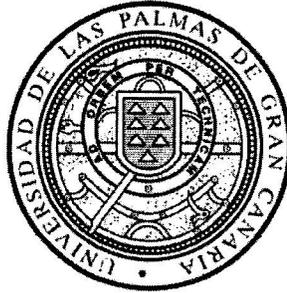


UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

DEPARTAMENTO DE BIOLOGÍA



**EFEECTO DE LAS VARIACIONES CLIMÁTICAS
EN LA DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE
Thunnus thynnus thynnus (LINNAEUS, 1758) Y
Thunnus alalunga (BONNATERRE, 1788) EN EL
OCÉANO ATLÁNTICO.**

Unai Ganzedo López

2005

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

DEPARTAMENTO DE BIOLOGÍA

TESIS DOCTORAL

**EFECTO DE LAS VARIACIONES CLIMÁTICAS
EN LA DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE
Thunnus thynnus thynnus (LINNAEUS, 1758) Y
Thunnus alalunga (BONNATERRE, 1788) EN EL
OCÉANO ATLÁNTICO.**

Tesis doctoral presentada por D. UNAI GANZEDO LÓPEZ.

Dirigida por el Dr. D. JOSÉ JUAN CASTRO HERNÁNDEZ.

El Director

El Doctorando

Las Palmas de Gran Canaria a 10 de 6. de 2005.

D. José Juan Castro Hernández, profesor titular de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria del área de conocimiento de Zoología, adscrito al Departamento de Biología de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria,

INFORMA

Que el trabajo de investigación titulado “Efecto de las variaciones climáticas en la distribución espacio-temporal de *Thunnus thynnus thynnus* (Linnaeus, 1758) y *Thunnus alalunga* (Bonnaterre, 1788) en el Océano Atlántico”, realizado bajo mi supervisión por el licenciado en Ciencias del Mar D. Unai Ganzedo López, se considera finalizado y puede ser presentado para su exposición y defensa como Tesis Doctoral en la Facultad de Ciencias del Mar de La Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

Tafira, Las Palmas de Gran Canaria, a 10 de 6.. de 2005.

Fdo.: José Juan Castro Hernández

AGRADECIMIENTOS

Han sido muchas las personas que han colaborado en este trabajo y de maneras muy diferentes. Gracias a ellas que con su apoyo científico-técnico y moral, ya que me han ayudado a crecer en todos los aspectos para poder realizar este proyecto y ser mejor persona.

En primer lugar quiero agradecer especialmente a mi director de tesis y amigo, el Dr. José Juan Castro, por su paciencia, dedicación y apoyo, no solo en los problemas habituales que surgen en un proyecto como éste, sino en lo personal y a la vez enseñarme a enfocar y desarrollar eficazmente mis inquietudes científicas. Inquietudes, que gracias a personas como él, o como Aldo Solari, el Dr. D. Carlos Bas, el Dr. Vicente Hernández o D. Paulino Lucio, van aumentando día a día. No quiero olvidar a todos mis compañeros del Departamento de Biología de la Universidad de las Palmas de Gran Canarias (ULPGC), por compartir los momentos de risas, dudas e insabores, en especial a mi amiga Ana, por ser así y estar siempre ahí cuando se la necesitaba.

Quiero extender mi agradecimiento a las siguientes personas: al Dr. Ángel Santana del Pino, del Departamento de Matemáticas de la Universidad de las Palmas de Gran Canarias (ULPGC), por su apoyo en el trabajo estadístico y al Dr. Jon Saenz, del Departamento de Física de la Universidad del País Vasco (UPV), por su ayuda desinteresada en la búsqueda de datos climáticos y enseñarme a utilizar e interpretar herramientas de estadística climática. Igualmente, agradecer al Dr. Haritz Arrizabalaga del Instituto Tecnológico Pesquero y Alimentario (AZTI) por sus puntuales aportaciones a este trabajo.

Por último, tengo que agradecer a todos mis amigos y familia, pero en especial a mi buen amigo Mikel Zapirain y al recientemente fallecido Álvaro Apraiz, por enseñarme a que la vida hay que disfrutarla día a día, con honestidad y esperanza.

Sería injusto olvidar a algunas de las muchas personas que se prestaron a comentar conmigo ciertos aspectos del proyecto, pero ellas saben quienes son y cuentan todas con mi agradecimiento.

ÍNDICE

1	INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS.....	1
1.1	<i>Introducción.....</i>	<i>1</i>
1.1.1	El clima y los peces: factores que influyen en la distribución espacio-temporal.....	4
1.1.2	Los túnidos: características morfológicas y fisiológicas.....	5
1.1.3	Adaptaciones de los túnidos a las condiciones ambientales y sus implicaciones evolutivas y ecológicas.....	12
1.2	<i>El área de estudio: El Atlántico.....</i>	<i>16</i>
1.2.1	Características climáticas generales del Océano Atlántico.....	19
1.2.2	Centros de acción.....	21
1.2.3	Los flujos.....	23
1.3	<i>Objetivos.....</i>	<i>25</i>
2	MATERIAL Y MÉTODOS GENERALES.....	26
2.1	<i>Datos de Capturas.....</i>	<i>26</i>
2.2	<i>Parámetros Físico-Meteorológicos.....</i>	<i>29</i>
2.2.1	Presión atmosférica.....	29
2.2.2	Irradiancia solar.....	29
2.2.3	Precipitaciones.....	30
2.2.4	Temperatura superficial del agua del mar.....	31
2.2.5	Datos de aproximaciones para predicción climática.....	32
2.2.6	Índices Climáticos del Atlántico.....	33
2.3	<i>Agrupamiento espacio-temporal de los datos de pesca y climáticos.....</i>	<i>48</i>
2.4	<i>Análisis estadístico.....</i>	<i>49</i>
3	INFLUENCIA DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN LAS CAPTURAS DEL ATÚN BLANCO (<i>Thunnus Alalunga</i>) EN EL ATLÁNTICO.....	51
3.1	<i>Introducción.....</i>	<i>51</i>
3.1.1	Atlántico norte.....	55
3.1.2	Atlántico sur.....	57
3.2	<i>Objetivo.....</i>	<i>58</i>
3.3	<i>Material y métodos.....</i>	<i>58</i>
3.4	<i>Resultados.....</i>	<i>59</i>
3.4.1	Variabilidad de las capturas en las grandes áreas de pesca del Atlántico Norte.....	61
3.4.2	Variabilidad de las capturas en las grandes áreas de pesca del Atlántico sur.....	67
3.5	<i>Discusión.....</i>	<i>69</i>
4	INFLUENCIA DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN LAS CAPTURAS DEL ATÚN ROJO (<i>Thunnus thynnus</i>) EN EL ATLÁNTICO.....	85
4.1	<i>Introducción general.....</i>	<i>85</i>
4.2	<i>Papel de las variaciones climáticas entre 1525 y 1756 en la pesquería de atún rojo (<i>Thunnus thynnus</i>).....</i>	<i>89</i>
4.2.1	Introducción.....	89
4.2.2	Material y métodos.....	90
4.2.3	Resultados.....	95
4.2.4	Discusión.....	112

4.3.	<i>Papel de las variaciones climáticas entre 1950 y 2000 en la pesquería de atún rojo (Thunnus thynnus).</i>	119
4.3.3.	Introducción.....	119
4.3.4.	Objetivo.....	120
4.3.5.	Material y métodos.....	120
4.3.6.	Resultados.....	121
4.3.7.	Variabilidad de las capturas en las grandes áreas de pesca del Atlántico norte.....	123
4.3.8.	Variabilidad de las capturas en las grandes áreas de pesca del Atlántico sur.....	131
4.3.9.	Discusión.....	131
5.	DISCUSIÓN FINAL.....	139
6.	CONCLUSIONES FINALES.....	145
7.	BIBLIOGRAFÍA.....	147
8.	LISTA DE TABLAS Y FIGURAS.....	176
	<i>Lista de figuras.....</i>	<i>176</i>
	<i>Lista de tablas.....</i>	<i>181</i>

RESUMEN

En este trabajo se analiza el grado de complejidad existente entre dos especies de túnidos (*Thunnus thynnus* y *T. alalunga*) y los cambios en el clima en el Atlántico. Si actualmente parece cierto que las zonas ricas en atún son en general las zonas ecológicamente más productivas, las relaciones entre esta especie y las fluctuaciones climáticas que se experimentan en el medio resultan muy difíciles de analizar y comprender en detalle, principalmente cuando se parte de datos de pesca industrial, a una escala espacio temporal muy amplia, y con un grado de veracidad y exactitud incierto.

Las fluctuaciones bruscas de las capturas de estas especies no son nuevas a lo largo de la historia de sus pesquerías. En el caso concreto del atún rojo (*Thunnus thynnus*), ya en 1757 el fraile Martín Sarmiento envió al duque de Medina Sidonia una extensa carta explicándole porque las capturas de sus almadrabas habían decrecido fuertemente durante las últimas décadas (1680-1756). En ella, Martín Sarmiento desarrolla diversas hipótesis sobre los motivos del descenso en las capturas, y entre otras apunta como más posible la sobrepesca, aunque no descarta el efecto del clima. A lo largo del desarrollo de esta tesis, queda patente la existencia de una componente ambiental que tiene un efecto notable sobre la disponibilidad del recurso para la pesquería (esta variabilidad climática explica el 73,14% de las oscilaciones registradas en la serie histórica de capturas de atún rojo en las almadrabas atlánticas del sur de España). En este sentido, son los ciclos de la actividad solar (de 22 años, o doble ciclo solar, y 80 años, o ciclos de Gleissberg) los que rigen en mayor medida las variaciones en la abundancia a medio y largo plazo. Las condiciones climáticas extremadamente frías acontecidas durante “La Pequeña Glaciación” (coincidente con un período de mínima actividad solar conocido como Mínimo de Maunder), pudieron provocar una disminución significativa del reclutamiento y, como consecuencia, una reducción de la población de atún rojo en el Atlántico Norte y el Mar Mediterráneo.

Los índices climáticos, a su vez, permiten robustecer la hipótesis de que los cambios a largo plazo en variables climáticas y oceanográficas estarían jugando un papel fundamental en el reclutamiento y las migraciones de los túnidos y, por tanto, en la dinámica de los distintos stocks.

Para el atún rojo (*Thunnus thynnus*) y atún blanco (*Thunnus alalunga*), un índice negativo de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) favorece un aumento de las capturas en el Atlántico Centro-Oriental, ya que aumenta la temperatura del agua del mar, y más claramente en la zona de Canarias. Simultáneamente, en el Atlántico Occidental (áreas FAO 31 y 21) se produce el efecto contrario, debido a que el debilitamiento del centro de acción Atlántico provoca un ligero enfriamiento de la corriente cálida proveniente del Golfo de Méjico en otoño, suficiente para permitir la presencia de estos túnidos, dentro de un rango térmico más adecuado, lo que también se refleja en mayores capturas. Sin embargo, un índice NAO positivo permite un calentamiento de las áreas más septentrionales del Atlántico Oriental, favoreciendo el desplazamiento de ambas especies hacia el Mediterráneo (en caso del atún rojo) o Golfo de Vizcaya-Irlanda (en el caso del atún blanco).

Las fluctuaciones en las capturas pueden ser consideradas como un buen indicador de las variaciones en la abundancia, por lo que el análisis de largas series de datos permite separar el efecto achacable a la pesca del producido por los cambios climáticos sobre la abundancia y la magnitud de los desplazamientos latitudinales y transoceánicos de estos peces. No obstante, las series actuales de datos de capturas no son lo suficientemente amplias como para detectar variaciones debidas a eventos climáticos de larga periodicidad. Los datos de pesca están mayoritariamente disponibles a partir de 1950, y la medición regular de parámetros meteorológicos raramente se extienden más allá de un siglo (sólo unas décadas el caso de parámetros oceanográficos). Por ello, y teniendo en consideración el rápido cambio climático que esta experimentando el Planeta, es necesario aplicar, de forma rigurosa, el principio de precaución en la gestión pesquera del atún blanco y, en forma mas restrictiva aún, al atún rojo.

1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1 *Introducción*

La pesca es un sector estratégico nada despreciable en nuestro país, ya que en su conjunto, incluyendo la acuicultura, representa el 0,4 % del PIB (FAO, 2004). Se estima, no obstante, que si se tuviera en cuenta el sector pesquero desde un punto de vista integral, incluyendo la industria de transformación de los productos de la pesca y los servicios de distribución y comercialización del pescado, la aportación al PIB podría alcanzar el 1 %. Además, de forma mayoritaria, este sector extractivo radica en regiones costeras donde las alternativas para desarrollar otras actividades productivas han sido escasas durante mucho tiempo, por lo que su importancia económica resulta vital en estas áreas altamente dependientes de la pesca.

En conjunto, las especies pelágicas o semipelágicas son las que sustentan los mayores volúmenes de capturas y sirven de base al sector más industrializado de la pesca. Entre estas, son los túnidos, y en particular las especies tropicales (*Katsuwonus pelamis*, *Thunnus albacares* y *Thunnus obesus*), los que tienen un mayor interés económico ya que se combinan un alto precio de mercado con volúmenes de descargas importantes (la captura de estas tres especies representó aproximadamente 340.000 toneladas sólo en el Atlántico Norte y Mediterráneo durante el año 2001; FAO, 2004). En otro orden de importancia, aunque con capturas mucho más cuantiosas, pero de valor económico muy inferior, se ubican los engraulidos (anchoas), clupeidos (sardinas y arenques), carángidos (jureles) y algunos gádidos (bacaladilla, bacalao, abadejo, eglefino, etc.). Las capturas de este conjunto de especies en el año 2001 en el Atlántico Norte y Mediterráneo fueron del orden de los 270 millones de toneladas (FAO, 2004).

Los túnidos son actualmente el grupo de especies de mayor interés para el sector de transformación de productos de la pesca a nivel mundial y, más concretamente, en España supone más del 55 por ciento de la producción de conservas de pescados y mariscos, tanto en volumen como en valor. Durante el año 2000 se exportaron 69.591 toneladas (Mar y Pesca, 2001).

A nivel ecológico los túnidos juegan un papel muy importante en las cadenas tróficas oceánicas epipelágicas (de 0 a 300 m de profundidad), al ser generalmente el último eslabón de la misma, y la densidad de sus poblaciones sirven de indicadores de la productividad y estabilidad de estos ecosistemas (Fonteneau & Marcille, 1991; Dickson, 1995). Todas las especies de túnidos son migratorias, realizando grandes desplazamientos principalmente por motivos tróficos o de reproducción (Fonteneau & Marcille, 1991), aunque hay crecientes evidencias de que algunas de estas especies o poblaciones migratorias de larga distancia son más una excepción que una regla (Hilborn & Sibert, 1988; Hampton & Gunn, 1998). Sin embargo, las características fisiológicas que identifican a cada uno de los géneros, y en particular a cada especie, hace que el comportamiento y los patrones migratorios puedan presentar diferencias muy significativas entre ellas, e incluso entre juveniles y adultos de una misma especie (Holland *et al.*, 1992; Josse *et al.*, 1998; Dagon *et al.*, 2000).

Esta capacidad migratoria de las diversas especies de túnidos dificulta en gran medida el establecimiento de estrategias de explotación adecuadas, especialmente por tratarse de especies oceánicas que configuran un recurso multinacional y que presentan una alta variabilidad estacional en sus capturas, como consecuencia de que los procesos de reclutamiento a cada área dependientes de condiciones climáticas específicas. De acuerdo con Bakun (1996), el reclutamiento debe completarse como resultado neto de una cadena continua de eventos del ciclo de la vida, que se extiende desde la formación de los productos reproductivos en los adultos hasta diversos estadios de huevo, larva y juvenil. Sin embargo, en el caso particular de los túnidos, al igual que en el resto de especies migradoras, y desde el punto de vista de la dinámica poblacional, el término reclutamiento y mortalidad natural adquieren una dimensión diferente, ya que anualmente se produce una inmigración masiva al principio de la temporada de pesca (equivalente al reclutamiento al área) y una emigración masiva al final de la misma (equivalente a efectos prácticos a la mortalidad natural) de las diferentes cohortes que componen la población, que se van desplazando progresivamente de un área de pesca a otra. En este sentido, los modelos utilizados habitualmente en el estudio de pesquerías parten básicamente de la idea original de Russel (1931) y Graham (1935) de que el estado de una población en un momento dado es el resultado de cuatro procesos: crecimiento, reclutamiento, mortalidad natural y mortalidad pesquera. De esta forma, el cambio de biomasa de la población combina los incrementos, derivados del reclutamiento y el crecimiento, con los decrementos, debidos a la mortalidad tanto natural como pesquera. Esta es la idea original que subyace de los modelos al uso en evaluación de stocks.

La comunidad científica ha estado durante décadas centrada fundamentalmente en el análisis de los efectos de la pesca, haciendo hincapié en la mejora del conocimiento sobre los modelos de crecimiento y en la obtención de estadísticas pesqueras (capturas y esfuerzo) lo mas fidedignas posibles. Los otros dos términos de la ecuación, mortalidad natural y reclutamiento, dada la complejidad que tiene su estimación, se han considerado como procesos únicos simples, siendo sometidos normalmente a simplificaciones respecto a su variabilidad (en ocasiones se ha considerado tanto el reclutamiento como la mortalidad natural como términos constantes). Y la dificultad de comprender y predecir estos dos términos, especialmente el reclutamiento, refleja un clásico problema de la investigación en la biología pesquera (ej.: Beverton & Holt, 1957; Ricker, 1975).

La comprensión de los mecanismos responsables de las fluctuaciones del reclutamiento ha sido en el pasado siglo, y es en la actualidad, uno de los caballos de batalla de la ciencia pesquera. La teoría mas relevante para explicar estas fluctuaciones se debe a Hjort (1914), quien postuló la hipótesis de que las fluctuaciones en el reclutamiento dependen en buena medida de los eventos que tienen lugar durante el periodo crítico comprendido entre la puesta y el momento en que las larvas realizan su primera alimentación exógena (concepto de período crítico de Hjort). Un segundo concepto, introducido también por este autor, es que la acción del viento y las corrientes puede trasladar a huevos y larvas a zonas poco propicias, lejos de sus áreas de cría. Ambos factores consideran que la falta de alimento en la fase larvaria constituye el proceso crucial que determina la fuerza de las clases anuales. Cushing (1969) refinó esta hipótesis y propuso su teoría denominada de “match-mismatch” (acople-desacople) que enfatiza, especialmente para latitudes templadas, sobre la importancia de la coincidencia

temporal entre el desove y el ciclo estacional de producción del alimento que soportan la nutrición de las fases larvarias tempranas. Lasker (1978, 1981), por su parte propone a la temperatura superficial del mar, a la salinidad y a la estabilidad de la columna de agua como los factores determinantes en el reclutamiento, al afectar a la producción, concentración y disponibilidad de alimento. Años más tarde, Cury & Roy (1989) redondearon la hipótesis del periodo crítico de Hjort (1914), la de “match-mismatch” de Cushing (1969) y la estabilidad de la columna de agua de Lasker (1981), proponiendo que bajo ciertas condiciones de acción de viento sobre la superficie del mar, se encuentran “ventanas ambientales óptimas” que definen el éxito potencial del reclutamiento. Posteriormente Bakun (1994, 1996) describe lo que denomina la “triada fundamental”, que incluye los factores de enriquecimiento, concentración y retención, conjunto de procesos físicos que actúan sobre las fases críticas de la vida de los peces y que constituyen los agentes determinantes en la definición del reclutamiento. Y aunque a primera vista todas estas teorías están diseñadas para explicar los procesos de reclutamiento relacionados con los primeros estadios de vida de los peces, en el caso de los atunes pueden ser perfectamente aplicables al reclutamiento a cada área de pesca (reclutamiento al área) debido a la dependencia de estas especies, en sus migraciones, de las condiciones climáticas de cada lugar, existiendo un verdadero proceso de “match-mismatch”, tal y como lo describe Cushing (1968), entre clima, procesos locales de concentración de alimento y migración.

Una de las carencias de la ciencia pesquera hasta fechas recientes ha sido la escasa consideración sobre el papel que desempeña el medio ambiente y sus variaciones en la dinámica de los recursos pesqueros y especialmente su efecto sobre el reclutamiento y la mortalidad natural. Así, el ambiente oceánico se ha considerado como algo en estado inerte, con quizás un cierto nivel de variación interanual al azar, con el fin de, con esto último, poder responder el hecho de que los datos reales se desvían marcadamente de los modelos aceptados (se considera el ruido como un proceso aleatorio carente de información biológica útil). Sin embargo múltiples experiencias están llevando al reconocimiento de que la teoría y la práctica actual de la ciencia pesquera puede estar resultando insuficiente a efectos de gestión, y que es factible, por ejemplo, la ocurrencia de episodios de “cambios de régimen” que envolverían completas estructuras de comunidades biológicas, que no tendrán por qué dejar necesariamente a la pesca como uno de los factores primarios (Bakun, 1996). De ahí la creciente pujanza de lo que se ha venido a denominar oceanografía pesquera, para poder realizar predicciones creíbles del reclutamiento (Sharp, 2001).

Las condiciones que encuentran los túnidos en el medio oceánico (temperatura, alimento, oxígeno, corrientes, etc.), influyen en gran medida en la abundancia de sus poblaciones y en sus migraciones, así como su capturabilidad (Fonteneau & Marcille, 1991). Por ello, el estudio de sus fluctuaciones pasa necesariamente por entender el efecto que tienen las diversas características que definen el ambiente en el que habitan, al menos las más importantes, en su bio-ecología y comportamiento. Su hábitat, las aguas oceánicas, aunque es estructuralmente muy homogéneo, está sometido a cambios espacio-temporales del clima que influyen directamente en la etología de estos peces y que se reflejan en su comportamiento migratorio. Diversas evidencias muestran que la influencia medioambiental, en concreto la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), podría ser una de las causas de las recientes variaciones en el reclutamiento de muchas especies de peces (Cushing, 1982; Sharp, 1991; Hamre, 1991; Ware, 1991; Yáñez, 1991; Tameishi et al., 1991; Rothschild, 1991; Kawasaki, 1991; Corten, 2001, Drinkwater et

al, 2002), y entre ellos los t́nidos (Kronvin, 1995; Santiago, 1998; Mysterud *et al.*, 2003; Santiago, 2004). La NAO, medida por la diferencia de los valores de las anomalías de presión superficial entre Stykkisholmur (Islandia), como estación al norte, y Punta Delgada (Azores, Portugal) (Rogers, 1997), Lisboa (Portugal) (Jones *et al.*, 1997), o Gibraltar (Gran Bretaña) (Hurrell, 1995) como estaciones más al sur, indica la intensidad de la circulación atmosférica sobre Atlántico Norte. Un valor alto del índice NAO refleja un mayor gradiente de presión atmosférica entre ambas localidades y está asociado con fuertes vientos del oeste, lo que origina bajas temperaturas en Islandia y la costa oriental de Canadá y temperaturas más cálidas en el oeste europeo. Por otro lado, un índice bajo, con una reducción en el gradiente de presión, origina vientos del oeste más flojos, temperaturas más cálidas en el Atlántico Noroccidental (Groenlandia) y una situación climática más fría en Europa (Hurrell, 1995).

El objetivo de este trabajo de tesis es servir de análisis del grado de complejidad existente entre los t́nidos y los cambios en el clima en el Atlántico. Si actualmente parece cierto que las zonas ricas en atún son en general las zonas ecológicamente más productivas, las relaciones entre las diversas especies de t́nidos y las fluctuaciones climáticas que se experimentan en el medio en el que estas habitan resultan muy difíciles de analizar y comprender en detalle, principalmente cuando se parte de datos de pesca industrial a una escala espacio temporal muy amplia y con un grado de veracidad y exactitud desconocidos.

1.1.1 El clima y los peces: factores que influyen en la distribución espacio-temporal.

Los peces (gnatostomados) aparecen en el registro fósil del Silúrico (430 millones de años), sufriendo a lo largo de todo este periodo evolutivo diversos procesos adaptativos que han desembocado en que sea el grupo de vertebrados de mayor diversidad de forma. Los peces habitan en todos los ecosistemas acuáticos del Planeta, desde las grandes profundidades oceánicas hasta los lagos ubicados a mayor altitud (Titicaca), pasando por las zonas húmedas que sufren desecaciones estacionales, desde las aguas polares hasta los trópicos (Nikolsky, 1963; Jobling, 1995). Igualmente, están presentes tanto en aguas saladas, como dulces y salobres, en un rango de temperatura que oscila desde los -3 °C hasta los 50 °C (Nikolsky, 1963). En todo este proceso evolutivo los peces han sufrido extinciones masivas, como ha sido el caso de los acántodos que desaparecieron a principios del Pérmico (280 millones de años) (Jobling, 1995), sin embargo su gran capacidad de adaptación a los diversos medios acuáticos ha dado lugar a que actualmente existan más de 21.000 especies (Gilbert, 1993), la gran mayoría pertenecientes al grupo de los teleósteos.

El papel de los factores físicos en la vida de un pez es enorme. Las condiciones para el movimiento de un pez dependen significativamente de la densidad del agua. Las propiedades ópticas del agua y su contenido en partículas en suspensión afectan tanto a su capacidad de obtener alimento, si es un predador visual, como a su capacidad de protección de los predadores (Fernald, 1993). La temperatura del agua determina la tasa de los procesos metabólicos de los peces de forma muy significativa (Hazel, 1993). Cambios en la temperatura actúan frecuentemente como estímulo natural en la reproducción, migraciones, etc. Otras propiedades físicas y químicas del agua, como la

salinidad, saturación de oxígeno, viscosidad, tienen también una enorme importancia (Nikolsky, 1963; Perry & McDonald, 1993). La temperatura, la concentración de oxígeno y la salinidad pueden actuar como factores letales (Wootton, 1992).

Entre todos los factores ambientales anteriores, la temperatura del agua es la que muestra una mayor variación temporal, lo que tiene una enorme importancia para la vida de los peces, y sus efectos en el metabolismo y comportamiento son directos. Estos, como el resto de los animales poiquiloterms, son extremadamente dependientes de la temperatura del medio que les rodea. En la mayoría de los peces la temperatura corporal difiere de la del agua que les rodea en sólo 0.5-1 °C, y solamente en los túnidos puede llegar a ser de 10 °C (Nikolsky, 1963).

Los cambios en la temperatura tienen un efecto directo en el metabolismo (Hazel, 1993). Por ello, las variaciones en la temperatura ambiental suele ser una señal natural que estimula el comienzo de diversos procesos biológicos como la reproducción, migración, hibernación, etc. (Wootton, 1992; Hazel, 1993; Jobling, 1995). Incluso el crecimiento, la tasa de alimentación y el consumo de oxígeno están directamente relacionados con la temperatura ambiental (Wootton, 1992; Hazel, 1993). Según Parrish & MacCall (1978), el aumento en el reclutamiento de *Scomber japonicus* entre 1931 y 1938 estuvo relacionado con un proceso anormal de calentamiento del agua superficial en la zona de California. Las variaciones de la temperatura afectan considerablemente a la distribución de los peces. En años cálidos se han capturado especies de aguas templadas en latitudes anormales para las mismas, como es el caso de *Scomber scombrus* en el Mar Blanco. En estos periodos el bacalao penetra en el Mar de Kara e importantes concentraciones aparecen incluso en Groenlandia (Nikolsky, 1963). *S. japonicus* extendió su rango de distribución en el Pacífico Nororiental posiblemente debido a la influencia del fuerte calentamiento ocurrido entre 1982 y 1984, y nuevamente entre 1992 y 1993 (Yaremko *et al.*, 1997). En estos periodos importantes cantidades de esta especie han sido capturadas en las costas de la isla de Vancouver, Puget Sound y Queen Charlotte Sound (Canadá), y también fueron frecuentes en aguas de Oregón (MacCall *et al.*, 1985; Ashton *et al.*, 1985). Además, los desplazamientos como respuesta a los cambios de temperatura pueden ser muy rápidos, como es el caso de *Ranzania laevis*, donde un calentamiento progresivo del agua superficial del océano provocó un desplazamiento de la especie de varios cientos de kilómetros en unos pocos días (Castro & Ramos, 2002)

1.1.2 Los túnidos: características morfológicas y fisiológicas.

Los túnidos se agrupan dentro de la familia Scombridae (Regan, 1909), y se caracterizan por la forma en que se insertan los radios de su aleta caudal. Esta familia comprende 15 géneros y 50 especies dentro de dos subfamilias: Gasterochismatinae (con una sola especie) y Scombrinae. En la subfamilia Scombrinae hay cuatro tribus (Tabla 1-1) separadas de acuerdo con sus características óseas internas (Collete and Nauen, 1983; Collete *et al.*, 1984), encuadradas dentro de dos grupos: el de los Scombrini y Scomberomorini, que es el grupo más primitivo, y el de los Sardini y Thunnini. Esta última tribu es la más evolucionada y está a su vez conformada por cuatro géneros, todo ellos capaces de regular su temperatura interna a través del diseño especial de su sistema circulatorio, único entre los peces óseos. Esta característica les

ayuda a conservar en parte su calor metabólico y ha permitido que estas especies se encuentren ampliamente distribuidas por todos los océanos.

<i>Subfamilia</i>	<i>Tribu</i>	<i>Género</i>	<i>Nº de especies</i>
Scombrinae	Thunini	<i>Thunnus</i>	7
		<i>Katsuwonus</i>	1
		<i>Euthynnus</i>	3
	Sardini	<i>Auxis</i>	2
		<i>Allothunnus</i>	1
		<i>Gymnosarda</i>	1
		<i>Sarda</i>	4
		<i>Cybiosarda</i>	1
		<i>Orcynospsis</i>	1
	Scomberomorini	<i>Acanthocybium</i>	1
		<i>Scomberomorus</i>	18
<i>Grammatorcynus</i>		2	
Scombrini	<i>Rastrelliger</i>	3	
	<i>Scomber</i>	3	
Gasterochismatinae		<i>Gasterochisma</i>	1

Tabla 1-1: Clasificación taxonómica de la familia *Scombridae*.

Estas especies presentan un cuerpo alargado y fusiforme, moderadamente comprimido en algunos de los géneros, perfectamente adaptado para alcanzar una alta capacidad de penetración en la masa de agua (hidrodinamismo). El hocico es puntiagudo y poseen dos aletas dorsales; la aleta anterior es por lo general corta y está separada de la aleta posterior. Una característica distintiva de los escómbridos es la presencia de pínulas sobre el pedúnculo caudal, detrás de las aletas dorsal y la anal, que confieren al animal ciertas ventajas hidrodinámicas. Otras características anatómicas importantes son la presencia de pectorales adelantadas, aletas pélvicas medianas o pequeñas y una caudal con una horquilla muy marcada. Tienen, por lo menos, dos pequeñas quillas a cada lado del pedúnculo caudal, y muchas de las especies una quilla más grande entre ambas. El cuerpo suele estar cubierto uniformemente de escamas pequeñas y/o medianas (como en el caso de los géneros *Scomber* y *Scomberomorus*) o bien provisto de un corselete (parte trasera de la cabeza y zona que rodea las aletas pectorales cubierta de escamas gruesas de tamaño medio) y el resto del cuerpo desnudo (como en los géneros *Auxis*, *Euthynnus* y *Katsuwonus*) o cubierto de pequeñas escamas (como en el género *Thunnus*) (Tabla 1-2).

La coloración de estas especies es típicamente pelágica. Algunas muestran un color azulado o verdoso, como *Scomber*, con bandas onduladas en la parte superior de los flancos y plateada en la parte inferior (imitando los trenes de ondas luminosas sobre fondos en aguas someras, ya que son especies pelágico-costeras). Sin embargo, el resto de las especies presentan un patrón de color más oceánico. Así, las especies de los géneros *Scomberomorus* y *Acanthocybium* son de color gris azulado por encima y plateado por debajo, con rayas verticales o manchas oscuras en los lados, mientras que las del género *Sarda* presenta de 5 a 11 bandas oblicuas y oscuras en el lomo. *Euthynnus* tiene un grupo de bandas en el lomo y manchas oscuras entre los pectorales y las pélvicas, *Katsuwonus* presenta de 4 a 6 bandas longitudinales, bastante notables, sobre el vientre, mientras que *Auxis* y *Thunnus* son oscuros, de color negro azulado por el dorso, con la mayor parte de las especies de *Thunnus* con pínulas de un amarillo vivo con bordes negros.

Superficie ventral del hígado con estrías. Lóbulo central igual o más largo que los lóbulos derecho e izquierdo	Branquiespinas del primer arco entre 31 y 43. Aleta pectoral corta (menos del 80 % de la longitud de la cabeza).	Aleta pectoral (16,8-21.7% de la longitud zoológica). Timón caudal oscuro Primera parapófisis ventral en vértebra nº 8.	<i>Thunnus thynnus</i>
		Aleta pectoral (20.2-23% de la longitud zoológica). Timón caudal amarillo. Primera parapófisis ventral en vértebra nº 9.	<i>Thunnus maccoyii</i>
	Branquiespinas del primer arco entre 23 y 31. Aleta pectoral corta (menos del 80% de la longitud de la cabeza).	Aleta caudal con fino margen blanquecino. Aleta pectoral muy larga, alcanzando el final de la base de la 2ª dorsal. La mayor altura del cuerpo al comienzo, o poco después de la 2ª dorsal.	<i>Thunnus alalunga</i>
		Aleta caudal sin fino margen blanquecino. Aleta pectoral corta o moderada, sin alcanzar el final de la base de la 2ª dorsal (excepto en individuos pequeños). La mayor altura del cuerpo hacia la mitad de la 2ª dorsal.	<i>Thunnus obesus</i>
Branquiespinas del primer arco entre 19 y 28 (normalmente 26 o menos) Segunda aleta dorsal y anal nunca alargadas; menos del 20 % de la longitud zoológica.	Branquiespinas del primer arco entre 26 y 34 (normalmente 27 o más). Segunda aleta dorsal y anal (en peces mayores de 120 cm. Lz) alargadas (más del 20 % de la longitud zoológica). Talla máxima alrededor de 200 cm.		<i>Thunnus albacares</i>
	Branquiespinas del primera arco entre 19 y 28 (normalmente 26 o menos). Segunda aleta dorsal y anal nunca alargada (menos del 20% de la longitud zoológica). Talla máxima alrededor de 110 cm.	Parte inferior del cuerpo con pálidas rayas y puntos sin orientación definida. Vejiga natatoria ausente o rudimentaria. Vértebras 18+21=39.	<i>Thunnus tonggol</i>
		Parte inferior del cuerpo sin pálidas rayas y manchas, o con éstas, al menos parcialmente, en hileras verticales. Vejiga natatoria presente. Vértebras: 19+20=39.	<i>Thunnus atlanticus</i>

Tabla 1-2: Clave de identificación taxonómica de las especies del género *Thunnus* (adaptado de Collete & Nauen, 1983).

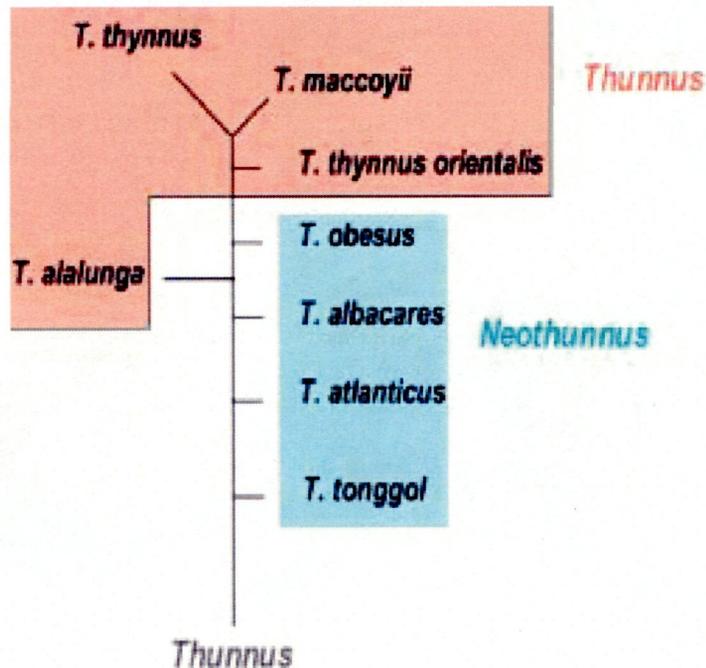


Figura 1-1: Filogénia del género *Thunnus* y subgéneros propuestos (Sharp & Pirages, 1978).

La interpretación de la filogenia del género *Thunnus* y de los escómbridos en general, es concordante con la disposición de una característica anatómica trascendental para la bioecología y la adaptación evolutiva de los túnidos a ambientes progresivamente más templados (Figura 1-1): el nivel de vascularización y la disposición de la musculatura roja. Tal como se refieren Sharp & Pirages (1978), las especies de mayor tamaño y más amplia distribución tienden a poseer la musculatura roja internalizada y una vascularización única concomitante, en contraste con la externalización de la musculatura roja en Scombrini y Scomberomorini, Sardini y peces más “primitivos”. Si bien, de acuerdo con Block *et al.* (1993) algunos de estos escómbridos primitivos, en particular los bonitos (Sardini), ya mostrarían una ligera internalización del músculo rojo. Las especies tropicales verdaderas del subgénero *Neothunnus* disponen de masas del músculo rojo contiguas tanto a la superficie lateral como a las vértebras, una disposición relativamente primitiva comparada con la completa internalización que se da en el caso de los túnidos del subgénero *Thunnus*.

La disposición de la musculatura roja de la mayor parte de los escómbridos sigue el patrón clásico de los teleósteos, esto es, ocupando una cuña entre las masas de músculos blanco apiaxial e hipoaxial adyacentes a la piel. Algunos escómbridos más primitivos, como los Sardini, muestran ya ligeros grados de internalización de la musculatura roja (Sharp & Pirages, 1978). Sin embargo es en los *Thunini* donde se da una mayor internalización de la musculatura roja (Sharp & Pirages, 1978), localizada más axialmente, extendiéndose desde una posición subcutánea a la columna vertebral. Pero el grado de internalización más pronunciado se encuentra en las especies del género *Thunnus*. Las especies tropicales verdaderas del género *Neothunnus* disponen de masas de músculo rojo contiguas tanto a la superficie lateral como a las vértebras,

una disposición relativamente primitiva comparada con la completa internalización que se da en el género *Thunnus* (Figura 1-2).

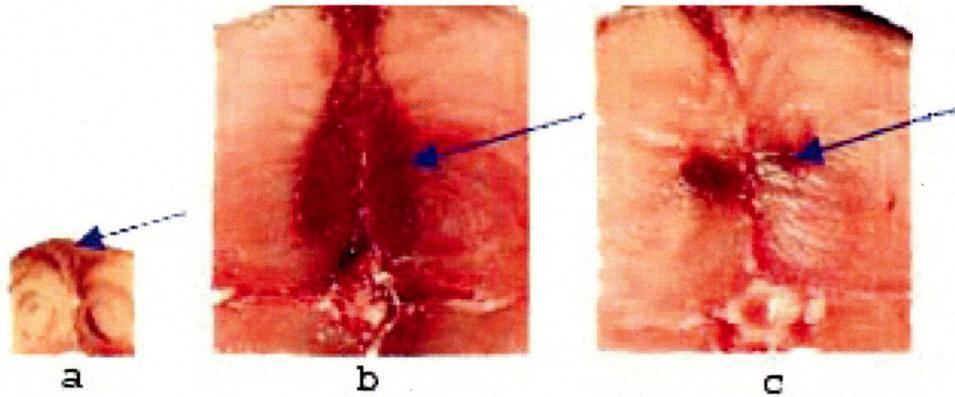


Figura 1-2: Cortes Transversales de: a) caballa (*Scomber scombrus*), b) listado (*Katsuwonus pelamis*) y c) atún blanco (*Thunnus alalunga*). Las flechas ilustran la localización de la musculatura roja.

La característica fisiológica más importante de los túnidos, y que los diferencian significativamente del resto de teleósteos, es su capacidad de termorregulación (termorregulación fisiológica). En general, y atendiendo a la diferencia entre la temperatura interna y la del medio ambiente, los vertebrados se clasifican en dos grupos: poiquiloterma, cuya temperatura interna es igual a la del medio (Ej., reptiles y peces), y homeotermos, capaces de mantener su temperatura interna constante e independiente del medio. (Ej., mamíferos).

Los peces se engloban dentro del primer grupo, ya que su calor interno, producto del metabolismo, se disipa por las branquias durante la respiración. Sin embargo, existen excepciones como son el caso de los túnidos, peces espada y algunos tiburones (Carey & Lawson, 1973; Altringham & Shadwick, 2001). Estos han desarrollado un sistema de conservación de calor denominado *rete mirabile*, definido como un sistema de vasos capilares dispuestos de forma que dos vasos paralelos y adyacentes llevan la sangre en dirección contraria. Esta circulación ralentizada en contracorriente provoca un intercambio de calor entre la sangre venosa caliente poco oxigenada, que se dirige a las branquias, y la sangre arterial fría y oxigenada que se dirige a los músculos. De esta manera consiguen conservar parte del calor generado por el metabolismo (Figura 1-3). Por ejemplo, *Katsuwonus pelamis* presenta una temperatura corporal que es 9,1 °C superior a la temperatura ambiente cuando esta es de 25,6 °C, mientras que *Thunnus thynnus* mantiene su temperatura corporal en un rango que oscila entre 28 y 33 °C, en aguas con temperaturas que varían entre 7 y 30 °C (Hazel, 1993)

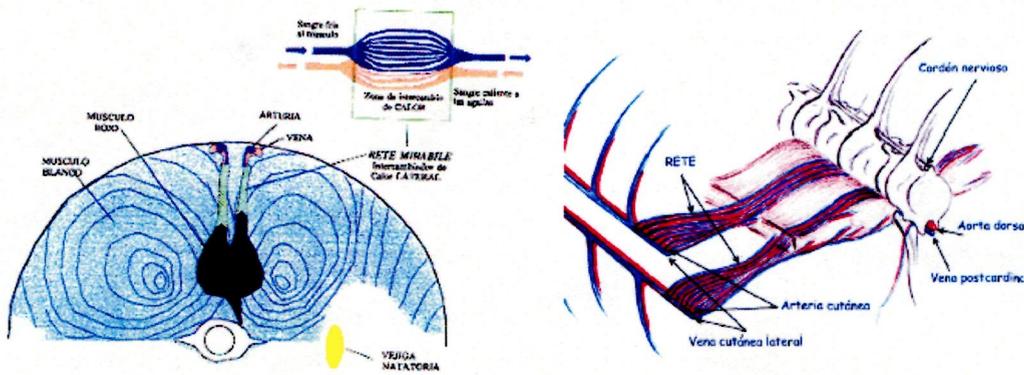


Figura 1-3: Diagramas que representan un corte transversal de un atún blanco (*Thunnus alalunga*), mostrando el sistema de intercambio lateral de calor y la 'rete mirabile' (adaptado a partir de Carey, 1973)

Según Carey & Lawson (1973) existen tres sistemas de intercambio de calor en los túnidos:

1- Intercambiador lateral, con un mayor o menor desarrollo y que está presente en todos los túnidos (tribu Thunnini). Poseen una o dos *retia* laterales consistentes en pequeñas arterias que se ramifican desde las arterias subcutáneas laterales y pequeñas venas que vacían en las venas laterales (Graham & Dickson, 1981).

2- Intercambiador central, presente en las especies de túnidos tropicales (rabil y listado) y ausente en los templados (atún rojo y atún blanco). *Rete* central situada dentro del canal hemático vertebral, consistente en pequeñas arterias de la aorta dorsal y pequeñas venas de la vena cardinal posterior. Según Sharp & Vlymen (1978), este sistema podría tener menos importancia en el intercambio de calor y más en la disipación del mismo.

3- Intercambiador visceral, que es exclusivo del patudo (*Thunnus obesus*) y del atún rojo (*T. thynnus*). Permite elevar la temperatura del estómago, masa cecal e intestino. Como consecuencia de ello, las tasas de digestión y asimilación de alimento son aceleradas, permitiendo una mayor frecuencia en la alimentación y así poder dar respuesta a sus altos requerimientos metabólicos (Carey *et al.*, 1984).

La alta actividad metabólica de los túnidos requiere de la disposición de un sistema circulatorio capaz de suministrar elevados volúmenes de sangre y grandes cantidades de oxígeno (Lai *et al.* 1987; Dickson, 1995). De esta forma, comparativamente con otras especies de peces, los túnidos tienen una mayor superficie branquial (Muir & Hughes, 1969), un mayor contenido en hemoglobina (Klawe *et al.*, 1963), un mayor volumen en sangre (Laurs *et al.*, 1978), un pericardio más rígido para facilitar el llenado cardiaco (Lai *et al.*, 1987), así como un corazón de gran tamaño capaz de sostener altos niveles de rendimiento fisiológico (Breisch *et al.* 1983; Graham *et al.*, 1983). De este modo, la presión vascular y el ritmo cardiaco descritos para el atún blanco por estos últimos autores exceden al de la mayoría de los peces.

1.1.3 Adaptaciones de los túnidos a las condiciones ambientales y sus implicaciones evolutivas y ecológicas.

Todos los túnidos son especies marinas epipelágicas, de aguas relativamente superficiales (entre 0 a 300 m), que efectúan migraciones tróficas o de reproducción, que en ocasiones son de bastante importancia. Sin embargo, las características anatómicas y metabólicas que identifican a cada uno de los géneros, y en particular a cada especie, hacen que el comportamiento y los patrones migratorios puedan presentar diferencias muy significativas entre ellas, e incluso entre juveniles y adultos de una misma especie. En este sentido, y a modo de ejemplo, el rabil (*Thunnus albacares*) es una especie pelágica, oceánica, migratoria y que habita en aguas tropicales y subtropicales (45° N - 45° S), que oscila entre 15 y 31 °C de temperatura, del Atlántico, Índico y Pacífico. Sin embargo, no está presente en el Mediterráneo. Los juveniles de esta especie forman cardúmenes mono o multiespecíficos mezclados con listados (*Katsuwonus pelamis*), juveniles de patudo (*Thunnus obesus*) y mamíferos marinos (principalmente delfines), limitados fundamentalmente a las aguas superficiales. Sin embargo, los peces grandes se encuentran en aguas superficiales y subsuperficiales, hasta los 100-250 m de profundidad, limitados por la concentración mínima de oxígeno.

Son múltiples las ventajas que obtienen los túnidos gracias a su sistema de conservación de calor (Graham & Dickson, 2000; Hazel, 1993). La principal de ellas estriba en que facilita el trabajo muscular y asegura una velocidad de natación sostenida máxima (Carey, 1973). Sin embargo, si los periodos de intensa actividad son muy prolongados (por ejemplo, grandes y continuados desplazamientos) podrían llevarle a alcanzar temperaturas internas excesivamente elevadas que podrían ser letales. Por ello, estos organismos han desarrollado sistemas de regulación de su calor interno de dos tipos, fisiológicos y de comportamiento, tendentes al incremento o disminución voluntaria de la temperatura interna con el objetivo de mantenerla en el nivel óptimo, 27-30°C en el caso del atún blanco (Kishinouye, 1923; Sharp & Dizon, 1978). Estas y otras adaptaciones evolutivas adquiridas por los túnidos tienen como precio la necesidad de un consumo energético elevado.

Ya que estas adaptaciones han conducido a que los atunes puedan desarrollar altas velocidades de natación (desde 0,33 a más de 2 cuerpos por segundo de velocidad sostenida y con puntas de 12 a 15 cuerpos por segundo (Altringham & Shadwick, 2001), actividad que realizan prácticamente de forma continua, es lógico pensar que la mayor parte del gasto energético se dedique a esta tarea (Sharp & Francis, 1976). Por ello, estos requerimientos energéticos motivan la necesidad de un buen sistema de almacenamiento de energía y de una disponibilidad importante de alimento. Aunque no existen medidas directas realizadas en los túnidos, la Acción Dinámica Específica (R_F ; porción de energía ingerida y perdida debido a costes mecánicos y bioquímicos asociados a la digestión y asimilación), es uno de los mayores componentes del metabolismo aeróbico debido a que estos peces tienen una alta tasa de consumo y digestión. Los atunes pueden consumir más del 30% de su peso en alimento al día (Korsmeyer & Dewar, 2001). Sin embargo, estas tasas de consumo diario pueden variar según las especies, siendo en el caso del rabil del orden del 4 al 7% de su peso corporal (Olson & Boggs, 1986).

Esta particularidad, elevada actividad metabólica y por tanto un gran requerimiento de alimento, hace que estas especies hayan desarrollado una capacidad

evolutiva denominada de *respuesta coherente* (Petit, 1991). Esta capacidad consiste en la especial sensibilidad (termorregulación por comportamiento) que presentan los túnidos a la localización de anomalías en el medio en el que se mueven, tales como afloramientos, frentes oceánicos, remolinos, etc., generalmente asociadas a núcleos locales de enriquecimiento y concentración de alimento (Holland *et al.*, 1992, 1994; Dewar *et al.*, 1994; Castro *et al.*, 2002). Esta capacidad de *respuesta coherente* trae como consecuencia una mayor eficiencia del gasto energético en la localización de alimento, ya de por sí elevada, debido a su estrategia de búsqueda continua del mismo sobre grandes áreas. Dependiendo de la escala de este tipo de anomalías, la respuesta no es inmediata sino retardada en el tiempo (respuesta praxeológica; Stretta, 1991). Este retardo corresponde al lapso de tiempo que transcurre desde que se forma la anomalía hasta que esta alberga el tipo de organismos sobre los que el atún se alimenta. Su carácter no determinista dificulta el establecimiento de un escenario físico para el túnido.

El último aspecto destacable en la termorregulación, sería el acoplamiento entre los dos componentes intervinientes, el fisiológico y el comportamental, que parecen actuar de forma combinada. La demostración más evidente de dicha combinación fue llevada a cabo por un equipo dirigido por Kim Holland en aguas de Hawái, utilizando para ello mediciones de profundidad de natación y temperatura corporal de patudos, *Thunnus obesus*, en libertad a través de telemetría (Holland *et al.*, 1992, 1994). Las observaciones de estos autores demostraron la realización periódica y regular de rápidas excursiones verticales en las que los intercambiadores de calor se desactivan (cuando el patudo asciende de aguas frías hacia aguas cálidas superficiales para permitir un rápido calentamiento) y se reactivan (para conservar el calor cuando retornan a las frías profundidades).

1.1.3.1 Tolerancia fisiológica: temperatura y oxígeno disuelto.

El estudio de las tolerancias fisiológicas de los teleósteos marinos se ha concentrado tradicionalmente en la determinación de relaciones entre su distribución y una serie de factores abióticos tales como la temperatura, salinidad y concentración de oxígeno. Entre otras razones, en la selección de estas variables interviene el hecho de que sean relativamente fáciles de determinar en el medio acuático. Pero, asimismo, puede también afirmarse que otro tipo de variables abióticas tales como el pH, CO₂, nutrientes, materiales tóxicos solubles, normalmente no alcanzan niveles que puedan afectar la dinámica fisiológica de especies de tan extensa distribución geográfica como los túnidos. En general, puede afirmarse que existe un consenso de que, entre las variables abióticas, son principalmente las condiciones de temperatura y de oxígeno disuelto las que pueden alterar drásticamente los movimientos, distribución y la vulnerabilidad al arte de pesca de los túnidos (Brill, 1994).

Graham & Dickson (1981) establecieron un rango de temperatura ambiental, entre 11,5 a 18 °C, en el que el atún blanco es capaz de mantener estable la temperatura de la musculatura roja y, en menor medida, también el músculo blanco. Por fuera de dicho intervalo de la temperatura ambiente, el atún blanco mostró menos capacidad de termorregulación fisiológica. Los individuos analizados no toleraron exposiciones prolongadas a temperaturas menores de 12 °C, ni por encima de los 18 °C. Es por ello

que los túnidos son un buen ejemplo de estrategia de termorregulación por comportamiento. Realizan desplazamientos verticales con modificaciones de la velocidad para alterar la producción de calor o aumentan la superficie del cuerpo para disipar el calor, mediante el despliegue de sus grandes aletas dorsales en el caso del atún blanco (Cayre, 1989).

Estos desplazamientos verticales han sido observados mediante telemetría acústica o a través del uso de marcas electrónicas en el caso del atún rojo (Carey *et al.*, 1971, 1973; Carey, 1973; Kitagawa *et al.*, 2000), atún blanco (Laurs *et al.*, 1980; Laurs & Lynn; 1991), patudo (Holland *et al.* 1992,1994), listado (Dizon *et al.*, 1978) y rabil (Holland *et al.*, 1990; Brill *et al.*, 1999), entre otros. Constituyen la expresión de la termorregulación por comportamiento que, de acuerdo con Block & Finnerty (1994), podría ser un antecedente y una predisposición para la evolución de la endotermia en estos organismos.

El patudo pasa la mayor parte del tiempo (durante las horas diurnas) por debajo de la termoclina, haciendo cortas y regulares excursiones verticales. Por el contrario, especies como el listado (*Katsuwonus pelamis*) y el rabil (*Thunnus albacares*) pasan la mayor parte del tiempo en agua superficiales, en la capa de mezcla o encima de la termoclina, y solamente realizan incursiones hacia aguas mas profundas y frías de forma ocasional (Dizon *et al.*, 1978; Holland *et al.*, 1990; Brill *et al.*, 1999). Este mismo comportamiento, permanecer en aguas superficiales por encima de la termoclina con la excepción de breves desplazamientos en profundidad, había sido observado ya anteriormente en el atún rojo (*T. thynnus*) en aguas de Nueva Escocia (Carey, 1973).

Observaciones sobre juveniles de atún rojo marcados en Japón (Kitagawa *et al.*, 2000), indican que los cambios espaciales y estacionales de la estructura vertical de la temperatura del agua tiene un importante efecto en la distribución y movimiento de estos animales. Así, durante el invierno, estos ejemplares permanecen fundamentalmente en la capa de mezcla superficial, a menos profundidad durante la noche (27,1 m de media) que durante el día (39,1 m), realizando regularmente excursiones verticales (hasta 120-130 m). Cuando se desarrolla la termoclina en el verano, permanecen la mayor parte del tiempo en superficie (1,6 m de media durante la noche y 6,1 m durante el día), sugiriendo que estos juveniles evitan los cambios drásticos de temperatura en la termoclina realizando la termorregulación por comportamiento. En el verano, sin embargo, también realizan frecuentes incursiones hacia aguas profundas, a través de la termoclina, exclusivamente durante el día, siendo mayor la periodicidad diaria que en el invierno, aunque se considera que el propósito de dicho movimiento vertical es la obtención de alimento.

En cuanto al atún blanco, individuos de entre 3 y 5 años marcados acústicamente en el Pacífico nororiental, si bien alcanzan hasta los 140 m de profundidad, pasaban el 80% de su tiempo a aproximadamente 100 m, dentro o por debajo de la termoclina. El tiempo pasado en la capa de mezcla superficial era poco. Por otro lado, realizaban excursiones verticales de mayor rango durante el día que en la noche (Laurs *et al.* 1980; resultados no publicados de Laurs & Austin, citados en Laurs, 1983 y Laurs & Lynn, 1991; Figura 1-4). Se tiene constancia de la presencia de esta especie a profundidades superiores a los 400 m (Nishimura *et al.*, 1965, citado en Nakamuna, 1969). Recientemente Bard *et al.* (1999) observaron atún blanco adulto, en la zona económica exclusiva (ZEE) de polinesia, a profundidades de 450 m; los intentos de marcado

acústico no fueron posibles en esta zona, dado que normalmente el pez capturado moría cuando era izado desde dichas profundidades, debido probablemente a la fragilidad de la vejiga natatoria, circunstancia que no ocurre por ejemplo en el caso del patudo (Bard & Josse, 1996).

En el caso del atún blanco, la vejiga natatoria tiene un crecimiento alométrico que no es evidente hasta que el ejemplar alcanza los 50 cm de longitud estándar, adquiriendo su pleno desarrollo cuando llega a los 80-90 cm (Gibbs & Collette, 1967). Este factor hace que las migraciones verticales en el caso de los jóvenes se vean limitadas a las capas superficiales, en contraste con los adultos que ven acrecentada su posibilidad de realizar dichos movimientos a mayor profundidad.

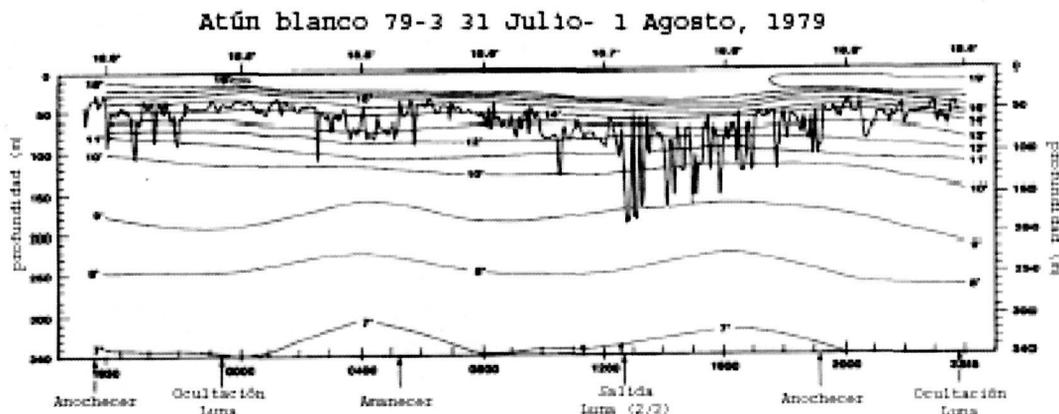


Figura 1-4: Desplazamientos verticales de un atún blanco de 3-5 años determinados por telemetría acústica en aguas de la Corriente de California (Laurs & Lynn, 1991).

Con respecto al oxígeno, los túnidos realizan una natación continuada con el fin de mantener el equilibrio hidrostático (Magnuson, 1973) y la respiración branquial (Roberts, 1978), lo cual provoca un elevado coste energético y, por lo tanto, un elevado consumo de oxígeno. Tal y como señala Bakun (1996), con el fin de adquirir oxígeno suficiente para soportar su altísima tasa metabólica, los túnidos han desarrollado grandes cabezas y cuerpos acortados para convertirse esencialmente en “agallas nadadoras”.

Las primeras mediciones directas de los niveles mínimos de tolerancia de oxígeno disuelto en túnidos fueron realizados por Gooding *et al.* (1981) en el listado. Sharp (1978) utilizó la misma técnica en conjunción con la velocidad mínima en equilibrios hidrostáticos (U_{100}) de diversas especies y tamaños de túnidos para estimar los niveles de tolerancia de oxígeno; asumió que los túnidos que podían nadar más lentamente que el listado de 50 cm estudiado por Gooding y sus colaboradores, tenían proporcionalmente menos demanda de oxígeno y, por lo tanto, toleraban proporcionalmente unos niveles menores de oxígeno; esto es:

$$\frac{U_{100 \text{ Listado}}}{U_{100 \text{ otro t\u00fanido}}} \cong \frac{\text{nivel m\u00ednimo tolerable de } O_2 \text{ de listado de 50 cm}}{\text{nivel m\u00ednimo tolerable de } O_2 \text{ de otro t\u00fanido}}$$

De acuerdo con la anterior hip\u00f3tesis, Sharp (1978) estim\u00f3 niveles m\u00ednimos de tolerancia de O_2 de 1,67 mg/l (1,23 ml/l, 33 mm Hg, 21 % saturaci\u00f3n) y de 1,39 mg/l (1,03ml/l, 27 mm Hg, 18 % saturaci\u00f3n) para atunes blancos de 50 y 70 cm, respectivamente.

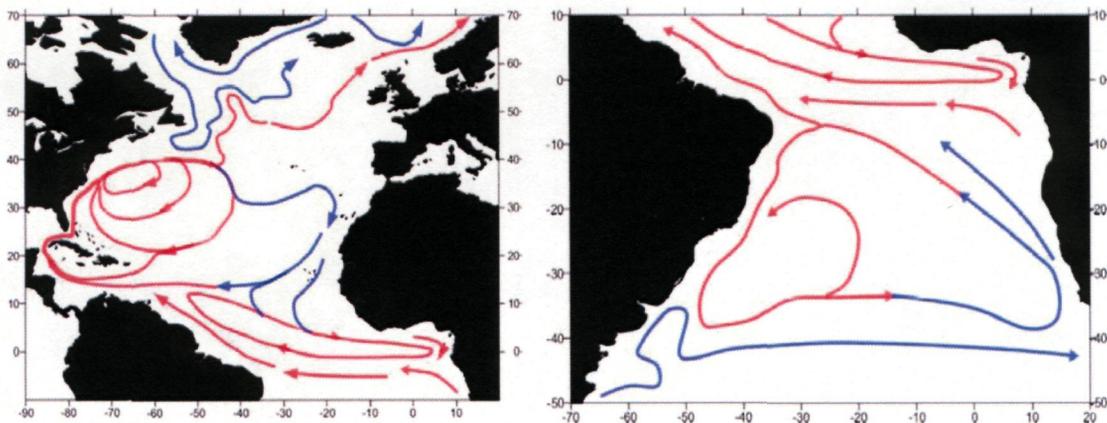
Sin embargo, de acuerdo con Brill (1987,1994), las extrapolaciones de Sharp estaban basadas en un error de concepto, ya que asume que a bajas velocidades de nataci\u00f3n la demanda metab\u00f3lica de ox\u00edgeno es linealmente proporcional a la velocidad, y a velocidad nula de nataci\u00f3n los t\u00fanidos tendr\u00edan por lo tanto nula demanda de ox\u00edgeno. Y ning\u00fan animal tiene una tasa metab\u00f3lica nula a nula actividad. La tasa metab\u00f3lica a niveles nulos de actividad muscular es lo que se denomina tasa metab\u00f3lica est\u00e1ndar [SMR ($\text{mg } O_2 \text{ h}^{-1}$)] y fue estimada por Brill (1979, 1987) para t\u00fanidos tropicales, obteniendo valores entre cinco y siete veces superiores a los otros tele\u00f3steos activos. Estos valores de SMR en t\u00fanidos parecen estar relacionados con el elevado coste energ\u00e9tico de la osmoregulaci\u00f3n en estos animales, resultado de la gran superficie de las branquias y de la mayor permeabilidad de las barreras sangre-agua dentro de las mismas (Brill, 1987, 1994).

1.2 El \u00e1rea de estudio: El Atl\u00e1ntico

El Atl\u00e1ntico es un oc\u00e9ano que queda limitado al este por los continentes europeo y africano, y al oeste por el continente Americano. Sin embargo, sus l\u00edmites al sur y norte est\u00e1n menos definidos, ya que las zonas de transici\u00f3n entre \u00e9ste y los oc\u00e9anos \u00c1rtico y Ant\u00e1rtico son muy grandes y sin ning\u00fan accidente insular o peninsular que permita el trazado de l\u00edneas. En el caso del Ant\u00e1rtico se habla a veces del oc\u00e9ano Glacial Ant\u00e1rtico, que englobar\u00eda la porci\u00f3n m\u00e1s pr\u00f3xima al continente helado de los oc\u00e9anos Atl\u00e1ntico, \u00cdndico y Pac\u00edfico. En el l\u00edmite norte del Atl\u00e1ntico, con el \u00c1rtico, las corrientes marinas distorsionan mucho el car\u00e1cter de las aguas, utiliz\u00e1ndose como l\u00edmite entre ambos oc\u00e9anos la isoterma anual de 5 \u00b0C en la superficie. Esta frontera interoce\u00e1nica arranca desde algo menos de los 50\u00b0 N, cerca de Terranova, y va hacia el mar del sudeste de Groenlandia. Luego, desde el norte de Islandia, alcanza el mar de Barents, por encima del cabo Norte, en una latitud de 73\u00b0 N. Los l\u00edmites oriental y occidental plantean menos problemas. Son las l\u00edneas meridianas que arrancan hacia el sur desde el cabo de Hornos, en Sudam\u00e9rica, y desde el cabo de Agujas, en Sud\u00e1frica. Se suele elegir este \u00faltimo en vez del m\u00e1s conocido de Buena Esperanza porque, aunque pr\u00f3ximos, el de Agujas es algo m\u00e1s meridional. De esta forma, el Atl\u00e1ntico (incluyendo Mar Mediterr\u00e1neo, Mar Negro, Mar Caribe, Golfo de M\u00e9jico y Mar B\u00e1ltico) presenta una superficie de aproximadamente 91.940.000 Km^2 . Si se le agrega el \u00c1rtico, para algunos un simple mar septentrional del oc\u00e9ano Atl\u00e1ntico, ser\u00edan 106.463.000 Km^2 .

El sistema de corrientes que recorren el Atlántico es bastante complejo, y conjuntamente con la latitud, dan lugar a una gran variabilidad climática en toda su extensión. El que el Atlántico esté abierto al Ártico es un primer hecho que hay que tener en cuenta, ya que es el Atlántico el único océano con el que realiza un fácil intercambio de aguas. Evidentemente, en el Atlántico sur es mayor la presencia de aguas frías, las antárticas, pero aquí el anillo de la corriente austral, que no tiene equivalente en el norte, bloquea los intercambios meridianos. Por otro lado, es en las latitudes ecuatoriales desde donde se desarrollan las habituales corrientes norte y sur-ecuatorial, de dirección este a oeste. De ellas, la primera tropieza con el arco insular antillano, que sólo le permite penetrar parcialmente en el Mar Caribe, y se desvía hacia el norte. Al llegar a la costa de Sudamérica, frente al cabo de São Roque (Brasil), esta se bifurca en dos ramas: una se dirige al noroeste y se incorpora a la nor-ecuatorial, reforzándola, mientras que la otra toma rumbo sudoeste por la costa del Brasil, pero debilitada.

Las aguas de la corriente nor-ecuatorial que penetraron en el Caribe, van pasando al Golfo de México y de él salen forzadas por el brazo de mar que hay entre la península de Florida (EE.UU.) y la isla de Cuba, en forma de una corriente de aguas muy recalentadas y notoriamente intensa. Al entrar en aguas atlánticas, es reforzada por la rama de la corriente nor-ecuatorial que no había penetrado en el Caribe, dando lugar a la corriente conocida como del Golfo o Gulf Stream (Figura 1-5).



CORRIENTE	Corriente circumpolar antártica	Corriente de Groenlandia	Corriente del Mar de Noruega	Corriente del Golfo	Corriente de Florida	Corriente de Brasil
Millones de m ³ / segundo	100	6	1	70 — 90	40	10 — 20

Figura 1-5: Esquema general de corrientes superficiales en el Atlántico según diferentes autores (Tchemia, 1980; Pickard & Emery, 1982; Sy, 1988) y volumen de agua transportada por las principales corrientes oceánicas Atlánticas (Cifuentes *et al*, 1995).

La Corriente del Golfo circula próxima a las costas de Estados Unidos, adoptando una dirección nordeste y abriéndose en múltiples ramales que, más o menos paralelos, van atravesando el océano Atlántico de oeste a este. Unos de ellos, los más meridionales, en las latitudes de la Península Ibérica, se flexionan hacia el sudeste y, frente a las costas africanas, nuevamente hacia el sur, hasta completar el círculo tropical.

En esta última parte del recorrido recibe el nombre de Corriente de las Canarias y tiene carácter frío. Este gigantesco anillo no deja de ser un vértice y como tal, por la fuerza geostrofica, tiene su centro desplazado hacia el oeste. En torno a él se produce una gran acumulación de algas flotantes, que dan lugar al Mar de los Sargazos, de importancia biológica aunque sólo sea como lugar de desove de todas las anguilas que se desarrollan en los ríos que desembocan en el Atlántico Norte.

Los ramales septentrionales de la Corriente del Golfo continúan en dirección nordeste, con carácter de corriente caliente, hasta llegar a las costas de Noruega, a las que mantienen libres de hielos incluso en el Cabo Norte. Mientras que por esa zona entra agua en el Ártico, a la misma latitud, pero por el oeste, frente a las costas de Groenlandia, ocurre lo contrario; sale en dirección sur una corriente de aguas frías que, al alcanzar las latitudes de la Península del Labrador, toma su nombre y continúa rumbo al sur hasta alcanzar los 40° N, donde contacta con la ascendente del Golfo de México. Así, las márgenes continentales de Europa y América del Norte, entre los 40 y los 70° de latitud N, al verse afectadas por masas de agua de muy distinto carácter térmico, tienen climas notablemente diferentes. Mientras que gran parte de la Península del Labrador está helada durante varios meses al año, en Irlanda (a la misma latitud) eso no pasa. Similarmente, mientras que Noruega tiene toda su costa poblada y con actividad, Groenlandia permanece inhóspita a pesar de encontrarse a la misma latitud. La Corriente del Labrador es responsable también de la presencia de icebergs de gran tamaño, desprendidos de los glaciares continentales de Groenlandia, en latitudes muy al sur de Terranova.

El ramal sur de la corriente sudecuatorial recorre las costas brasileñas, de las que toma su nombre y tiene carácter cálido debido a su procedencia. Esta corriente es débil y prácticamente indetectable cuando alcanza las latitudes medias. Sin embargo, en la zona dominada por vientos del oeste, cobra fuerza en el Atlántico Sur y es conocida como la Gran Corriente Austral, que circula hacia el este, circunvalando la Tierra. Sus ramas más septentrionales, al tropezar con el extremo sur de África, se desvían con rumbo norte, ciñendo las costas de Namibia y Angola, hasta el Golfo de Guinea, donde cierra el circuito al unirse a la surecuatorial. En todo su recorrido africano tiene carácter frío y recibe el nombre de Corriente de Benguela.

En general, en la franja ecuatorial donde convergen los vientos alisios se producen vórtices ciclónicos, que se desplazan hacia el oeste separándose de la línea ecuatorial, y zonas de calma que pueden llegar a ser bastante prolongadas en el tiempo.

El Mar Caribe, que sólo tiene contactos con aguas superficiales del Atlántico, tiende a calentarse más que éste, provocando también un calentamiento atmosférico que origina situaciones de bajas presiones. Este hecho se acentúa en los periodos equinocciales y, si la dinámica ciclónica se refuerza, se puede dar lugar a huracanes de gran violencia que se desplazan dibujando trayectorias parabólicas de componente norte hasta que se ocuyen.

Por otro lado, existe una ligera diferencia térmica de carácter general entre el Atlántico norte y el sur. El Atlántico sur es algo más cálido que el norte y ello es simplemente debido a las diferencias en los sistemas de corrientes marinas. En el Atlántico norte el peso de la corriente del Golfo es bastante mayor que el que tiene la

corriente homóloga del Atlántico sur, teniendo mas influencia las aguas de la Corriente Austral.

1.2.1 Características climáticas generales del Océano Atlántico.

El sistema Tierra-Atmósfera-Océano puede ser considerado como una gran máquina termodinámica que toma su energía del Sol, la convierte en otras formas de energía y luego la devuelve al espacio exterior. La intensidad de la radiación solar que llega al tope de la atmósfera es de 1380 Wm^{-2} (Takle, 1996 y Uriarte, 2003). La mayoría de esta radiación llega a la Tierra en latitudes cercanas al ecuador. Un cálculo simple muestra que la potencia de esta máquina es de $1,76 \times 10^{11}$ MW, aproximadamente (Takle, 1996)

La energía solar es absorbida principalmente en las regiones de latitudes bajas (trópicos y subtropicos), y es transmitida como energía térmica o calor latente, en forma de vapor de agua, desde los trópicos hacia las regiones polares. Eventualmente, esta energía es irradiada de nuevo al espacio exterior en una cantidad igual a la que entró, dejando el sistema Tierra-Atmósfera-Océano en equilibrio termodinámico. En este sentido, el calentamiento global no significa que la atmósfera está ganando más energía que la que pierde, sino mas bien que hay un cambio en la distribución de energía en la atmósfera. No se observa que la Tierra se caliente o enfríe rápidamente, es más, si se cambiara la composición de los gases de la atmósfera terrestre no se cambiaría el hecho de que la Tierra pierde la misma cantidad de energía que recibe. Cuando cambiamos los gases en la atmósfera terrestre únicamente se varía el proceso de distribución: la superficie se calienta y la estratosfera se enfría (Takle, 1996).

Debido a la absorción diferencial entre las zonas tropicales y polares se produce un flujo neto de energía en la atmósfera y el océano. El agua oceánica se calienta en las regiones tropicales y se mueve hacia las regiones polares por medio de las corrientes como la del Golfo, en la costa oriental de Estados Unidos. Esta transporta grandes cantidades de calor desde latitudes bajas hacia las altas. Si no fuera por la Corriente del Golfo, Escandinavia sería $10 \text{ }^{\circ}\text{C}$ más fría de lo que es ahora. En la atmósfera, la energía también se mueve hacia el polo por medio del ciclo de la circulación global. Una forma de llevar esta energía desde latitudes bajas hasta las altas es a través del calor latente, mediante el transporte de vapor de agua. Este vapor se condensa y cede la misma cantidad de energía que fue usada para su evaporación en los trópicos. Las regiones polares pierden más energía hacia el espacio que aquella que reciben del Sol, o sea que la diferencia se compensa por el transporte de energía desde latitudes bajas hacia las altas (Takle, 1996).

Para comprender como sucede esto, se necesita ver el efecto de la rotación de la Tierra sobre el movimiento de la atmósfera y el océano. Si no se tomara en cuenta el hecho de que la Tierra rota sobre su propio eje, el exceso de energía en las regiones tropicales causaría un calentamiento del aire y por lo tanto disminuiría su densidad y subiría. Conforme éste se elevara sobre la superficie terrestre, sería reemplazado por el aire que viene de los polos. Sobre Norte América, se experimentaría a nivel de superficie un viento persistente del Norte fluyendo hacia los trópicos, en donde se

elevaría para posteriormente dirigirse hacia los polos en niveles altos. Por último, descendería hacia la superficie y retornaría de nuevo hacia los trópicos (Takle, 1996).

Sin embargo, cuando se observan los movimientos relativos a algún punto fijo sobre la Tierra, se ve que la rotación del planeta crea una fuerza "aparente" sobre los fluidos u objetos en movimiento (fuerza de Coriolis). En el Hemisferio Norte, ésta ejerce una fuerza tal que desvía la trayectoria hacia la derecha (a la izquierda en el Hemisferio Sur), o sea que una parcela de aire que se mueve hacia el polo Norte será desviada hacia el Este. El aire que se mueve hacia el ecuador será derivado hacia la derecha en el Hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Hemisferio Sur. Resultado de este proceso se obtienen vientos superficiales y persistentes del noreste en la parte ecuatorial del Hemisferio Norte y del suroeste en la parte ecuatorial del Hemisferio Sur. Esto crea lo que se llama una región de alta presión subtropical (cerca de los 30° a ambos lados del ecuador), en donde el aire que se mueve hacia los polos en niveles altos no va directamente hacia los mismos sino que se desvía hacia el este y subside hacia la superficie de la Tierra (Takle, 1996).

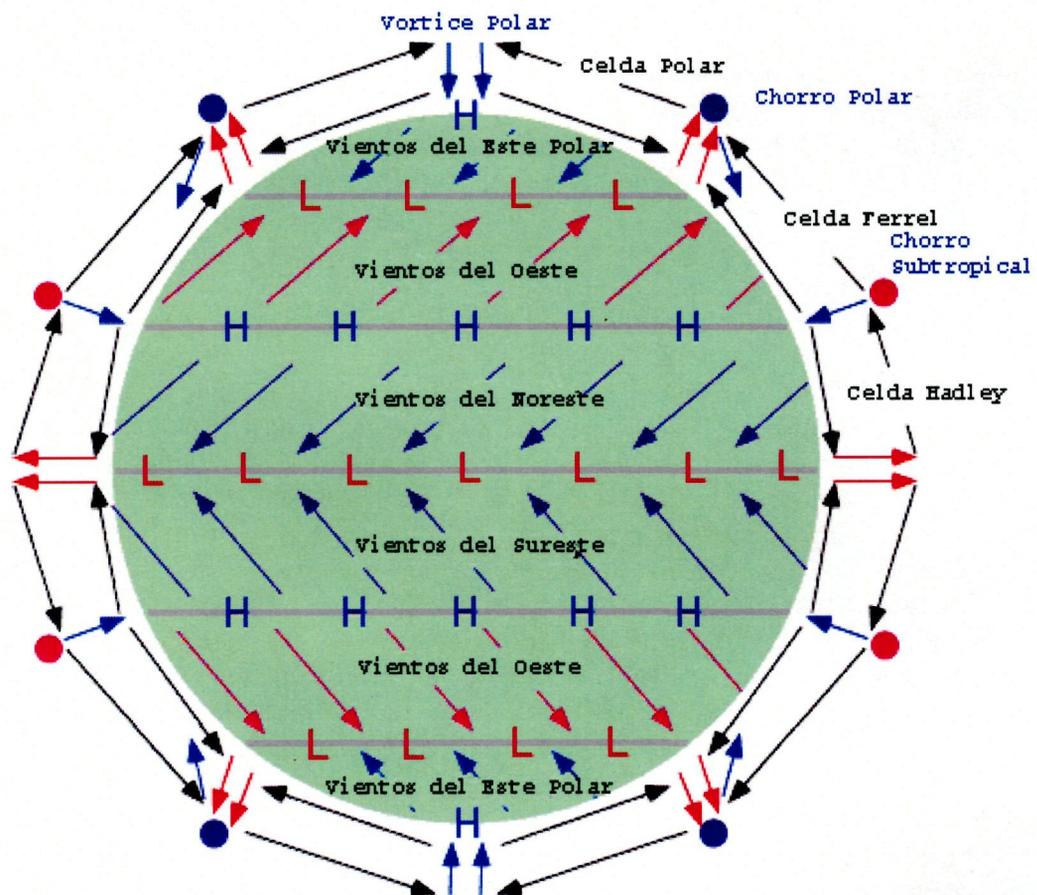


Figura 1-6: Cinturones de vientos, presiones terrestres (H: Altas presiones, L: Bajas presiones) y celdas de circulación.

A ambos lados del ecuador existen celdas de circulación que rotan en direcciones opuestas: el aire superficial se mueve hacia el polo y el aire de niveles altos se mueve hacia los trópicos (Figura 1-6). Esto provoca un viento oeste persistente en latitudes medias (de 30° a 60° al norte y sur del ecuador). En latitudes mayores a 60°, existe una tercera celda de circulación con vientos superficiales fluyendo hacia el ecuador y hacia el polo. La fuerza de Coriolis crea generalmente vientos del este sobre estas latitudes altas (Lutgens, *et al.*, 1986).

La dinámica de la capa superficial de los océanos está estrechamente relacionada con las capas bajas de la atmósfera. En este sentido, el viento desempeña un papel motor en la génesis y evolución de las corrientes oceánicas superficiales y subsuperficiales (Fonteneau & Marcille, 1991). En consecuencia, es muy importante conocer bien los parámetros atmosféricos que pueden influir en la zona oceánica estudiada. La evolución y las variaciones de estos parámetros no podrán conocerse debidamente si se limita a la zona en cuestión, ya que las condiciones atmosféricas de esta región están ligadas a la dinámica de la atmósfera en el conjunto del Atlántico. Por ello, seguidamente se describen las generalidades climáticas con objeto de abordar la dinámica oceánica de la zona de estudio.

1.2.2 Centros de acción.

La circulación del aire en las capas bajas de la atmósfera del Atlántico Tropical se establece alrededor de dos centros de acción permanente: el centro de altas presiones de las Azores, en el Atlántico norte, y el centro de altas presiones de Santa Helena, en el Atlántico sur (Figura 1-7)

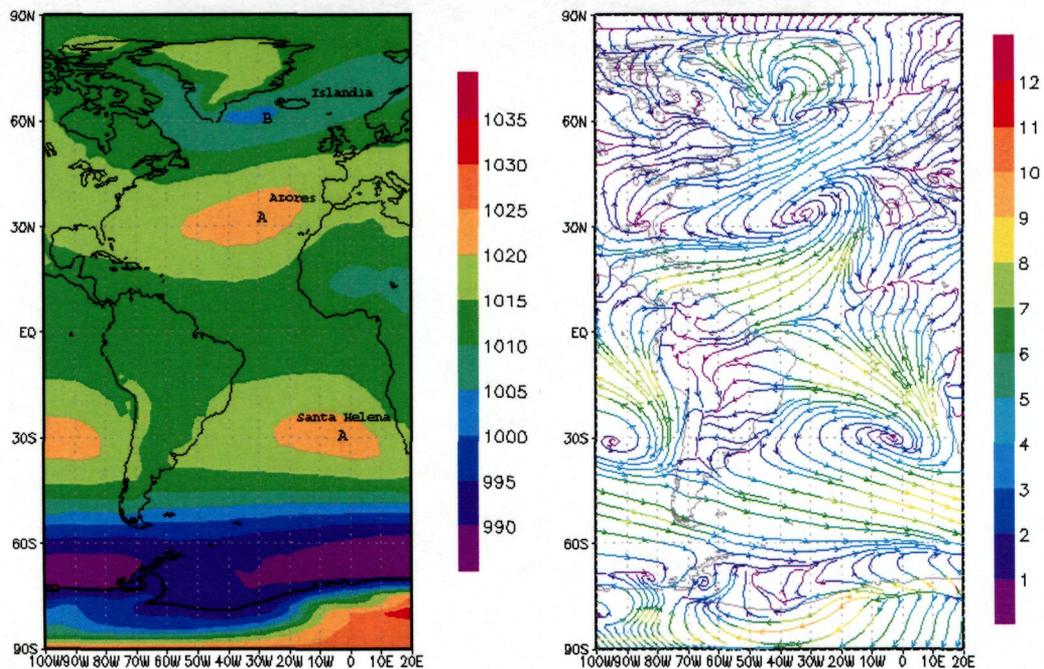


Figura 1-7: Valores medios de presión (en mb) y viento (m/s) de todo el Atlántico desde 1948-2003 (Datos NCEP/NCAR).

Estos dos centros de altas presiones determinan los sistemas anticiclónicos cuyos flujos dominan el ámbito marino. En la zona continental africana, la circulación sufre la influencia del anticiclón Egipcio-libio y del anticiclón de las Mascareñas (Océano Índico). Estos cinturones anticiclónicos son generados por movimientos de subsidencia, hacia latitudes 30° N y 30° S, relacionados con los chorros subtropicales y polares que se encuentran en altura (Fonteneau & Marcille, 1991). Estos movimientos son de orígenes dinámicos y totalmente independientes de los factores térmicos en superficie.

El excedente de energía absorbida en el cinturón intertropical crea una zona de bajas presiones de origen térmico que separa los centros de altas presiones de cada hemisferio (Fonteneau & Marcille, 1991) (Figura 1-8). En cada uno de ellos se establece una corriente de aire entre las altas presiones tropicales y las bajas presiones intertropicales. Esta corriente se desvía hacia el oeste a causa de la rotación de la Tierra (son vientos permanentes y estables denominados alisios). El límite entre las corrientes de ambos hemisferios se llama Ecuador Meteorológico o Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) (Figura 1-8).

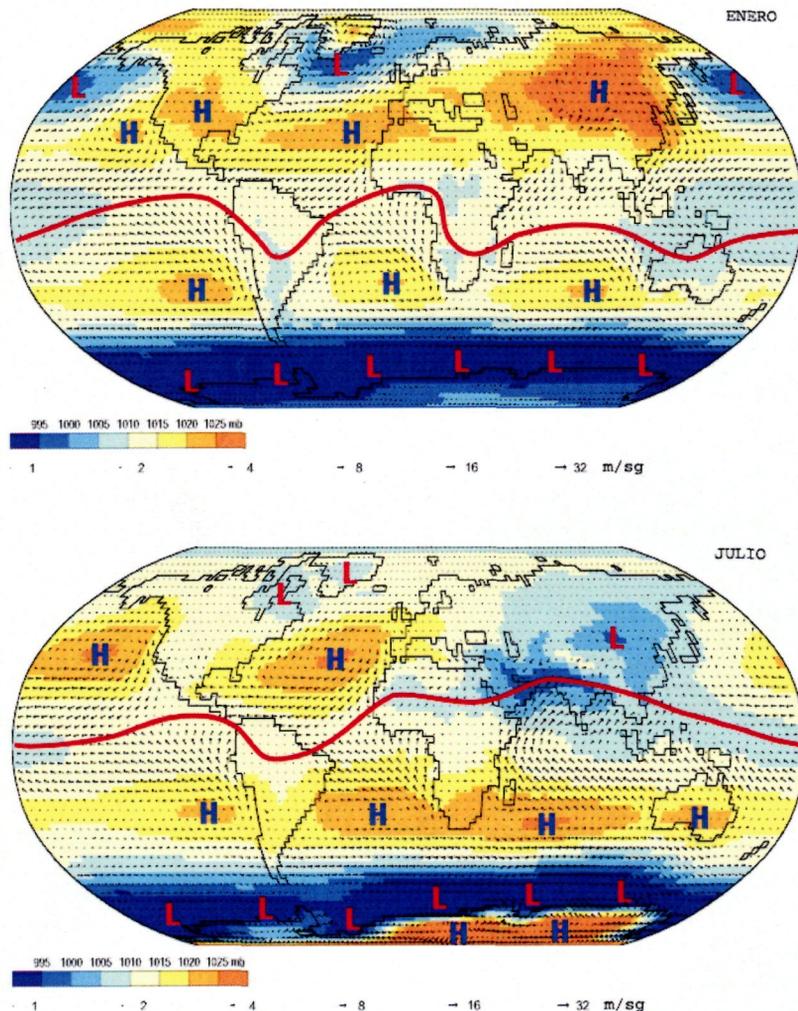


Figura 1-8: Presión a nivel del mar y vientos superficiales (H= núcleo de alta presión o anticiclón; L= núcleo de baja presión o borrasca). La línea roja representa la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC). Proyecto de reanálisis (1959-1997) del NCEP/NCAR.

Este sencillo esquema de la circulación en las capas bajas permite describir de manera satisfactoria el campo de viento observado en la parte occidental (al oeste de 20° W) del Atlántico Tropical. En la parte oriental, la disimetría observada en el reparto de las masas continentales del continente africano, a ambos lados del ecuador, perturba de manera notable el esquema anteriormente descrito (Fonteneau & Marcille, 1991). El calor de la masa de tierra es inferior al del océano, por lo que la tierra se enfría más rápidamente que el mar. Esta propiedad provoca un desplazamiento estacional importante de las bajas presiones intertropicales del continente, asociadas al movimiento cenital del sol. La traslación latitudinal estacional de estas bajas presiones es mucho más importante en la parte del Atlántico Tropical, sometida a la influencia continental, que en el medio oceánico.

El calentamiento de la parte occidental del continente durante el verano boreal provoca la formación de un gradiente de presión trans-ecuatorial encima del Golfo de Guinea. Este gradiente de presión causa una desviación de los alisios hacia el este, reforzada por el cambio de signo de la fuerza de Coriolis al cruzar el ecuador (esta fuerza desvía los movimientos hacia la derecha en el Hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Hemisferio Sur). El alisio se convierte entonces en un monzón del oeste (viento cálido y húmedo).

1.2.3 Los flujos

Los centros de acción citados condicionan el origen de los flujos de aire en las capas bajas encima del Atlántico intertropical. Sobre la zona marítima, coinciden tres flujos de distinto origen (Wauthy, 1983).

1. Flujo procedente del Atlántico sur.

En el hemisferio sur la importancia de los continentes es escasa, predominando la influencia oceánica. El flujo se establece alrededor de la célula de circulación de la isla de Santa Helena (Figura 1-8). Este anticiclón domina el conjunto del Golfo de Guinea y está centrado en 28° S-10° W, y alcanza su intensidad máxima durante el verano boreal (julio-septiembre). En la vertiente oriental el viento sopla de sur a norte a lo largo de la costa africana. Este alisio marítimo es permanente hasta los 16° S y llega hasta el Cabo López, durante el verano boreal. En la vertiente ecuatorial el alisio es del sudeste, atraído por las bajas presiones continentales, y se desvía hacia la derecha al norte del ecuador, desviación que se acentúa por el cambio de signo de la fuerza de Coriolis a su paso por el ecuador. Este alisio se transforma entonces en un monzón en el continente africano. La penetración de este monzón queda controlada por la migración de las bajas presiones intertropicales continentales. En la vertiente occidental, el alisio se dirige hacia el oeste hasta encontrarse con el alisio del hemisferio norte a lo largo del ecuador meteorológico (ZITC). En el curso de este largo periplo oceánico, el alisio se calienta, adquiere humedad y se vuelve inestable (Fonteneau & Marcille, 1991).

2. Flujo procedente del Atlántico norte.

En el hemisferio norte, la masa continental es el factor predominante y el calentamiento del verano boreal impide que se establezcan anticiclones sobre África. Sólo el océano permite la formación de centros de altas presiones permanentes. La célula de circulación que se establece alrededor del centro anticiclónico de las Azores envía una corriente de alisios marítimos de signo norte hacia el límite occidental de la zona norte del continente africano (Figura 1-8). Durante el verano boreal, estos alisios pueden verse atraídos por las bajas presiones continentales y penetrar en la franja costera de Senegal (viento de componente oeste-noroeste) (Fonteneau & Marcille, 1991).

3. Flujo procedente del anticiclón Egipcio-libio.

Este anticiclón, a través del continente africano, manda una corriente de alisios secos y cálidos, conocida como Harmattan. Este flujo de aire actúa en el conjunto del continente africano, al norte del ecuador meteorológico, y su variabilidad es grande. No es raro que llegue hasta la franja ecuatorial del continente africano (Ghana, Costa de Marfil, etc.) (Fonteneau & Marcille, 1991).

1.2.3.1 Campos de viento y su variabilidad

Los cambios de intensidad y de posición de los centros anticiclónicos determinan la evolución estacional del viento de superficie. Durante el invierno boreal, el enfriamiento del Hemisferio Norte permite la formación de altas presiones sobre el continente africano que prolongan el anticiclón de las Azores. Este alcanza su máxima intensidad y su posición más meridional en el mes de marzo. A lo largo de la costa mauritano-senegalesa, los alisios soplan desde el sector norte al noreste, de noviembre a febrero (es el periodo de alisios continentales y harmattan, con velocidades del orden de 4 a 5 m.s⁻¹). De marzo a mayo los vientos proceden del sector norte dominando la componente este a medida que progresan hacia el sur. Es el periodo de alisios marítimos que alcanzan su máxima intensidad (5 a 6 m.s⁻¹) a lo largo de las costas, al oeste de 18° W. En el Golfo de Guinea, el alisio del Hemisferio Sur llega al ecuador con escasa velocidad horizontal (3 m.s⁻¹) y lo cruza entre 20° W y la costa de Gabón. La corriente del monzón es entonces débil y sólo actúa en la franja costera del Golfo de Guinea. Los vientos, con un fuerte componente zonal, son máximos en la parte oeste de la cuenca (10° N, 40° W), donde alcanzan velocidades de 7m/s o más (Fonteneau & Marcille, 1991).

Durante el verano boreal (julio, agosto y septiembre) el anticiclón de Santa Helena cobra fuerza y migra hacia el norte (Figura 1-8). El ecuador meteorológico alcanza su posición más septentrional (10° N) en julio y agosto. El calentamiento del continente africano, al norte del ecuador, permite que se creen zonas de bajas presiones a lo largo de la costa y pueden quedar absorbidas por las bajas presiones continentales; entonces penetran en Senegal, al sur de Cabo Verde, y los vientos se vuelven inestables. Los alisios resultantes del anticiclón de Santa Helena cubren todo el Atlántico intertropical hasta los 10° N. La intensidad del viento llega a su valor máximo en

agosto (5 a 7 m.s⁻¹ a 40° W). La corriente del monzón, desviada a su paso por el ecuador por la fuerza de Coriolis y por las bajas presiones continentales, invade hasta Tibesti (Chad), al norte, y las tierras altas de Etiopía, al este.

El estudio de la variabilidad del esfuerzo de arrastre del viento en el Atlántico Intertropical realizada por Serván *et al.* (1985), indica que las regiones de máxima variabilidad estacional se sitúan alrededor del ecuador meteorológico. Los valores máximos de estas variaciones se producen a lo largo de la posición media de la ZITC. La variabilidad de la tensión del viento en el Golfo de Guinea es de 3 ó 4 veces menor que en el oeste de la cuenca.

1.3 Objetivos

El atún rojo (*Thunnus thynnus*) y el atún blanco (*T. alalunga*) se desplazan estacionales a través de las aguas del Atlántico, siguiendo rutas más o menos definidas, con un claro reflejo en las capturas obtenidas en las diferentes áreas por las que pasan en sus migraciones transoceánicas. Estos desplazamientos estacionales parecen estar mediados por diversos eventos climáticos con efecto directo sobre las aguas superficiales. Por ello, el objetivo de este trabajo es determinar en que medida estos eventos climáticos condicionan los desplazamientos estacionales y latitudinales de ambas especies de túnidos

2 MATERIAL Y MÉTODOS GENERALES

2.1 *Datos de Capturas.*

Los datos de captura de las diferentes especies de túnidos fueron obtenidos de diversas fuentes. Una de éstas son las estadísticas mundiales publicadas anualmente por la Organización para la Alimentación y la Agricultura (FAO), de las Naciones Unidas. FAO permite el acceso gratuito, a través de su página web, a los anuarios de capturas por especie, país y grandes áreas geográficas, a través del paquete de software FishStat Plus. Por otro lado, una fuente muy especial de información ha sido la carta enviada por el Padre Martín Sarmiento al Duque de Medina Sidonia en 1757, con el objeto de explicarle por qué las capturas de atún rojo (*Thunnus thynnus*) en sus almadrabas habían decrecido fuertemente durante las últimas décadas (1680-1756). En esta carta al Duque, Martín Sarmiento no solamente recopiló todo el conocimiento disponible en su época sobre el atún rojo, para poder explicar por qué las capturas en las almadrabas estaban en progresivo descenso, sino que tuvo la precaución de incluir al final de la misma un registro muy completo de las capturas anuales, en número de individuos, en las cinco almadrabas pertenecientes al Ducado de Medina Sidonia desde 1525 hasta 1756 (edición facsímil obtenida de Lopéz-Capont, 1997).

Sin embargo, y sin lugar a dudas, la fuente principal de información utilizada en el desarrollo de la presente tesis doctoral ha sido la base de datos de captura proporcionada por la Comisión Internacional para la Conservación de Atún Atlántico (ICCAT). Esta Comisión Internacional es la responsable para la conservación de los túnidos y especies afines (xifidos e istiofóridos) en el Océano Atlántico y en mares adyacentes, así como de proponer medidas para la regulación de sus pesquerías. ICCAT se estableció en 1969, en una Conferencia de Plenipotenciarios que prepararon y adoptaron la Convención Internacional para la Conservación de Atunes Atlánticos que se firmó en Río de Janeiro (Brasil), en 1966. En la actualidad, aproximadamente 30 especies son de preocupación directa de ICCAT: El atún rojo (*Thunnus thynnus thynnus*), el rabil (*Thunnus albacares*), el atún blanco (*Thunnus alalunga*) y el patudo (*Thunnus obesus*), el pez espada (*Xiphias gladius*), aguja blanca (*Tetrapturus albidus*), la aguja azul (*Makaira nigricans*), pez vela (*Istiophorus albicans*), aguja picada (*Tetrapturus pfluegeri*), carite (*Scomberomorus maculatus*), carite lucio (*Scomberomorus cavalla*), y atunes pequeños como el listado (*Katsuwonus pelamis*), bacoreta (*Euthynnus alletteratus*), melva (*Auxis thazard*) y sierra (*Sarda sarda*), entre otras.

A través de la Convención, se establece que ICCAT es la única organización de estudios pesqueros con capacidad para emprender trabajos requeridos para el estudio de las pesquerías en el Atlántico. Tales estudios incluyen la investigación en la biometría, ecología, y oceanografía, con un enfoque principal en los efectos de la pesca sobre la biomasa de las diferentes especies de túnidos y afines. El trabajo de la Comisión requiere la colección y análisis estadístico de las condiciones actuales y tendencias de los recursos de la pesquería en el área de la Convención. La Comisión también emprende trabajos de recopilación de datos para otras especies que se capturan durante la pesca del atún (principalmente los tiburones) en el área de la Convención, y que no se investiga por otra organización internacional de la pesquería.

ICCAT dispone de datos de captura con una cobertura mínima de un grado de latitud por un grado de longitud y de una resolución mínima temporal de un mes. Sin embargo, no todos los datos que recibe cumplen esta característica de mínimos. Por ello, y debido a la falta de uniformidad de los datos, para evitar errores se han unificado los datos proporcionados por ICCAT a escalas espaciales mayores, de forma que garanticen la calidad y validez de los mismos.

Los datos utilizados para este trabajo son datos de capturas trimestrales y anuales desde 1950 hasta el año 2000, en toneladas de *Thunnus thynnus thynnus* (el atún o atún rojo) y *Thunnus alalunga* (el atún blanco, bonito del norte, barrilote o albacora). Los datos han sido distribuidos espacialmente según las zonas administrativas establecidas por FAO en el Atlántico (Figura 2-1), conocidas como áreas de pesca para fines estadísticos 27, 37, 34, 47, 21, 31 y 41, y en las correspondientes subáreas de interés (Azores, Madeira, Canarias, Zona Tropical Oriental, Zona Tropical Occidental y Golfo de México).

Previamente al análisis de la información disponible, las bases de datos fueron revisadas para eliminar información repetida y discernir entre los datos perdidos, que figuraban registrados con el valor cero, y los ceros correspondientes a falta de captura. Las bases de datos correspondientes a ambas especies fueron analizadas por trimestres o cuarto de año (en correspondencia con cada una de las estaciones meteorológicas del año), y para cada una de las zonas FAO citadas anteriormente (Tabla 2-1 y Tabla 2-2). Se asume que en cada una de las zonas geográficas la disponibilidad temporal de las especies es similar para todas las flotas de pesca. Los datos anuales que no aparecen desglosados por estaciones fueron distribuidos temporalmente en función de la contribución de cada cuatrimestre a la captura global de cada zona FAO, a partir de la captura estacional remitida por otras flotas de pesca para las mismas zonas y el mismo año.

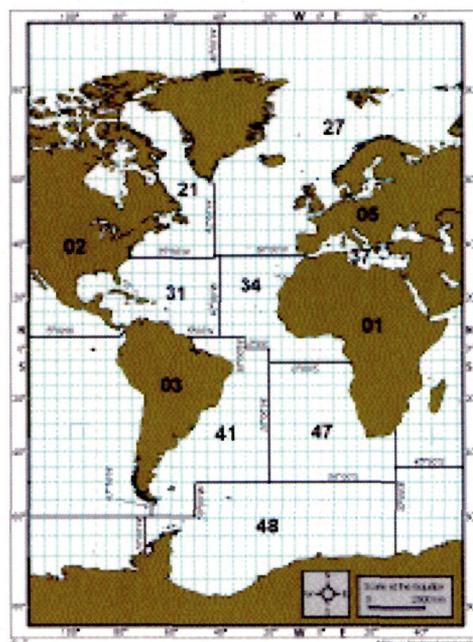


Figura 2-1: Mapa donde se muestran las zonas geográficas en las que ha sido compartimentado el Atlántico por parte de la FAO.

	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Anuales Sin Clasificar
<i>Thunnus thynnus thynnus</i>	2,7%	42,3%	20,7%	5,6%	28,8%
<i>Thunnus alalunga</i>	11,3%	22,5%	46,2%	15,7%	4,3%

Tabla 2-1: Contribución de la captura estacional de atún rojo y atún blanco a la captura total en todo el Atlántico.

ZONA FAO = 21	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Anuales Sin Clasificar
<i>Thunnus thynnus thynnus</i>	12,1%	14,7%	51,7%	15,4%	6,1%
<i>Thunnus alalunga</i>	23,1%	6,9%	18,2%	51,1%	0,7%

ZONA FAO = 31	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Anuales Sin Clasificar
<i>Thunnus thynnus thynnus</i>	6,9%	87,4%	1,4%	0,3%	4,1%
<i>Thunnus alalunga</i>	30,3%	36,2%	22,3%	9,3%	1,9%

ZONA FAO = 41	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Anuales Sin Clasificar
<i>Thunnus thynnus thynnus</i>	35,1%	51,0%	3,6%	10,2%	0,3%
<i>Thunnus alalunga</i>	26,0%	24,9%	17,8%	30,7%	0,6%

ZONA FAO = 27	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Anuales Sin Clasificar
<i>Thunnus thynnus thynnus</i>	0,5%	58,4%	25,5%	4,0%	11,5%
<i>Thunnus alalunga</i>	0,2%	16,8%	69,2%	10,3%	3,5%

ZONA FAO = 37	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Anuales Sin Clasificar
<i>Thunnus thynnus thynnus</i>	0,6%	21,7%	19,1%	4,0%	54,6 %

ZONA FAO = 34	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Anuales Sin Clasificar
<i>Thunnus thynnus thynnus</i>	17,2%	43,5%	17,2%	14,1%	8,0%
<i>Thunnus alalunga</i>	28,7%	26,0%	17,3%	27,9%	0,1%

Tabla 2-2: Distribución de las capturas de atún rojo y atún blanco por estaciones y zonas FAO.

2.2 Parámetros Físico-Meteorológicos.

2.2.1 Presión atmosférica.

Los datos de presión atmosférica son medias mensuales de cobertura global entre los años 1985 y 1992, obtenidos por los instrumentos HIRS2 (High resolution Infrared Radiation Sounder) y MSU (Microwave Sounding Unit), parte del TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder), instalados a bordo de los satélites de las series NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, EE.UU.). En concreto se obtuvieron los datos suministrados por los satélites NOAA 9, 10, 11, 12 y 14. La producción y distribución de estos datos es subvencionada por el programa de la NASA "Mission To Planet Earth". La resolución de los mismos fue de 1° por 1° de latitud-longitud, en milibares (mb). Las medias mensuales son generadas para cada satélite por separado.

Las características son las siguientes: SPRC (Presión superficial derivada de modelos de predicción) con un rango de medición entre 525 y 1050 mb. La cobertura temporal del NOAA-9 abarca desde enero de 1985 a diciembre de 1986, mientras que con el NOAA-10 el periodo cubierto fue desde diciembre de 1986 a diciembre de 1990. El NOAA-11 permitió recopilar datos entre enero de 1989 y diciembre de 1992.

2.2.2 Irradiancia solar.

La irradiancia solar superficial (250-4000 nm) es un parámetro básico para el clima y la biosfera, que afecta a la temperatura superficial y fotosíntesis tanto en ambientes marinos como en plantas terrestres. También es importante en los ciclos geoquímicos, porque tanto los procesos biológicos como los fotoquímicos modifican fuertemente las especies químicas sobre la tierra y sobre el mar (Frouin *et al.*, 1994).

Las nubes son el mayor modulador de la irradiancia solar superficial (Q). Bishop & Rossow (1991) desarrollaron un algoritmo de rápida transferencia radiativa para calcular la irradiancia solar en la superficie que usa el total de nubes del Proyecto Internacional del Climatología de Nubes desde Satélite (International Satellite Cloud Climatology Project; ISCCP). Sus algoritmos han tenido tres versiones, pero los datos utilizados para el presente estudio son los datos mensuales, en $W.m^{-2}$, que han sido procesados por la segunda versión de julio de 1983 a junio de 1991. En esta segunda versión para cada región hay dos cálculos de la irradiancia solar superficial, un valor de cielo abierto $Q(clr)$ y el otro de la porción de cobertura nubosa $Q(cld)$. Se ha utilizado el índice 'f' de Frouin *et al.* (1989) para calcular $Q(clr)$:

$$Q(clr) = (1-CF) f[S, d, \mu, O_3, H_2O, R_s, Vis, P_s] \text{ W.m}^{-2}$$

donde, CF es la fracción de nubes en la escena; S es la constante solar tomada como 1.367 W.m^{-2} , d es la distancia de la Tierra al Sol, μ es el coseno del ángulo medio del cenit solar, O_3 es la concentración de ozono, H_2O es la concentración de vapor de agua, R_s es la reflectividad superficial, Vis es la visibilidad y P_s la presión. El término de visibilidad teniendo en cuenta los aerosoles atmosféricos se considera como una constante de 25 Km, aunque puede ser variada. La reflectividad superficial utilizada es de 0,06 sobre el océano (Morel *et al.*, 1991)

El cálculo de la porción de cobertura nubosa de la escena es:

$$Q(cld) = CF Q(dir) (1 - Az) (1 + AsRs) \text{ W.m}^{-2}$$

Donde, $Q(dir)$ es el flujo solar en nubes altas y $Q(clr)$ es evaluado con cero reflectancia superficial y cero fracción nubosa. Una fracción de ese flujo reflejado vuelve al espacio en un albedo direccional nuboso, Az , el cual depende del espesor óptico de las nubes y el ángulo cenital solar. El flujo pasa a través de las nubes hasta la superficie. La fracción R_s , es reflejada hacia arriba y parte de esta, $AsRs$, es de nuevo reflejada por la base de las nubes a la superficie. El albedo esférico nuboso, As , es una función del grosor óptico de las nubes. La suma de $Q(clr)$ y $Q(cld)$ da la media de la irradiancia solar de la región (Bishop *et al.*, 1994).

La validación de estos datos se realizó a través de la comparación, con el anteriormente mencionado algoritmo, con medias diarias de valores suministrados por boyas oceanográficas, con una resolución de $280 \times 280 \text{ Km}$. Se realizaron 5 tests de una duración que varió entre 61 a 107 días, durante los años 1987, 1988 y 1991. En tres tests se utilizó una boya ubicada en $34^\circ \text{ N}-70^\circ \text{ W}$, mientras que los otros dos se hicieron con la boya ubicada en $35^\circ 35,6 \text{ N}-20^\circ 57,9' \text{ W}$. La diferencia de los 5 datos combinados es de una media de $+5 \text{ W.m}^{-2}$, siendo el error en el peor de los casos inferior al 7% de la irradiancia, en condiciones de cielo despejado (Bishop *et al.*, 1994).

Los datos de incidencia superficial de la irradiancia solar utilizados en este estudio han sido producidos y distribuidos por el programa de la NASA "Mission to Planet Earth", con las siguientes características: unidades de medida en Wm^{-2} , cobertura temporal desde enero 1983 a enero de 1991, datos en forma de medias mensuales, cobertura espacial global y resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitud-longitud.

2.2.3 Precipitaciones.

Las precipitaciones globales de lluvia son el resultado del análisis de datos de microondas de satélites en órbitas bajas, datos de infrarrojo de satélites en órbitas geosincrónicas y medidas reales de precipitaciones sobre la superficie marina y terrestre. Los datos disponibles son medias mensuales de precipitaciones totales por área, con una cobertura de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitud-longitud y estimaciones de los errores, entre enero de 1979 y enero del 2001.

Los datos fueron obtenidos de la segunda versión del Proyecto Climatológico de Precipitación Global (Global Precipitation Climatology Project; GPCP) (Huffman,

1997b), resultado del esfuerzo internacional de GEWEX/WCRP/WMO para proporcionar unas mejores series de datos globales de precipitaciones. En este proyecto participaron instituciones como Polar Satellite Precipitation Data Center (SSM/I, estimación de emisiones), NOAA Office of Research and Application (SSM/I, estimación de las dispersiones), GPCP Geostationary Satellite Precipitation Data Center (estimación del GPI) y GPCP Global Precipitation Climatology Centre (análisis de las medidas de lluvia) (Huffman *et al.*, 1995).

El objetivo de estas bases de datos es evaluar y proporcionar información para estudios de verificación de simulaciones de modelos climáticos, investigaciones del ciclo global hidrológico y detección de cambios climáticos. Estos datos han sido producidos y distribuidos por el programa de la NASA “Mission To Planet Earth” con las siguientes características: datos de precipitación superficial y error estimado en mm/día, en un rango de 0 a 50 para valores de precipitación y de 0 a 15 para el error estimado (ambos en medias mensuales).

2.2.4 Temperatura superficial del agua del mar.

La información sobre la temperatura superficial del mar (SST) procede del National Meteorological Center (NMC), y ha sido obtenida a través de interpolaciones óptimas (Reynolds & Smith, 1994). Se trata de datos mensuales de distribución global, de 1° x 1° de latitud-longitud, desde noviembre de 1981 a julio de 1997. El análisis de interpolación óptima combinó datos procedentes de satélites, barcos y boyas oceanográficas.

Los valores mensuales de temperatura superficial del mar se presentan en dos formas: en valores reales y como anomalías (diferencia entre la temperatura del mes y temperaturas climatológicas para ese mes). La temperatura climatológica es el valor medio de ese mes entre 1981 y 1997. El error promedio mensual global es inferior a 0,8 °C, sin embargo en los datos puntuales este error medio puede ser algo superior (Reynolds, 1988).

Los datos de temperatura superficial del mar han sido producidos y distribuidos por el programa de la NASA “Mission To Planet Earth” con las siguientes características: medidas en grados Celsius (°C), en un rango desde -1,8 a 35 °C, y como anomalías de la temperatura.

Las imágenes de temperatura superficial del mar fueron suministradas por el Jet Propulsion Laboratory (JPL), perteneciente al Instituto Tecnológico de California (EE.UU.). Estos datos fueron obtenidos gracias al sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo de los satélites de órbitas polares 7, 9, 11 y 14 de la serie NOAA. Los mapas de temperatura superficial del mar presentan una resolución espacial de 9x9 Km. y una resolución temporal diaria, obtenida como la media de la registrada durante los pases ascendentes (temperatura diurna) y pases descendentes (temperatura nocturna) de dichos satélites.

Las temperaturas fueron posteriormente validadas con los datos suministrados por las boyas oceanográficas a las 24 horas y con el pase diario descendente (nocturno)

del JPL. Para la validación de los datos se utilizaron las boyas localizadas al sur de la isla de Tenerife (27,991° N, 16,577° E) y en Estaca de Bares (44,065° N, 7,618° E), ambas pertenecientes a Puertos del Estado. Los datos utilizados para dicha validación fueron suministrados entre el 20 de junio de 1997 y el 12 de diciembre de 2000, para el sur de Tenerife, y entre el 19 de julio de 1996 y el 4 de enero de 2001, para la de Estaca de Bares. Las correlaciones entre los datos suministrados por los satélites y las boyas oceanográficas fue alta y significativa en ambos casos ($R^2=0,912$; $r=0,955$; $p<0,01$, para Tenerife y $R^2=0,966$; $r=0,983$; $p<0,01$, para Estaca de Bares).

Por otro lado, se realizó la validación de las imágenes mensuales (de enero de 1985 a marzo de 2003), suministradas por el JPL en pases descendentes (temperatura nocturna), con las medias de temperatura a las 24 horas suministradas por boyas oceanográficas. Para ello se usaron las series de datos proporcionadas por las boyas del National Data Buoy Center de la NOAA (EE.UU.). Dichas series son de mayor longitud que las procedentes de las boyas de Puertos del Estado. En concreto se usan la boya 41001 (con datos desde enero de 1976 a diciembre de 2001), situada en Carolina del Norte (34,68° N 72,66° W) y la boya 42002 (con datos desde enero de 1973 a diciembre de 2001), localizada en el Golfo de México (25,17° N 94,42° W). La correlación entre ambas series de datos fue alta y significativa ($R^2=0,948$; $r=0,974$ $p<0,01$ con la serie de Carolina del Norte, y $R^2=0,872$; $r=0,934$; $p<0,01$ con la serie del Golfo de México).

Además, se realizaron correlaciones en cinco cuadrantes de 5° x 5° de latitud-longitud (35-40° S, 15-20° S, 0°-5° N, 20°-25° N y 40°-45° N de latitud y 20°-25° W de longitud), entre las imágenes suministradas por el JPL (9x9 Km. de resolución) y los datos del NMC (1°x1° latitud-longitud de resolución espacial). La correlación conjunta fue muy alta y significativa ($R^2=0,994$; $r=0,997$; $p<0,01$), al igual que con las correlaciones de las desviaciones estándar ($R^2=0,861$; $r=0,928$; $p<0,01$). Las correlaciones para cada cuadrante fueron las siguientes: 35-40° S y 20°-25° W ($R^2=0,974$; $r=0,987$; $p<0,01$); 15-20° S y 20°-25° W ($R^2=0,956$; $r=0,978$; $p<0,01$); 0°-5° N y 20°-25° W ($R^2=0,980$; $r=0,909$; $p<0,01$); 20°-25° N y 20°-25° W ($R^2=0,944$; $r=0,972$; $p<0,01$); y 40°-45° N y 20°-25° W ($R^2=0,992$; $r=0,996$; $p<0,01$).

2.2.5 Datos de aproximaciones para predicción climática.

Parte de los datos usados en este trabajo proceden de modelos de predicción climática cedidos a través de su página Web por el NCEP/NCAR (Reanalysis Data: Derived Products), cuya misión es la de representar sistemas de datos de análisis/predicción desde el año 1948 hasta la actualidad. Una gran parte de esta información procede del Climate Diagnostics Center (CDC), con 4 datos diarios y sus correspondientes medias, aunque para el desarrollo de este trabajo se han utilizado exclusivamente medias mensuales. Todos los datos tienen formato de netCDF files.

La misión del CDC es la recopilación e interpretación de las causas de las variaciones climáticas observadas, orientado a la mejora de los modelos climáticos, así como predecir y desarrollar nuevos productos climáticos. Los datos que proporciona tienen una cobertura espacial de (2,5° x 2,5° latitud/longitud; 90N-90S, 0E-357,5E), con 144x73 puntos. La cobertura temporal va desde el 1 de enero de 1948 hasta la actualidad.

Las variables utilizadas han sido:

- Temperatura del aire (°C)
- Temperatura superficial del agua del mar (SST) (°C)
- Presión atmosférica superficial (mb.)
- Precipitaciones (Kg.m^{-2})
- Radiancia (W.m^{-2})
- Viento en u y v (m.s^{-1}), para obtener flujos de viento

Estos datos a pesar de que han sido obtenidos a través de modelos climáticos tienen una alta correlación con las mediciones *in situ* proporcionadas por otras fuentes con mayor cobertura espacial que estos últimos. Por ejemplo, la correlación entre presión atmosférica superficial durante los inviernos en el área 27 de FAO (Atlántico Nororiental) con los datos obtenidos por la NASA es de ($R^2=0,974$; $r=0,987$; $p<0,01$), mientras que entre las desviaciones estándar es de ($R^2=0,685$; $r=0,828$; $p<0,05$).

Los datos fueron representados gráficamente con el Grid Analysis and Display System (GrADS), versión 1.8SL11, obtenidos a través del lenguaje de programación de IDL Versión 6.0.1.

2.2.6 Índices Climáticos del Atlántico.

Es bien sabido que la circulación atmosférica tiene gran variabilidad y que ésta refleja cambios meteorológicos y de circulación que suceden en diferentes escalas temporales. La temporalidad de estos cambios pueden ser de unos pocos días (característico de un sistema borrascoso), unas semanas (características de periodos promedios de inviernos cálidos o veranos húmedos), unos meses (característicos de inviernos fríos o veranos cálidos), varios años (característicos de inviernos anormales durante varios años seguidos), o varios siglos (característico de largos periodos de cambio climático).

La amplia variabilidad de la escala temporal de estos eventos refleja un factor de variabilidad de la circulación atmosférica importante, tanto a escala interanual como interdecadal. Algunos de los índices de teleconexión son también mediciones a escala planetaria, abarcando océanos y continentes enteros, como el Pacífico Norte, desde la costa este de Norte América hasta Europa Central o toda Eurasia. El término índice de teleconexión hace referencia a lo recurrente y persistente de las anomalías de circulación y presión que abarcan grandes superficies geográficas. También muestran la variabilidad de baja frecuencia (o gran escala temporal).

Todos los índices de teleconexión son consecuencia del natural sistema caótico atmosférico y, en principio, un reflejo de la dinámica atmosférica interna. Además, algunos de estos índices, particularmente los referidos al norte del Pacífico, miden la variabilidad de la temperatura superficial del mar y la convección tropical asociada al ciclo de la Oscilación del Sur, conocida como El Niño (ENSO) (Mo & Livezey, 1986; Barnston & Livezey, 1991). Estos índices reflejan cambios a gran escala en la

circulación atmosférica, con gran influencia en la temperatura, lluvia, tormentas y en la intensidad y localización de los flujos atmosféricos sobre grandes áreas. Reflejan situaciones meteorológicas “anormales” simultáneamente en grandes territorios. Por ejemplo, el invierno de 1995/1996 fue anormalmente muy frío y nevado sobre gran parte del este de Norte América, mientras que fue frío en el norte de Europa y la Península Escandinava, y muy húmedo y tormentoso en el Sur de Europa y Norte de África. Esta situación quedó determinada por una variación en la circulación atmosférica sobre el Atlántico norte, dando lugar a un fuerte índice negativo de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO).

Durante el desarrollo de este trabajo se utilizaron diversos índices climáticos (Tabla 2-3), suministrados por el Centro de Predicción Climática de la NOAA, con una cobertura espacial global, desde enero 1950 a febrero de 2003. El más importante de los indicadores disponibles para medir la variabilidad atmosférica sobre el área geográfica estudiada fue el índice NAO.

ÍNDICE	ACRÓNIMO	MESES
Oscilación del Atlántico Norte	NAO	Todos
Patrón del Atlántico Oriental	EA	Septiembre a Abril
Patrón Jet del Atlántico Oriental	EA-JET	Abril a Agosto
Patrón Atlántico Oriental/Rusia Occidental	EA/WR	Septiembre a Mayo
Patrón Escandinavo	SCAND	Todos, excepto Junio y Julio
Patrón Polar/Eurasia	POL	Diciembre a Febrero

Tabla 2-3: Relación de índices climáticos referidos a la variabilidad de la circulación atmosférica en el Atlántico Norte, acrónimos utilizados en la literatura e intervalo, en meses, de su representatividad temporal.

El método para identificar los patrones de teleconexión es conocido como Análisis de los Componentes Principales Rotados (RPCA) (Barnston & Livezey 1987). Este procedimiento separa los patrones de teleconexión primarios para todos los meses y permite construir una serie temporal de amplitudes de los mismos. Para nuestro propósito de seguimiento, se ha rehecho el estudio de Barnston & Livezey aplicando la técnica de RPCA a la media mensual de la anomalía a 700 mb de altura entre enero de 1964 y julio de 1994. En este análisis, se determinaron diez patrones (o autovectores - 10 Varimax de rotaciones espaciales) para cada mes, usando los campos de anomalías en altura para periodos de tres meses centrados en un mes concreto (por ejemplo, los patrones de julio son calculados basándose en los campos de anomalías desde junio hasta agosto). De esta forma, el análisis da cuenta de la variabilidad de las estructuras y la amplitud de los patrones de teleconexión asociados con el ciclo anual la circulación atmosférica extra-tropical. También permite una mejor continuidad de las series temporales de un mes al siguiente, que si los patrones fuesen calculados a partir de los datos de cada mes independientemente. Finalmente, da un resultado más robusto debido

al aumento del número de campos usados en el cálculo de modas de cada mes. El procedimiento RPCA es superior al análisis basado en la gradilla de puntos, normalmente determinado a partir de mapas de correlaciones de un punto, al identificar el patrón de teleconexión usando como base el campo completo de flujo y no el de las anomalías en altura de unas pocas localizaciones seleccionadas.

Las series mensuales de las amplitudes estandarizadas de los índices del Atlántico Norte usados en este trabajo fueron construidas gracias al análisis RPCA, lo que permite obtener las amplitudes observadas de 10 índices correspondientes a un mes, calculados usando el análisis de regresiones por mínimos cuadrados. En el análisis, las amplitudes son determinadas simultáneamente combinando la suma de sus productos con las correspondientes autovectores que explican la máxima estructura espacial de las anomalías durante dicho mes. Para cada índice, las amplitudes fueron estandarizadas (media igual a 0 y varianza igual a 1) mensualmente.

2.2.6.1 Índice NAO.

La Oscilación del Atlántico norte (NAO) fue definida primeramente por Gilbert Walker (1924), como una oscilación meridional de las masas atmosféricas entre el centro de altas presiones de las Azores (Anticiclón de las Azores) y el centro de bajas presiones de Islandia (borrasca de Islandia). Esta variable climática es la dominante, tanto de forma interanual como por décadas, y explica la variabilidad climática en el Atlántico norte (Barnston & Livezey, 1987). Es directamente responsable, a gran escala, de la temperatura y precipitaciones, con evidencias claras de influencias en el clima en puntos tan alejados como Groenlandia, Norte de Europa, Península Escandinava y Mediterráneo (Hurrell, 1995). Además del índice NAO genérico, éste se calcula también por estaciones climáticas, siendo la NAO invernal la que tiene mayor peso específico. La NAO invernal mide la anomalía de la circulación atmosférica y del clima en la región europea del Atlántico norte durante el invierno, y está relacionado con el aumento o disminución de la fuerza de los vientos dominantes del oeste en dichas latitudes.

Estas medidas se toman sobre todo en invierno (periodo de diciembre a marzo). Cuando el índice NAO es positivo, los vientos del oeste que soplan en el Atlántico Norte y en el oeste de Europa se refuerzan (Figura 2-2). Durante el invierno, el reforzamiento de estos vientos lleva aire marítimo cálido sobre el noroeste de Europa, causando un aumento de la temperatura en el este de Estados Unidos y el noroeste de Europa, y una temperatura más baja de lo normal en Groenlandia. También lleva asociado una cantidad de precipitaciones lluviosas por encima de lo normal en el norte de Europa y la Península Escandinava, y por debajo de lo normal sobre el sur y centro de Europa. Por otro lado, cuando el índice NAO es negativo, los vientos llevan aire frío sobre Europa, con lo que los inviernos son más severos. Ambas fases de la NAO están asociadas con cambios en la intensidad y localización de la corriente de chorro de circulación Noratlántica y del recorrido de las tormentas. Es una modulación a gran escala del modelo normal del transporte meridional de masas de aire y zonal del calor y de la humedad (Hurrell, 1995), lo que se traduce en cambios en la temperatura y

cantidad de precipitaciones desde el este de Norte América hacia el oeste y centro de Europa (Walter & Bliss, 1932; van Loon & Rogers 1978, Rogers & van Loon, 1979). Además, provoca que existan otras variables atmosféricas que sufren alteraciones, como las precipitaciones o la extensión de la capa de hielo en Islandia. Es el modo dominante de variabilidad de la circulación atmosférica en superficie en el Atlántico Norte y es responsable de más del 36% de la varianza de la media de la presión a nivel del mar entre diciembre y marzo (Hurrell, 1995).

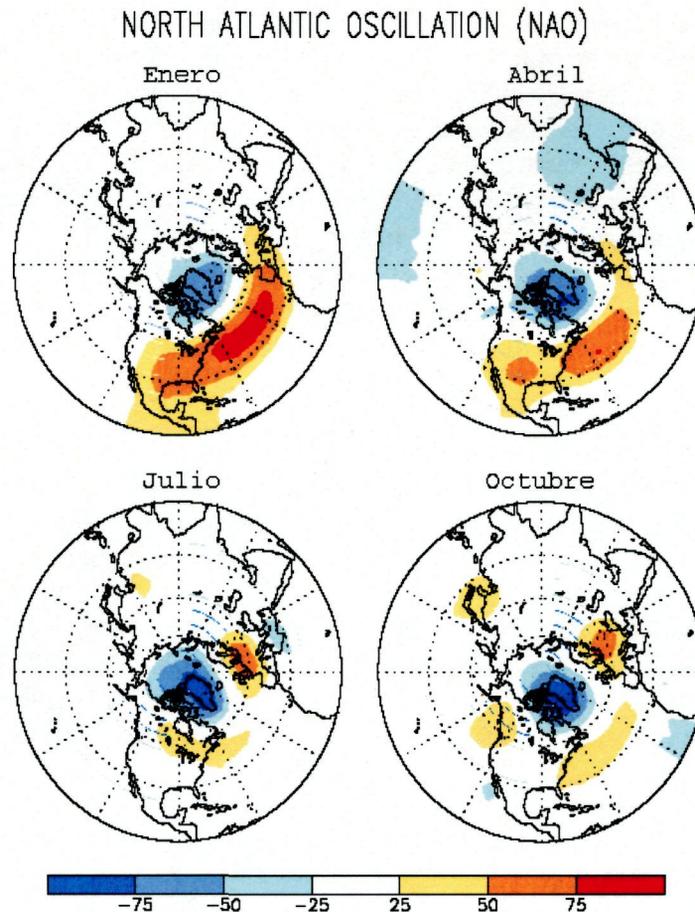


Figura 2-2: Índice NAO (Oscilación del Atlántico Norte) en fase positiva (NOAA/ National Weather Service; <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html>).

La Figura 2-3 muestra el patrón de temperatura superficial del océano y estrés del viento zonal en situaciones de NAO extremas, expresadas como la diferencia de estas variables físicas entre condiciones de bajo (<-2) y alto (>2) valor del índice.

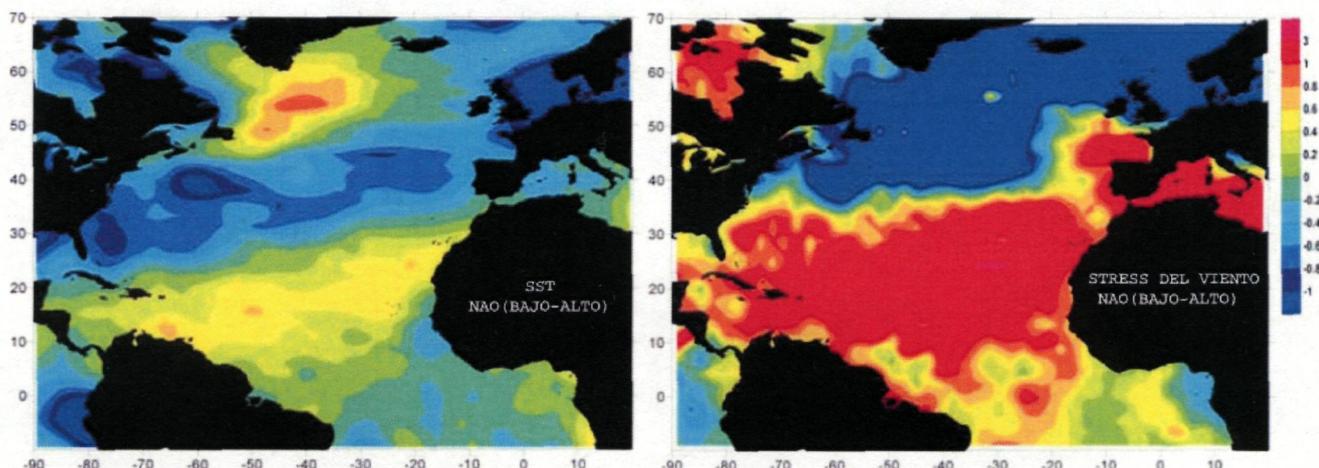


Figura 2-3: Diferencias en la temperatura superficial del mar (izquierda) y estrés de viento (derecha) entre situaciones de bajo índice NAO (años con índice inferior a -2: 1969, 1970, 1977,1979) y alto índice NAO (años con índice superior a 2: 1973, 1983, 1989, 1990,1992) (Extraído de Da Silva et al., 1994).

Además de la asociación entre la NAO y diferentes eventos atmosféricos a gran escala, y precisamente como consecuencia de dicha asociación, también algunos procesos de carácter biológico en el Atlántico norte han sido relacionados con esta teleconexión. Así, Fromentin & Planque (1996) evidencian la influencia de la NAO sobre dos poblaciones de *Calanus* sp. en el Atlántico nororiental y Mar del Norte. También Rodionov (1995) relaciona la NAO y el reclutamiento del bacalao (*Gadus morhua*) en el Atlántico Norte.

De acuerdo con Warner (1999), se ha dedicado mucho esfuerzo para buscar una relación entre la NAO y la conocida oscilación del Pacífico sur (El Niño Oscilación del Sur), pero hasta la fecha ningún autor la ha establecido de forma determinante. Tampoco se conoce aún si es la atmósfera la única responsable de este fenómeno y en qué medida pueden intervenir las interacciones entre la atmósfera y el océano y los hielos polares. Si parece existir una conexión estratosfera-troposfera en el Atlántico Norte (Perlwitz & Graf, 1995), de forma que la intensidad de la actividad solar, la actividad volcánica o el aumento antropogénico de la concentración de gases de efecto invernadero podrían incidir en el estado de la NAO (Hurrell *et al.*, 2000).

La NAO está presente a lo largo de todo el año pero su intensidad es mayor durante los meses invernales (Lamb *et al.*, 1996). El índice NAO invernal muestra una significativa variabilidad interanual e interdecadal (Hurrell, 1995), tal como viene reflejado en la Figura 2-4.

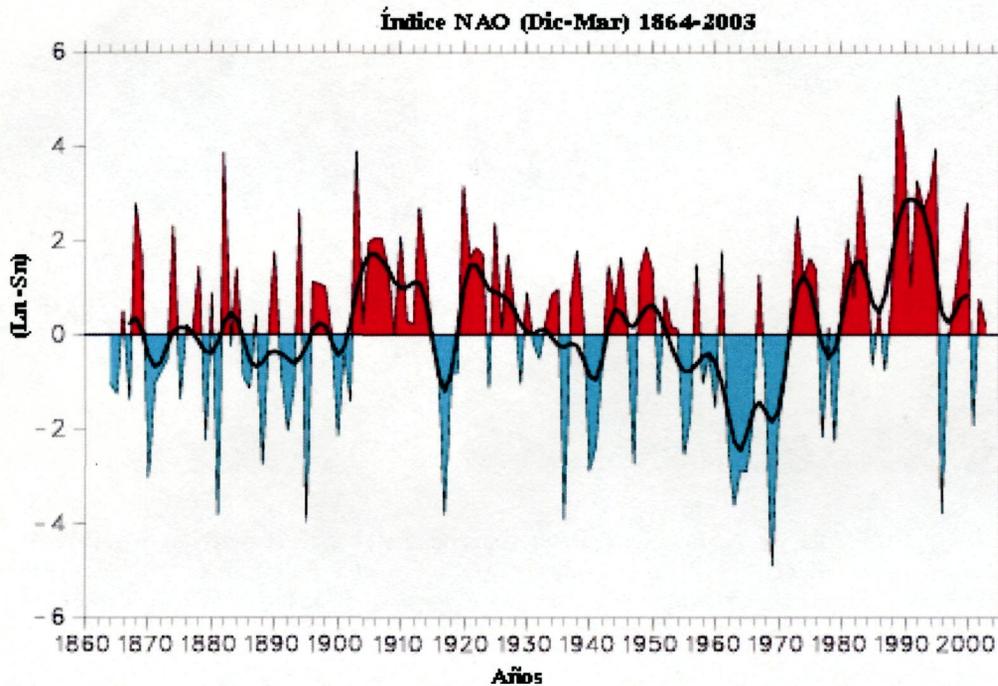


Figura 2-4: índice NAO, definido como la diferencia de la presión atmosférica a nivel del mar entre Lisboa (Portugal) y Stykkisholmur (Islandia), en los meses de invierno (diciembre-marzo), para el período 1864-2003. (Hurrell, 2005; <http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.html>). La línea gruesa representa medias móviles de 5 años.

El intervalo entre 1988 y 1995 se caracteriza por valores inusualmente altos del índice NAO, de hecho, los años 1989, 1990 y 1995 presentan los valores positivos más altos del índice NAO registrados desde comienzos del siglo XX. El invierno 1995-1996 supuso un cambio drástico hacia una fase fuertemente negativa. Halpert & Bell (1997) han documentado las condiciones que acompañaron a esta fuerte transición. Posteriormente el índice ha retornado a las fases positivas que han caracterizado estas últimas décadas. La década de 1990 ha estado dominada casi en totalidad por la fase positiva que alcanzó su máximo en 1995. En cambio, en 1996 se registró uno de los episodios negativos más extremos del siglo.

En lo que se refiere a la posible incidencia sobre la dinámica de los túnidos y especies afines del Atlántico, Santiago (1998; 1999b) y posteriormente Borja y Santiago (2002) evaluaron la posible incidencia de la NAO en el reclutamiento tanto del atún blanco del Atlántico norte, como de los stocks de atún rojo del Atlántico Oriental y Occidental (Figura 2-5). Mejuto (1999, 2000, 2002) evaluó la posible relación existente entre las fluctuaciones de la NAO y los cambios en la CPUE a la edad 1 del stock de pez espada (*Xiphias gladius*) del Atlántico Norte, y lo asumió como un buen índice de reclutamiento.

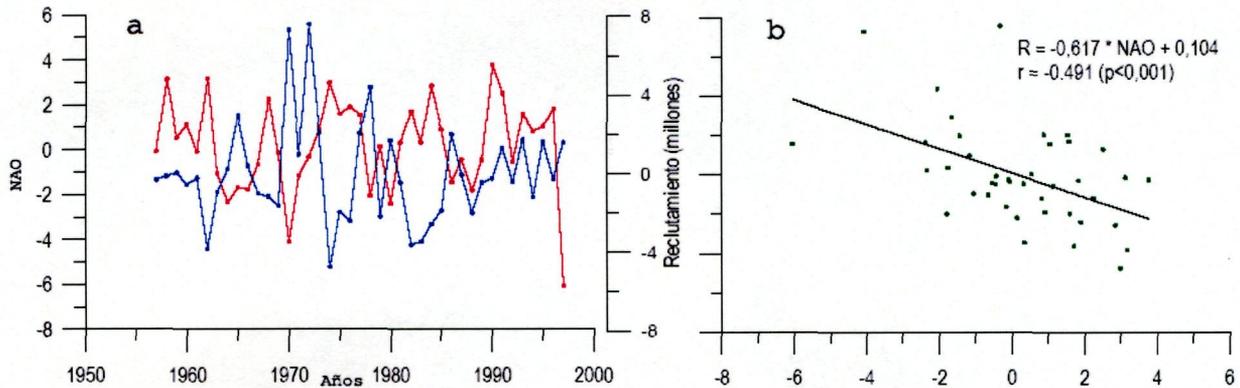


Figura 2-5: Análisis de correlación entre el reclutamiento de atún blanco para el período 1957-1997 estimado por ADAPT VPA y el índice NAO. a) NAO y reclutamiento tras la eliminación de tendencias; b) relación entre ambas series sin tendencia (Extraído de Santiago, 2004).

2.2.6.2 Índice EA.

Otro índice utilizado para definir la variabilidad climática del Atlántico es el índice EA (Modelo del Atlántico Oriental; East Atlantic Pattern), que es el segundo en importancia de los tres índices de variabilidad de baja frecuencia sobre el Atlántico norte. Es similar a la NAO y consiste, al igual que este, en la valoración de una anomalía de presión atmosférica norte-sur (Figura 2-6). Sin embargo, el centro de la anomalía se desplaza más hacia el sureste. Por esta razón, el índice EA puede dar lugar a que se confunda con una variante al sur del índice NAO. Por otro lado, el hecho de encontrarse más hacia el sur va a tener una fuerte influencia de la zona subtropical, lo que mayormente va a diferenciarlo del índice NAO. Este índice EA es similar al descrito por Barnston & Livezey (1987), pero es diferente del original definido por Wallace & Gutzler (1981).

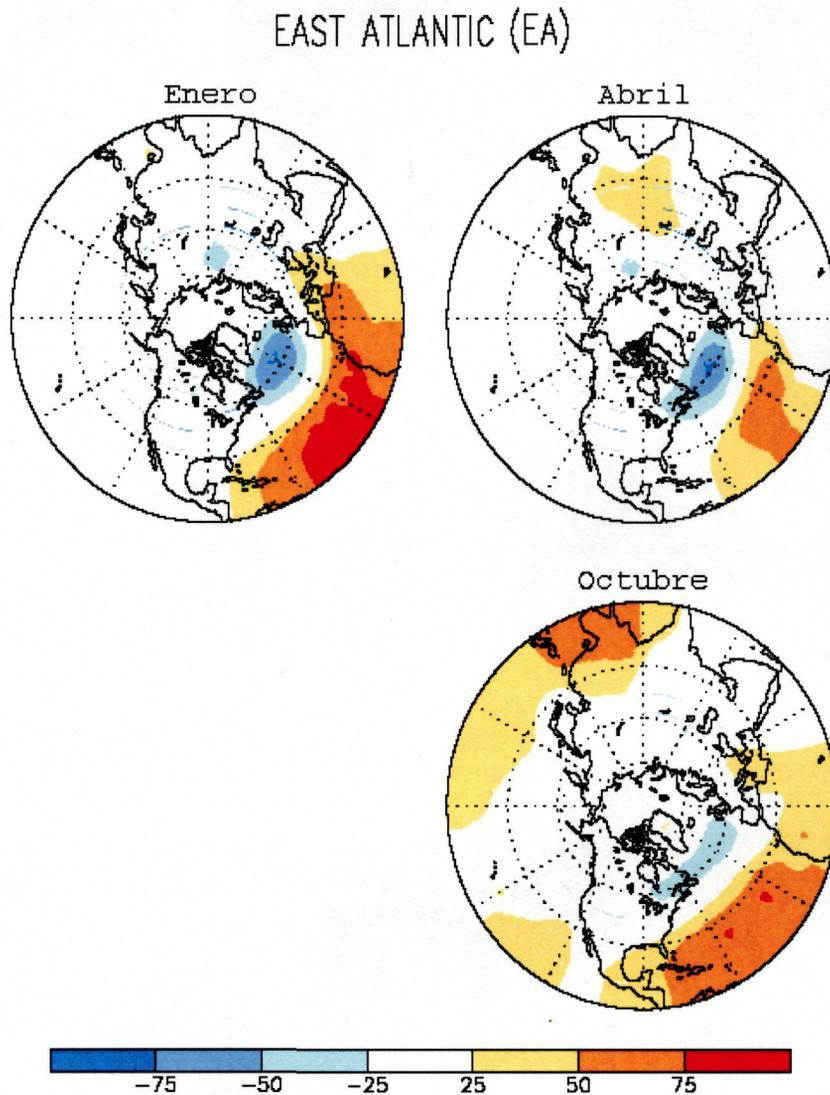


Figura 2-6: Índice EA (Patrón del Atlántico Oriental) en fase positiva (NOAA/ National Weather Service; <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html>).

2.2.6.3 Índice EA-JET

Por otro lado, el índice EA-JET (Modelo en Chorro del Atlántico oriental; East Atlantic Jet Pattern) describe el motor de funcionamiento del Atlántico oriental y es el tercer índice de variabilidad de baja frecuencia sobre el Atlántico norte (Figura 2-7). Este modelo también consiste en un dipolo norte-sur de los centros de la anomalía de presión atmosférica, con un centro principal localizado encima de las latitudes altas del

Atlántico Norte Oriental y la Península Escandinava, y el otro centro localizado encima del Norte de África y el Mar Mediterráneo. Una fase positiva de este índice refleja una intensificación de los vientos del este hacia el oeste, por encima de las latitudes centrales del Atlántico Norte Oriental, prácticamente cubriendo la totalidad de Europa. Sin embargo, la fase negativa del índice refleja una configuración de fuerte división encima de estas regiones, a veces asociada con anticiclones permanentes cerca de Groenlandia y Gran Bretaña.

El índice EA-JET muestra la existencia de una considerable variabilidad entre décadas. Por ejemplo, en el periodo 1971-1978 predominó la fase negativa, mientras que entre 1985 y 1993 predominó la fase positiva. De hecho, de 1986 a 1993 la fase positiva se observó casi un 70% del tiempo.

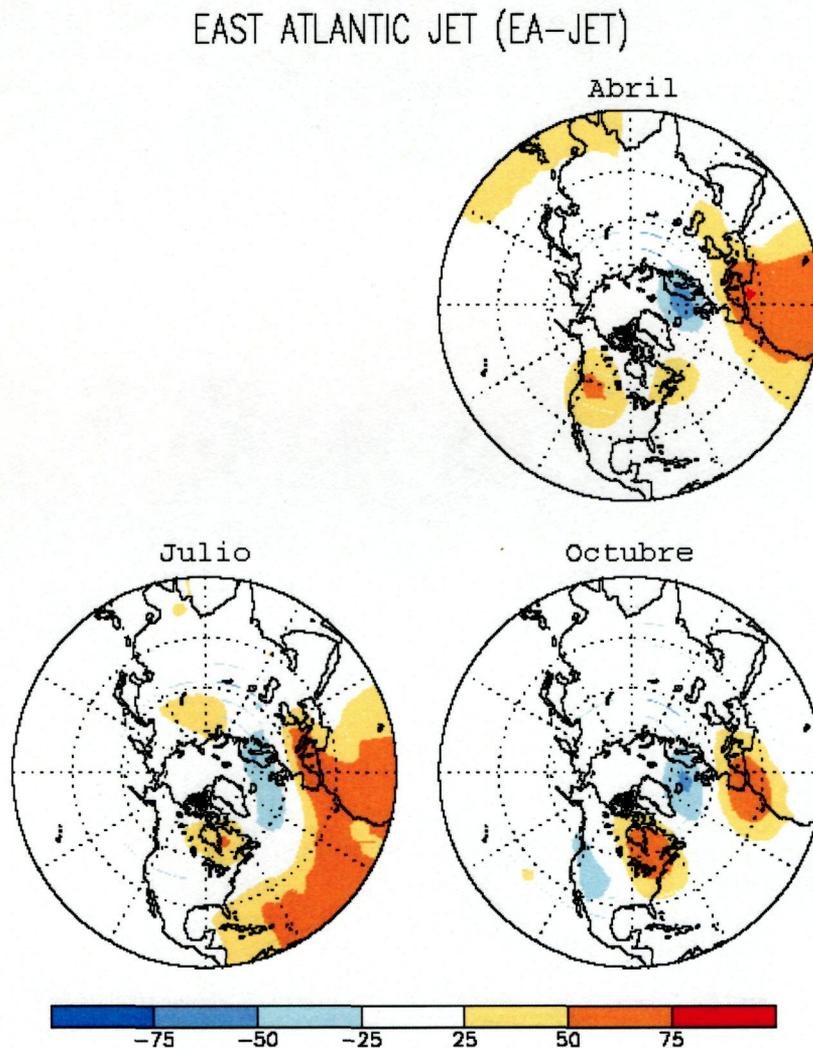


Figura 2-7: Índice EA-JET (Patrón en Chorro del Atlántico Oriental) en fase positiva (NOAA/ National Weather Service; <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html>).

2.2.6.4 Índice SCAND.

El índice de Escandinavia (SCAND) mide las variaciones del centro de circulación atmosférica primaria que abarca la Península Escandinava y una gran parte del Océano Ártico al norte de Siberia. Dos centros de circulación débiles, con signo opuesto al centrado en la Península Escandinava, están localizados sobre el oeste de Europa y sobre Mongolia/Oeste de China. Este índice se mide durante todos los meses, excepto junio y julio, y ha sido también descrito como Eurasia-1 por Barnston & Livezey (1987). La fase positiva está asociada con un estancamiento anticiclónico sobre la Península Escandinava y oeste de Rusia, mientras que la fase negativa está asociada con grandes borrascas situadas sobre estas regiones (Figura 2-8).

La serie temporal muestra una alta variabilidad entre estaciones, interanual y entre décadas. Por ejemplo, una fase negativa dominó la circulación desde principios de 1964 hasta mediados 1968 y desde mediados de 1986 hasta principios de 1993. También hubo fases negativas destacadas durante el invierno de 1988/89, primavera de 1990 e invierno/primavera de 1991/92. En cambio, las fases positivas del índice se observaron principalmente durante gran parte de 1972, 1976 y 1984.

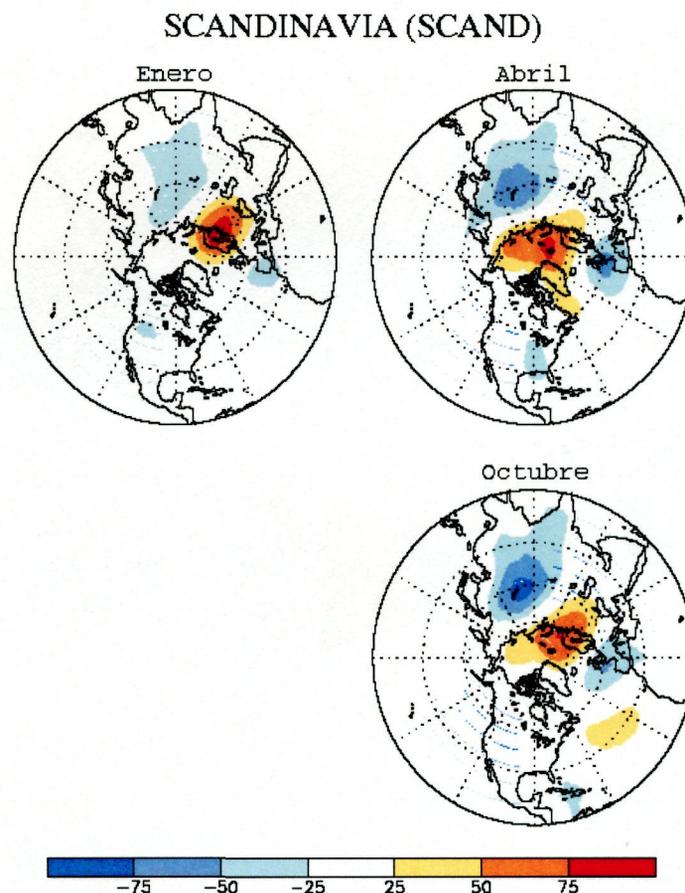


Figura 2-8: Índice SCAND (Patrón de Escandinavia) en fase positiva (NOAA/ National Weather Service; <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html>).

2.2.6.6 Índice POL.

El índice Polar/Eurasia se determina sólo en invierno y es el más destacado para describir el patrón de variabilidad de baja frecuencia durante diciembre y febrero. Consiste en un centro principal de anomalía atmosférica sobre la región polar y dos centros separados, de signo opuesto a la anomalía anterior, situados sobre Europa y Nordeste de China (Figura 2-10). Así el índice refleja mayores cambios en la fuerza de la circulación circumpolar y revela los cambios sistemáticos que acompañan en la circulación sobre grandes territorios de Europa y Asia en latitudes medias.

El patrón Polar/Eurasia exhibe una gran variabilidad intradecadal e interdecadal, con varios inviernos consecutivos en fase positiva seguidos por varios inviernos con un patrón en fase negativa. Por ejemplo, los inviernos de 1964/65 hasta 1969/70 fueron dominados por la fase negativa y seguidos por un periodo de 5 años (desde 1971/72 hasta 1975/76) dominados por la fase positiva del patrón. Una fase negativa de más de una década, entre 1976/77 y 1985/86, es seguida por una fase prolongada positiva entre 1988/89 y 1992/93. Esta fase positiva refleja alturas (700 mb) por debajo de lo normal a lo largo de la región polar e intensifica los vórtices circumpolares, en combinación con alturas por encima de lo normal sobre gran parte de Europa y este de Asia. En cambio, una prolongada fase negativa del patrón refleja alturas por encima de lo normal a lo largo de la región polar y un vórtice polar más débil de lo normal, en combinación con alturas por debajo de lo normal sobre gran parte de Europa y este de Asia.

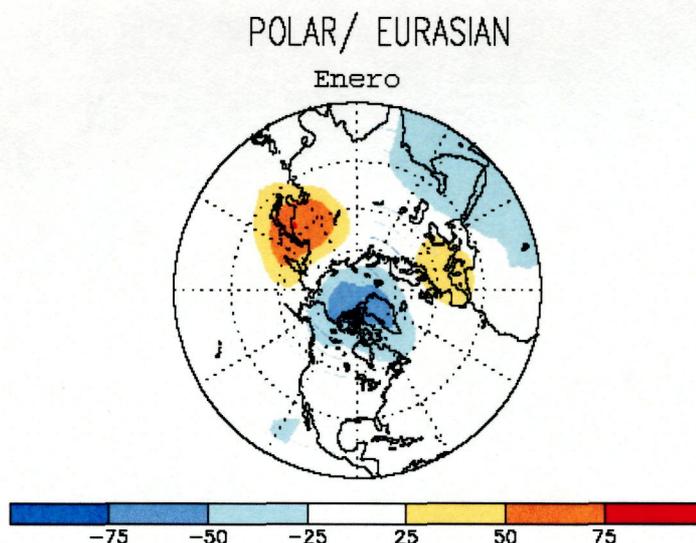


Figura 2-10: Índice POL (Patrón Polar/Eurasia) en fase positiva (NOAA/ National Weather Service; <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html>).

2.2.6.7 Índice TNH

El índice Tropical/Hemisferio Norte (TNH) fue el primer indicador de la variabilidad atmosférica clasificado por Mo & Livezey (1986), y aparece de modo destacado en el periodo entre noviembre y febrero. Consiste en un patrón con un centro de anomalía atmosférica sobre el Golfo de Alaska (Noroeste de EE.UU.) y otro centro de signo opuesto sobre la Bahía de Hudson (Noreste de Canadá) (Figura 2-11). Un área de anomalías débiles del mismo signo que la del Golfo de Alaska tiene lugar a lo largo de México y en el extremo sureste de Estados Unidos. Este patrón refleja cambios a gran escala tanto en la extensión de los vientos que van hacia el este de la corriente de chorro del Pacífico, como en la fuerza y posición media de la borrasca de la Bahía de Hudson. De esta forma, el patrón modula significativamente el flujo de aire marino dentro de Norte América, así como el transporte hacia el sur del aire frío canadiense dentro del centro-norte de Estados Unidos.

Las fases negativas pronunciadas del patrón TNH se observan frecuentemente durante diciembre y enero, en episodios de calentamiento del Pacífico (El Niño Oscilación del Sur) (Barnston et al. 1991). Un ejemplo reciente fue el ocurrido en el invierno de 1994/95, cuando aconteció un episodio de calentamiento del Pacífico y una fuerte fase negativa del patrón TNH. Durante este periodo la borrasca en la Bahía de Hudson fue mucho más débil de lo normal y cambió hacia el noreste, hacia el Mar del Labrador. Además, la corriente en chorro del Pacífico fue mucho más fuerte de lo normal y cambió hacia el sur, hacia California Central, muy al sur de su posición climatológica media en el Pacífico Noroccidental. Este patrón de flujo produjo temperaturas por debajo de lo normal en el este de Norte América y más lluvias en el suroeste de Estados Unidos.

Por otro lado, las fases positivas del patrón TNH tienden a acompañar a eventos fríos en el Pacífico. Un ejemplo es la fase positiva muy persistente que tuvo lugar entre 1988/89 y 1990/91, las cuales acontecieron en aparente asociación con el fuerte evento frío en el Pacífico de 1988/89.

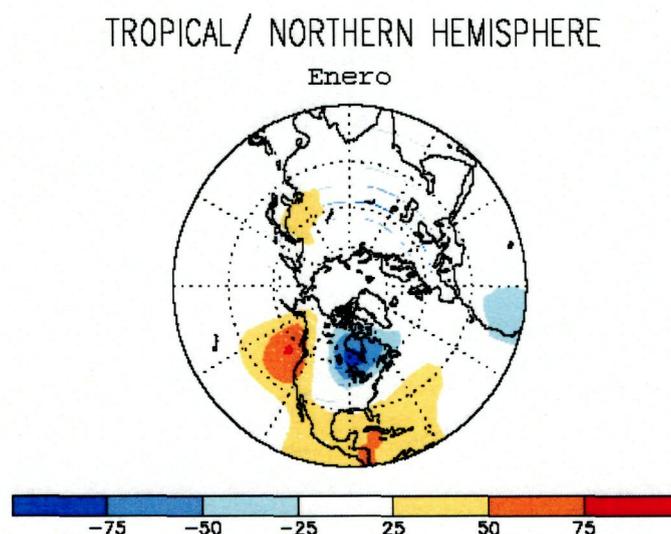


Figura 2-11: Índice TNH (Patrón Tropical/Hemisferio Norte) en fase positiva (NOAA/ National Weather Service ; <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html>).

2.2.6.8 Índice ZITC (Zona Intertropical de Convergencia).

La zona de convergencia intertropical (ZCIT) es uno de los sistemas meteorológicos más importantes que actúan en los trópicos. Debido a su estructura física, la ZCIT se ha mostrado decisiva en la caracterización de las diferentes condiciones del clima en diversas áreas de la Región Tropical. Su influencia sobre las precipitaciones en los continentes africano, americano y asiático ha sido aceptada y mostrada en varios trabajos como Lamb (1978), Moura & Shukla (1981), Hastenrath & Heller (1997), entre otros. En el caso específico del norte del Nordeste de Brasil, Uvo (1989) presenta un estudio bien detallado de la ZCIT y su importancia en las precipitaciones en esta región (Figura 2-12).

La ZCIT está insertada en un área donde ocurre la interacción de características marcadamente atmosféricas y oceánicas: i) zona de confluencia de los alisios (ZCA); ii) zona de la depresión ecuatorial; iii) zona de máxima temperatura de la superficie del mar; iv) zona de máxima convergencia de masa; y v) zona de banda de máxima cobertura de nubes convectivas, todas interactuando próximas a la franja ecuatorial. A pesar de esa interacción, las características no se presentan necesariamente al mismo tiempo sobre la misma latitud. En el trabajo presentado por Hastenrath & Lamb (1977) se muestra que, durante los meses de verano en el Hemisferio Norte, la zona de confluencia de los alisios aparece sobre la depresión ecuatorial y las regiones de máxima cobertura de nubes, precipitaciones y convergencia de masa son casi coincidentes, localizándose aproximadamente a tres grados al sur de la ZCA. En los meses de diciembre a febrero, la zona de máxima cobertura de nubes, precipitaciones y convergencia de masa se localiza al norte de la ZCA (Figura 2-12).

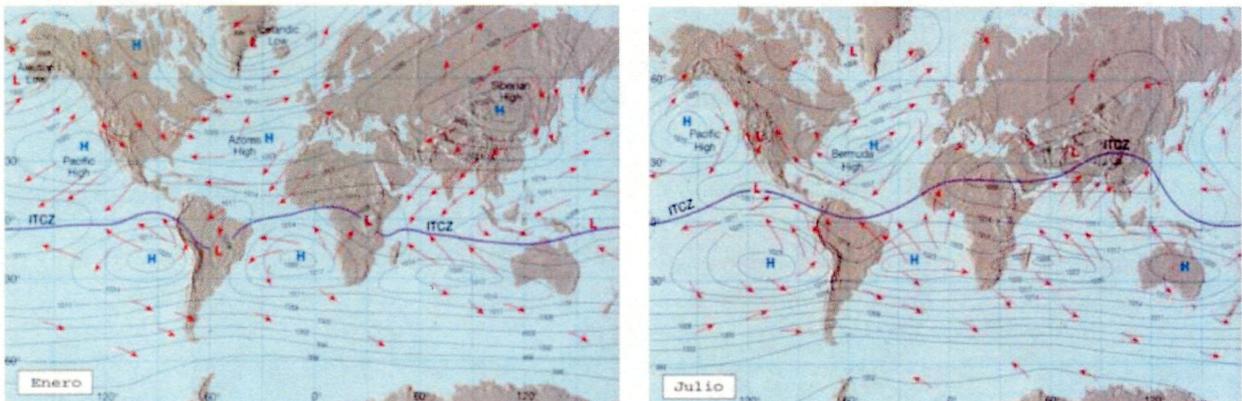


Figura 2-12: Zona Intertropical de convergencia (ZCIT) (Extraída de Uvo, 1989).

El conjunto de características asociadas a la ZCIT poseen un desplazamiento norte-sur a lo largo del año. El desarrollo anual de la ZCIT tiene, aproximadamente, el período de un año, alcanzando su posición más al norte (8° N) durante el verano del Hemisferio Norte, y su posición más al sur (1° N) durante el mes de abril (Hastenrath & Heller, 1977). Aparte de esa oscilación anual, la ZCIT presenta oscilaciones con mayores frecuencias temporales, con el período variando de semanas a días (Figura 2-13). La variabilidad interanual de la estación lluviosa del noreste de Brasil está asociada al desplazamiento anómalo de la ZCIT hacia el norte, lo que favorece la existencia de sequías en la región. Además de la influencia de la ZCIT en el tiempo y en

el clima de las áreas tropicales, también está involucrada en el mantenimiento del balance térmico global. A escala planetaria, la ZCIT está localizada en el ramo ascendente de la célula de Hadley, transfiriendo calor y humedad de los niveles inferiores de la atmósfera de las regiones tropicales hacia los niveles superiores de la troposfera y hacia latitudes medias y altas.

Los valores de este índice fueron suministrados por el Centro de Predicción Climática de la NOAA (EE.UU.), y son datos obtenidos desde abril de 1988 hasta octubre del 2002, proporcionado además la posición de la cobertura nubosa en latitud a 15° W, 10° W y 5° W, 0° W, 5E, 10E, 15E, 20E, 25E, 30E y 35E de longitud, con una periodicidad temporal de 10 días desde abril hasta noviembre. Sin embargo, y debido a la temporalidad disponible para los datos de pesca, los valores del índice ZCIT fueron agrupados en medias trimestrales de los cuatro puntos (15° W, 10° W y 5° W, 0° W). La falta de datos para la zona de Brasil obligó a que el valor del índice fuera usado indistintamente para todas las áreas.

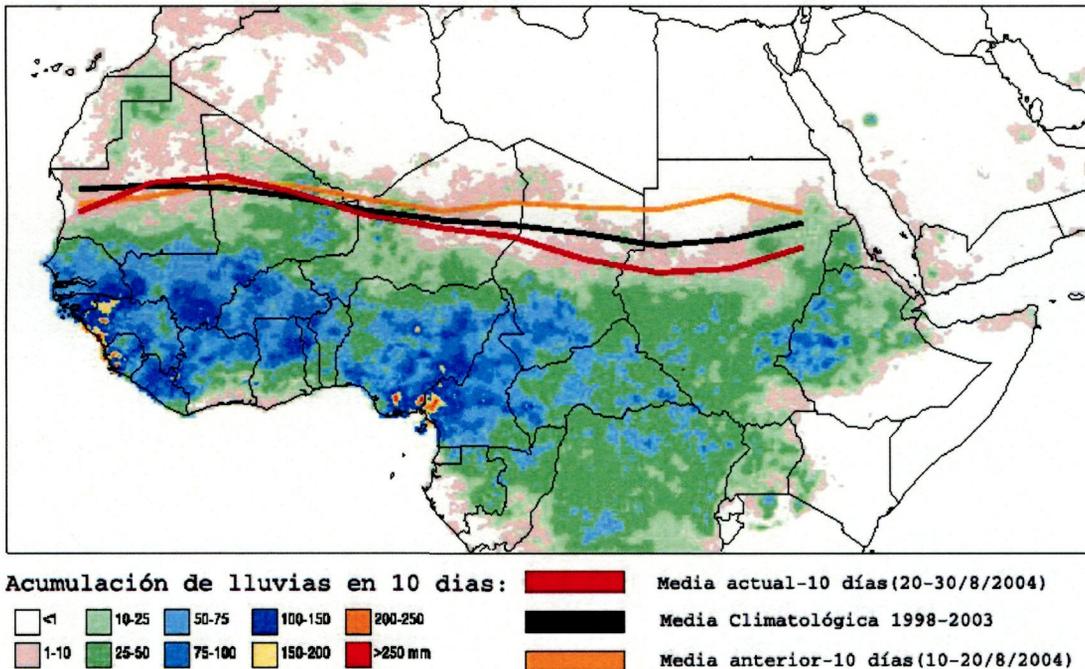


Figura 2-13: Posición de ZITC (Zona de Convergencia Intertropical) en África en agosto de 2004 (Climate Prediction Center <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/fews/ITCZ/itcz.html>).



2.3 Agrupamiento espacio-temporal de los datos de pesca y climáticos.

La calidad y temporalidad de los datos procedentes de la pesca son los factores que van a establecer un mayor número de limitaciones en el trabajo y en la consecución de los objetivos propuestos, especialmente debido a:

- (i) Los datos proporcionados por ICCAT están agrupados en cuadrículas de diferente extensión geográfica de latitud-longitud, de $1^\circ \times 1^\circ$, $5^\circ \times 5^\circ$ o mayores. Además, son muy imprecisos tanto temporal como espacialmente, ya que el aporte de información de capturas por parte de muchas de las flotas internacionales no son rigurosamente exactos, e ICCAT los agrupa de un modo más amplio en el espacio, asignándolos directamente a cada una de las grandes áreas de pesca establecidas por FAO donde estas flotas faenan. Igualmente ocurre con el agrupamiento temporal, donde algunos datos tienen una periodicidad mensual (los menos), pero la mayoría se clasifican directamente en estaciones o, en el peor de los casos, únicamente son consignados de forma anual.
- (ii) La falta de datos de esfuerzo en cada uno de los cuadrantes, o unidades geográficas, genera incertidumbre sobre cuáles son los verdaderos motivos del aumento o disminución de las capturas (aumento o disminución de la abundancia, criterios económicos, políticos, etc.).
- (iii) Las áreas de pesca establecidas por FAO son zonas geográficas muy extensas, pero sin embargo evitan la incertidumbre creada por los criterios de clasificación temporal y espacial de los datos explicados anteriormente. De esta forma también se limita el error en los resultados provocado por la falta de evaluación de las variaciones del esfuerzo pesquero, aunque no por ello deja de ser una importante limitación. Por otro lado, este agrupamiento en grandes áreas de pesca no permite establecer variaciones en las capturas a escala espacial más pequeña donde se puedan poner de manifiesto la posible influencia de fenómenos climáticos de carácter más local.

Las áreas de pesca de FAO son zonas geográficas muy grandes que no necesariamente coinciden con los límites de las áreas de pesca de un tipo de flota específica (de hecho no coinciden). Por ejemplo, en el área FAO 27 (Atlántico Noroccidental) la pesca del atún blanco no sobrepasa los 61°N (Matsumoto & Miyabe, 2002), pero los datos climáticos disponibles se refieren a todo el cuadrante (36° - 90°N ; 0° - 42°W). Como consecuencia de esto, el análisis estadístico proporciona un resultado de la influencia de las variaciones climáticas a gran escala sobre la pesca en grandes áreas, pero no estrictamente sobre los caladeros donde se efectúan las capturas.

El agrupamiento espacio-temporal de los datos climáticos se obtuvo gracias a la creación de aplicaciones informáticas específicas para tal fin en lenguajes de programación IDL (versión 6.0.1) y MATLAB (versión 6.5.0.1), sobre mapas de ficheros binarios y netCDF. Este software permitió dividir dichos mapas en cuadrantes de tamaño exacto al establecido por FAO para las grandes áreas de pesca, rechazando automáticamente los datos procedentes de tierra o zonas heladas. Además, de esta forma, se obtuvieron los valores medios y la correspondientes desviaciones estándar de cada una de las variables analizadas

2.4 Análisis estadístico.

Dentro de cada área se realizaron las medias y las desviaciones estándar de todas las variables oceanográficas y meteorológicas disponibles. Para ello, en primer lugar se obtuvo la media temporal estacional de todos los puntos por trimestres, meses, semanas y días (según la temporalidad de la medición de los datos de cada variable) dentro de cada área fao. El número de puntos que abarca cada área va a depender de la resolución espacial de cada variable (ver: 2.2). Por ejemplo, con la temperatura superficial del agua del mar, en invierno, se hizo la media de la medida obtenida en cada punto durante los meses de enero, febrero y marzo de todos los puntos.

Posteriormente, se calculó la media del área (ej.: puntos dentro del área 27) y la desviación estándar con respecto a dicha media. Finalmente, se hizo la media de las desviaciones estándar. Para los índices climáticos únicamente se realizó la media estacional.

Por otro lado, se realizaron medidas de asociación lineal entre dos variables. El estudio del signo y el valor absoluto del coeficiente indican respectivamente la dirección de la relación y la intensidad de la misma. Seguidamente se comprobó si los residuos cumplían la condición de normalidad (test de Kolmogorov-Smirnov en Martín *et al.*, 1999) y homocedasticidad. En caso de no cumplir la condición de normalidad, se aplicó una transformación logarítmica a los datos. Si la distribución es normal se utilizó la correlación de Pearson y, en caso contrario, la correlación de Spearman.

Igualmente, se realizó un análisis de los residuos para determinar si las series mostraban un patrón aleatorio o no, aplicando el exponente de Hurst (Hurst, 1951), con lo que se define si ésta es distinta a un ruido ($H \leq 0,5$ es un ruido).

Para identificar el comportamiento general de las series históricas de capturas de atún blanco y rojo entre los años 1950 y 2000, en las diferentes zonas FAO, se realizó un Análisis de Componentes Principales (PCA; Preisendofer, 1988), usando para ello el módulo PyClimate1.1 del lenguaje Python (Sáenz, *et al.*, 2002). Sin embargo, y a priori, el uso de este método presenta el inconveniente de que el valor estacional de las capturas está referenciado a un área geográfica muy extensa (cada una de las áreas de pesca FAO). El método consiste en la diagonalización de la matriz de covarianza/correlación. Las funciones empíricas ortogonales (EOFs) son los vectores propios de esta matriz, con una varianza asociada igual a su valor propio correspondiente. Para seleccionar el número de EOFs significativos se aplicó la regla N (Preisendofer, 1988). Este es un procedimiento de MonteCarlo para obtener la distribución del autovalor de matriz de covarianza aleatoria. Una alternativa, y posiblemente una mejor interpretación de los resultados, se obtiene rotando los EOFs significativos mediante el procedimiento Varimax (Preisendofer, 1988).

A pesar de intentar eliminar la estacionalidad de los datos (restando la media por estación), se obtuvo como resultado que prácticamente toda la varianza quedaba explicada por la estacionalidad de los mismos, lo cual es evidente ya que es la forma como funcionan las migraciones y las capturas.

Se realizó una regresión lineal simple entre cada una de las diversas variables climáticas y las series de capturas. También se efectuó una regresión lineal múltiple

entre la captura de cada especie de atunes, como variable dependiente, y todo el conjunto de variables climáticas y ambientales disponibles

El tratamiento estadístico se efectuó con ayuda de los paquetes estadísticos SPSS (versión 11.0.15), STATISTICA 6.0 (StatSoft Inc., 1984-2001) y el modulo PyClimate1.1, del lenguaje Python (Sáenz, *et al.*, 2002).

3 INFLUENCIA DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN LAS CAPTURAS DEL ATÚN BLANCO (*Thunnus Alalunga*) EN EL ATLÁNTICO.

3.1 Introducción

La comunidad científica considera que el atún blanco (*Thunnus alalunga*) (Figura 3-1), a nivel mundial, se distribuye en seis stocks que se corresponden con las siguientes zonas geográficas: Atlántico Norte, Atlántico Sur, Mediterráneo, Pacífico Norte, Pacífico Sur e Índico (Santiago, 2004). Las capturas medias anuales obtenidas durante la década de 1990 para cada uno de estos stocks, en orden decreciente, fueron 59286 t. en el Océano Pacífico norte, 38056 t. en el Pacífico sur, 32517 t. en el Océano Atlántico norte, 30221 t. en el Atlántico sur, 26954 Tm. en el Océano Índico y 1981 Tm. en el Mar Mediterráneo (Shaw & Bartoo, 1997; Figura 3-2).

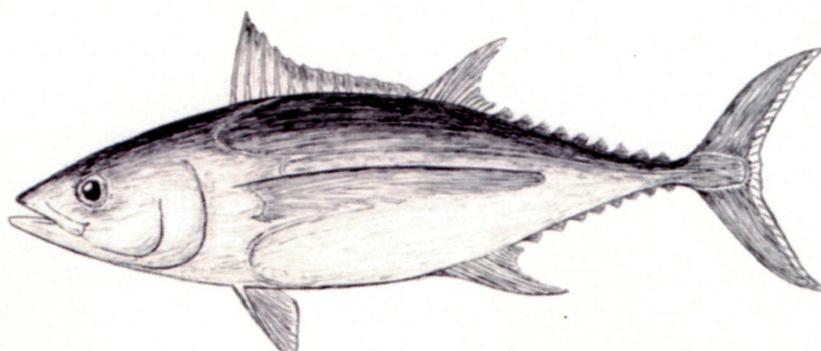


Figura 3-1: Imágen del atún blanco (*Thunnus alalunga*) (Extraído de FAO).

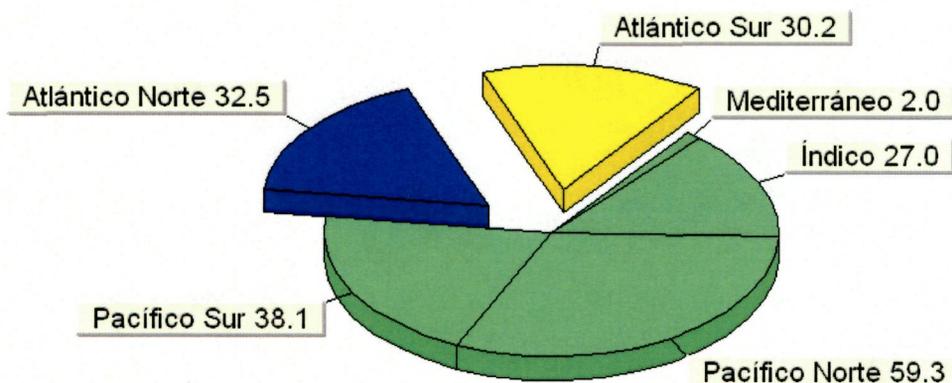


Figura 3-2: Capturas medias anuales (miles de toneladas) de cada uno de los stocks de atún blanco obtenidas durante la década de 1990 (Shaw & Bartoo, 1997).

En el caso concreto del Atlántico, esta especie habita en aguas tropicales y templadas, entre 45°-50° N y 30°- 40° S, así como en el interior del Mar Mediterráneo (Collete & Nauen, 1983), aunque recientemente Matsumoto & Miyabe (2002) amplían su distribución hasta 50°-61° N y en la longitud de entre 17°-43° W. En base a la información biológica disponible se considera que existen tres stocks de atún blanco en este océano: uno al norte y otro al sur del paralelo 5° N (Turner, 1998), y un tercero circunscrito al Mediterráneo (Santiago, 1992, Arrizabalaga *et al.*; 2004). En términos generales, los ejemplares inmaduros se tienden a situar en las latitudes altas de los distintos océanos, mientras que los peces maduros, de talla superior a 85-90 cm de longitud estándar (LS), se localizan generalmente en latitudes bajas (Koto, 1969; Bard, 1981). Su hábitat está limitado por la temperatura, con un rango térmico preferente que oscila entre 10° y 20 °C (Lauris & Lynn, 1991), así como por el oxígeno disuelto, con un nivel mínimo de tolerancia de 3,7 ml.l⁻¹ (Graham *et al.*, 1989). Sin embargo, dentro de estos límites, el suministro de alimento es probablemente el factor determinante para su presencia.

Otra limitación que incide directamente en su distribución está relacionada con la capacidad para realizar desplazamientos verticales, que es sensiblemente inferior en los juveniles. La vejiga natatoria no es evidente y está poco desarrollada en ejemplares menores a 50 cm. LS (Gibbs & Collete, 1967), no adquiriendo pleno desarrollo en el atún blanco hasta que no alcanza los 80-90 cm. LS (Bard, 1981). Este factor hace que las migraciones verticales, en el caso de los jóvenes, se vean limitadas a las capas superficiales, preferentemente hasta profundidades donde se sitúa la termoclina o próximas a ella (Lauris & Lynn, 1991). Sin embargo, los adultos realizan desplazamientos verticales hasta los 450 m de profundidad (Nishimura *et al.*, 1965; Nakamura, 1969; Bard *et al.*, 1999). Ello explica la eficiencia de las artes de superficie en la captura de los ejemplares jóvenes y el uso del palangre para la pesca de grandes atunes blancos en sus desplazamientos en profundidad.

Las áreas de puesta del atún blanco, que tiene lugar durante la primavera-verano austral y boreal, se localizan en zonas subtropicales, en los márgenes occidentales de ambos hemisferios y a lo largo del Mar Mediterráneo. Los juveniles realizan extensas migraciones desde su hábitat natal, en aguas ecuatoriales, hacia zonas oceánicas subtropicales (16-20 °C) (Sharp, 2001), habitando zonas superficiales hasta la madurez. A medida que crecen y maduran se sumergen hacia aguas de profundidades medias, bien oxigenadas, en latitudes tropicales (Santiago, 1992; Sharp, 2001). Esta especie es poco abundante en el Atlántico noroccidental (Dávila-Fernández, 1985).

En el Atlántico norte, de acuerdo con la información disponible, el atún blanco parece desovar en zonas no muy bien definidas en aguas subtropicales del mar de los Sargazos, Golfo de México y la costa norte de Venezuela (Beardsley, 1969; Yang, 1970; Ueyanagi, 1971; Zharov, 1971; Bard, 1974, 1981; Richards, 1984; Nishikawa *et al.*, 1985; Richards *et al.*, 1990). La época de puesta se extiende probablemente desde abril a agosto (Beardsley, 1969; Yang, 1970; Hayasi *et al.*, 1970; Ueyanagi, 1971; Bard, 1981). Las observaciones de larvas de atún blanco en el Atlántico norte son muy limitadas y existe un gran desconocimiento de los procesos que tienen lugar en las primeras fases de su vida, hasta que alcanza los 35-40 cm. LS (Bard, 1981). Con esta talla los juveniles aparecen por primera vez en las pesquerías y a partir de entonces

resulta ya posible obtener información a través de las capturas comerciales. La edad de madurez sexual ocurre alrededor de los 5 años (90 cm. de longitud furcal) (Santiago, 1991a).

Los atunes juveniles, de entre 1 y 4 años, son localizados habitualmente hacia comienzos del mes de junio, al oeste de la Península Ibérica, en áreas más o menos próximas al archipiélago de las Azores, desde donde se adentran principalmente hacia el Golfo de Vizcaya y suroeste de Irlanda. Penetran en esta zona en los meses de julio, agosto y septiembre, donde son objeto de una intensa pesquería de superficie. A finales del mes de septiembre, o en octubre, inician el regreso a sus zonas de invernada, cuya localización constituye aún una incógnita. Otros caladeros del Atlántico norte donde se capturan juveniles de atún blanco en aguas superficiales se localizan al oeste y sur de Portugal, de junio a octubre (Delaport, 1973), en Azores de mayo a julio (Aloncle & Delaporte, 1972; Pereira et al., 1999), en Canarias de marzo a mayo, y en Madeira de abril a agosto. También se han descrito capturas de juveniles, pero de un tamaño superior a los 70 cm., entre Azores y Terranova (Canadá), en junio (Aloncle, 1980), y en Nueva Inglaterra (EE.UU.), de julio a octubre (Goudey, 1995).

Otra fuente de información, para poder interpretar los desplazamientos horizontales de esta especie, la constituyen las campañas de marcado y recaptura. Desde 1963 a 1991 se han marcado un total de 20061 ejemplares, de los que sólo se han recapturado 657 (poco más de un 3%). Pero a pesar de este bajo índice de recaptura, la información que han suministrado las campañas de marcado respecto al crecimiento y a los desplazamientos horizontales ha sido de relevancia. Ésta, unida a la procedente de la distribución espacial de las capturas de las diferentes flotas, ha permitido proponer diversos esquemas de migración con un denominador común: movimientos este-suroeste de los adultos en primavera, desde zonas próximas a las Azores hacia sus zonas de desove, y la doble vía de migración en primavera-verano hacia el Golfo de Vizcaya (Aloncle & Delaporte, 1970, 1974; Dao & Bard, 1971; Delaporte, 1973; Bard, 1981; González-Garcés, 1997). Teniendo en cuenta este modelo clásico, unido a la nueva información disponible gracias a las observaciones más recientes, Santiago (2004) propone el modelo de desplazamiento modificado que se ilustra en la figura 3-3.

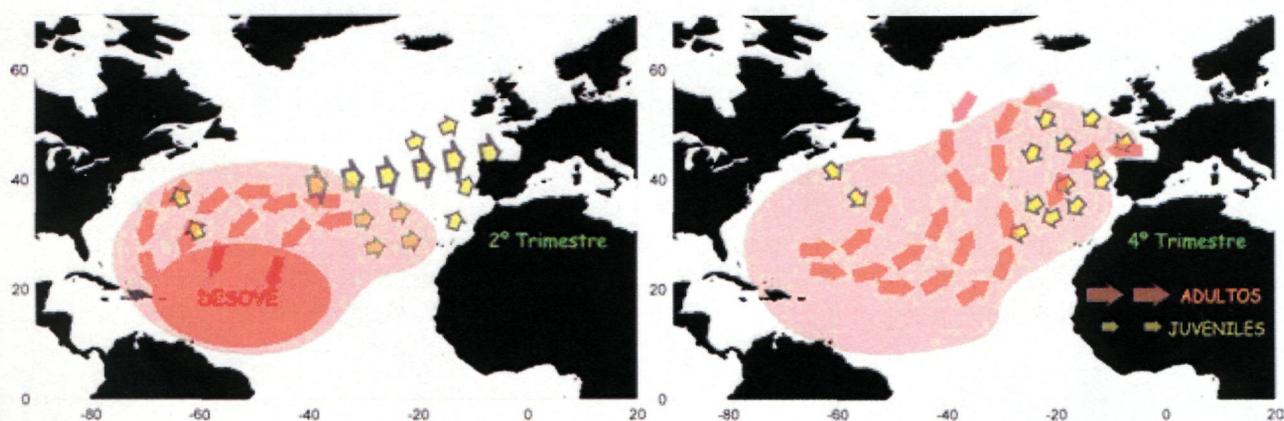


Figura 3-3: Modelo de desplazamiento horizontal del atún blanco del Atlántico Norte. Se ilustra la zona de puesta y la zona de distribución de los adultos, así como los flujos de las fracciones de juveniles y de adultos (Extraído de Santiago, 2004).

Según Arrizabalaga (2004), el flujo genético de esta especie entre el Mediterráneo y el Atlántico norte está limitado por la barrera física que significa el estrecho de Gibraltar (Figura 3-4). Las tasas de migración anual entre el Atlántico y el Mediterráneo son muy pequeñas, probablemente inferiores al 2%. Por ello, el stock del Mediterráneo es distinto al del Atlántico norte. Sin embargo, también hay diferencias significativas entre los stocks del norte y sur del Atlántico, a pesar de no existir una barrera geográfica clara que limite los flujos genéticos entre ambos. Estas diferencias pueden estar asociadas a la separación de las respectivas zonas de puesta y alimentación, así como de los correspondientes patrones migratorios. Arrizabalaga (2003) también concluye que los individuos capturados en el Golfo de Guinea son genéticamente más parecidos a los del Atlántico norte que a los del Atlántico Sur.

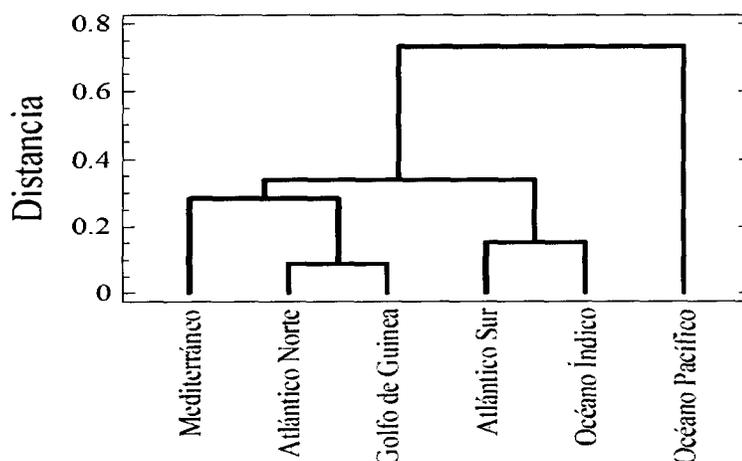


Figura 3-4: Análisis de cluster basado en las distancias euclídeas (Complete linkage) de los grupos sanguíneos de *Thunnus alalunga* (Extraído de Arrizabalaga, 2004).

Existen diversos trabajos que apoyan el intercambio de individuos entre Atlántico norte y el Atlántico sur (Le Gall, 1974; Le Gall *et al.*, 1975; Bard, 1978; González-Garcés, 1997), entre el Atlántico Norte y el Mediterráneo (González-Garcés, 1997; Ortiz de Zárate & Cort, 1998; Arrizabalaga, 2003), así como entre el Atlántico Sur y el Océano Índico (Koto, 1969; Morita, 1978; Yeh *et al.*, 1997). Además, algunos trabajos incluso apuntan la existencia de cierta subestructuración dentro del stock del Atlántico norte (Santiago, 1992; González-Garcés, 1997; Ortiz de Zárate & Cort, 1998), aunque Arrizabalaga (2003) apunta que no se ha encontrado evidencias que sustenten dicha hipótesis. Por ello, las estrategias de gestión asumidas actualmente no tienen por qué corresponderse con la estructura poblacional real del atún blanco, la cual no se conoce aún con total exactitud.

3.1.1 Atlántico norte

La pesca artesanal del atún blanco o bonito del norte (*Thunnus alalunga*) que se desarrolla en los diferentes caladeros del Atlántico norte es estrictamente estacional y fuertemente dependiente de las variaciones en las rutas migratorias según las condiciones ambientales reinantes (Bas *et al.*, 1995). Se cree que el stock del Atlántico norte realiza desplazamientos entre 5° y 55° N, con patrones diferenciados según se trate de juveniles o adultos (Le Gall, 1974; Bard, 1981). Al parecer, durante la primavera y el verano, los juveniles migran por motivos de alimentación desde el Atlántico Central hasta el suroeste de Irlanda o al Golfo de Vizcaya, siguiendo dos rutas alternativas, Azores o el Mar Cantábrico (Aloncle & Delaporte, 1973). La ruta inversa comienza a principios de otoño.

El curricán ha sido el método de pesca de atún por excelencia en el Cantábrico y en el resto del Atlántico nororiental, sistema introducido desde tiempo inmemorial y que ha prevalecido hasta el presente, especialmente entre las flotas artesanales de España y Francia. En la década de 1950 irrumpieron dos nuevos métodos: el cebo vivo, introducido en 1947 tras ser importado desde aguas californianas por parte de armadores vascos, y más recientemente el palangre, empleado principalmente por las flotas de Japón, Corea y Taiwán. La red de deriva y el arrastre pelágico, cuyo uso quedó prohibido desde el 1 enero de 2002 [Reglamento (UE) n° 1239/98], ambos considerados artes de superficie, concentraban su acción sobre los juveniles del atún blanco durante su migración trófica hacia el oeste europeo, a partir de mayo, y hasta su regreso a las zonas de invernada, en octubre-noviembre (Figura 3-5).

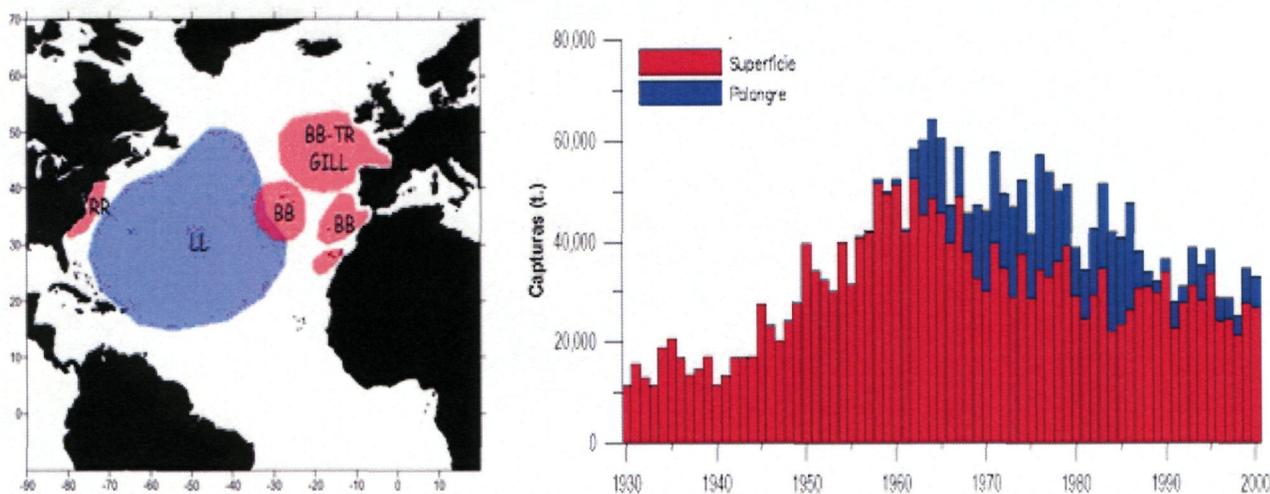


Figura 3-5: **Izquierda:** Se muestran las zonas de pesca del palangre (en azul), de superficie (en rojo) y cerco (línea continua) (BB= cebo vivo; TR = curricán, GILL= red de deriva, RR= Caña y carrete y LL= palangre. **Derecha:** Capturas (en Tm) de atún blanco en el Atlántico Norte realizadas por las flotas de superficie y palangre entre 1950 y 2000 (Extraído de ICCAT, 2004).

El último diagnóstico realizado por el Comité Permanente de Investigaciones y Estadísticas (SCRS), de la Comisión Internacional para la Conservación del Atún Atlántico (ICCAT), refleja que actualmente está teniendo lugar una situación de plena explotación del stock (Anon., 2001a). La abundancia de la fracción adulta de la

población parece haber decrecido desde mediados de la década de 1970 hasta mediados de la década de 1980, oscilando sin tendencia clara desde entonces. El reclutamiento, y la fracción juvenil en su conjunto, han variado año tras año con tendencia decreciente entre 1975-1985. Según el SCRS, los factores medioambientales de carácter global podrían explicar parte de la variabilidad del reclutamiento de las últimas décadas.

Los palangres han mantenido unos niveles de capturas relativamente estables hasta mediados de la década de 1980, pero a partir de entonces se produjo una sensible disminución tanto en las capturas como en el esfuerzo pesquero ejercido por la flota palangrera. La caída de las capturas de palangre y especialmente la introducción de las redes de deriva y el arrastre pelágico, demandó un mayor conocimiento del estado del stock por parte de los sectores pesqueros y de las administraciones involucradas en la gestión del recurso, así como de los efectos de las nuevas artes sobre su evolución. Por este motivo, en septiembre de 1989 se celebraron las primeras Jornadas de Trabajo de ICCAT, que si bien significaron un avance respecto a la definición de diversos parámetros biológicos y el establecimiento de las matrices por clase de talla, sirvieron para reconocer que era necesario realizar una investigación más amplia para poder comprender la dinámica del stock (Anon., 1990a). De esta forma surgió el denominado Programa ICCAT de investigación sobre el atún blanco (PSG), de carácter internacional y que se desarrolló entre los años 1990 y 1994.

Uno de los principales logros del PSG consistió en la aplicación de nuevos métodos analíticos basados en el Análisis de la Población Virtual (VPA), tales como *ad hoc* VPA (Laurec & Shepherd, 1983; Pope & Shepherd, 1985) y el ADAPT VPA (Gavaris, 1988b; Powers & Restrepo, 1992). La utilización de estos modelos en las distintas sesiones de evaluación que llevó a cabo el SCRS de ICCAT durante la década de los años 1990, mostraron una coherencia en el diagnóstico que ilustraba una situación de plena explotación del recurso, una reducción de los niveles de reclutamiento y del stock reproductor, así como tendencias crecientes en la mortalidad pesquera, especialmente en las edades más jóvenes. De acuerdo a estas evaluaciones, el factor clave que parecía estar determinando el devenir del stock del Atlántico Norte era un aparente descenso en los niveles del reclutamiento. Esta caída de la fuerza de las clases anuales ha tenido diferentes interpretaciones, desde que se trataba de un artefacto del análisis ligado a problemas de representatividad de los índices de abundancia derivados a la flota palangrera (Bard & Joanny, 1996), pasando por ser la posible consecuencia de haberse alcanzado niveles de sobreexplotación en un pasado cercano (González-Garcés, 1997), hasta el efecto de cambios a largo plazo en variables oceanográficas encuadradas en cambios a gran escala del clima (Ortiz de Zarate *et al.*, 1998; Santiago, 1998; Borja y Santiago, 2002).

En este último sentido, y según Bard (1981), las migraciones latitudinales del atún blanco se corresponden con el progresivo calentamiento (primavera-verano) o enfriamiento (otoño-invierno) del agua de mar, como consecuencia del desplazamiento de la Zona Intertropical de Convergencia. Sin embargo, parece ser que sus desplazamientos en aguas superficiales están fuertemente condicionados por algunos eventos climáticos de carácter más local (Lauris *et al.*, 1977; Lasker, 1985; Liorzou *et al.*, 1990).

3.1.2 Atlántico sur

El atún blanco del Atlántico Sur es capturado fundamentalmente con palangre. Únicamente una flota, la de Sudáfrica, realiza capturas relevantes con artes de superficie, en concreto con cebo vivo. Otros países también realizan capturas, aunque de menor envergadura, con cebo vivo como es el caso de Brasil, Namibia y Portugal, o con cerco como ocurre con las flotas de Francia, España y Estados Unidos. Las capturas del conjunto de las flotas de superficie nunca han superado las 10.000 t. anuales, siendo los atuneros sudafricanos responsables de más de 80% de las mismas (Figura 3-6).

La flota de cerco de Sudáfrica comenzó su actividad en 1979 como respuesta a las altas concentraciones de rabil presentes entonces en la zona. Sin embargo, la mala campaña de 1980 propició que buena parte de la misma abandonara esta actividad. Un número limitado de embarcaciones realizó una campaña exploratoria dirigida al atún blanco al noreste de Ciudad del Cabo, con capturas superiores a las 2.000 t., que propiciaron el inicio de esta pesquería. Esta flota opera dentro de la ZEE de Sudáfrica, entre 25° S y 37° S, durante el verano y otoño austral, de noviembre a mayo principalmente (Penney *et al.*, 1992; Penney, 1994). Recientemente el número de barcos que han participado en la pesquería del atún blanco ha ascendido a algo más de 90 unidades (Anon., 1999a). El rango de tallas de los ejemplares capturados por esta flota oscila entre 60 y 110 cm SL.

Por otro lado, Namibia dispone de una flota de cebo vivo que ha comenzado a realizar capturas relevantes de atún blanco en los últimos años. Además, la flota de cerco que centra su actividad en las especies de túnidos tropicales realiza capturas ocasionales de atún blanco en la franja oriental de la zona ecuatorial.

La pesca con palangre es realizada por diversos países desde comienzos de la década de 1960; primero Japón, luego Corea y finalmente Taiwán. Japón cesó su actividad dirigida al atún blanco a comienzo de la década de 1970 y Corea en 1980. Desde entonces, y hasta el día de hoy, Taiwán constituye el principal país con flota palangrera dirigida al atún blanco en el Atlántico Sur, contando en la actualidad con una flota compuesta por 160-170 unidades que pescan también sobre otras especies de túnidos presentes en la zona. Argentina, Brasil, Cuba, Namibia, Panamá y Sudáfrica realizan asimismo capturas de atún blanco con palangre, pero de forma esporádica y poco significativas en comparación con las realizadas por Taiwán.

Las capturas de atún blanco en el Atlántico Sur son realizadas mayoritariamente por flotas palangreras, cuyo rápido desarrollo a comienzo de 1960 permitió alcanzar, en menos de una década de actividad pesquera comercial, capturas cercanas a las 30.000 t. anuales. Posteriormente, exceptuando los años 1983 y 1984, las capturas realizadas con palangre han sido relativamente estables, oscilando alrededor de un valor medio de 22.000 t. En lo que respecta a las capturas de las flotas de superficie, principalmente de cebo vivo, estas comienzan a ser significativas a partir de 1977, incrementándose progresivamente hasta alcanzar las casi 10.000 t. de 1987. Este nivel de producción se redujo durante un período de cuatro años, pero posteriormente se han mantenido relativamente estables en un nivel medio de 9.000 t. anuales.

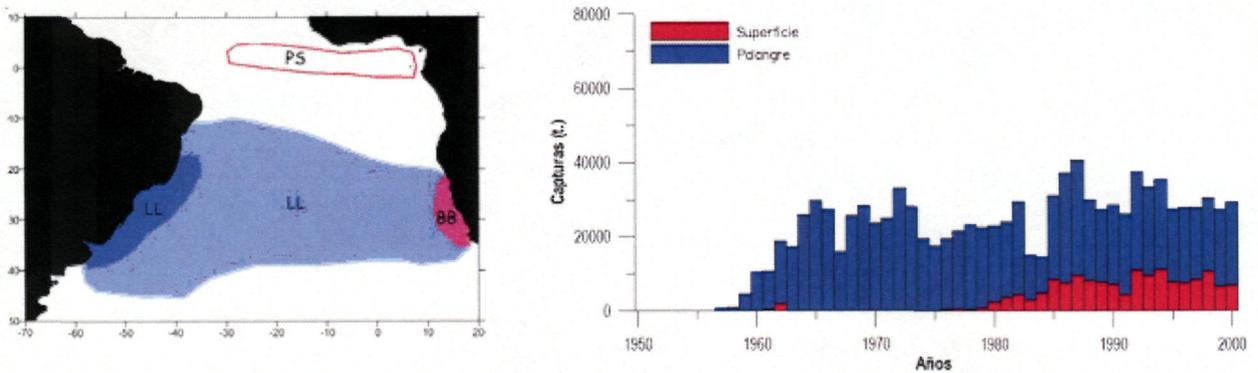


Figura 3-6: *Izquierda*: zonas de pesca de las flotas palangreras (azul), de superficie (rojo) y cerco (línea continua); BB= cebo vivo; LL= palangre; PS= cerco. *Derecha*: Capturas (en t) de atún blanco en el Atlántico sur realizadas por las flotas de superficie y de palangre entre 1950 y 2000 (Extraído de ICCAT, 2004).

En lo referente a la situación del stock, el último diagnóstico realizado por el SCRS de ICCAT concluyó que la población de atún blanco del Atlántico sur no está siendo sobreexplotada, y que los niveles de desembarques de 1977-79 pueden mantenerse a lo largo de los siguientes años sin causar un declive sustancial del stock reproductor (Anon., 2001a).

3.2 Objetivo.

El objetivo de este capítulo es describir algunos de los eventos climáticos, con efectos directos sobre las aguas superficiales, que podrían condicionar el paso del atún blanco a través de las aguas del Atlántico. De esta forma se pretende ayudar a entender el efecto que la variabilidad climática ha tenido sobre la captura de esta especie a lo largo del último medio siglo, en todos los caladeros del Océano Atlántico.

3.3 Material y métodos

Los datos utilizados para este trabajo son datos de capturas trimestrales y anuales, en toneladas, de la *Thunnus alalunga* (codificada bajo los nombres oficiales de atún blanco, albacore o germon, en español, inglés y francés, respectivamente). Los datos están distribuidos espacialmente en las zonas administrativas de FAO en el Atlántico, conocidas como áreas de pesca para fines estadísticos 27, 34, 47, 21, 31, 41 y 48, y en las correspondientes subáreas de interés (Azores, Madeira, Canarias, Zona Tropical Oriental, Zona Tropical Occidental, Golfo de México). El área 37 (Mar Mediterráneo) no está incluido ya que se asume que la migración del atún blanco entre las poblaciones del Atlántico y del Mediterráneo es muy pequeña, probablemente

inferior al 2% (Arrizabalaga *et al.*, 2004). Además, la tasa de migración anual del Atlántico al Mediterráneo no es significativamente distinta de cero (Arrizabalaga, 2003). Por otro lado, el promedio de captura anual en el Mediterráneo, entre 1970 y 1980, para esta especie fue de 5.543,2 t., 2.707,1 t. entre 1980 y 1990, y de 2.751,3 t. entre 1990-2000. En el área 27, entre los mismos años, la captura es significativamente mucho mayor: 33.502,4 t. (1970-1980), 28.274,4 t (1980-1990) y 25.202,4 t. (1990-2000). En la última década es aproximadamente nueve veces superior en el área 27. Por ello, la poca importancia de las capturas y su pequeña influencia dentro de la migración del Atlántico norte, no se ha incluido el Mediterráneo en este análisis.

La procedencia y naturaleza de cada una de las series de datos utilizados se especifica en los apartados 2.1 (*Datos de capturas*) y 2.2 (*Parámetros fisico-meteorológicos*) del capítulo 2, *Material y Métodos Generales*, de la presente memoria de tesis doctoral.

3.4 Resultados.

En la Tabla 3-1 se recogen las proporciones de capturas de atún blanco obtenidas en cada estación del año y para cada una de las áreas de pesca del Atlántico establecidas por FAO. Se observa que en las áreas 21 y 27 (Atlántico Noroccidental y Nororiental) las mayores capturas se obtienen en el tercer y cuarto trimestre (verano y otoño boreal), mientras que en las áreas 47 y 41 (Atlántico Sudoriental y Sudoccidental) se obtienen en el primer y segundo trimestre (coincidentes con el verano y otoño austral). Las dos áreas centro-atlánticas (áreas 34 y 31) parecen mostrar patrones diferentes entre sí. Mientras que la 34 (Atlántico Centro-Oriental) se comporta igual que las áreas más septentrionales, aunque con máximos de captura en otoño, el área 31 se comporta como una zona meridional, pero con más captura en invierno que en primavera.

En la Tabla 3-2 se observa que existe una significativa correlación positiva entre las áreas de pesca 41 y 34 ($P < 0,01$), así como entre la zona 34 con las capturas obtenidas en Madeira ($P < 0,01$). Además, se aprecia también una correlación positiva, aunque no significativa, en el patrón de capturas entre Canarias y Madeira, así como entre Madeira y Azores. Sin embargo, el coeficiente de correlación entre Canarias y Azores es negativo. Además, estos tres archipiélagos macaronésicos presentan una correlación positiva con el área 34, pero negativa con el área 27.

Áreas FAO	% Capturas 1º Trimestre	% Capturas 2º Trimestre	% Capturas 3º Trimestre	% Capturas 4º Trimestre
27	0,3%	8,8%	76,8%	14,1%
21	18,0%	3,7%	34,3%	44,0%
34	17,4%	22,0%	15,2%	45,4%
31	33,3%	31,0%	20,9%	14,8%
47	25,7%	30,5%	22,5%	21,3%
41	26,4%	30,5%	20,0%	23,2%

Tabla 3-1: Proporción de capturas de atún blanco por trimestres y áreas FAO.

Por otro lado, tanto las capturas obtenidas en Azores como en Madeira presentan una correlación negativa, aunque no significativa, con las capturas asignadas al área 31, igual que Canarias con el área 41. Igualmente, existe una significativa correlación negativa entre las capturas de las áreas 21 y 41 ($P < 0,05$), y positiva entre las capturas de las áreas 21 y 31 ($P < 0,001$) (Tabla 3-2).

	FAO=27	FAO=21	FAO=47	FAO=41	FAO=31	FAO=34	Canarias	Azores	Madeira
FAO=27	1	-0,187	-0,335*	-0,603**	-0,043	-0,505**	-0,103	0,044	-0,143
FAO=21	-0,187	1	0,040	-0,334*	0,432**	0,281	0,266	-0,218	-0,190
FAO=47	-0,335*	0,040	1	0,193	0,251	0,128	-0,083	-0,228	-0,063
FAO=41	-0,603**	-0,334*	0,193	1	0,072	0,403**	-0,363*	0,095	-0,077
FAO=31	-0,043	0,432**	0,251	0,072	1	0,223	0,218	-0,038	-0,050
FAO=34	-0,505**	0,281	0,128	0,403**	0,223	1	0,242	0,224	0,460*
Canarias	-0,103	0,266	-0,083	-0,363*	0,218	0,242	1	-0,179	0,478**
Azores	0,044	-0,218	-0,228	0,095	-0,038	0,224	-0,179	1	-0,001
Madeira	-0,143	-0,190	-0,063	-0,077	-0,050	0,460*	0,478**	-0,001	1

*Significativa al nivel 0,05 (bilateral). **Significativa al nivel 0,01 (bilateral).

Tabla 3-2: Valores de los coeficientes de correlación entre las capturas de atún blanco en la diferentes áreas de pesca del Atlántico, y entre estas y los archipiélagos de Canarias, Madeira y Azores.

3.4.1 Variabilidad de las capturas en las grandes áreas de pesca del Atlántico Norte.

3.4.1.1 Área 31 (Atlántico centro-occidental).

En el área 31 (5°-36° N y 100°-40° W), las capturas muestran una variación relativamente importante a lo largo de las estaciones (Tabla 3-1). Aunque es una zona relativamente estable en relación a las temperaturas y está mayoritariamente ubicada en la zona tropical del hemisferio norte, las capturas más altas se obtienen durante el primer trimestre y se reducen a prácticamente la mitad durante los meses cálidos de dicho hemisferio. Además, con respecto al total de atún blanco pescado en todo el Atlántico, en el invierno las capturas adquieren una mayor relevancia en el área 31, indicando la presencia de una fracción residente de la población, casi-constante en abundancia a lo largo del año. Sin embargo, en el otoño la captura desciende prácticamente a la mitad.

En esta área se observa que existe una significativa correlación negativa entre las capturas de atún blanco obtenidas durante el primer trimestre (invierno) y los índices EA (Patrón del Atlántico Oriental; $R^2=0,113$; $r=-0,337$; $P<0,05$) y WR (Patrón de Rusia Occidental; $R^2=0,123$; $r=-0,351$; $P<0,05$), así como positiva con el índice SCAND (Patrón Escandinavo; $R^2=0,111$; $r=0,333$; $P<0,05$). Un índice positivo SCAND significa un estancamiento anticiclónico en la zona de la Península Escandinava, afectando a la situación del sistema de bajas presiones de Islandia. Este debilitamiento del anticiclón centro-Atlántico tiene una importante influencia en esta área subtropical y en la presencia de atún blanco. A su vez, el índice EA durante el primer trimestre (invierno) está correlacionado positivamente con la temperatura del agua en la siguiente primavera ($R^2=0,334$; $r=0,578$; $P<0,05$) y ésta, a su vez, está fuertemente correlacionada con la temperatura en verano ($R^2=0,429$; $r=0,702$; $P<0,01$). Esto implica que un índice EA bajo provoca un enfriamiento de la temperatura del agua de mar.

Las capturas en el segundo trimestre (primavera) están muy correlacionadas con la variabilidad climática relativa a las precipitaciones (desviación de la precipitación) ($R^2=0,252$; $r=-0,501$; $P<0,05$). A su vez, la desviación de la precipitación está fuertemente correlacionada con la desviación de la radiancia en la zona ($R^2=0,737$; $r=0,859$; $P<0,05$).

En el tercer trimestre (verano) las capturas están correlacionadas negativamente con la temperatura del agua ($R^2=0,373$; $r=-0,611$; $P<0,01$) y, al igual que en primavera, con la desviación estándar de las precipitaciones ($R^2=0,371$; $r=-0,609$; $P<0,05$).

En el cuarto trimestre (otoño) se observa una correlación negativa entre capturas y presión atmosférica ($R^2=0,352$; $r=-0,585$; $P<0,05$).

A pesar de que la base de datos de capturas procedentes del Golfo de México es relativamente corta en el tiempo (15 años), se comporta de forma similar a la del conjunto del área 31, y mantiene en verano una alta correlación negativa con la desviación estándar de la radiancia ($R^2=0,748$; $r=-0,865$; $P<0,05$).

A mediados de mayo la zona intertropical de convergencia (ZITC) marca el periodo lluvioso sobre toda la zona 31, disminuyendo la radiancia y aumentando las precipitaciones, así como la desviación estándar de esta última. Según esto, el análisis de las capturas totales nos da una correlación inversa con el índice EA en invierno, EA-JET en primavera, con la desviación estándar de las precipitaciones en primavera, verano y otoño, y por último con la temperatura del agua del mar en verano (Tabla 3-3).

	T°C agua de mar Verano	Desv. Precipita. Invierno	Desv. Precipita. Primavera	Desv. Precipita. Verano	Desv. Precipita. Otoño	EAJET Primavera	EA Invierno
Capturas Total Anual	-0,527*	-0,370	-0,573**	-0,547**	-0,542**	-0,314*	-0,338*

** Significativa al nivel 0,01 (bilateral). * Significativa al nivel 0,05 (bilateral).

Tabla 3-3: Coeficientes de correlación entre las diversas variables e índices climáticos analizados y las capturas anuales de atún blanco en el área de pesca 31.

3.4.1.2 Área 34 (Atlántico centro-oriental).

En el área 34 (5-36° N; 40-0 W) los máximos de capturas se obtienen en otoño e invierno. Durante el invierno y la primavera las capturas se localizan principalmente en la zona próxima a los archipiélagos de Canarias y Madeira. Estas capturas invernales muestran una significativa correlación positiva con el índice SCAND ($R^2=0,177$; $r=0,421$; $P<0,01$), pero mantienen una correlación negativa con la temperatura del aire ($R^2=0,112$; $r=-0,335$; $P<0,05$ en invierno; $R^2=0,098$; $r=-0,313$; $P<0,05$ en primavera), así como con la del agua del mar ($R^2=0,257$; $r=-0,507$; $P<0,01$ en invierno; $R^2=0,298$; $r=-0,546$; $P<0,05$ en primavera).

Por otro lado, en el tercer trimestre (verano) cuando las capturas se reducen notablemente y se sitúan en el área geográfica encuadrada entre 5° N y 5° S de latitud (Figura 3-15), se observa una correlación significativa entre éstas y el índice NAO ($R^2=0,114$; $r=0,338$; $P<0,05$), la presión atmosférica ($R^2=0,096$; $r=0,310$; $P<0,05$) y el índice ZITC ($R^2=0,503$; $r=0,709$; $P<0,01$).

En otoño no se han encontrado correlaciones significativas con ningún parámetro.

En el área de Canarias (26°-30° N; 9,5°-20° W), en el límite norte del área 34, la correlación entre el índice NAO y la temperatura del agua del mar en primavera (SST) es significativa ($R^2=0,471$; $r=-0,687$; $P<0,01$). Pero también se observa que la zona intertropical de convergencia (ZITC) presenta una correlación positiva ($R^2=0,461$; $r=0,679$; $P<0,01$) con la temperatura del aire y con la temperatura del agua de mar en primavera ($R^2=0,774$; $r=0,880$; $P<0,01$), con lo que el Archipiélago Canario se encuentra influenciado por ambos fenómenos (el índice NAO, en su forma positiva, y la zona intertropical de convergencia). Y, con respecto a las capturas totales anuales del atún blanco, se aprecia la existencia de una correlación positiva entre estas y el índice de

la ZITC en primavera ($R^2=0,600$; $r=0,775$; $P<0,01$), y aún eliminando la tendencia, a través de un ajuste lineal, se mantiene dicha correlación ($R^2=0,490$; $r=0,700$; $P<0,05$).

El modelo de correlación lineal múltiple describe considerablemente bien las variaciones que se observan en la serie de capturas, incluso en la magnitud de las mismas (Figura 3-9). Sin embargo, hay que tener en consideración que la serie temporal de Canarias es considerablemente corta en el tiempo, y puede ser por ello por lo que posiblemente el modelo se ajuste mejor.

Resumen del modelø

Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado corregida	Error t. de la estimación	Durbin-Watson
1	.775 ^a	.601	.561	358.81626	2.605

a. Variables predictoras: (Constante), ITCZ (Primavera)

b. Variable dependiente: CAPTURAS

Tabla 3-4: Resumen del modelo (SPSS 11.0.15).

En este caso los residuos no son independientes, al ser el valor Durbin-Watson de 2,605, superior al rango establecido para considerar su independencia (entre 1,5 y 2,5) (Tabla 3-4).

Coefficientes^a

Modelo		Coefficients no estandarizados		Coefficients estandarizados	t	Sig.
		B	Error t.	Beta		
1	(Constante)	-11346.1	3061.094		-3.707	.004
	ITCZ(Primavera)	807.998	208.080	.775	3.883	.003

a. Variable dependiente: Capturas Totales anuales

Tabla 3-5: Coeficientes del modelo (SPSS 11.0.15).

El modelo ajusta la serie temporal disponible a la ecuación ‘‘Capturas = 807,998 x ZITC (Primavera)-11346,1’’, con coeficientes estandarizados y las variables tipificadas: Capturas = 0,775 x ZITC (Primavera) (Tabla 3-5).

Gráfico P-P normal de regresión Residuo tipificado

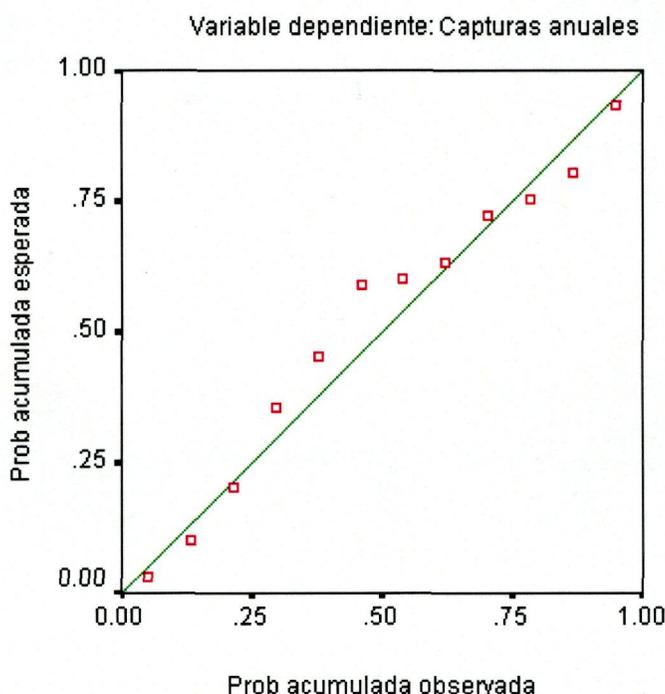


Figura 3-7: Gráficos de Normalidad. Gráfico P-P normal de regresión (SPSS 11.0.15).

Bajo hipótesis de normalidad (Figura 3-7), los valores de abscisas y ordenadas deberían ser iguales y disponerse sobre la recta $y=x$.

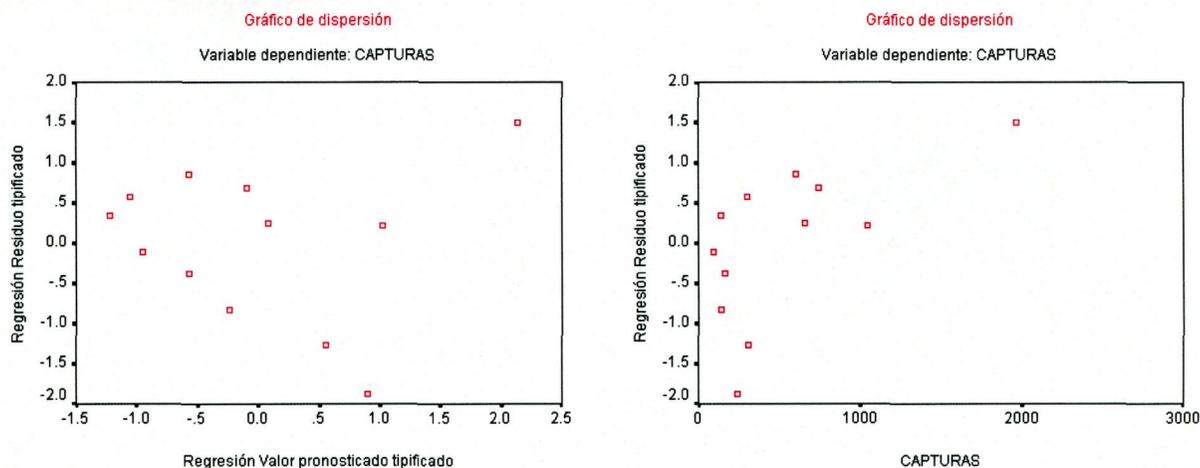


Figura 3-8: Gráficos de dispersión (SPSS 11.0.15).

Si la varianza es constante (Figura 3-8), la nube de puntos debe estar concentrada en una banda centrada en el 0 y paralela al eje de abscisas (sin tendencia). En la figura 3-7 derecha se aprecia que los errores son mayores cuando la variable toma valores mayores, por lo que podemos afirmar que no existe homocedasticidad en la serie.

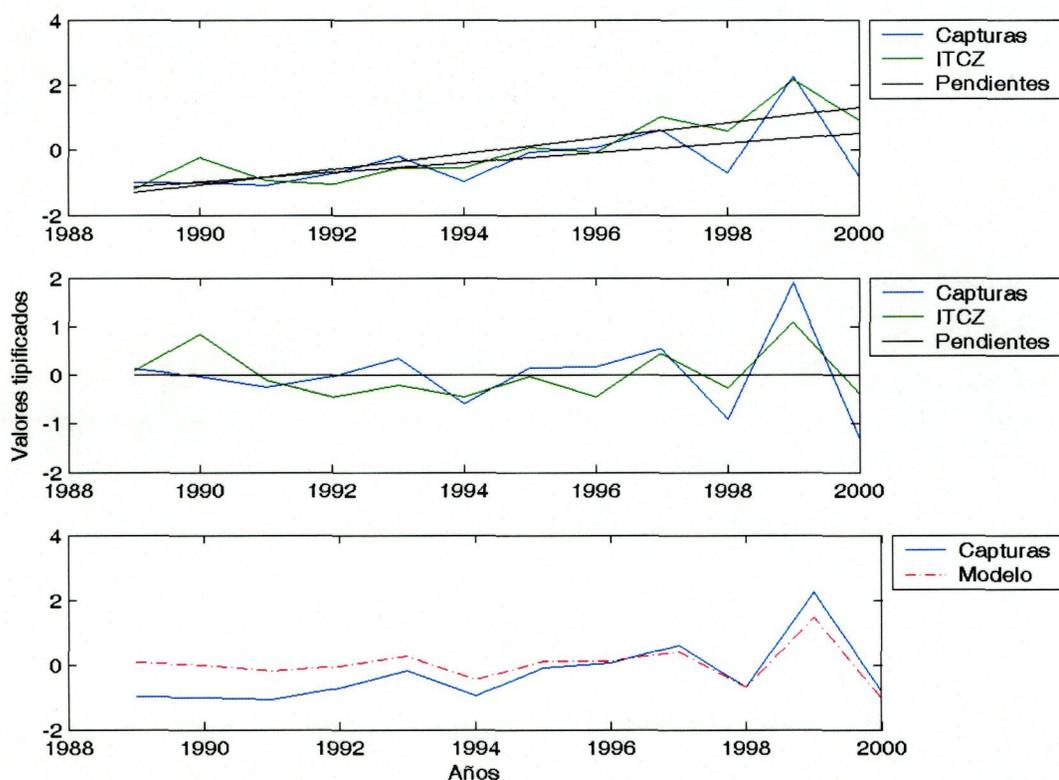


Figura 3-9: a) Evolución temporal de las capturas de atún blanco en el área de pesca de Canarias, entre 1989 y 2001, junto al índice ZITC y sus respectivas líneas de tendencia. b) Capturas y el índice ZITC, una vez eliminadas las tendencias. c) Evolución temporal de las capturas junto a la simulación de la misma según el modelo de regresión lineal múltiple.

El patrón estacional de la pesca del atún blanco en el Archipiélago de Madeira (30°-35° N; 20°-15° W) es muy similar al descrito para Canarias (la correlación entre las series de captura de ambos archipiélagos es: $R^2=0,228$; $r=0,478$; $P<0,01$), aunque su contribución al total del área de pesca 34 es muy inferior (5,45%), posiblemente como consecuencia del menor desarrollo de la flota. Además, las tendencias de las capturas de Madeira y del conjunto del Área 34 están fuertemente correlacionadas ($R^2=0,212$; $r=0,460$; $P<0,05$), lo que indica su interdependencia.

3.4.1.3 Área 27 (Atlántico nororiental).

La captura de atún blanco en el primer trimestre (invierno) es prácticamente testimonial y supone solo un 0,3% de la pesca total anual de esta especie en el área 27, no mostrando correlación significativa con ninguna variable oceanográfica. Es a partir del segundo trimestre (primavera) cuando las capturas comienzan a ser algo relevantes, llegando al 8,8 % del total anual. Estas muestran una correlación positiva con la temperatura superficial del agua del mar ($R^2=0,25$; $r=0,500$; $P<0,05$), con la desviación estándar de la precipitaciones ($R^2=0,408$; $r=0,639$; $P<0,01$) y con la desviación estándar

de la presión atmosférica ($R^2=0,656$; $r=0,810$; $P<0,05$). En el tercer trimestre (verano) se obtiene la mayor cantidad de capturas (aproximadamente el 76,8% de las capturas del área 27 y el 30,99% de las capturas totales de todo el Atlántico), la presión atmosférica va a favorecer el aumento de las capturas ($R^2=0,141$; $r=0,376$; $P<0,01$). Pero, a partir de otoño disminuye la pesca hasta un 13,4%, mostrando una significativa correlación inversa con el índice SCAND ($R^2=0,132$; $r=-0,364$; $P<0,01$) y con la temperatura del aire ($R^2=0,076$; $r=-0,277$; $P<0,05$).

Sin embargo, las capturas totales anuales muestran que los mayores valores de captura se obtienen en los años cuyos inviernos muestran una temperatura del agua del mar más bajas ($R^2=0,354$; $r=-0,595$; $P<0,05$), un índice NAO invernal más negativo ($R^2=0,195$; $r=-0,442$; $P<0,01$); o si se elimina la tendencia, ($R^2=0,031$; $r=-0,176$; $P>0,05$) (Figura 3-10), y en cuyos veranos la presión atmosférica es alta (situación anticiclónica) ($R^2=0,102$; $r=0,320$; $P<0,05$) y estable (menor desviación estándar de la presión) ($R^2=0,113$; $r=-0,336$; $P<0,05$).

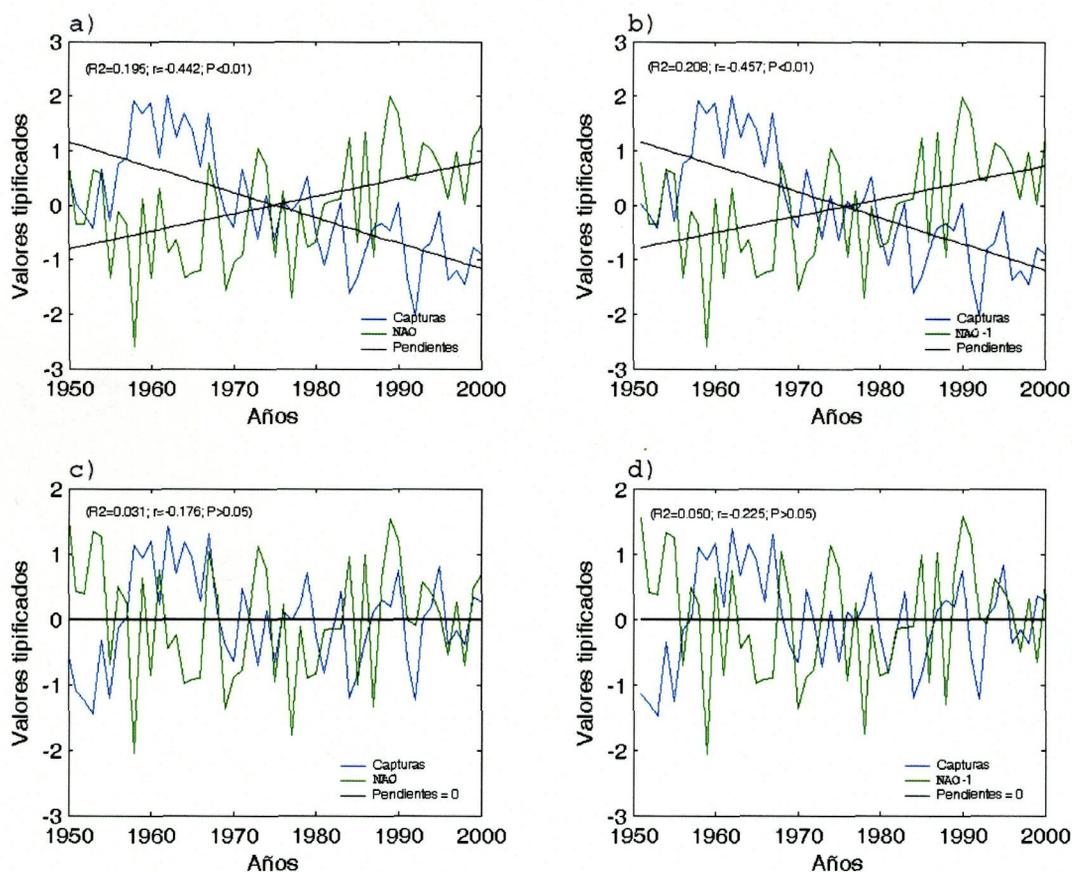


Figura 3-10: Relaciones entre la NAO y capturas de atún blanco en el área 27 (1950-2000) a) Correlación entre NAO y capturas. b) Correlación entre capturas y la NAO con un desfase anual de -1 año. c) Correlación entre NAO y capturas eliminando las tendencias. d) Correlación entre capturas y la NAO con un desfase anual de -1 año y eliminando las tendencias.

La aportación de las capturas obtenidas en el área del Archipiélago de Azores (35°-40° N; 32°-24° W) al total de atún blanco pescado dentro del área de pesca 27 supone aproximadamente el 5,51%.

3.4.1.4 Área 21 (Atlántico noroccidental).

Al igual que ocurre en el área 27, la pesca en el área 21 (36°-90° N; 60°-42° W) es fuertemente estacional, aunque con un patrón ligeramente diferente, ya que aquí las capturas máximas se obtienen en el cuarto trimestre (otoño) (44,0% del total obtenido en el área 21; Tabla 3-1). Sin embargo, en esta área sólo se obtiene el 1,5% de la captura total de atún blanco en todo el Atlántico, mientras que en el área 27 se obtiene el 40,1%. En este sentido, en el tercer y cuarto trimestre (verano y otoño), en el área 21 no se obtiene más que el 1,2 y 3,3%, respectivamente, de la captura total de este océano en dichas estaciones. Por otro lado, se observa que las capturas en el primer trimestre (invierno) vienen marcadas por la estabilidad de la presión atmosférica ($R^2=0,602$; $r=0,776$; $P<0,01$). En el segundo trimestre (primavera) se ha detectado una correlación negativa con el índice EA-JET (Patrón Jet del Atlántico Oriental; ($R^2=0,142$; $r=-0,377$; $P<0,01$), mientras que en el tercer trimestre (verano) no se encuentra correlaciones con ninguna variable. En cambio, el cuarto trimestre (otoño), cuando mayor es la captura, existe una significativa correlación negativa con la irradiancia solar ($R^2=0,741$; $r=-0,861$; $P<0,01$), con la temperatura del agua del mar ($R^2=0,515$; $r=-0,718$; $P<0,01$), con la temperatura del aire ($R^2=0,219$; $r=-0,468$; $P<0,01$), con la precipitación ($R^2=0,174$; $r=-0,417$; $P<0,01$) y con el índice EA ($R^2=0,107$; $r=-0,327$; $P<0,01$).

Las capturas totales anuales mantienen una correlación negativa con el índice WR y positiva con el índice SCAND, mientras que en invierno y en otoño mantiene una correlación negativa con la temperatura del agua del mar, temperatura del aire y precipitaciones en otoño (Tabla 3-6).

	SST Otoño	Tª Aire Otoño	Precipitación Otoño	WR Invierno	SCAND Invierno
Capturas Total anual	-0,628*	-0,436**	-0,399*	-0,401*	0,331*

Tabla 3-6: Coeficientes de correlación entre las capturas de atún blanco en el área 34 de FAO y distintas variables climáticas.

3.4.2 Variabilidad de las capturas en las grandes áreas de pesca del Atlántico sur.

3.4.2.1 Área 41 (Atlántico sudoccidental).

La zona FAO 41 comprende toda la parte occidental del Atlántico Sur, y por este motivo las capturas son muy homogéneas a lo largo del año, sin muchas variaciones estacionales (Tabla 3-7), ya que es posible que el stock del sur realice todo su ciclo vital dentro del área. Es por ello que las correlaciones existentes entre la captura total y la

obtenida en cada una de las estaciones sean también altamente significativas (Tabla 3-7).

	Capturas 1° Trimestre	Capturas 2° Trimestre	Capturas 3° Trimestre	Capturas 4° Trimestre	Capturas Total anual
Capturas 1° Trimestre	1	0,431**	0,275	0,079	0,698**
Capturas 2° Trimestre	0,431**	1	0,803**	0,101	0,833**
Capturas 3° Trimestre	0,275	0,803**	1	0,311	0,822**
Capturas 4° Trimestre	0,079	0,101	0,311	1	0,526**
Capturas Total anual	0,698**	0,833**	0,822**	0,526**	1

** Significativa al nivel 0,01 (bilateral). * Significante al nivel 0,05 (bilateral).

Tabla 3-7: Coeficientes de las respectivas correlaciones lineales entre las capturas obtenidas de atún blanco en el área 41 en cada estación y la total anual (1954 a 2000).

En el primer trimestre (verano austral) se observó una correlación negativa entre las capturas totales y la desviación estándar de la temperatura del agua del mar (SST) ($R^2=0,283$; $r=-0,532$; $P<0,05$). En el segundo trimestre (otoño austral) las capturas muestran una correlación significativa con la temperatura del aire ($R^2=0,229$; $r=0,479$; $P<0,01$) y con su desviación estándar ($R^2=0,119$; $r=0,346$; $P<0,05$), así como con las precipitaciones ($R^2=0,200$; $r=0,448$; $P<0,01$) y con su correspondiente desviación estándar ($R^2=0,201$; $r=0,449$; $P<0,01$). Sin embargo, en el tercer trimestre (invierno austral) estas mostraron una correlación positiva con las precipitaciones ($R^2=0,166$; $r=0,408$; $P<0,01$) y su desviación estándar ($R^2=0,210$; $r=0,458$; $P<0,01$), una fuerte relación con la presión atmosférica ($R^2=0,731$; $r=0,855$; $P<0,01$). Además, en el cuarto trimestre (primavera austral) las capturas mostraron una correlación significativa y negativa con la radiancia ($R^2=0,552$; $r=-0,743$; $P<0,05$).

3.4.2.2 Área 47 (Atlántico sudoriental).

En el área FAO 47 se obtiene el 23,7 % del total de atún blanco capturado en el Atlántico, ocupando el segundo lugar después del área 27. Al igual que ocurre en el área 41, en el Atlántico Sudoriental no se observan grandes variaciones en la proporción de captura obtenida en casa estación del año, posiblemente por englobar también un área geográfica muy grande. Por ello, las correlaciones existentes entre la captura total y la obtenida en cada una de las estaciones son también significativas (Tabla 3-8).

	Capturas 1º Trimestre	Capturas 2º Trimestre	Capturas 3º Trimestre	Capturas 4º Trimestre	Capturas Total anual
Capturas 1º Trimestre	1	0,315*	-0,017	0,178	0,581**
Capturas 2º Trimestre	0,315*	1	0,589**	-0,199	0,847**
Capturas 3º Trimestre	-0,017	0,589**	1	-0,042	0,714**
Capturas 4º Trimestre	0,178	-0,199	-0,042	1	0,253
Capturas Total anual	0,581**	0,847**	0,714**	0,253	1

** Significativa al nivel 0,01 (bilateral). * Significante al nivel 0,05 (bilateral).

Tabla 3-8: Coeficiente de las respectivas correlaciones lineales entre las capturas obtenidas de atún blanco en el área 47 en cada estación y la total anual (1959 al 2000).

Las capturas obtenidas durante el primer trimestre (verano austral) muestran una correlación significativa con la temperatura del aire ($R^2=0,261$; $r=0,511$; $P<0,01$) y con el índice NAO ($R^2=0,104$; $r=0,323$; $P<0,05$), mientras que las registradas en el segundo trimestre (otoño austral) están negativamente correlacionadas con la irradiancia ($R^2=0,534$; $r=-0,731$; $P<0,05$) y con la desviación de la presión atmosférica en esa misma estación ($R^2=0,638$; $r=-0,799$; $P<0,05$). Durante el tercer trimestre (invierno austral) y el cuarto trimestre (primavera austral) no se observa la existencia de correlación entre las capturas y otras variables.

3.5 Discusión

En el Atlántico, el atún blanco habita entre 61° N y 40° S, así como en el interior del Mar Mediterráneo (Collete & Nauen, 1983; Matsumoto & Miyabe, 2002) y entre 17°-43° W, separado en tres stocks: uno al norte y otro al sur del paralelo 5° N, y un tercero circunscrito al Mediterráneo (Santiago, 1992; Turner, 1998). Además, parece que existe una segregación latitudinal según el estado de madurez de los peces, con los ejemplares inmaduros en las latitudes altas y los maduros en latitudes bajas (Koto, 1969; Bard, 1981). Sin embargo, de forma general su distribución espacial está limitada por la temperatura, con un rango térmico preferente que oscila entre 10 y 20 °C (Laurs & Lynn, 1991).

En este sentido Die *et al* (2002) ya señalaban cómo la correlación estimada por Santiago (1998), para el atún blanco del Atlántico norte, iría más allá de una mera coincidencia en las tendencias; afirmaban asimismo que el reclutamiento estimado para este stock constituirá el único índice de biomasa de los túnidos y especies afines del Atlántico que sigue de manera inequívoca el mismo patrón, en este caso al contrario, que el índice NAO.

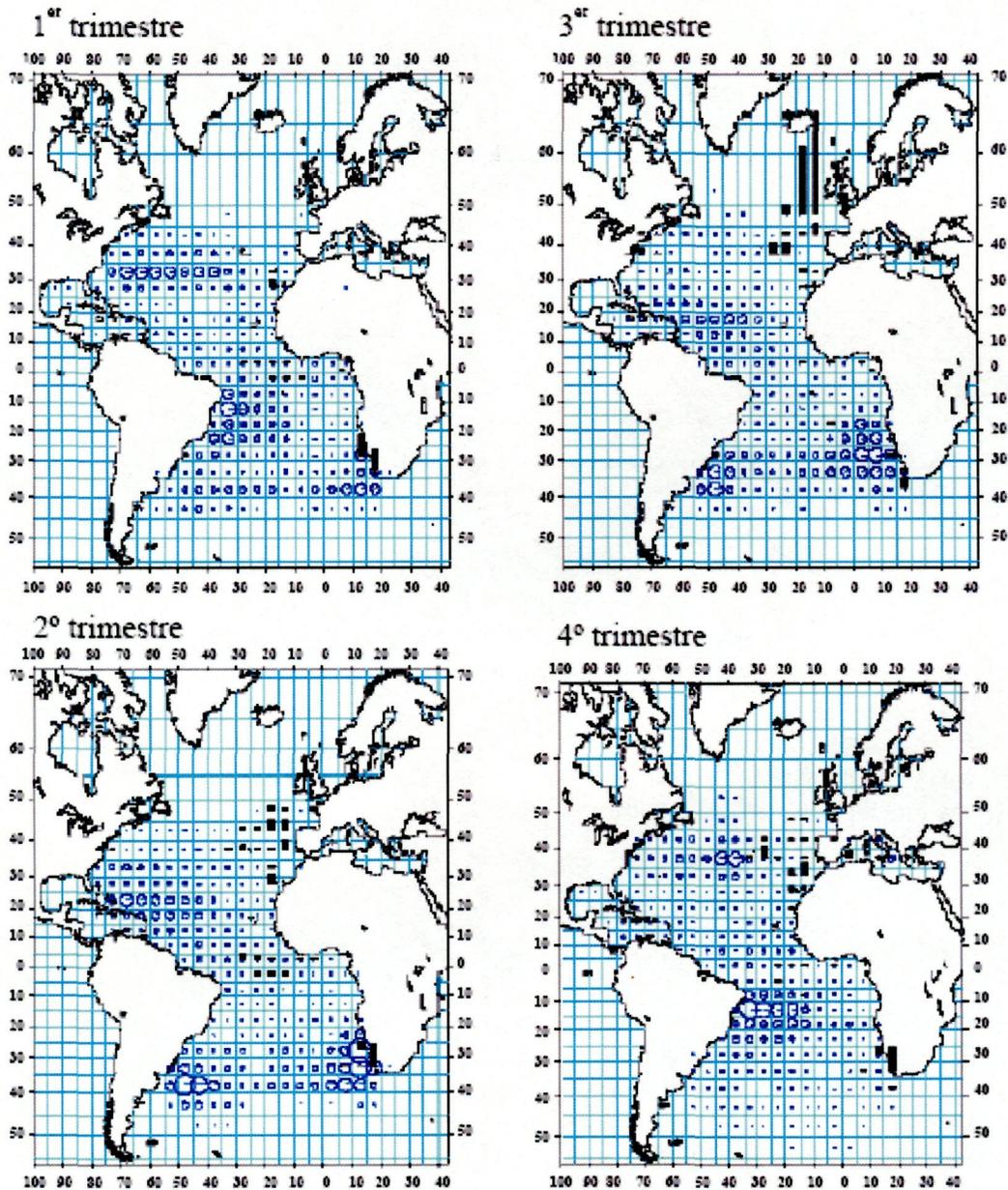


Figura 3-11: Distribución espacial de las capturas de atún blanco en el Atlántico, por estación. El tamaño de las circunferencias y de las barras es proporcional a las capturas de palangre y de otros artes, respectivamente (ICCAT, 2001).

En 2001, se celebraron unas jornadas de Trabajo en ICCAT sobre el medio ambiente y reclutamientos de túnidos (Anon., 2002a), donde la incidencia sobre el reclutamiento de este tipo de índices atmosféricos a gran escala, fue el núcleo de análisis de este grupo. Se analizaron distintos stocks de túnidos y especies afines del Atlántico, aplicando diversas metodologías; destacando el atún rojo oriental (Santiago 1999b; Fromentin, 2002; Ravier-Mally & Fromentin, 2003), atún rojo occidental (Scott *et al.*, 2002), atún blanco (Borja y Santiago 2002), rabil (Die *et al.*, 2002) y pez espada (Mejuto, 1999, 2000, 2002 y 2003). Sin embargo, el atún blanco del Atlántico Norte fue el que mostró mayor consistencia y significación en todos los test aplicados. Die *et al.*

(2002) concluyeron que el reclutamiento del atún blanco del Atlántico Norte parece ser el único índice de biomasa que sigue un patrón inverso al índice NAO.

El desove de estos stocks tiene lugar en zonas oceánicas aparentemente caracterizadas como auténticos desiertos oceánicos, a lo largo de una amplia franja subtropical con bajos niveles de producción primaria, profundidad de la capa de mezcla de alrededor de 50 m y una temperatura superior a los 24 °C y con ausencia de fuertes termoclinas por encima de los 250 m (Ueyanagi, 1969,1971; Bard, 1981). Bakun (1996) señala como un aspecto de particular interés en el área de puesta del stock de atún blanco del Pacífico norte, y que puede ser extensible al stock del Atlántico norte, la proximidad al ecuador del núcleo de máxima velocidad de los vientos alisios. De esta forma, la tensión del viento superficial sería capaz de provocar en la zona de puesta dos áreas adyacentes, estrechamente ligadas, de convergencia y divergencia, responsables de procesos de enriquecimiento y concentración de alimento. Dada la relación inversa entre el efecto Coriolis y el transporte de Ekman, estos procesos adquieren una intensificación de la dispersión turbulenta asociada con el viento. Las larvas de atún blanco se distribuirían en la zona de convergencia de Ekman donde el máximo estrés de viento actúa próximo al ecuador.

Los dos factores de enriquecimiento y concentración constituyen junto a un tercer factor, la retención, la denominada “triada fundamental” de Bakun (1994,1996). Este conjunto de procesos físicos actúan sobre las fases críticas de la vida de los peces, en este caso sobre el atún blanco, y constituyen factores determinantes en la definición del reclutamiento. Los procesos de enriquecimiento (afloramiento, mezcla, etc.) favorecen un aumento de la producción de zooplancton del que dependen las larvas y alevines, los procesos de concentración (convergencia, formación frontal, estabilidad de la columna de agua) permiten la agregación del alimento e incrementar de esta forma su disponibilidad para los mismos, y los procesos de retención mantienen a estos pequeños peces dentro de las zonas propicias de alevinaje. En este sentido, en el Atlántico norte, la zona más propicia para que se den estos factores es donde la tensión máxima de viento zonal se sitúa entre el 10° N y el 20° N, coincidente con la zona de puesta del atún blanco (Ueyanagi, 1971; Bard, 1981; Nishikawa *et al.* 1985).

De acuerdo con George & Saunders (2001), la velocidad de los vientos alisios en la franja tropical del Atlántico norte muestra una correlación de 0,68 con la serie temporal del índice NAO. Esta relación es estadísticamente significativa al nivel del 99%, para cada mes entre noviembre y abril, y se debe a la covariación entre el gradiente de presión meridional hacia el ecuador del centro del alta presión de Azores y la NAO. Resulta evidente por tanto que el mayor índice NAO coincide con alisios más intensos y viceversa.

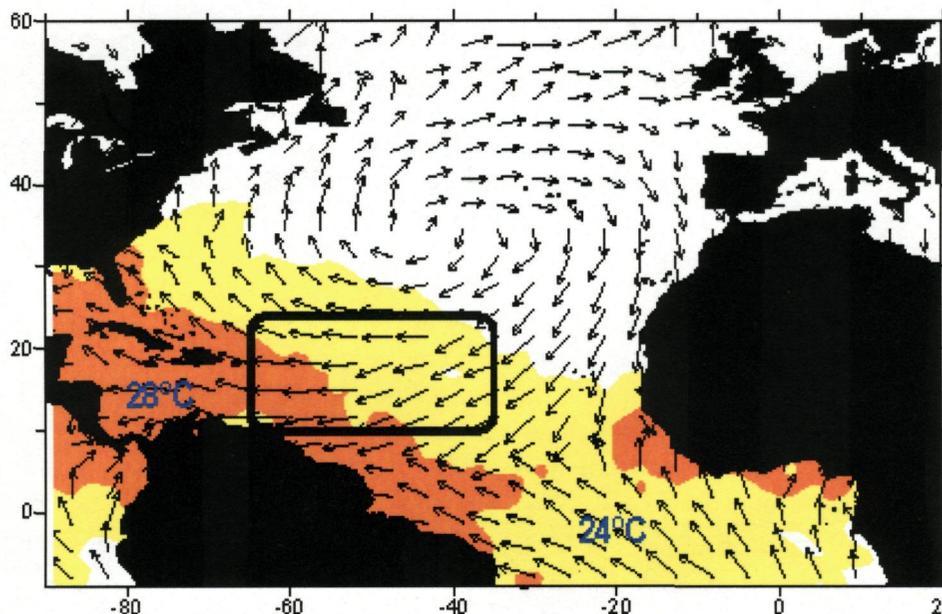


Figura 3-12: Patrón de vientos superficiales (máxima longitud del vector 20 m.s^{-1}) y áreas de temperatura superficial superior a 24° C durante el mes de junio de 1969, año correspondiente a una situación de NAO extremo negativo ($\text{NAO}=-4,89$). Se refleja asimismo la zona de puesta propuesta para el atún blanco. Elaborado a partir de COADS (Comprehensive Ocean Atmosphere Data Sets; Slutz *et al.*, 1985).

Dado que una situación de NAO negativa refleja un debilitamiento de la circulación atmosférica y, por lo tanto también de los vientos alisios, y que existe una relación directa entre la magnitud del viento superficial y la fortaleza de las estructuras adyacentes de convergencia-divergencia responsables de los procesos de enriquecimiento y concentración, la consecuencia lógica esperable sería, en contra de lo observado, una relación directa entre el índice NAO y el reclutamiento. La explicación de este hecho según Santiago (2004), es que en zonas próximas al ecuador, una intensidad no necesariamente alta de los alisios podría ser ya suficiente para desencadenar estos procesos en el nivel óptimo. De forma que una intensificación de los vientos podría provocar una acentuación de la dispersión turbulenta que incidiría negativamente en la supervivencia larvaria. De cualquier manera, esta potencial causa no deja de ser mas que una mera suposición, habida cuenta de la escasa información sobre los mecanismos que subyacen en la relación entre el índice NAO, un índice climático que integra múltiples características complejas simultáneamente, y el reclutamiento, resultado de un gran número de procesos interrelacionados y por sí mismos muy complejos. A pesar de la existencia de significación estadística en la relación entre el índice NAO, o algún otro índice representativo de la circulación atmosférica de características similares, y el reclutamiento, los procesos subyacentes que podrían explicarla están en la actualidad lejos de ser clarificados.

Debido a la imposibilidad de aplicar el método experimental en el estudio de este tipo de asociaciones entre variables climáticas a gran escala y el reclutamiento, el método comparativo puede constituir una alternativa válida, que junto con el método experimental, han sido descritos como “los dos grandes métodos de la ciencia” (Mayr, 1982). Y en este sentido, Uehara *et al* (2002) analizó un índice climatológico similar del Pacífico (NPI) que explicaba hasta un 71% de la variabilidad del reclutamiento del atún rojo del Pacífico. Además, Usosaki & Uehara (2002) realizaron un análisis

equivalente con el atún blanco del Pacífico Norte, encontrando asimismo relaciones significativas entre el índice NPI y el reclutamiento de esta especie.

Igualmente a lo realizado en este análisis, la búsqueda de relaciones análogas entre patrones de teleconexión y la dinámica de poblaciones de peces y otros aspectos de la ecología marina es un asunto ampliamente abordado en la literatura científica. Un ejemplo bien conocido es la Oscilación del Sur (SO-Southern Oscillation), el fenómeno de “El Niño” asociado (ENSO: “El Niño” – Southern Oscillation) y su impacto sobre el ecosistema marino de muchas zonas del globo. En un sentido similar, la Oscilación de Atlántico Norte (NAO) juega un papel fundamental en el comportamiento de múltiples procesos atmosféricos, oceanográficos y biológicos en el Atlántico Norte (Hurrell *et al.* 2000; Drinkwater *et al.*, 2002). Así la NAO se asocia con la dirección y la velocidad de los vientos del oeste (Rogers, 1985), de los vientos alisios (George & Saunders, 2001), transporte de calor y humedad (Hurrell, 1995), precipitación (Lamb & Pepler, 1987), temperatura superficial del mar y del aire (Hurrell, 1995, 1996; Lamb *et al.*, 1996). Todos ellos son respuestas físicas susceptibles de afectar en mayor o menor medida a los procesos biológicos. Sin embargo, los mecanismos precisos mediante los cuales esta variabilidad medioambiental guía los cambios en la biota marina, son en la actualidad desconocidos y requieren aún de un considerable esfuerzo investigador (Drinkwater *et al.*, 2002).

Una clara conexión entre la NAO y los procesos biológicos la encontraron Fromentin & Planque (1996) en la relación inversa existente entre la abundancia de copépodos (*Calanus finmarchicus*) y el índice NAO, con un desfase de un año, en el Atlántico Nororiental. Estas relaciones NAO-*Calanus* resultan del efecto del estrés del viento del oeste sobre la producción de fitoplancton y la temperatura y, en el caso de *C. helgolandicus*, de un tercer factor que es la competencia entre las dos especies de copépodos. Los tres factores están directa o indirectamente guiados por la NAO.

Por otro lado, la estructuración de las áreas de pesca para fines estadísticos realizadas por FAO e ICCAT no permite un análisis espacio-temporal de los datos de captura del atún blanco (*Thunnus alalunga*) de una forma detallada, en unidades geográficas inferiores a las establecidas de forma global por dichas Agencias. En este sentido, el Atlántico Norte está subdividido en 4 grandes regiones, las áreas de pesca 27 (Atlántico nororiental), 34 (Atlántico centro-oriental), 31 (Atlántico centro-occidental y Caribe) y 21 (Atlántico noroccidental). En cambio, en el Atlántico Sur este problema se acentúa aun más, ya que sólo se subdivide en dos áreas, la oriental (área 47) y la occidental (área 41), lo cual impide hacer un desgranamiento de la información pesquera de forma tan detallada como la realizada en el Atlántico Norte. Por este motivo el registro de las capturas, sin especificación geográfica detallada, provoca que las mismas queden reflejadas como relativamente homogéneas en toda la zona y durante todas las estaciones. Sin embargo, es más que posible que el stock sur de atún blanco migre a través de esta zona en toda su extensión a lo largo de las diferentes estaciones, no quedando reflejado en las estadísticas de capturas.

Por ello, a pesar de que estas bases de datos permiten establecer la evolución temporal de las capturas de atún blanco en los últimos 50 años, es necesario considerar que éstas no se distribuyen de forma homogénea dentro de cada unidad o área de pesca. En este sentido, y tal como se aprecia en la Figura 3-13, las capturas presentan una importante heterogeneidad espacial que viene marcada principalmente por dos factores:

el patrón migratorio de la especie y los niveles de concentración de poder de pesca y esfuerzo en función de dichas migraciones. Por ejemplo, se observa cómo en el Mar Cantábrico se dan las mayores capturas de esta especie, ya que aquí convergen por un lado una importante concentración de individuos, consecuencia de ser una de las áreas de alimentación de juveniles en su migración primaveral hacia el norte, y por otro lado una concentración de flotas atuneras, muy tecnificadas y de alto rendimiento, especialmente de Francia y España. Sin embargo, se observa que durante la última década (1990-2000), y a nivel global de todo el Atlántico, las capturas han mostrado un significativo descenso (ICCAT, 2003), aunque con un ligero incremento en el Mediterráneo Oriental y norte del área 34 (Canarias-Madeira-Azores), posiblemente consecuencia de un desplazamiento del esfuerzo.

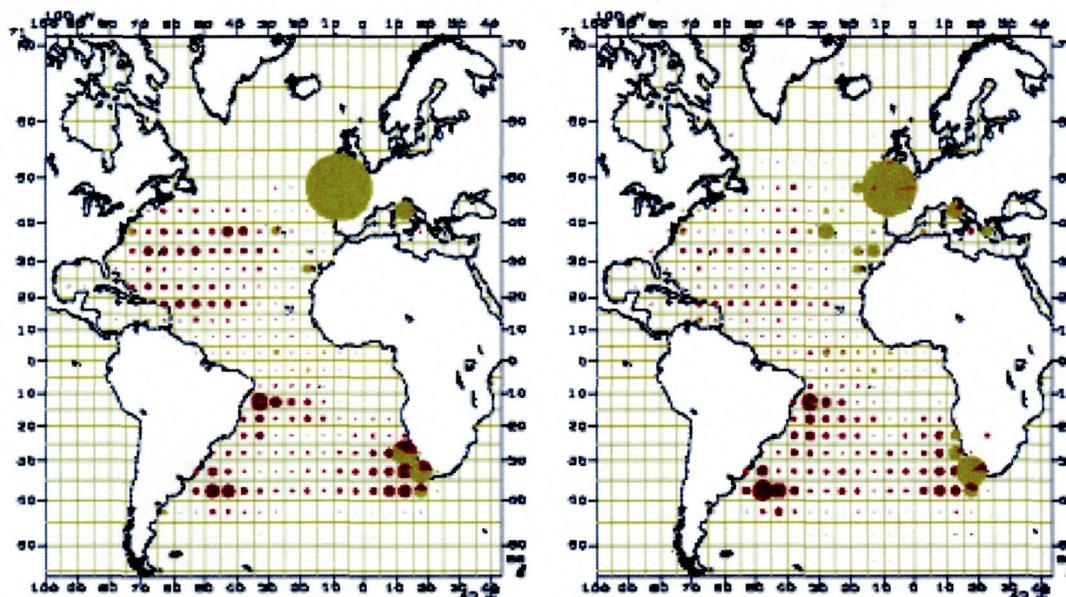
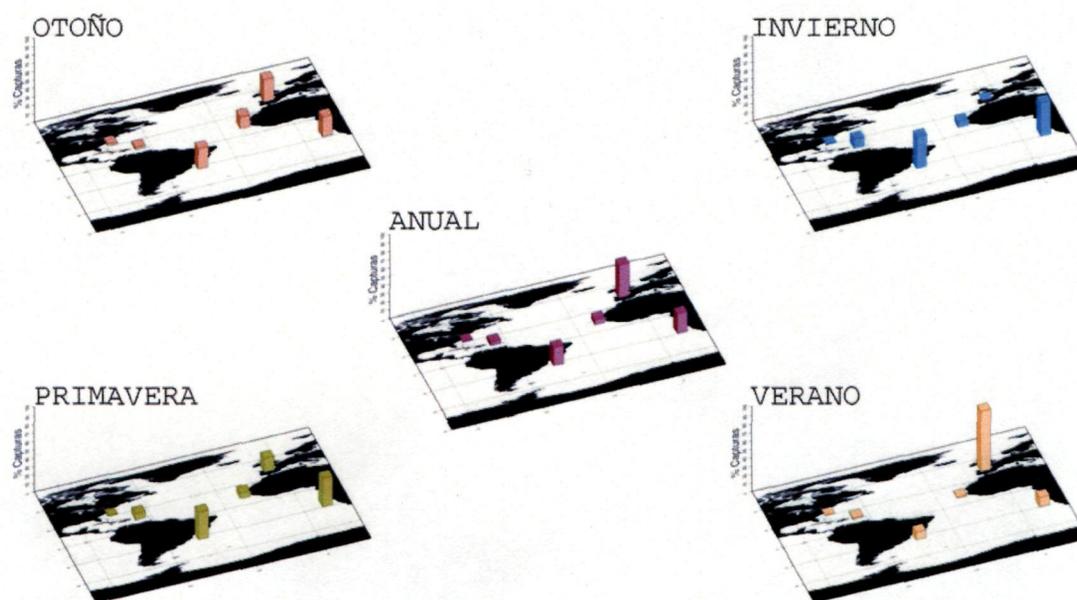


Figura 3-13: Distribución geográfica anual de las capturas de atún blanco entre 1980-1989 (izquierda) y de 1990-2000 (derecha). Los símbolos rojos representan palangres y los verdes artes superficiales (ICCAT, 2003).

El análisis estacional de las capturas evidencia la evolución temporal del patrón de migración de la especie, que se corresponde con el progresivo calentamiento del agua del mar en verano y otoño, concentrándose las máximas capturas en las áreas de latitudes más altas como las zonas 27 y 21, en el Hemisferio Norte, y en las zonas 47 y 41, en el Hemisferio Sur (Figura 3-13 y Figura 3-14). A diferencia de lo que ocurre en el Atlántico Norte, en el Hemisferio Sur no existen diferencias muy acusadas entre estaciones respecto a las capturas, debido a que las áreas FAO de este Hemisferio son mucho mayores que las establecidas para el Norte, lo que impide visualizar los desplazamientos hacia el sur, con el paulatino calentamiento de sus aguas durante el verano austral.



FAO	21	27	31	34	41	47
Capturas 1º Trimestre	1,8%	0,8%	11,6%	7,6%	38,5%	39,7%
Capturas 2º Trimestre	0,3%	16,9%	8,0%	7,1%	32,9%	34,8%
Capturas 3º Trimestre	1,2%	71,2%	2,6%	2,4%	10,3%	12,4%
Capturas 4º Trimestre	3,3%	27,6%	3,9%	15,0%	25,4%	24,8%
Total	1,5%	40,1%	5,4%	6,7%	22,5%	23,8%

Figura 3-14: Distribución estacional y anual de las capturas (en %) de atún blanco en las diferentes áreas de pesca del Atlántico entre 1990 y 2000.

Por otro lado, las zonas 31 y 34 están situadas en zonas tropicales o subtropicales donde la diferencia de temperatura del agua del mar entre estaciones es muy pequeña y las capturas también son relativamente estables. Sin embargo, en estas áreas, con el calentamiento estacional se observa una significativa reducción en las capturas, lo que se asocia a un desplazamiento de los stocks hacia latitudes más altas del Hemisferio Norte, en dirección hacia las zonas de alimentación en primavera y verano.

La distribución espacio-temporal de las capturas también pone en evidencia que en todas las áreas hay capturas en las diversas estaciones del año (Figura 3-14), aunque esta información está claramente distorsionada por la forma en que han sido agrupados los datos, especialmente en el tiempo (trimestres), ya que las estaciones definidas de forma fija no se corresponden con la realidad ambiental.

Por otro lado, la correlación positiva existente entre las áreas de pesca 41 y 34 puede ser ficticia, como resultado de la distorsión provocada por el tamaño de las Áreas de Pesca de FAO, ya que una gran parte de las capturas de la flota de cerco se realizan

en la zona de transición entre ambas áreas (Figura 3-15), posiblemente aprovechando la migración de una parte de la población de atún blanco entre el sur del área 31 y el norte del área 34. En este sentido, Arrizabalaga (2004) tras realizar el análisis genético de los stocks de atún blanco, considera que las capturas obtenidas por parte de la flota de cerco que faena en la estrecha franja entre los 5° N y los 5° S, al este de 30° W, no corresponden al stock del Atlántico Sur, tal y como hasta ahora se pensaba, sino que estos individuos pertenecen al stock del Atlántico Norte. Por ello, y para esta especie, se debe extender el límite geográfico del Área de Pesca 31 hasta la latitud 5° S, al menos así se considerara a lo largo de este trabajo.

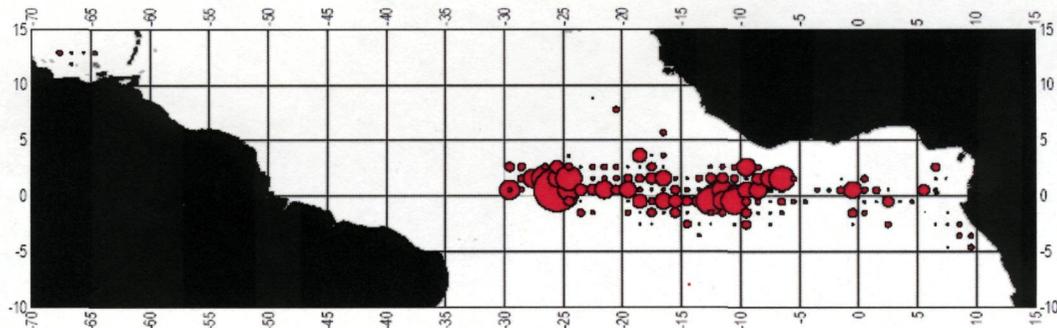


Figura 3-15: Distribución espacial de las capturas de atún blanco realizadas por la flota de atunera de cerco congeladora internacional en el Atlántico Central entre 1991 y 1999- El máximo círculo representa 850 Tm (Pilar Pallarés, IEO, com. pers.).

El atún blanco, al menos el stock del Atlántico norte, realiza desplazamientos trasatlánticos, tal y como ponen en evidencia las diversas campañas de marcado (Figura 3-16). Hay varias recapturas transoceánicas de peces que han migrado entre el Atlántico y el Mediterráneo o viceversa, a través del estrecho de Gibraltar. Sin embargo, ningún individuo marcado en el Atlántico norte o Mediterráneo fue recapturado en el Atlántico sur, lo que refuerza la idea del aislamiento genético encontrado por Arrizabalaga (2004). Desgraciadamente, la información referente a los desplazamientos realizados por esta especie en Atlántico sur es mucho más pobre. Aquí las campañas de marcado y recaptura son menos numerosas, ya que sólo se tiene constancia del marcaje de unos pocos individuos (2 en 1962 y 11 en 1963) en aguas de Sudáfrica por parte de embarcaciones deportivas, y 260 ejemplares marcados durante campañas realizadas en 1985 y 1986 por parte del Oceanographic Research Institute (ORI, 1987), aunque se desconoce el éxito de ambas acciones.

Desde 1963 a 1991 se han marcado un total de 20.061 ejemplares, de los que sólo se han recapturado 657 (poco más de un 3%). Pero a pesar de este bajo índice de recaptura, la información que han suministrado las campañas de marcado respecto al crecimiento y a los desplazamientos horizontales ha sido de relevancia. Ésta, unida a la procedente de la distribución espacial de las capturas de las diferentes flotas, ha permitido proponer diversos esquemas de migración con un denominador común: movimientos este-suroeste de los adultos en primavera, desde zonas próximas a las Azores hacia sus zonas de desove, y la doble vía de migración en primavera-verano hacia el Golfo de Vizcaya (Aloncle & Delaporte, 1970, 1974; Dao & Bard, 1971; Delaporte, 1973; Bard, 1981; González-Garcés, 1997). Teniendo en cuenta este modelo clásico, unido a la nueva información disponible gracias a las observaciones más

recientes, Santiago (2004) propone el modelo de desplazamiento modificado que se ilustra en la Figura 3-3.

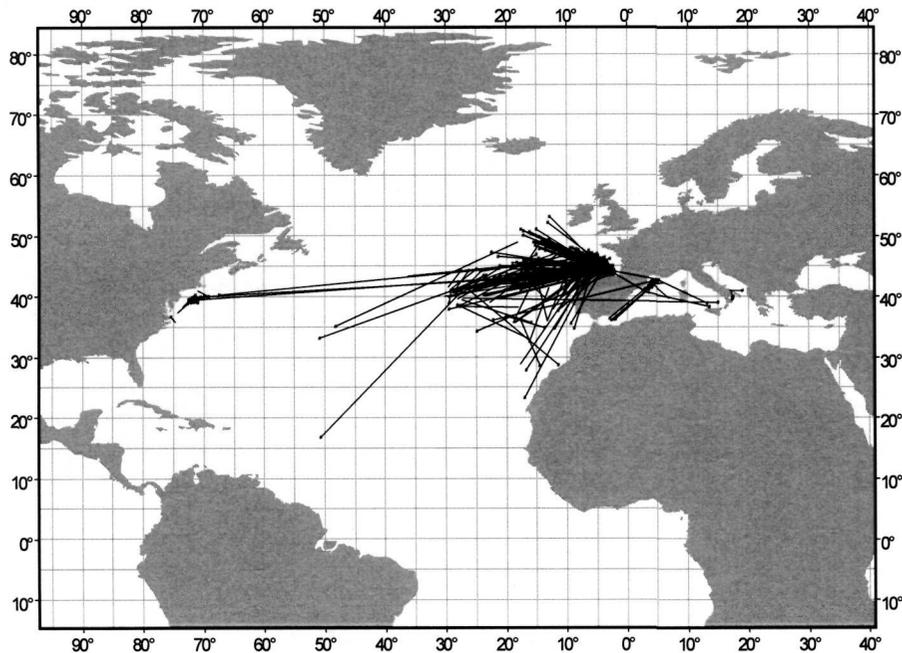


Figura 3-16: Migraciones de los 656 atunes blancos marcados y recapturados (Arrizabalaga, 2003).

Por otro lado, es de destacar que las áreas de puesta del atún blanco, que tiene lugar durante la primavera-verano austral y boreal, se verifica en zonas subtropicales, en los márgenes occidentales de ambos hemisferios y a lo largo del Mar Mediterráneo. Concretamente, en el Atlántico Norte, el área de freza se limita al Mar de los Sargazos y aguas adyacentes (Figura 3-3), aunque existe bastante desconocimiento sobre los procesos que tienen lugar durante las primeras fases de vida del atún blanco, hasta que llega a una talla de unos 35-40 cm. de longitud estándar (Bard, 1981). Con esta talla el atún blanco juvenil aparece por primera vez en las pesquerías y a partir de entonces resulta ya posible obtener información a través de las capturas comerciales. Es decir, los juveniles realizan un desplazamiento desde el área de freza y cría (en el mar de los Sargazos, en el área 31) hacia el Atlántico Nororiental (área 27), donde está la principal zona de alimentación. Igualmente, los individuos adultos realizan un desplazamiento en dirección inversa para verificar la freza anual. Sin embargo, estos desplazamientos trasatlánticos están fuertemente limitados por las condiciones ambientales reinantes en el Atlántico norte, en especial por la circulación atmosférica. En este sentido, es clara la relación existente entre la estabilidad atmosférica y las condiciones oceanográficas reinantes en cada momento. Un ejemplo de esto es la relación positiva que marca el patrón atmosférico del Atlántico Oriental (índice EA) con la temperatura del agua del mar y, en este sentido, parece que la situación climática invernal condiciona las capturas a lo largo del resto del año en gran parte del Atlántico.

Entre las variables atmosféricas que adquieren una mayor influencia con las capturas del atún blanco en el Atlántico centro-occidental, donde se incluye el área de puesta, está la variabilidad de las precipitaciones. En este sentido, el desarrollo de nubes es una consecuencia de los desplazamientos de la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC), que tiene una periodicidad anual relativamente estable, alcanzando su posición

más al norte (8° N, y llegando incluso hasta el 12° N) durante el verano del Hemisferio Norte. En este sentido, Uvo (1989) presenta un estudio bien detallado de la ZITC y su importancia en las precipitaciones en el noreste brasileño. Algo similar parece que ocurre en el Golfo de México, ya que una posición muy al norte de la ZITC en primavera y verano aumenta la nubosidad en el área 31, incrementando las precipitaciones, enfriando el agua y, por tanto, reduciendo las capturas. Sin embargo, en invierno con el debilitamiento del centro anticiclónico (índice EA bajo) se ven favorecidas las capturas, posiblemente debido a una concentración de ejemplares para la reproducción ya que un debilitamiento del centro anticiclónico provoca un aumento de la temperatura superficial del mar y con ello la alta actividad biológica en todos los niveles tróficos (Sakshaug, 1997). Es en esta zona donde se ha localizado la mayor cantidad de larvas de atún blanco (Ueyanagi, 1971 y Santiago, 2004).

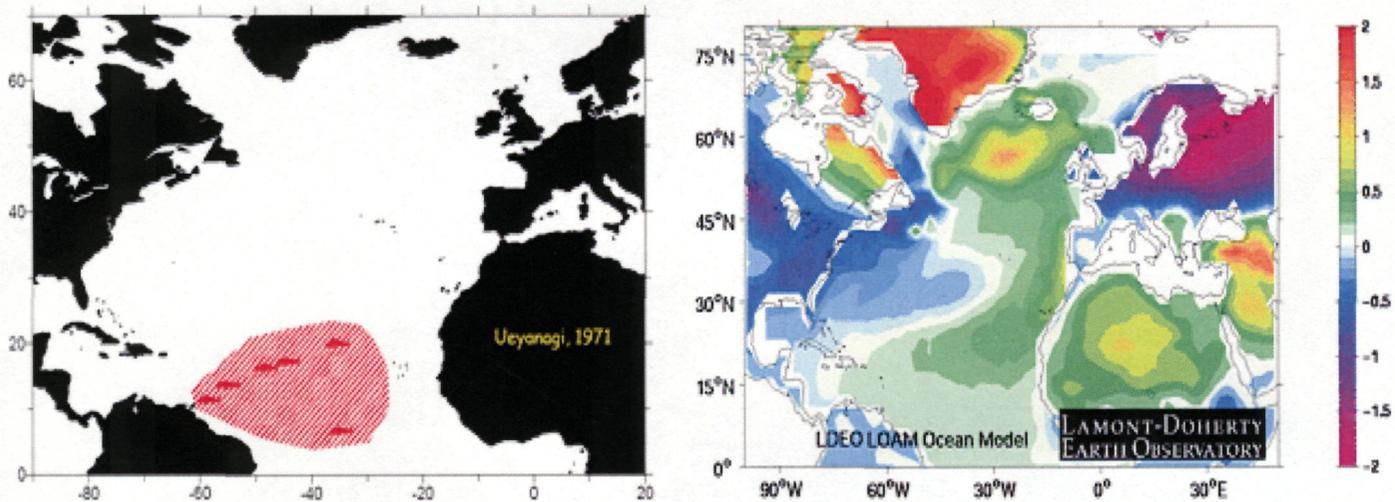


Figura 3-17: Izquierda: zona de puesta del atún blanco. Derecha: anomalías de temperatura del mar y la tierra cuando el anticiclón es débil.

A partir del área 31, el atún blanco realiza una serie de desplazamientos según se desprende de las capturas de esta especie hacia otras áreas de pesca. En este sentido se observa la existencia de una correlación negativa entre las capturas de las áreas 21 y 41, y positiva entre la 21 y 31, posiblemente como consecuencia de la migración invernal de una parte del stock desde las aguas de Brasil (al norte de 5° S) hacia el Caribe y costa sureste de los Estados Unidos.

La captura de juveniles de un tamaño superior a los 70 cm. LS en el Atlántico noroccidental (área 21), se efectúa en junio, entre Azores y Terranova (Aloncle, 1980), y en Nueva Inglaterra, de julio a octubre (Goudey, 1995). En estas aguas el atún blanco es una especie muy poco abundante (sólo se obtiene el 1,5% de la captura total de la misma en todo el Atlántico; Dávila-Fernández, 1985), muy estacional, y con un pico de captura a lo largo del verano y, especialmente, en otoño. Esto indica que una parte muy minoritaria del stock no realiza el circuito migratorio tradicional, hacia el Atlántico Nororiental, sino que se queda remanente en el área centro-occidental.

Las capturas en la zona 21 se encuentran principalmente en el límite con la zona 31 (Figura 3-13) y muestran una variación temporal muy similar a la observada en el resto de las áreas del Atlántico norte, donde un debilitamiento del centro de acción

Atlántico favorece su aumento, y en este caso un enfriamiento general de la zona en otoño (como consecuencia de un bajo índice EA que debilita la Corriente del Golfo) que favorece un mejor reclutamiento. Esto es debido a que la corriente cálida proveniente del Golfo de Méjico permite alcanzar temperaturas del agua de mar en la zona 21 en otoño superiores a las registradas en la zona 27 en verano (Figura 3-18), e incluso más elevadas que el rango térmico considerado como óptimo para esta especie (10°-20° °C) (Laurs & Lynn, 1991). Por eso, las condiciones favorables para la pesca de atún blanco en la zona 21 se dan cuando tienen lugar eventos atmosféricos que provocan un enfriamiento del agua, como un EA negativo.

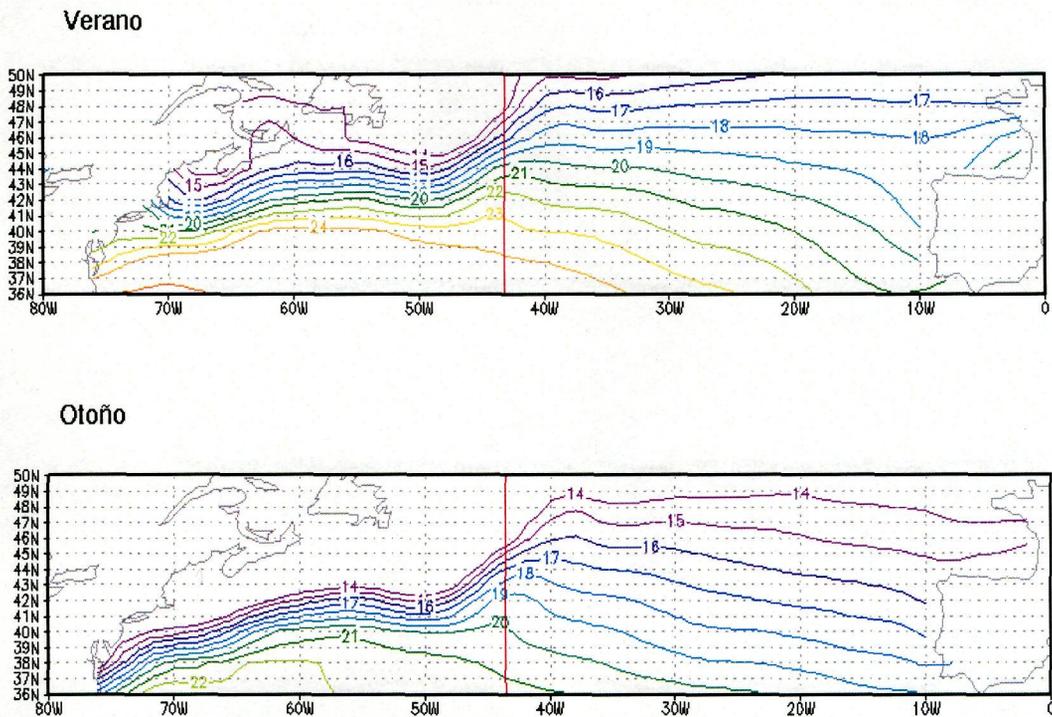


Figura 3-18: Medias de temperatura (°C) del mar entre 1948 y 2003, en las estaciones de verano y otoño. La línea roja separa el área 21 (izquierda) del área 27 (derecha) (Datos NCEP/NCAR, 1948-2003).

Procedentes del área 31, los juveniles de atún blanco se comienzan a localizar en el Atlántico Oriental desde finales de enero, especialmente al norte del área 34 (Canarias-Madeira). A comienzos de junio son localizados al oeste de la Península Ibérica, en áreas más o menos próximas al Archipiélago de las Azores, desde donde se desplazan principalmente hacia el Golfo de Vizcaya y suroeste de Irlanda. Penetran en estas últimas zonas en los meses de julio a septiembre, donde son objeto de una intensa pesquería de superficie. A finales del mes de septiembre, o en octubre, inician el regreso a sus zonas de invernada, cuya localización constituye aún una incógnita. Otros caladeros del Atlántico norte, donde se capturan juveniles de atún blanco en aguas superficiales, se localizan al oeste y sureste de Portugal, de junio a octubre (Delaport,

1973), en Azores de mayo a julio (Aloncle & Delaporte, 1972; Pereira *et al.*, 1999), en Canarias de enero a mayo, y en Madeira de abril a agosto.

El acople existente en la serie de capturas de Canarias y Madeira, y entre Madeira y Azores, así como el desacople entre las obtenidas en Canarias con relación a Azores, puede estar indicando que la migración desde el área 34 hacia el área 27 transcurre por dos rutas alternativas: una más próxima a la costa del continente africano, que pasaría también por Canarias y Madeira, y otra más oceánica que atravesaría los dos archipiélagos portugueses, alejándose de Canarias. De hecho Madeira actuaría como una zona de transición entre ambas rutas. Sin embargo, los tres conjuntos de islas presentan una correlación negativa con el área 27, lo cual implica que son sólo zonas de paso no vinculadas al área final de alimentación. Estas dos posibles rutas alternativas, continental y oceánica, en la migración hacia el Atlántico Nororiental desde el área 34, han sido en parte ya explicada por Aloncle & Delaporte (1973). Por otro lado, tanto las capturas en Azores como en Madeira presentan una correlación negativa con las capturas obtenidas en el área 31, igual que Canarias con el área 41 (aunque en realidad deben ser asignados todos al área 31, tal y como se desprende de los análisis de Arrizabalaga, 2003), lo que también corrobora que estos archipiélagos tampoco están vinculados a las zonas de reproducción del Atlántico occidental, afianzando aún más la hipótesis de que son solo zonas de paso en las migraciones hacia el área 27 o hacia el área 31, en primavera y otoño respectivamente.

El análisis de las series de capturas en los archipiélagos de Canarias, Madeira y Azores, así como el patrón de capturas diarias en el entorno de Canarias, parece indicar que la ruta migratoria tomada por el atún blanco en su migración hacia el norte, desde el área 34 a la 27, está condicionada por la posición geográfica del núcleo de alta presión (anticiclón) de las Azores. En este sentido, y al igual que Krovnin (1995), se ha encontrado una influencia de signo contrario de la NAO sobre la temperatura superficial del agua del mar en el archipiélago Canario. Cuando el Anticiclón se localiza al noroeste de Canarias, próximo a las Azores, los juveniles de atún blanco se alejan de la costa africana y toma la ruta más alejada del continente africano (ruta oceánica o azoriana). De esta forma evitan las aguas frías procedentes del afloramiento sahariano, mientras se desplaza por las aguas oceánicas más cálidas, entre Madeira y Azores. Esta localización del anticiclón se correspondería con una típica situación climática de NAO positiva (Figura 3-19).

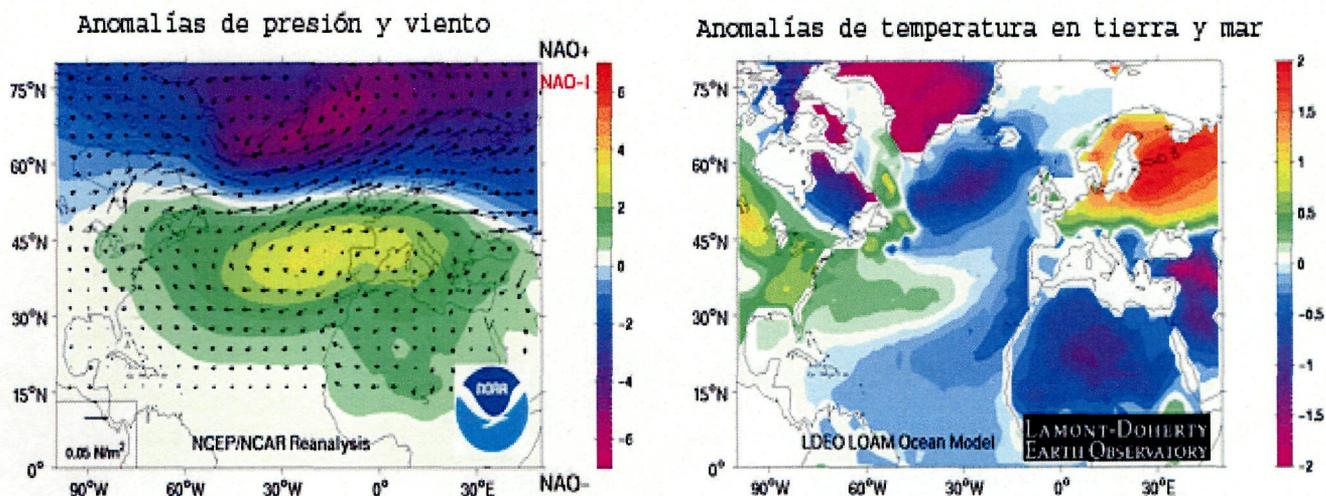


Figura 3-19: Situación de NAO positiva; *izquierda*: anomalías de presión y viento; *derecha*: anomalías de temperatura sobre la tierra y el mar (Fuente: www.ifremer.fr, 2004).

Sin embargo, cuando se debilita el anticiclón de las Azores, el potente afloramiento norteafricano se relaja, y la extensión espacial de su aporte de aguas frías es significativamente menor (La Violette, 1974; Van Camp. & Nykjaer, 1988). En esta situación, los juveniles de atún blanco se aproximan más a la costa continental y atraviesa los archipiélagos de Canarias y Madeira (ruta continental o canaria). Este escenario se correspondería con un episodio de NAO negativo (Naya, 2002). Curiosamente, cuando están en Canarias el desplazamiento es siempre de oeste a este, siguiendo el calentamiento progresivo del agua (Ramos, 1992; Castro & Ramos, 2003), iniciándose las capturas en las islas occidentales (La Palma, Gomera y El Hierro), posteriormente en las centrales (Tenerife-Gran Canaria) y, en algunos años éstas se continúan hasta las más orientales (Fuerteventura y Lanzarote) (Figura 3-20).

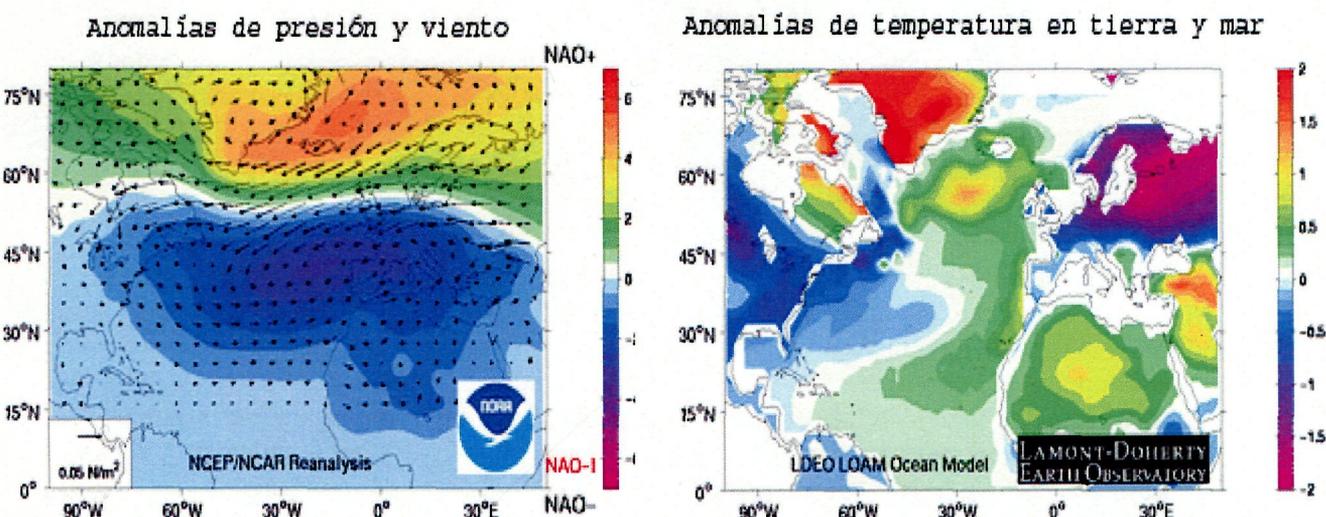


Figura 3-20: Situación de NAO negativa; *izquierda*: Anomalías de presión y viento; *derecha*: anomalías de temperatura sobre la tierra y el mar (Fuente: www.ifremer.fr, 2004).

El estancamiento anticiclónico en la zona de la Península Escandinava (medido por el índice SCAND) afecta a la situación de bajas presiones de Islandia. Ésta debilita el sistema de altas presiones del centro del Atlántico, que a su vez tiene una importante influencia en esta área subtropical y en la presencia de atún blanco en el Atlántico Norte, especialmente en las áreas 34 y 27. Por ello, en el área 34, durante el invierno y la primavera, las capturas se localizan principalmente en la zona próxima a los archipiélagos de Canarias y Madeira (fuertemente correlacionadas con el índice SCAND), indicando su relación con la posición y actividad del sistema anticiclónico de las Azores. En el mismo sentido, los índices NAO y de la posición de la ZITC definen que el patrón de pesca del atún blanco se localice al sur de la zona nubosa durante el verano, en el área geográfica encuadrada entre 5° N y 5° S de latitud, en una situación de estabilidad atmosférica.

En Canarias y Madeira las capturas de esta especie presentan importantes oscilaciones entre años. Aquí la pesquería del atún blanco se considera de tipo invernal, ya que los mayores volúmenes de captura se obtienen a partir del mes de enero y se prolonga hasta marzo, con oscilaciones según los años, y nuevamente a partir del mes de septiembre hasta noviembre. Ambos períodos de pesca coinciden con las migraciones de la especie hacia el norte y sur (migración de retorno) respectivamente, aparentemente correlacionados con el índice ZITC. La variación estacional de la ZITC debe afectar tanto en la magnitud y dirección de los desplazamientos de la especie como en la idoneidad de las posibles zonas o ruta de migración en ambas direcciones. Esta influencia es más remarcable durante la primavera, ya que es en este periodo cuando Canarias pueden actuar como frontera de paso entre las áreas 34 y 27 en la migración hacia el norte.

Es a partir de primavera cuando las capturas comienzan a ser relativamente relevantes en aguas más al norte, en el área 27, aunque es en verano cuando se obtiene la mayor cantidad de capturas (aproximadamente el 76,8% de las capturas del área 27 y el 30,99% de las capturas totales de todo el Atlántico). A partir del otoño la pesca disminuye hasta un 13,4%, y está inversamente correlacionada con el índice SCAND, es decir con el debilitamiento del sistema anticiclónico de las Azores. En conjunto, se puede afirmar que es en los años de inviernos más fríos (con un índice NAO invernal muy negativo) y que muestran una situación anticiclónica estable durante el verano, cuando se registran los valores de capturas más elevados en el Atlántico nororiental (Figura 3-21).

Aunque existe una correlación muy alta entre la temperatura superficial del mar en invierno y las capturas anuales en el área 27, es evidente que intervienen más parámetros a la hora de definir el éxito de las campañas anuales de pesca. Parece ser que la conjunción de inviernos fríos y condiciones climáticas estables durante el verano son factores claramente determinantes. Durante los inviernos con importantes temporales se produce una mayor capa de mezcla, y consecuentemente una mayor producción primaria y secundaria en la siguiente primavera. En este sentido, Guisande *et al.* (2001) indican que durante los años con índices NAO invernales negativos ocurre un mayor reclutamiento de sardinas (*Sardina pilchardus*) en el Mar Cantábrico. Por otro lado, las condiciones climáticas estables durante el verano favorecen el calentamiento del agua,

así como la llegada de tónidos a las áreas de alimentación del Atlántico nororiental y una mayor operatividad de las flotas.

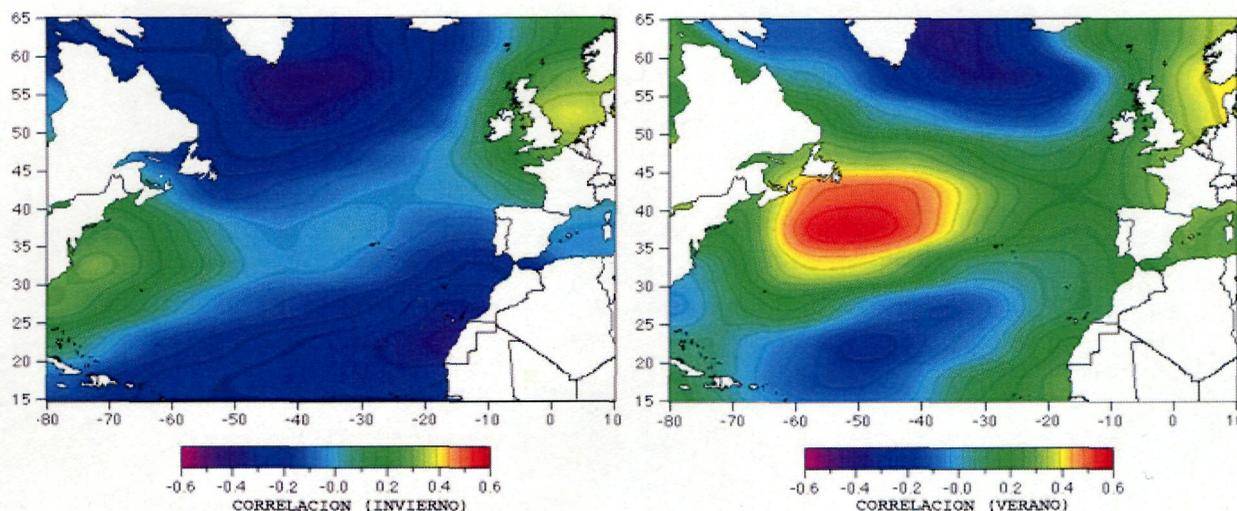


Figura 3-21: Distribución espacial de las correlaciones entre el índice NAO invernal reconstruido (1900-1980) y las de temperatura superficial del agua del mar en invierno (*izquierda:* diciembre-febrero) y verano (*derecha:* junio-agosto) (Extraído de D'Arrigo *et al.*, 1997).

Esta relación directa entre la situación atmosférica y las capturas de atún blanco ya fue apuntada por Santiago (1998, 2004), quien describió el efecto que tuvo la NAO sobre el reclutamiento de esta especie entre 1957 y 1999. Santiago (1998) señala que la relación entre el índice NAO invernal y las capturas de atún blanco es negativa, explicando ésta el 64% de la variabilidad del reclutamiento de la especie a la pesquería del Golfo de Vizcaya. Por otro lado, este autor también señala que debido a esto, la localización de las capturas se traslada a latitudes superiores en los meses de julio y agosto, al oeste de 10° W, relacionada con la posición latitudinal de la isoterma de 17 °C, entre 10° W y el 20° W (Figura 3-22 y Figura 3-23).

Por otro lado, y según Aloncle & Delaporte (1973), la importancia de Azores, dentro del área 27, radica en que se encuentra dentro de una de las rutas migratorias que sigue la especie en sus desplazamientos hacia el norte y que, en este caso, posiblemente tienen como destino final el suroeste de Irlanda. Sin embargo, la pesca del atún blanco en esta zona presenta un patrón distinto, e inverso, al del resto del área 27, mostrando una relación positiva con la temperatura del agua de mar en invierno y primavera. Es decir, la ruta oceánica o azoriana permitirá al atún blanco alcanzar latitudes más altas, hasta el sur de Irlanda, mientras que la ruta continental o canaria, finaliza en las zonas de alimentación del Golfo de Vizcaya.

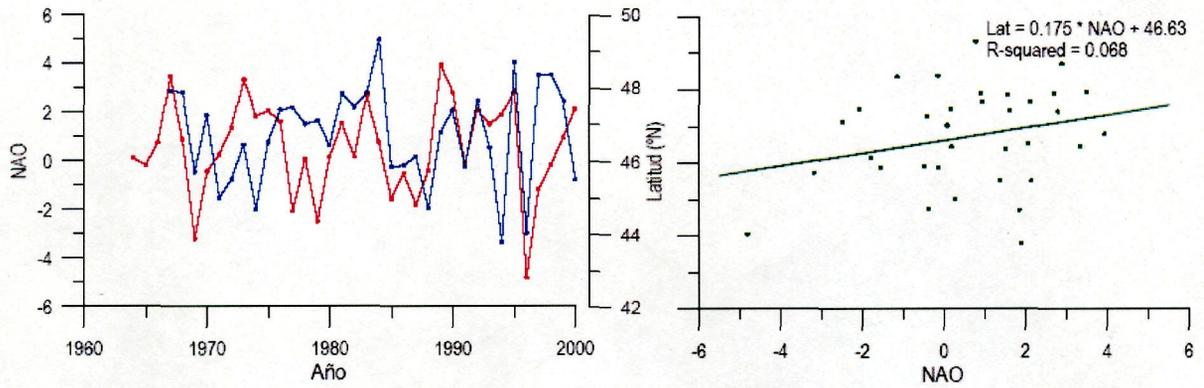


Figura 3-22: índice NAO y latitud del centro de gravedad de las capturas al oeste de 10° W tras la eliminación de las tendencias (izquierda); relación entre ambas series sin tendencia (derecha) (Extraído de Santiago, 2004).

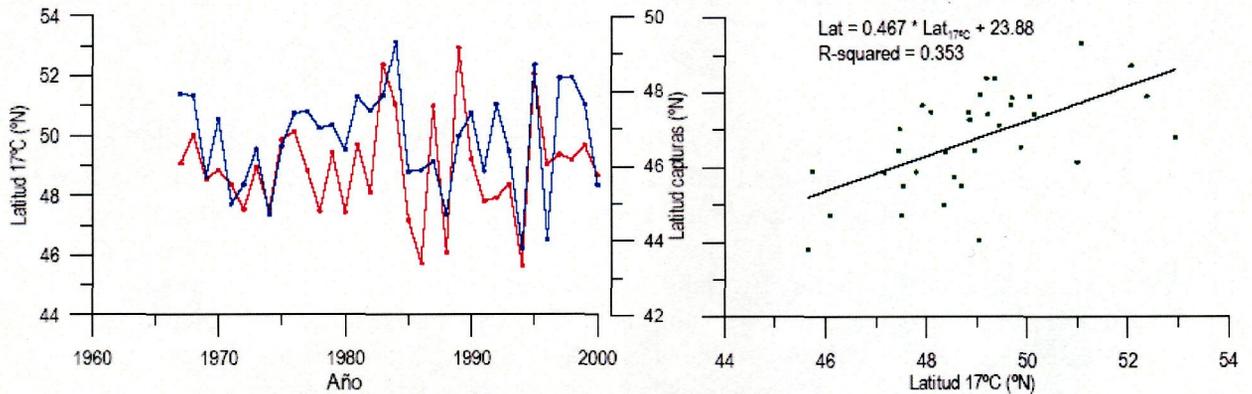


Figura 3-23: Índice NAO y latitud media de la isoterma de 17 °C tras la eliminación de las tendencias (izquierda); relación entre ambas series sin tendencia (derecha) (Extraído de Santiago, 2004).

4 INFLUENCIA DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN LAS CAPTURAS DEL ATÚN ROJO (*Thunnus thynnus*) EN EL ATLÁNTICO.

4.1 Introducción general

El atún rojo (*Thunnus thynnus*) (Figura 4-1) es una de las especies incluidas en el libro rojo de especies amenazadas de la International Union for Conservation of Nature and Natural Resources (IUCN) (Le-Gal, 1976; Punt & Butterworth, 1995), posiblemente como consecuencia de la sobrepesca a la que se ha visto sometida durante el último medio siglo, aunque la información existente no es adecuada como para evaluar el riesgo de extinción (ICCAT, 2003).

Previamente a la década de 1960, la pesca del atún rojo del Atlántico norte estaba limitada a pesquerías de subsistencia y artesanales, torneos de pesca, e iniciativas comerciales a pequeña escala. Sin embargo, sus capturas experimentaron un aumento progresivo entre 1950 (25.932 t) y 1961 (112.187 t), cuando se alcanzó el máximo histórico. Posteriormente, durante la década de 1960, se intensifica el esfuerzo pesquero con el desarrollo de mercados internacionales de conservas y atún rojo fresco. Es a finales de la década de 1970 y principios de la de 1980 cuando se desarrolla un intensa pesquería industrial realizada por cerqueros, cuyo objetivo era el atún rojo juvenil (especialmente dedicado a la conserva), y de palangreros orientados a abastecer el creciente mercado japonés. Ya a finales de 1960, la población de atún rojo del oeste mostraba un signo pronunciado de sobrepesca, sugiriendo la necesidad de una gestión internacional para prevenir el colapso de la pesquería. A partir de 1966 surge la Comisión Internacional para la Conservación de Atún Atlántico (ICCAT), con sede en Madrid, con el objetivo prioritario de gestionar dicho recurso.

A pesar de la gestión internacional y las medidas de conservación implantadas a lo largo de las décadas de 1970 y 1980, la población de atún rojo del oeste continuó en declive. Para 1992, ICCAT estimó que la población de atún rojo había decrecido un 10% del nivel de 1975. Entre 1990 y 1994, ICCAT y un grupo de gestores estadounidenses aumentaron la presión crítica contra científicos, economistas y políticos, culpabilizándoles del fracaso de la gestión del atún rojo. Desde 1962 a 1983, las capturas oscilaron entre 90.000 y 80.000 t, y desde 1984 a 2001 oscilaron entre 70.000 a 44.000 t (60.368 t fueron descargadas en 2001). La captura más baja registrada fue de 44.669 t en 1991 (FAO, 2004).

Actualmente, las pesquerías de atún rojo atlántico se extienden desde el Golfo de México hasta Terranova en el Atlántico occidental, desde aproximadamente las Islas Canarias hasta el sur de Islandia en el Atlántico oriental, y por todo el Mediterráneo.

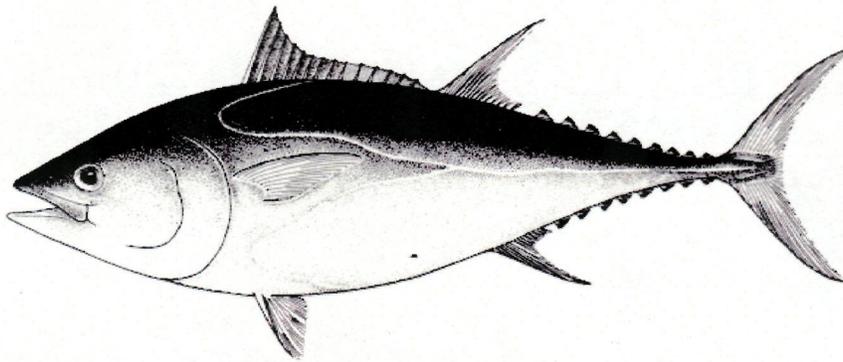


Figura 4-1: Imágen del atún Rojo (*Thunnus thynnus*) (Extraído de FAO)

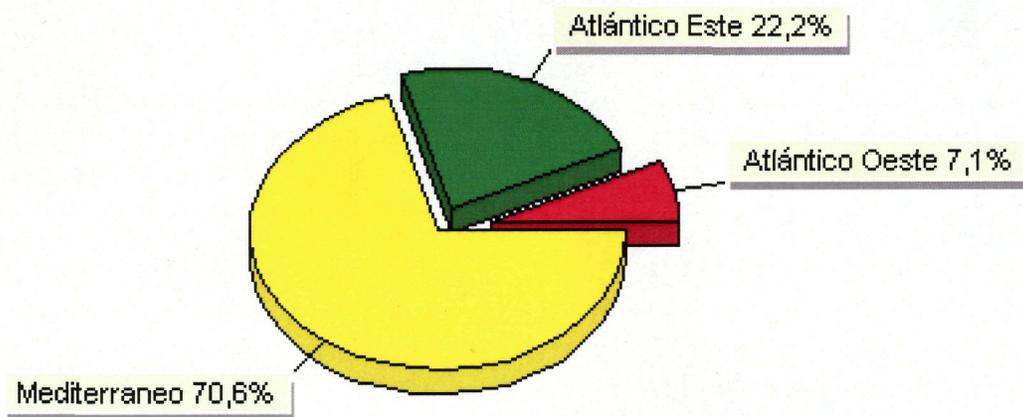


Figura 4-2: Proporción de capturas de atún rojo obtenidas en diferentes áreas del Atlántico Norte entre 1990 y 2000.

El atún rojo puede alcanzar un tamaño superior a 300 cm de longitud estándar y un peso superior a 650 kg (Figura 4-3) (la subespecie del Atlántico occidental alcanza generalmente una talla máxima superior a la del Atlántico oriental). La edad más avanzada que se considera fiable es la de 20 años, si bien se cree que podría vivir más años. Por lo tanto, se caracteriza por alcanzar la madurez sexual a una edad tardía y por su longevidad, lo cual hace que esté bien adaptado a las variaciones de reclutamiento, pero también que sea más vulnerable a la presión pesquera que otras especies de crecimiento más rápido como son los túnidos tropicales (El Tawil, 2004).

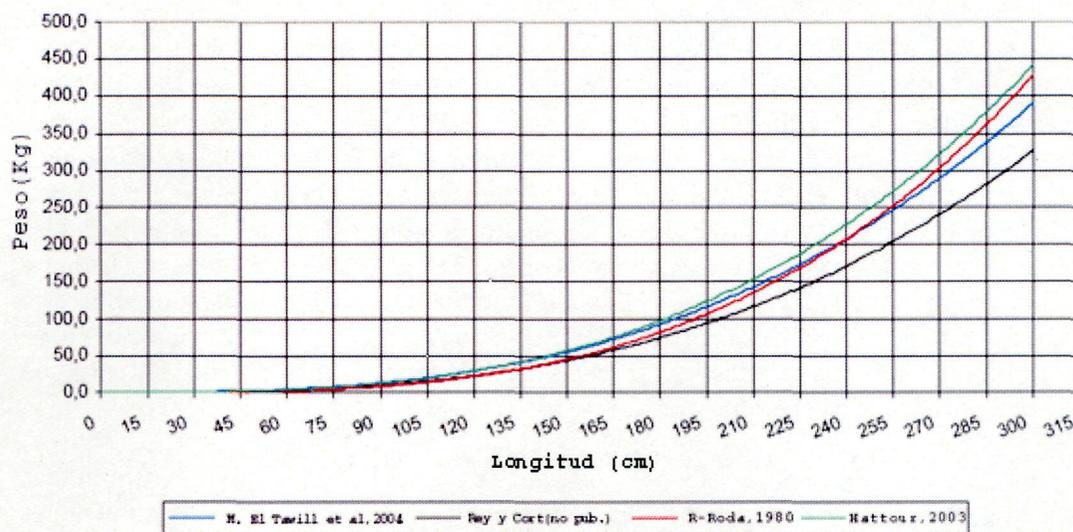


Figura 4-3: Relaciones Longitud-Peso para el atún rojo obtenidas a partir de capturas en almadraba de Libia (1999-2002) (El Tawil, 2004), en almadrabas del Mediterráneo Español (Rey y Cort, datos no publicados; Rodríguez-Roda, 1980) y con cerco en aguas de Túnez (Hattour, 2003) (Extraído de El Tawil, 2004).

Se considera que el atún rojo occidental desova por primera vez a los 8 años de edad, en comparación con los individuos orientales que lo hacen a los 4 ó 5 años (Fromentin, 2004). La distribución geográfica se amplía con la edad, ya que los peces de mayor tamaño se adaptan a la migración hacia aguas más frías. Es un pez oportunista y muy voraz que preda principalmente de crustáceos, decápodos, pelágicos y peces pelágico-costeros. Se alimenta durante su migración, pero sin desviarse de las rutas, mientras acumula grasas (Bauchot & Pras, 1993).

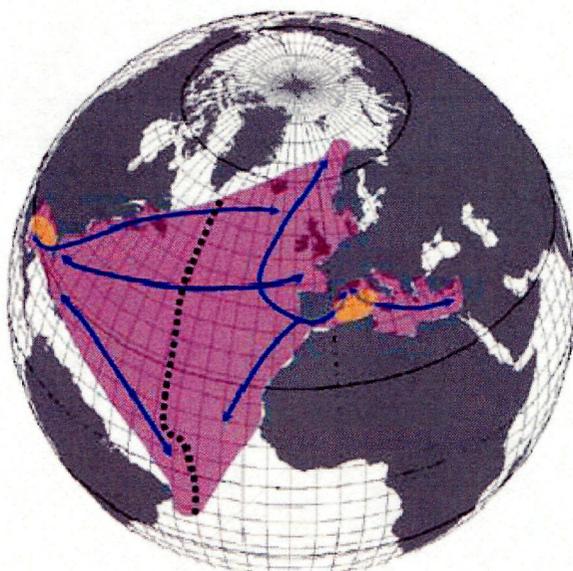


Figura 4-4: Rutas migratorias del atún rojo (*Thunnus thynnus*) a lo largo del Atlántico (Extraído de Fromentin, 2004).

En el Atlántico Occidental, se considera que el atún rojo desova en el Golfo de México y Estrecho de Florida desde mediados de abril hasta junio (los juveniles aparecen en verano en la plataforma continental (de 35° N a 41° N) y frente a esta zona en el invierno). Aquí la puesta ocurre a temperaturas de 24,9 a 29,5 °C (Gardieff, 2004). Por otro lado, en el Atlántico Oriental desova en el Mediterráneo, en general desde finales de mayo hasta julio dependiendo de la zona. Las principales concentraciones de larvas se localizan alrededor de las Islas Baleares, el Mar Tirreno y el Mediterráneo Central (Figura 4-5), cuando la temperatura del mar en superficie está en torno a los 24-25,5 °C (Alemany *et al.*, 2002; Rooker *et al.*, 2003). Recientemente se han observado, en mayo y junio, peces sexualmente maduros en el Mediterráneo Oriental, entre Chipre y Turquía.

Las diferencias encontradas en los patrones de madurez y puesta entre ambas partes del Atlántico pueden ser debidas a diferencias genéticas y/o medioambientales (Gardieff, 2004).



Figura 4-5: Localización de lugares de puesta del atún rojo (*Thunnus thynnus*) en el norte de Océano Atlántico. Las áreas señaladas con estrellas indican aproximadamente las zonas de freza en el Atlántico Occidental y tres regiones del Mar Mediterráneo (Mar de Liguria, Mar Tirreno e Islas Baleares) (Extraído de Rooker *et al.*, 2003).

4.2 Papel de las variaciones climáticas entre 1525 y 1756 en la pesquería de atún rojo (*Thunnus thynnus*).

4.2.1 Introducción.

Las fluctuaciones de las capturas de esta especie no son nuevas a lo largo de la historia de su pesquería. En 1757, el monje Martín Sarmiento envió al duque de Medina Sidonia una extensa carta explicándole las razones por las cuales las capturas de sus almadrabas habían decrecido fuertemente durante las últimas décadas (1680-1756).

Las almadrabas han sido usadas en el sur de España para la captura de atún rojo desde tiempos de los fenicios. En 1285 el rey Sancho IV concedió el privilegio de explotación a Medina Sidonia, y algunas de ellas siguen siendo aún utilizadas en la actualidad, aprovechando la migración reproductiva de esta especie (Lozano-Rey, 1952; Rodríguez-Roda, 1980; Agudo, 1991; Regueira & Regueira, 1993). Lozano-Rey (1952) indicó que a mediados del siglo XX, durante el mes de junio cuando mayor era la captura, se pescaban normalmente entre 5.000 y 6.000 atunes. Sin embargo, en 1552 en las almadrabas de Conil y Zahara, las más importantes de la costa atlántica de Andalucía, se capturaron 99.000 y 73.000 atunes respectivamente. En su carta, Martín Sarmiento desarrolla diversas hipótesis sobre los motivos del descenso en las capturas, y entre otras apunta como posible el enfriamiento del clima (López-Capont, 1997). Actualmente existen diversas evidencias que muestran que las variaciones climáticas, como por ejemplo un cambio en el signo de la Oscilación del Atlántico Norte (Barnston & Livezey, 1987), puede ser la causa de las recientes variaciones en el reclutamiento de muchas especies de peces, incluidos los túnidos (Cushing, 1982; Kawasaki, 1991; Santiago, 1998; Corten, 2001, entre muchos otros).

En este sentido, está ampliamente aceptado que las condiciones ambientales (temperatura, alimento, oxígeno, etc.) que encuentran los atunes a lo largo de sus desplazamientos, en aguas oceánicas, tiene una gran influencia en su abundancia y comportamiento (Wootton, 1992; Hazel, 1993; Korsmeyer & Dewar, 2001). Sin embargo, para estudiar la respuesta de las poblaciones de atunes a la fluctuación de diferentes parámetros ambientales, especialmente aquellos eventos climáticos que tienen una mayor importancia en sus vidas, como la temperatura del agua de mar, se hace necesario disponer de largas series temporales de datos ambientales, así como de capturas comerciales.

En su carta al duque, Martín Sarmiento no solamente recopiló todo el conocimiento disponible en su época sobre el atún rojo, para poder explicar los motivos por los que las capturas en las almadrabas estaban en progresivo descenso. Además, tuvo la precaución de incluir al final de la misma un registro muy completo de las capturas anuales, en número de individuos, en cada una de las almadrabas pertenecientes al ducado de Medina Sidonia desde 1525 hasta 1756 (López-Capont, 1997). Esto da una oportunidad única de conocer la importancia del papel del clima en la dinámica de poblaciones del atún rojo, y cómo responde a estas variaciones. En este sentido, el objetivo de este capítulo es reconstruir los eventos climáticos que sucedieron entre 1525 y 1756 y cuáles fueron sus efectos sobre la población de atún rojo, reflejados en las capturas de las almadrabas del duque de Medina Sidonia.



4.2.2 Material y métodos.

4.2.2.1 Registros históricos de capturas de atún rojo.

Los datos de capturas del atún rojo entre 1525 y 1756 fueron obtenidos de López-Capont (1997), documento en el que se incorpora una edición facsímil de la carta manuscrita en 1757 por el fraile Martín Sarmiento y dirigida al Duque de Medina Sidonia. Al final de esta carta están recogidas las capturas anuales, en número de individuos, obtenidas en cada una de las almadrabas pertenecientes al Ducado (Conil, Zahara, Castil Novo o Conilejo, Hércules, Tarifa, Río del Terrón y Carbonero, todas localizadas en la costa Atlántica de las provincias de Cádiz y Huelva, respectivamente al sur y suroeste de España.



Figura 4-6: Localización geográfica de las almadrabas del Duque de Medina Sidonia en Tafira, Zahara, Castil Novo o Conilejo, Conil, Hércules, Sancti Petri, Carboneros y Río del Terrón.

La falta de datos en algunos años de la serie, especialmente después de 1673 (Tabla 4-1), se deben, según apunta el propio Martín Sarmiento (López-Capont, 1997), a que en esos años no se anotaron las capturas en los libros, posiblemente por su escasez, o a que no se “armaron” las almadrabas.

Las almadrabas del duque de Medina Sidonia operaban básicamente como redes de arrastre desde la playa (Figura 4-7). Los atunes rojos eran divisados desde una torre o altozano al realizar éstos su migración reproductiva hacia el mar Mediterráneo (las redes eran colocadas desde finales de abril o principios de mayo, hasta mediados de junio) y raramente se colocaban durante la migración de retorno hacia el Atlántico. Las redes median sobre 400 m. de largo y 42 m. de profundidad y necesitaban alrededor de 300 hombres para su manejo. En el siglo XIX, había 14 almadrabas en la costa atlántica

y mediterránea del sur de España, cinco de ellas pertenecientes al Duque Medina Sidonia. Cuatro de las almadrabas del Duque eran redes de arrastre desde la playa (Conil, Zahara, Tarifa y Carboneras) y sólo una de ellas era una trampa fija (Río Terrón) (Figura 4-7.2).

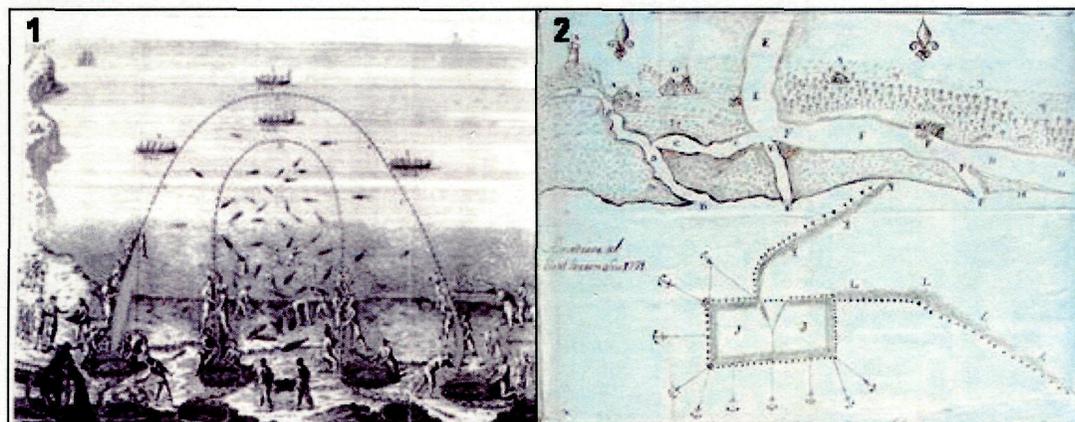


Figura 4-7: Dibujos de los dos tipos de Almadrabas que el duque de Medina Sidonia instalaba a lo largo de la costa sur de España. (1) Red de arrastre desde la playa usado en Conil (Extraído de Sañez Reguart, 1791); (2) Almadraba fija de Río del Terrón (extraído de Fundación Medina Sidonia, 2005)

Las capturas se componían de varias especies: atún rojo (*Thunnus thynnus*), melba (*Auxis rochei*), atún sierra (*Sarda sarda*) y atún blanco (*Thunnus alalunga*). Sin embargo, De Buen (1924) hace una distinción entre las almadrabas atlánticas y las mediterráneas, debido a que las primeras tenían al atún rojo como especie objetivo y eran más productivas. En este sentido, se asume que la serie de capturas recogida por Martín Sarmiento estaba principalmente compuesta por atún rojo por dos motivos básicos: (i) era la especie de mayor interés económico para el duque y, (ii) porque las almadrabas eran armadas sólo durante el período de entrada del atún rojo al Mediterráneo, siguiendo el patrón migratorio de la especie. Sin embargo, parece ser que después del último cuarto del siglo XVIII el atún rojo fue el menos frecuente en las capturas (Sañez Reguart, 1791).

Las capturas obtenidas en las almadrabas de Conil y Zahara representan el 95,2% del total (en promedio un 41,58% en Conil y un 53,64% en Zahara) y estuvieron operativas a lo largo de todo el período de estudio. Además, durante varios años los datos de capturas de ambas almadrabas fueron registrados juntos (Tabla 4-1). Por ello, el análisis de la serie de capturas fue realizado sobre la suma total de las capturas obtenidas en el conjunto de las almadrabas, especialmente por las de Conil y Zahara, sin hacer distinción alguna entre localidades.

Nombre	Conil	Zahara	Conilejo o Castil novo	Hercules y Santi Petri	Río del Terrón	Tarifa	Carboneros	Total
Intervalo de años	1525-1756	1525-1756	1525-1622; and in 1722	1552-1606	1741-1756	1743-1755	1743-1754	1525-1756
Nº de años con datos.	176	158	31	10	16	11	12	215
Nº de años con las trampas no instaladas.	11	31	0	0	0	2	0	6
Nº de años sin datos.	44	42	67	44	0	0	0	11
Rango de capturas	6-65312	43-73000	473-15922	253-7954	706-9684	5-209	11-1256	9-125388
Media y Desviación Estándar de las capturas	X=11425,6 (SD=14603,8) N=176	X=16420,4 (SD=18387,7) N=158	X=4640,3 (SD=3658,4) N=31	X=2080,8 (SD=2498,9) N=10	X=3784,6 (SD=2217,7) N=16	X=80,4 (SD=76,87) N=13	X=432,6 (SD=421,8) N=12	X=24221,57 (SD=30438,9) N=215
Capturas entre 1525 y 1600	2354-65312 X=27917,4 SD=18470,7 N=49	2608-73000 X=35268,3 SD=21581,2 N=51	473-15922 X=5101,8 SD=3984,6 N=24	253-7954 X=2795,3 SD=2715,6 N=7	-	-	-	802-125388 X=51910,6 SD=38603,8 N=71
Falta de datos entre 1525 y 1600	23	25	52	42	-	-	-	5
Capturas entre 1601 y 1700	80-16615 X=6992,8 SD=4475,4 N=76	427-21647 X=9551,9 SD=4917,8 N=75	1894-6387 X=3058 SD=1511,1 N=7	324-580 X=413,7 SD=144,2 N=3	-	-	-	80-37467 X=14061,7 SD=10036,4 N=90
Falta de datos entre 1601 y 1700	18	13	15	3	-	-	-	5
Capturas entre 1701 y 1756	6-10592 X=2186,2 SD=2330,0 N=51	43-6702 X=2479,3 SD=2052,6 N=32	No instalada	No instalada	706-9684 X=3784,6 SD=2217,7 N=16	5-209 X=80,36 SD=76,9 N=11	11-1252 X=432,6 SD=421,8 N=12	9-15194 X=4748,7 SD=3870,3 N=54
Falta de datos entre 1701 y 1756	0	0	-	-	0	0	0	0

Tabla 4-1: Características de los datos de la series de captura del atún rojo obtenido en cada almadraba del duque Medina Sidonia entre 1525 y 1756.

4.2.2.2 Series de datos climáticos o de eventos relacionados con el clima.

Las series de diferentes parámetros climáticos ocurridos entre 1525 y 1756 fueron recopiladas de la literatura, muchos de los cuales están publicados en Internet, y la mayoría son el resultado de modelos de reconstrucción climática o han sido obtenidos de registros históricos de eventos dependientes del clima, como es el caso del nivel anual mínimo del río Nilo en Egipto (Hipel & McLeod, 1994). En este sentido, el Programa de Paleoclimatología de la NOAA (2004) permite el acceso a reconstrucciones de condiciones climáticas históricas derivadas de aproximaciones paleoclimáticas. Esto incluye la reconstrucción de la temperatura pasada, precipitaciones, vegetación, flujos fluviales y otras variables climáticas o dependientes del clima (Bradley, 1992). También en la página web del Royal Netherlands Meteorological Institute, con el KNMI climate explorer, es posible encontrar reconstrucciones de series climáticas históricas (Van Oldenbergh, 1999). Otra fuente importante de series de datos climáticos y paleoclimático están en la página web del Time Serie Data Library de Hyndman & Akram (Monash University, Australia).

4.2.2.3 La anomalía de la temperatura del aire.

La reconstrucción del patrón de la anomalía de la temperatura global anual del aire, desde el año 1400 dC hasta 1995 para el Hemisferio Norte, fue obtenida de Mann *et al.* (1998) y McIntyre and McKittrick (2003). Estas reconstrucciones están basadas en la calibración multivariante de aproximaciones de alta resolución de indicadores climáticos de amplia distribución espacial.

4.2.2.4 Manchas solares y radiación solar.

Las series de número de manchas solares y de radiación solar desde 1610 a 1973 fueron obtenidas de Lean *et al.* (1995). Sin embargo, existen catálogos de observaciones de manchas solares desde 165 aC a 1684 (Wittmann & Xu, 1987), aunque sin una continuidad temporal útil para este estudio. El número de manchas solares (Doug Heyt re-evaluation) desde 1610 a 1995 pueden ser obtenidos de la página web de The National Geophysical Data Center (NGDC), NOAA.

Los cambios observados en el clima durante el período estudiado están documentados en la literatura, especialmente el referido al enfriamiento que sufrió Europa Occidental (y posiblemente todo el Planeta) entre 1640 y 1715, conocido como “La Pequeña Glaciación”. Durante este periodo frío, las manchas solares fueron poco frecuentes (el sol emite más energía a medida que aumenta el número de manchas solares; Wilson & Mordvinov, 2003). A este fenómeno se denomina el mínimo de Maunder.

4.2.2.5 Oscilación del Atlántico Norte (NAO).

Los registros históricos del índice NAO fueron obtenidos de Cook *et al.* (2002), quienes realizaron una reconstrucción por multiaproximación del índice NAO invernal, que cubre el periodo desde el año 1400 a 1979. Esta ha sido validada contra estimaciones independientes de dicho índice obtenidas a partir de datos instrumentales y no instrumentales europeos, que se remontan hasta aproximadamente el año 1500. También se han usado estimaciones mensuales (entre 1659 y 2001) y estacionales (entre 1500 y 1658) del índice NAO realizadas por Luterbacher *et al.* (2002), a partir de mediciones instrumentales y aproximaciones documentadas de predictores de Eurasia.

4.2.2.6 Niveles mínimos del río Nilo en Egipto.

Las series de niveles mínimos anuales del río Nilo en Egipto fueron obtenidas de Hipel & McLeod (1994), quienes recogen datos de los nilómetros situados a su ribera (Bolaños-González, 2000) desde el año 622 hasta 1921.

4.2.2.7 Polvo atmosférico.

El índice de polvo volcánico en la atmósfera en el Hemisferio Norte, entre los años 1500 y 1969, fue obtenido de Hipel & McLeod (1994).

4.2.2.8. La Oscilación del Sur, “El Niño”.

Los datos sobre El Niño, Oscilación del Sur (ENSO) proceden de Quinn *et al.* (1987, 1992), el cual basa la identificación y reconstrucción histórica del fenómeno ENSO a partir de información bibliográfica sobre fenómenos relacionados con este evento climático a lo largo de la costa de Perú y en aguas adyacentes. El índice abarca de 1525 a 1987 y asigna a cada año de la lista un valor tomado de siete categorías que van del 0 (neutro o frío) a 6 (muy fuerte) 0 neutral o frío y otra tabla (del 1 al 5) indicando la fiabilidad de los datos.

4.2.2.9. Otros eventos naturales y sociales que pueden haber influido en la pesquería.

Se han revisado diferentes libros de historia y páginas web con objeto de encontrar eventos, catastróficos o no, que pudieron tener alguna influencia en el desarrollo de la pesquería de almadrabas entre 1525 y 1756, tales como erupciones volcánicas, maremotos, epidemias, guerras, crisis económicas, etc.

4.2.2.10. Análisis estadístico.

Las series fueron estandarizadas (valores con media = 0 y SD = 1), interpoladas y suavizadas, usando una ventana media móvil de 5 años, para facilitar el análisis y la comparación visual. Para analizar los datos, se usan (i) autocorrelaciones para detectar persistencia o memoria efectiva; (ii) el exponente Hurst (H) (Hurst, 1951) como medida cuantitativa de tendencias subyacentes en la serie temporal (valores de H = 0,5 corresponden a ruido blanco o gaussiano; valores mayores que 0,75 refleja una memoria efectiva y cada valor esta relacionado con los valores precedentes); (iii) el método Welch (Oppenheim & Schafer, 1975) para estimar la densidad espectral para establecer la frecuencia y longitud temporal de las oscilaciones; y (iv) la correlación del coeficiente Spearman para determinar el grado de correspondencia entre series.

Se realizó un modelo de regresión (Shumway, 1988 y Chatfield, 1989, Peña, 1992) entre la serie de capturas de atún rojo, como variable dependiente, y el conjunto de series de datos climáticos. En todos los casos se utilizaron los paquetes estadísticos STATISTICA 6.0 (StatSoft Inc., 1984-2001), SPSS 11.0.1 (15 Nov 2001-01 jun 2004) y R Development Core Team (software para el análisis estadístico del ambiente; Foundation for Statistical Computing, Vienna, 2004).

4.2.3. Resultados.

4.2.3.1. Capturas de Atún rojo.

El exponente Hurst (H) fue de 0,97 para los datos brutos, y H = 1 para la serie suavizada, mostrando que es significativamente diferente a un ruido blanco verdadero o gaussiano. Además, la autocorrelación de la serie de capturas de atún rojo presentó una persistencia o memoria efectiva de 48 años, lo que es consistente a lo largo del tiempo. Esta serie muestra una tendencia decreciente afectada por procesos o forzamientos externos, en varias escalas temporales. La amplitud entre las capturas máxima y mínima se incrementa significativamente desde 1571 a 1610, y especialmente desde 1672 a 1725 (Figura 4-8).

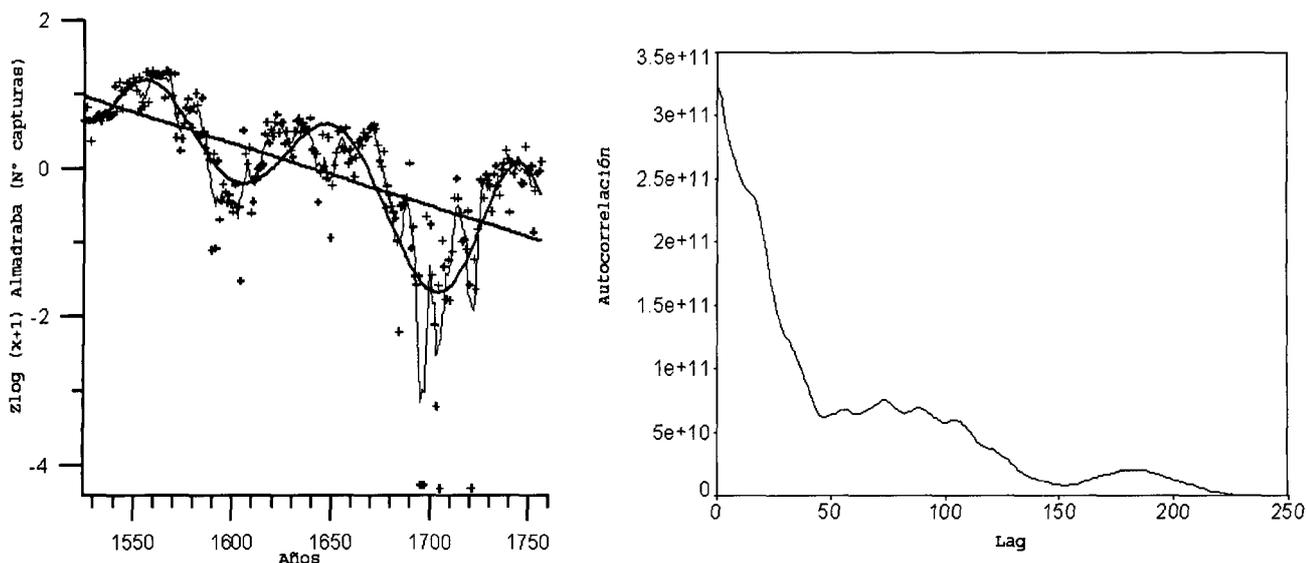


Figura 4-8: Izquierda) Regresión lineal y polinómica de la serie de capturas transformada a logaritmo y normalizada (media=0, SD=1). Derecha) Autocorrelación de la serie suavizada (48 años de dependencia).

Desde 1525 a 1756 las capturas oscilaron anualmente, siendo los 125.388 atunes pescados en 1559 el registro más alto de la serie. Entre 1525 y 1570 la captura media anual fue de 72.819 individuos (SD=34.616,2), intervalo durante el cual se registraron las máximas capturas a lo largo de todo el periodo histórico estudiado. Después de 1571 las capturas decrecieron progresivamente hasta 1604, cuando sólo se pescaron 337 atunes. Desde 1571 a 1610 la captura media fue de 18.258 individuos (SD=18.580,3). Los años de peores capturas durante el anterior periodo transcurrieron entre 1587 y 1604, coincidiendo con diversos eventos catastróficos naturales y sociales en España. A partir de este intervalo, las capturas experimentaron un nuevo incremento hasta 1625 ($X= 18.403$ atunes; SD=10.393,4; Rango= 2.296-37.467), decreciendo posteriormente hasta 1651 ($X= 18.084$ atunes; SD=9.271,9; Rango= 1.152-33.600), y aumentando nuevamente hasta el año 1671 ($X= 17.839$ atunes; SD=6301,4; Rango= 6.452-27.890). Después de 1672 la pesquería de almadra entró en un periodo con capturas muy bajas con tres fases bien diferenciadas. La primera de ellas fue desde 1672 a 1685 cuando las capturas descendieron de 24810 a 80 individuos ($X=7.979,2$; SD=7.520,7). La segunda fase transcurre entre 1686 y 1724 cuando las capturas alcanzan el mínimo, con años sin capturas (1695-1697, 1705 y 1721) ($X= 1.404$ atunes; SD=1.852,3; Rango= 0-9.427). La última fase transcurrió entre 1725 y 1754, cuando las capturas experimentaron una ligera recuperación respecto a años anteriores ($X= 7.146,4$ atunes; SD=3.085,2; Rango= 1.353-15.194) (Figura 4-9).

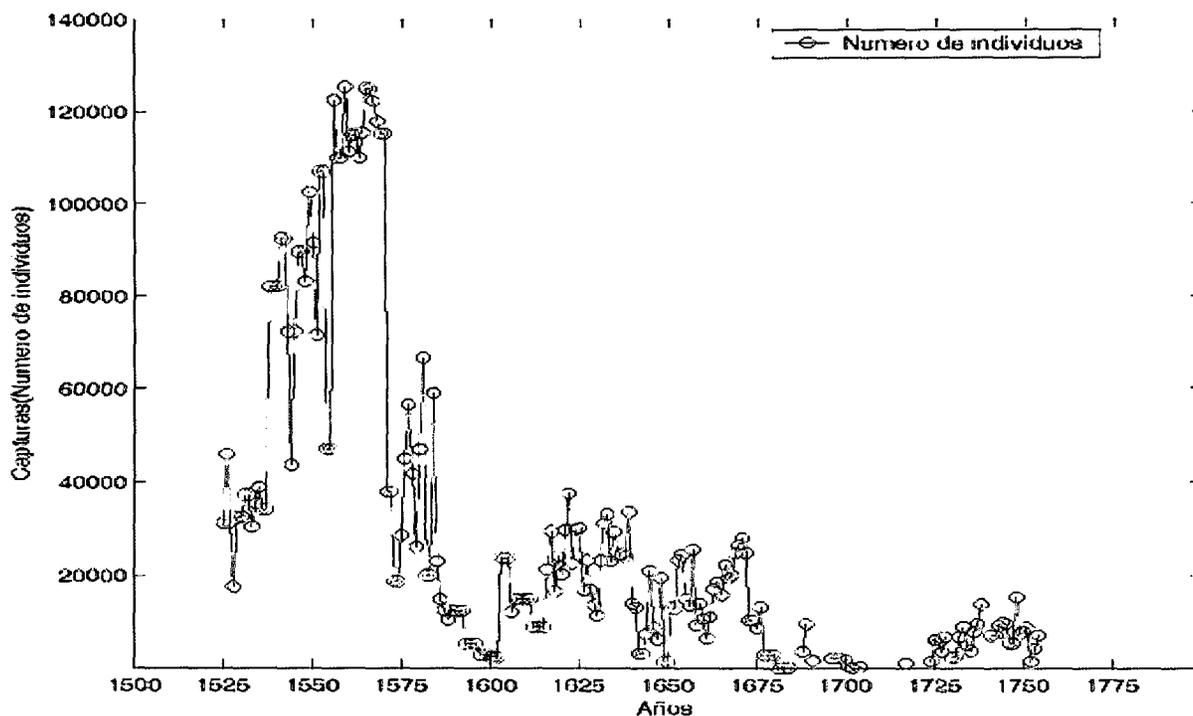


Figura 4-9: Capturas anuales, en número de individuos, obtenidas entre 1525 y 1756 en las almadrabas del duque de Medina Sidonia ubicadas en la costa atlántica del sur de España.

El análisis de frecuencia espectral de Fourier de las series de capturas muestra la presencia de ciclos de media periodicidad de 25(17-36) años superpuestos sobre otro de larga periodicidad de 89,2 (83-98) años de duración.

4.2.3.2. Manchas solares y radiación solar.

Aunque el mínimo de Maunder coincide con el período de menor productividad de las almadrabas, especialmente entre 1672 y 1724, no se observó ninguna relación entre el número de manchas solares y las capturas de atún rojo, al estudiar todo el período completo. Sin embargo, al analizar la serie a partir del año 1610, cuando se dispone de medidas regulares del número de manchas solares, se encontró una relación significativa, aunque débil, entre la radiación solar y la serie de capturas interpoladas y suavizadas ($R^2=0,034$; $r=0,185$; $P<0,05$). También, se observó una relación significativa entre la irradiancia solar y las capturas ($R^2=0,045$; $r=0,213$; $P<0,05$).

Por otro lado, también fue significativa la relación entre el número de manchas solares con la radiación solar ($R^2=0,686$; $r=0,784$; $P<0,01$). Y relación entre el número de manchas solares y la radiación solar, con la anomalía de la temperatura ($R^2=0,058$; $r=0,241$; $P<0,01$ y de $R^2=0,071$; $r=0,268$; $P<0,01$, respectivamente).

4.2.3.3. Oscilación del Atlántico Norte (NAO).

No se observó ninguna correlación directa entre el índice NAO y las capturas de atún en las almadrabas.

Se estableció una significativa correlación cruzada entre el logaritmo de la serie suavizada del índice NAO y la anomalía de la temperatura (correlación cruzada = 0,227; Error estándar = 0,66; $p < 0.01$; con un lag de 3 años).

4.2.3.4. Temperatura del aire.

La validación de la serie de anomalía de la temperatura del aire reconstruida por Mann *et al.*, (1998) con las halladas instrumentalmente muestran una alta correlación positiva y significativa ($R^2=0,758$; $r=0,871$; $P < 0,01$).

Por otro lado, las capturas de atún rojo mostraron una relación significativa (Figura 4-10), aunque débil, con diferentes series de anomalías de la temperatura reconstruidas por Mann *et al.* (1998) ($R^2=0,083$; $r=0,289$; $P < 0,01$) y McIntyre & McKittrick (2003) ($R^2=0,053$; $r=0,230$; $P < 0,01$).

Igualmente, la anomalía de temperatura del aire mostró una relación significativa con la radiación solar, siendo mayor con la serie reconstruida por Mann *et al.*, (1998) ($R^2=0,1$; $r=0,32$; $P < 0,01$), que con la de McIntyre & McKittrick (2003) ($R^2=0,03$; $r=0,18$; $P < 0,04$). Por otro lado, no se observó ninguna relación directa entre el número de manchas solares y las anomalías de la temperatura del aire. Sin embargo, si se agrupan los datos en promedios de 11 años (ciclos solares), las correlaciones son significativas tanto en los promedios, como con los máximos y mínimos de manchas solares (Figura 4-11 y Tabla 4-2).

Influencia de la variabilidad climática en las capturas de atún rojo

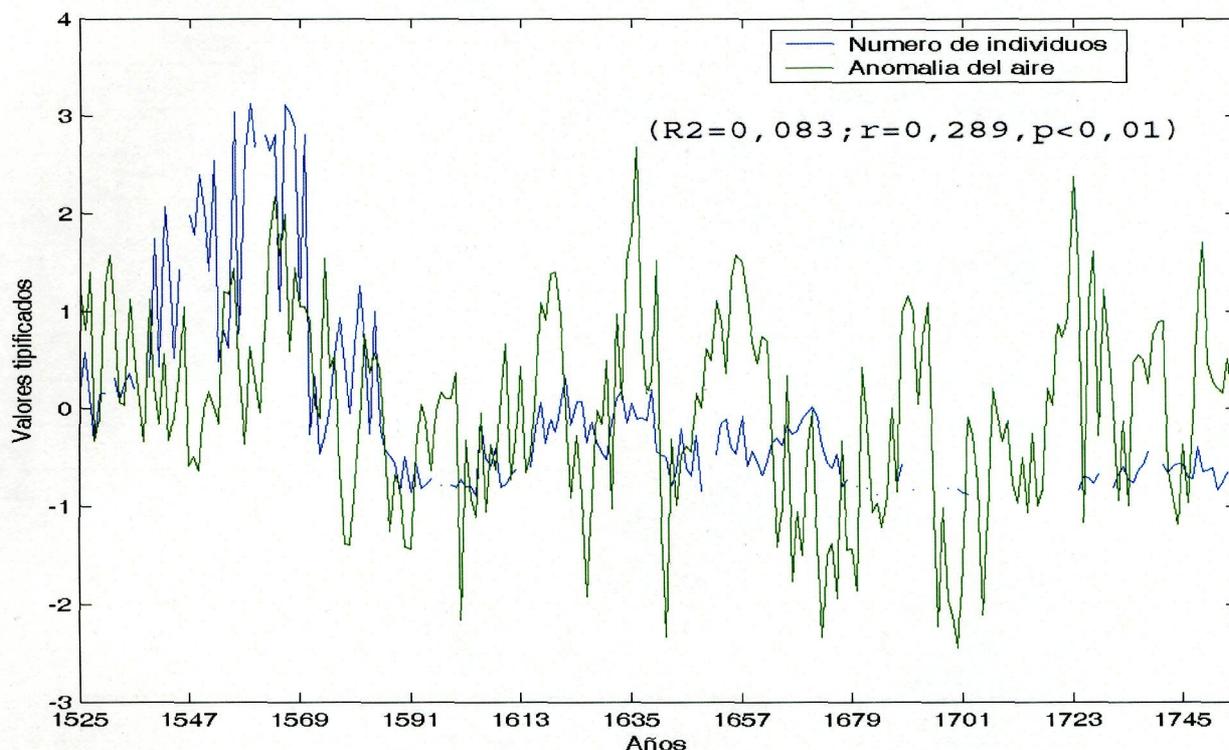


Figura 4-10: Correlación entre la serie de capturas (número de individuos) y la serie de anomalías de la temperatura del aire reconstruida por Mann, *et al.* (1998). Ambas series han sido normalizadas.

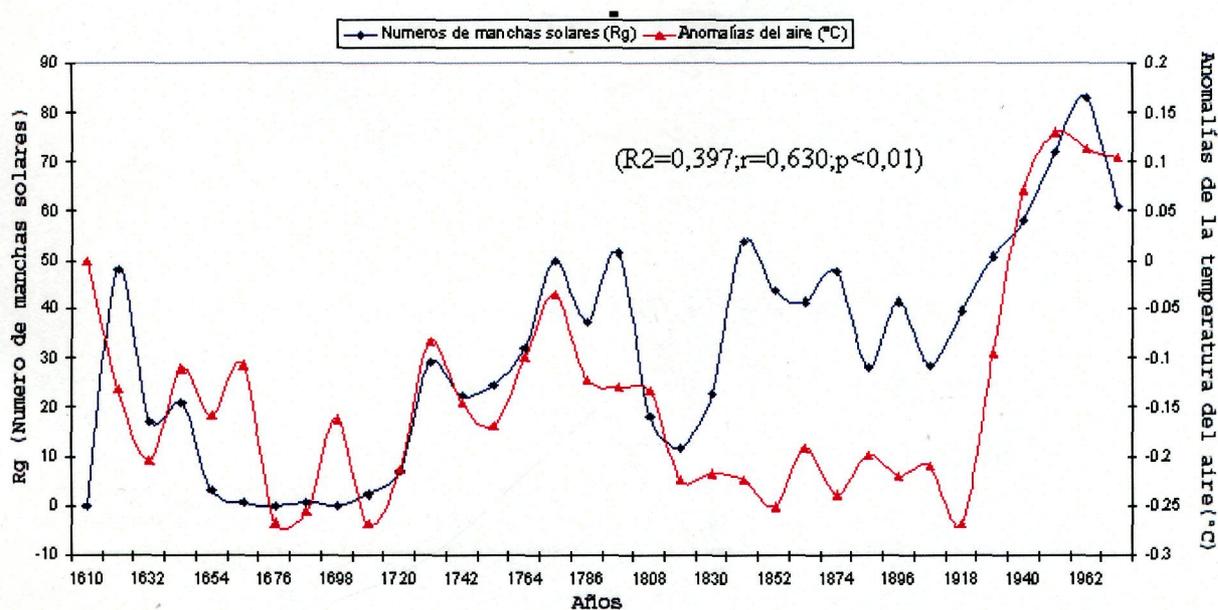


Figura 4-11: Series de anomalías de temperatura del aire (°C) reconstruida por Mann *et al.* (1998) frente al número de grupos de manchas solares (Rg) agrupados en medias de 11 años.

		T(°C)	Max(T°C)	Min(T°C)	MS	Max(MS)	Min(MS)
T (°C)	Correlación de Pearson	1	0,933**	0,882**	0,630**	0,597**	0,472**
	Sig. (bilateral)	.	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006
	N	33	33	33	33	33	33
Max(T °C)	Correlación de Pearson	0,933**	1	0,743**	0,711**	0,673**	0,547**
	Sig. (bilateral)	0,000	.	0,000	0,000	0,000	0,001
	N	33	33	33	33	33	33
Min(T °C)	Correlación de Pearson	0,882**	0,743**	1	0,556**	0,521**	0,438*
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	.	0,001	0,002	0,011
	N	33	33	33	33	33	33
MS	Correlación de Pearson	0,630**	0,711**	0,556**	1	0,970**	0,754**
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,001	.	0,000	0,000
	N	33	33	33	33	33	33
Max(MS)	Correlación de Pearson	0,597**	0,673**	0,521**	0,970**	1	0,629**
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,002	0,000	.	0,000
	N	33	33	33	33	33	33
Min(MS)	Correlación de Pearson	0,472**	0,547**	0,438*	0,754**	0,629**	1
	Sig. (bilateral)	0,006	0,001	0,011	0,000	0,000	.
	N	33	33	33	33	33	3

Tabla 4-2: Correlaciones entre los promedios (11 años), máximos y mínimos de las series de anomalías de temperatura (°C), reconstruida por Mann *et al.* (1998), y el número de manchas solares (MS). (**) Significativa con un nivel de confianza del 99,9% (bilateral).

El más alto coeficiente de correlacion cruzada entre las anomalías de las temperaturas y las capturas, cuando ambas series han sido transformadas a logaritmos y las capturas fueron interpoladas y suavizadas, se obtiene con un desfase de -6 años entre las mismas (correlacion cruzada = 0,471; Error estandar = 0,67; $p < 0.01$).

4.2.3.5. Nivel mínimo anual del río Nilo en Egipto.

El análisis de los niveles mínimos anuales del río Nilo en Egipto frente a las capturas de atún rojo, muestra que existe una tendencia significativa de aumento de las capturas cuando el río se encuentra en los niveles más bajos, es decir durante los años de secos en la zona de Sudán-Etiopía ($R^2=0,165$; $r=-0,406$; $P < 0,01$). Durante el período entre 1528 y 1583 se registraron los niveles anuales más bajos del Nilo que coincidieron con las capturas más altas de atún en las almadrabas. Por otro lado, el intervalo temporal con capturas más bajas coincidió con los registros de niveles más altos del Nilo (Figura 4-12).

Hubo una débil correlación negativa, pero significativa, del nivel mínimo anual de Nilo con la radiación solar ($R^2=0,032$; $r=-0,179$; $P<0,01$). Además, se observó también la existencia de una relación negativa y significativa, aunque muy débil, entre los niveles mínimos del río y la anomalía de temperatura en el hemisferio norte, similar tanto con la serie de Mann *et al.*, (1998) ($R^2=0,032$; $r=-0,179$; $P<0,01$) como con la de McIntyre & McKittrick (2003) ($R^2=0,066$; $r=-0,257$; $P<0,01$). Esta correlación negativa persiste incluso cuando la serie de captura ha sido previamente suavizada ($R^2=0,057$; $r=-0,239$; $P<0,01$). Esto quiere decir que los niveles más bajos del Nilo se registraron durante los periodos más calidos en el Hemisferio Norte.

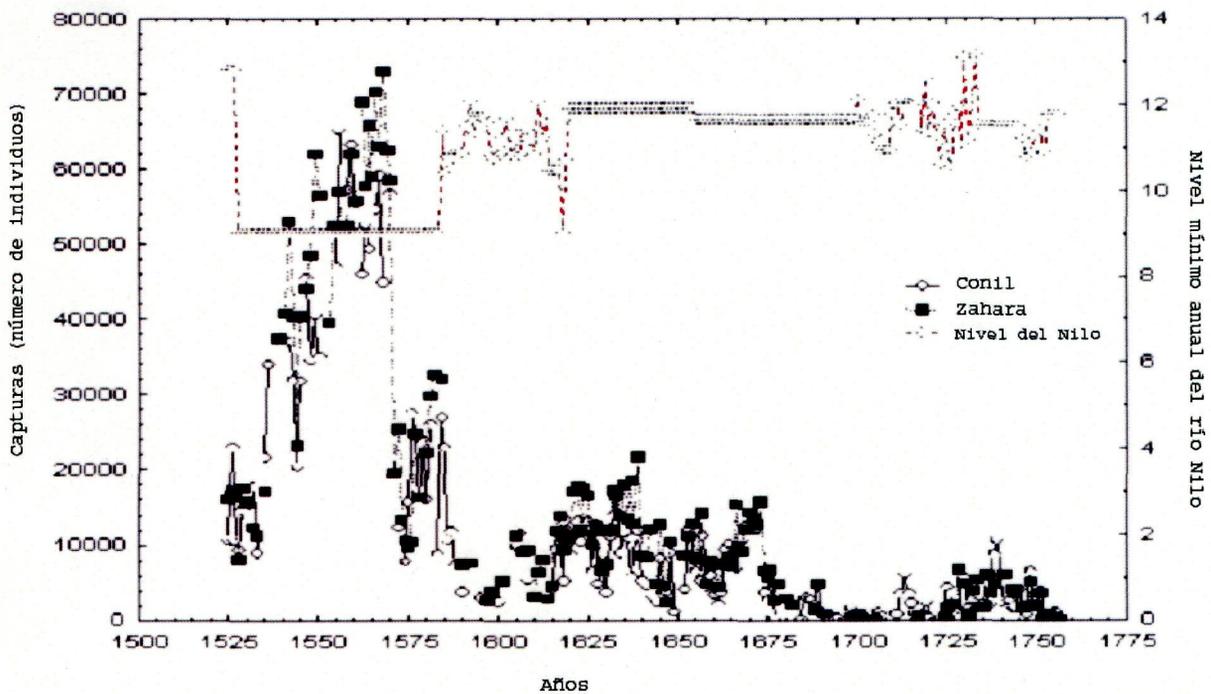


Figura 4-12: Capturas anuales, en número de individuos, obtenido entre 1525 a 1756 en las almadrabas de Conil y Zahara, y el nivel mínimo anual del río Nilo en Egipto.

4.2.3.6. La Oscilación del Sur, “El Niño”.

No se encontró ninguna relación entre el índice de El niño y las capturas de atún rojo en las almadrabas de la costa atlántica del sur de España.

4.2.3.7. Otros eventos.

4.2.3.7.1. Erupciones.

El índice de polvo volcánico en el Hemisferio Norte (Hipel & McLeod, 1994) mostró una correlación negativa y significativa con las capturas de atún rojo ($R^2=0,098$; $r = -0,313$; $P=0,01$). En este sentido, durante el periodo estudiado sólo la erupción del volcán Huaynaputina (Perú) fue importante. Este volcán fue el origen de una única erupción catastrófica que ocurrió en febrero de 1600, la cual fue remarcable no solo por su intensidad, sino porque fue la única gran explosión eruptiva en tiempos históricos en los Andes Centrales (Thouret *et al.*, 2002). Entre los años 1500 y 1800 tuvieron lugar otras erupciones volcánicas como la del “Monte Parker”, en Filipinas, en 1641 (Search, 2004).

Se observó una relación negativa entre el índice de polvo volcánico y ambas series de anomalías de temperatura en el Hemisferio Norte ($R^2=0.018$; $r = -0,133$; $P=0,01$) y con el nivel del Nilo ($R^2=0.074$; $r = 0,273$; $P=0,01$).

4.2.3.7.2. Maremotos.

El 1 de noviembre de 1755 ocurrió un terremoto con epicentro en Lisboa (Portugal), cuyos efectos se dejaron sentir desde el sur de Francia hasta el Norte de África (causó la muerte de 70.000 personas). Este terremoto fue seguido por un maremoto que destruyó las almadrabas de Conil (Fundación Medina Sidonia, 2004) y coincide con el fin de la serie histórica de capturas de atún rojo recogida por el padre Martín Sarmiento.

4.2.3.7.3. Epidemias.

En 1590 aconteció una epidemia de malaria que produjo que los hospitales de Conil y Vejer (Sur de España) estuvieran llenos y no hubiese gente para trabajar en las almadrabas (se cerraron las almadrabas y el duque de Medina Sidonia fue también infectado). Nuevamente, entre 1598 y 1602, hubo otra epidemia de peste (Coronas-Tejada, 1994) que abarrotó los hospitales (causó unos 500.000 muertos en España) (Fundación Medina Sidonia, 2004). Otras epidemias de peste tuvieron lugar en España entre 1647 y 1652 y entre 1676 y 1685, esta última se reprodujo como consecuencia de que en los años 1682 y 1683 fueron muy malos para la agricultura, causando hambrunas entre la población.

4.2.3.7.4. Guerras y piratas.

Durante el periodo del que se dispone de datos de la pesquería de almadrabas en el sur de España acontecieron diversas guerras, sublevaciones y ataques de piratas, que pudieron afectar de una forma u otra a la pesquería, tanto por su incidencia directa como por la falta de personas para armarlas.

En este sentido, las poblaciones de la costa mediterránea española sufrieron frecuentes ataques de piratas argelinos y tunecinos hasta el año 1596. Conil y Zahara fueron atacadas por el pirata argelino Aligur en 1559 y 1562. Durante ambos ataques los piratas secuestraron a 10 y 49 empleados respectivamente, y durante el segundo de los ataques también mataron las mulas usadas en las almadrabas. En 1646 hubo otro desembarco de piratas norteafricanos.

Entre 1521 y 1559 tuvieron lugar cuatro guerras entre España y Francia, desconociéndose el impacto que esto tuvo en las almadrabas. Igualmente se desconoce el efecto que sobre la pesquería tuvo las guerras contra el Imperio Otomano entre 1535 y 1571. En este mismo sentido, España también se vio envuelta en diversas guerras en Flandes entre 1547 y 1648, que finalizaron con la independencia de Holanda, que posiblemente vinieron acompañadas de reclutamientos forzados entre la población española. Sin embargo, existe certeza de que en 1587-1588 el duque de Medina Sidonia, Alonso de Guzmán, reclutó a muchos hombres para preparar la “Jornada de Inglaterra”, en la conocida como la “Armada Invencible”, no quedando gente disponible para armar las almadrabas ese año (Álvarez de Toledo, 1994; González-Aller, 1998; Fundación Medina Sidonia, 2004).

Entre 1568 y 1570 tuvo lugar la rebelión morisca en las Alpujarras (Andalucía), que desembocó con su expulsión entre 1609 y 1614. Esto trajo graves consecuencias económicas para el sur de España. La sublevación de Portugal tuvo lugar en 1640 y finalizó con su independencia en 1668. En 1652 hubo tumultos en Andalucía y en 1659 finalizó la guerra con Francia. La guerra de Sucesión (1702-1714) también tuvo efectos en la población de Andalucía (Bel-Bravo & Cañada-Hornos, 1996; López-Arandia, 2001). En 1702 la armada Anglo-Holandesa atacó los puertos de Cádiz y en 1704 los ingleses tomaron Gibraltar. Durante esta guerra el reclutamiento de hombres fue frecuente que pudieron tener efectos en la eficiencia de la pesquería de las almadrabas. Posteriormente, entre 1714 y 1719 se produce una intervención española en Italia y ocurre una invasión anglo-francesa de la Península.

4.2.3.7.5. Problemas económicos y sociales.

En 1573, la captura (12000 atunes) fue mucho más baja que en los años previos (80.000 individuos de media) pero el precio del atún no aumentó debido a la entrada masiva de bacalao extranjero. En 1584, el mercado fue nuevamente recuperado gracias a la intervención del mercader catalán Baltasar Polo (Fundación Medina Sidonia, 2004).

Entre 1599 y 1602 tuvo lugar una nueva crisis económica debido a la epidemia de peste y a la guerra contra Inglaterra. Sin embargo, en 1602 la falta de bacalao favoreció el aumento del precio del atún, pero la captura fue inferior a lo esperado. Entre 1607-1609 el duque se arruinó debido a problemas legales con la financiación de

la sal para la conservación de las capturas. Durante este tiempo las almadrabas estuvieron en ruina. El Duque tuvo problemas similares en 1590 con las salinas de Zahara (Fundación Medina Sidonia, 2004). Diversos errores en la estrategia comercial, los bajos precios del atún, los excesivos impuestos y los problemas económicos del duque provocaron que las almadrabas entraran en una crisis hasta 1627, coincidiendo con la profunda crisis económica del país debido a la bancarrota causada por las guerras centroeuropeas.

Entre 1646 y 1648 el Duque tuvo problemas legales con el rey Felipe IV, que se tradujeron en dificultades económicas para la pesquería. Posteriormente, y coincidiendo con otra profunda crisis económica y agrícola en España entre 1665 y 1700, las almadrabas pierden su eficacia debido a una falta de inversión en la renovación de las redes y aparejos, la cual fue más acentuada a partir de 1685 y que no se solucionaron hasta 1700. Problemas similares ocurrieron en 1712 y 1713 (Fundación Medina Sidonia, 2004).

4.2.3.7.6. Otras causas.

En 1615, 1652 y 1713 la presencia de orcas (*Orcinus orca*) mermó la pesca de atún rojo, dando lugar a capturas muy inferiores a las previas (Fundación Medina Sidonia, 2004).

4.2.3.8. Análisis de Regresión Lineal Múltiple.

Las capturas se toman en escala logarítmica para conseguir la homoscedasticidad (homogeneidad de varianzas) en los residuos, ya que el logaritmo reduce sensiblemente la variabilidad observada.

Con objeto de tener en cuenta la variabilidad temporal presente en los datos, se revisó primero las correlaciones con distintos desfases temporales entre las capturas y las otras variables consideradas. En la Figura 4-13 se representan las correlaciones $r_{XY}(k) = Corr(Y_t, X_{t-k})$. En todos los casos, Y_t representa la captura (en escala logarítmica) en el año t . La variable X_{t-k} representa en cada gráfico el valor de la variable explicativa correspondiente en el año $t-k$. Valores de k positivos corresponden a la asociación de capturas con otras variables medidas en años anteriores, y k negativos corresponden a años posteriores.

Como puede apreciarse (Figura 4-13), existe asociación temporal a distintos desfases con las distintas variables, salvo con la variable “El Niño”. Dada la estructura no estacionaria de las series temporales consideradas, se ha estimado el siguiente modelo:

$$Y_k = \sum_{i=1}^4 \sum_{j=0}^4 \alpha_{ij} X_{i,k-j}$$

donde Y_k es el logaritmo de la captura en el año k , $X_{1,k}$ es la temperatura, $X_{2,k}$ es la altura del Nilo, $X_{3,k}$ es la NAO y $X_{4,k}$ es el polvo, todas en el año k . Se ha dejado fuera las

manchas solares por la gran cantidad de valores perdidos, y el Niño por su falta de asociación. Para cada variable se ha considerado un desfase de 0 a 4 años.

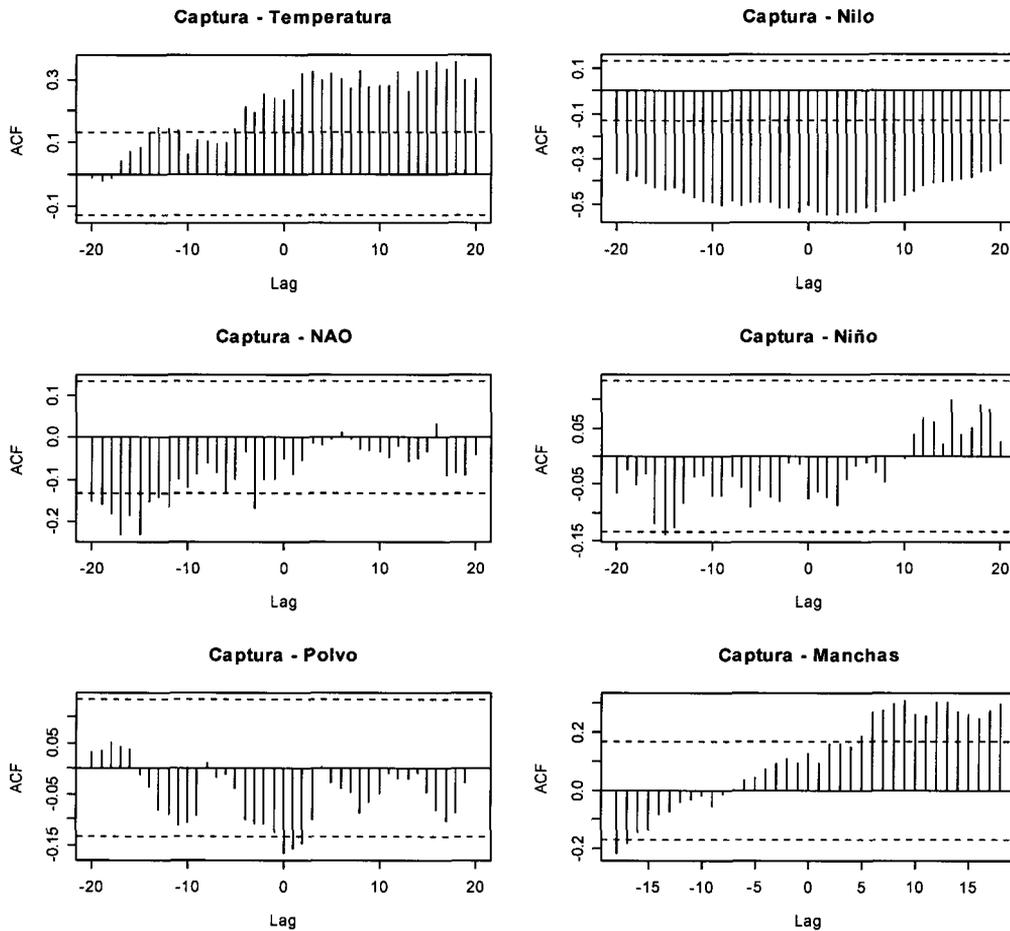


Figura 4-13: Gráficos de autocorrelación de las diferentes variables (temperatura (Mann *et al.*, 1998), nivel del Nilo, índice NAO, índice El Niño, polvo atmosférico y manchas solares).

Tras utilizar un modelo de regresión paso a paso, en el que se han eliminado los casos que contienen valores perdidos en alguna de las variables, se ha obtenido que el mejor ajuste lineal sea el siguiente:

$$lc_k = \beta_0 + \beta_1 lc_{k-1} + \beta_2 lc_{k-2} + \beta_3 T_{k-2} + \beta_4 N_{k-2}$$

donde lc_k es el logaritmo de la captura en el año k , T_{k-2} es la temperatura (Mann *et al.*, 1998) hace dos años y N_{k-2} es la altura del Nilo hace dos años. El resumen del modelo se refleja en Tabla 4.3.

	Estimado	Std. Error	t-valor	p-valor
Intercepción	3,41185	0,99745	3,421	<0,000777
log. Captura, 1 año de desfase	0,41641	0,07165	5,812	<2,84e ⁻⁰⁸
log. Captura, 2 años de desfase	0,41098	0,07260	5,661	<6,01e ⁻⁰⁸
Anomalía de Temperatura, 2 años de desfase.	1,43567	0,66184	2,169	<0,031409
Nivel del Nilo, 2 años de desfase	-0,14811	0,06061	-2,444	<0,015524
Error estándar de los residuos= 0,8094 con 176 grados de libertad; Multiple R ² =0,7373; Ajustado R ² = 0,7314; F-estadístico= 123,5 sobre 4 y 176 DF				

Tabla 4-3: Resumen de los parámetros del modelo de regresión dinámica.

Todos los coeficientes son significativos, y explican el 73.14% de la variabilidad en la respuesta. Se ve de esta forma que el logaritmo de las capturas en un año arbitrario es función de las capturas de los dos años anteriores, más un efecto positivo de la temperatura hace dos años (a mayor temperatura más capturas) y un efecto negativo del Nilo (a más altura menos capturas). Para validar este modelo, se debe analizar los residuos del mismo (Figura 4-14).

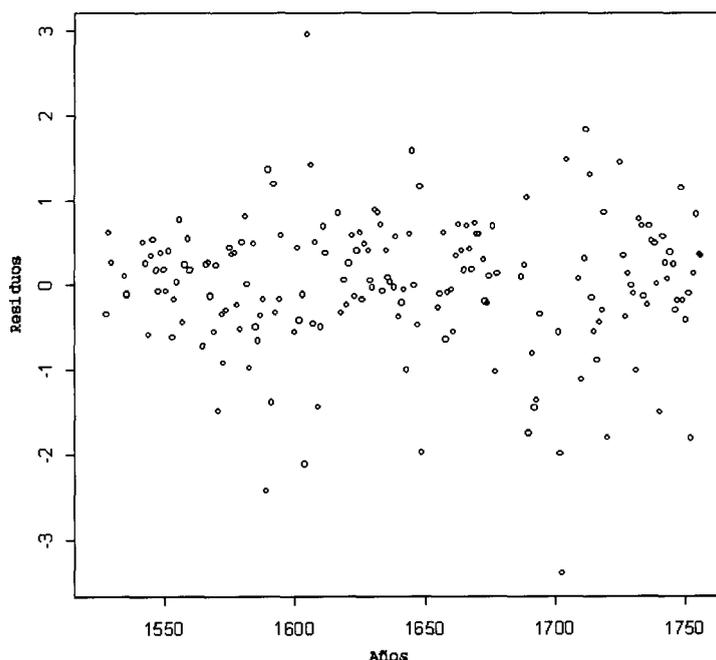


Figura 4-14: Gráfico de residuos del modelo (Análisis de regresión múltiple).

Se observa que los residuos son aproximadamente homoscedásticos. Por otro lado, hay dos valores extremos en 1605 y 1703 que, aunque sean eliminados, la estimación del modelo de regresión no cambia sustancialmente, por lo que se han mantenido en nuestro análisis.

Por otro lado, el test de Durbin-Watson (Durbin & Watson, 1971) indica que la autocorrelación entre los residuos no fue significativa (DW = 2,1252, p-valor = 0,4657).

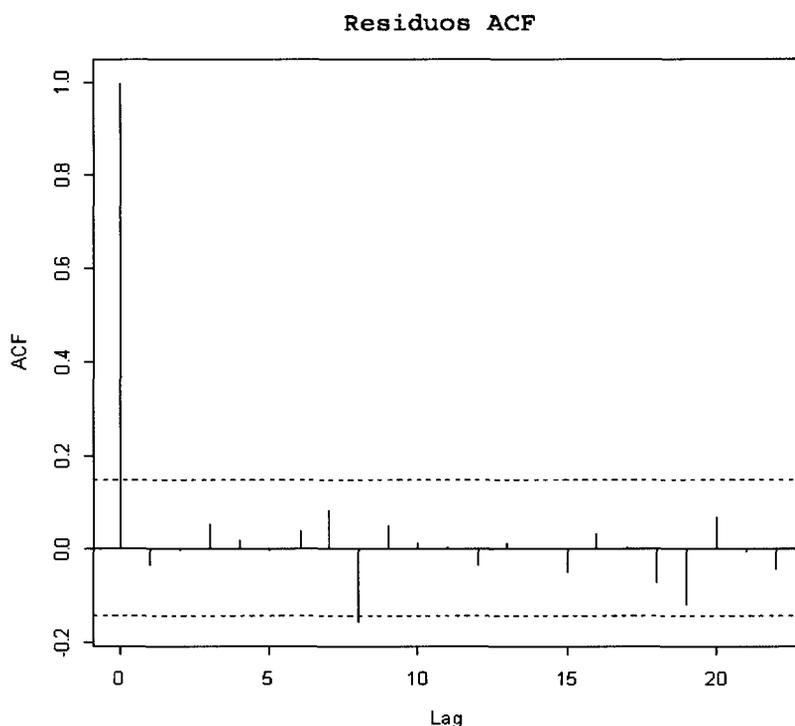


Figura 4-15: Correlograma de los residuos (Análisis de regresión múltiple).

Con el correlograma se comprueba que no existe autocorrelación significativa con retardo superior (Figura 4-15). La correlación negativa que aparece en el retardo 8, aunque sobrepasa la banda de confianza puede considerarse espúrea, dado que estas bandas son al 95% y por tanto cabe esperar una falsa correlación significativa de cada 20. En este sentido el test de Box-Ljung (Ljung and Box, 1978), indica que ninguna de las 10 primeras autocorrelaciones es significativa ($X\text{-squared} = 5,4726$, $df = 10$, $p = 0,8575$). Por tanto, se concluye que los residuos son independientes (se comprueba la normalidad a través del QQ-Plot -diagrama cuantil-cuantil- (Figura 4-15). En ella se observa que se produce un ligero apartamiento de la normalidad, si bien en general el ajuste es bastante bueno, y el tamaño de la muestra (181 casos completos) garantiza la validez de los contrastes de la regresión.

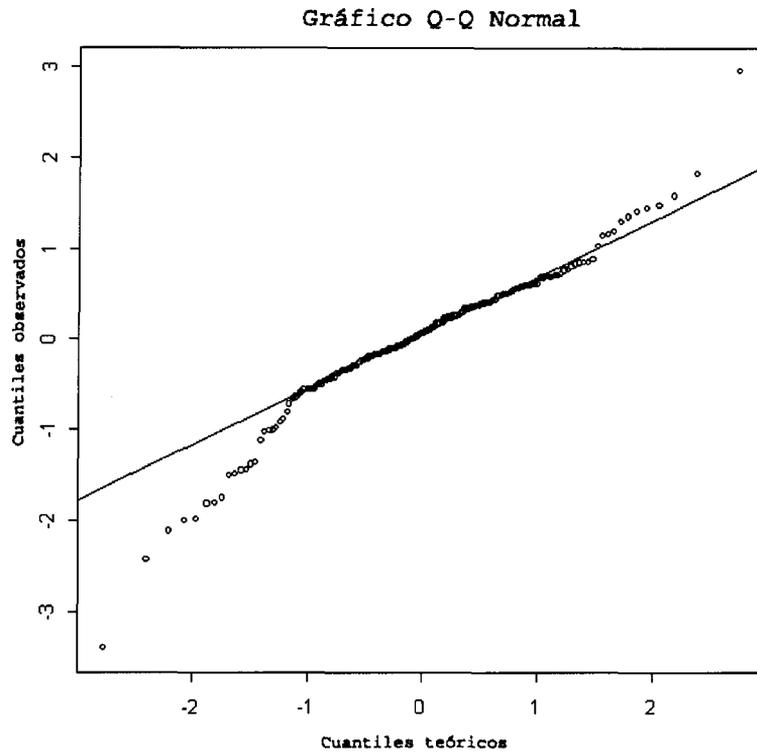


Figura 4-16: QQ-Plot (diagrama cuantil-cuantil) del análisis de regresión múltiple.

4.2.3.9. ANÁLISIS GAM (*Generalized Additive Models; Hastie & Tibshirani, 1990*).

Aplicando un modelo GAM a los datos mediante un proceso iterativo (maximizando el AIC, Akaike Information) en el que se seleccionan tanto las variables como el grado de suavizamiento óptimo, se obtienen los parámetros recogidos en la Tabla 4-4.

Coefficientes Paramétricos	Estimado	Std. Error	t-ratio	Pr(>t)
Intercepción	3,4238	1,027	3,335	0,0010464
Log. Captura, 1 año de desfase	0,40007	0,07059	5,667	6,0955e ⁻⁰⁸
Log. Captura, 2 años de desfase	0,40708	0,07305	5,573	9,6643e ⁻⁰⁸
Nivel del Nilo, 1 años de desfase	-0,15307	0,06231	-2,457	0,015023
Significancias Aproximadas con las Series Suavizadas.	Edf	X²	p-valor	
Temperatura suavizada, 3 años de desfase	3,044	10,056	0,021152	
NAO suavizada	4,078	10,363	0,040563	
Ajustado R ² = 0.747; Desviación explicada= 76,2%; GCV store= 0,65662; Scale est.= 0,61627; n=181				

Tabla 4-4. Resumen de los parámetro del análisis GAM.

En otras palabras, en el logaritmo de la captura de un año concreto continúa detectándose el efecto lineal de las capturas de los dos años anteriores, pero ahora se aprecia, además, el efecto del Nilo en el año anterior (también lineal negativo: a más altura del Nilo menos capturas), y los efectos no lineales adicionales de la temperatura de tres años antes y de la NAO del mismo año de la observación. Estos efectos no lineales se aprecian mejor en el gráfico (Figura 4-17):

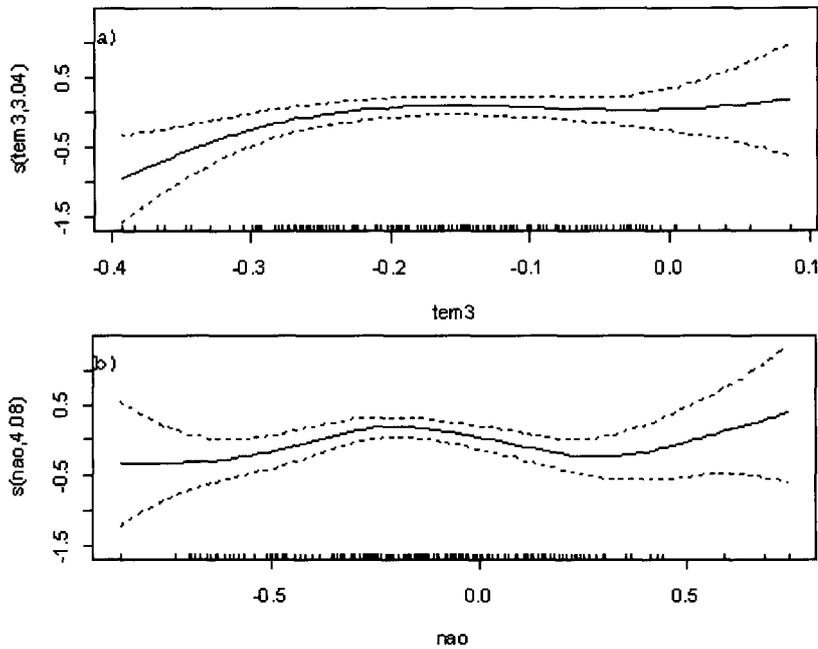


Figura 4-17: Gráfico de efectos no lineales de a) la temperatura (tres años antes) y b) el índice NAO.

Esto indica que variaciones negativas de la temperatura tres años antes inhiben las capturas, variaciones positivas las estimulan, mientras que variaciones térmicas de entre -0,2 y -0,1 grados prácticamente no afectan a las capturas. Si se forzara un ajuste lineal de la temperatura, éste sería una línea horizontal, y por tanto la temperatura no mostraría asociación con las capturas.

En cuanto al efecto de la NAO, a medida que su valor aumenta lo hacen también las capturas hasta aproximadamente un valor de -0,2. A partir de ahí, un incremento de la NAO hasta 0,3 aproximadamente se asocia a una disminución de las capturas, y a partir de 0,3 el incremento de la NAO se asocia con incremento de capturas.

El comportamiento de los residuos es similar al del modelo anterior (Figura 4-18). En la Figura 4-19 se muestran las autocorrelaciones.

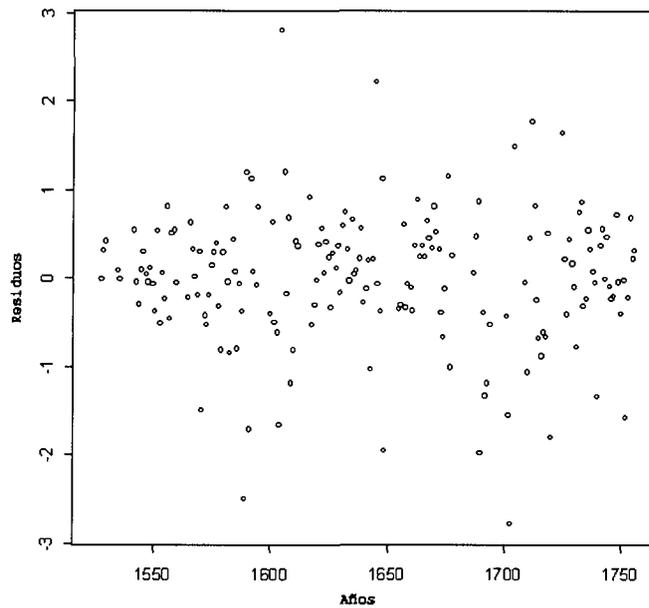


Figura 4-18: Correlograma de los residuos (Análisis mediante GAM).

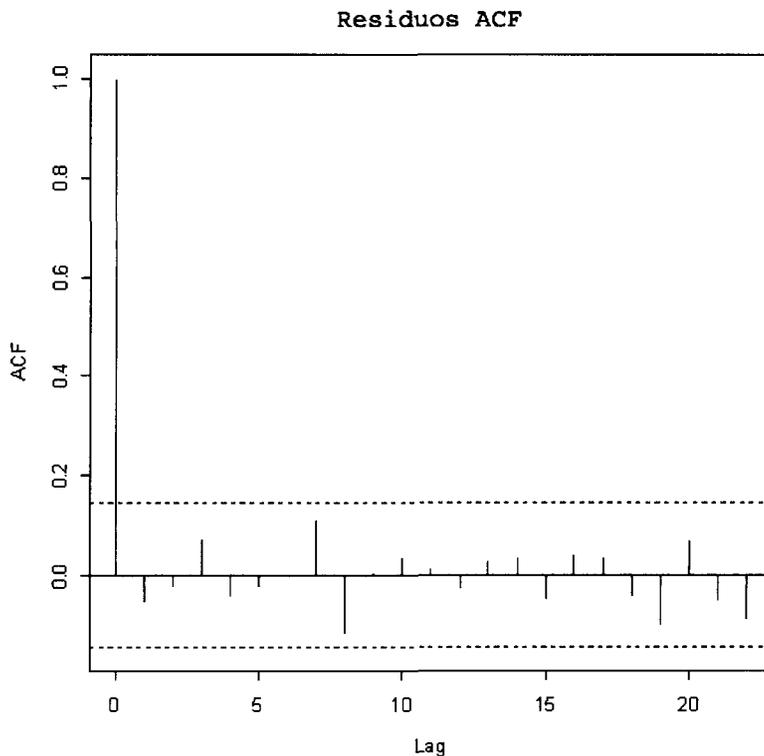


Figura 4-19: Gráfico de autocorrelación (Análisis mediante GAM).

El valor del estadístico de Ljung garantiza que no hay correlaciones significativas entre las diez primeras (X -cuadrado = 7,1089, df = 10, p -valor = 0,7151). La normalidad es también similar al anterior (Figura 4-20).

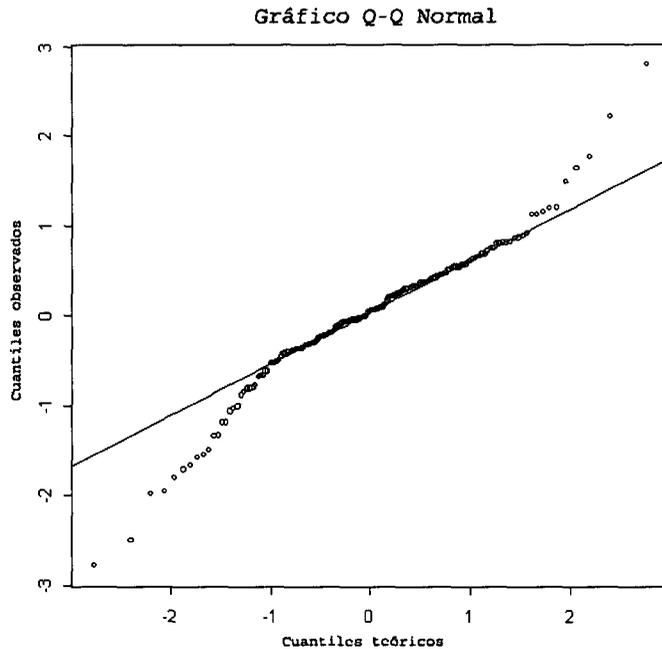


Figura 4-20: QQ-Plot: (diagrama cuantil-cuantil) (Análisis mediante GAM).

De esta forma, tanto si se utiliza el modelo lineal como el modelo GAM se concluye que hay una asociación significativa con la captura de atún rojo tanto de la temperatura como de la altura del Nilo en los años precedentes. Esta asociación se detecta cuando se elimina el efecto de “inercia” de la propia serie de capturas (la captura de cada año, en definitiva viene a ser parecida al promedio de capturas de los dos años anteriores). El modelo GAM muestra además la posible existencia de un efecto no lineal del valor de la NAO. Nótese que si se forzara a un ajuste lineal de este efecto, se obtendría una línea horizontal, lo que haría que el efecto fuese no significativo (y por ello probablemente no ha sido seleccionado en el método paso a paso).

El hecho de que el modelo GAM seleccione la temperatura, con 3 años de desfase, y el nivel del Nilo, con el desfase de 1 año, mientras que el modelo lineal selecciona la temperatura y el nivel del Nilo, ambas con dos años de desfase, tiene que ver sobre todo con los algoritmos empleados. Un vistazo a las series de temperaturas y del Nilo muestra que ambas series tienen bastante “inercia” y por tanto que su valor en un año viene bastante determinado por su valor en el año anterior, por lo que la temperatura, con dos y tres años de desfase, así como el nivel del Nilo, con uno y dos años de desfase, comparten bastante información, y una vez que una de ellas esté en el modelo, la otra es prescindible.

4.2.4. Discusión.

No cabe ninguna duda de la importancia de que la serie de capturas de atún rojo obtenida en las almadrabas del Duque de Medina Sidonia y recogidas por Fray Sarmiento, a parte de su interés desde el punto de vista histórico y social, ya que puede ser clave para poner de manifiesto el efecto del clima en un periodo en el que aún la especie no se encontraba bajo la amenaza de la sobreexplotación. Recientemente, la comunidad científica ha puesto un mayor interés en determinar cuales son los efectos del cambio climático sobre la variabilidad de las pesquerías (American Fisheries Society, 2002; García & Leiva-Moreno, 2002). En este sentido, la serie de capturas de las almadrabas muestran fuertes oscilaciones entre 1525 y 1756, con una marcada tendencia descendente. Algunas de estas oscilaciones pueden ser relacionadas claramente a eventos de tipo social que incidieron negativamente en la pesquería, tales como guerras, epidemias o crisis económicas más o menos prolongadas en el tiempo (Figura 4-9). Sin embargo, esta serie de capturas pone de relevancia la existencia de una componente ambiental (en el sentido dado por Pitcher & Forrest, 2004) que actuó negativamente en los resultados de la pesquería. Las condiciones climáticas extremadamente frías durante casi un siglo pudieron provocar una disminución significativa del reclutamiento y, como consecuencia, una reducción de la población de atún rojo en el Atlántico norte y el mar Mediterráneo.

Algunos de los cambios observados en el clima durante este periodo están documentados en la literatura, especialmente el referido al enfriamiento que sufrió Europa occidental (y posiblemente todo el planeta) entre 1640 y 1715, conocido como “La Pequeña Glaciación”. Durante este periodo frío, las manchas solares fueron poco frecuentes (el sol emite más energía a medida que aumenta el número de manchas solares; Wilson & Mordvinov, 2003), y la constante solar fue $3,5 \text{ W/m}^2$, 0,24% menor que la actual. El enfriamiento global producido por esta disminución de la radiación solar sobre la superficie terrestre fue entre 0,2 y 0,6 °C, pero en algunas regiones el enfriamiento fue entre 1 y 2 °C (Lean, 2000). El periodo medio del ciclo de manchas solares es de aproximadamente 11 años, oscilando entre 7,5 a 14,5 años (el 70% están entre 9,9 y 12,3 años) (Wittmann & Xu, 1987), cambiando el sol de polaridad cada 22 años. En el intervalo entre el máximo y mínimo de manchas solares, la radiación solar puede disminuir alrededor del 0,2%. Una disminución del 1% en una década puede tener una influencia significativa en el clima terrestre. Sin embargo, las variaciones en la radiación solar son cuantitativamente demasiado pequeñas para explicar por sí solas los cambios térmicos ocurridos en los últimos siglos. Los ciclos de once años son muy cortos para reflejar un cambio en la atmósfera, debido a la inercia a mantener el clima de ésta. Además, las variaciones que tienen lugar en este ciclo son muy débiles. Pero la actividad del sol tiene otro ciclo de 80 años, el ciclo de Gleissberg. La variación es más o menos de la magnitud que los ciclos de once años, pero al ser un período más largo la atmósfera sí puede mostrar su influencia. A este fenómeno se denomina el mínimo de Maunder (Gleissberg, 1958).

Ahora bien, durante “La Pequeña Glaciación”, el enfriamiento invernal que afectó sobre todo al norte de Europa pudo amplificarse por un aumento de la frecuencia de los anticiclones de bloqueo en el Atlántico Norte o, lo que es casi lo mismo, por un índice NAO negativo y unos vientos del oeste menos zonales (Labitzke & van Loon, 1990; Wuebbles *et al.*, 1998). Durante el mínimo de Maunder hizo tanto frío que los glaciares avanzaron en la mayoría de las regiones alpinas, el Mar del Norte se heló, ríos

y lagos que normalmente estaban libres de hielo se congelaron y la nieve no se fundió a lo largo de todo el año incluso en latitudes bajas. A mediados del siglo XVII las temperaturas descendieron tanto que el Mar Báltico y el río Támesis se helaron regularmente. El hielo del Támesis en Londres fue tan grueso que la gente organizó fiestas de patinaje sobre el río durante los festivales de invierno y carnavales. Uno de esos festivales sobre el Támesis fue immortalizado por el pintor holandés Abraham Hondius, en diciembre de 1676 (Figura 4-21 y Figura 4-22). Por otro lado, el mínimo de Maunder coincide con el periodo menos productivo de las almadrabas, especialmente entre 1672 y 1724. Sin embargo, durante este período ocurrieron diversos episodios sociales que también influyeron en la pesquería (varias epidemias de peste que redujeron la población de pescadores y la Guerra de Sucesión Española). La extremadamente baja captura en 1703 podría ser un buen ejemplo de esta situación socio política, probablemente debido al impacto de ataques militares de la armada Anglo-Holandesa a Cádiz y Gibraltar. Este período socialmente inestable contribuiría a las fuertes e inusuales oscilaciones observadas en las capturas (Figura 4-9), especialmente entre 1675 y 1725, que podría ser una consecuencia de alta variabilidad del esfuerzo en esa época. Sin embargo, estas fuertes oscilaciones en las capturas, y las ocurridas sobre los años 1600, tienen una importante componente climática. El efecto combinado del nivel mínimo del Nilo y la anomalía de la temperatura del aire explican el 73,14% de la variabilidad de la serie de capturas.



Figura 4-21: El Támesis helado, mirando hacia el este, hacia el viejo puente de Londres (Abraham Hondius, 1677).



Figura 4-22: Una feria sobre el Támesis helado, en Temple Stairs (Abraham Hondius, 1684).

Han existido otros períodos históricos de baja actividad solar, tales como los de mínimos de Wolf (1280-1340), mínimo de Sporer (1400-1530), mínimo de Dalton (1795-1830) y el mínimo Moderno (1900-1930) (Brody, 2003). Probablemente fueron precedidos por un período de máxima actividad solar, como es el caso del Máximo Solar Medieval (1100-1250), semejante para algunos autores a un Máximo Solar Contemporáneo (Jirikowic & Damon, 1994). Durante el mínimo de Sporer desaparecieron las colonias de Groenlandia, aumentaron las hambrunas en el planeta, y el Báltico se heló durante el invierno de 1422-23. Quizás, las relativas bajas capturas de atún rojo registradas al principio de la serie, entre 1525 y 1540, sean un reflejo de los efectos que el mínimo de Sporer aún tenía sobre el clima, y que progresivamente aumentaron a medida que se produjo el calentamiento. Por otro lado, los efectos negativos del mínimo de Maunder no sólo se han reflejado en las capturas de las almadrabas del sur de España, sino también de forma sincrónica en las de Sicilia, Cerdeña y norte de África (Fromentin *et al.*, 1999; Ravier and Fromentin, 2001, 2003). En el caso de Sicilia, con una serie temporal de datos más amplia, se puede observar también los efectos de los mínimos de Dalton y Moderno (Figura 4-23). Sin embargo, Ravier and Fromentin (2001), detectaron, sin saberlo, los efectos de la actividad solar, reflejada en las fluctuaciones de las capturas de atún rojo en periodo de entre 100-120 años (explicando entre el 45-80% de la variabilidad), sobre los que se superponían otros ciclos de 20 años. Las variaciones de largo periodo se corresponden con los ciclos solares de gran escala, en torno a los 100 años, conocidos como “ciclos de Gleissberg” (coincidiendo con los mínimos de Maunder, Dalton y Moderno), mientras que los ciclos de 20 años se asocian a los cambios de polaridad del sol conocidos como doble ciclo solar, cada 22 años (Reid, 1988; Friis-Christiansen and Lassen, 1992).

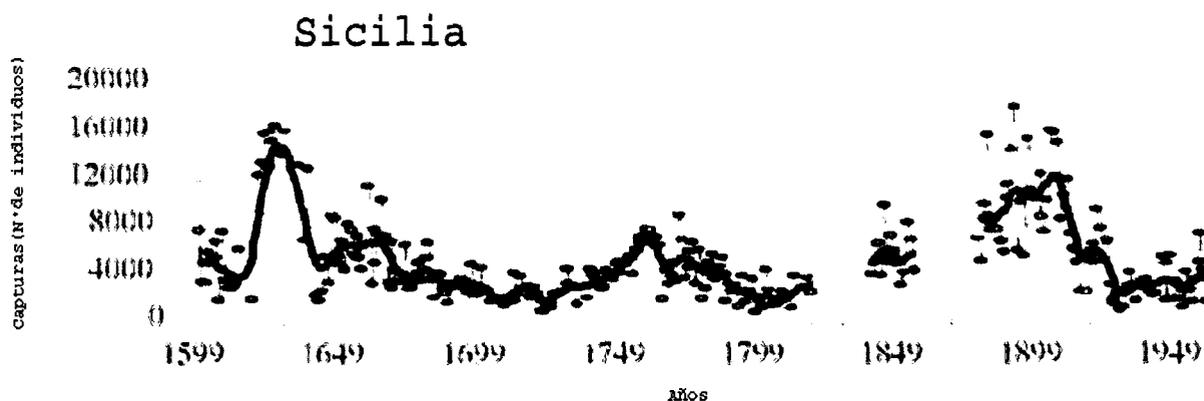


Figura 4-23: Serie de capturas de atún rojo obtenida en las almadrabas de Favignana-Formica, en la costa de Sicilia (Extraído de Fromentin *et al.*, 2000).

La actividad solar tiene su reflejo en varios factores climáticos, con mayor o menor intensidad, tales como la temperatura del aire, y consecuentemente también en la temperatura del agua de mar, la nubosidad, régimen de lluvias, etc. Svensmark & Friis-Christensen (1997) y Svensmark (1998) observaron que la cobertura nubosa sobre los océanos esta unida a variaciones de flujo de rayos cósmicos. Sin embargo, Pallé-Bagó & Butler (2000 a, b) y Marsh & Svensmark (2000) limitan esta relación a las nubes bajas y concluyen que existe una conexión entre las variaciones de la radiación cósmica, cobertura nubosa sobre el Atlántico y la NAO. Esta cobertura nubosa tiene un fuerte impacto sobre la temperatura y el clima, especialmente sobre los océanos. Las nubes son de media 10 °C más frías que la superficie y reflejan entre 20 y 30% más de luz solar.

La NAO, que es una medida de la fuerza de la circulación atmosférica zonal sobre el Atlántico Norte (Barnston & Livezey, 1987), es directamente responsable, a gran escala, de la temperatura y precipitaciones en el Hemisferio Norte, con influencias evidentes en el clima en puntos tan alejados como Groenlandia, Norte de Europa, península Escandinava y Mediterráneo (Hurrell, 1995; Cullen & de Menocal, 2000; (Vauclair & du-Penhoat, 2001; Pingree, 2002). Sin embargo, y al igual que apuntan Ravier-Mailly y Fromentin (2003), esta influencia climática no se refleja de una forma clara en las capturas obtenidas en las almadrabas durante el período estudiado. Por otro lado, también es evidente que tanto la NAO como la cobertura nubosa afectan a la temperatura del agua de mar, y por tanto a la pesquería de túnidos, al incidir en el metabolismo y comportamiento de los peces (Hazel, 1993; Schaefer, 2001; Stein, *et al.*, 1998). Mysterud *et al.* (2003), al contrario de lo observado en el atún blanco, encontró que las capturas de atún rojo muestran una relación positiva con el índice NAO, pero ésta sólo explicó el 13% de la variabilidad del reclutamiento. Sin embargo, en nuestro estudio la relación entre la NAO y las capturas de atún rojo no es tan clara, debido al efecto no lineal del índice NAO del mismo año de la observación (Figura 4-17).

El nivel mínimo del Nilo aparece como una variable climática dependiente que explica las oscilaciones ocurridas en las capturas de las almadrabas españolas (Figura 4-12), aunque no es el causante directo de la variabilidad de las capturas. Pero, el nivel de su caudal sí es una consecuencia de las mismas variables climáticas que afectan a la pesquería. El nivel del Nilo es un indicador directo de la temperatura ambiental en el

Hemisferio Norte, ya que está relacionado con la situación del centro anticiclónico en el Atlántico (medido por el índice NAO), con el desplazamiento del monzón estival de Etiopía (Bolaños-González, 2000; Méndez & Molinero, 1996) y con la Zona Intertropical de Convergencia (Pidwirny, 1999-2004) (Fig. 1-8). El nivel de agua del río aumenta a medida que hay un progresivo enfriamiento climático en el Mediterráneo y Europa.

La relación entre NAO invernal negativa y descenso en las capturas está probablemente documentada en los manuscritos del duque de Medina Sidonia, quien describe que en 1573 las capturas decrecen a sólo 12.000 atunes (la captura media en los años previos fue de 80.000 peces), aumentando su preocupación por la caída de la pesquería. El duque atribuyó el descenso de las capturas al tiempo frío y malo (Fundación Medina Sidonia, 2004). Entre 1571 y 1574 el índice la NAO invernal fue muy negativo (-2,36 en 1573, el tercer valor más negativo en todo el periodo estudiado), lo que posiblemente provocó que esos años fueran anormalmente más fríos.

El clima terrestre tiene una alta variabilidad interna, soportando frecuentes oscilaciones. Según Brunetti (2003), las resonancias pueden jugar un papel clave en la dinámica del sistema climático: cuando una frecuencia típica de forzamiento solar, u otra variable, está cerca de la frecuencia del sistema climático, se produce un mayor aumento del papel del sol, o de la variable climática en cuestión. En este sentido, la erupción del volcán Huaynaputina (Perú), en febrero de 1600 (Lamb, 1970; Hammer *et al.*, 1980; de Silva & Francis, 1991), fue sólo otro factor añadido a la disminución de la actividad solar, que ayudó a un mayor enfriamiento del clima, con un claro reflejo en el descenso de las capturas. Las cenizas de esta erupción se dispersaron ampliamente en la atmósfera. En los registros de acidez de los núcleos de hielo de Groenlandia, esta erupción produjo un pico de acidez mayor en magnitud que la erupción del Krakatoa en 1883 (Hammer *et al.*, 1980; de Silva & Francis, 1990) (Figura 4-24).

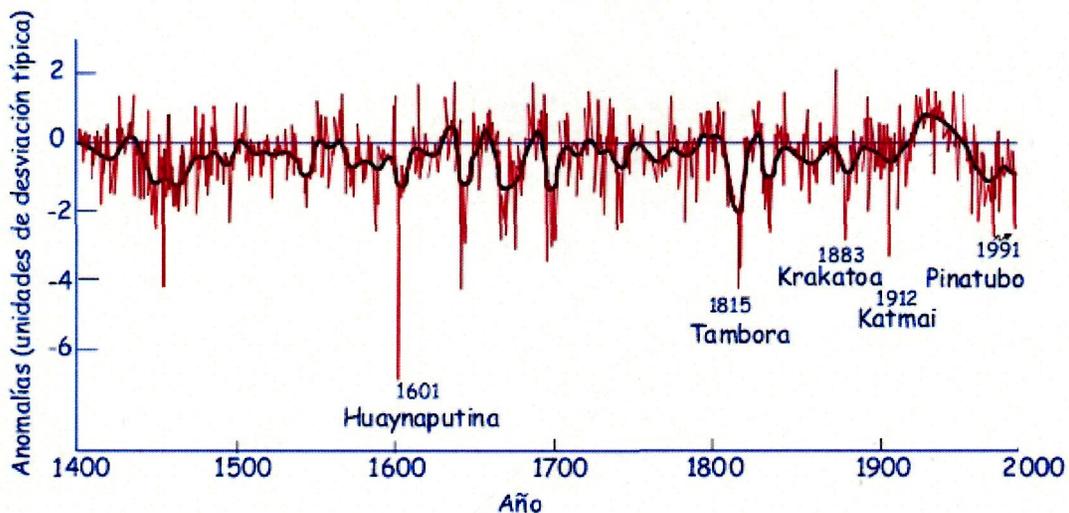


Figura 4-24: Evolución de la densidad de la madera en troncos del Hemisferio Norte desde el año 1400. Se señalan unas cuantas erupciones volcánicas conocidas, que coinciden con valores bajos de densidad (Extraído de Uriarte, 2003).

Partiendo de que las almadrabas son artes pasivos que no han cambiando en los últimos 5 siglos (Lopez-Capont, 1997) y que capturan una misma proporción de la población migrante de atún rojo cada año, se puede considerar que el poder de pesca permaneció prácticamente constante durante todo el período estudiado, tanto en el Mediterráneo como en la costa atlántica de España, Marruecos y Portugal (Ravier and Fromentin, 2001). Se cree que la piratería, guerra y otros factores sociales no han tenido un impacto importante sobre esta pesquería, ya que la misma se sustentaba en mano de obra no especializada (los conocidos como “*ventureros*”), incluso de presos cuando esto era necesario (Fundación Medina Sidonia, 2004). Por ello, si se asume que las variaciones del esfuerzo pesquero debidas a las guerras, epidemias o crisis económicas no fueron significativas (excepto en unos pocos años muy concretos), se puede deducir que la variabilidad climática tuvo un efecto muy significativo, y negativo, sobre los efectivos de la población de atún rojo. Este efecto negativo, tal y como apuntan Ravier & Fromentin (2001, 2003), pudo darse en dos aspectos: reduciendo la tasa de supervivencia de larvas y juveniles y/o provocando cambios en el patrón de migración entre el Atlántico y el Mediterráneo. Sin embargo, esta segunda causa no parece la mas plausible, ya que incluso durante los años más fríos se capturaron bastantes ejemplares en las almadrabas mediterráneas, lo cual da cuenta que la ruta migratoria se mantuvo, al menos por una parte de la población (Figura 4-23). Por otro lado, si como apuntan los resultados de Polovina (1996) las áreas de puesta no cambian, incluso cuando ocurre una disminución de la disponibilidad de presas por motivos ambientales, pudo acontecer una importante reducción en el número de reclutas durante los periodos ambientales más adversos (Sundby, 2000; Sirabella *et al.*, 2001). En este sentido se explica el desfase de 6 años entre la anomalía de la temperatura y las capturas, posiblemente en relación con el lapso de tiempo entre la eclosion de las larvas y el reclutamiento (Ver: 4.2.2.3, pag:93). La temperatura del agua juega un papel muy importante en el metabolismo de los animales y en la disponibilidad de alimento (Chambers *et al.*, 2001), así como en su supervivencia y distribución (Richards, *et al.*, 1989; Pepin, 1991; Polovina, 1996). Además, en el Mediterráneo, el atún rojo generalmente freza desde finales de mayo hasta julio, dependiendo del área de puesta (Islas Baleares y sur del Tirreno), cuando la temperatura superficial del agua de mar está entorno a los 24 °C (Rodríguez-Roda, 1964; Mather *et al.*, 1995; ICCAT, 2003). Probablemente, esta temperatura no se alcanzó en muchas áreas de puesta durante los años más fríos, especialmente durante la “Pequeña Glaciación” lo cual pudo afectar directa y negativamente a la potencia del reclutamiento.

Ravier and Fromentin (2001, 2003), a pesar de que encuentran una inesperable relación negativa entre temperatura y capturas de atún rojo, sostienen que el reclutamiento descendió a medida que aumentó la temperatura, como consecuencia de un abandono de la zonas de puesta mediterráneas por las del Atlántico Centro-Occidental. No se puede rechazar la posibilidad de que ocurriese un cambio en el patrón migratorio del atún rojo como el sugerido, ya que hay evidencias de cambios rápidos en las rutas migratorias en animales, especialmente en aves (Berthold *et al.*, 1992) y en juveniles de salmón (Raleigh, 1971). Pero, durante el mínimo de Maunder se vio afectado todo el clima global del planeta (Pahnke & Zahn, 2005), probablemente reduciendo también los lugares de puesta del Atlántico oriental, y consecuentemente con efectos similares en el reclutamiento. Por otro lado, los cambios parciales en el patrón de migración podrían ser suficientes para explicar la reducción de capturas, particulamente si estos cambios provocan un desplazamiento de los atunes por aguas más alejadas de la costa, fuera del área de acción de las almadrabas. Pero, ¿por qué la

pesquería no se recuperó cuando se reestablecieron las condiciones climáticas previas? Probablemente porque los atunes no han cambiado de comportamiento migratorio durante el pasado milenio y los cambios climáticos redujeron su población a niveles mínimos. A partir de este momento, el desarrollo progresivo de la pesquería tuvo ya el suficiente impacto como para impedir la recuperación de la especie en los dos siglos y medio siguientes.

En la actualidad es difícil encontrar series históricas de capturas que superen los 50 años, con lo que es imposible detectar los efectos climáticos de largo periodo sobre las poblaciones de peces. A lo largo de todo el periodo estudiado, las diferentes variables climáticas suman o restan sus efectos unas a otras (el acople-desacople a la resonancia general del sistema climático sugerido por Brunetti, 2003). Sin embargo, es claro que la abundancia de atún rojo y su disponibilidad para la pesquería de las almadrabas ha estado condicionada por eventos climáticos relacionados con la actividad solar. La temperatura del aire y la circulación atmosférica influyen sobre la NAO y la oscilación de la Zona Intertropical de Convergencia (Pidwirny, 1999-2004), y por tanto en la estación de lluvias en África Centro-oriental y el consecuente nivel del Nilo. Se demuestra que, en poblaciones de peces no sometidas a sobreexplotación, los cambios en las características climáticas tienen un mayor efecto en la abundancia que el esfuerzo pesquero y su papel no debería ser despreciado en la gestión actual de los recursos. Por tanto, de acuerdo con la opinión de Ravier y Fromentin (2001) es conveniente la gestión preventiva de los recursos pesqueros, más aún con las rápidas variaciones climáticas provocadas por la actividad antrópica.

4.3. Papel de las variaciones climáticas entre 1950 y 2000 en la pesquería de atún rojo (*Thunnus thynnus*).

4.3.3. Introducción.

En 1982, ICCAT estableció una línea para separar las unidades de ordenación del Atlántico oriental y occidental, en base a la falta de continuidad en la distribución de las capturas de atún rojo (*Thunnus thynnus*) en este océano hasta ese momento, y respaldada por diversos estudios biológicos (diferencias en las zonas de puesta, edad de madurez y curvas de crecimiento, etc.). Pero, a pesar de ello, las capturas han seguido mostrando oscilaciones importantes, particularmente en el Mediterráneo y Atlántico oriental, y se han mantenido a niveles muy bajos, sin oscilación, en el Atlántico occidental (ICCAT, 2003, Figura 4-25).

Por otro lado, los resultados de las campañas de marcado indican que se producen desplazamientos de atún rojo a través del actual límite de ordenación este/oeste en el Atlántico, y que los movimientos pueden ser amplios (incluso trasatlánticos) y complejos. Existe una zona de concentración de peces con marcas electrónicas (marcados en el oeste) en el Atlántico Centro-Norte, justo al este de la línea divisoria de ordenación, en la cual se han desarrollado pesquerías de atún rojo en el curso de la última década. No se conoce con exactitud la composición y el origen de estos peces, aunque se sabe que al menos una parte de los mismos se ha desplazado desde el oeste del límite actual. Sin embargo, aun están poco desarrollados los estudios complementarios para demostrar los desplazamientos este/oeste.

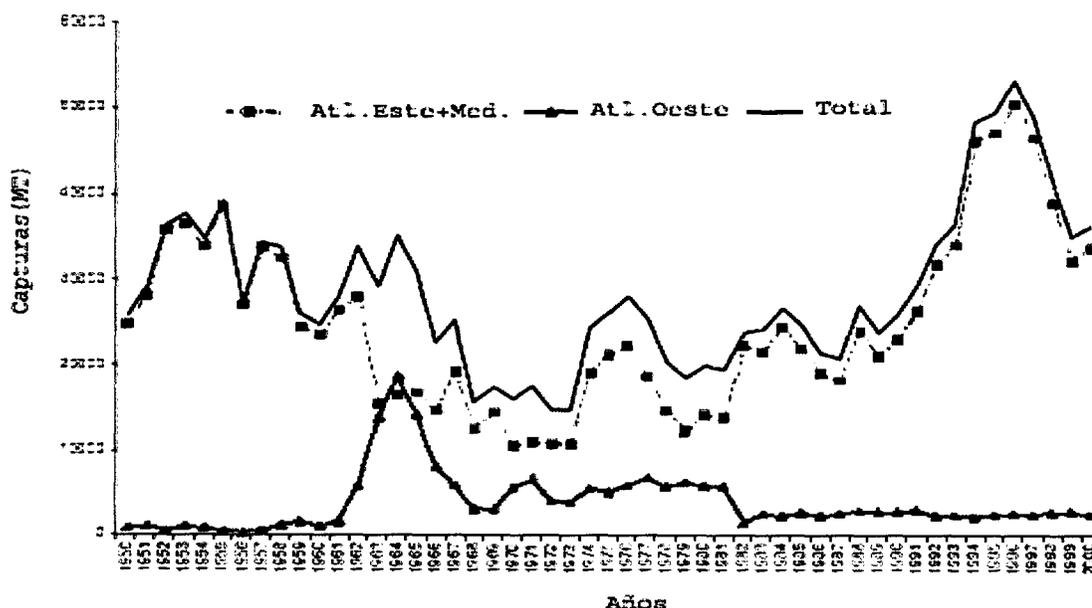


Figura 4-25: Capturas de atún rojo en Atlántico Norte (en t, incluyendo descartes) por regiones. Las capturas comunicadas para 2001 están incompletas (Extraído de ICCAT, 2003).

Un ejemplo reciente de esta controversia, es el trabajo de Rooker & Secor (2004), que utilizando un marcador geoquímico alternativo (isótopos estables $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) encontró diferencias significativas en las concentraciones según la procedencia de los individuos (Figura 4-26). Sin embargo, sigue sin haber una postura unánime sobre la existencia de uno, dos o incluso más stocks en el Atlántico norte. Por esta razón, el atún rojo es un buen ejemplo de estructura poblacional poco clara.

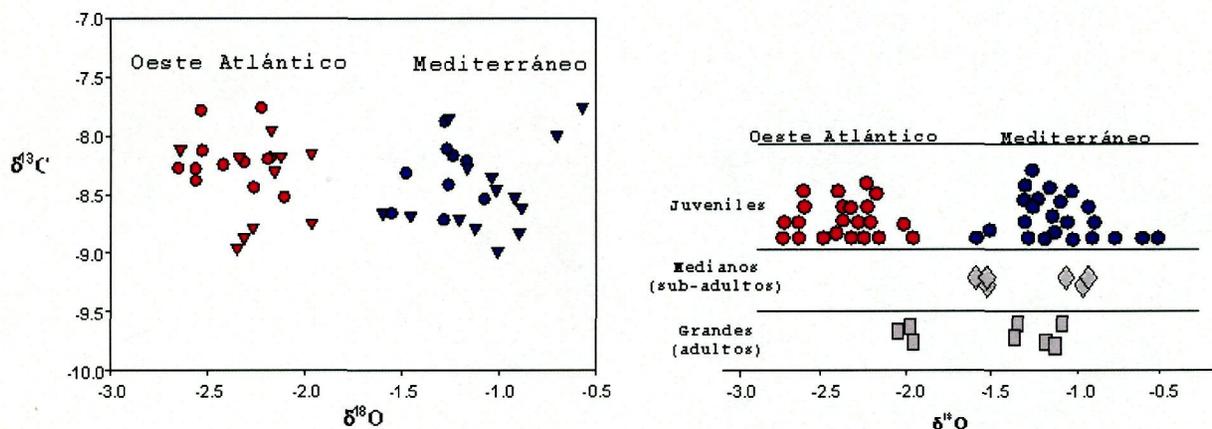


Figura 4-26: Diferencias en la composición química de los otolitos de atún rojo procedentes de los stocks del Atlántico occidental y Mediterráneo. Izquierda): Valores de los isótopos $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de otolitos enteros de juveniles (edad-1) recogidos en el Mar Mediterráneo (color azul, n=23) y Atlántico Occidental (color rojo) en 1999 (círculos) y 2000 (triángulos). Derecha) juveniles del Atlántico Occidental (círculos color rojo) y Mediterráneo (círculos color azul), medianos sub-adultos (99-148 cm. FL, n= 6) y adultos (199-270 cm. FL, n = 8) (Rooker & Secor, 2004).

4.3.4. Objetivo.

El objetivo de este capítulo es describir algunos de los eventos climáticos, con efectos directos sobre las aguas superficiales, que podrían condicionar los desplazamientos del atún rojo a través de las aguas del Atlántico. De esta forma se pretende ayudar a entender el efecto que la variabilidad climática ha tenido sobre las capturas del atún rojo en todos los caladeros del Océano Atlántico, a lo largo del último medio siglo.

4.3.5. Material y métodos.

Los datos de captura fueron obtenidos de diversas fuentes, como las estadísticas mundiales publicadas anualmente por la Organización para la Alimentación y la Agricultura (FAO), de las Naciones Unidas. FAO permite el acceso gratuito, a través de su página Web, a los anuarios de capturas por especie, país y grandes áreas geográficas, a través del software FishStat Plus. Los datos utilizados presentan una temporalización trimestral y anual, en toneladas, y distribuidos espacialmente en las ya citadas zonas

administrativas de FAO en el Atlántico (áreas de pesca 27, 34, 47, 21, 31, 41 y 48 y las correspondientes subáreas de Azores, Madeira, Canarias, Zona Tropical Oriental, Zona Tropical Occidental y Golfo de México). Al diferencia de lo realizado con el atún blanco, se incluye en el análisis el área de pesca 37 (Mar Mediterráneo) ya que es la principal zona de puesta (Figura 4-4) y capturas (el 70,6% del total) en el Atlántico (Figura 4-1).

Los datos procedentes de las áreas 41 y 47 son poco relevantes, ya que la suma de las capturas de esta especie en ambas áreas es insignificante (Figura 4-32). Por ejemplo, en el área 47, cuyas capturas son mayores que en el área 41, la suma de las capturas de toda la década de 1990 fue de sólo 147,23 t, con una media anual de 13,38 t. Anteriormente a 1990 no existen registros de capturas, sólo en la década de 1960 con unos 90,68 t de media anual, pero con muchas lagunas en la serie por falta de datos, lo que impide realizar un análisis mínimamente válido.

La procedencia y naturaleza de cada una de las series de datos utilizados se especifica en los apartados 2.1 (Datos de capturas) y 2.2 (Parámetros físico-meteorológicos) del capítulo 2 (Material y Metodos General).

4.3.6. Resultados.

En la Tabla 4-5 se recoge la proporción de capturas de atún rojo en cada estación del año y para cada una de las áreas de pesca del Atlántico establecidas por FAO. En las dos áreas centro-atlánticas (áreas 34 y 31), las capturas se concentran principalmente en el primer y segundo trimestre (invierno y primavera). También se observa que en las áreas 27 y 37, las mayores capturas se obtienen en el segundo y tercer trimestre (primavera y verano), aunque hay que señalar que durante el otoño las capturas en el área 27 son también relevantes aunque menos cuantiosas. Por otro lado, en el área 21 los mayores rendimientos se obtienen principalmente durante el tercer y cuarto trimestres (verano y otoño).

En el Hemisferio Sur en las áreas de pesca 47 y 41, las mayores capturas se obtienen en el primer y segundo trimestre (verano y otoño), pero el 91,6% de las mismas se concentran en el área 47.

Zona FAO	% Capturas 1º Trimestre	% Capturas 2º Trimestre	% Capturas 3º Trimestre	% Capturas 4º Trimestre
27	2,4%	43,5%	32,6%	21,6%
37	1,0%	58,0%	33,7%	7,2%
21	13,4%	8,6%	46,5%	31,5%
34	22,4%	59,6%	11,6%	6,4%
31	39,5%	46,9%	10,6%	2,9%
47	7,9%	91,6%	0,5%	0,0%
41	22,9%	49,3%	14,9%	13,0

Tabla 4-5: Proporción de capturas de atún rojo por estaciones y Áreas de pesca FAO.

El análisis de la estacionalidad de las capturas evidencia la evolución temporal del patrón de migración de la especie. En la parte oriental del Atlántico, durante la primavera y el verano, las máximas capturas se concentran en el área 37 y posteriormente ocurre un desplazamiento de las mismas hacia el área 27 en otoño. Por otro lado, en el Atlántico occidental los desplazamientos aparentemente ocurren entre el área 31, donde se producen las máximas capturas en invierno y primavera, y el área 21, donde los mayores volúmenes de pesca se obtienen en verano y otoño.

	FAO=27	FAO=37	FAO=21	FAO=31	FAO=34	Canarias	Azores	Madeira	Golfo de México
FAO=27	1	-0,337*	-0,657**	-0,190	-0,334*	-0,473**	0,054	0,469*	-0,483*
FAO=37	-0,337*	1	0,122	-0,338*	0,154	-0,534**	-0,090	0,561**	-0,593**
FAO=21	-0,657**	0,122	1	0,265	0,334*	0,397*	-0,032	-0,077	0,049
FAO=31	-0,190	-0,338*	0,265	1	0,073	0,318	0,090	-0,213	-0,119
FAO=34	-0,334*	0,154	0,334*	0,073	1	0,522**	0,354	0,124	-0,279
Canarias	-0,473**	-0,534**	0,397*	0,318	0,522**	1	0,129	-0,080	0,024
Azores	0,054	-0,090	-0,032	0,090	0,354	0,129	1	0,512*	0,013
Madeira	0,469*	0,561**	-0,077	-0,213	0,124	-0,080	0,512*	1	-0,382
Golfo de México	-0,483*	-0,593**	0,049	-0,119	-0,279	0,024	0,013	-0,382	1

** Significativa al nivel 0,01 (bilateral). * Significativa al nivel 0,05 (bilateral).

Tabla 4-6: Valores de correlación entre las capturas de atún rojo en las diferentes áreas de pesca del Atlántico, y entre éstas y Canarias, Madeira, Azores y el Golfo de México.

Se observa una significativa correlación negativa entre las áreas de pesca 37 y 27 ($R^2=0,113$; $r=-0,337$; $P<0,01$) (Tabla 4-6), aunque si se tienen en consideración sólo las capturas a partir de 1970 (Figura 4-27) la correlación entre ambas zonas cambia de signo y se refuerza ($R^2=0,553$; $r=0,744$; $P<0,01$). Además, en este caso desaparece la correlación existente con Canarias y, en el caso del área 27, su relación con el área 34, pero se mantiene la correlación positiva con el Archipiélago de Madeira ($R^2=0,314$; $r=0,561$; $P<0,01$).

Por otro lado, las áreas 27 y 21 mantienen un comportamiento diferente, aunque a lo largo de la década de 1990 estas diferencias son menos marcadas y no significativas ($R^2=0,026$; $r=-0,192$; $P>0,05$). Igualmente ocurre con las áreas de puesta 37 y 31, que mantienen un comportamiento estacional inverso entre sí. Es decir, parece que cuando se dan las condiciones que favorecen un aumento de las capturas de atún rojo en el Mediterráneo, éstas no ocurren simultáneamente en la zona de Golfo de México, y sureste de EEUU, y viceversa.

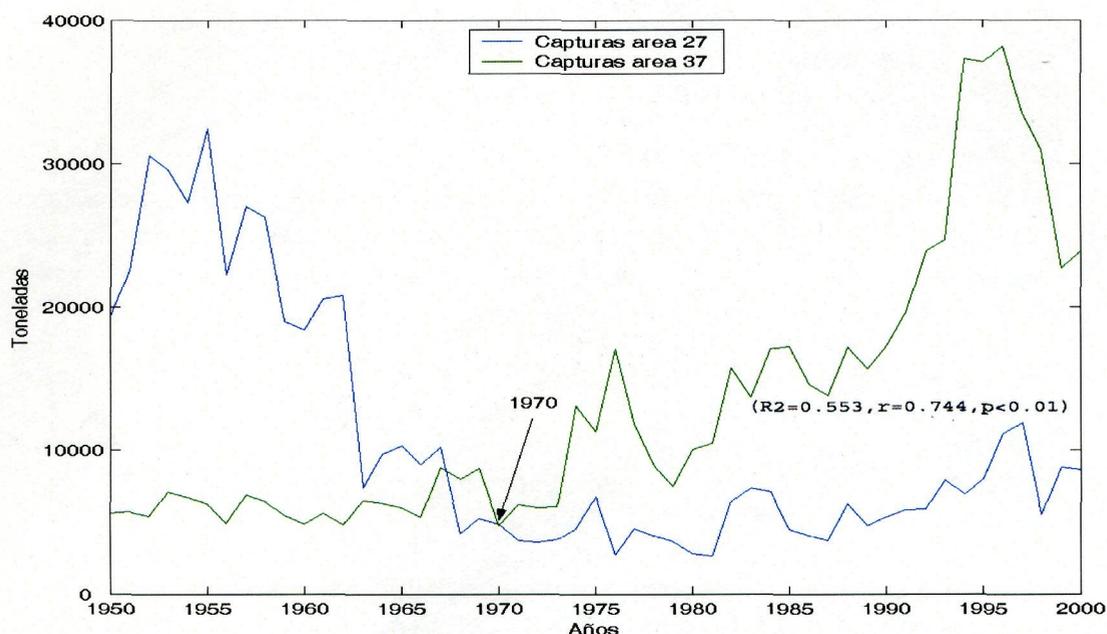


Figura 4-27: Comportamiento de las capturas de las áreas 27 y 37.

4.3.7. Variabilidad de las capturas en las grandes áreas de pesca del Atlántico norte.

4.3.7.2. Área 27 (Atlántico nororiental).

En la zona 27 las capturas en el primer trimestre (invierno) mantienen correlación negativa con las acontecidas en la primavera, mientras que no se observa ninguna relación con las descargadas durante el verano (Tabla 4-7).

	Capturas 1º Trimestre	Capturas 2º Trimestre	Capturas 3º Trimestre	Capturas 4º Trimestre	Capturas Total anual
Capturas 1º Trimestre	1,000	-0,479**	0,106	0,612**	-0,159
Capturas 2º Trimestre	-0,479**	1,000	0,539**	-0,098	0,824**
Capturas 3º Trimestre	0,106	0,539**	1,000	0,563**	0,861**
Capturas 4º Trimestre	0,612**	-0,098	0,563**	1,000	0,377**
Capturas Total anual	-0,159	0,824**	0,861**	0,377**	1,000

** Significativa al nivel 0,01 (bilateral). * Significativa al nivel 0,05 (bilateral).

Tabla 4-7: Coeficientes de las correlaciones lineales entre las capturas de atún rojo en el área 27 obtenidas en cada estación y con la total anual (1950 a 2000).

En el primer trimestre (invierno) se producen únicamente el 2.4% de las capturas y muestran una correlación positiva con los índices NAO ($R^2=0,192$; $r=0,438$; $P<0,01$) y POL ($R^2=0,114$; $r=0,338$; $P<0,05$), así como negativa con la presión atmosférica ($R^2=0,085$; $r=-0,291$; $P<0,05$).

En el segundo trimestre (primavera) se producen la mayor parte de las capturas con el 43,5% y éstas mantienen una correlación directa con las precipitaciones ($R^2=0,170$; $r=0,413$; $P<0,01$). Esta correlación se observa también durante el tercer trimestre (verano), cuando se produce el 32,6% de las capturas ($R^2=0,183$; $r=0,428$; $P<0,01$), aunque también aparece una relación significativa y positiva con la temperatura del aire ($R^2=0,134$; $r=0,366$; $P<0,01$). Por otro lado, en el cuarto trimestre (otoño), cuando se descargan el 21,6% de las capturas, además de la relación positiva con con temperatura del aire ($R^2=0,128$; $r=0,358$; $P<0,01$), se observa una correlación directa entre las pescas y la temperatura del agua del mar ($R^2=0,669$; $r=0,818$; $P<0,01$) y su desviación estándar ($R^2=0,611$; $r=0,782$; $P<0,01$).

Las capturas totales muestran correlación significativa con la temperatura del mar en invierno ($R^2=0,305$; $r=0,553$; $P<0,05$) y, en primavera, con la temperatura del aire ($R^2=0,130$; $r=0,361$; $P<0,01$), las precipitaciones ($R^2=0,164$; $r=0,405$; $P<0,01$) y el índice ZITC ($R^2=0,460$; $r=0,678$; $P<0,05$). Sin embargo, a partir del año 1970, estas muestran un relación directa con el índice NAO ($R^2=0,208$; $r=0,456$; $P<0,05$) y con la temperatura del agua del mar en invierno ($R^2=0,370$; $r=0,609$; $P<0,05$) y primavera ($R^2=0,370$; $r=0,573$; $P<0,05$).

En el caso particular de Azores, en el extremo suroeste del área 27, las capturas de atún rojo son generalmente bajas o incluso nulas, aunque en 1974 llegaron a representar el 4,5% del total del área 27, siendo su máximo histórico.

4.3.7.3. Área 37 (Mediterráneo).

El Mediterráneo es la zona más importante en cuanto a la pesca del atún rojo, ya que aquí se obtiene el 70,6% de las capturas anuales y, además, se le considera la principal zona de puesta del Atlántico (Figura 4-28).

En el Mediterráneo existen correlaciones entre las capturas desembarcadas en cada estación (Tabla 4-8). Además, las capturas obtenidas durante el primer trimestre (invierno) presentan una correlación positiva con el índice NAO invernal ($R^2=0,199$; $r=0,446$; $P<0,01$) y negativa con las precipitaciones ($R^2=0,250$; $r=-0,500$; $P<0,05$). Sin embargo, y curiosamente, no se encontraron correlaciones entre las capturas obtenidas en el segundo trimestre (primavera) y ninguna de las variables climáticas estudiadas, aunque sí con la temperatura del aire durante el tercer trimestre (verano) ($R^2=0,125$; $r=0,353$; $P<0,05$). En el cuarto trimestre (otoño) se observó una correlación directa entre capturas y el índice EA ($R^2=0,104$; $r=0,323$; $P<0,05$), así como con la desviación estándar de la temperatura del aire ($R^2=0,200$; $r=0,448$; $P<0,01$).

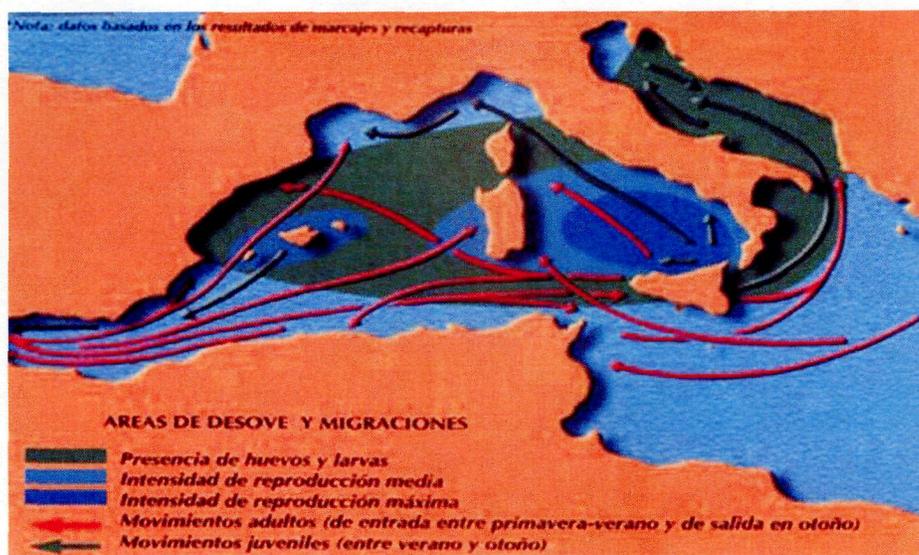


Figura 4-28: Áreas de desove y migraciones del atún rojo en el Mediterráneo.

	Capturas 1º Trimestre	Capturas 2º Trimestre	Capturas 3º Trimestre	Capturas 4º Trimestre	Capturas Total anual
Capturas 1º Trimestre	1	0,448**	0,763**	0,129	0,643**
Capturas 2º Trimestre	0,448**	1	0,587**	0,677**	0,777**
Capturas 3º Trimestre	0,763**	0,587**	1	0,655**	0,890**
Capturas 4º Trimestre	0,129	0,677**	0,655**	1	0,695**
Capturas Total anual	0,341*	0,777**	0,890**	0,695**	1

** Significativa al nivel 0,01 (bilateral). * Significativa al nivel 0,05 (bilateral).

Tabla 4-8: Coeficientes de las correlaciones lineales entre capturas de atún rojo en el área 37 obtenidas en cada estación y con la total anual (1950 a 2000).

Las capturas totales mantienen una relación positiva con los índices EA otoñal ($R^2=0,145$; $r=0,382$; $P<0,01$), NAO invernal ($R^2=0,228$ $r=0,478$; $P<0,01$) y POL invernal ($R^2=0,133$; $r=0,365$; $P<0,01$). En este último caso, su centro de altas presiones afecta directamente al Mediterráneo al igual que ocurre con los índices NAO y EA, y cuyas influencias sobre esta zona durante el invierno ya ha sido comentada con anterioridad. Por otro lado, la relación positiva entre capturas totales e índice NAO ($R^2=0,226$; $r=0,476$; $P<0,01$) se refuerza ligeramente cuando se introduce un desfase de un año ($R^2=0,258$; $r=0,508$; $P<0,01$) (Figura 4-29). Igualmente, estas capturas muestran

una relación directa con los índice EA otoñal ($R^2=0,145$; $r=0,382$; $P<0,01$) y POL ($R^2=0,133$; $r=0,365$; $P<0,01$), así como con la temperatura del aire en primavera y verano ($R^2=0,091$; $r=0,302$; $P<0,05$; y $R^2=0,104$; $r=0,323$; $P<0,05$, respectivamente).

Por otro lado, la ITZC muestra una correlación positiva con la temperatura del aire en el Mediterráneo ($R^2=0,379$; $r=0,616$; $P<0,05$). De igual forma, la presión atmosférica en invierno está correlacionada directa y significativamente con el índice POL invernal ($R^2=0,736$; $r=0,858$; $P<0,01$).

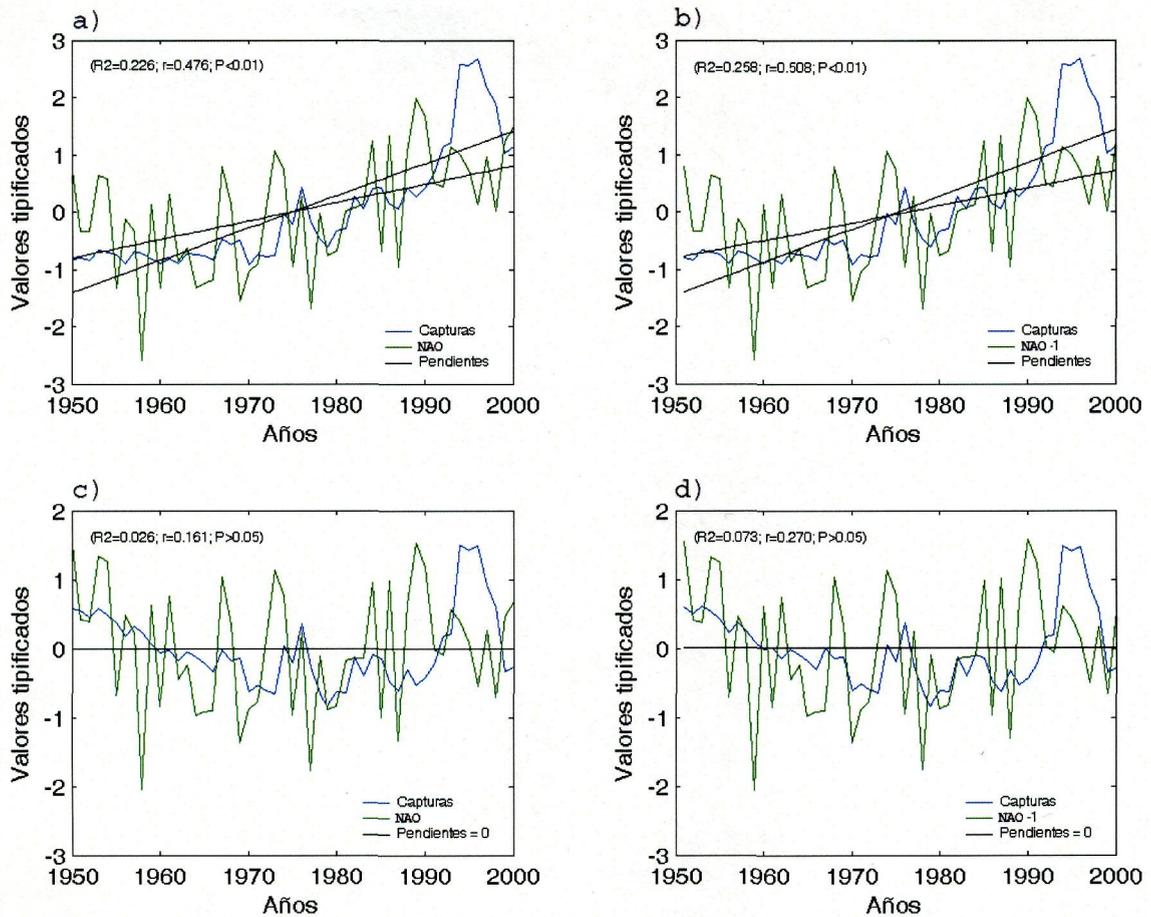


Figura 4-29: Relaciones entre el índice NAO y las capturas de atún rojo en el Mediterráneo (1950-2000): a) Correlación entre NAO y capturas. b) Correlación entre capturas y la NAO del año anterior. c) Correlación entre NAO y capturas tras eliminar las tendencias. d) Correlación entre capturas y la NAO del año anterior tras eliminar las tendencias.

4.3.7.4. Área 34 (Atlántico centro-oriental).

En el Atlántico Centro-Oriental es durante los dos primeros trimestres del año cuando se realizan las mayores capturas, obteniéndose el 22,4 y 59,6% respectivamente del total de atún rojo pescado en el área, y parece que son estos trimestres los que condicionan las tendencias del resto del año y de las capturas anuales totales (Tabla 4-9).

	Capturas 1º Trimestre	Capturas 2º Trimestre	Capturas 3º Trimestre	Capturas 4º Trimestre	Capturas Total anual
Capturas 1º Trimestre	1	0,661**	0,399**	0,403**	0,838**
Capturas 2º Trimestre	0,661**	1	0,229	0,174	0,876**
Capturas 3º Trimestre	0,399**	0,229	1	0,652**	0,615**
Capturas 4º Trimestre	0,403**	0,174	0,652**	10,000	0,649**
Capturas Total anual	0,838**	0,876**	0,615**	0,649**	1

** Significativa al nivel 0,01 (bilateral). * Significativa al nivel 0,05 (bilateral).

Tabla 4-9: Coeficientes de las correlaciones lineales entre las capturas de atún rojo en el área 34 obtenidas en cada estación y con la total anual (1950 a 2000).

No se ha podido encontrar ninguna correlación entre las capturas obtenidas durante el invierno y verano (1^{er} y 3^{er} trimestres) con las distintas variables ambientales estudiadas. Sin embargo, durante el segundo trimestre (primavera), se observó una correlación positiva con la temperatura del agua del mar ($R^2=0,589$; $r=0,768$; $P<0,01$). En el otoño (cuarto trimestre), cuando se obtiene el 6,4% de la captura total del área, se aprecia una correlación inversa de éstas con el índice EA ($R^2=0,094$; $r=-0,307$; $P<0,05$) y con la presión atmosférica ($R^2=0,545$; $r=-0,738$; $P<0,05$).

Dentro de la zona 34, las capturas obtenidas en el Archipiélago Canario representan 37.7% del total (SD= 30,266), mientras que en Madeira éstas no superan el 5,57% (SD=12,43). Además, en Canarias, y al igual que en el resto de la zona 34, se observa una correlación negativa con el índice NAO invernal ($R^2=0,173$; $r=-0,416$; $P<0.01$) (

Figura 4-30) y con el índice EA en primavera ($R^2=0,185$; $r=-0,430$; $P<0,01$) y otoño ($R^2=0,109$; $r=-0,330$; $P<0,05$). De aquí se deduce que la pesca en el Archipiélago Canario se encuentra bajo la influencia de la NAO, de forma inversa.

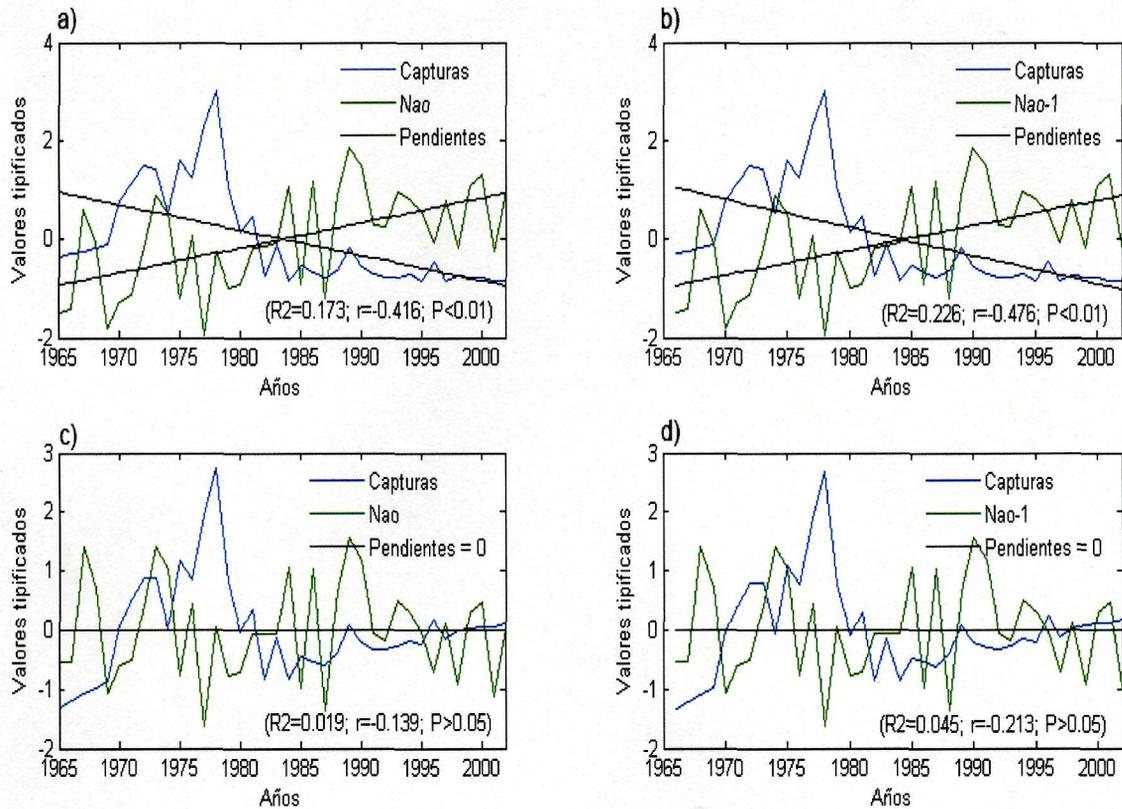


Figura 4-30: Relaciones entre el índice NAO y capturas de atún rojo en el Archipiélago Canario (1965-2000): a) Correlación entre NAO y capturas. b) Correlación entre capturas y la NAO del año anterior. c) Correlación entre NAO y capturas tras eliminar las tendencias. d) Correlación entre capturas y la NAO del año anterior tras eliminar las tendencias.

Las capturas totales obtenidas en todo en el área 34 se correlacionan con un aumento de la temperatura del agua de mar ($R^2=0,341$; $r=0,584$; $P<0,05$) en invierno; ($R^2=0,619$; $r=0,787$; $P<0,01$ en primavera; ($R^2=0,485$; $r=0,697$; $P<0,01$) en verano; y ($R^2=0,384$; $r=0,620$; $P<0,05$) en otoño, y así como con el índice ZITC ($R^2=0,619$; $r=0,659$; $P<0,05$).

Por otra parte, La NAO primaveral tiene una correlación negativa con la temperatura media del agua del mar para todo el área ($R^2=0,406$; $r=-0,637$; $P<0,01$).

4.3.7.5. Área 21 (Atlántico nor-occidental).

A diferencia de lo que ocurre en las áreas 27, 37 y 34, en el Atlántico noroccidental las mayores capturas de atún rojo se obtienen durante el tercer y cuarto trimestre (verano y otoño), alcanzándose el 46,5% y 31,5%, respectivamente, del total correspondiente a esta zona.

Las capturas en el primer trimestre (invierno) representan en promedio el 13,4% de la captura anual, y no muestran ninguna relación significativa con las variables climáticas analizadas. Sin embargo, en el segundo trimestre (primavera), a pesar de ser solo el 8,6% de las capturas anuales, si están inversamente correlacionadas con el índice EA-Jet ($R^2=0,125$; $r=-0,353$; $P<0,05$).

No obstante, en el tercer trimestre (verano), cuando se obtiene el 46,5% de las capturas, se aprecia una correlación directa con el índice NAO ($R^2=0,165$; $r=0,406$; $P<0,01$), e inversa con la presión atmosférica ($R^2=0,510$; $r=-0,714$; $P<0,05$). En el cuarto trimestre (otoño) se desembarca el 31,5% de las capturas, y éstas muestran una relación positiva con la radiancia ($R^2=0,640$; $r=0,800$; $P<0,05$) e índice EA ($R^2=0,120$; $r=0,347$; $P<0,05$), así como negativa con el índice SCAND ($R^2=0,10$; $r=-0,315$; $P<0,05$).

Las capturas totales muestran una correlación directa con el índice NAO primaveral ($R^2=0,09$; $r=0,298$; $P<0,05$), así como inversa con los índices primaverales EA-Jet ($R^2=0,11$; $r=-0,329$; $P<0,05$), ZITC ($R^2=0,613$; $r=-0,783$; $P<0,01$) y temperatura del aire ($R^2=0,126$; $r=-0,356$; $P<0,05$), y con la temperatura del aire del verano ($R^2=0,203$; $r=-0,451$; $P<0,01$).

Por otro lado, la ZITC tiene una correlación positiva con la temperatura del agua del mar ($R^2=0,172$; $r=0,415$; $P>0,05$ y $R^2=0,210$; $r=0,459$; $P>0,05$, en primavera y verano respectivamente).

4.3.7.6. Área 31 (Atlántico centro-occidental).

En las capturas del área 31 no se han observado correlaciones significativas entre las capturas de las diferentes estaciones, excepto entre el tercer y cuarto trimestre (verano y otoño), cuando la pesca es menos abundante.

	Capturas 1º Trimestre	Capturas 2º Trimestre	Capturas 3º Trimestre	Capturas 4º Trimestre	Capturas Total anual
Capturas 1º Trimestre	1,000	-0,218	0,368*	0,219	-0,052
Capturas 2º Trimestre	-0,218	1,000	0,246	-0,153	0,940**
Capturas 3º Trimestre	0,368*	0,246	1,000	0,308*	0,352*
Capturas 4º Trimestre	0,219	-0,153	0,308*	1,000	-0,163
Capturas Total anual	-0,052	0,940**	0,352*	-0,163	1,000

** Significativa al nivel 0,01 (bilateral). * Significativa al nivel 0,05 (bilateral).

Tabla 4-10: Coeficientes de las correlaciones lineales entre las capturas obtenidas de atún rojo en el área 31 en cada estación y con la total anual (1950 a 2000).

En el primer trimestre (invierno) se producen el 39,5% de las capturas, y estas presentan una correlación directa con los índices NAO ($R^2=0,089$; $r=0,298$ $P<0,05$) y

POL ($R^2=0,129$; $r=0,359$ $P<0,05$). Sin embargo, las capturas del segundo trimestre (primavera), que representan el 46,9% del total del anual de este área, mantienen una correlación positiva con el índice ZITC ($R^2=0,419$; $r=0,648$ $P<0,05$). En el tercer trimestre (verano) las capturas disminuyen hasta el 10,6% y muestran una relación directa con la temperatura del agua del mar ($R^2=0,287$; $r=0,536$ $P<0,05$) y con las precipitaciones ($R^2=0,242$; $r=0,492$ $P<0,05$). No obstante, cuando las capturas disminuyen a tan solo el 2,9% del total anual, en cuarto trimestre (otoño), no se encuentran correlaciones entre éstas y las diversas variables utilizadas.

Por otro lado, la captura total anual está directamente correlacionada con la presión atmosférica en otoño ($R^2=0,700$; $r=0,837$ $P<0,01$), mientras que su relación es inversa con los índices NAO invernal ($R^2=0,191$; $r=-0,437$ $P<0,01$) (Figura 4-31), EA otoñal ($R^2=0,095$; $r=-0,309$ $P<0,05$), EA_Jet primaveral ($R^2=0,138$; $r=-0,371$; $P<0,05$) y con la temperatura del aire ($R^2=0,081$; $r=-0,285$ $P<0,05$) y la presión atmosférica en invierno ($R^2=0,078$; $r=-0,279$; $P<0,05$).

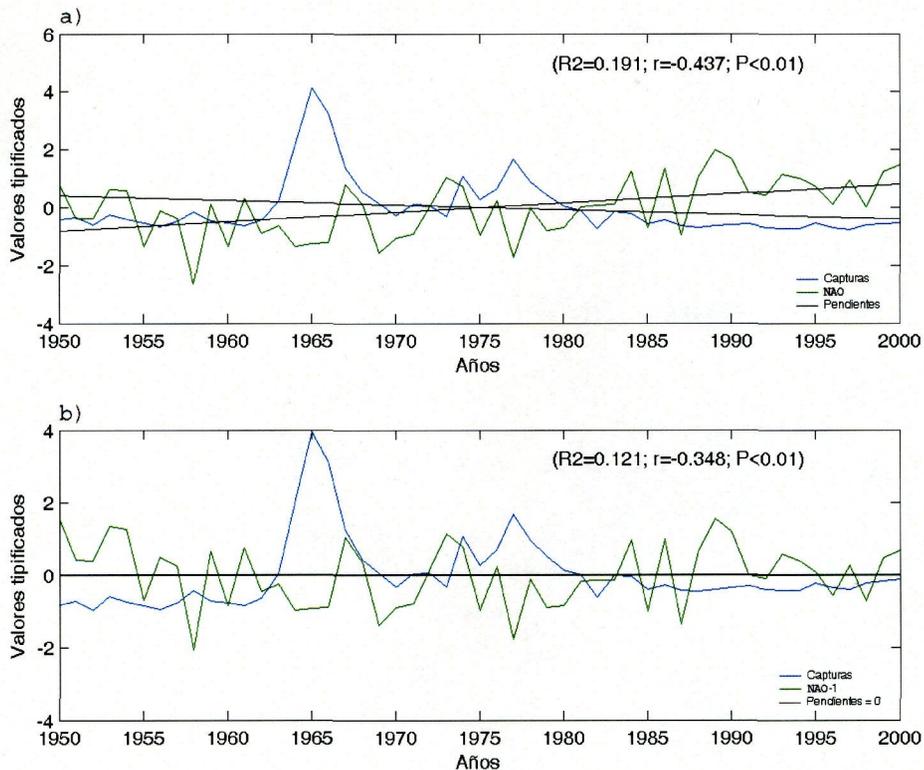


Figura 4-31: Relaciones entre el índice NAO y las capturas de atún rojo en el área 31 (1950-2000): a) Correlación entre NAO y capturas. b) Correlación entre NAO y capturas tras eliminar las tendencias.

4.3.8. Variabilidad de las capturas en las grandes áreas de pesca del Atlántico sur.

Las capturas en las áreas de pesca del hemisferio sur (áreas 47 y 41) son pequeñas y discontinuas en el tiempo, lo que no permite hacer un estudio estadístico profundo en ambas áreas.

4.3.8.2. Área 47 (Atlántico sudoriental).

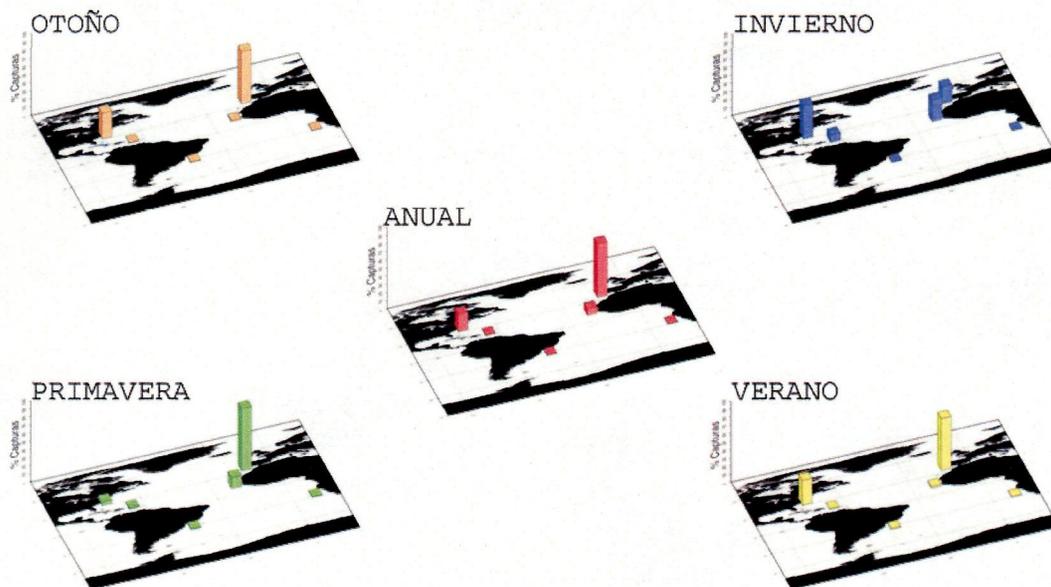
En el Atlántico Sudoriental el atún rojo se captura mayoritariamente, y casi de forma exclusiva, durante el segundo cuatrimestre (otoño), cuando se alcanza el 91,6% del total pescado en toda el área (Tabla 4-5). Durante el verano sólo se obtiene el 7,9% del total anual.

4.3.8.3. Área 41 (Atlántico sudoccidental).

El patrón de pesca observado en el Atlántico Sudoccidental es muy similar, a grandes rasgos, al observado en el Atlántico Sudoriental, con mayores capturas en otoño (49,3%). Sin embargo, en el resto de las estaciones la captura de atún rojo presentan una distribución más homogénea, aunque en el verano casi se duplica la proporción de pesca obtenida en invierno y primavera (Tabla 4-5).

4.3.9. Discusión

Al igual de lo que ocurre con las otras especies de túnidos, los datos de captura proporcionados por FAO e ICCAT no permiten un análisis espacio-temporal detallado en unidades geográficas inferiores a las establecidas de forma global por dichas agencias. En este sentido, el Atlántico Norte está subdividido en 5 grandes regiones, las áreas de pesca 27 (Atlántico Nororiental), 37 (Mar Mediterráneo) 34 (Atlántico Centro-Oriental), 31 (Atlántico Centro-Occidental, Caribe) y 21 (Atlántico Noroccidental). Además, como se ha comentado con anterioridad, antes de 1960, la pesca del atún rojo del Atlántico Norte estuvo limitada a pesquerías de subsistencia, torneos de pesca, e iniciativas comerciales a pequeña escala. Sin embargo, a finales de la década de 1960 la población de atún rojo del Atlántico Occidental mostraba un signo pronunciado de sobrepesca. En este sentido, las consecuencias del excesivo esfuerzo pesquero y la sobreexplotación limitan enormemente el poder identificar el papel de las condiciones climáticas en el estudio estadístico realizado. Por otro lado, las capturas en las áreas del hemisferio sur son pequeñas y discontinuas lo que no permite hacer un estudio estadístico en ambos lados del Atlántico Sur (Figura 4-32).



Áreas FAO	21	27	37	31	34	41	47
Capturas 1º Trimestre	31,5%	16,6%	23,0%	7,6%	21,0%	0,1%	0,1%
Capturas 2º Trimestre	1,6%	24,6%	68,4%	0,7%	4,5%	0,0%	0,1%
Capturas 3º Trimestre	10,0%	20,8%	68,0%	0,2%	1,0%	0,0%	0,0%
Capturas 4º Trimestre	22,0%	44,5%	31,6%	0,2%	1,8%	0,0%	0,0%
Total Anual	6,6%	19,6%	70,6%	0,5%	2,6%	0,0%	0,0%

Figura 4-32: Proporción media de capturas de atún rojo en las diferentes áreas de pesca del Océano Atlántico y Mar Mediterráneo, por estaciones, desde el año 1990 al 2000.

El análisis estacional de las capturas evidencia la evolución temporal del patrón de migración de la especie, que se corresponde con el progresivo calentamiento del agua del mar en primavera y verano, concentrándose las máximas capturas en las áreas de latitudes más altas, como las áreas 27 y 37, en el Hemisferio Norte. Por otro lado, las zonas centro atlánticas (áreas 31 y 34) están situadas en zonas tropicales o subtropicales, donde la diferencia de temperatura del agua del mar entre estaciones es muy pequeña. Sin embargo, en estas áreas, con el calentamiento estacional se observa una significativa reducción en las capturas, lo que se asocia a un desplazamiento de los stocks hacia latitudes más altas del Hemisferio Norte, en dirección hacia las zonas de alimentación y reproducción en el Atlántico Nororiental y Mediterráneo, respectivamente. El aprovechamiento de este patrón de migración de carácter estacional es lo que ha permitido que el Mediterráneo sea la principal área de pesca para el atún rojo, seguida de lejos por el Atlántico Nororiental (Figura 4-32 y Figura 4-33).

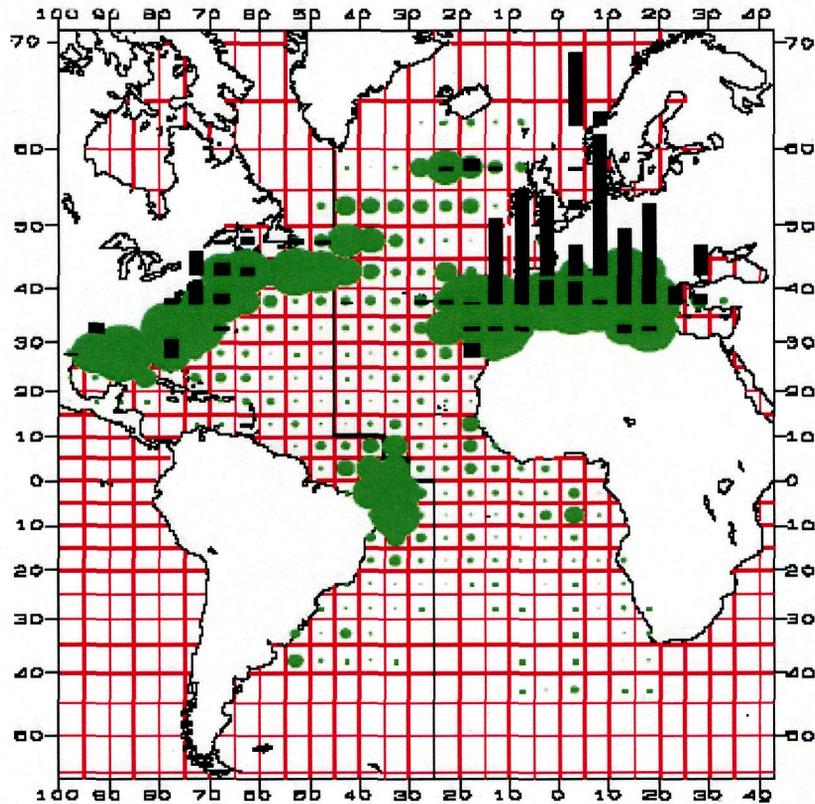


Figura 4-33: Distribución de las capturas de atún rojo del Atlántico obtenidas con palangre (círculos) o con artes de superficie (barras), para el periodo 1950-1999 (Extraído de ICCAT, 2003).

Aunque históricamente las pesquerías de atún rojo se han gestionado partiendo de la idea de la existencia de dos stocks separados por el meridiano 45° W, idea que se ha reforzado con el trabajo de Rooker & Secor (2004) sobre las diferencias en las concentraciones de algunos isótopos en los otolitos (Figura 4-26), las campañas de marcado convencional han mostrado claramente la habilidad del atún rojo para realizar migraciones transoceánicas, sobre todo del este a oeste. Las nuevas tecnologías de marcado electrónico han confirmado estas migraciones transatlánticas (Figura 4-34; Block *et al.*, 2001) y mostrado la presencia de atún rojo, supuestamente reproductor, fuera del Golfo de México y casi en el supuesto límite geográfico entre los stocks oriental y occidental (Lutcavage *et al.*, 1999). Esto, junto con el desarrollo de una nueva pesquería de palangre en el Atlántico Noroccidental, durante la segunda mitad de la década de 1990, ha hecho pensar en la existencia de otra posible zona de puesta en esta última zona (Figura 4-35; ICCAT, 2003).

La línea divisoria establecida por las diferentes agencias que gestionan esta pesquería no se ajusta a los conocimientos actuales sobre la distribución y la estructura biológica del atún rojo atlántico. No obstante, conviene señalar que la línea divisoria actual es simplemente una frontera de carácter administrativo de utilidad para la ordenación y que su eficacia puede ser o no cuestionable. Sin embargo, y sin entrar en profundidad sobre la controversia de si existen dos stocks o uno solo, lo que si es

evidente es que la estructura climática del Atlántico norte favorece las capturas en las áreas 21, 27 y 37.

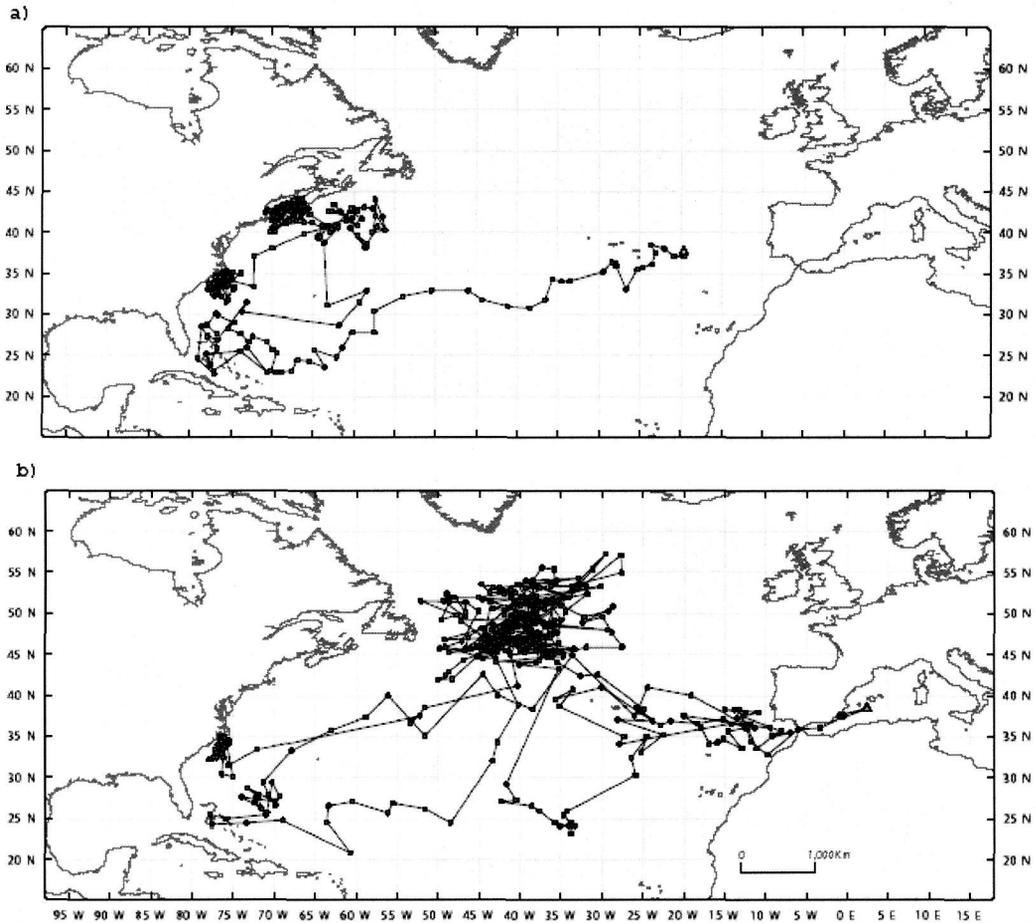


Figura 4-34: Marcas de posiciones de geolocalización (basados en luz y temperatura de agua de mar) del atún rojo atlántico. Los atunes rojos fueron marcados y liberados cerca de la costa del Carolina del Norte (EE.UU.) usando un Wildlife Computer MK7 en 1999. a) (liberado el 1 de enero de 1999 con 218 cm FL) Durante el primer año permaneció en el Atlántico Occidental (Carolina y Golfo de Maine), mientras que durante el segundo año muestra un movimiento hacia el Atlántico Oriental (Block *et al.*, 2001). b) Marca 779 (liberado el 20 de enero de 1999 con 218 cm FL). Se mantuvo asociado a la costa Norteamericana después del primer invierno de su liberación y a una región oceánica al este de banco Flemish Cap (al este de Terranova, Canadá). Este atún rojo cruzó varias veces el Atlántico y después fue recapturado en el Mediterráneo. Posiblemente verificó la reproducción durante el periodo de agregación ocurrido en febrero, al norte de las Bahamas.

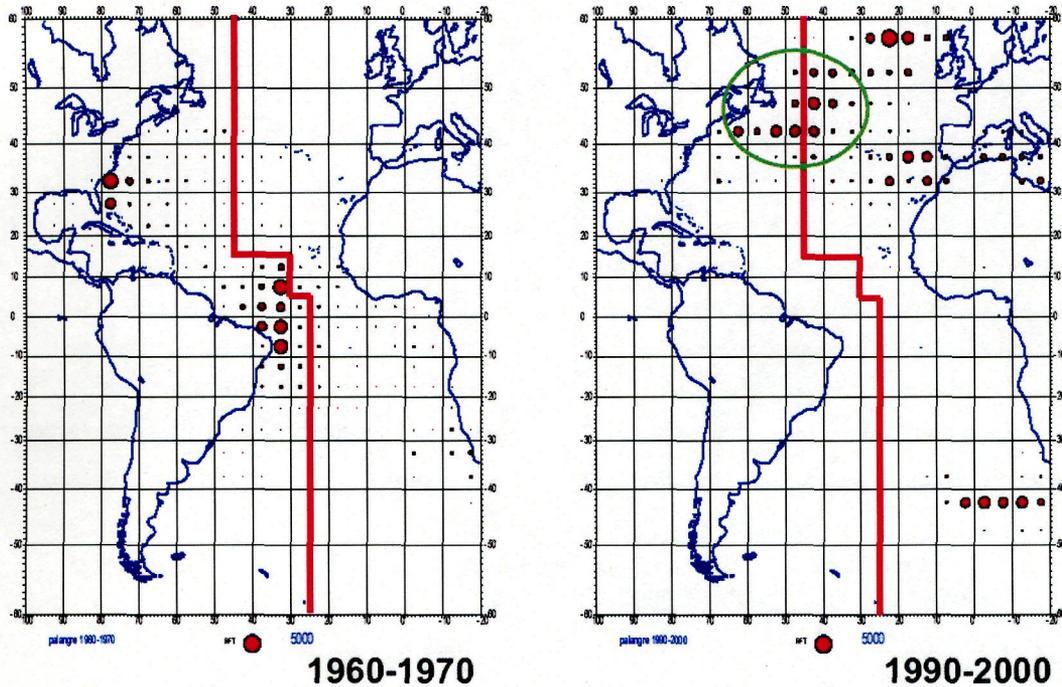


Figura 4-35: Distribución de capturas de atún rojo en el Atlántico con palangres. El ovalo verde indica el desarrollo de la nueva pesquería en el Atlántico Noroccidental. (Extraído de ICCAT, 2002).

Mysterud *et al.* (2003), y al contrario de lo observado en el atún blanco, plantean que las capturas de atún rojo muestran una relación positiva con el índice NAO, pero ésta sólo explicaron el 13% de la variabilidad del reclutamiento, que aumenta hasta un 49% cuando hay un desfase de un año. En nuestro caso, las correlaciones encontradas oscilaron entre el 23 y el 26%, sólo en el Mediterráneo. En el Atlántico Nororiental (área 27), a partir de 1970, el índice NAO explica un 13% de la variabilidad de las capturas. Esto también ocurre en la zona noroccidental del Atlántico (área 21), ya que durante el verano, cuando las capturas son más abundantes, el índice NAO solo explica el 10% de la variabilidad de las mismas.

Las diferentes respuestas dadas por el atún blanco y el rojo pueden estar relacionadas con diferencias ambientales entre sus respectivas áreas de puesta, así como por el efecto que la NAO tiene sobre la temperatura superficial del mar en ambas áreas (Kronvin, 1995) (Figura 4-36). La influencia de la NAO en las capturas es desigual según las zonas, ya que mientras en las áreas 27 y 37 un índice NAO positivo favorece las capturas, en la zona 34, incluyendo el Archipiélago Canario, es el índice negativo el que las favorece. Sin embargo, la zona de Madeira, aunque perteneciente al área 34, muestra un comportamiento similar a las áreas orientales más septentrionales (27 y 37), y a pesar de que se considera, junto a Canarias, en el límite sur de las rutas migratorias en el Atlántico Oriental, los desplazamientos de los atunes por este área van a estar fuertemente condicionados por la situación geográfica del anticiclón de las Azores, permitiendo desplazamientos más hacia el sur si el índice NAO es negativo.

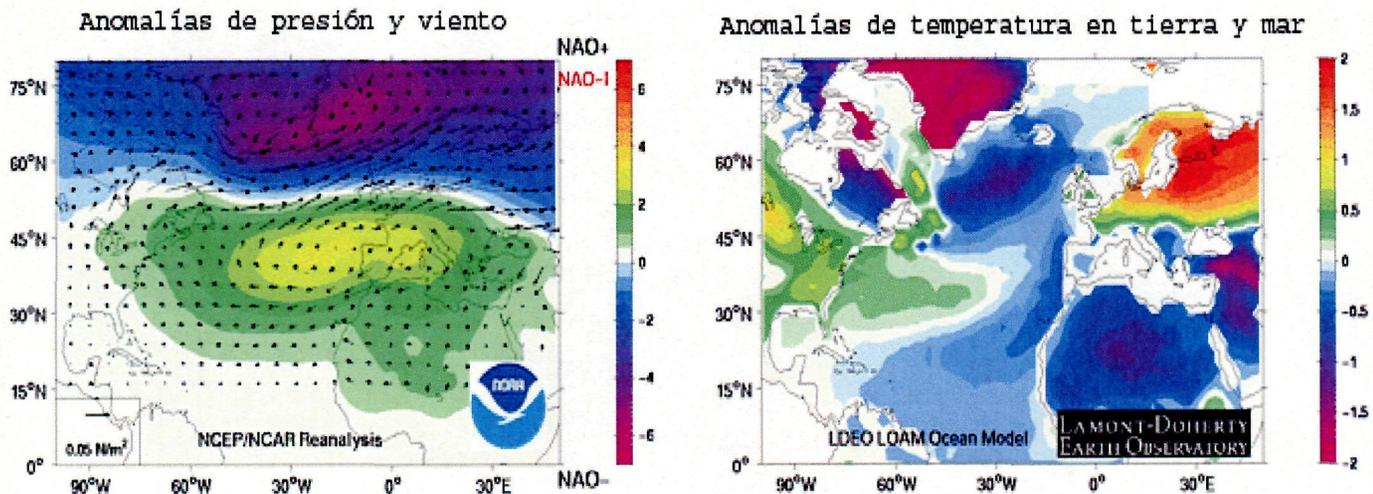


Figura 4-36: Situación de NAO positiva: (izquierda) anomalías de presión y viento; (derecha) anomalías de temperatura en tierra y mar (Fuente: www.ifremer.fr).

Por otro lado, la NAO puede condicionar la disponibilidad de alimento particularmente para las larvas y juveniles, ya que también influye en la abundancia de las poblaciones zooplanctónicas. En este sentido, Mysterud *et al.* (2003), encuentran que la abundancia de *Calanus helgolandicus* fue significativamente mayor durante los años con un alto índice NAO. El grado de significación de esta diferencia aumenta cuando las series se analizan con un desfase de un año con respecto al zooplancton. Si se compara la abundancia de este grupo dominante del zooplancton con las diferentes clases de edad en el atún rojo, la relación es estadísticamente significativa y sugiere una posible conexión entre la abundancia de zooplancton y el reclutamiento de atún rojo (Fromentin & Planque, 1996). El efecto sobre el zooplancton se transmite a través de sus intermediarios en la cadena trófica.

Curiosamente, en las áreas 31 y 34 se da un fenómeno inverso al descrito para el Atlántico Nororiental. Aquí un índice NAO negativo parece que favorece un aumento de las capturas pero por dos motivos diferentes: (i) en el Atlántico Centro-Oriental aumenta la temperatura del agua del mar, y más claramente en la zona de Canarias (Figura 4-37); y (ii) en la zona del Golfo de México se produce el efecto contrario, con un enfriamiento de la zona ya que sus aguas están por encima de los 24° C considerada como la temperatura idónea para la presencia de atún rojo (Figura 4-38).

La influencia de la Zona Intertropical de Convergencia en las áreas 31 y 34 es bastante alta ya que provoca un aumento de la nubosidad, disminución de la radiación solar y un aumento de las precipitaciones, dando lugar a que la temperatura del agua del mar disminuya. Ésta tiene una gran influencia durante el verano y otoño en todo el Golfo de México y Estrecho de Florida (Figura 4-39), aumentando las precipitaciones y favoreciendo la formación de huracanes. Esta influencia sobre las precipitaciones también se deja notar en el Atlántico Oriental (Knippertz *et al.*, 2003).

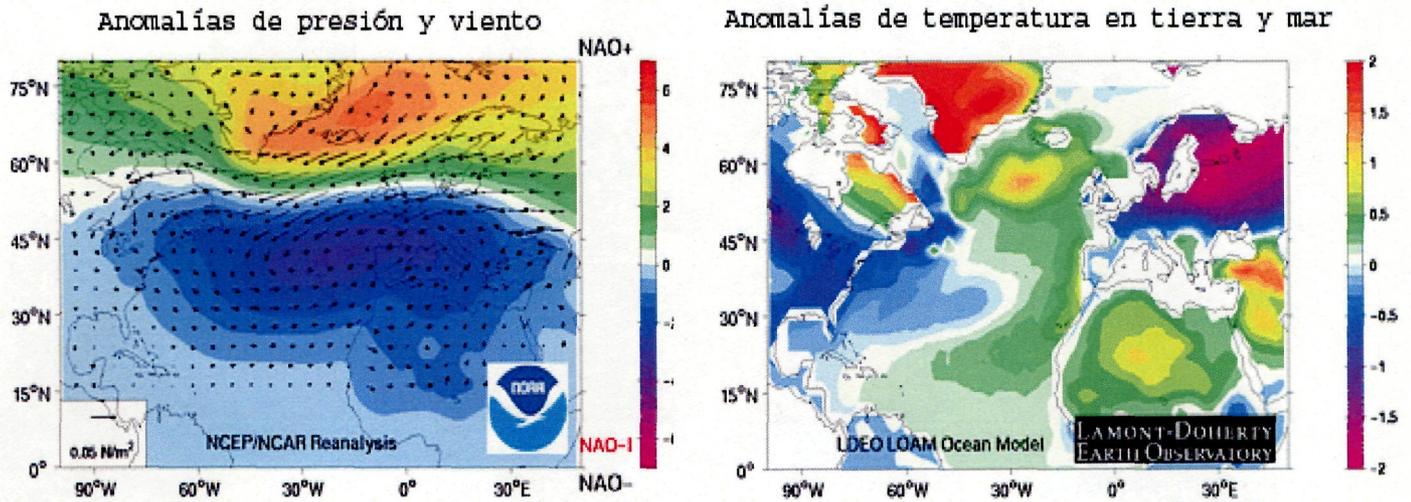


Figura 4-37: Situación con índice NAO negativo: anomalías de temperatura (derecha) y presión atmosférica y viento (izquierda) en tierra y mar (Extraído de www.ifremer.fr).

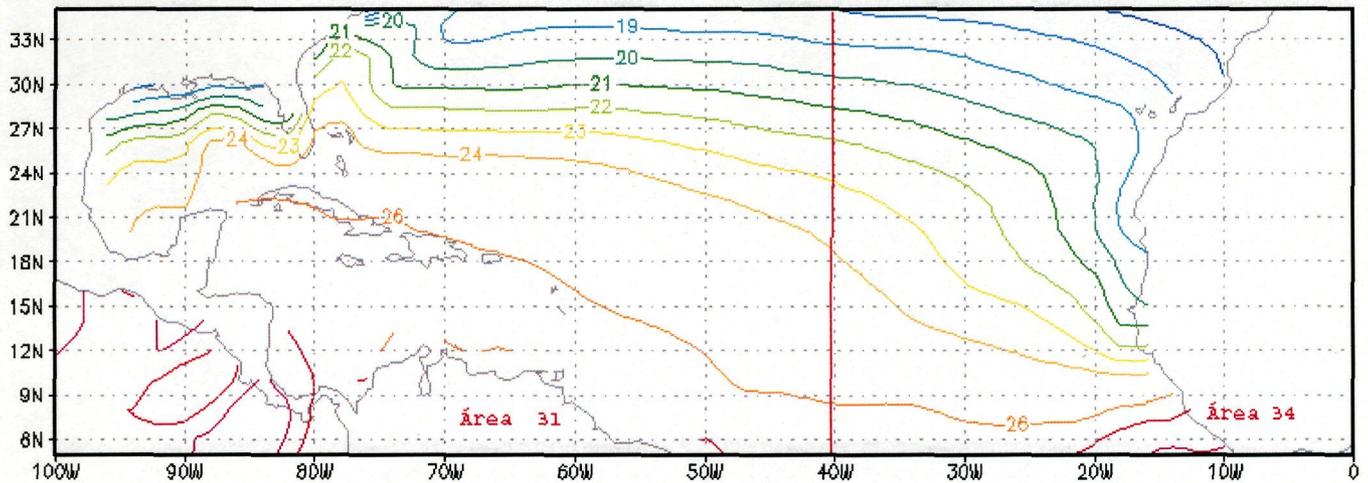
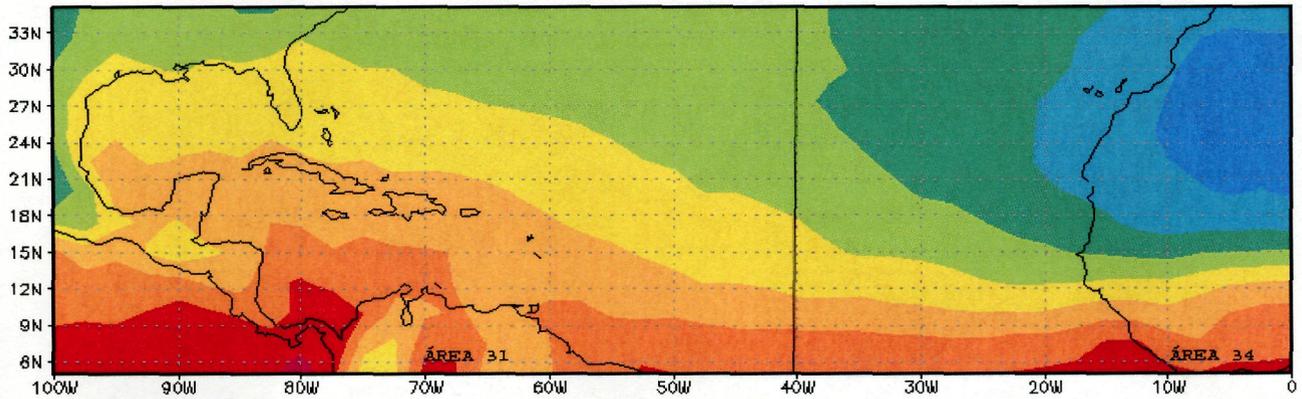


Figura 4-38: Medias promedio de la temperatura superficial del mar (°C) en verano y otoño, entre 1948 y 2003. La línea roja separa el área 31 (izquierda) de la 34 (derecha) (Datos NCEP/NCAR).

Verano



Otoño

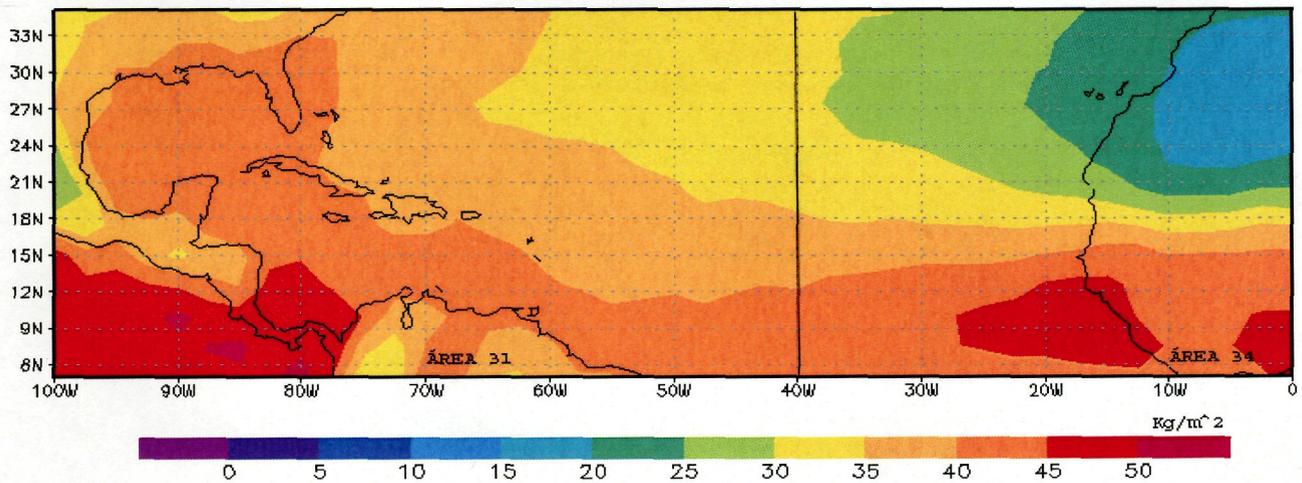


Figura 4-39: Mapas de precipitaciones medias (Kg/m^2) en verano y otoño, desde 1948 a 2003 (Datos NCEP/NCAR).

En el Hemisferio Sur (áreas 41 y 47) tiene lugar una distribución temporal de las capturas diferente a la del Hemisferio Norte, ya que los máximos se producen en el otoño austral (segundo cuatrimestre), no en el verano. Esto puede ser debido a que en el área de distribución del atún rojo en el Hemisferio Sur, especialmente en su margen oeste -Venezuela y Brasil-, las temperaturas medias son más altas que en el norte y en otoño éstas son más suaves que el verano del Hemisferio Norte. Sin embargo, la escasa resolución espacial de los datos, junto con carencia de información en muchos años, impiden verificar esta hipótesis.

5. DISCUSIÓN FINAL.

Los túnidos son animales termoconservadores (Jobling, 1995) cuyo comportamiento migratorio, reproductivo o trófico, está fuertemente condicionado por la variabilidad climática (Lauris *et al.*, 1977; Bard, 1981; Lasker, 1985; Liorzou *et al.*, 1990), tanto por el efecto que la temperatura ambiental tiene sobre su eficiencia metabólica como por el efecto del ambiente sobre la abundancia y distribución del alimento. Esto ha permitido que los atunes sean verdaderos especialistas en localizar anomalías oceanográficas que estén relacionadas con un aumento de la probabilidad de encontrar alimento (Stretta, 1991), especialmente en relación con la presencia de zonas frontales (Castro *et al.*, 2003). Además, las condiciones ambientales limitan de forma especial la supervivencia larvaria, y al igual que ocurre con la mayoría de las especies pelágicas, siendo responsables directos de las bruscas oscilaciones del reclutamiento (Lasker, 1978; Laevastu & Favorite, 1988; Kawasaki *et al.*, 1991; Chambers & Triple, 1996).

La mayoría de las poblaciones de túnidos están sometidas a una intensa explotación pesquera, algunas de ellas están incluso sobreexplotadas (Pauly & MacLean, 2003). En este sentido, el atún rojo es una de las especies incluida en el libro rojo de especies amenazadas de la International Union for Conservation of Nature and Natural Resources (IUCN) (Le-Gal, 1976; Punt & Butterworth, 1995). Previamente a la década de 1960, la pesca del atún rojo del Atlántico norte estaba limitada a pesquerías artesanales e iniciativas comerciales a pequeña escala. Sin embargo, sus capturas experimentaron un aumento progresivo de modo que a finales de esta década la población de atún rojo occidental mostraba un signo pronunciado de sobrepesca, situación de la cual aún no se ha recuperado (FAO, 2004).

Algo mejor es la situación del atún blanco, aunque sus perspectivas futuras tampoco son muy optimistas. El último diagnóstico realizado por el Comité Permanente de Investigaciones y Estadísticas de ICCAT, refleja que actualmente está teniendo lugar una situación de plena explotación del stock (Anon., 2001a). La abundancia de la fracción adulta de la población parece haber decrecido, oscilando sin tendencia clara desde 1980 y, según este Comité, los factores medioambientales de carácter global podrían explicar parte de la variabilidad del reclutamiento de las últimas décadas (Santiago, 1998).

Sin embargo, las fluctuaciones bruscas de las capturas de estas especies no son nuevas a lo largo de la historia de sus pesquerías. En el caso concreto del atún rojo, ya en 1757 el fraile Martín Sarmiento envió al duque de Medina Sidonia una extensa carta explicándole las razones del fuerte descenso de capturas de sus almadrabas durante las últimas décadas (1680-1756). En ella, Martín Sarmiento desarrolla diversas hipótesis sobre los motivos del descenso en las capturas, y entre otras apunta como más posible la sobrepesca, aunque no descarta el efecto del clima (López-Capont, 1997).

En este sentido, está ampliamente aceptado que las condiciones ambientales (temperatura, alimento, oxígeno, etc.) que encuentran los atunes a lo largo de sus desplazamientos en aguas oceánicas, tiene una gran influencia en su abundancia y

comportamiento (Stretta, 1991; Wootton, 1992; Hazel, 1993; Jobling, 1995; Korsmeyer & Dewar, 2001). Sin embargo, para estudiar la respuesta de las poblaciones de atunes a la fluctuación de diferentes parámetros ambientales, especialmente aquellos eventos climáticos que tienen una mayor importancia en sus vidas, como la temperatura del agua de mar, se hace necesario disponer de largas series temporales de datos ambientales, así como de capturas comerciales. En este sentido, las fluctuaciones en las capturas pueden ser consideradas como un buen indicador de las variaciones en la abundancia, por lo que el análisis de largas series de datos pueden permitir separar el efecto achacable a la pesca del producido por los cambios climáticos sobre la abundancia y la magnitud de los desplazamientos latitudinales y migraciones transoceánicas de estos peces. No obstante, las series de datos de capturas disponibles no son lo suficientemente largas como para detectar variaciones debidas a eventos climáticos de largo periodo. Desgraciadamente, los datos de pesca sólo están mayoritariamente disponibles desde 1950 en adelante (FAO, 2004), y la medición regular de parámetros meteorológicos raramente se extienden más allá de un siglo (sólo unas decenas de años en el caso de parámetros oceanográficos).

En la actualidad existen múltiples evidencias de que el clima de la Tierra ha sufrido variaciones muy significativas a lo largo de la historia (Uriarte, 2003). Los cambios en el carácter de la órbita terrestre alrededor del Sol, se dan en escalas de tiempo de milenios o más largas aún, y pueden alterar significativamente la distribución estacional y latitudinal de la radiación recibida sobre el Planeta, con incidencias directas sobre el clima terrestre global y local. Estos cambios orbitales entre el Sol y la Tierra son conocidos como Ciclos de Milancovitch (ciclos de miles de años). Además, los cambios físicos ocurridos en el Sol, alterando la intensidad y el carácter del flujo de la radiación solar, también tienen una gran influencia en el clima terrestre. No existen dudas de que estos cambios ocurren en un rango variable de tiempo, y quizás el más conocido de ellos sea el relacionado con el número de manchas solares, cada 11 años. Pero los ciclos de once años en las manchas solares son muy cortos para reflejar un cambio en la atmósfera, debido a la propia inercia del clima y a que las variaciones que tienen lugar en este ciclo son muy débiles. Pero la actividad del sol tiene otro ciclo de 80 años, conocido como ciclo de Gleissberg, cuya variación es más o menos de la magnitud que los ciclos de once años, pero al ser de mayor periodicidad si deja sentir su influencia en la atmósfera.

Una de las relaciones más claras entre la variación de la radiación solar y el clima ocurrió entre los siglos XVI y XVII (1640-1715), durante el periodo conocido como “La Pequeña Glaciación”, cuando Europa y otras regiones del Hemisferio Norte sufrieron un intenso frío. Durante ese tiempo, el número de manchas solares fue muy bajo (fenómeno conocido como Mínimo de Maunder), y fue posiblemente el principal responsable de la significativa reducción de las capturas experimentadas en las almadrabas del Duque de Medina Sidonia y en el resto del Mediterráneo.

Dada la imposibilidad de aplicar el método experimental en el estudio de este tipo de asociaciones entre variables climáticas a gran escala y el reclutamiento, el método comparativo puede constituir una alternativa válida. En este sentido, Uehara *et al.* (2002) analizaron un índice climatológico del Pacífico (índice NPI) que explicaba hasta un 71% de la variabilidad del reclutamiento del atún rojo. Igualmente, Usosaki & Uehara (2002) encontraron una relación significativa entre el índice NPI y el reclutamiento del atún blanco en el Pacífico norte (Santiago, 2004). En este sentido, la

búsqueda de relaciones entre patrones de teleconexión atmosférica y/o climática y la dinámica de las poblaciones de peces, y otros aspectos de la ecología marina, es un asunto ampliamente abordado en la literatura científica. Así, la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) juega un papel fundamental en el comportamiento de múltiples procesos atmosféricos, oceanográficos y biológicos en el Atlántico Norte (Hurrell *et al.*, 2000; Drinkwater *et al.*, 2002). La NAO se asocia con la dirección y velocidad del viento (Rogers, 1985; George & Saunders, 2001), el transporte de calor y la humedad (Hurrell, 1995), las precipitaciones pluviométricas (Lamb & Pepler, 1987) y con la temperatura superficial del mar y del aire (Hurrell, 1995, 1996; Lamb *et al.*, 1996). Todos ellos son respuestas físicas susceptibles de afectar en mayor o menor medida a los procesos biológicos. Sin embargo, los mecanismos precisos mediante los cuales esta variabilidad medioambiental guía los cambios en la biota marina son en la actualidad desconocidos y requieren aún de un considerable esfuerzo investigador (Drinkwater *et al.*, 2002).

Una clara conexión entre la NAO y los procesos biológicos es la establecida entre ésta y la abundancia de copépodos en el Atlántico Nororiental (Fromentin & Planque, 1996), donde se relaciona su disminución con condiciones de alto o bajo índice NAO, dependiendo de la especie, con un desfase de 1 año. En este caso, la influencia de la NAO parece estar en el origen del efecto de las condiciones de viento del oeste sobre la producción de fitoplancton y la temperatura.

Sin embargo, la influencia de la NAO sobre las condiciones climato-oceanográficas atlánticas varía de una región a otra. En este sentido, la diferente respuesta de los atunes blanco y rojo puede ser debida a las diferencias existentes en las condiciones climáticas de sus respectivas áreas de puesta, por efecto de la NAO sobre la temperatura superficial del mar (Krovvin, 1995) (Figura 4-36). Ésta no sólo afecta a las áreas de puesta, sino también a sus desplazamientos y capturas. Por ejemplo, mientras que un índice NAO negativo favorece la pesca de atún rojo en las áreas 31 y 34 (Atlántico centro-occidental y centro-oriental respectivamente), es la NAO positiva la que se asocia a mayores capturas en el área 27 (Atlántico Nororiental) y 37 (Mediterráneo). Esto ocurre básicamente por dos motivos: (i) la NAO negativa aumenta la temperatura del agua del mar en el Atlántico centro-oriental, especialmente en la zona de Canarias (Figura 4-37), mientras que en el Golfo México se produce un enfriamiento de la zona, y así sus aguas muy calientes se enfrían hasta alcanzar los 24° C, óptimos para esta especie, lo que también favorece el reclutamiento en ambas zonas (Figura 4-38); (ii) en el Atlántico nororiental, es la NAO positiva la que va asociada a un calentamiento del agua lo que favorece la presencia del atún rojo. De esta forma, esto podría deberse a que la intensidad, estabilidad y la posición geográfica que ocupa el núcleo de altas presiones del Atlántico norte (anticiclón de las Azores), son las que rigen el éxito reproductivo y los desplazamientos latitudinales de ambas especies de túnidos.

Entre las variables atmosféricas que adquieren una mayor influencia sobre las capturas del atún blanco en el Atlántico centro-occidental, donde se incluye su área de puesta, está la variabilidad de las precipitaciones. El desarrollo de nubes es una consecuencia de los desplazamientos de la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC), que tiene una periodicidad anual relativamente estable, alcanzando su posición más al norte (8° N, y llegando incluso hasta el 12° N) durante el verano boreal. En este sentido, Uvo (1989) presenta un estudio detallado de la ZITC y su importancia en las precipitaciones en el noreste brasileño. Algo similar parece que ocurre en el Golfo de

México, ya que una posición muy al norte de la ZITC en primavera y verano aumenta la nubosidad en el área 31, incrementando las precipitaciones y reduciendo las capturas. Sin embargo, en invierno, con el debilitamiento del centro anticiclónico se ven favorecidas las capturas, posiblemente debido a una concentración de ejemplares para la reproducción y al aumento de la temperatura superficial del mar, por falta de viento, y con ello una mayor actividad biológica en todos los niveles tróficos (Sakshaug, 1997). Es en esta zona donde se ha localizado la mayor cantidad de larvas de atún blanco (Ueyanagi, 1971; Santiago, 2004).

Según diversas estimaciones se prevé un escenario, para los próximos 100 años, de aumento de la temperatura superficial global promedio entre 2 y 4 °C, en condiciones de no intervención. Los peores escenarios predicen un aumento de la temperatura superficial global promedio de 6 °C para el año 2100. Sin embargo, existe una fuerte controversia respecto a la intensidad del calentamiento global, ya que si se incorpora la influencia de los aerosoles atmosféricos al modelo, el calentamiento disminuiría aproximadamente en 0,2 °C por década, en los próximos 100 años. Pero, no hay que olvidar el efecto de la contaminación sobre el ozono y éste a su vez en el clima (Rowland, 1996, 2001), y el efecto del calentamiento global sobre los parámetros oceanográficos (Rind *et al.*, 1996; Lavín, 2001). En cualquier caso y a pesar de múltiples teorías más o menos contrapuestas, los cambios experimentados por el clima son más rápidos que en cualquier otro momento de la historia de la Tierra.

Por ello, conocer la variabilidad espacio temporal de las estructuras oceanográficas puede ayudar a entender mejor las oscilaciones sufridas por las poblaciones de peces marinos sometidos a explotación pesquera. Sin embargo, el efecto del clima y de la pesca no son elementos separables en el tiempo, ya que según las condiciones reinantes pueden llegar a ser opuestos, pero cuando son aditivos generalmente resultan negativos e irreversibles. Un ejemplo claro de esto es el atún rojo. Hasta finales del siglo XVIII los niveles de explotación no eran muy intensos, ya que el desarrollo tecnológico alcanzado no permitía una explotación intensiva de las poblaciones de esta especie a lo largo de toda su ruta migratoria. Esto no significa que el efecto de las capturas con almadrabas, interceptando los desplazamientos reproductivos hacia el Mediterráneo, fuese despreciable, ya que posiblemente sí lo han sido durante los últimos dos siglos, así como durante los periodos en que el nivel poblacional se pudo encontrar en mínimos (por ejemplo, durante la Pequeña Edad de Hielo europea). Las almadrabas llevan utilizándose en el Mediterráneo durante más de 15 siglos, experimentando pocos cambios tanto en su estructura como en su localización (López-Capont, 1997), pero a pesar de que el esfuerzo pesquero asociado a las mismas ha sido prácticamente constante, han sufrido bruscas oscilaciones en sus rendimientos como consecuencia de una disminución de la abundancia de los túnidos. Posiblemente las fuertes oscilaciones previas al desarrollo pesquero experimentado a lo largo de los siglos XIX y XX (Pauly & MacLean, 2003) tengan su raíz en las variaciones del clima y sus efectos, beneficiosos algunas veces y perjudiciales en otras, sobre la supervivencia de las larvas en las restringidas áreas de puesta.

No obstante, cuando la intensidad de pesca es muy fuerte, o se ha alcanzado la sobreexplotación, el efecto climático es menos evidente, excepto cuando se suma para mermar aún más a los exiguos efectivos de los stocks explotados (la interacción entre la pesquería de anchoveta y el fenómeno de El Niño es un buen ejemplo de este efecto sinérgico (Clark, 1976; Cañón, 2004). Bajo fuerte presión pesquera, el atún rojo del

Atlántico occidental no ha mostrado apenas variaciones en el nivel de capturas a lo largo de los últimos 20 años (Figura 4-23). Esta situación de aparente “estabilidad”, puede ser debida a que cuando la población se encuentra en niveles mínimos de efectivos el impacto del clima queda amortiguado por la estructura de edades de la población, especialmente por el elevado número de clases de edad que contribuyen a las capturas, y a una “cierta” denso-dependencia del reclutamiento, siempre que las condiciones climáticas no sea extremas (en ambos sentidos). Los aumentos significativos favorecidos por las situaciones ambientales benignas (situación compensatoria) quedarán rápidamente nivelados por un incremento “proporcional” en la actividad extractiva. Sin embargo, el aumento extractivo muestra siempre una dificultad de retorno hacia las posiciones iniciales (inercia de la pesquería), cuando ocurren fenómenos depensatorios de la población ante condiciones ambientales adversas. Desgraciadamente, en los procesos depensatorios o de dependencia inversa ocurre normalmente una aproximación al colapso, que en especies gregarias (particularmente en clupeidos) puede ser irreversible (Murphy, 1980; Pitcher & Parrish, 1993; Pitcher, 1997; Fowler *et al.*, 1997), debido al comportamiento altamente predecible de estas especies, a la inercia de la pesquería y a la dificultad para reconocer las situaciones adversas y acompasar debidamente la actividad extractiva. Se tiene la falsa idea de que la no rentabilidad económica de una determinada pesquería, cuando los niveles de captura son muy bajos, alcanzándose el “colapso técnico”, impediría la desaparición de la especie explotada. Sin embargo, para determinadas especies pelágicas, durante el colapso, la distribución de los stocks cambia de forma que precipita la extinción.

El concepto de rendimiento sostenible (Gulland, 1983) ha dominado la gestión de las pesquerías en los últimos 50 años. La idea central es que cada población tiene una biomasa excedentaria explotable, y que si el nivel de explotación de la pesquería no excede éste, no se compromete la perpetuación natural de la población. Una asunción básica en este esquema de gestión es que las pesquerías explotan una única población con patrón definido de reclutamiento y mortalidad. Por ello, identificar poblaciones y/o stocks y determinar el origen poblacional de las capturas se convierten en componentes integrales de la evaluación y gestión moderna de pesquerías. (Deriso & Quinn, 1988; Shakee *et al.*, 1990; Carvalho & Hauser, 1994; Begg *et al.*, 1999a; Waldman, 1999).

El no gestionar las pesquerías de acuerdo a la estructura poblacional de las especies explotadas puede provocar cambios en sus atributos biológicos, productividad y diversidad genética (Ricker, 1981). Además puede dar lugar a la sobrepesca y al colapso de las poblaciones menos productivas e impedir obtener el máximo rendimiento de las más productivas (Allendorf *et al.*, 1987), y consecuentemente invalidar el efecto de los planes de recuperación que se apliquen a poblaciones muy explotadas (Ruzzante *et al.*, 1999). En general puede decirse que la respuesta de un stock a un determinado régimen de gestión es impredecible, si la delimitación de las unidades de gestión no se corresponde con la delimitación poblacional. Así, a pesar de la fe que se tenía en la gestión basada en el rendimiento sostenible, muchos stocks de peces han colapsado (Cook & McGaw, 1991; Hilborn & Walters, 1992; Hutchings, 1996; Pauly *et al.*, 1998) y la capacidad de las poblaciones para recuperarse rápidamente no parece ser tan general como se pensaba (Hutchings, 2000).

Aunque existen algunos ejemplos, sobre todo en pesquerías de salmón, donde se aprovecha la información de la estructura poblacional para implementar medidas de gestión eficaces en pesquerías mixtas (Carvalho & Hauser, 1994, Reddin & Friedland,

1999), por lo general sorprende la poca importancia que adquiere la delimitación poblacional como primer paso para una correcta evaluación y gestión pesquera. Actualmente, muchas pesquerías son reguladas según esquemas espaciales que no necesariamente se corresponden con la estructura biológica de las poblaciones (Pawso & Jennings, 1996; Stephenson, 1999; Ward, 2000). En estos casos los resultados de la evaluación de stocks pueden resultar erróneos y se puede afirmar que generalmente existe un nivel de incertidumbre importante en las evaluaciones asociado a la estructura del stock asumida (NRC, 1994; Turner, 1998).

En el caso de las dos especies de atunes aquí consideradas, y sin miedo a equivocarnos a nivel general, es necesario y conveniente aplicar el principio de precaución en la gestión pesquera (tal y como se recoge en el Código de Conducta para una Pesca Responsable adoptado por la Conferencia de la FAO en 1995 y, posteriormente, en el Acuerdo resultante de la Conferencia de Naciones Unidas sobre Stocks de Peces Transzonales y Altamente Migratorios del mismo año), especialmente si se tiene en consideración el rápido cambio climático que está experimentando el planeta. Bajo este punto de vista, es muy posible que las aproximaciones lineales usadas en la visión clásica de la dinámica de poblaciones no permitan detectar los cambios asociados a las variaciones en la capacidad de carga de los sistemas debido a las oscilaciones climáticas, máxime cuando se parte de series de datos que no alcanzan a reflejar todos los cambios que se relacionan con estas oscilaciones. Por este motivo, estos modelos no han sido adecuados para trazar estrategias de conservación a medio y largo plazo (acordes a la variabilidad ambiental). Incluso las medidas a corto plazo tampoco han resultado efectivas (Guerra-Sierra & Sánchez-Lizaso, 1998), principalmente por las escasas posibilidades de hacer predicciones de las tendencias (al no reconocerse con exactitud las variables que rigen las oscilaciones temporales de la biomasa), y por la imposibilidad de aplicarlas con rigor en toda el área de distribución de las especies.

Hay una necesidad urgente de introducir aproximaciones no-lineales, que permitan abandonar el concepto de “estado estacionario”, y que posibiliten describir las variaciones temporales de las poblaciones y extraer la máxima información posible de la propia dispersión de los datos (el ruido de las series). Si se tiene en cuenta que el clima está en constante cambio (en diversas escalas temporales y espaciales), y que las poblaciones naturales, las comunidades biológicas y los ecosistemas cambian también como consecuencia de un proceso selectivo de adaptación al medio, con mayor o menor desfase dependiendo de las especies, y que éstas pasan por múltiples y efímeros estados de equilibrio (dibujando un continuo dinámico), las simplificaciones matemáticas que se han estado usando para modelizar y entender los procesos de variación de la abundancia de las poblaciones, en el espacio y en el tiempo, pueden haber sido sólo útiles para eliminar la información inherente a cada dato individual. Sin embargo, aunque se alcance un mayor conocimiento del efecto del clima sobre las poblaciones y sea capaz de hacer predicciones más exactas sobre su variabilidad temporal y espacial, la propia inercia del sector pesquero y las leyes que regulan el mercado (con precios que hacen rentable pescar hasta el último atún), seguirán abocando hacia una extinción irremediable a estos “*tunantes*” del océano, como los definió Fray Martín Sarmiento en 1757.

6. CONCLUSIONES FINALES

1. Las capturas de atún rojo en las almadrabas del duque de Medina Sidonia, entre 1525 y 1756, muestran fuertes oscilaciones, algunas de las cuales pueden ser achacadas claramente a eventos de tipo social que incidieron negativamente en la pesquería, tales como guerras, epidemias o crisis económicas más o menos prolongadas en el tiempo. Sin embargo, queda patente la existencia de una componente ambiental que tiene un efecto aún más notable sobre la disponibilidad del recurso para la pesquería (esta variabilidad climática explica el 73,14% de las oscilaciones registradas en la serie de capturas de atún rojo). En este sentido, son los ciclos de la actividad solar (de 22 años, o doble ciclo solar, y 80 años, o ciclos de Gleissberg) los que rigen en mayor medida las variaciones en la abundancia a medio y largo plazo. Las condiciones climáticas extremadamente frías acontecidas durante “La Pequeña Glaciación” (coincidente con un período de mínima actividad solar conocido como Mínimo de Maunder), pudieron provocar una disminución significativa del reclutamiento y, como consecuencia, una reducción de la población de atún rojo en el Atlántico norte y el Mar Mediterráneo.
2. Los índices climáticos permiten robustecer la hipótesis de que los cambios a largo plazo en variables climáticas y oceanográficas estarían jugando un papel fundamental en el reclutamiento y las migraciones de los túnidos y, por tanto, en la dinámica de los distintos stocks.
3. A corto plazo, el análisis estacional de las capturas evidencia la evolución temporal del patrón de migración de las especies, que se corresponde con el progresivo calentamiento del agua del mar en primavera y verano, concentrándose las máximas capturas en las áreas de latitudes más altas, como las áreas 27 y 37, en el Hemisferio Norte. Sin embargo, es la intensidad y posición del anticiclón de la Azores, medida a través del índice NAO, la que determina el patrón de reclutamiento de ambas especies de túnidos (blanco y rojo) a las diferentes áreas de pesca, así como sus desplazamientos a lo largo del Atlántico central y norte.
4. Para ambas especies, un índice NAO negativo favorece un aumento de las capturas en el Atlántico centro-oriental ya que aumenta la temperatura del agua del mar, y mas claramente en la zona de Canarias. Simultáneamente, en el Atlántico occidental (áreas 31 y 21) se produce el efecto contrario, ya que el debilitamiento del centro de acción atlántico provoca un ligero enfriamiento de la corriente cálida proveniente del Golfo de Méjico en otoño, suficiente para permitir la presencia de estos túnidos, dentro de un rango térmico más adecuado, lo que también se refleja en mayores capturas. Sin embargo, un índice NAO positivo permite un calentamiento de las áreas más septentrionales del Atlántico oriental, favoreciendo el desplazamiento de ambas especies hacia el Mediterráneo (en caso del atún rojo) o Golfo de Vizcaya-Irlanda (en el caso del atún blanco).

5. Durante una típica situación climática de NAO positiva, el atún blanco en su migración hacia el Atlántico Nororiental se aleja de la costa africana, aproximándose al Archipiélago de las Azores (“ruta azoriana u oceánica”), evitando así las aguas frías del afloramiento sahariano, mientras se desplaza por las aguas oceánicas más cálidas. Sin embargo, cuando se debilita el anticiclón de las Azores, o éste se desplaza hacia el Mediterráneo occidental (situación de NAO negativa), el potente afloramiento norteafricano se relaja y su área de influencia es significativamente menor. En esta situación, el atún blanco se aproxima más al continente africano y atraviesa los archipiélagos de Canarias y Madeira (“ruta canaria o continental”).
6. A pesar de la existencia de significación estadística en las relaciones entre el índice NAO y el reclutamiento del atún blanco del Atlántico norte, los procesos subyacentes que podrían explicar estas relaciones no están clarificados. Uno de los potenciales mecanismos sería el proceso emparejado de convergencia-divergencia (Bakun, 1994, 1996) que se produce regularmente, con mayor o menor intensidad, en la zona de puesta del atún blanco y que provoca procesos de enriquecimiento y concentración, cuya intensidad vendría modulada por la tensión de los vientos alisios, ligada a su vez estrechamente a la situación de la NAO. Por ello, en el Atlántico nororiental (área 27) las mayores capturas de atún blanco se registran en los años con inviernos más fríos (con un índice NAO invernal muy negativo) y con una situación anticiclónica estable durante el verano.
7. Debido a su estructura física, la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) se ha mostrado decisiva en la caracterización de las diferentes condiciones del clima en diversas áreas de la Región Tropical. La variación estacional de la ZITC afecta tanto a la magnitud y dirección de los desplazamientos de los túnidos, como en la idoneidad de las posibles zonas o ruta de migración en ambas direcciones. En Canarias, esta influencia es más remarcable entre finales del invierno y la primavera, ya que es en este periodo cuando el archipiélago puede actuar como frontera de paso entre las áreas 34 y 27, durante la migración hacia el norte de ambas especies.
8. Las fluctuaciones en las capturas pueden ser consideradas como un buen indicador de las variaciones en la abundancia, por lo que el análisis de largas series de datos permite separar el efecto achacable a la pesca del producido por los cambios climáticos sobre la abundancia y la magnitud de los desplazamientos latitudinales y transoceánicos de estos peces. No obstante, las series actuales de datos de capturas no son lo suficientemente amplias como para detectar variaciones debidas a eventos climáticos de larga periodicidad. Los datos de pesca están mayoritariamente disponibles a partir de 1950, y la medición regular de parámetros meteorológicos raramente se extiende más allá de un siglo (sólo unas décadas el caso de parámetros oceanográficos). Por ello, y teniendo en consideración el rápido cambio climático que está experimentando el planeta, es necesario aplicar, de forma rigurosa, el principio de precaución en la gestión pesquera del atún blanco y, en forma más restrictiva aún, al atún rojo.

7. BIBLIOGRAFÍA

American Fisheries Society. 2002. Fisheries in a Changing Climate. McGinn, N.A. (ed.). *American Fisheries Society Symposium*, 32:295 pp,

Agudo, J. 1991. Artes y técnicas de pesca tradicionales. El Bajo Guadalquivir. Junta de Andalucía, Sevilla.

Aleman, F., García, A., Gonzalez- Pola, C., Jansà, J., López Jurado, J.L, Rodríguez, J.M. & Velez Belchi, P., 2002. Oceanographic characterisation of bluefin tuna (*Thunnus thynnus*) spawning grounds and associated tuna species off the Balearic archipelago (Western Mediterranean). International Fish Larval Conference, 22-26 June, 2002. Bergen, Norway (Poster).

Aloncle, H. 1980. Campagne de prospection de germon de surface dans le nord ouest Atlantique (11 juillet - 11 aout 1979). ICCAT Col. Vol. Sci. Pap., IX (2): 323-325.

Aloche, H & Delaporte, F., 1970. Researches sur le germon (Campagne 1969 de La Pelagia). Science et Pêche, Bull. Inst.Pêches marit., 191. 37 p.

Aloche, H & Delaporte, F., 1972. Researches sur le germon. Campagne 1972 de La Pelagia aux Açores. Science etPêche, Bull. Inst. Pêches marit., 218. 17 pp.

Aloche, H & Delaporte, F., 1973. Rythmes alimentaires et circadiens chez le germon *Thunnus alalunga* dans le Nord-Est Atlantique. Les populations de germons dans le Nord-East Atlantique. Theses de Doctorat. Univ. Paris. 194 pp.

Aloche, H & Delaporte, F., 1974. Données nouvelles sur le germon *Thunnus alalunga* dans le Nord-Est Atlantique. Deuxième partie. Rev. Trav. ISTPM, 38(1): 9-102.

Allendorf F.W. & Phelps, S.R., 1981. Use of allelic frequencies to describe population structure. Can. J. Fish. Aquat. Sci., 38(12):1507-1514.

Altringham, J.D. & Shadwick, R.E., 2001. Swimming and muscle function. In: Block, B.A. & E.D. Stevens. 314-344 pp. Tuna: physiology, ecology, and evolution. Academic Press. San Diego.

Alvarado-Bremer J.R, Mejuto, J., Greig, T.W. & Ely, B., 1996. Global population structure of the swordfish (*Xiphias gladius* L.) as revealed by analysis of the mitochondrial DNA control region. J. Exp. Mar. Biol. Ecol., 197:295-310.

Álvarez de Toledo, L.I. 1994. Alonso Pérez de Guzmán, General de la Invencible. Universidad de Cádiz y Consejería de Educación de la Junta de Andalucía.

Anderson, S.H., Beiswenger, P.W. & Purdom, P.W., 1987. Environmental Science. 3rd eds. Merrill Publishing Co., USA. 505 pp.

Anon. 1990a. Report of the first ICCAT Albacore Workshop. ICCAT Col. Vol. Sci. Pap., XXXI: 73-243.

Anon. 1999b. SCRS 1998 Detailed Report on Albacore. ICCAT Collect. Vol. Sci. Pap., XLIX(4): 1-91.

Anon. 2001. Report of the ICCAT SCRS albacore stock assessment session. ICCAT Collect. Vol. Sci. Pap., 52: 1283-1390.

Anon. 2002. Jornadas de trabajo ICCAT sobre medio ambiente y reclutamiento de túnidos. ICCAT Collect. Vol. Sci. Pap., LIV(4):895-952.

Appleyard S.A., P.W. Grewe, B.H. Innes & R.D. Ward. 2001. Population structure of yellowfin tuna (*Thunnus albacares*) in the western Pacific Ocean, inferred from microsatellite loci. *Mar. Biol.*, 139(2):383-393.

Arrizabalaga, H.J., 2003. Estructura poblacional del atún blanco (*Thunnus alalunga* Bonn. 1788): una aproximación multidisciplinar. Tesis Doctoral. Ciencias del Mar. Universidad de Vigo. 161 pp.

Arrizabalaga, H.J., Costas, E., Juste, J., González-Garcés, A., Nieto, B. & López-Rodas, V., 2004. Population structure of albacore *Thunnus alalunga* inferred from blood groups and tag-recapture analyses. *Marine Ecology Progress Series*, 282: 245-252.

Ashton, H.J., Haist, V. H. & Ware, D.M., 1985. Observations on abundance and diet of Pacific mackerel (*Scomber japonicus*) caught off the west coast of Vancouver Island, September 1984. *Can. Tech. Rep. Fish. Aquat. Sci.*, 1394:1-14.

Avaria, S., Carrasco, J., Rutllant & Yáñez, E.,(eds.). 2004. El Niño-La Niña 1997-2000. Sus Efectos en Chile. CONA, Chile, Valparaíso. pp. 13-27.

Bakun, A, 1994. Climate change and Marine Populations: Interactions of Physical and Biological Dynamics. Workshop the Scope, Significance, and Policy Implications of Global Change and the Marine Environment University of Rhode Island. 14-17 May. 16pp.

Bakun, A., 1996. Patterns in the ocean. Ocean processes and marine population dynamics: California Sea Grant College System. National Oceanic and Atmospheric Administration. 323pp.

Bard, F.X., 1974. Etude sur le germon (*Thunnus alalunga* Bonaterre 1788) de l'Atlantique nord. Elements de dynamique de population. ICCAT Col. Vol. Sci. Pap., II: 198-224.

Bard, F.X., 1978. Commentaires sur l'état du stock de germon Nord Atlantique. ICCAT Col. Vol. Sci. Pap., VII (2): 246-257.

Bard, F. X., 1981. Le thon germon *Thunnus alalunga* (Bonaterre 1788) de l'océan Atlantique. De la dynamique des populations a la strategie demographique. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles. Universidad Pierre et Marie Curie. Paris VI. 336pp.

- Bard, F. X., Yen, S. & Stein, A., 1999. Habitat of deep swimming tuna (*Thunnus obesus*, *T. albacares*, *T. alalunga*) in the Central South Oacific. ICCAT Col Vol Sci. Pap., XLIX(3):309-317.
- Bard, F.X. & Josse, E., 1996. Peculiarity of swimming bladder of large albacore(*Thunnus alalunga*) caught by longline . Doc SPAR. 6th meeting. 3p.
- Bard, F.X. & Joanny, T., 1996. The North Atlantic albacore (*Thunnus alalunga*) assessment problem. ICCAT Col. Vol. Sci. Pap.,XLIII: 339-346.
- Barnston, A.G., & Livezey R.E., 1987. Classification, Seasonality, and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review*. 115: 1083-1126.
- Bas, C., Castro, J.J., Hernández-García, V., Lorenzo, J.M., Moreno, T., Pajuelo, J.G. & Ramos, A.G. 1995. La pesca en Canarias y área de influencia. Ediciones del Cabildo Insular de Gran Canaria. Madrid. 331 pp.
- Bakun, A, 1994. Climate change and Marine Populations: Interactions of Physical and Biological Dynamics. Workshop the Scope, Significance, and Policy Implications of Global Change and the Marine Environment University of Rhode Island. 14-17 May. 16p
- Bakun, A. 1996 Patterns in the ocean. Ocean processes and marine population dynamics: California Sea Grant College System. National Oceanic and Atmospheric Administration. 323pp.
- Bauchot, M.L. & A. Pras. 1993. Guía de los peces de mar de España y de Europa. E. Omega.
- Becker, Dan. 1997. Global Warming Central: Debate number three. [Http://www.law.pace.edu](http://www.law.pace.edu).
- Begg G. A., Friedland K. D. & Pearce J. B., 1999a. Stock identification and its role in stock assessment and fisheries management: An overview. *Fish. Res* 43 (1-3), 1-8.
- Begg G. A., Hate J. A. & Sheehan D. D., 1999b. The role of life history parameters as indicators of stock structure. *Fish Res*. 43 (1-3), 141-163.
- Bentzen P., Taggart C. T., Ruzzante D. E. & Cook D., 1996. Microsatellite polymorphism and population structure of Atlantic cod (*Gadus morhua*) in the northwest Atlantic. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 53(12), 2706-2721.
- Beardsley, G.L., 1969. Proposed migrations of albacore, *Thunnus alalunga*, in the Atlantic Ocean. *Trans. Am. Fish. Soc.*, 98(4): 589-598.
- Bel-Bravo, M.A. & R.J. Cañada-Hornos. 1996. Repercusiones sociales de la Guerra de Sucesión en Andalucía: el caso de Torredonjimeno. *Boletín Instituto de Estudios Gienenses*, 162:1031-1072.

- Berthold, P., Helbig, A.J., Mohr, G. & Quernor, U. 1992. Rapid microevolution of migratory behaviour in a wild bird species. *Nature*, 360:668-670.
- Berveton, R.J.H. & Holt, S.J., 1957. On dynamics of exploited stocks populations. *Fish. Invest. Ser.*, II, 19, 533 pp.
- Bishop, J. K. B. & Rossow, W. B., 1991: Spatial and temporal variability of global surface solar irradiance, *J. Geophys. Res.*, 96, 16,839-16,858.
- Bishop, J. K. B., McLaren, J., Garraffo, Z. & Rossow, W. B., 1994: Documentation and description of surface solar irradiance data sets produced for SeaWiFS, A draft document dated (10/30/94), 23 pages, available on the internet at: <http://www.giss.nasa.gov/Data/SeaWiFS/>
- Block, B.A., Finnerty, J.R, Stewart, A.F.R. & Kidd, J., 1993. Evolution of endothermy in fish: mapping physiological traits on a molecular phylogeny. *Science*, 260: 210-214.
- Block, B.A. & Finnerty, J.R, 1994 Endothermy in fishes: a phylogenetic analysis of constraints, predispositions, and selection pressures. *Environmental Biology of Fishes*, 40:283-302.
- Block B.A., Dewar H., Blackwell S.B., Willians R.D., Prince E.D., Farwell C. J., Boustany A., Teo S.L.H., Seitz A., Walli A. y Fudge D., 2001. Migratory movements, depth preferences, and thermal biology of Atlantic bluefin tuna. *Science* 293, 1310-1314.
- Bolaños-González, J.I. 2000. El valle del Nilo: de la geografía al mito. Universidad de La Laguna. http://www.egiptologia.com/geografia/valle_nilo/valle_nilo.htm
- Borja, A & Santiago, J., 2002. Does the North Atlantic Oscillation control some process influencing recruitment of temperature tunas?. *ICCAT Col. Vol. Sci. Pap.*, LIV(4): 964-984.
- Bradley, R., 1992, *Climate Since AD 1500 Database*. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series 92-015. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Breisch, E.A, White, F.C., Jones, M.H. & Laurs, R.M., 1983. Ultrastructural morphometry of myocardium of *Thunnus alalunga*. *CellTissue Res*; 233:427-438.
- Brill, R. W., 1979. The effect of body size on the standard metabolic rate of skipjack tuna, *Katsuwonus pelamis*. *Fish Bull U. S.*, 77: 494-498.
- Brill, R. W., 1987. On the standard metabolic rates of tropical tunas, including the effect of body size and acute temperature change. *Fish. Bull. U.S.* 85:25-35
- Brill, R. W., 1994 . A review of temperature and oxygen tolerance studies of tunas pertinent to fisheries oceanography, movement models and stocks assessments. *Fish. Oceanogr.*, 3(3): 204-216.

- Brill, R. W., Block, B. A, Boggs, C. H., Bigelow, K.A., Freund, E. V. & Marcinek, D. J., 1999. horizontal Movements and depth distribution of large adult yellowfin tuna (*Thunnus albacares*) near the Hawaiian Islands, recording using ultrasonic telemetry: implications for the physiological ecology of pelagic fishes. *Marine Biology*, 133: 395-408.
- Brody, J. 2003. The enigma of sunspots: A story of discovery and science revolution. Floris Boooks. 191 pp.
- Brunetti, M. 2003. Solar signals in instrumental historical series of meteorological parameters. *Memories de lla Societá Astronomica Italiana*, 74:778-785
- Busalacchi, & Picaut, J, 1983. Seasonal variability from model of tropical Atlantic ocean. *J.Phys:oceanogr.*, 13(9):1564-88.
- Canadian Environmental Agency. 1997. Environmental Issues. <http://www.eci.org/>.
- Cane, M.,1984. Modelling sea level during el Niño. *J.Phys.Oceanogr.*, 14(12): 1864-74.
- Cañón, J.R. 2004. El Niño 1997-1998: sus efectos ene le sector pesquero industrial de la zona norte de Chile. In: Avaria, S., L. Carrasco, J. Rutllant y R. Yáñez (eds.). *El Niño-La Niña 1997-2000. Sus efectos en Chile*. CONA, Chile, Valparaíso. Pp. 137-151
- Carey, F.G., 1973. Fishes with warm bodies. *Scient. Am*, 228:36-44
- Carey, F.G., J.M. Tea, J.W. Kanwisher, K. D. Lawson y J.S. Beckett, 1971. Warm-bodied fish. *Am . Zool*, 11: 135-143.
- Carey, F.G. & K.D. Lawson. 1973. Temperature regulation in free-swimming bluefin tuna. *Comp. Biochem. Physiol. A. Physiol.*, 44A(2): 375-392
- Carey, F.G., J:W. Kanwisher y E.D. Stevens, 1984. Bluefin tuna warm their viscera during digestion, *J. Exp Biol.*, 109: 1-20.
- Cayre, P., 1989. Bases physiologiques de la thermoécologie des thons. En *Télédtction satellitare et pêcheries thonières océaniques* (J.Y. Le Gall, ed) 43-47. *FAO Document Technique sur le Pêches*, 302. 148p.
- Carroggio. 2003. Los océanos. Gran enciclopedia del Mar.Carroggio S.A.deEdiciones. Barcelona, 128 pp.
- Carvalho G.R. & Hauser L.,1994. Molecular genetics and stock concept in fisheries. *Rev Fish Biol. Fish.* 4,326-350.
- Castro, J.J., Santiago, J.A. & Santana-Ortega, A.T. . 2002. A general theory of fish aggregation to floating objects: An alternative to the meeting point hypothesis. *Reviews in Fish Biology and Fisheries.* 11:255-277.

Castro, J.J. & Ramos, A.G. 2002. The occurrence of *Ranzania laevis* off the Island of Gran Canaria, The Canary Islands, related to sea warming. *Journal of Fish Biology*, 60:271-273.

Chambers, R.C. & Triple E.A., 1996. Early life history and recruitment in fish populations. *Fish and Fisheries Series*, 21. Chapman & Hall, xxxii+596 pp.

Chambers, R.C., Witting, D.A. & Lewis, S.J., 2001. Detecting critical periods in larval flatfish populations. *J. Sea Res.*, 45(3-4):231-242.

Chatfield, C., 1989. *Analysis of time Series, An Introduction*. Chapman & Hall

Chow S., & Ushiyama H., 1995. Global population structure of albacore (*thunnus alalunga*) inferred by RFLP análisis of mitochondrial ATPase gene. *Mar. Biol.*, 123(1):39-45.

Chow N., Hazama K., Nishida T., Ikame S. & Kurihara S., 2000a. A preliminary análisis of yellowfin tuna stock structure in the Indian ocean using mitochondrial DNA variation. WPTT-00-11,p7.

Cifuentes, J. L., Torres-Garcia, M.P., Frías, M., 1995 *El océano y sus recursos. Las ciencias del mar: oceanografía física, matemáticas e ingeniería* ISBN 968-16-2388-.6 (obra completa). 3th edición .

Cifuentes, J. L., Torres-Garcia M.P. Frías, M., 1997 *El océano y sus recursos. Las ciencias del mar: oceanografía geológica y oceanografía química* ISBN 968-16-5255-XJ. L Segunda edición (La Ciencia para Todos)

Clark, W.G. 1996. The lessons of the peruvian anchoveta fishery. *CalCOFI, Reports* vol. XIX (1 July 1975- 30 June 1976):57-63.

Collette, B.B. & Nauen, C.E., 1983. *FAO species catalogue. Vol 2. Scombrids of the World. And annotated and illustrated catalogue of tunas, mackerels, bonitos and related species known to date.* *FAO Fish, Synop.*125, 1-137 pp.

Collette, B.B., Potthoff, T., Richards, W. J., Ueyanagi, S., Russo, J.L. & Nishikawa, Y., 1984. *Scombroidei: Development and relationships*. In "Ontogeny and Systematics of Fishes" (Moser, H.G. et al, Eds), No.1 pp. 591-620. *Am. Soc. Ichthyol. Herp. Spec. Pub.*

Cook, E.R., D'Arrigo, R.D. & Mann, M. E., 2002. A Well-Verified, Multiproxy Reconstruction of the Winter North Atlantic Oscillation Index since A.D. 1400. *Journal of Climate*, 15:1754-1764.

Coronas-Tejada, L. 1994. *Jaén, siglo XVII*. Instituto de estudios Gienneses. Jaén.

Corten, Ad. 2001. *Herring and Climate. Changes in the distribution of the North Sea herring due to climate fluctuations*. Phd. Thesis. Rijksuniversiteit Groningen. 228 pp.

Cullen, H. M. & de Menocal, P., 2000. North Atlantic Influence on Tigris-Euphrates Streamflow. *Int. J. Clim.*, 20:853-863.

Curry, R., Dickson, D. & Yashayaev, I. 2003. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature* 426, 826 - 829

Cury, P & Roy, C., 1989. Optimal environmental window and pelagic fish recruitment success in upwelling areas. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 46:670-680.

Cushing, D.H. 1969. The regularity of spawning season of some fishes. *J. Cons int. Explor. Mer.*, 33:81-97.

Cushing, D.H. 1982. *Climate and Fisheries*. Academic Press, London. 373 pp.

Dagorn, L. Bach, P., & Josse, E., 2000. Movement patterns of large bigeye tuna (*thunnus obesus*) in the open ocean, determined using ultrasonic telemetry. *Mar. Biol.* 136, 361-371 pp.

Dao, J.C. & Bard, F.X., 1971. Les migrations estivales des germons immatures. *CNEXO Rapp. scient. techn.*, 4: 35-50

D'Arrigo, R. D., Cook, E. R. & Cullen. H., 1997. North Atlantic sector tree-ring records and SST variability. *ACCP Newsletter*, September 1997, Vol. 4 (2).

Davila Fernandez, C. 1985. *Tunidos y demás escombridos mundiales*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid, 223pp.

De Buen, O. 1924. La pesca marítima en España en 1920: Ideas generales y resumen. *Bol. de Pesca*. Ministerio de Marina. Madrid. Nº 90-91: 49-59.

De Silva, S.L. & Francis, W., 1991. *Volcanoes of the Central Andes*. Springer-Verlag, Heidelberg. 232 pp.

Delaporte, F., 1973. Les populations de germons *Thunnus alalunga* dans le Nord-Est Atlantique. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles. Universidad Pierre et Marie Curie. París VI.

Deriso R. & Quinn T. (eds), 1988. *Improving fish stock assessments*. National Academy Press, Washington D.C., p 177.

Dewar, H., Graham, J.B. & Brill, R.W., 1994. Studies of tropical tuna swimming performance in a large water tunnel. *J. Exp. Biol.* 192:33-44.

Dickson, K.A. 1995. Unique adaptations of the metabolic biochemistry of tunas and billfishes for life in the pelagic environment. *Environ. Biol. Fish.* 42, 65-97pp.

Die, D.L., Kell, L. & Pallares, P., 2002. Time trends in abundance and catchability of yellowfin tuna and their relationship to The North Atlantic Oscillation index. *ICCAT Collect. Vol. Sci. Pap.*, LIV(4):1049-1063.

Dizon, A. E., Brill, R.W. & Yuen, H.S.H., 1978. Correlations between environment physiology and activity and the effects on thermoregulations in skipjack tuna. En *The Physiological Ecology Tunas*. (G.D. Sharp, A. E. Dizo, eds) Academic Press, New York. 233-259.

Drinkwater, K.F., Belgrano, A. Borja, A. Conversi, M. Edwards, C. H. Greene & Ottersen, A. J. Pershing & H. Walker, 2002. The response of marine ecosystems to climate variability associated with the North Atlantic Oscillation. En *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph, 134: 211-234.

Dunn, Seth., 1997. Controlling the Climate experiment. *Earthtimes*. [Http://www.earthtimes.com/](http://www.earthtimes.com/).

Durbin, J. & G.S. Watson, 1971. Testing for Serial Correlation in Least Squares Regression III. *Biometrika* 58:, 1-19.

El Tawil, M. , El Kabir, N., Ortiz de Urbina , J.M^a. , Valeiras ,J. & Abad E.. 2004 Length-weight relationships for Bluefin tuna (*Thunnus thynnus* L.) Caught from the Libyan trap fishery in 1999-2002. SCRS/03/131 . Col.Vol.Sci. Pap. ICCAT, 56(3):1192-1195

Fagan, B. 2000. *The Little Ice Age*. Basic Books. New York.

FAO, 2000. Fisheries Department. Fishery information, data and statistical unit. FISHSTAT Plus: Universal software for fishery statistical time series. Version 2.3.

FAO, 2004. Cuestiones pesqueras y aspectos socioeconómicos. <http://www.fao.org/>

Fernald, R.D. 1993. Vision. In: Evans D.H. (ed.). *The physiology of fishes*. 161-190 pp. CRC Press. Marine Science Series. Boca Raton.

Fichtler, Esther, Clark, Deborah A., Worbes, Martin. 2003. Age and Long-term Growth of Trees in an Old-growth Tropical Rain Forest, Based on Analyses of Tree Rings and ¹⁴C. *Biotropica* 305: 306:317pp.

FISHSTAT Plus: universal software for fishery statistical time series. Version 2.30. FAO, Rome.

Fonteneau. A. & Marcille, J. (eds), 1991. Recursos, pesca y biología de los túnidos tropicales del Atlántico centro-oriental. ICCAT : 423 pgs.

Fowler, J., Donohue, J., Lenanton, R. , Moran, M. & Gaughan, D.. 1997. Management of the South Coast purse seine fishery. *Fish. Manage. Pap. Fish. Dep. West. Aust.*, 99:1-39.

Friis-Christiansen & Lassen, K. 1992. Solar variability and temperature changes. *Eos*, 73:14 supplement, 245.

Fromentin, J.M., & Planque, B., 1996. Calanus and environment in the eastern North Atlantic II. Influence of the Atlantic Oscillation on *C. Finmarchicus* and *C. Helgolandicus*. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 134:111-118.

Fromentin, J.M., Fonteneau, A., & Farrugio H. 2000. Biological reference points and Natural Long-Term fluctuations: The case of the Eastern Atlantic Bluefin tuna. *Col. Vol. Sci. Pap. ICCAT, SCRS/99/54*, 51:2072-2084.

Fromentin, J.M., 2002 Is the recruitment key biological process in the hypothetical NAO-Atlantic tunas relationships?. *ICCAT. Col Vol. Sci. Pap.*, LIV(4):1008-1016

Fromentin, J.M. 2003. The East Atlantic and Mediterranean bluefin tuna stock management: uncertainties and alternatives. *Sci. Mar.*, 67 (Suppl. 1):51-62.

Fromentin, J.M, 2004. Atlantic bluefin tuna: Some issues related to stock delimitation. Second Meeting of the Working Group to Develop Integrated and Coordinated Atlantic Bluefin Tuna Management Strategies (Marseille, France, 17-20 May, 2004).

Frouin, R., Lingner, D. W., Gautier, C., Baker, K. S., & Smith, R. C., 1989: A simple analytical formula to compute clear sky total and photosynthetically available solar irradiance at the ocean surface, *J. Geophys. Res.*, 94, 9731-9742.

Fundación Medina Sidonia. 2004. Fundación Casa de Medina Sidonia. Las almadrabas. S XIII al S. XIX. <http://www.fcmedinasidonia.com>.

Fundación Medina Sidonia. 2005. Fundación Casa de Medina Sidonia. Las almadrabas. S XIII al S. XIX. (último acceso 20/01/2005).

García, S.M., & Leiva-Moreno, I., 2002. Global overview of marine fisheries In: Sinclair, M. and G. Valdimarsson (eds.). *Responsible fisheries in the marine ecosystem*. FAO, Rome, 1-24 pp.

Gardieff, S., 1994. Fuente: Florida Museum of Natural History (<http://www.flmnh.ufl.edu>).

Gavaris, S., 1988b. Abundance indices from comercial fishing. En *Collected Papers on stock assessment methods*. (D. Rivard,ed.), CAFSAC Research Document 88/61: 3-15.

GCCIP. 1997. Global Climate Change Information Programme. <Http://www.doc.mmu.au.uk/>

Gleissberg, W. 1958. The eighty-year sunspot cycle. *J.Brit.Astr.Assoc.*, 68, 148

George, S. & Saunders, M. , 2001. North Atlantic Oscillation impact on tropical North winter atmospheric variability *Geophysical Research Letters*, 28(6):1015-1018.

Gibbs, R. H. & Collette, B. B., 1967. Comprative anatomy and systematics of the tunas, genus *thunnus*. *Fish and Wildl. Ser. Fish. Bull. U. S.*, 66(1): 65-130.

- Gilbert, C.R. 1993. Evolution and physiology. In: Evans D.H. (ed.). The physiology of fishes. 1-46 pp. CRC Press. Marine Science Series. Boca Raton.
- Glick, P. 1997. Global Warming: The high costs of inaction. Sierra Club Understanding green markets project. [Http://mitchell.sierraclub.org/](http://mitchell.sierraclub.org/).
- Graham, G.M., 1935. Modern theory of exploiting a fishery and its application to North Sea trawling. *J. Cons. Explor. Mer*, 10:264-274.
- Graham, J. B. & Dickson, K. A. 1981. Physiological thermoregulation in the albacore *Thunnus alalunga*. *Physiol. Zool.* 54, 470-486pp.
- Graham, J. B., Koehn, F.J. & Dickson, K.A. 1983. Distribution and relative proportions of red muscle in scombrid fishes: consequences of body size and relationship to locomotion and endothermy. *Can. J. Zool.* , 54(4) 470-486.
- Graham, J.B., Lowell, W.R., Chin Lai, N. & Laurs, R.M. ,1989. O₂ tension, swimming velocity, and thermal effects on the metabolic rate of the Pacific albacore, *Thunnus balalunga*. *Exp. Biol.*, 48: 89-94.
- Graham, J. B. & Dickson, K. A. 2000. The evolution of thunniform locomotion and heat conservation scombrid fishes: New insights based on the morphology of *Allothunnus fallai*. *Zool. j. Linn. Soc.* 129.
- González-Aller, J.I. 1998. España en la mar. Una historia milenaria. Lunwerg Editores, S.A. Barcelona, 268 pp.
- Gonzalez-Garcés, A., 1997. Contribución al conocimiento de la población del atún blanco (*Thunnus alalunga*, Bonn. 1788) del Atlántico norte. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 200 p.
- Gold J. R., Burrige C.P. & Turner T.F., 2001. A modified stepping-stone model of population structure in red drum, *Sciaenops ocellatus* (Scinidae), from the northern Gulf of Mexico. *Genetica* 111(1-3), 305-317.
- Gold J.R., Pak E. & DeVries D.A., 2002. Population structure of king mackerel (*Scomberomorus cavalla*) around peninsular Florida, as revealed by microsatellite DNA. *Fish. Bull.* 100,491-509.
- Gooding, R.M., Nelly, W. H & Dizon, A. E., 1981. Respiration rates and low-oxygen tolerance limits in skipjack tuna, *Katsuwonus pelamis*. *Fish Bull. U. S.*, 79:31-48.
- Goudey, C.A., 1995. The 1994 experimental pair trawl fishery for tuna in the Northwest Atlantic. Preliminary Report. MIT SeaGrant College Program MITSG 95-6
- Graves J.E., 1998. Molecular insights into the population structure of cosmopolitan marine fishes *Am. Gen. Assoc.* 89, 427-437.

Grewe P.M. & Hampton J., 1998. An assessment of bigeye (*Thunnus obesus*) population structure in the Pacific ocean, based on mitochondrial DNA and DNA microsatellite analysis. CSIRO Marine Research, p 34.

Guerra-Sierra, A. & Sánchez-Lizaso., J.L. 1998. Fundamentos de explotación de recursos vivos marinos. Editorial Acribia, S.A., Zaragoza. 249 pp.

Guisande C, Cabanas JM, Vergara AR & Riveiro I. 2001. Effect of climate on recruitment success of Atlantic Iberian sardine (*Sardina pilchardus*). *Mar Ecol Prog Ser* 223:243–250.

Gulland J A., 1971 Ecological aspects of fishery research. *Adv. Ecol. Res.* 7, 115-176.

Gulland J. A., 1983. Fish stock assessment. A manual of basic methods Wiley-Interscience, Chichester (UK), p 223.

Halpert, M.S, & Bell, G.D., 1997. Climate assessment for 1996. *Bulletin of American Meteorological Society*, 78 (5):1-49.

Hansen M.M., 2001. Models of genetic population structure in marine fishes. ICES WGAGFM, p9.

Hammer, C.U., Clausen, H.B. & Dansgaard, W., 1980. Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climate impact. *Nature*, 288:230-235.

Hampton, J. W., & Gunn, J. S., 1998. Exploitation and movements of yellowfin tuna (*thunnus albacare*) and bigeye tuna (*T.obesus*) tagged in the north-western Coral Sea. *Mar Freshwater Res.* 49, 475-489.

Hamre, J. 1991. Interrelation between environmental changes and fluctuating fish populations in the Barent Sea. In: Kawasaki, T., S. Tanaka, Y. Toba & A. Taniguchi (eds.). Long-term variability of pelagic fish populations and their environment. Pp: 259-270; Pergamon Press. Oxford.

Hastenrath, S, & Lamb, P. 1977. Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans. Madison: University of Wisconsin Press.

Hastenrath, S. & Heller, L., 1977: Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 103, 77-92.

Hastie, T.J. & Tibshirani, R.J., 1990. Generalized Additive Models. London:Chapman and Hall.

Hayasi, S., Koto, T., Shingu, C., Kume, S. & Morita, Y. 1970. Status of tuna fisheries resources in the Atlantic Ocean, 1956-1967. *Far Seas Fish. Res. Lab. S Series*, 3 : 18-72.

Hazel, J.R. 1993. Thermal biology. In: Evans D.H. (ed.). The physiology of fishes. 427-468 pp. CRC Press. Marine Science Series. Boca Raton.

- Herbland, A., 1983. Le maximum de chlorophylle dans l'Atlantique tropical oriental: description, écologie, interpretation. *Oceanogr. Trop*, 18(2):295-318
- Hilborn, R. & Sibert, J., 1988. Is international management of tuna necessary? *Mar. Policy* 12, 31-39.
- Hipel, K.W. & Mcleod, A.I., 1994. *Time Series Modelling of Water Resources and Environmental Systems*. Elsevier, Amsterdam. 1013 pages.
- Hjort, J. 1914. The fluctuacions in the great fisheries of northem Europe viewed in the light of biological research. *Rapp. P-v Reun. Cons. Int. Mer.*, 20: 1-228.
- Holland, K.N., Brill, R.W. & Chang, R.K.C., 1990. Horizontal and vertical movimements of yellofin and bigeye tuna associated with aggregation devices. *Fish. Bull. U.S.*, 88:493-507.
- Holland, K. N., Brill, R. W., Chang, R.K.C., Sibert, J.R., & Fournier, D. A., 1992. Physiological and behavioural thermoregulation in bigeye tuna (*thunnus obesus*). *Nature* 35, 410-411 pp.
- Holland, K.N. & Sibert, J.R. ,1994. Physiological thermoregulation in bigeye tuna, *Thunnus obesus*. *Environ. Biol. Fishes*, 40(3):319-327.
- Houghton, J.T., Callander, B.A., & Varney, S.K., 1990. *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press. pp. 365.
- Houghton, J.T., Callander, B.A., & Varney, S.K., 1992. *Climate Change 1992: The Supplemental Report to the IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press. pp. 200.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science* 269, 676-679.
- Hurrell, J.W., Kushnir Y. & Vsbeck, M. 2000. Proposal of the AGU Chapman Conference on the North Atlantic Oscillation. Universidad de Vigo. 28 noviembre – 1 diciembre de 2000. Vigo (España).
- Hurrell, J.W., Kushinir, Y., Visbeck, M. & Ottersen, G., (eds), 2002. *The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact*. Geophysical Monograph 134., American Geophysical Union, Washington. 279p.
- Hurst, H., 1951. Long-Term Storage Capacity of Reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineering*, 116, 770-799.
- Huffman, G.J., Adler, R.F., Rudolf, B., Schneider, U. & Keehn, P.R., 1995: Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain gauge analysis, and NWP model precipitation information. *J. Climate*, 8, 1284-1295.

Huffman, G.J., ed., 1997b: The Global Precipitation Climatology Project monthly mean precipitation data set. WMO/TD No. 808, WMO, Geneva, Switzerland. 37pp.

Hyndman, R. & Akram M., 2004. Time Series Data Library. <http://www-personal.buseco.monash.edu.au/~hyndman/TSDL/index.htm>

ICCAT (International Commissions for the Conservation of Atlantic tunas) fishery statistics. Página web: <http://iccat.es/>.

ICCAT, 2003. Bluefin. In: ICCAT report 2002-2003 I(II). 50-65 pp. Madrid. 197 pp

Jirikowic J.L. & Damon P.E., 1994. The Medieval Solar Activity Maximum. *Climatic Change*, 26:309-316.

Jobling, M. 1995. Environmental biology of fishes. Chapman & Hall. Fish and Fisheries Series 16. London. 455 pp.

Jones, P.D., Jónsson, T. & Wheeler, D., 1997: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* 17, 1433-1450pp.

Jose, P. D. ,1965. Sun's motion and sunspots. *Astron. J.* 70, 193-200.

Josse, E., Bach, P., & Dagorn, L.,1998. Simultaneous observations of tuna movements and their prey by sonic tracking and acoustic surveys. *Hydrobiologia* 371-372(37), 61-69 pp.

Kawasaki, T., Tanaka, S., Toba, Y. & Taniguchi A., (eds.). 1991. Long-term variability of pelagic fish populations and their environment. Pergamon Press. Oxford.

Kington J. 1995, The severe winter of 1694/95, *Weather*, 50, 5, 160pp

Kaufmann, W. J. 1968. Universe. W. H. Freeman & Company, USA. Segunda Edición. Pág. 634.

Kishinouye, K.,1923. Contributions to the comparative study of the so-called scombroid fishes. *J.coll.Agric.Imp.Univ.,Tokyo*, 8:293-475 pp.

Kitagawa, T., Nakata, H., Kimura, S., Itoh, T., Tsuji, S. & Nitta, A., 2000. Effect of ambient temperatura on the vertical distributionad movement of Pacific bluefin tuna *Thunnus Thynnus orientalis*. *Mar Ecol. Prog. Ser.*, 206:251-260.

Knippertz, P.; Fink, A.; Reiner, A.; Speth, P. 2003. Three late summer/early autumn cases of tropical-extratropical interactions causing precipitation in northwestern Africa. *Mon. Wea. Rev.*, 131 (1), 116-135.

Korsmeyer, K.E. & H. Dewar. 2001. Tuna metabolism and energetics. In: Block, B.A. & E.D. Stevens. 36-78 pp. Tuna: physiology, ecology, and evolution. Academic Press. San Diego.

Klawe, W.L., Barret, I. & Klawe, B.M.H. , 1963. Haemoglobin content of the blood of six species of scombroid fishes. *Nature*, 198:96.

Korsmeyer, K.E. & Dewar. H., 2001. Tuna metabolism and energetics. In: Block, B.A. & E.D. Stevens. 36-78 pp. *Tuna: physiology, ecology, and evolution*. Academic Press. San Diego.

Koto, T., 1969. Distribution and movement of the albacore in the Indian and the Atlantic Oceans based on the catch statistics of Japanese tuna long-line fishery. *Bull. Far Seas Fish. Res. Lab.*, 1: 115-129.

Kronvinn A. S. 1995. A comparative study of climatic changes in the North Pacific and North Atlantic and their relation to the abundance of fish stocks, in *Climate Change and Northern Fish Populations*, edited by R.J. Beamish. Pp 181-198. *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci*, 121.

La Violette, P.E. 1974. A satellite-aircraft thermal study of the upwelled water off Spanish Sahara. *J. Phys. Oceanogr.*, 4:676-684

Labitzke K. & van Loon, H. 1990. Associations between the 11-year sunspot cycle, the quasi-biennial oscillation, and the atmosphere. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A*, 330, 577 pp

Laevastu, T. & Favorite, F., 1988. *Fishing and stock fluctuations*. Fishing News Books Ltd. Surrey. 239 pp.

Lamb, H.H. 1970. Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 226:425-533.

Lamb, P. J., 1978: Large-scale tropical Atlantic circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies. *Tellus*, 30, 240-251

Lamb, P.J, El Malí, M. & Portis, D.H., 1996. North Atlantic Oscillation. *Proceedings of international Workshop on Space Oceanography: Climate and Marine Resources in the Northwest of Africa*, CRTS, Rabat, Morocco.

Landscheidt, T., 1983: Solar oscillations, sunspot cycles, and climatic change. In: McCormac, B. M., ed.: *Weather and climate responses to solar variations*. Boulder, Associated University Press, 293-308.

Landscheidt, T., 1984: Cycles of solar flares and weather. In: Moerner, N.A. und Karlén, W., eds.: *Climatic changes on a yearly to millennial basis*. Dordrecht, D. Reidel, 475, 476.

Landscheidt, T., 1986 a: Long-range forecast of energetic x-ray bursts based on cycles of flares. In: Simon, P. A., Heckman, G., and Shea, M. A., eds.: *Solar-terrestrial predictions*. *Proceedings of a workshop at Meudon, 18.-22. Juni 1984*. Boulder, National Oceanic and Atmospheric Administration, 81-89.

Landscheidt, T., 1987: Long-range forecasts of solar cycles and climate change. In: Rampino, M. R., Sanders, J. E., Newman, W. S. and Königsson, L. K., eds.: *Climate. History, Periodicity, and predictability*. New York, van Nostrand Reinhold, 421-445.

Landscheidt, T., 1988: Solar rotation, impulses of the torque in the Sun's motion, and climatic variation. *Clim. Change* 12, 265-295.

Landscheidt, T., 1990: Relationship between rainfall in the northern hemisphere and impulses of the torque in the Sun's motion. In: K. H. Schatten and A. Arking, eds.: *Climate impact of solar variability*. Greenbelt, NASA, 259-266.

Landscheidt, T., 1995b: Die kosmische Funktion des Goldenen Schnitts. In: Richter, P. H., ed.: *Sterne, Mond und Kometen*. Bremen, Hauschild, 240-276.

Landscheidt, T., 1998 a: Forecast of global temperature, El Niño, and cloud coverage by astronomical means. In: Bate, R., ed.: *Global Warming. The continuing debate*. Cambridge, The European Science and Environment Forum (ESEF), 172-183.

Landscheidt, T., 1998 b: Solar activity - A dominant factor in climate dynamics.
<http://www.john-daly.com/solar/solar.htm>.

Landscheidt, T., 2000 a: Solar forcing of El Niño and La Niña. In: Vázquez, M. and Schmieder, B., ed.: *The solar cycle and terrestrial climate*. European Space Agency, Special Publication 463, 135-140.

Landscheidt, T., 2000 b: Solar wind near Earth: Indicator of variations in global temperature. In: Vázquez, M. and Schmieder, B., ed.: *The solar cycle and terrestrial climate*. European Space Agency, Special Publication 463, 497-500.

Landscheidt, T., 2000 c: River Po discharges and cycles of solar activity. *Hydrol. Sci. J.* 45, 491-493.

Landscheidt, T., 2000 e: New confirmation of strong solar forcing of climate.
<http://www.john-daly.com/po.htm>.

Landscheidt, T., 2001 a: Solar eruptions linked to North Atlantic Oscillation.
<http://www.john-daly.com/theodor/solarnao.htm>

Landscheidt, T., 2001 b: Trends in Pacific Decadal Oscillation subjected to solar forcing. <http://www.john-daly.com/theodor/pdotrend.htm>.

Landscheidt, T., 2002: El Niño forecast revisited. <http://www.john-daly.com/sun-enso/revisited.htm>.

Landscheidt, T., 2003 a: Long-range forecast of U.S. drought based on solar activity.
<http://www.john-daly.com/solar/US-drought.htm>.

Lai, N.C., Graham, J.B, Lowell, W.R. & Laurs, R.M. , 1987. Pericardiacal and vascular pressures and blood flow in the albacore tuna, *Thunnus alalunga*. *Exp. Biol.*, 46:187-192.

Lashof, Dan. 1997. Global Warming Central: Debate number three. [Http://www.law.pace.edu/](http://www.law.pace.edu/)

Lasker, R, 1978. The relation between oceanographic conditions and larval anchovy food in the California current: factors leading to recruitment failure. *Rapp. P. -v Reun. Cons. Int. Explor. Mer.*, 173: 212-230.

Lasker, R, 1981. *Marine Fish larvae, Morphology, Ecology and Relation to Fisheries*. University of Washington. Press, Seattle. 131pp.

Lasker, R. 1985. The effects of climate and weather on albacore migration and distribution in the northeastern Pacific. In: Anderson, K.E. (ed). *Advances in Aquaculture and Fisheries Research Report of a California Sea Grant Symposium, 18-20 May 1983*. Univ. of California, Davis. p. 32

Laurec, A. & Shepherd, J.G., 1983. On the analysis of catch and effort data. *ICES J. Cons.*, 41: 81-84

Laur, R.M., Yuen, H.S.H. & Johnson, J.H., 1977. Small scale movements of albacore, *Thunnus alalunga*, in relation to ocean features as indicated by ultrasonic tracking and oceanographic sampling. *Fish. Bull. U.S.*, 75: 347-355.

Laur, R.M., Dotson, R.C., Dizon, A. & Jemson, A., 1980. Observations on swimming depth and ocean temperature telemetered from free-swimming albacore. In *Proceedings of the 31st Tuna Conference (A. Wind, ed.)*. Inter.-American Tropical Tuna Commission, La Jolla, California. 33-34.

Laur, R.M., 1983. The North Pacific albacore-An important visitor to California current waters. *CALCOFIrEP.*, 24:99-106.

Laur, R.M., Fieldler, P.C. & Montgomery, D.R., 1984. Albacore tuna catch distribution relative to environmental features observed from satellites. *Deep Sea Res*, 31(9): 1085-1099.

Laur, R.M. 1984. Application of satellite remote sensing to fisheries. *PACON '84: Pacific Congress on Marine Technology, Honolulu, HI (USA), 24-27 Apr 1984*. Marine Technology Soc., Manoa, HI USA. Hawaii-Sect 1984. p. OST2/23.

Laur, R.M & Lynn, R. J., 1991. North Pacific albacore ecology and oceanography. *NOAA Tech. Rep. NMFS*, 105:69-87.

Lavín, M., 2001. Fluxes, trends and decadal changes in the subtropical North Atlantic. *Tesis:ISSN: 1578-410X, NIPO: 406-01-006-1*

Le Gall, J.Y., 1974. Exposé synoptique des données biologiques sur le germon *Thunnus alalunga* (Bonaterre, 1788) de l'Océan Atlantique. *Synop. FAO Pêches*, 109. 70 p.

Le Gall, J.Y., Laurec, A., Bard, F.X. & Dao, J.C., 1975. Etude de l'état du stock Nord Atlantique de germon (*Thunnus alalunga*) par l'analyse des cohortes (rendement ponderal et fécondité). ICCAT Col. Vol. Sci. Pap., IV (2): 109-127.

Lean J. 2000. Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Geophysical Research Letters*, 27:2425-2428.

Lean, J., Beer, J. & Bradley, R.. 1995. Reconstruction of Solar Irradiance Since 1610: Implications for Climate Change. *Geophysical Research Letters*, 22(23):3195-3198.

Liorzou, B., Guenegan, Y. & Bigot, J.L. 1990. Les facteurs hydroclimatiques et biologiques induisant les concentrations de thonides dans le Golfe du Lion. *Collect. Vol. Sci. Pap., ICCAT SCRS/89/105*, 32(1): 207-213.

Ljung, G. M. & Box, G. E. P., 1978. On a measure of lack of fit in time series models. *Biometrika* 65: 553-564.

López-Arandia, M. 2001. Repercusiones de la Guerra de Sucesión en Sierra Mágina (1708-1720). *Sumuntán*, 15:153-174.

López-Capont, F. 1997. La etapa pesquera del Padre Sarmiento y su época: "De los atunes, y sus transmigraciones y congeturas, sobre la decadencia de las almadrabas, y sobre los medios para restituirlas". Caixa de Pontevedra. 105 pp.

Lozano Rey, L., 1952. Peces Fisoclistos: Subserie torácicos: O. Labriformes y Escombriformes. *Mem. R. Ac. Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Tomo XIV (Segunda Parte)*.

Lutcavage, M.E. , Brill, R.W., Skomal, G.B., Chase, B.C. & Howey P.W., 1999. Results of pop-up satellite tagging of spawning size class fish in the Gulf of Maine: do north Atlantic bluefin tuna spawn in the mid-Atlantic? *Can. J. Fish. Aquat.Sci.* 56, 173-177.

Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J.F., Von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C. & Wanner, H., 2002. Extending North Atlantic Oscillation. Reconstructions Back to 1500. *Atmos. Sci. Lett.*, 10.1006/asle.2001.0044.

Lutgens, F.K., & Tarbuck E. J., 1986: *The Atmosphere: An Introduction to Meteorology*. Reprinted by permission of Prentice Hall, Upper Saddle River, N. J., 07458.

Mann, M.E., Bradley R.S. & Hughes, M.K., 1998. Global-Scale Temperature Patterns and Climate Forcing Over the Past Six Centuries. *Nature*, 392:779-787.

MacCall, A.D., Klinbeil, R.A. & Methot, R.D., 1985. Recent increased abundance and potential productivity of Pacific mackerel (*Scomber japonicus*). *CalCOFI Rep.*, vol. XXVI:119-129.

Magnuson, J. J, 1973. Comparative study of adaptations for continuous swimming and hydrostatic equilibrium of scombroid and xiphoid fishes. Fish. Bull. U. S., 71:337-356.

Mar y pesca, Agosto 2001, Suplemento mensual.Faro de Vigo. nº 40 año IV.

Martín, Q.; Cabero & M^a .T.; Ardanuy, R., 1999. Paquetes estadísticos SPSS 8.0, Bases teóricas, prácticas propuestas, resueltas y comentadas. Hepérides 403p.

Marsh, N. D. & Svensmark H.. 2000. Low cloud properties influenced by cosmic rays. Phys. Rev. Lett., 25:5004.

Mather, F.J., Mason J.M. & Jones, A.C. 1995. Historical document: life history and fisheries of Atlantic Bluefin Tuna. NOAA Technical Memorandum, NMFS-SEFSC, 370.

Matsumoto & Miyabe, 2002. Report of observer program for Japanese tuna longline fishery in the Atlantic Ocean from August 200to July 2001. ICCAT Col. Vol Sci. Pap., LIV(%):1741-1762.

Mayr, E., 1982. The Growth of Biological thought. Harvard University Press, Cambrige., Mass 974p.

McIntyre, S. & McKitrick., R. 2003. Corrections to the Mann et al. (1998) proxy data base and Northern Hemispheric average temperature series. Energy and Environment, 14(6):751-771.

McIlveen, J. R. 1986. Basic Meteorology. Van Nostrand Reinhold, UK. Pág. 457.

Méndez, R. & Molinero, F., 1996. Espacios y sociedades. Introducción a la geografía regional del mundo. Ed. Ariel. Barcelona. 669 pp.

Mejuto, J. 1999. A possible relationship between the NAO. Index and the swordfish(*Xiphias gladius*) recruitment index in the North Atlantic. Hypothesis of reproduction and possible effects on recruitment levels. ICCAT. Col .Vol. Sci Pap., XLIX(4).

Mejuto, J., 2000. An updated relationship between the NAO. Index and swordfish (*Xiphias gladius*) recruitment index in the North Athlantic stock. ICCAT. Col Vol Sci. Pap. Vol . LI SCRS/99/057.

Mejuto, J., 2002. Some remarks on the NAO index related oceanographic factors, and its possible fit to recruitment index of the North Atlantic swordfish (*Xphias gladius*) . ICCAT. Col. Vol. Sci. Pap., LIV:1035-1048.

Mejuto, J. 2003. Recruit indices of the North Atlantic swordfish (*Xphias gladius*) and their possible link to atmospheric and oceanographic indicators during the 1982-2000 period. ICCAT. Col. Vol. Sci. Pap., LV(4):1506-1515.

Miller, G. T. 1991. Environmental Science, Sustaining the Earth. Wadsworth Publishing Company, USA. Tercera Edición. Pág. 465.

Mo, K. C., & Livezey, R. E., 1986: Tropical-extratropical geopotential height teleconnections during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2488-2515.

Moore, D., et al., 1978. Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. *Geophys.Res.Lett.*,5(8):637-40.

Morel, A., & Gentili, B. 1991: Diffuse reflectance of oceanic waters: its dependence on sun angle as influenced by the molecular scattering contribution, *Appl. Opt*, 30, 4427-4438.

Moura, A. & Shukla, J., 1981: On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory, and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2653-2675

Muir, B.S. & Hughes, G.M., 1969. Gill dimensions for three species of tunny. *J. Exp. Biol*, 51: 271-285.

Murphy, G.I. 1980. Schooling and the ecology and management of marine fish. In: Bardech, J.E., J.J. Magnuson, R.C. May & J.M. Reinhart (eds.). *Fish behaviour and its use in capture and culture of fishes*. ICLARM, Manila, Philippines. Pp:400-414.

Mysterud, A., Stenseth, N.C., Yoccoz, N.G., Ottersen, G. & Langvatn, R. 2003. Response of terrestrial ecosystems to climate variability associated with the North Atlantic Oscillation. In Hurrell, J., Kushnir, Y., Ottersen, G. & Visbeck, M. (eds). *The North Atlantic Oscillation (NAO)*, NGU Monographs 235-262.

Nakamura, H. 1969. *Tuna Distribution and migration*. Fishing News Books Ltd, London, 76p.

National Geophysical Data Center (NGDC). 2004. NOAA satellite and information. sunspot maximum and minimum from 1610 to present. <http://www.ngdc.noaa.gov/stp/SOLAR/ftpsunspotnumber.html#international>

Naya, A., 2002. *Iniciación a la Meteorología Marítima*. Edid: Universidad de Valladolid. 106p.

Nikolsky, G.V., 1963. *The ecology of fishes*. Academic Press, London. 352 pp.

Nishikawa, Y., Shibata, K. Iwashita, M., Furuya, M., Shimura, S., Toriya, N. , Hirano, M. & Kato, M., 1965. The practical use of fish Zinder for labour saving in tuna longline fishery. *Japan Investigate Conference of tuna*. Tokio. 67p.

Nishikawa, Y., Honms, M., Ueyanagi, S. & Kikawa, S., 1985. Average distribution of larvae of oceanic species of scombroid fishes, 1956-1981. *Far Seas Fish. Res. Lab.*, S. Ser.,12.

NOAA Paleoclimatology Program .2004. <http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/recons.html>

- Olson, R.J. & Boggs, C.H. 1986. Apex predation by yellowfin tuna (*Thunnus albacares*): Independent estimates from gastric evacuation and stomach contents, bioenergetics, and cesium concentrations. *can.-j.-fish.-aquat.-sci.* . vol. 43, no. 9, pp. 1760-1775.
- Oppenheim, A. V. & Schafer, R. W ,1975. *Digital Signal Processing*. Prentice-Hall, pp 556.
- Ortiz de Zárate V. & Cort J.L., 1998. Albacore (*Thunnus alalunga*, Bonnaterre) stock structure in the Atlantic ocean, as inferred from distribution and migration patterns. In Beckett J. S. (ed) *ICCAT tuna Symposium* , Ota Delgada. Azores, 251-260)
- Pace Energy Project. 1997. *Global Warming Central*. Pace University School of Law. [Http://www.law.pace.edu/](http://www.law.pace.edu/).
- Pahnkel, K. Zahn R.. 2005. Southern Hemisphere Water Mass Conversion Linked with North Atlantic Climate Variability. *Science*, 307(5716):1741-1746. 18 March 2005
- Pallé-Bagó, E. & Butler, C.J., 2000 a. The influence of cosmic rays on terrestrial clouds and global warming. *Astron. Geophys.*, 41(4): 18-22.
- Pallé-Bagó, E. & Butler, C.J., 2000 b. Sunshine, clouds, and cosmic rays. *ESA Special Publication*, 463:147-152.
- Parrish, R.H. & MacCall. A.D., 1978. Climatic variation and exploitation in the Pacific mackerel fishery. *Calif. Dep. Fish Game, Fish Bull.*,167; 110 pp.
- Pauly, D. & MacLean, J. 2003. *In a perfect ocean. The state of fisheries and ecosystems in the North Atlantic Ocean*. Island Press. Washington. 176 pp.
- Penney, A., 1994. Morphometric relationships, annual catch-at-size for South African-caught South Atlantic albacore (*Thunnus alalunga*). *ICCAT Collect. Vol. Sci. Pap.*, XLII (1): 371-382.
- Penney, A., R.G. Krohn & Wilke, C.G., 1992. A description of the South African tuna fishery in the southern Atlantic Ocean. *ICCAT Col. Vol. Sci. Pap.*, XXXIX (1): 247-257.
- Peña, D., 1992. *Estadística, modelos y métodos: Modelos Lineales y Series Temporales*. Alianza Universidad.
- Pepin, P. 1991. Effect of temperature and size on development, mortality and survival rates of the pelagic early life history stages of marine fish. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 48:503-518.
- Petit, M. 1991. Aerspatial remote sensing as catalyst of an operational marine fishery (halieutic) science. *int.-j.-remote-sens.*. vol. 12, no. 4, pp. 713-724

- Pereira, J., Santiago, J. & Ortiz de Zarate, V., 1999. Standardised CPUE index for the Azorian autumn albacore fishery. ICCAT Col. Vol. Sci. Pap., XLIX (4): 174-181.
- Perlwitz, J. & Graf, H.F. , 1995. The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter. *J. Climate*, 8:2281-2295.
- Perry, S.F. & McDonald, G., 1993. Gas exchange. In: Evans D.H. (ed.). *The physiology of fishes*. 251-278 pp. CRC Press. Marine Science Series. Boca Raton.
- Picaud, J., 1983. Propagation of seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 13:100-28.
- Picaud, J. 1983. Propagation of seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 13:100-28.
- Pickard, G. L. & W. J. Emery, 1982. *Descriptive Physical Oceanography. An introduction*. Pergamon Press. 249p.
- Pidwirny, M. 1999-2004. *Fundamentals of physical geography*. Chapter 7, Introduction to the atmosphere. Department of Geography, Okanagan University College. <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/7p.html>
- Pingree, R. 2002. Ocean structure and climate (Eastern North Atlantic): in situ measurement and remote sensing. *J. Mar. Biol. Assoc. UK*, 82(2):681-707.
- Pitcher, T.J. 1997. Fish shoaling behaviour as a key factor in the resilience of fisheries: Shoaling behaviour alone can generate range collapse in fisheries. In: Hancock, D.A., D.C. Smith, A. Grant & J.P. Beumer (eds.). *Developing and sustaining world fisheries resources. The state of science and management*. Collingwood, Australia. CSIRO. Pp:143-148.
- Pitcher, T.J. & Parrish., J.K. 1993. Functions of schooling behaviour in teleosts. In: Pitcher, T.J. (ed.). *Behaviour of teleost fishes*. 2nd ed. Chapman & Hall, Fish and Fisheries Series 7. London. Pp:363-439.
- Pitcher, T. & Forrest, R., 2004. Challenging ecosystem simulation models with climate change: The "Perfect Storm". In: Pitcher, T.J. (ed.). Pages 29-38. *Back to the future: Advances in methodology for modelling and evaluating past ecosystems as future policy goals*. Fisheries Centre Research Report, 12(1): 158 pp.
- Pla, C., Pujolar J. M. & Viñas, J., 1998. Population genetics and stocks structure of large pelagic species (*Thunnus thynnus*, *Thunnus alalunga*, *Xiphias gladius* and *Sarda sarda*) in the Mediterranean. In Beckett J. S. (ed) *ICAAT tuna Symposium*, Pta Delgada. Azores, 209-212.
- Polovina, J.J., 1996. Decadal variation in the trans-Pacific migration of northern bluefin tuna (*Thunnus thynnus*) coherent with climate-induced change in prey abundance. *Fisheries Oceanography*, 5:114-119.

- Pope, J.G. & Shepherd, J.G., 1985. A comparison of the performance of various methods of tuning VPAs using effort data. *J. Cons.Int. Explor. Mer*, 42: 129-151.
- Powers, J. & Restrepo, V., 1992. Additional options for age-sequenced analysis. *ICCAT Collect. Vol. Sci. Pap.*, XXXIX (2):540-553.
- Punt, A.E. & Butterworth, D.S. 1995. The effects of future consumption by the Cape fur seal on catches and catch rates of the Cape hakes. 4. Modelling the biological interaction between Cape fur seals *Arctocephalus pusillus pusillus* and Cape hakes *Merluccius capensis* and *M. paradoxus*. *S. Afr. J. mar. Sci.* 16: 255-285.
- Preisendofer, R.W., 1988. *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier, Amsterdam
- Quinn, W. H., Neal, T. V. & de Mayolo, S. E. A., 1987: El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Journ. Geophys. Res.* 92, 14449-14461.
- Quinn, W. H., 1992. A study of Southern Oscillation-related climatic activity for A.D. 622-1900 incorporating Nile River flood data. In: Diaz, H. F. and Markgraf, V., eds.: *El Niño historical and paleoclimatic aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge University Press, 119-149.
- Raleigh, R.F. 1971. Innate control of migrations of salmon and trout fry from natal gravels. *Ecology*, 52(2):291-297.
- Ravier, C. & Fromentin, J. M., 2001. Long-term fluctuations in the eastern Atlantic and Mediterranean bluefin tuna population. *ICES Journal of Marine Science*, 58:1299-1317.
- Ravier- Mally C. & Fromentin, J. M., 2003. Long-term fluctuations in bluefin tuna trap catches: Are they environmentally driven ?. *ICCAT. Coll. Vol. Sci. Pap.*, 55(3): 1208-1216.
- Regan, C.T., 1909. On the anatomy on classification on scombroid fishes. *Ann.Mag.Nat.Hist.N.Y.(Ser.8)*,3:66-75 pp.
- Regueira, J. & Regueira, E., 1993. *Túridos y tunantes en las almadrabas de las costas gaditanas*. Editorial Regueira, Algeciras.
- Reid, G. 1988. Solar variability and climate change on the time scale of decades to centuries. *Eos*, 69:18, 567
- Reynolds, R. W. & Smith, T. M., 1994: Improved global sea surface temperature analyses. *J. Climate*, 7, 929-948.
- Reynolds, R.W. 1988. Un real-tiempo el mar superficie temperatura análisis global. *El Clima de J.*, 1:75-86.
- Richards, W.J., 1984. Kinds and abundances of fish larvae in the Caribbean Sea and adjacent areas. U.S. Dep. Commer., NOAA Technical Report NMFS SSRF, 776, 54 p.

Richards, W.J., Potthoff, T. & Kim J.-m., 1990. Problems identifying tuna larva species (Pisces: Scombridae: Thunnus) from the Gulf of Mexico. *Fish. Bull. U. S.* 88(3): 607-609.

Richards, W.J., Leming, T., McGowan, M.F., Lamkin, J.T., & Kelley-Fraga, S. 1989. Distribution of fish larvae in relation to hydrographic features of the Loop Current boundary in the Gulf of Mexico. In: Blaxter, J.H.S., J.C. Gamble and H. von Westernhagen (eds.). *The early life history of fish*. The 3rd ICES Symposium (Bergen, 3-5 October-1988). International Council for the Exploration of the Sea, Copenhagen (Denmark). 191:169-176.

Ricker, W.E., 1975. Computation and interpretation of biological statistics of fish populations. *Bull. Fish. Res. Board Can.*, 191. 382p.

Robert Shumway, 1988. *Applied Statistical Time Series Analysis*. Prentice Hall.

Roberts, J. L., 1978. Ram gill ventilation in fish. En *the Physiological Ecology of tunas* (G.D. Sharp, A.E. Dizon, eds). Academic Press, New York 83-88.

Rodionov, S.N., 1995. Atmospheric teleconnections and coherent fluctuations in recruitment to North Atlantic cod (*Gadus morhua*) stocks. En *Climate Change and northern fish populations* (R.J. Beamish, ed). *Can Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.*, 121: 45-55.

Rodríguez-Roda, J. 1964. Biología del atún, *Thunnus thynnus* (L.), de la costa sudatlántica de España. *Inv. Pesq.*, 25:33-146.

Rodríguez-Roda, J. 1983. Evolución de la pesquería del atún, *Thunnus thynnus* (L.) del Golfo de Cádiz durante los años 1980 a 1982. *Inv. Pesq.*, 47(2): 253-262.

Rogers, J.C. & Van Loon H., 1979. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part II: some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes. *Mon. Wea. Rev.* 107: 509-519.

Rogers, J.C., 1985. Atmospheric circulation changes associated with the warming over the North Atlantic in the 1920s. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 24:1303-1310.

Rogers, J.C., 1997: North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe. *Journal of Climate* 10(7), 1635-1647pp.

Rooker, J.R., Secor, D.H., Zdanowicz, V.S., DeMetrio, G. & Relini, L.O., 2003. Identification of Atlantic bluefin tuna stocks from putative nurseries using otolith chemistry. *Fisheries Oceanography* 12: 75-84



Rooker J.R. & Secor D.H., 2004. Stock structure and mixing of Atlantic bluefin tuna: evidence from stable $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopes in otoliths. . SCRS/03/105 . Col.Vol.Sci. Pap. ICCAT, 56(3):1115-1120

Rothschild, B.J. 1991. On the causes for variability of fish population – the linkage between large and small scale. In: Kawasaki, T., S. Tanaka, Y. Toba & A. Taniguchi (eds.). Long-term variability of pelagic fish populations and their environment. Pp: 367-376; Pergamon Press. Oxford.

Russell, J.S., 1931. Some theoretical considerations on the “overfishing problem”. J. Cons. Explor. Mer, 6: 3-27.

Saenz J, Zubillaga J. & Fernandez, J. 2002. PyClimate 1.2: Python tools for the climate variability analysis. Computers & Geosciences v. 28, no.4, p. 457-465

Saila S. & Jones C., 1983. Fishery science and stock concept. Final Report P.O. NA83-B-A-0078(MS). US National Marine Fisheries Service. Northeast Fisheries Center. Woods Hole, MA 02543, p 60.

Sakshaug, E. 1997. Biomass and productivity distributions and their variability in the Barents Sea. – Ices J. Mar. Sci. 54: 341–350.

Santiago, J., 1998. North Atlantic Oscillation and recruitment of temperature tunas. ICCAT Collect. Vol. Sci. Pap., XLVIII(3):240-249.

Santiago, J., 1991a. Contribution to the ICCAT Albacore Research Program. Documento de Trabajo presentado a la Reunión del Programa Especial del atún blanco de ICCAT. Sukarrieta, julio de 1991. 23 p.

Santiago, J. 1992. La pesca de atún blanco en Euskadi. Campañas 1990-1991. Colección Itsaso Nº. 9. Departamento de Agricultura y Pesca, Gobierno Vasco. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. 78 pp.

Santiago, J. 1998. The North Atlantic oscillation and recruitment of temperate tunas. Col. Vol. Sci. Pap. ICCAT, SCRS/97/40, 48 (3):240-249.

Santiago, J. 1999a. North Atlantic albacore catch-at-age estimates for the period 1975-1997 (updated). ICCAT Collect. Vol. Sci. Pap., XLIX(4): 182-187.

Santiago, J. 1999b. Short note on possible relations between eastern bluefin tuna recruitment and environmental variability. .ICCAT Col. Vol. Pap., XLIX(4): 383-385.

Santiago, J. 2004. Dinámica de la población de atún blanco (*thunnus alalunga bonaterre* 1788) del atlántico norte Tesis Doctoral en biología. Universidad del País Vasco. 367 pp.

Sañez Reguart, A. 1791. Diccionario histórico de los artes de la pesca nacional. Real Instituto y Observatorio de la Armada. San Fernando, Cádiz, España.

Sargent, N.E., 1988. Redistribution of the Canadian boreal forest under a warmed climate, *Climatological Bulletin*, Vol 22(3), pp. 23-34.

Schaefer, K.M. 2001. Reproductive biology of tuna. In: Block, B.A. & E.D. Stevens (Eds.). *Tuna physiology, ecology and evolution*. Academic Press. San Diego. 225-271 pp.

Scientific committee on oceanic research (SCOR) 1983: Prediction of El Niño. Proceedings No. 19 Paris. Annex VI, SCOR WG 55 47-51.

Scoles D. R. & Graves J. E., 1993. Genetic análisis of the population structure of yellowfin tuna, *Thunnus albacares*, from the pacific Ocean. *Fish. Bull.* 91(4), 690-698.

Scott, G. P., C.A. Brown, C.E. Porch, & S.C. Turner, 2002. Correlation between: the North Atlantic Oscillation index and stock- recruitment trends of West Atlantic bluefin tuna (*Thunnus Thynnus*). ICCAT. Col. Vol. Pap., LIV:953-963.

Secor D.H., 1999. Specifying divergent migrations in the concept of stock: The contingent hypothesis. *Fish. Res* 43(1-3), 13-34

Search, J. 2004. Volcano live. Archived volcano eruption news (<http://www.volcanolive.com>).

Servain, J., Picaut J. & Merle, J., 1982. Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 12(5):457-63.

Shaklee J.B., Phelps, S.R. & Salini, J., 1990. Analysis of fish stock structure and mixed-stock fisheries by the electrophoretic characterization of allelic isozymes. In Whitmae D.H. (ed) *Electrophoretic and isoelectric focusing techniques in fisheries management*. CRC . Press, Boca Raton (Florida), 173-196.

Sharp, G.D., & Francis, R.C. 1976. And energetic model for exploited yellowfin tuna population in the eastern Pacific Ocean. *Fish. Bull.*, NOAA/NMFS, 74(1)36-50pp.

Sharp, G.D., & Dizon (eds), E.A. 1978. *The physiological ecology of tunas*. New York Academic Press, 485 pp.

Sharp, G.D. 1991. Climate and fisheries: cause and effect – a system review. In: Kawasaki, T., S. Tanaka, Y. Toba & A. Taniguchi (eds.). *Long-term variability of pelagic fish populations and their environment*. Pp: 239-258; Pergamon Press. Oxford.

Sharp, G. D. & Vlymem, W.J. 1978. The relation between heat generation, conservation, and the swimming energetics of tunas. In “ *The Physiological Ecology of tunas*” (Sharp. G.D., and Dizon, A. E., Eds.), pp. 209-211. Academic Press, San Diego.

Sharp, G.D. & Pirages, S.W., 1978. The distribution of red and white swimming muscles, their biochemistry, and the biochemical phylogeny of selected scombrid fishes. En *The Physiological Ecology of Tunas* (G.D. Sharp, A.E. Dizon, eds). Academic Press, New York. 41-78.

Sharp, G.D., 2001. Tuna Oceanography – An applied Science. En Tuna. Physiology , Ecology an Evolution (B.A. Block, E.D. Stevens, eds). Fish Physiology Series, vol 19. Academic Press, New York. 345-390.

Shaw, W. & Bartoo, N., 1997. Report of the Fifteenth North Pacific Albacore Workshop. Nanaimo, B.C., Canadá. 35 p.

Sirabella, P., Giuliani, A., Colosimo, A. & Dippner, J.W. 2001. Breaking down the climate effects on cod recruitment by principal component analysis and canonical correlation. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 216:213-222.

Slutz, R. J., Lubker, S. J. , Hiscox, J. D. , Woodruff, S.D. , Jenne, R.L. , Steurer, P.M. & J.D. Elms, 1985 . Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set; Release 1. Climate Research Program, NOAA. Environmental Research Laboratory, Boulder, Colorado. 268p.

Sparre P., Venema S.C. & Fao R.,1998. Introduction to tropical fish stock assessment. Part 1. Manual. FAO Fish. Tech Pap306/1,p 401

Stein, M., Lloret, J. & Raetz, J. H., 1998. North Atlantic Oscillation (NAO) Index - environmental variability effects on marine fisheries?. *Sci. Coun. Res. Doc. NAFO*, 98/20: 6 pp.

Stretta, J.M. 1991. Medio ambiente y pesca de túnidos en el Atlántico tropical oriental. In: Fonteneau, A. & J. Marcille (eds.). Recursos, pesca y biología de los túnidos tropicales del Atlántico Centro-Oriental. International Comm. for the Conservation of Atlantic Tunas, Madrid, Spain, 37: 292-343.

Stretta, J.M. 1991. Forecasting models for tuna fishery with aerospatial remote sensing. *int.-j.-remote-sens.* vol. 12, no. 4, pp. 771-779.

Sundby, S. 2000. Recruitment of Atlantic cod stocks in relation to temperature and advection of copepod populations. *Sarsia*, 85(4):277-298.

Svensmark, H. 1998. Influence of cosmic rays on Earth's climate. *Phys. Rev. Lett.*, 81:5027-5030.

Svensmark, H. & Friis-Christensen, E., 1997. Variation of cosmic ray flux and cloud coverage: A missing link in solar-terrestrial relationships. *J. Atmosph. Sol. Terr. Phys.*, 59, 1225-1232.

Sy, A. 1988. Investigation of large-scale circulation patterns in the central North Atlantic: The North Atlantic Current, the Azores Current and the Mediterranean Water plume in the area of The Mild-Atlantic Ridge, *Deep Sea Res.* , 35(3):383-413.

Takle Eugene S., 1996. Global Change Climate (Distance Ed students) <http://www.meteor.iastate.edu/gccourse/> (último acceso 08/03/2005).

Tameishi, H., Takahashi, H. & Shinomiya, H., 1991. The relationship between long-term variations in the stock of the *Sardinops melanosticta* and the velocity of earth rotation. In: Kawasaki, T., S. Tanaka, Y. Toba & A. Taniguchi (eds.). Long-term variability of pelagic fish populations and their environment. Pp: 311-318; Pergamon Press. Oxford.

Tchernia, P., 1980. Descriptive regional Oceanography. Pergamon Marine Series, Vol. 3. 253p.

Thorrold S.R., Latkoczy C. Swart P.K. & Jones C. M. , 2001. Natal homming in a marine fish metapopulation *Science* 291(5502), 297-299.

Thouret, J.C., Juvigné, E., Gourgaud, A., Boivin, P. & Dávila J. 2002. reconstruction of the AD 1600 Huaynaputina eruption based on the correlation of geologic evidences with early spanish chronicles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115 (3-4): 529-570.

Turner S.C. ,1998. Stock structure and mixing. In: Beckett J.S. (ed) ICCAT Tuna Symposium, Pta. Delgada. Azores, 17-23

Uehara, K. Takahashi, M. & Inagake, D., 2002. Comparación of recruitment variability of Pacific tuna with global atmospheric-oceanic conditions associated with El niño- Sourthem Oscillation (ENSO) fenomenom. ICCAT Col. Vol. Sci. Pap. Liv(4):992-1007.

Ueyanagi, S., 1969, Observations on the distribution of tuna larvae in the Indo-Pacific Ocean with emphasis on the delineation of spawning areas of albacore, *Thunnus alalunga*. *Bull Far Seas Fish. Res. Lab.*, 2:177-256.

Ueyanagi, S. 1971. Larval distributions of tunas and billfishes in the Atlantic Ocean. *FAO Fisheries Report*, 71(2):297-305.

Uriarte, A., 2003. Historia del Clima de la Tierra. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco(1ª Edición).306p.

Usosaki. K. & Uehara, K. M, 2002 Preliminary results of exploring a relationship between albacore recruitment and atmospheric oceanographic enviromental in the North Pacific Ocean. ICCAT Col. Vol. Sci. Pap, LIV(4): 1017-1034.

Uvo, C., 1989. A Zona de Convergência Intertropical (ZCITZ) e sua relação a precipitação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro. Dissertação de Mestrado.

Van Camp, L. & Nykjaer, L., 1988. Remote sensing of the Nothwest African Upwelling Area. Internal Technical Report, Commission of the European Communities. Joint Research Center, Ispra.

Van Oldenborgh, G.J. 1999. KNMI Climate Explorer. <http://climexp.knmi.nl>

Van Loon, H. & Rogers, J.C., 1978. The seesaw in winter temperature between Greenland and northern Europe. Part I: General Description. *Mon. Wea. Rev.* 106: 296-310.

Vauclair, F. & du-Penhoat, Y., 2001. Interannual variability of the upper layer of the Tropical Atlantic Ocean from in situ data between 1979 and 1999. *Clim. Dyn.*, 17(7):527-546.

Viñas J., Santiago J. & Pla C., 1999. Genetic characterisation and Atlantic Mediterranean stock structure of albacore, *Thunnus alalunga*. *Collect. Vol. Sci. Pap. ICCAT* 49 (4), 188-190.

Voiturez, B., 1981 Les sous courants équatoriaux nord et sud et la formation des dômes thermiques tropicaux Ocean.. *Acta*, 4(4) :497-500.

Waldman J. R., 1999. The importance of comparative studies in stock analysis . *Fish . Res .* 43 (1-3), 237-246.

Walker, G.T. 1924. Correlations in seasonal variations of weather. IX. *Mem. Ind. Meteor. Dept.*

Walker, G. T., & Bliss, E. W., 1932: *World Weather V. Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4, No. 36, 53-84.

Wallace, J. M., & Gutzler, D. S., 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784-812.

Waples R S., 1987. A multiespecies approach to the analysis of gene flow in marine shore fishes. *Evolution* 41,385-400.

Ward R. D., Elliott N.G., Innes B.H., Smolenski A. J. & Grewe P.M. (1997) Global population structure of yellowfin tuna. *Thunnus albacares*, inferred from allozyme and mitochondrial DNA variation. *Fish Bull*, 95(3), 566-575.

Ware, D.M., 1991. Climate, predators and prey: behaviour of a linked oscillating system. In: Kawasaki, T., S. Tanaka, Y. Toba & A. Taniguchi (eds.). *Long-term variability of pelagic fish populations and their environment*. Pp: 279-292; Pergamon Press. Oxford.

Warnner, H, 1999. El balancín del Atlántico Norte. *Mundo Científico*.204:56-57

Wauthy, 1983. Introduction à la climatologie du golfe de Guinée. *Océanogr. Trop.*, 18(2):103-38 pp.

WCED. 1990. *Our Common Future*. Oxford University Press, USA. Pág. 400.

Williams, George E., 1986. The solar cycle in precambrian time. *Scientific American*.255:88-96pp.

Wilson R. & Mordvinov, A., 2003. Secular total irradiance trend during solar cycles 21-23. *Geophysical Research Letters*, 30(3):13-14.

Wittmann, A.D. & Xu, Z.T., 1987. A catalogue of sunspot observations from 165 BC to AD 1684. *Astronomy and Astrophysics Supplement Series*, 70: 83-94.

WMO, 1986. A report of the International Conference on the Assessment of Carbon Dioxide and Other Greenhouse Gases in Climate Variations and Associated Impacts. WMO N° 661. In: *Our Common Future* WCED, 1990. Pág. 400.

Wootton, R.J. 1992. *Fish ecology*. Blackie. Glasgow. 212 pp.

Wuebbles D.J., Wei, C.F. & Patten, K.O., 1998. Effects on stratospheric ozone and temperature during the Maunder Minimum. *Geophysical Research Letters*, 25(4):523pp

Yang, R.T., 1970. Studies of age and growth of Atlantic albacore and a critical review on the stock structure. *China Fish. Monthly*, 213: 3-16.

Yañéz, E. 1991. Relationships between environmental changes and fluctuating major pelagic resources exploited in Chile. In: Kawasaki, T., S. Tanaka, Y. Toba & A. Taniguchi (eds.). *Long-term variability of pelagic fish populations and their environment*. Pp: 301-310; Pergamon Press. Oxford.

Yaremko, M., Barnes J.T. & Jacobson, L.D., 1997. Status of the Pacific mackerel resource during 1997 and management recommendations for the fishery. *CalCOFI Rep*.

Yeh S.Y., Hui C.F., Treng T.D. & Kuo C.L., 1996. Indian ocean albacore stock structure studies by morphometric and DNA sequence methods. In Anganuzzi A.A., Stobberup K.A., Webb N.J.e (eds) *Proceedings of sixth expert consultation on Indian ocean tunas*. IPTP, Colombo, Sri Lanka, 25-29 September 1995, 258-263.

Zharov, U.L., 1971. On the biological character of longfin tuna (*Thunnus alalunga*). Concentrations in the Southwest, Southeast and some other areas of the Atlantic Ocean. *ICES CM* - 1971, 12, 13p.

8. LISTA DE TABLAS Y FIGURAS

Lista de figuras

Figura 1-1: Filogénia del género <i>Thunnus</i> y subgéneros propuestos (Sharp & Pirages, 1978).	9
Figura 1-2: Cortes Transversales de: a) caballa (<i>Scomber scombrus</i>), b) listado (<i>Katsuwonus pelamis</i>) y c) atún blanco (<i>Thunnus alalunga</i>). Las flechas ilustran la localización de la musculatura roja.	10
Figura 1-3: Diagramas que representan un corte transversal de un atún blanco (<i>Thunnus alalunga</i>), mostrando el sistema de intercambio lateral de calor y la 'rete mirabile' (adaptado a partir de Carey, 1973)	11
Figura 1-4: Desplazamientos verticales de un atún blanco de 3-5 años determinados por telemetría acústica en aguas de la Corriente de California (Lauris & Lynn, 1991).	15
Figura 1-5: Esquema general de corrientes superficiales en el Atlántico según diferentes autores (Tchemia, 1980; Pickard & Emery, 1982; Sy, 1988) y volumen de agua transportada por las principales corrientes oceánicas Atlánticas (Cifuentes <i>et al</i> , 1995).	17
Figura 1-6: Cinturones de vientos, presiones terrestres (H: Altas presiones, L: Bajas presiones) y celdas de circulación.	20
Figura 1-7: Valores medios de presión (en mb) y viento (m/s) de todo el Atlántico desde 1948-2003 (Datos NCEP/NCAR).	21
Figura 1-8: Presión a nivel del mar y vientos superficiales (H= núcleo de alta presión o anticiclón; L= núcleo de baja presión o borrasca). La línea roja representa la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC). Proyecto de reanálisis (1959-1997) del NCEP/NCAR.	22
Figura 2-1: Mapa donde se muestran las zonas geográficas en las que ha sido compartimentado el Atlántico por parte de la FAO.	27
Figura 2-2: Índice NAO (Oscilación del Atlántico Norte) en fase positiva (NOAA/ National Weather Service; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html).	36
Figura 2-3: Diferencias en la temperatura superficial del mar (izquierda) y estrés de viento (derecha) entre situaciones de bajo índice NAO (años con índice inferior a -2: 1969, 1970, 1977,1979) y alto índice NAO (años con índice superior a 2: 1973, 1983, 1989, 1990,1992) (Extraído de Da Silva <i>et al.</i> , 1994).	37
Figura 2-4: índice NAO, definido como la diferencia de la presión atmosférica a nivel del mar entre Lisboa (Portugal) y Stykkisholmur (Islandia), en los meses de invierno (diciembre-marzo), para el período 1864-2003. (Hurrell, 2005; http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.html). La línea gruesa representa medias móviles de 5 años.	38
Figura 2-5: Análisis de correlación entre el reclutamiento de atún blanco para el período 1957-1997 estimado por ADAPT VPA y el índice NAO. a) NAO y reclutamiento tras la eliminación de tendencias; b) relación entre ambas series sin tendencia (Extraído de Santiago, 2004).	39

Figura 2-6: Índice EA (Patrón del Atlántico Oriental) en fase positiva (NOAA/ National Weather Service; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html).	40
Figura 2-7: Índice EA-JET (Patrón en Chorro del Atlántico Oriental) en fase positiva (NOAA/ National Weather Service; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html).	41
Figura 2-8: Índice SCAND (Patrón de Escandinavia) en fase positiva (NOAA/ National Weather Service; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html).	42
Figura 2-9: Índice WR (Patrón del Atlántico Oriental/Rusia Occidental) en fase positiva (NOAA/ National Weather Service; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html).	43
Figura 2-10: Índice POL (Patrón Polar/Eurasia) en fase positiva (NOAA/ National Weather Service; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html).	44
Figura 2-11: Índice TNH (Patrón Tropical/Hemisferio Norte) en fase positiva (NOAA/ National Weather Service ; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html).	45
Figura 2-12: Zona Intertropical de convergencia (ZCIT) (Extraída de Uvo, 1989).	46
Figura 2-13: Posición de ZITC (Zona de Convergencia Intertropical) en África en agosto de 2004 (Climate Prediction Center http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/fews/ITCZ/itcz.html).	47
Figura 3-1: Imágen del atún blanco (<i>Thunnus alalunga</i>) (Extraído de FAO).	51
Figura 3-2: Capturas medias anuales (miles de toneladas) de cada uno de los stocks de atún blanco obtenidas durante la década de 1990 (Shaw & Bartoo, 1997).	51
Figura 3-3: Modelo de desplazamiento horizontal del atún blanco del Atlántico Norte. Se ilustra la zona de puesta y la zona de distribución de los adultos, así como los flujos de las fracciones de juveniles y de adultos (Extraído de Santiago, 2004).	53
Figura 3-4: Análisis de cluster basado en las distancias euclídeas (Complete linkage) de los grupos sanguíneos de <i>Thunnus alalunga</i> (Extraído de Arrizabalaga, 2004).	54
Figura 3-5: <i>Izquierda:</i> Se muestran las zonas de pesca del palangre (en azul), de superficie (en rojo) y cerco (línea continua) (BB= cebo vivo; TR = curricán, GILL= red de deriva, RR= Caña y carrete y LL= palangre. <i>Derecha:</i> Capturas (en Tm) de atún blanco en el Atlántico Norte realizadas por las flotas de superficie y palangre entre 1950 y 2000 (Extraído de ICCAT, 2004).	55
Figura 3-6: <i>Izquierda:</i> zonas de pesca de las flotas palangreras (azul), de superficie (rojo) y cerco (línea continua); BB= cebo vivo; LL= palangre; PS= cerco. <i>Derecha:</i> Capturas (en t) de atún blanco en el Atlántico sur realizadas por las flotas de superficie y de palangre entre 1950 y 2000 (Extraído de ICCAT, 2004).	58
Figura 3-7: Gráficos de Normalidad. Grafico P-P normal de regresión (SPSS 11.0.15).	64
Figura 3-8: Gráficos de dispersión (SPSS 11.0.15).	64
Figura 3-9: a) Evolución temporal de las capturas de atún blanco en el área de pesca de Canarias, entre 1989 y 2001, junto al índice ZITC y sus respectivas líneas de tendencia. b) Capturas y el índice ZITC, una vez eliminadas las	

- tendencias. c) Evolución temporal de las capturas junto a la simulación de la misma según el modelo de regresión lineal múltiple. 65
- Figura 3-10: Relaciones entre la NAO y capturas de atún blanco en el área 27 (1950-2000) a) Correlación entre NAO y capturas. b) Correlación entre capturas y la NAO con un desfase anual de -1 año. c) Correlación entre NAO y capturas eliminando las tendencias. d) Correlación entre capturas y la NAO con un desfase anual de -1 año y eliminando las tendencias..... 66**
- Figura 3-11: Distribución espacial de las capturas de atún blanco en el Atlántico, por estación. El tamaño de las circunferencias y de las barras es proporcional a las capturas de palangre y de otros artes, respectivamente (ICCAT, 2001). 70**
- Figura 3-12: Patrón de vientos superficiales (máxima longitud del vector 20 m.s^{-1}) y áreas de temperatura superficial superior a 24° C durante el mes de junio de 1969, año correspondiente a una situación de NAO extremo negativo (NAO=-4,89). Se refleja asimismo la zona de puesta propuesta para el atún blanco. Elaborado a partir de COADS (Comprehensive Ocean Atmosphere Data Sets; Slutz *et al.*, 1985). 72**
- Figura 3-13: Distribución geográfica anual de las capturas de atún blanco entre 1980-1989 (izquierda) y de 1990-2000 (derecha). Los símbolos rojos representan palangres y los verdes artes superficiales (ICCAT, 2003). 74**
- Figura 3-14: Distribución estacional y anual de las capturas (en %) de atún blanco en las diferentes áreas de pesca del Atlántico entre 1990 y 2000. 75**
- Figura 3-15: Distribución espacial de las capturas de atún blanco realizadas por la flota de atunera de cerco congeladora internacional en el Atlántico Central entre 1991 y 1999- El máximo círculo representa 850 Tm (Pilar Pallarés, IEO, com. pers.). 76**
- Figura 3-16: Migraciones de los 656 atunes blancos marcados y recapturados (Arrizabalaga, 2003). 77**
- Figura 3-17: *Izquierda*: zona de puesta del atún blanco. *Derecha*: anomalías de temperatura del mar y la tierra cuando el anticiclón es débil. 78**
- Figura 3-18: Medias de temperatura ($^\circ \text{C}$) del mar entre 1948 y 2003, en las estaciones de verano y otoño. La línea roja separa el área 21 (izquierda) del área 27 (derecha) (Datos NCEP/NCAR, 1948-2003). 79**
- Figura 3-19: Situación de NAO positiva: *izquierda*: anomalías de presión y viento; *derecha*: anomalías de temperatura sobre la tierra y el mar (Fuente: www.ifremer.fr, 2004). 81**
- Figura 3-20: Situación de NAO negativa; *izquierda*: Anomalías de presión y viento; *derecha*: anomalías de temperatura sobre la tierra y el mar (Fuente: www.ifremer.fr, 2004). 81**
- Figura 3-21: Distribución espacial de las correlaciones entre el índice NAO invernal reconstruido (1900-1980) y las de temperatura superficial del agua del mar en invierno (*izquierda*: diciembre-febrero) y verano (*derecha*: junio-agosto) (Extraído de D'Arrigo *et al.*, 1997). 83**
- Figura 3-22: índice NAO y latitud del centro de gravedad de las capturas al oeste de 10° W tras la eliminación de las tendencias (*izquierda*); relación entre ambas series sin tendencia (*derecha*) (Extraído de Santiago, 2004). 84**
- Figura 3-23: Índice NAO y latitud media de la isoterma de 17° C tras la eliminación de las tendencias (*izquierda*); relación entre ambas series sin tendencia (*derecha*) (Extraído de Santiago, 2004). 84**
- Figura 4-1: Imágen del atún Rojo (*Thunnus thynnus*) (Extraído de FAO) 86**

Figura 4-2: Proporción de capturas de atún rojo obtenidas en diferentes áreas del Atlántico Norte entre 1990 y 2000.....	86
Figura 4-3: Relaciones Longitud-Peso para el atún rojo obtenidas a partir de capturas en almadraba de Libia (1999-2002) (El Tawil, 2004), en almadrabas del Mediterráneo Español (Rey y Cort, datos no publicados; Rodríguez-Roda, 1980) y con cerco en aguas de Túnez (Hattour, 2003) (Extraído de El Tawil, 2004).....	87
Figura 4-4: Rutas migratorias del atún rojo (<i>Thunnus thynnus</i>) a lo largo del Atlántico (Extraído de Fromentin, 2004).	87
Figura 4-5: Localización de lugares de puesta del atún rojo (<i>Thunnus thynnus</i>) en el norte de Océano Atlántico. Las áreas señaladas con estrellas indican aproximadamente las zonas de freza en el Atlántico Occidental y tres regiones del Mar Mediterráneo (Mar de Liguria, Mar Tirreno e Islas Baleares) (Extraído de Rooker <i>et al.</i>, 2003).....	88
Figura 4-6: Localización geográfica de las almadrabas del Duque de Medina Sidonia en Tafira, Zahara, Castil Novo o Conilejo, Conil, Hércules, Sancti Petri, Carboneros y Río del Terrón.	90
Figura 4-7: Dibujos de los dos tipos de Almadrabas que el duque de Medina Sidonia instalaba a lo largo de la costa sur de España. (1) Red de arrastre desde la playa usado en Conil (Extraído de Sañez Reguart, 1791); (2) Almadraba fija de Río del Terrón (extraído de Fundación Medina Sidonia, 2005).....	91
Figura 4-8: Izquierda) Regresión lineal y polinómica de la serie de capturas transformada a logaritmo y normalizada (media=0, SD=1). Derecha) Autocorrelación de la serie suavizada (48 años de dependencia).....	96
Figura 4-9: Capturas anuales, en número de individuos, obtenidas entre 1525 y 1756 en las almadrabas del duque de Medina Sidonia ubicadas en la costa atlántica del sur de España.	97
Figura 4-10: Correlación entre la serie de capturas (número de individuos) y la serie de anomalías de la temperatura del aire reconstruida por Mann, <i>et al.</i> (1998). Ambas series han sido normalizadas.	99
Figura 4-11: Series de anomalías de temperatura del aire (°C) reconstruida por Mann <i>et al.</i> (1998) frente al número de grupos de manchas solares (Rg) agrupados en medias de 11 años.	99
Figura 4-12: Capturas anuales, en número de individuos, obtenido entre 1525 a 1756 en las almadrabas de Conil y Zahara, y el nivel mínimo anual del río Nilo en Egipto.....	101
Figura 4-13: Gráficos de autocorrelación de las diferentes variables (temperatura (Mann <i>et al.</i>, 1998), nivel del Nilo, índice NAO, índice El Niño, polvo atmosférico y manchas solares).	105
Figura 4-14: Gráfico de residuos del modelo (Análisis de regresión múltiple)....	106
Figura 4-15: Correlograma de los residuos (Análisis de regresión múltiple).	107
Figura 4-16: QQ-Plot (diagrama cuantil-cuantil) del análisis de regresión múltiple.	108
Figura 4-17: Gráfico de efectos no lineales de a) la temperatura (tres años antes) y b) el índice NAO.....	109
Figura 4-18: Correlograma de los residuos (Análisis mediante GAM).....	110
Figura 4-19: Gráfico de autocorrelación (Análisis mediante GAM).	110
Figura 4-20: QQ-Plot: (diagrama cuantil-cuantil) (Análisis mediante GAM).	111

- Figura 4-21: El Támesis helado, mirando hacia el este, hacia el viejo puente de Londres (Abraham Hondius, 1677). 113**
- Figura 4-22: Una feria sobre el Támesis helado, en Temple Stairs (Abraham Hondius, 1684). 114**
- Figura 4-23: Serie de capturas de atún rojo obtenida en las almadrabas de Favignana-Formica, en la costa de Sicilia (Extraído de Fromentin *et al.*, 2000). 115**
- Figura 4-24: Evolución de la densidad de la madera en troncos del Hemisferio Norte desde el año 1400. Se señalan unas cuantas erupciones volcánicas conocidas, que coinciden con valores bajos de densidad (Extraído de Uriarte, 2003). 116**
- Figura 4-25: Capturas de atún rojo en Atlántico Norte (en t, incluyendo descartes) por regiones. Las capturas comunicadas para 2001 están incompletas (Extraído de ICCAT, 2003). 119**
- Figura 4-26: Diferencias en la composición química de los otolitos de atún rojo procedentes de los stocks del Atlántico occidental y Mediterráneo. Izquierda): Valores de los isótopos $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de otolitos enteros de juveniles (edad-1) recogidos en el Mar Mediterráneo (color azul, n=23) y Atlántico Occidental (color rojo) en 1999 (círculos) y 2000 (triángulos). Derecha) juveniles del Atlántico Occidental (círculos color rojo) y Mediterráneo (círculos color azul), medianos sub-adultos (99-148 cm. FL, n= 6) y adultos (199-270 cm. FL, n = 8) (Rooker & Secor, 2004). 120**
- Figura 4-27: Comportamiento de las capturas de las áreas 27 y 37. 123**
- Figura 4-28: Áreas de desove y migraciones del atún rojo en el Mediterráneo.... 125**
- Figura 4-29: Relaciones entre el índice NAO y las capturas de atún rojo en el Mediterráneo (1950-2000): a) Correlación entre NAO y capturas. b) Correlación entre capturas y la NAO del año anterior. c) Correlación entre NAO y capturas tras eliminar las tendencias. d) Correlación entre capturas y la NAO del año anterior tras eliminar las tendencias. 126**
- Figura 4-30: Relaciones entre el índice NAO y capturas de atún rojo en el Archipiélago Canario (1965-2000): a) Correlación entre NAO y capturas. b) Correlación entre capturas y la NAO del año anterior. c) Correlación entre NAO y capturas tras eliminar las tendencias. d) Correlación entre capturas y la NAO del año anterior tras eliminar las tendencias. 128**
- Figura 4-31: Relaciones entre el índice NAO y las capturas de atún rojo en el área 31 (1950-2000): a) Correlación entre NAO y capturas. b) Correlación entre NAO y capturas tras eliminar las tendencias. 130**
- Figura 4-32: Proporción media de capturas de atún rojo en las diferentes áreas de pesca del Océano Atlántico y Mar Mediterráneo, por estaciones, desde el año 1990 al 2000. 132**
- Figura 4-33: Distribución de las capturas de atún rojo del Atlántico obtenidas con palangre (círculos) o con artes de superficie (barras), para el periodo 1950-1999 (Extraído de ICCAT, 2003). 133**
- Figura 4-34: Marcas de posiciones de geolocalización (basados en luz y temperatura de agua de mar) del atún rojo atlántico. Los atunes rojos fueron marcados y liberados cerca de la costa del Carolina del Norte (EE.UU.) usando un Wildlife Computer MK7 en 1999. a) (liberado el 1 de enero de 1999 con 218 cm FL) Durante el primer año permaneció en el Atlántico Occidental (Carolina y Golfo de Maine), mientras que durante el segundo año muestra un movimiento hacia el Atlántico Oriental (Block *et al.*, 2001). b) Marca 779**

(liberado el 20 de enero de 1999 con 218 cm FL). Se mantuvo asociado a la costa Norteamericana después del primer invierno de su liberación y a una región oceánica al este de banco Flemish Cap (al este de Terranova, Canadá). Este atún rojo cruzó varias veces el Atlántico y después fue recapturado en el Mediterráneo. Posiblemente verificó la reproducción durante el periodo de agregación ocurrido en febrero, al norte de las Bahamas. 134

Figura 4-35: Distribución de capturas de atún rojo en el Atlántico con palangres. El ovalo verde indica el desarrollo de la nueva pesquería en el Atlántico Noroccidental. (Extraído de ICCAT, 2002). 135

Figura 4-36: Situación de NAO positiva: (*izquierda*) anomalías de presión y viento; (*derecha*) anomalías de temperatura en tierra y mar (Fuente: www.ifremer.fr). 136

Figura 4-37: Situación con índice NAO negativo: anomalías de temperatura (*derecha*) y presión atmosférica y viento (*izquierda*) en tierra y mar (Extraído de www.ifremer.fr). 137

Figura 4-38: Medias promedio de la temperatura superficial del mar (°C) en verano y otoño, entre 1948 y 2003. La línea roja separa el área 31 (*izquierda*) de la 34 (*derecha*) (Datos NCEP/NCAR). 137

Figura 4-39: Mapas de precipitaciones medias (Kg/m²) en verano y otoño, desde 1948 a 2003 (Datos NCEP/NCAR). 138

Lista de tablas

Tabla 1-1: Clasificación taxonómica de la familia *Scombridae*. 6

Tabla 1-2: Clave de identificación taxonómica de las especies del género *Thunnus* (adaptado de Collete & Nauen, 1983). 8

Tabla 2-1: Contribución de la captura estacional de atún rojo y atún blanco a la captura total en todo el Atlántico. 28

Tabla 2-2: Distribución de las capturas de atún rojo y atún blanco por estaciones y zonas FAO. 28

Tabla 2-3: Relación de índices climáticos referidos a la variabilidad de la circulación atmosférica en el Atlántico Norte, acrónimos utilizados en la literatura e intervalo, en meses, de su representatividad temporal. 34

Tabla 3-1: Proporción de capturas de atún blanco por trimestres y áreas FAO. .. 60

Tabla 3-2: Valores de los coeficientes de correlación entre las capturas de atún blanco en la diferentes áreas de pesca del Atlántico, y entre estas y los archipiélagos de Canarias, Madeira y Azores. 60

Tabla 3-3: Coeficientes de correlación entre las diversas variables e índices climáticos analizados y las capturas anuales de atún blanco en el área de pesca 31. 62

Tabla 3-4: Resumen del modelo (SPSS 11.0.15). 63

Tabla 3-5: Coeficientes del modelo (SPSS 11.0.15). 63

Tabla 3-6: Coeficientes de correlación entre las capturas de atún blanco en el área 34 de FAO y distintas variables climáticas. 67

Tabla 3-7: Coeficientes de las respectivas correlaciones lineales entre las capturas obtenidas de atún blanco en el área 41 en cada estación y la total anual (1954 a 2000). 68

Tabla 3-8: Coeficiente de las respectivas correlaciones lineales entre las capturas obtenidas de atún blanco en el área 47 en cada estación y la total anual (1959 al 2000).....	69
Tabla 4-1: Características de los datos de la series de captura del atún rojo obtenido en cada almadraba del duque Medina Sidonia entre 1525 y 1756... 92	92
Tabla 4-2: Correlaciones entre los promedios (11 años), máximos y mínimos de las series de anomalías de temperatura (°C), reconstruida por Mann <i>et al.</i> (1998), y el número de manchas solares (MS). (**) Significativa con un nivel de confianza del 99,9% (bilateral).....	100
Tabla 4-3: Resumen de los parámetros del modelo de regresión dinámica.....	106
Tabla 4-4. Resumen de los parámetro del análisis GAM.....	108
Tabla 4-5: Proporción de capturas de atún rojo por estaciones y Áreas de pesca FAO.....	121
Tabla 4-6: Valores de correlación entre las capturas de atún rojo en las diferentes áreas de pesca del Atlántico, y entre éstas y Canarias, Madeira, Azores y el Golfo de México.	122
Tabla 4-7: Coeficientes de las correlaciones lineales entre las capturas de atún rojo en el área 27 obtenidas en cada estación y con la total anual (1950 a 2000). 123	123
Tabla 4-8: Coeficientes de las correlaciones lineales entre capturas de atún rojo en el área 37 obtenidas en cada estación y con la total anual (1950 a 2000).	125
Tabla 4-9: Coeficientes de las correlaciones lineales entre las capturas de atún rojo en el área 34 obtenidas en cada estación y con la total anual (1950 a 2000). 127	127
Tabla 4-10: Coeficientes de las correlaciones lineales entre las capturas obtenidas de atún rojo en el área 31 en cada estación y con la total anual (1950 a 2000).	129