

Universidad Nacional del Comahue Centro Regional Universitario Bariloche

Departamento de Postgrado - Doctorado en Biología

"Identificación de los fenómenos oceanográficos que gobiernan la productividad biológica en la zona costera de la Patagonia Argentina - un estudio basado en el uso de sensores remotos"

> Tesis presentada para optar al título de Doctor en Biología

> > Lic. Nora Gabriela Glembocki

Directora de tesis: Dra. Ana Inés Dogliotti Codirectora de tesis: Dra. Gabriela Noemí Williams

[†]Director de tesis: Dr. José María Orensanz (Lobo) [†]Codirector de tesis: Dr. Domingo Antonio Gagliardini

Lugar de trabajo: Centro Nacional Patagónico (CENPAT - CONICET) Puerto Madryn, Chubut

Marzo 2017

PREFACIO

Esta tesis se presenta como culminación de la carrera orientada a la obtención del título de Doctora en Biología, por la Universidad Nacional del Comahue. Constituye un trabajo original, cuyos únicos resultados publicados son los correspondientes al trabajo de respaldo exigido por la institución.

Desde el principio, la tesis contó con el completo apoyo y colaboración del equipo de dirección original, constituido por los doctores José María (Lobo) Orensanz y Domingo Antonio Gagliardini. Lamentablemente, ambos perdieron la vida antes de poder ver concluido el trabajo, en el que ya habían aportado por demás. Por tal motivo, las doctoras Ana Inés Dogliotti y Gabriela Noemí Williams se ofrecieron para asumir el rol de directora y codirectora en esta etapa final, lo que resultó indispensable para su conclusión.

AGRADECIMIENTOS

A Lobo, Antonio, Gaby y Ana.

A Andrés Rivas.

A la Universidad por aceptarme como alumna de la carrera de Doctorado en Biología, y por su comprensión frente la pérdida de mis directores.

A Ana Parma, por su colaboración en la elaboración del Capítulo 5 y por sus sugerencias a lo largo de todo el doctorado.

A Noela S. Carnero por sus sugerencias en el proceso de publicación del trabajo de respaldo y por su gran aporte en el trabajo realizado en el Capítulo 5.

A Marisol Sapoznik, Nicolás Pérez de la Torre y María Rosa Marin por su ayuda con el procesamiento de las imágenes correspondientes al Capítulo 3.

A los dos revisores anónimos del *Journal of Sea Research,* cuya lectura crítica y exhaustiva contribuyó en gran medida a la mejora del manuscrito publicado como trabajo de respaldo.

A CONICET, por el apoyo que me brindó a través de la beca doctoral que llevó a la realización de la presente tesis.

A la ANPCyT, por el financiamiento parcial de este trabajo a través de los proyectos 2006 Nº 1575 y 2006 Nº 649 (ANPCyT, Argentina) a cargo del Dr. D. A. Gagliardini.

A la Comisión Nacional de Actividades Espaciales, por la provisión de las imágenes satelitales AVHRR y SeaWiFS utilizadas en el Capítulo 3, por las TM y ETM+ utilizadas en instancias experimentales del Capítulo 5, y por el financiamiento parcial de este trabajo a través del proyecto SAOCOM 2012 Nº 14, a cargo del Dr. D. A. Gagliardini.

Al Ocean Biology Processing Group (OBPG) por la provisión de las imágenes AQUA-MODIS utilizadas en el Capítulo 4.

Al U.S. Geological Survey (USGS) por la provisión de las imágenes Landsat TM y ETM+ utilizadas en el Capítulo 5.

Finalmente, a todos los que me impulsaron a terminar el doctorado a pesar de la pérdida de las dos personas que le dieron origen.

TABLA DE CONTENIDOS

PREFACIO	I
AGRADECIMIENTOS	II
TABLA DE CONTENIDOS	III
ÍNDICE DE TABLAS	VIII
ÍNDICE DE FIGURAS	IX
RESUMEN	XII
ABSTRACT	XV
CAPÍTULO 1	1
1.1 INTRODUCCIÓN GENERAL Y RESUMEN DE CADA CAPÍTULO	1
1.1.1 Rol de los sistemas satelitales en estudios del ambiente marino a escala	ı gran 1
1.1.2 Breve resumen de los contenidos de los capítulos 3, 4 y 5	2
1.2 DINÁMICA DE LOS ECOSISTEMAS MARINOS	5
1.2.1 Factores abióticos (ambientales) que determinan la producción b en el ecosistema marino	iológica 5
1.2.1.1 Luz	6
1.2.1.2 Olas	11
1.2.1.3 Corrientes de marea	11
1.2.1.4 Frentes	12
1.2.1.5 Efectos costeros e islas	12
1.2.2 Productividad	13
1.2.2.1 Fotosíntesis y producción primaria	13
1.2.2.2 Fitoplancton y producción primaria	15
1.2.2.3 Métodos para medir biomasa y productividad primaria	16
1.2.2.4 El efecto de los nutrientes sobre la tasa de crecimiento	17
1.2.2.5 Controles físicos y biológicos de la producción primaria	18
1.3 FUENTES Y MANEJO DE INFORMACIÓN	19
1.3.1 Tipos de información utilizada: satelital, fotografías aéreas, de ca	mpo 19
1.3.2 Ventajas de trabajar con imágenes de satélite	19
1.4 FUNDAMENTOS DE LA TELEDETECCIÓN	20
1.4.1 Aspectos básicos de la teledetección	20
1.4.2 Ondas electromagnéticas	21
1.4.3 Espectro electromagnético	22
1.4.4 Teledetección en el visible, infrarrojo y microondas	23
1.4.4.1 El medio: ventanas atmosféricas	23
1.4.4.2 La fuente: teledetección pasiva y activa	24
1.4.4.3 Imágenes satelitales	25

1.4.4.4 Plataformas de detección remota	. 27
1.4.4.5 Parámetros orbitales	. 27
1.4.5 Características de los sistemas satelitales	. 28
1.4.5.1 Espectrales	. 28
1.4.5.2 Temporales	. 28
1.4.5.3 Radiométricas	. 29
1.4.5.4 Espaciales	. 29
1.5 SISTEMAS UTILIZADOS EN ESTE TRABAJO Y USO DE CADA UNO DE ELLOS	. 31
1.5.1 Sensores que miden el color del mar: SeaWiFS, MODIS	. 31
1.5.1.1 OrbView2-SeaWiFS	. 31
1.5.1.2 AQUA-MODIS	. 32
1.5.2 Sensores que miden temperatura superficial del mar (TSM): AVHRR Y MODIS	. 35
1.5.2.1 NOAA-AVHRR	. 35
1.5.2.2 AQUA-MODIS	. 36
1.5.3 Landsat-TM/ETM+	. 36
1.6 ÁREA DE ESTUDIO	. 39
1.6.1 Condiciones climáticas	. 40
1.6.2 Oceanografía de la zona	. 41
1.7 MOTIVACIÓN DE LA TESIS	. 42
1.8 OBJETIVOS	. 43
1.8.1 Objetivo principal	. 43
1.8.2 Objetivos particulares	. 43
1.9 ACTIVIDADES	. 44
CAPÍTULO 2	. 45
METODOLOGÍA GENERAL RELATIVA AL USO DE IMÁGENES SATELITALES PARA EL ESTUDIO DE SISTEMAS MARINOS	. 45
2.1 PROCESAMIENTO DIGITAL DE IMÁGENES	. 45
2.1.1 Correcciones radiométricas	. 45
2.1.2 Correcciones geométricas	. 46
2.1.3 Realce de la imagen	. 46
2.2 TELEDETECCIÓN SATELITAL APLICADA AL ESTUDIO DEL MAR: OBTENCIÓN DE PRODUCTOS	. 47
2.2.1 Estimación de la TSM a partir de la energía infrarroja térmica emitida p la superficie del mar.	or . 47
2.2.1.1 Relación entre la energía medida por el sensor y la temperatura: Radiación de cuerpo negro	. 48
Ley de Planck de cuerpo negro	. 49
Ley de Stefan-Boltzmann	. 49
Ley de Wien del desplazamiento	. 49

2.2.1.2 Cantidad de energía emitida por los cuerpos: emisividad y temperatura	50
2 2 1 3 Algoritmos de TSM	
2.2.2 Estimación de la concentración de clorofila-a a partir de la reflectancia	en
el rango visible del EEM	53
2.2.2.1 Relación entre la energía medida por el sensor y el color del mar.	55
2.2.2.2 Algoritmos bioópticos	57
2.2.3 Cálculo de reflectancia TOA para Landsat 5 (TM) y 7 (ETM+)	61
CAPÍTULO 3	62
"OCEANOGRAFÍA SINÓPTICA DEL GOLFO SAN JORGE (ARGENTINA): UN MODELO PARA LA DINÁMICA ESPACIAL DEL LANGOSTINO PATAGÓNICO (PLEOTICUS MUELLERI)"	62
3.1 Introducción	62
3.1.2 Sistema de estudio	65
3.1.2.1 Área de estudio	65
3.1.2.2 Biología del langostino patagónico	66
3.1.2.3 Pesquería del langostino patagónico	67
3.2 Materiales y métodos	68
3.2.1 Datos satelitales	68
3.2.1.1 Área de estudio y procesamiento de imágenes	68
3.2.1.1.1 Imágenes de TSM	68
3.2.1.1.2 Imágenes de Cla-sat	69
3.2.1.2 Análisis de datos satelitales	70
3.2.2 Datos pesqueros	71
3.3 Resultados	74
3.3.1 Evolución temporal de la TSM y Cla-sat media	74
3.3.2 Distribución de las medias climatológicas de TSM y Cla-sat	75
3.3.3 Distribución estacional media de TSM y Cla-sat	75
3.3.4 Gradientes térmicos	76
3.3.5 Intensidad de pesca	77
3.4 Discusión y conclusiones	79
3.4.1 Frente termohalino del sur del GSJ	79
3.4.2 Frente térmico externo	81
3.4.3 Frente térmico norte	82
3.4.4 Conectividad entre sistemas frontales	83
3.4.5 Observaciones finales	84
TABLAS – CAPÍTULO 3	87
FIGURAS – CAPÍTULO 3	90
CAPÍTULO 4	111

"VARIACIÓN TEMPORAL Y ESPACIAL DE LA TEMPERATURA SUPERFICIA DEL MAR Y LA CLOROFILA-A SATELITALES EN EL SECTOR CENTRAL DE COSTA DE LA PROVINCIA DEL CHUBUT, ARGENTINA (44º S - 45º 30' S)".	\L E LA 111
4.1 Introducción	111
4.2 Metodología	113
4.2.1 Obtención de imágenes satelitales MODIS de TSM y Cla-sat	113
4.2.2 Cálculo de imágenes de TSM y Cla-sat promedio mensuales	114
4.2.3 Determinación de la TSM y Cla-sat máximas y mínimas medias climatológicas de las series temporales.	114
4.2.4 Promedio espacial mensual climatológico	115
4.2.5 Ajuste de datos de TSM y Cla-sat a ciclos estacionales	115
4.2.5.1 Determinación del ciclo anual de la TSM media en el área de es	studio 115
4.2.5.2 Determinación del ciclo anual de Cla-sat media en el área de es	studio 116
4.3 Resultados	117
4.3.1 Distribuciones espaciales medias climatológicas de TSM y Cla-sat superficial	117
4.3.2 Distribución espacio-temporal de TSM y Cla-sat	118
4.3.3 Análisis del ciclo anual medio de la TSM(2005-2014) y Cla-sat(2005-2014)	120
4.3.3.1 TSM	120
4.3.3.2 CLA-SAT	121
4.4 Discusión y conclusiones	121
4.4.1 Dinámica del agua en las zonas oceánica y costera	121
4.4.2 Qué se vio	123
4.4.2.1 TSM	123
4.4.2.2 CLA-SAT	124
TABLAS – CAPÍTULO 4	127
FIGURAS - CAPÍTULO 4	131
CAPÍTULO 5	138
"MONITOREO REMOTO DE UN ECOSISTEMA REMOTO: DINÁMICA PULSA DE LOS BOSQUES DE KELP GIGANTE (<i>MACROCYSTIS PYRIFERA</i>) DEL E DE LA PATAGONIA"	ANTE ESTE 138
5.1 INTRODUCCIÓN	138
5.2 MATERIALES Y MÉTODOS	140
5.2.1 Área de estudio	140
5.2.2 Información histórica	141
5.2.3 Imágenes Landsat	143
5.2.4 Análisis de las imágenes	143
5.2.4.1 Conversión de los valores de radiancia a reflectancia a tope de atmósfera (ToA):	144
5.2.4.2 Cálculo de NDVI sobre las imágenes de reflectancia ToA	144

5.2.4.3 Identificación de bosques de kelp	145
5.2.4.3.1 Delimitación de los bosques: método manual	145
5.2.4.3.2 Delimitación de los bosques: método automático	146
5.2.5 Ajuste del efecto de la marea	147
5.2.6 Identificación de los pulsos	148
5.3 RESULTADOS	148
5.3.1 Dinámica del bosque de kelp CS en Bahía Camarones en base a información histórica (1976-1979)	148
5.3.2 Estimación del área de bosque de kelp en base a imágenes satelita	ales 149
5.3.3 Series de tiempo del área de bosque de kelp (1997-2011)	150
5.3.4 Correspondencia entre información histórica e imágenes satelitales	s 151
5.4 DISCUSIÓN	153
5.4.1 Asuntos metodológicos	153
5.4.2 Dinámica de los bosques de kelp	157
5.5 CONCLUSIÓN	160
TABLAS – CAPÍTULO 5	161
FIGURAS – CAPÍTULO 5	162
CAPÍTULO 6	166
Consideraciones finales	166
ANEXO: REFERENCIAS	169

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1 Características de los sistemas satelitales utilizados. Refl: bandas en el visible reflectivo, Tér: bandas térmicas y Pan: banda pancromática	30
Tabla 1.2 Características espectrales del sensor SeaWiFS	32
Tabla 1.3 Características espectrales del sensor MODIS y ejemplos de sus aplicaciones. Las bandas que tienen aplicación en medio acuático están indicadas en verde, las otras son para estudiar la tierra y las nubes.	34
Tabla 1.4 Características del sensor AVHRR.	35
TABLA 1.5 Características de los sensores TM y ETM+: Bandas, ancho de cada banda en μr aplicaciones más usuales	n y 38
Tabla 2.1 Coeficientes de los algoritmos de TSM del sistema NOAA/AVHRR para imágenes tomadas de noche.	53
Tabla 2.2 Coeficientes de los algoritmos de Cla-sat de los sistemas OrbView2-SeaWiFS y AQUA-MODIS.	60
Tabla 3.1 Parámetros del modelo anual de ciclo térmico para los valores medios climatológico en cada área (en base a valores mensuales).	os 87
Tabla 3.2 Estadística descriptiva para los valores medios climatológicos de TSM en cada área (en base a valores mensuales).	a 87
Tabla 3.3 Estadística descriptiva para los valores medios climatológicos de Cla-sat en cada área (mg m ⁻³ , en base a valores mensuales)	87
Tabla 3.4 Características destacadas del ciclo anual de concentración de Cla-sat en áreas de golfo San Jorge (mostradas en Figura 1b)) 88
Tabla 3.5 Fracciones esperadas y observadas del esfuerzo desplegado dentro de las áreas frontales del golfo San Jorge, sectores norte y sur, por mes (datos totales para el periodo 200 2008). Área total del sector norte: 1462919 ha, sector sur: 3510572 ha. El valor crítico Chi- cuadrado (α = 0,01) es 6,63. No se observaron frentes en abril, en mayo se desarrolló un frer solamente en el sector sur.)0- nte 89
Tabla 4.1 Número de imágenes de TSM a seleccionadas para el periodo 2005-20141	27
Tabla 4.2 Número de imágenes de Cla-sat seleccionadas para el periodo 2005-2014 1	28
Tabla 4.3 Ubicación geográfica de los 12 puntos analizados1	28
Tabla 4.4 Resultados del ajuste del modelo de ciclo semianual a los datos ce Cla-sat observados. Sombreado gris=punto costero, blanco=punto oceánico	29
Tabla 4.5 Resultados del ajuste del modelo de ciclo anual a la TSM en los puntos elegidos. Sombreado gris=punto costero, blanco=punto oceánico1	30
Tabla 5.1 Coeficientes del ajuste por marea1	61
Tabla 5.2 Número de pulsos, longitud media y tiempo medio entre pulsos para cada bosque. 1	61

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Penetración de la luz en la columna de agua para diferentes longitudes de onda 7
Figura 1.2 Espectro de absorción de la clorofila y otros pigmentos accesorios14
Figura 1.3 Componentes básicos de la captación de información mediante teledetección. Fuente de la REM detectada (en este caso el sol), medio en el cual se propaga la REM, el sensor que la detecta, la plataforma que trasporta el sensor y la escena observada (en este caso la superficie del agua)
Figura 1.4 Esquema de una onda electromagnética, representada como un campo eléctrico y un campo magnético, que oscilan en planos ortogonales entre sí y perpendiculares a la dirección de propagación de la onda
Figura 1.5 Espectro electromagnético. A la izquierda la radiación tiene mayor frecuencia y mayor energía; hacia la derecha la radiación tiene menor frecuencia y menor energía. En el rango entre 0,4 y 0,7 μ m se encuentra la radiación en el rango visible del espectro; entre 0,7 y 1,1 μ m el infrarrojo medio, y entre 1,1 y 300 μ m, aproximadamente, el infrarrojo lejano
Figura 1.6 Esquema de la cantidad de energía en función de la longitud de onda de la REM. 23
Figura 1.7 Transmisión de la atmósfera (%) en las distintas regiones del espectro electromagnético en función de la longitud de onda. Se muestran las ventanas atmosféricas (alta transmisión) para distintas regiones del espectro electromagnético desde las bandas del visible hasta el infrarrojo térmico, así como los distintos componentes que absorben radiación (en azul)
Figura 1.8 A y B: casos de teledetección pasiva. C: sistema de teledetección activa. Solo en el caso A la toma de la imagen debe ser durante el día, en los demás casos es independiente de la hora
Figura 1.8 Ancho de barrido relativo de los diferentes sistemas satelitales utilizados. A) Landsat (185 km), B) AQUA (2300 km), C) NOAA-SeaWiFS (2700-2800 km)
Figura 1.9 Tamaños relativos de los píxeles de distintos sistemas: A) LANDSAT-ETM pancromático (15m), B) LANDSAT-ETM reflectivo (30m), C) LANDSAT-ETM térmico (60m), D) LANDSAT TM térmico (120m)
Figura 1.10 Línea de tiempo de la misión Landsat
Figura 1.11 Área de estudio. Se muestran de forma esquemática las diferentes escalas espaciales abarcadas en cada uno de los capítulos
Figura 2.1 Espectros de REM emitidos por el Sol y la Tierra. Se indica la transmitancia atmosférica de la REM y la ubicación de las bandas en el IR (bandas 3, 4 y 5) del sensor AVHRR
Figura 2.2 Intensidad de la energía emitida por distintos cuerpos a diferentes temperaturas, de acuerdo con la ley de Wien (http://rst.gsfc.nasa.gov/Homepage/Homepage)50
Figura 2.3 Diagrama de los caminos que recorre la luz que llega al sensor (1); (2) REM que interactúa con los componentes de la atmósfera (partículas como aerosoles y moléculas como ozono y oxígeno); (3) REM que se refleja en la superficie del agua de forma especular; y (4) REM que emerge del agua y llega al sensor luego de interactuar con sustancias presentes en el cuerpo de agua (como fitoplancton, agua, partículas no algales, etc.)
Figura 2.4 Procesos y componentes que influyen en la luz que emerge del aqua (adantado de
 IOCCG, 2000). a) dispersión hacia arriba generada por el material particulado en suspensión; b) dispersión hacia arriba generada por las moléculas de agua; c) absorción generada por la materia orgánica disuelta; d) reflexión del fondo; y e) dispersión hacia arriba generada por el fitoplancton.

características batimétricas del GSJ. d) jurisdicciones para el manejo de la pesquería del langostino, áreas cerradas a la pesca (Góngora 2011)9/	0
Figura 3.2 Esquema de la distribución del langostino patagónico (<i>Pleoticus muelleri</i>) en el área de estudio (sombreada); se indican las áreas documentadas de desove/cría (entramado), el área de concentración en la boca del golfo (noviembre-enero) y el eje de la migración ontogenética hacia afuera de Bajo Mazarredo (febrero-mayo, flecha)	1
Figura 3.3 Ciclos anuales climatológicos de TSM (línea punteada) y Cla-sat (línea entera en el golfo San Jorge, valores medios en las diferentes particiones y la correspondiente desviación estándar (barras verticales)	2
Figura 3.4 Ubicación de los gradientes térmicos estacionales climatológicos (ºC km ⁻¹). a) Verano. b) Otoño. c) Invierno. d) Primavera93	3
Figura 3.5 Correspondencia entre la distribución espacial del esfuerzo (intensidad de pesca) y características oceanográficas significativas durante meses representativos (a-b: diciembre, d- e: febrero y g-h: agosto). Fila superior: distribución climatológica de TSM (2000-2008); fila del medio: ibid., Cla-sat (2000-2006); fila inferior: polígonos de frentes (gris oscuro delimitados por línea negra) y ubicación de eventos de pesca (puntos negros) para diciembre (2001-2003), y para febrero y agosto (2001-2008)	4
Figura 3.6 Relación entre factores ambientales e intensidad de pesca, sector sur del golfo San Jorge, en diciembre, febrero y agosto (promedios 2000-2008). Paneles principales: distribuciones empíricas acumuladas de factores ambientales (I(t)) (ecds) normalizadas, ecds pesados por la intensidad de pesca (g(t)), y diferencia absoluta entre las dos (I(t)-g(t)). La diferencia entre las dos curvas es estadísticamente significativa en todos los casos. Fila superior: temperatura superficial del mar (TSM); fila del medio: concentración de clorofila a (Cla-sat); fila inferior: gradiente de TSM (Δ TSM). El histograma en la parte superior de cada panel muestra la frecuencia de distribución del esfuerzo pesquero para cada valor del factor ambiental.	5
Figura 3.7 Ibid, Figura 6, sector norte del golfo San Jorge	6
Figura 3.8 Distribución espacial de la temperatura superficial del mar (TSM) climatológica (2000-2008). A) TSM media. B) Desvío estándar9	7
Figura 3.9 Distribución espacial de la concentración de concentración de clorofila a (Cla-sat) climatológica (2000-2006). A) Concentración de Cla-sat media. B) Desvío estándar	7
Figura 3.10 Distribución espacial de TSM media climatológica estacional (2000-2008). A) Verano. B) Otoño. C) Invierno. D) Primavera98	8
Figura 3.11 Distribución espacial de Cla-sat media climatológica estacional (2000-2006). A) Verano. B) Otoño. C) Invierno. D) Primavera	9
Figura 3.12 Distribución de esfuerzo pesquero acumulado para el periodo de estudio, por mes.	0
Figura 3.13 Relación entre factores ambientales e intensidad pesquera, por mes. Zona Norte, verano	1
Figura 3.13 Cont. Norte, otoño102	2
Figura 3.13 Cont. Norte, invierno 103	3
Figura 3.13 Cont. Norte, primavera104	4
Figura 3.13 Cont. Zona Sur, verano10	5
Figura 3.13 Cont. Sur, otoño	6
Figura 3.13 Cont. Sur, invierno	7
Figura 3.13 Cont. Sur, primavera108	8
Figura 3.14 Distribución empírica acumulada, sector norte (ver texto para una explicación). Idem Figura 3.13, con las curvas mensuales agrupadas por función. A: f(t), B: g(t). Este tipo de presentación, introducido por Perry y Smith (1994, ver texto principal), facilita la comparación	

igura 3.15 Distribución empírica acumulada, sector sur. Idem Figura 3.13, con las curvas nensuales agrupadas por función. A: f(t), B: g(t).	10
igura 4.1 Área de estudio	31
igura 4.2 Mapas de TSM a) Mínima, b) Máxima, c) Media, d) Desvío Estándar, e) mes de ocurrencia de TSM máxima, f) mes de ocurrencia de TSM mínima, para el periodo 2005-2014.	32
igura 4.3 Mapas de Cla-sat: a) Mínima, b) Máxima, c) Media, d) Desvío Estándar, e) mes de ocurrencia de concentraciones máximas, f) mes de ocurrencia de concentraciones mínimas, g estación de ocurrencia de concentraciones máximas13) 33
igura 4.4 Mapas mensuales climatológicos de TSM para el periodo 2005-2014	34
igura 4.5 Mapas mensuales climatológicos de Cla-sat para el periodo 2005-2014	34
igura 4.6 Ubicación de los puntos13	35
	35
igura 4.7 Mapas de distribución de las fases y amplitudes obtenidas a partir del modelo de iclo térmico anual de TSM	35
igura 4.8 Ajuste de los datos mensuales climatológicos de TSM al modelo anual en diferentes puntos (ver posición en Figura 4.6). a) Ciclo por punto. Línea negra punteada: datos observados; línea azul: datos ajustados; línea roja: momento de ocurrencia del máximo de SM, b) Todos los puntos juntos, se observan las diferencias en los valores máximos y nínimos alcanzados en cada mes. La línea negra continua indica la media total para toda el area.	s 36
igura 4.9 Ajuste de los datos mensuales climatológicos de Cla-sat al modelo semianual en liferentes puntos (ver posición en Figura 6). a) Ciclo por punto. Línea negra: datos medios observados y su DS; línea roja: datos ajustados, b) Todos los meses juntos, se observan las liferencias en los valores máximos y mínimos alcanzados en cada mes. La línea negra continua indica la media total para toda el área	37
igura 5.1 Izquierda: distribución de <i>Macrocystis pyrifera</i> a lo largo de las costas de Sudamérica. Derecha: Área de estudio. Imagen Landsat TM path=227-row=991, 22/12/2010, ortesía del U.S. Geological Survey. Los rectángulos blancos indican las dos subáreas, Bahía Camarones y Cabo Dos Bahías. El recuadro punteado rojo corresponde al polígono de agua profunda, área utilizada para la evaluación del ruido de la imagen (ver texto)	62
[∵] igura 5.2 Recuadros definidos para evaluar la extensión de las unidades de bosque. ı) Landsat-TM, 6/08/2001, subárea Bahía Camarones, b) Landsat-TM, 6/09/2006, subárea Cabo Dos Bahías (cortesía del U.S. Geological Survey). Se ve la máscara aplicada a la tierra negro)1€	63
igura 5.3 a) Detalle de imagen de NDVI derivada a partir de una imagen Landsat-TM, enmascarada. Los recuadros blancos encierran los bosques identificados, b) Los recuadros de guiones encierran los polígonos generados para delimitar los bosques y calcular su área16	э 53
igura 5.4 Pulsos de extensiones de kelp observados por medio de muestreos <i>in situ</i> durante os años 1970. a) Líneas rojas: número de estipes basales, círculos negros: longitud de los rondes (m), b) líneas negras: peso de las plantas (kg), cuadrados azules: área de las extensiones obtenidas por medio de imágenes satelitales (ha)	54 54
igura 5.5 Correlación entre las áreas estimadas de forma manual y automática (Ha). Se utiliz l bosque de C2BC de forma ilustrativa16	a 54
[∵] igura 5.6 Efecto de la altura de marea sobre las áreas estimadas. zquierda: área C2BS. Derecha: CS1€	35
⁻ igura 5.7 Tendencias temporales en la extensión de los bosques de <i>Macrocystis</i> . a) Cabo Do 3ahías; b) altura de la marea relativa a la altura de marea media (m); c) Bahía Camarones. 16	os 35

RESUMEN

Los datos provenientes de imágenes satelitales ayudan a resolver una limitación en el estudio de extensos sistemas: la dificultad de realizar muestreos de gran escala espacial y alta frecuencia temporal. Estas imágenes se convirtieron en una alternativa a los tradicionales y limitados muestreos de campo, aun con sus restricciones. Existe una amplia variedad de sistemas satelitales, los cuales se distinguen por cuestiones tanto técnicas como prácticas (Sección 1.5). Una correcta elección del tipo de dato a utilizar es fundamental al momento de intentar responder preguntas. En este trabajo, se utilizan diversos sistemas y metodologías para responder tres preguntas diferentes, a distintas escalas espaciales y temporales (Figura 1.11).

Primero, se utilizó una serie de 9 años (2000-2008) de imágenes satelitales de temperatura superficial del mar (TSM) provenientes del sistema NOAA-AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) y una serie de 7 años (2000-2006) de imágenes de clorofila-a satelital (Cla-sat) OrbView2-SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor) de 1,1 km de resolución espacial para la caracterización oceanográfica del golfo San Jorge (GSJ) (Figura 1.11, Capítulo 3), un área de gran importancia para la conservación marina y la pesca comercial. Se describió la distribución espacio-temporal de TSM y Cla-sat observada en las imágenes satelitales a lo largo de un ciclo anual climatológico. Se combinó la información obtenida de forma remota con datos de observadores a bordo de buques poteros e información publicada. Los patrones espacio temporales de TSM y Cla-sat permitieron identificar tres sistemas frontales: norte, sur y externo que fueron asociados con el ciclo de vida y la pesquería del langostino patagónico *(Pleoticus muelleri)*, principal especie blanco de la flota industrial en el GSJ.

Luego, se analizó con mayor énfasis la zona cercana al frente del sector norte del GSJ, en la región central de la costa de la Provincia del Chubut y norte del golfo (Figura 1.11, recuadro Capítulo 4). Se caracterizaron los patrones espaciotemporales de la TSM y Cla-sat, a partir de una serie temporal de diez años (2005-2014) de imágenes diarias AQUA-MODIS de 1 km de resolución espacial. Este sector se caracteriza por la turbulencia generada en la columna de agua

RESUMEN

por la interacción entre la corriente de marea y la topografía, principalmente en las cercanías del Cabo Dos Bahías y Punta Tombo. A partir de las imágenes obtenidas, se realizaron mapas climatológicos medios mensuales y estacionales tanto para TSM como para Cla-sat. Se aplicó un modelo estacional a las series completas con el objetivo de analizar el comportamiento de ambas variables en el tiempo. Se caracterizaron los ciclos de TSM y Cla-sat para toda la zona y se identificaron regiones donde la clorofila presentó ciclos unimodales o bimodales a lo largo del año. Estos resultados fueron explicados en función de las características particulares de cada sector.

Por último, se hizo foco en un área aun más acotada de la costa de la provincia del Chubut al norte del golfo San Jorge, particularmente en las subáreas correspondientes a Bahía Camarones y Cabo Dos Bahías, que presentan una región submareal con abundancia de la especie de macroalga parda Macrocystis pyrifera, o kelp (Figura 1.11, recuadro Capítulo 5). Se desarrolló una técnica de bajo costo y alta eficiencia para monitorear la distribución espacio-temporal y la dinámica de estos bosques, con potencial para ser aplicada a cualquier región geográfica de donde se puedan obtener imágenes satelitales con características similares a las utilizadas aquí. Se utilizó una serie de 134 imágenes Landsat TM y ETM+ de 30 m de resolución espacial correspondientes al periodo 1975-2011. A través del índice normalizado de vegetación NDVI se identificaron unidades de bosque específicas en cada subárea y por medio de herramientas de sistemas de información geográfica (GIS) se calculó el área máxima de las unidades, que luego se corrigió por los efectos de la marea. El cálculo de área fue realizado de forma manual y automática, y en una etapa posterior se compararon los resultados obtenidos por ambos métodos. El análisis de la dinámica de crecimiento y decaimiento de los bosques de kelp se completó con información histórica obtenida durante un estudio llevado a cabo en Bahía Camarones en los años 1970, muestreos aerofotográficos de la misma época y entrevistas desestructuradas realizadas a técnicos que participaron de dichos muestreos y monitoreos.

En síntesis, la información satelital de alta resolución espacial y temporal utilizada en esta tesis permitió: describir la dinámica de la TSM y la Cla-sat en el agua oceánica y costera en la zona norte del área de estudio, relacionada con la

XIII

producción fitoplanctónica de la región; relacionar los frentes térmicos identificados en el GSJ con el ciclo de vida del langostino patagónico, planteando una alternativa a lo sabido hasta ahora sobre dicho recurso; y desarrollar un método de monitoreo sinóptico de bosques de macroalgas. En conjunto, se demostró la utilidad de esta herramienta para la realización de estudios ambientales y su potencial aplicación en planes de manejo de la zona relacionados con los recursos mencionados.

ABSTRACT

ABSTRACT

Data from satellite images help solve a problem regarding the study of large systems: the difficulty to perform high frequency and big-scale surveys. These images became an alternative to the traditional and limited field surveys, despite having some restrictions. There is a wide variety of satellite systems in terms of both technical and practical characteristics (Section 1.5). It is fundamental to choose wisely the type of data to use in order to answer different kinds of questions. This work uses diverse systems and methodologies aiming at responding three different questions and at different temporal and spatial scales (Figure 1.11).

First, a 9 year series (2000-2008) of NOAA-AVHRR TSM (sea surface temperature) images plus a 7 year series (2000-2006) of OrbView2-SeaWiFS chlorophyll-a (Cla-sat) images, both with 1.1 km of spatial resolution, were used for the oceanographic characterization of San Jorge Gulf (GSJ) (Figure 1.11, box Capítulo 3), an important area for marine conservation and commercial fisheries. The spatio-temporal distribution of TSM and Cla-sat observed in satellite images was described along one climatological year. Remote information was combined with published information and data collected by on-board observers from shrimp fishing boats. The spatio-temporal patterns of TSM and Cla-sat led to the identification of three frontal systems: North, South and External, which were then associated with the life cycle and fishery of the Argentinean red shrimp (*Pleoticus muelleri*), main target species of the industrial fleet over the GSJ.

Then, the analysis focused on the region located near the North front in GSJ, along the central coast of Chubut province and the north area of the gulf (Figure 1.11, box Capítulo 4). Spatio-temporal patterns of TSM and Cla-sat were charaterized using a series of ten years (2005-2014) of daily images from the AQUA-MODIS system, with 1 km spatial resolution. What characterizes this sector is the turbulence generated by the interaction between tidal currents and the sea bottom, coastal irregularities and islands, mainly near Cabo Dos Bahías and Punta Tombo. The images obtained were used to generate mean climatological maps of monthly and seasonal TSM and Cla-sat. A seasonal model was applied to the complete series to study the behavior of both variables in time.

TSM and Cla-sat cycles were characterized over the whole study area, and regions were chlorophyll showed unimodal or bimodal cycles were identified. These results were explained based on the particular characteristics of each sector.

Finally, the study focused on an even smaller area along the coast of Chubut province, north of San Jorge Gulf, particularly over the subareas called Bahía Camarones and Cabo Dos Bahías, which have a wide subtidal region with great abundance of the brown algae *Macrocystis pyrifera* or kelp (Figure 1.11, box Capítulo 5). A low cost and high efficiency technique was developed in order to monitor the spatio-temporal distribution and dynamics of these forests, with potential to be applied in any other geographical region where satellite images with characteristics similar to those used here are available. A series of 134 Landsat TM and ETM+ images with 30 m of spatial resolution belonging to the period 1975-2011 was used. Individual forest units were identified in each subarea through the normalized difference vegetation index (NDVI), and geographic information systems (GIS) tools were used to calculate the maximum area of such units, which were later corrected due to tidal effects. These areas were calculated both manually and automatically, and in a later stage the results obtained by both methods were compared. The analysis of growth and decay dynamics of the kelp forests was completed with historical information obtained during a study carried on in the seventies, aerophotographic surveys performed during the same time period and unstructured interviewes with technicians who participated of those surveys and monitorings.

In summary, satellite information of high temporal and spatial resolution used in this thesis allowed us to: describe TSM and Cla-sat dynamics in oceanic and coastal waters along the north región of the study area, both related to phytoplankton production; connect the termal frontal systems identified in GSJ with the life cycle of the Argentinean red shrimp, presenting an alternative to what is known so far about such resource; and develop a method for the synoptic monitoring of macroalgae forests. Together, all this proved the usefulness of this tool for the execution of environmental studies and its potential application to management strategies of this region in relation to the abovementioned resources.

XVI

CAPÍTULO 1

1.1 INTRODUCCIÓN GENERAL Y RESUMEN DE CADA CAPÍTULO

1.1.1 Rol de los sistemas satelitales en estudios del ambiente marino a gran escala

Los datos provenientes de imágenes satelitales ayudan a salvar un problema que durante mucho tiempo impidió el estudio de grandes sistemas. La dificultad de realizar muestreos intensivos que cubran grandes áreas suele limitar la amplitud tanto geográfica como temporal de muchas investigaciones. Con la aparición de los satélites civiles en los años setenta y la posterior puesta a disposición de sus productos, las imágenes satelitales se convirtieron en una alternativa a los tradicionales y limitados muestreos de campo, aun con sus restricciones.

Existe una amplia variedad de sistemas satelitales, los cuales se distinguen tanto por cuestiones técnicas como prácticas (Sección 1.2). Una correcta elección del tipo de dato a utilizar es fundamental al momento de intentar responder preguntas sobre los más diversos temas. En este trabajo, se utilizan diversos sistemas y metodologías para responder tres preguntas diferentes, a distintas escalas tanto espaciales como temporales.

El presente capítulo se divide en dos partes principales: en la primera, se introducen el área de estudio y sus características ambientales. En la segunda, se da una descripción detallada de los sistemas satelitales utilizados a lo largo de la tesis.

En el Capítulo 2, se presenta la metodología general de procesamiento de las imágenes satelitales utilizadas.

En el Capítulo 3 se presenta la caracterización de la dinámica espaciotemporal de la temperatura superficial del mar (TSM) y concentración de clorofilaa (Cla-sat) a partir de series de imágenes satelitales de 7 y 9 años, respectivamente, de los sensores AVHRR y SeaWiFS para todo el golfo San Jorge, en conjunto con datos de lances de pesca de langostino patagónico obtenidos por observadores a bordo de buques poteros. En el Capítulo 4 se presenta la caracterización de la dinámica espaciotemporal de la TSM y la Cla-sat, esta vez obtenidas a partir de una serie de diez años de imágenes MODIS-AQUA, con foco en un área específica al sur de la provincia de Chubut, que abarca la Reserva de Biósfera Patagonia Azul y el Parque Interjurisdiccional Marino Costero Patagonia Austral.

En el Capítulo 5, se analiza la aplicación de los datos obtenidos mediante sensoramiento remoto por los sistemas Landsat TM y ETM+ a la identificación de bosques de macroalgas, en conjunto con la utilización de herramientas de GIS y comparación con datos históricos y entrevistas desestructuradas.

En el último capítulo, se establecen las consideraciones y conclusiones finales respecto al uso de la información satelital para trabajos de investigación en ecosistemas marinos.

1.1.2 Breve resumen de los contenidos de los capítulos 3, 4 y 5.

<u>Capítulo 3</u> - Oceanografía sinóptica del golfo San Jorge (Argentina): un modelo para la dinámica espacial del langostino patagónico (*Pleoticus muelleri*)

Se utilizó una serie temporal de 9 años de imágenes satelitales de los sensores AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) y de 7 años de imágenes SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor) de 1,1 Km de resolución para la caracterización oceanográfica del golfo San Jorge (GSJ), desde los 43° 30' S hasta los 47° S, un área de gran importancia para la conservación marina y la pesca comercial. Se combinó la información obtenida de forma remota con datos de observadores a bordo e información publicada, a fin de investigar el rol que ciertos fenómenos oceanográficos juegan en relación con el ciclo de vida del langostino patagónico (Pleoticus muelleri), principal especie blanco de la flota industrial en el GSJ. Se caracterizaron tres sistemas frontales: norte, sur y externo. Los frentes Norte y Sur se asocian con las agregaciones reproductivas de fines de primavera y verano. Mientras los dos funcionan como sitios de desove y cría, se diferencian entre sí en diversos aspectos. El frente termohalino del sur del GSJ llega a su máxima expresión durante el invierno, lo cual refleja la influencia de la pluma magallánica de baja salinidad, mientras el frente térmico del norte del GSJ se desarrolla durante la primavera y el verano a medida que la columna de agua se estratifica en la región central del golfo. En el norte prevalece el *downwelling* relacionado con el viento del lado costero del frente, mientras que en la zona frontal del sur prevalece el *upwelling*. La clorofila se concentra cerca de la termoclina (entre 40 y 60 m de profundidad) en el lado estratificado del frente norte del GSJ, y es por esa razón que los sensores remotos (que obtienen información de la primera profundidad óptica) no la detectan durante el verano, pero se evidencia offshore de la posición del frente, cuando la columna de agua se mezcla durante el otoño. Al sur del GSJ las imágenes satelitales muestran valores altos de concentración de clorofila del lado *inshore* del frente durante todo el año, lo cual está relacionado en parte con la resuspensión de sedimentos generada por el *upwelling* y no por un aumento real de la clorofila-a. El extremo norte del frente externo coincide en tiempo y espacio con una agregación de langostino patagónico no reproductiva y recurrente entre noviembre y enero, probablemente relacionada con la alimentación. Se discute que el mantener los sistemas frontales del norte y el sur fuera de los límites de la actividad pesquera es un requisito precautorio central para la sustentabilidad de la pesquería del langostino patagónico.

<u>Capítulo 4</u> - Variación temporal y espacial de la temperatura superficial del mar y la clorofila-a satelitales en el sector central de la costa de la provincia del Chubut, Argentina (44° S - 45° 30' S)

Este capítulo analiza con mayor énfasis la zona cercana al frente del sector norte del GSJ.

Se caracterizaron los patrones superficiales espacio temporales de la temperatura del mar (TSM) y clorofila-a satelital (Cla-sat), a partir de una serie temporal de diez años (2005-2014) de imágenes diarias MODIS de 1 km de resolución espacial en el sector central de la costa de la Provincia del Chubut y norte del golfo San Jorge (44° S - 45°30' S). Este sector es considerado de gran importancia para la conservación de una gran diversidad de especies marinas y es parte de la Reserva de Biósfera "Patagonia Azul" reconocida por UNESCO en el año 2015. Se caracteriza porque la interacción de la corriente de marea con el fondo, las irregularidades de la costa y las islas presentes generan remolinos en el agua y zonas de gran turbulencia, principalmente en las cercanías del Cabo Dos Bahías y Punta Tombo. A partir de las imágenes obtenidas, se realizaron mapas medios mensuales, estacionales y climatológicos, tanto para TSM como para Cla-sat. Se aplicó un modelo estacional a la serie completa para estudiar el comportamiento de estas variables en el tiempo. Dado que la TSM y

la Cla-sat presentan dinámicas diferentes se aplicaron modelos independientes para cada variable. Primero se realizó un análisis exploratorio sobre doce puntos distribuidos por toda el área de estudio a fin de comparar el comportamiento de las variables en regiones cercanas y alejadas de la costa. Luego, se aplicaron los modelos finales a todos los píxeles de la serie climatológica de imágenes de medias mensuales. Se caracterizaron los ciclos de TSM y Cla-sat para toda la zona, y se identificaron zonas donde la clorofila presentó ciclos unimodales o bimodales a lo largo del año. Estos resultados son explicados en función de las características particulares de cada sector.

<u>Capítulo 5</u> - Monitoreo remoto de un ecosistema remoto: dinámica pulsátil del kelp gigante (*Macrocystis pyrifera*) en un sector central de la Patagonia argentina

El capítulo 5 hace foco en un área aun más acotada de la costa de la provincia del Chubut en el norte del golfo San Jorge, circunscripta a una región submareal con abundancia de la especie *Macrocystis pyrifera*.

El interés creciente en la especie *Macrocystis pyrifera*, tanto desde el punto de vista ecológico como económico, refleja la importancia de conocer la distribución espacio-temporal, el estado y la dinámica de estos bosques. Dicho conocimiento podría posibilitar la generación de medidas de manejo adecuadas para la explotación sustentable del recurso, actualmente subexplotado en la Argentina, y para su protección, dado que la introducción de especies de algas competidoras, los efectos del cambio climático y la sobrepesca (la cual genera un aumento en la densidad de invertebrados marinos) han generado una caída importante en la abundancia de los bosques de *kelp*. El presente capítulo propone una técnica de monitoreo de estos sistemas de bajo costo y alta eficiencia con potencial para ser aplicado a cualquier región geográfica de donde se puedan obtener imágenes satelitales con bandas en el visible e infrarrojo con una resolución espacial adecuada.

Se utilizó una serie de 134 imágenes Landsat TM y ETM+ correspondientes al periodo 1975-2011 de 30 m de resolución espacial. Se trabajó sobre una región dentro de los límites del Parque Interjurisdiccional Marino Costero Patagonia Austral (PIMCPA), ubicado en la región central de la provincia de Chubut, y se hizo foco en dos subáreas: Bahía Camarones, al norte del límite norte del parque, y Cabo Dos Bahías, dentro del parque. Para facilitar la identificación de vegetación en las imágenes satelitales, sobre cada una se calculó el índice normalizado de vegetación NDVI. Luego, se identificaron unidades de bosque específicas que fueron analizadas a lo largo de toda la serie temporal. Por medio de herramientas de GIS se calculó el área máxima de bosque observada en los sitios seleccionados y se realizó una corrección de estos valores por la altura de la marea. El cálculo de área fue realizado por dos métodos, manual y automático, cuyos resultados fueron comparados en una etapa posterior del análisis. Por otro lado, se recuperaron y digitalizaron los datos provenientes de un estudio llevado a cabo en un bosque de *kelp* en Bahía Camarones entre mayo de 1975 y abril de 1979 por Hall y Boraso de Zaixso (1979), que estaban archivados en el Centro Nacional Patagónico (CENPAT, Puerto Madryn). La información histórica se completó con muestreos aerofotográficos de la misma época y entrevistas desestructuradas realizadas a técnicos que participaron de los muestreos y monitoreos durante la década del 70.

Finalmente, se analizó la dinámica de crecimiento y decaimiento de los bosques de *kelp* identificada a través de imágenes satelitales y se la comparó con lo visto por Hall y Boraso de Zaixso en los años 1970.

1.2 DINÁMICA DE LOS ECOSISTEMAS MARINOS

1.2.1 Factores abióticos (ambientales) que determinan la producción biológica en el ecosistema marino

Para comprender la ecología del mar, es necesario entender los factores abióticos tanto físicos como químicos del ambiente marino al que están adaptados los organismos que viven allí. Algunos de estos factores ecológicos derivan de la naturaleza misma del agua de mar, que tiene propiedades especiales relacionadas con la naturaleza fluida del agua y con los químicos allí disueltos. Otras características del ambiente abiótico importantes para la vida en el mar resultan de la interacción entre la atmósfera terrestre y la superficie del mar (Lalli y Parsons, 1997).

1.2.1.1 Luz

La luz solar es esencial para la vida, tanto en la tierra como en el mar. Una fracción de la radiación solar que penetra en el mar es absorbida por las plantas durante la fotosíntesis, y esta energía es utilizada para la conversión de materia inorgánica en compuestos orgánicos. Algunas longitudes de onda de la luz son absorbidas por las moléculas de agua y convertidas en calor, lo cual establece el régimen térmico de los océanos. Además, en el mar la luz controla la profundidad máxima de la distribución de las plantas y de algunos animales.

Cerca de la mitad de la radiación que emite el Sol y llega al tope de la atmósfera es absorbida y dispersada en las diversas capas de la atmósfera, de forma que la cantidad de energía que llega a la superficie del mar es aproximadamente el 50 % de la que llega al tope de la atmósfera. Algo de esta radiación es también reflejada hacia la atmósfera por la superficie del mar. La cantidad reflejada depende del ángulo de elevación del Sol y es muy grande cuando el ángulo respecto al horizonte es menor a 5°. La cantidad de radiación que alcanza la superficie marina cada día en cualquier punto es por lo tanto función del ángulo solar, de la longitud del día y de las condiciones climáticas. A su vez, el ángulo solar está determinado por el momento del año, el momento del día y la latitud. Estas variaciones en el aporte de luz solar son responsables de la mayor parte de las diferencias en la fotosíntesis realizada por el fitoplancton en diferentes regiones del océano y época del año.

El agua es relativamente transparente a la radiación solar en comparación con otros líquidos, pero mucho menos que el aire. Alrededor del 50 % de la luz que penetra la superficie del mar está compuesta por longitudes de onda mayores a 0,78 µm. Esta radiación infrarroja es rápidamente absorbida y convertida en calor en los primeros metros de agua. La radiación ultravioleta (< 0,380 µm) representa solo una pequeña fracción de la radiación total, y también suele ser dispersada y absorbida rápidamente, excepto en las aguas oceánicas muy claras. El 50 % de la radiación restante comprende al espectro visible, con longitudes de onda de entre 0,4 y 0,7 µm, que penetran el mar hasta profundidades mayores. Esta luz es relativamente importante para los animales con visión y comprende aproximadamente las mismas longitudes de onda que usan las plantas para la fotosíntesis. La radiación en estas longitudes de onda suelen llamarse radiación fotosintéticamente activa (PAR, por sus siglas en inglés).

Parte de la luz que atraviesa la superficie del agua es dispersada y parte es absorbida; las diferentes longitudes de onda del espectro visible penetran hasta diferentes profundidades. La luz roja (~ 0,65 μ m) es absorbida rápidamente y solo el 1 % persiste a una profundidad de 10 m en aguas muy claras. La luz azul (~ 0,45 μ m) penetra más profundo, y recién a los 150 m de profundidad queda un 1 % (Figura 1.1).



Figura 1.1 Penetración de la luz en la columna de agua para diferentes longitudes de onda.

La intensidad de la luz decrece de forma exponencial con la profundidad. Se utiliza el coeficiente de extinción, k, para expresar esta atenuación por unidad de distancia (m⁻¹). Siguiendo con lo mencionado anteriormente, k es diferente para las diversas longitudes de onda (Figura 1.1), siendo menor en las longitudes de onda más cortas y mayor en las más largas, por ejemplo, 0,035 m⁻¹ para el azul y 0,140 m⁻¹ para el rojo. Sin embargo, si existen muchas partículas en el agua, la luz azul es más dispersada que la roja, y esto afectará el espectro de colores de la luz bajo el agua, lo que resulta en un desplazamiento hacia el verde de las longitudes de onda que llegan a mayor profundidad. El coeficiente de extinción también se ve afectado por la cantidad de material orgánico coloreado disuelto presente en el agua, y por la cantidad de clorofila contenido en las células del fitoplancton y los desechos vegetales. En las aguas oceánicas más claras de los trópicos, la luz puede penetrar hasta más de 1000 m. En aguas costeras turbias, la dispersión y absorción de la luz aumentan por la presencia de gran cantidad

de sedimento (limo principalmente) y fitoplancton, y la misma cantidad de luz puede no alcanzar siquiera los 20 m.

De acuerdo con la profundidad de penetración de la luz, se pueden definir tres zonas ecológicas en la columna vertical del agua. La más superficial se llama zona eufótica, y se define como la región donde la luz es suficiente para sostener el crecimiento y reproducción de los organismos fotosintetizadores. En la zona eufótica hay suficiente luz como para que la producción derivada de la fotosíntesis exceda la pérdida de material como consecuencia de la respiración. La cantidad de luz necesaria para que la producción fotosintética equilibre las pérdidas respiratorias se llama intensidad de compensación de luz. La profundidad a la cual la producción fotosintética es equilibrada por la respiración de las plantas se llama profundidad de compensación, y define el límite inferior de la zona eufótica. Por lo tanto, la zona eufótica se extiende desde la superficie hasta una profundidad de tan solo unos metros en regiones costeras turbias, y hasta una profundidad máxima de 150 m en aguas oceánicas tropicales claras (Lally y Parsons 1997). En general, se define como la profundidad a la que llega el 1 % de la radiación PAR que llega a la superficie del aqua (Kirk, 1994). Por debajo de la zona eufótica se encuentra la zona disfótica, débilmente iluminada, donde tanto los peces como los invertebrados pueden ver, pero la luz es demasiado baja como para permitir la fotosíntesis neta positiva (es decir, la pérdida de material vegetal a través de la respiración excede la producción fotosintética a lo largo de las 24 horas). Aun así, puede haber fitoplancton vivo en esta zona, que se hundió desde la zona eufótica. La región más extensa y profunda en el océano abierto es la zona oscura afótica, que se extiende desde el límite inferior de la zona disfótica hasta el fondo. Aquí ningún organismo es capaz de detectar luz solar.

La temperatura del agua es una de las propiedades físicas más importantes del ambiente marino ya que influye sobre numerosos procesos físicos, químicos, geoquímicos y biológicos:

 Controla las tasas a las que ocurren las reacciones químicas y los procesos biológicos (tales como el metabolismo y el crecimiento).

- Las variaciones en temperatura y salinidad se combinan para determinar la densidad del agua de mar, la cual a su vez influye sobre los movimientos verticales del agua, con los cambios en procesos químicos y biológicos en la

columna de agua que eso conlleva.

 Determina en parte la concentración de gases disueltos en el agua de mar, entre ellos oxígeno y dióxido de carbono, ambos profundamente relacionados con los procesos biológicos.

 Es también uno de los factores abióticos más importantes que influyen en la distribución de las especies marinas.

Existe un intercambio de calor y agua continuo entre el océano y la atmósfera. En primer lugar el mar es calentado por la radiación infrarroja proveniente del sol. La energía radiante de estas longitudes de onda es rápidamente transformada en calor por medio de la absorción. Este efecto de calentamiento generado por la luz solar está confinado a la capa más superficial del océano, mientras que el 98 % del espectro infrarrojo es absorbido en el primer metro de la columna de agua aproximadamente (Lalli y Parsons, 1997).

La TSM varía con la latitud. En los trópicos puede exceder los 30 °C, mientras que en regiones polares puede llegar a -1,9 °C, el punto de congelación típico del agua de mar.

Suele ser conveniente designar zonas biogeográficas en base a la TSM, dada la influencia que la misma puede tener sobre la ecología marina. Las regiones templadas en ambos hemisferios están caracterizadas por consistir en una mezcla de aguas subpolares y subtropicales, y por tener el rango de temperatura anual máximo. Las fluctuaciones en la TSM en las aguas de áreas templadas y subtropicales son lo suficientemente grandes como para tener gran influencia sobre los procesos biológicos. En el océano abierto, a latitudes entre 30 y 40°, donde el cielo claro permite una máxima ganancia de calor en verano y máxima pérdida en invierno, la variación anual es de alrededor de 6-7 °C. En mares poco profundos, y en áreas costeras en general, la fluctuación en la temperatura del agua sigue casi de forma paralela la de la temperatura del aire, y las variaciones anuales pueden superar los 10 °C.

La mezcla turbulenta producida por el viento y la marea transfiere el calor desde la superficie del mar hacia el fondo. En latitudes bajas y medias, esto crea una **capa de mezcla** superficial donde la temperatura del agua es prácticamente uniforme, y puede tener una profundidad desde unos pocos hasta cientos de metros. Por debajo de esta capa de mezcla, a profundidades entre 200 y 300 m

en el mar abierto, la temperatura comienza a disminuir rápidamente hasta los 1000 m. La capa de agua donde el gradiente de temperatura es máximo se conoce como **termoclina permanente**. La diferencia de temperatura a lo largo de esta capa puede alcanzar los 20 °C. La termoclina permanente coincide con un cambio en la densidad del agua entre las aguas superficiales cálidas de menor densidad, y la capa subyacente de fondo, fría y más densa. Esta región de cambio abrupto de la densidad se conoce como picnoclina, y actúa como una barrera para la circulación vertical del agua; por lo tanto, también afecta la distribución vertical de ciertos compuestos químicos que juegan un rol importante en la biología del mar. Los marcados gradientes de temperatura y densidad también pueden restringir el movimiento vertical de los organismos, como el zoo o fitoplancton.

En climas templados, durante el verano se desarrollan termoclinas estacionales en la capa superficial. Estas son resultado del aumento en la radiación solar, la cual eleva la temperatura superficial en un momento en que los vientos son menores. Por lo tanto, hay poca mezcla turbulenta que promueva el hundimiento del agua más caliente, y entonces se desarrolla la estratificación de las aguas cercanas a la superficie. Este fenómeno persiste hasta el otoño, cuando el agua superficial se enfría y un aumento de los vientos genera la turbulencia suficiente para mezclar las capas superiores y romper la termoclina. Las termoclinas, tanto permanentes como estacionales, afectan en gran medida la productividad biológica a escalas globales y temporales, respectivamente.

Mientras el ciclo de los elementos biogeoquímicos en los ecosistemas acuáticos transcurre en toda la masa de agua, el proceso de fotosíntesis ocurre principalmente en la zona eufótica. Por este motivo, la velocidad a la que ocurre el reciclado y el transporte de nutrientes en la zona eufótica y hacia ella es uno de los factores limitantes de la producción primaria (Valiela, 1995).

La concentración de nitrato en la capa de mezcla es menor que en la capa inferior, ambas capas se encuentran separadas por una región de alta gradiente denominada nutriclina (Mann y Lazier, 2006). En latitudes templadas en invierno, el enfriamiento del agua superficial aumenta su densidad. Cuando el agua densa se hunde desde la superficie, el agua del fondo asciende para completar el ciclo. El hundimiento de agua se denomina *downwelling* y transporta agua superficial rica en oxígeno hacia abajo. El desplazamiento hacia la superficie se llama

upwelling y devuelve agua rica en nutrientes esenciales (p. ej. nitrato, fosfato, silicato) a la zona eufótica, donde pueden ser utilizados por los organismos fotosintetizadores para producir materiales orgánicos.

En las distintas regiones del océano, la circulación de los nutrientes desde el agua de fondo hasta la capa eufótica puede verse acelerada por diversos mecanismos, entre ellos remolinos y turbulencias, corrientes convectivas y advectivas, mezcla ocasionada por vientos y ondas, circulación de mareas, ondas internas, efectos costeros, aporte desde los ríos y *upwelling* (Valiela, 1995; Mann y Lazier, 2006).

En el área de estudio de esta tesis doctoral los principales procesos físicos de los mencionados anteriormente que aceleran el movimiento de nutrientes hacia la zona eufótica son:

1.2.1.2 Olas

Las olas creadas por la acción mecánica del viento sobre la superficie del mar son una importante fuerza de mezcla en las capas superiores que brinda nutrientes a la zona eufótica. Las ondas creadas por el viento y las olas generadas por tormentas locales hacen que el agua superficial sufra movimientos en el plano vertical, perpendiculares a la dirección de propagación de la onda. Esta mezcla resulta más efectiva cuando la longitud de la onda es larga y la picnoclina se sitúa a poca profundidad y en aguas someras donde el movimiento de las ondas se extiende hasta el fondo (Mann y Lazier, 2006).

1.2.1.3 Corrientes de marea

Estas corrientes son causadas por cambios periódicos en la atracción gravitacional de la luna y el sol, lo que crea oscilaciones de frecuencias conocidas en la onda de marea. El movimiento del agua produce corrientes significativas que generan turbulencia (Man y Lazier, 2006), especialmente en aguas costeras de poca profundidad y en canales estrechos. Si la profundidad no es muy grande, la mezcla turbulenta puede extenderse a lo largo de toda la columna de agua y de este modo el agua transportada se mantiene homogénea. Este fenómeno provoca cambios en las propiedades químicas y biológicas del ambiente y el potencial nutricional del agua se ve alterado (Lafond y Lafond, 1971).

1.2.1.4 Frentes

Los frentes pueden definirse como el encuentro entre dos masas de agua, a la vez que constituyen zonas de gran mezcla lateral y vertical. Dado que los frentes son interfaces levemente inclinadas entre masas de agua con diferentes propiedades, las aguas del fondo ricas en nutrientes pueden moverse hacia arriba. El bombeo de nutrientes debido al debilitamiento o ruptura de la estratificación genera enriquecimiento de la zona eufótica y así aumenta la producción primaria en el frente. A su vez, la alta biomasa fitoplanctónica incrementa la actividad de los niveles tróficos superiores (Le Fèvre, 1986; Largier, 1993; Mann y Lazier, 2006).

Los frentes son causados por diversos forzantes tales como mareas, escorrentía continental, viento, calentamiento solar, batimetría, etc. (Mann y Lazier, 2006).

Frentes de marea: La turbulencia generada por corrientes fuertes de marea mantiene mezclada el agua de regiones poco profundas durante todo el año. En climas templados existen regiones más calmas de aguas más profundas (por ejemplo, sobre la plataforma) donde el calentamiento del Sol genera estratificación térmica en verano. Un frente de marea se genera en zonas donde la intensidad de la mezcla turbulenta es suficiente para superar de forma continua la barrera a la mezcla generada por la estratificación (Simpson y Hunter, 1974, en Mann y Lazier, 2006).

1.2.1.5 Efectos costeros e islas

Este es un efecto menor que forma zonas frontales más pequeñas al alterar la concentración de nutrientes en la superficie del mar. Es una alteración en la dirección y velocidad del flujo de agua causada por la presencia de una isla, bajofondo, cabo, punta o bahía en costas irregulares. Según la dirección de la corriente, la orientación relativa de la configuración de la costa y la topografía, estas alteraciones pueden causar movimientos verticales del agua, turbulencias y remolinos horizontales con el consecuente enriquecimiento de nutrientes de las aguas superficiales (Lalli y Parsons, 1997).

1.2.2 Productividad

La productividad primaria es la tasa de conversión de energía radiante en energía química y materia orgánica por la actividad fotosintética.

1.2.2.1 Fotosíntesis y producción primaria

La mayoría de los ecosistemas dependen de un proceso llamado fotosíntesis, donde los organismos autótrofos usan la energía del Sol para fijar dióxido de carbono (CO₂) en material orgánico a la vez que genera oxígeno libre. Este tipo de producción, que involucra la reducción del dióxido de carbono para producir sustancias orgánicas de alta energía, se llama producción autotrófica. Las plantas fotosintéticas tanto acuáticas como terrestres usan parte de los productos de carbono recientemente formados para obtener energía inmediata y para su propio mantenimiento. El resto de estos productos los usan para el crecimiento de la planta (generación de nuevos tejidos) o para el consumo por parte de la comunidad heterótrofa. Este carbono "disponible" se denomina producción primaria neta.

El proceso inverso a la fotosíntesis es la respiración, donde ocurre una reacción oxidativa que rompe las uniones de alta energía de los hidratos de carbono y libera la energía necesaria para el metabolismo. La producción primaria neta es igual a la fijación fotosintética de carbono bruta menos el carbono respirado para sostener los requisitos de mantenimiento de toda la planta. Mientras la fotosíntesis solo ocurre durante el día, la respiración ocurre tanto de día como de noche.

Las reacciones químicas de la fotosíntesis y la respiración se pueden resumir como:

Hacia la derecha: fotosíntesis (requiere luz)

Hacia la izquierda: respiración (requiere energía metabólica)

De la producción primaria neta total sobre la Tierra, que excede los 100 mil millones de toneladas de carbono por año, se estima que aproximadamente la mitad ocurre en los océanos y la realiza el fitoplancton, lo que demuestra su importante rol en el ciclo de carbono global. Así, el fitoplancton da comienzo a la cadena alimentaria marina. Si bien las estimaciones de la estimación de biomasa fitoplanctónica en el océano se han realizado por décadas, no fue hasta el lanzamiento de los satélites de observación del océano que se ganó una cobertura global adecuada de las poblaciones de fitoplancton en espacio y tiempo para hacer estimaciones razonables de la biomasa de fitoplancton presente en estos ambientes.

La conversión de la energía radiante utilizada para llevar a cabo la fotosíntesis en energía química depende de determinados pigmentos fotosintéticos que suelen estar contenidos dentro de los cloroplastos de las algas. El pigmento dominante es la clorofila-a, pero muchas especies también tienen clorofila b, c y d y pigmentos accesorios como carotenos, xantófilas y ficobilinas, algunos de los cuales también participan de esta conversión. Todos estos pigmentos fotosintéticamente activos absorben luz de longitudes de onda en el rango entre 0,4 y 0,7 µm (PAR), pero cada uno tiene un espectro de absorción específico (Figura 1.2). Cuando los pigmentos accesorios dominan sobre el verde de la clorofila, el fitoplancton se ve marrón, dorado o incluso rojo.



Figura 1.2 Espectro de absorción de la clorofila y otros pigmentos accesorios.

Durante la fotosíntesis, se forman compuestos que contienen nitrógeno y fósforo además de los elementos proporcionados por el dióxido de carbono y el agua. Al igual que todas las plantas, los requisitos de estos elementos por parte del fitoplancton son mínimos. El nitrógeno suele ser incorporado como nitrato, nitrito o amonio disueltos; el fósforo, en su forma inorgánica disuelta (iones de ortofosfato), o a veces como fósforo orgánico disuelto.

1.2.2.2 Fitoplancton y producción primaria

La gran mayoría de los organismos autótrofos fotosintéticos en el océano son diversos tipos de algas unicelulares planctónicas, llamadas fitoplancton de forma colectiva. El mismo se encuentra en todas las regiones iluminadas del mar, incluso en áreas polares. Las células fitoplanctónicas abarcan un amplio rango de tamaños, desde unas pocas hasta cientos de micras. Cuando el número de organismos de una especie aumenta mucho y de forma repentina bajo condiciones favorables, se le da el nombre de *florecimiento* o *bloom*. Dado que estos son los organismos autótrofos dominantes en los océanos, su rol en la cadena alimentaria marina es de gran importancia.

En algunas áreas del océano también existe otro tipo de organismo fotosintetizador, las macroalgas. Entre ellas existen algas macroscópicas flotantes, como *Sargassum* en el Mar de los Sargasos, y especies bentónicas agarradas al fondo como el *kelp*, o *Macrocystis pyrifera*, en las costas de la Patagonia bajo estudio. La distribución de estas últimas se limita a regiones costeras y poco profundas, debido a la rápida atenuación de luz que ocurre con la profundidad (Figura 1.1).

Los bosques de kelp constituyen uno de los ecosistemas más diversos y productivos del mundo, con una gran importancia ecológica en los lugares donde habita. Los mismos son considerados especies clave por albergar y dar protección a una gran diversidad de especies de otros organismos, entre ellos algas, peces, moluscos y otros invertebrados (Mann, 1973). Además, las macroalgas juegan un importante rol como productores primarios, y tienen una gran influencia sobre la dinámica de las aguas, la estabilización de los sedimentos y la protección del área costera (Madsen et al., 2001).

Las poblaciones del alga parda Macrocystis pyrifera representan la comunidad de algas bentónicas más importante del sistema litoral de la costa patagónica de la Argentina, ya que forman densos bosques con ejemplares que alcanzan fácilmente los 30 m de longitud que crecen fijos al sustrato en cordones continuos paralelos a la costa de hasta 100 m de ancho (Plana et al. 2007). A cada planta adulta se la puede dividir en tres regiones de acuerdo a su posición en la columna de agua, el grampón, las frondes de media agua y la canopea superficial. Esta última presenta una gran complejidad estructural y altas tasas de productividad primaria (Graham et al. 2007).

Las macroalgas tienen valor utilitario como producto al estado fresco o industrializado (Barrales, 1976). En el primer caso, el hombre puede utilizar las algas directamente para su alimentación o como forraje para animales domésticos y abono para la agricultura. En el segundo, constituyen una materia prima para la obtención de numerosos productos derivados, minerales u orgánicos, que se utilizan a su vez en las industrias alimenticia, química y farmacéutica (Barrales, 1976).

Frente al creciente interés en la explotación de este recurso, se torna necesario disponer de información tanto de la la dinámica y distribución de las poblaciones naturales como de los factores bióticos y abióticos que las regulan (Plana et al., 2007). De esta forma se podrían predecir cambios en su estructura y dinámica de crecimiento y producción, a fin de posibilitar la generación de planes de utilización sustentable de este recurso (Plana et al. 2007).

1.2.2.3 Métodos para medir biomasa y productividad primaria

La biomasa es el peso total de todos los organismos en un área o volumen determinados. Una manera de estimar la biomasa de fitoplancton es contar el número de células y medir su volumen de forma electrónica, para así expresar la biomasa como volumen de células por unidad de volumen de agua. Otro método consiste en analizar la concentración de clorofila-a presente en el agua, ya que esta está en todas las especies de fitoplancton. La clorofila-a se mide fácilmente en el laboratorio con la ayuda de un fluorómetro y su abundancia relativa permite estimar la capacidad productiva de comunidades de fitoplancton. La biomasa se puede expresar como peso de clorofila-a por volumen de agua (mg m⁻³) (Lalli y Parsons, 1997).

Otras técnicas para medir la concentración de clorofila-a y así la abundancia relativa del fitoplancton sobre grandes extensiones de mar incluyen:

 Medición con un fluorómetro arrojado desde una embarcación que mide cambios en la fluorescencia relacionados con cambios en la concentración de clorofila-a a lo largo de largas distancias sobre la superficie del mar. - Datos tomados de forma remota ya sea desde aviones o satélites, los cuales proveen una cobertura espacial aun mayor de la abundancia de fitoplancton. Esta técnica se basa en el hecho de que la radiancia reflejada por la superficie del mar en el espectro visible (o PAR) (0,4 - 0,7 µm) está relacionada con la concentración de clorofila-a. Como la clorofila-a refleja el verde, y el color del mar cambia de azul a verde a medida que la concentración aumenta, se pueden usar las diferencias relativas de color como una medida de concentración de clorofila-a. Las mediciones satelitales no son tan sensibles como otras y están restringidas a una profundidad reducida (primera profundidad óptica), pero proveen patrones útiles de la producción vegetal relativa en una escala global.

1.2.2.4 El efecto de los nutrientes sobre la tasa de crecimiento

De los principales nutrientes necesarios para el crecimiento del fitoplancton en el mar, solo algunos pueden ser escasos. En general, las cantidades presentes de magnesio, calcio, potasio, sodio, sulfato, cloro, etc. son suficientes para el crecimiento vegetal. El CO₂ es abundante en el agua de mar. Sin embargo, si la concentración de algunas sustancias inorgánicas esenciales, como el nitrato, fosfato, silicato, hierro y manganeso, son lo suficientemente bajas, esto podría limitar la producción.

La tasa de crecimiento del fitoplancton está directamente relacionada con la concentración de nutrientes en el agua de mar. Tanto la concentración de nutrientes limitante como la tasa máxima de crecimiento de cada especie es diferente; estas diferencias permiten a una gran variedad de especies crecer en lo que parece ser un ambiente muy uniforme.

Teniendo en cuenta que en un cuerpo de agua puede haber dos, tres o muchos nutrientes que limitan el crecimiento, y que además existen diferencias en la luz y en otras propiedades físicas tales como temperatura y salinidad, existe un mosaico de factores limitantes en constante cambio que gobiernan el crecimiento del fitoplancton. Dado que cada especie reacciona de forma diferente frente a dicho mosaico y que el crecimiento no puede estar limitado por más de un factor a la vez, las restricciones físico-químicas sobre el crecimiento permiten la coexistencia de muchas especies en el mismo cuerpo de agua, con cambios sucesivos en la abundancia relativa de las especies presentes. Este mosaico físico-químico ambiental tampoco es constante en sí mismo. La luz y la

temperatura cambian diariamente y estacionalmente, y la concentración de nutrientes también varía.

La disponibilidad relativa de nutrientes (en especial nitrato y amonio, que suelen estar en cantidades limitadas) puede ser utilizada para clasificar los ambientes acuáticos. Las regiones con baja concentraciones de nutrientes esenciales, y por lo tanto de baja productividad primaria, se llaman oligotróficas. Estas áreas suelen tener concentraciones de clorofila-a entre <0,05 μ g.l⁻¹ en la superficie y 0,1-0,5 μ g.l⁻¹ a profundidades de 100 a 150 m. Las aguas eutróficas tienen altas concentraciones de nutrientes; las altas densidades de fitoplancton se manifiestan con concentraciones de clorofila-a de entre1 y 10 μ g.l⁻¹ en las capas superficieles.

1.2.2.5 Controles físicos y biológicos de la producción primaria

Entre los principales factores físicos que controlan la producción fitoplanctónica en el mar se encuentran la luz y aquellas fuerzas físicas que traen nutrientes desde las profundidades hacia la zona eufótica. Juntos, determinan en gran medida qué tipo de fitoplancton se desarrollará y cuánta producción primaria ocurrirá en cualquier parte del océano en todo el mundo. En consecuencia, estos factores también influyen sobre la cantidad y tipo de animales marinos que se producirán, entre ellos especies comerciales.

Entonces, las diferencias latitudinales y estacionales en la productividad marina resultan de diferencias en la disponibilidad de luz y nutrientes. La cantidad de luz decrece desde el ecuador hacia los polos mientras que la mezcla por viento aumenta desde los trópicos hacia los polos. La abundancia de luz y de nutrientes en la zona eufótica tiene una relación inversa que determina fuertemente el patrón de producción fitoplanctónica a diferentes latitudes. En regiones polares, ocurre solamente un pulso de abundancia de fitoplancton en verano, cuando hay suficiente luz para un aumento neto de la productividad primaria. En latitudes templadas, la productividad suele ser máxima en primavera y aumenta nuevamente en otoño, cuando la combinación de luz disponible y altas concentraciones de nutrientes permite nuevamente la generación de florecimientos.

También existen procesos biológicos que modifican los niveles regionales de producción primaria. A medida que las algas crecen, se reduce la concentración

de nutrientes en la zona eufótica, y su propio crecimiento genera 'sombra (*self-shading*)' ya que reduce la penetración de la luz, y de esta forma la capa eufótica se vuelve menos profunda. El pastoreo por parte de zooplancton herbívoro ejerce un balance sobre este efecto, ya que remueve parte de la producción.

Cuando la productividad primaria aumenta, suele ir acompañada por un aumento medible en el 'standing stock ('s-s')' del fitoplancton (número de células por unidad de volúmen). Durante un florecimiento en áreas costeras, el 'standing stock' de clorofila-a puede incrementarse desde menos de 1 mg m⁻³ hasta más de 20 mg m⁻³ en un periodo de unos pocos días. En algunas áreas, sin embargo, el zooplancton puede consumir el fitoplancton tan rápido como es producido, dando como resultado que el aumento en productividad primaria no sea discernible en el 's-s' de fitoplancton.

1.3 FUENTES Y MANEJO DE INFORMACIÓN

1.3.1 Tipos de información utilizada: satelital, fotografías aéreas, de campo

Si bien el foco de este trabajo fue utilizar información satelital en diferentes tipos de estudios ambientales, la misma se complementó con información proveniente de otras fuentes, entre ellas fotografías aéreas, entrevistas desestructuradas y datos de campo, tanto históricos como contemporáneos a las imágenes de satélite correspondientes.

1.3.2 Ventajas de trabajar con imágenes de satélite

Las imágenes satelitales ofrecen una perspectiva única de la Tierra y sus recursos. La teledetección satelital es una fuente de valiosa información para numerosas aplicaciones, entre las que cabe citar la vigilancia del medio ambiente, planificación urbana, gestión de cultivos, prospección petrolífera, entre otras.

Las imágenes de satélite ofrecen una visión global de objetos y detalles de la superficie terrestre que pueden no verse claramente cuando se observan desde la superficie de la Tierra. Además, el carácter remoto de la teledetección la hace más valiosa aún, ya que proporciona una visión parcial del planeta sin tener que salir al campo.
Algunas imágenes de satélite muestran incluso cosas invisibles para el ojo humano ya que trabajan en regiones del EEM fuera del rango visible. Algunas imágenes, por ejemplo, pueden detectar la existencia de ciertos minerales en afloramientos rocosos o contaminación en los cuerpos de agua, como derrames de petróleo (Brekke y Solberg, 2005). Algunos satélites incluso pueden "ver" a través de las nubes y la niebla que ocultan parte de la superficie terrestre. A medida que aumenta el número de satélites en órbita, el valor practico y la multiplicidad de aplicaciones de las imágenes aumenta. Se dispone cada vez de más imágenes con mayor tamaño de escena, resolución espectral, frecuencia de revisita y detalles espaciales. Si bien las imágenes satelitales se tornan cada vez más útiles, los usuarios actuales se enfrentan a mayores dificultades a la hora de escoger las más adecuadas para cada tipo de problema.

<u>1.4 FUNDAMENTOS DE LA TELEDETECCIÓN</u>

1.4.1 Aspectos básicos de la teledetección

La teledetección, denominada también teleobservación o percepción remota, es la ciencia y tecnología que permite identificar, medir y analizar propiedades de distintos elementos presentes en la superficie terrestre sin entrar en contacto físico con ellos. En el caso de la teledetección satelital, la radiación electromagnética (REM) emitida o reflejada por los elementos observados se detecta desde sensores ubicados en satélites en el espacio.

Al igual que las cámaras digitales actuales, los sensores de los satélites consisten en miles de detectores que captan la radiación electromagnética reflejada o emitida (según el tipo de sensor) por la superficie de la Tierra y los objetos que hay en ella, pero a diferencia de ellas la energía es detectada en diferentes longitudes de onda o bandas. Cada uno de estos valores recibidos se almacena como un *número digital* (DN). Cada banda puede visualizarse como una imagen en niveles de grises o en colores combinando diferentes bandas. A través de diferentes algoritmos, estos números se pueden convertir a diferentes unidades físicas que darán información sobre diversos parámetros factibles de medirse de forma remota.

La teledetección se basa en el hecho que cada elemento de la Tierra tiene una forma particular de reflejar o emitir REM, denominada firma espectral, que es propia de cada uno de ellos y entonces permite diferenciarlos. Dado esto, la REM reflejada o emitida por un objeto transporta información sobre el mismo y algunas de sus propiedades se pueden determinar mediante la detección a distancia de esta radiación. Los componentes básicos participantes en la captación de la información mediante teledetección son: la fuente o emisor de la REM detectada, el medio en el cual se propaga, el sensor que la detecta, la plataforma que lo trasporta y la escena observada, integrada por uno o varios componentes (Figura 1.3).



Figura 1.3 Componentes básicos de la captación de información mediante teledetección. Fuente de la REM detectada (en este caso el sol), medio en el cual se propaga la REM, el sensor que la detecta, la plataforma que trasporta el sensor y la escena observada (en este caso la superficie del agua).

1.4.2 Ondas electromagnéticas

Tanto la luz, como las microondas y el calor son radiación electromagnética (REM). En algunos casos, la REM puede ser considerada como una onda y en otros como un flujo de partículas.

La onda está conformada por campos vectoriales, uno eléctrico y otro magnético, que oscilan en planos ortogonales entre sí y perpendiculares a la dirección de propagación (Figura 1.4). Está caracterizada por la longitud de onda λ y la frecuencia *v*, las cuales se relacionan de la siguiente manera:

λ= c/v

donde *c* es la velocidad de la luz.

CAPÍTULO 1



Figura 1.4 Esquema de una onda electromagnética, representada como un campo eléctrico y un campo magnético, que oscilan en planos ortogonales entre sí y perpendiculares a la dirección de propagación de la onda.

La REM se propaga en el vacío con la velocidad de la luz c, (2998 x 10⁸ m s⁻ ¹, aproximadamente 300000 Km s⁻¹). En la atmósfera lo hace prácticamente con una velocidad similar.

Al considerarse como un flujo de partículas, fotones o cuantos de luz, su energía (E) puede ser expresada como E = hv donde *h* es la constante de Plank (6,625 x 10⁻³⁴ Joules s⁻¹) y *v* la frecuencia dada en Herts (Hz). E determina la frecuencia y por lo tanto la longitud de onda de la luz asociada. Cuanta más energía tiene el fotón, mayor es la frecuencia y menor la longitud de onda y viceversa (Figuras 1.5 y 1.6).

1.4.3 Espectro electromagnético

El espectro electromagnético (EEM) ha sido dividido arbitrariamente en regiones, intervalos o bandas que agrupan a la REM de acuerdo a su longitud de onda, energía o frecuencia (Figura 1.5).

Los rayos X y gamma se encuentran en el extremo de mayor energía (altas frecuencias, longitudes de ondas cortas) mientras que las ondas de radio se encuentran en el extremo de menor energía (bajas frecuencias y ondas largas).



Figura 1.5 Espectro electromagnético. A la izquierda la radiación tiene mayor frecuencia y mayor energía; hacia la derecha la radiación tiene menor frecuencia y menor energía. En el rango entre 0,4 y 0,7 μm se encuentra la radiación en el rango visible del espectro; entre 0,7 y 1,1 μm el infrarrojo medio, y entre 1,1 y 300 μm, aproximadamente, el infrarrojo lejano.



Figura 1.6 Esquema de la cantidad de energía en función de la longitud de onda de la REM.

1.4.4 Teledetección en el visible, infrarrojo y microondas

La teledetección trabaja en distintas regiones del espectro electromagnético: 1) Visible (Vis), 2) Infrarrojo reflectivo (RIR, por sus siglas en inglés), 3) Infrarrojo Térmico (TIR, por sus siglas en inglés) y 4) Microondas. La teledetección en el visible cubre el rango de longitudes de onda comprendido entre 0,4 y 0,7 µm, mientras que el infrarrojo reflectivo abarca el infrarrojo cercano y medio, entre 0,7 y 3 µm. Estas regiones se complementan muy bien, por lo que normalmente ambas se incluyen en la mayoría de los sistemas de observación de la Tierra. El infrarrojo térmico cubre el rango comprendido entre 3 y 14 µm y las microondas entre 0,3 y 100 cm (100-0,3 GHz.). En este último caso, las bandas más utilizadas, en particular en oceanografía, son la C (3,8 – 7,5 cm) y la L (15 – 30 cm).

1.4.4.1 El medio: ventanas atmosféricas

La teledetección está limitada por la gran capacidad que tiene la atmósfera para absorber REM. Esta absorción la realizan ciertos componentes cuyos estados energéticos están asociados a las longitudes de onda absorbidas. Existen longitudes de ondas que son totalmente absorbidas mientras que otras lo son en mucho menor porcentaje. A raíz de este fenómeno quedan definidas las llamadas ventanas atmosféricas, que son regiones del espectro donde la EEM es capaz de atravesar la atmósfera casi por completo sin ser absorbida por sustancias presentes en la atmósfera (Figura 1.7). Entonces, la teledetección solo puede utilizar sensores que trabajen en dichas longitudes de onda.



Figura 1.7 Transmisión de la atmósfera (%) en las distintas regiones del espectro electromagnético en función de la longitud de onda. Se muestran las ventanas atmosféricas (alta transmisión) para distintas regiones del espectro electromagnético desde las bandas del visible hasta el infrarrojo térmico, así como los distintos componentes que absorben radiación (en azul).

1.4.4.2 La fuente: teledetección pasiva y activa

La teledetección se puede clasificar como pasiva o activa según cuál sea la fuente de la REM que se quiere medir. Si la fuente es externa al sistema satelital, como el Sol, los sensores son pasivos. Si la fuente forma parte del sistema, entonces los sensores son activos, tal es el caso de los radares de apertura sintética (SAR, no utilizados en esta tesis) (Figura 1.8).

La teledetección en el rango del espectro visible e infrarrojo reflectivo es pasiva y la fuente de energía utilizada es el Sol. Este emite con un máximo en la bandas del rango visible, alrededor de los 0,5 µm. En el infrarrojo térmico la fuente de energía es el mismo objeto observado y la misma está relacionada con su temperatura. Esto se debe a que un objeto a temperatura ambiente (alrededor de 300°K), emite REM con un máximo alrededor de los 10 µm (región térmica del espectro). En las bandas de las microondas se utiliza tanto la teledetección pasiva como activa. En el caso pasivo, al igual que el infrarrojo térmico, se detecta la REM emitida por la superficie, debido a su propia temperatura. En el caso activo, el sensor (antena del radar) juega el papel de emisor y receptor de manera alternada. Primero emite un pulso y luego detecta su eco.



Figura 1.8 A y B: casos de teledetección pasiva. C: sistema de teledetección activa. Solo en el caso A la toma de la imagen debe ser durante el día, en los demás casos es independiente de la hora.

Los sensores activos y pasivos pueden a su vez, subdividirse en dos tipos: los que no generan imágenes y los que sí lo hacen. Los primeros, en general, observan una línea continua, tal es el caso del altímetro, mientras que los segundos monitorean una superficie barriéndola por franjas perpendiculares o paralelas al desplazamiento del satélite mediante diferentes tipos de técnicas.

1.4.4.3 Imágenes satelitales

Los sensores satelitales obtienen información pixel por pixel. Un pixel es el área más pequeña discriminada por el sensor. Entonces, la escena se almacena como una cuadrícula de pixeles. Una imagen satelital digital se define matemáticamente como un arreglo bidimensional de números que representan la intensidad de la energía electromagnética proveniente de cada uno de los píxeles de la escena observada.

Esta representación numérica permite la aplicación de un amplio rango de procesos computacionales y técnicas de análisis que constituyen el procesamiento digital y posibilitan la obtención de una nueva imagen o mapa de la variable biogeofísica de interés. Se asignan tonos de gris a cada píxel de acuerdo con el valor numérico asociado para así visualizar una especie de fotografía de la escena observada.

La REM proveniente del área observada, al ser detectada por el sensor es transformada en una señal eléctrica. Normalmente, esta señal es amplificada y en algunos casos filtrada de manera de poder extraer más fácilmente la información almacenada en ella. Dado que los datos obtenidos son procesados por computadoras digitales, la señal eléctrica producida por cada sensor debe

ser transformada a un formato numérico. Estos números pueden tomar cualquier valor entero entre 0 y un máximo que dependerá de las características del sensor y las longitudes de onda detectadas. Los datos digitales se parecerán más a los datos analógicos originales cuanto más grande sea el número de valores enteros (N) utilizados para la digitalización. El número N es una potencia de 2 (N= 2ⁿ) y el valor de n puede valer entre 6 y 32 (según el sensor) y se define como el "bit". Por ejemplo, si el proceso de digitalización genera 256 niveles, los datos están codificados en 8 bits (2⁸=256). Para poder obtener la variable física (radiancia) medida por el sensor es necesario convertir los valores numéricos (contajes) utilizando coeficientes de calibración vicaria. Cada sensor tiene sus propios parámetros de calibración, por lo que el mismo valor de pixel para dos imágenes diferentes suele significar dos valores distintos de intensidad de REM. Usualmente los sensores se calibran de manera tal que la relación entre el valor numérico asociado a cada pixel y los valores de la REM sea lineal.

En el caso de una imagen multiespectral, la matriz pasa a ser multidimensional. Las imágenes multiespectrales son las generadas por un sensor que mide la reflectancia en muchas bandas, es decir, en diversos rangos de longitud de onda. Por ejemplo, un sensor puede medir en el rango de los azules, los verdes, los rojos y el infrarrojo cercano. De esta forma, la imagen está compuesta por varias capas, cada una correspondiente a la medición en cada una de las bandas. En estos casos, cada píxel tiene distintos valores para cada una de las bandas espectrales.

Las distintas bandas monocromáticas que componen una imagen multiespectral pueden observarse en un monitor asignando, por ejemplo, tres bandas a los planos rojo, verde y azul. Según la combinación de bandas seleccionada la imagen resultante será más adecuada para estudios geológicos, agrícolas u oceanográficos. Las combinaciones más comunes son color verdadero, falso color y pseudocolor. En el caso del sensor TM, la combinación de las bandas 3, 2 y 1 (ver la longitud de onda correspondiente en la Tabla 1.5), ubicados en los planos rojo, verde y azul del monitor respectivamente dan el color verdadero, es decir lo que vería el ojo humano. La combinación de las bandas 4, 5 y 3 dan lugar a una imagen en falso color, es decir, los elementos no aparecen con los colores reales pero sí lo hacen con colores esperados, por

ejemplo la vegetación toma el color verde y el agua el azul. La combinación de las bandas 7, 5 y 4, o cualquier otra diferente de las anteriormente mencionadas, dan lugar a una imagen en pseudocolor. En este caso los colores son en general muy diferentes a los reales.

1.4.4.4 Plataformas de detección remota

Se llaman plataformas a los satélites (OrbView-2, NOAA, AQUA, LANDSAT) o aviones que transportan a los sensores de teledetección. Las plataformas se pueden clasificar en base al tipo de órbita que llevan. De acuerdo con este criterio, existen básicamente dos tipos de satélites: geosincrónicos o geoestacionarios y heliosincrónicos. Los primeros orbitan sobre el ecuador a una altura aproximada de 36000 km, con una velocidad de rotación igual a la de la Tierra, y en su misma dirección. De esta manera, permanecen fijos en un mismo punto observando siempre la misma cara de la Tierra. Los heliosincrónicos pasan por los polos y describen sus trayectorias a aproximadamente 800 km de altura. Con este tipo de órbita, el satélite cruza el ecuador aproximadamente a la misma hora todos los días. Además, dado que en general estas órbitas son también recurrentes, el satélite repite su órbita original después de un cierto número de días.

1.4.4.5 Parámetros orbitales

Traza: Es la proyección de la órbita del satélite sobre la superficie de la Tierra. En el caso de órbita ecuatorial la traza coincide con el ecuador geográfico. En el caso de un satélite que pase por los polos, la traza no coincide con un meridiano, sino que adopta una inclinación específica respecto al mismo.

Punto subsatelital (nadir): Es la proyección de la ubicación del satélite sobre su traza.

Nodo ascendente y nodo descendente: Son las intersecciones de las respectivas pasadas del satélite con el plano ecuatorial. La órbita polar se puede separar en dos mitades, comúnmente denominadas pasadas o modos ascendente o descendente. En el primer caso, el punto subsatelital se desplaza de sur a norte a medida que el satélite avanza mientras en el segundo lo hace en sentido inverso.

1.4.5 Características de los sistemas satelitales

1.4.5.1 Espectrales

La resolución espectral se refiere al número y ancho de las bandas en las que el sensor puede captar (o emitir) radiación electromagnética. Cuando más estrechas sean las bandas, mayor será la capacidad del sensor para discriminar entre diferentes superficies. Lo mismo ocurre con el número de bandas, cuantas más bandas tenga un sensor, más variables podrán ser identificadas. El número de bandas y su ubicación en el espectro electromagnético dependen de los objetivos de la misión. Por ejemplo, son muy diferentes las características espectrales necesarias para estudios marinos que para estudios agrícolas.

Los sensores AVHRR, SeaWiFS, MODIS, TM y ETM+, utilizados en esta tesis, presentan diferencias importantes en los canales en el rango 0,4 -0,7 µm porque cada uno fue diseñado con objetivos distintos.

Más adelante se muestra en detalle el número de bandas de cada sensor y la ubicación de las mismas a lo largo del EEM (Tablas 1.3, 1.4 y 1.5).

1.4.5.2 Temporales

La resolución temporal incluye la hora de pasada y la frecuencia de revisita. La resolución temporal indica tiempo que tarda el satélite en volver a pasar sobre la vertical de un punto. Con ello se determina la periodicidad de adquisición de imágenes de una misma zona, por ejemplo el Landsat 7 puede ver la misma área de la superficie terrestre cada 16 días. La resolución temporal está condicionada por el tipo de órbita, el ángulo de barrido y la velocidad del satélite. En el caso de los sensores ópticos, la hora de pasada es muy importante y se selecciona en función de la posición del sol de forma tal que el satélite pase de día por encima de la superficie que se quiere medir. En el caso de los sensores activos, como los radares, este parámetro carece de importancia. La frecuencia de revisita se define en función del número de imágenes diarias, semanales, mensuales o anuales requeridas por el objetivo de la misión.

1.4.5.3 Radiométricas

La resolución radiométrica indica la sensibilidad del sensor, su capacidad de discriminar entre pequeñas variaciones en la radiación que capta. Se mide en bits y al visualizarlo corresponde al número de niveles diferentes de gris que puede registrar el sensor entre el negro y el blanco. Por ejemplo: 1 bit=2¹ mide solo dos niveles de gris, 2 bits=2², 4 niveles, 4 bits=2⁴, 16 niveles, 8 bits=2⁸, 256 niveles, 10 bits=2¹⁰, 1024 niveles, etc. Cuanto más fina es la resolución radiométrica del sensor, mayor es su capacidad para detectar pequeñas diferencias en la energía reflejada o emitida (más detalles podrán captarse en la imagen). Como se dijo en una sección anterior, para poder comparar imágenes de distintas fechas y/o diferentes sensores es necesario convertir los valores numéricos (contajes) a valores de REM en unidades físicas, como la radiancia, para lo que se utilizan parámetros propios para la calibración de cada sensor.

Dos términos relacionados con la resolución radiométrica son el rango dinámico y la sensibilidad radiométrica. El rango dinámico determina el valor máximo de energía que es capaz de recibir un sensor sin saturarse, mientras que la sensibilidad radiométrica es una medida de la capacidad del sensor para discriminar diferencias en la intensidad de la radiación medida.

1.4.5.4 Espaciales

Las características espaciales son el ancho de la franja de barrido y la resolución espacial (Figuras 1.8 y 1.9). Estas determinan el ancho máximo de la superficie observada por el sensor y el nivel de detalle con el cual esta superficie puede ser estudiada (pixel). Ambas características están determinadas por los objetivos de la misión.

El ancho de barrido está definido por el ángulo máximo de observación del sistema. La resolución espacial está dada por la intersección del ángulo sólido instantáneo de observación y el área observada. La superficie correspondiente a esta área se denomina pixel (unidad mínima de información).

	Sensor				
	SeaWiFS	AVHRR	MODIS	TM	ETM+
Satélite	OrbView-2	NOAA	AQUA	Landsat	Landsat
Revisita	24 hs	12 hs	24 hs	16 días	16 días
Resolución radiométrica (bits)	10	10	12	8	8
N° de bandas	8	5	36	7	8
Resolución espacial (m)	1100 (LAC)	1100	1000	Refl: 30	Pan: 15
				Tér: 120	Refl: 30
					Tér: 60
Ancho de barrido (km)	2806	2700	2330	185	185

Tabla 1.1 Características de los sistemas satelitales utilizados. Refl: bandas en el visible reflectivo, Tér: bandas térmicas y Pan: banda pancromática.



Figura 1.8 Ancho de barrido relativo de los diferentes sistemas satelitales utilizados. A) Landsat (185 km), B) AQUA (2300 km), C) NOAA-SeaWiFS (2700-2800 km).



Figura 1.9 Tamaños relativos de los píxeles de distintos sistemas: A) LANDSAT-ETM pancromático (15m), B) LANDSAT-ETM reflectivo (30m), C) LANDSAT-ETM térmico (60m), D) LANDSAT TM térmico (120m).

El valor numérico asociado a cada pixel representa la intensidad de REM detectada por el sensor al observar dicho píxel. Sin embargo, hay que tener en cuenta que la REM proveniente de un píxel es el resultado de la combinación de la REM emitida por los distintos elementos presentes en el mismo y que no es posible la identificación de cada uno de estos componentes.

<u>1.5 SISTEMAS UTILIZADOS EN ESTE TRABAJO Y USO DE CADA UNO</u> <u>DE ELLOS</u>

1.5.1 Sensores que miden el color del mar: SeaWiFS, MODIS

El objetivo del sensoramiento del *"color del mar"* es proporcionar a la comunidad científica datos cuantitativos sobre propiedades bioópticas del océano. Concretamente, obtener información sobre el tipo y concentración de sustancias presentes en el agua, como la concentración de clorofila-*a* (directamente relacionada con el contenido en fitoplancton), a partir de la variación de la forma espectral y la magnitud de la señal que proviene del agua en la región visible y del infrarrojo cercano (NIR) del espectro electromagnético (EEM) (IOCCG, 2000). Este tipo de información tiene un papel fundamental a la hora de estudiar el ciclo global del carbono. Los sistemas de sensoramiento remoto del color del son capaces de monitorear el flujo de energía que llega al sensor en varias longitudes de onda en las regiones del EEM en el rango visible (entre 0,4 y 0,7 µm) e infrarrojo cercano (entre 0,7 y 1,3 µm) (Figura 1.5).

1.5.1.1 OrbView2-SeaWiFS

SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field of view Sensor) es un instrumento basado en el Coastal Zone Color Scanner (CZCS) que operó en el satélite Nimbus-7 entre 1978 y 1986. La selección de sus bandas se ha basado en la respuesta espectral de algunos constituyentes ópticos del agua que se quiere determinar y a la transmitancia espectral del oxígeno y el vapor de agua atmosféricos que se quiere evitar.

De las ocho bandas que tiene el sensor, seis de ellas operan en la región del visible: 3 en el azul, 2 en el verde y uno en el rojo. Los dos canales restantes operan en la zona del infrarrojo cercano (Tabla 1.3). El interés científico en la coloración de los océanos se debe a que en la mayoría de ellos el color (en la región visible del espectro) varía con la concentración de clorofila y otros pigmentos presentes en el agua (por ejemplo, cuanto más fitoplancton contenga el agua, más verde será su color).

SeaWiFS transmite la información recolectada de dos modos diferentes: datos LAC (Local Area Coverage) y datos GAC (Global Area Coverage). Los datos LAC se transmiten a las estaciones receptoras en Tierra en el momento de la pasada del satélite y tienen una resolución de 1,1 km en el pixel subsatelital y en una franja de barrido de 2800 km de ancho. Los datos GAC se almacenan a bordo y se envían a la estación terrena de Wallops Flight Facility (situada en la Costa Este de Virginia - USA) cada 12 horas. Los GAC se obtienen submuestreando los LAC, y presentan una resolución de 4 km en una franja de 1500 km.

Banda	Longitud de onda (µm)	Región del espectro
1	0,402- 0,422	Violeta
2	0,433- 0,453	Azul
3	0,480- 0,500	Azul verde
4	0,500- 0,520	Azul verde
5	0,545- 0,565	Verde
6	0,660- 0,680	Rojo
7	0,745- 0, 785	IR cercano
8	0,845- 0,885	IR cercano

Tabla 1.2 Características	espectrales	del sensor	SeaWiFS.
---------------------------	-------------	------------	----------

1.5.1.2 AQUA-MODIS

El sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) es un instrumento que se encuentra a bordo de los satélites Terra (lanzado por la NASA el 18 de diciembre de 1999 <u>http://terra.nasa.gov/</u>) y Aqua (lanzado por la NASA el 4 de mayo de 2002). La órbita de Terra alrededor de la tierra viaja del norte al sur (nodo descendente) cruzando el Ecuador por la mañana, mientras que el Aqua viaja del sur al norte (nodo descendente) cruzando el Ecuador por la tarde. El Terra surgió por la necesidad de realizar el monitoreo de incendios, y fue el primer sensor capaz de detectarlos; la misión científica del Aqua es estudiar el ciclo global del agua en la atmósfera, la tierra y los océanos. El Aqua transporta seis instrumentos de gran precisión, entre ellos el MODIS, destinados a estudiar el EEM en los rangos visible e infrarrojo para determinar las propiedades de las nubes, la temperatura superficial del mar, el color del océano, medir humedad y evaporación, el volumen de las masas de agua, grosor de las capas de hielo y

de nieve, así como otros parámetros que influyen en la climatología (nivel de radiación de la tierra y los gases de la atmósfera como el ozono, el monóxido de carbono y el metano). Entre ambos satélites, Aqua y Terra, cubren toda la superficie terrestre cada 1 a 2 días y adquieren datos en 36 bandas espectrales. MODIS está desempeñando un papel vital en el desarrollo de modelos validados y globales capaces de predecir el cambio global que está sufriendo el planeta Tierra y así tomar decisiones sanas referentes a la protección de nuestro ambiente.

Estos sistemas operan en forma continua durante el día y la noche. Durante el día toman datos de todas las bandas (proveen imágenes de la radiación reflejada y emitida) y en la noche sólo las correspondientes al térmico (radiación emitida).

El sensor MODIS ofrece una combinación única de características: detecta un amplio rango de energía electromagnética, mide a tres niveles de resolución espacial diferentes dependiendo de la banda, toma medidas todos los días y tiene un amplio rango de visión (Field of View o FOV). La cobertura frecuente del MODIS complementa otros sistemas tales como el ETM+ de Landsat, que toma mayores detalles espaciales, pero solo pasa por un área determinada cada 16 días, o sea con una frecuencia muy baja como para capturar muchos de los rápidos cambios biológicos y meteorológicos que observa el MODIS. Además, fue diseñado para medir en regiones del espectro que ya fueron utilizadas en sensores anteriores. Así, extiende las series de datos obtenidas por sensores como el AVHRR de NOAA, utilizado para meteorología y para monitorear la TSM, hielo y vegetación marinos; el CZCS y el SeaWiFS, utilizados para monitorear la actividad biológica de los océanos, y el High Resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS) de la NOAA, utilizado para observar las condiciones atmosféricas. Al completar estas series de datos, MODIS promueve la continuidad en la toma de información, esencial para comprender los cambios en el ambiente global tanto en el corto como en el largo plazo.

La Tabla 1.3 muestra las características espectrales del sensor MODIS, junto con ejemplos de sus aplicaciones.

Tabla 1.3 Características espectrales del sensor MODIS y ejemplos de sus aplicaciones. La	S
bandas que tienen aplicación en medio acuático están indicadas en verde, las otras son para	а
estudiar la tierra y las nubes.	

Banda	Longitud de	Aplicaciones	Resolución
	onda (µm)		espacial (m)
1, 2		Límites de tierra y nubes	250
3 a 7		Propiedades de la tierra y las nubes	500
8	0,405 - 0,420	Biogeoquímica, color del mar y fitoplancton	1000
9	0,438-0,448	Biogeoquímica, color del mar y fitoplancton	1000
10	0,483 - 0,493	Biogeoquímica, color del mar y fitoplancton	1000
11	0,526 – 0,536	Biogeoquímica, color del mar y fitoplancton	1000
12	0,546 - 0,556	Biogeoquímica, color del mar y fitoplancton	1000
13	0,662-0,672	Biogeoquímica, color del mar y fitoplancton	1000
14	0,673 – 0,683	Biogeoquímica, color del mar y fitoplancton	1000
15	0,743-0,753	Biogeoquímica, color del mar y fitoplancton	1000
16	0,862 - 0,877	Biogeoquímica, color del mar y fitoplancton	1000
17 a 19		Vapor de agua atmosférico	1000
20 a 23,		Temperatura superficial y de nubes	1000
31, 32			
24 - 25		Temperatura atmosférica	1000
26 a 28		Vapor de agua en nubes Cirrus	1000
29		Propiedad de las nubes	1000
30		Ozono	1000
33 a 36		Altitud máxima de las nubes	1000

1.5.2 Sensores que miden temperatura superficial del mar (TSM): AVHRR Y MODIS

1.5.2.1 NOAA-AVHRR

Los satélites de la serie NOAA, fundada por la Administración Nacional de Oceanografía y Atmósfera de los Estados Unidos de EE. UU. (NOAA), están dedicados a observaciones meteorológicas y a estudios de la temperatura superficial del mar. Los mismos llevan a bordo el sensor AVHRR (Radiómetro Avanzado de Muy Alta Resolución o Advanced Very High Resolution Radiometer). El AVHRR es un radiómetro que opera en las regiones visible e infrarroja cercana y térmica. Las características del sensor están dadas en la Tabla 1.4.

N° banda	Longitud de onda (µm)	Descripción
1	0 ,58 – 0 ,68	(verde-rojo)
2	0 ,72 – 1 ,10	(IR cercano)
3	3 ,55 – 3 ,93	(IR medio)
4	10 ,50 – 11 ,50	(IR lejano o térmico)
5	11 ,50 – 12 ,50	(IR lejano o térmico)

Tabla 1.4 Características del sensor AVHRR.

Los satélites NOAA forman parte del programa "Advanced Television Infrared Observation Satellite" TIROS-N, cuyo prototipo fue lanzado en octubre de 1978. Al igual que los demás satélites, los meteorológicos se identifican secuencialmente con una letra antes de su lanzamiento (NOAA-J, NOAA-K), y con un número cuando están en órbita (NOAA-14, NOAA-15). Actualmente están operativos los satélites NOAA-12 (lanzado en 1991), NOAA-14 (lanzado a finales de 1994), NOAA-15 (lanzado en mayo de 1998), NOAA-16 (lanzado en septiembre de 2000), NOAA-17 (lanzado en junio de 2002), NOAA-18 (lanzado en mayo de 2005) y NOAA-19 (lanzado en febrero de 2009). La política de operación de los satélites NOAA establece que haya por lo menos dos satélites operativos: uno de ellos cruza el ecuador a las 7:30 a.m. hora local, y el otro lo hace a las 1:40 p.m. hora local. Por convenio los satélites impares cubren las órbitas diurnas y los pares las nocturnas. De esta forma se asegura la continua cobertura de toda la Tierra.

Con el NOAA-15 se dio comienzo a una nueva serie de satélites, los cuales presentan cambios y mejoras tecnológicas en la instrumentación respecto a los anteriores. Esta serie, denominada KLM, que incluye además los satélites NOAA-16, NOAA-17, NOAA18 y NOAA 19, se caracterizan por la presencia de instrumentos de microondas que permiten el trabajo en zonas nubosas, en las cuales los instrumentos que operan en las zonas visible e infrarroja tienen problemas de operación.

Los satélites NOAA llevan a bordo una serie de sensores para el estudio de los océanos, la tierra, la columna de la atmósfera y el espacio exterior. El más conocido y probablemente, el más utilizado, es el sensor AVHRR, utilizado tanto en estudios científicos como en aplicaciones operacionales oceanográficas y pesqueras.

Gracias a la inauguración en Buenos Aires y Córdoba de una estación receptora de datos satelitales por parte del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE), respectivamente, se ha podido obtener una base de datos en la región sur de Sudamérica desde 1984 en el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y desde 1998 en la CONAE.

1.5.2.2 AQUA-MODIS

Corresponde al sensor indicado en la sección 1.4.1.2, el cual mide la TSM por medio de las bandas que operan en la región infrarroja del EEM (Tabla 1.3)

1.5.3 Landsat-TM/ETM+

LANDSAT (LAND=tierra y SAT=satélite) fue el primer satélite enviado por los Estados Unidos para el monitoreo de los recursos terrestres. Al principio se le Ilamó ERTS-1 (Earth ResourcesTecnology Satellite) y los posteriores satélites recibieron el nombre de LANDSAT.

La constelación LANDSAT está formada por 7 satélites que provienen, tanto conceptual como estructuralmente, de los satélites para fines meteorológicos Nimbus. Llevan a bordo diferentes instrumentos, siempre con la filosofía de captar la mayor cantidad posible de información de la superficie terrestre con alto grado de precisión y detalle.

La Figura 1.10 muestra la línea de tiempo de la misión LANDSAT. Actualmente solo se encuentran activos el LANDSAT 7 y 8, que son administrados por la NASA (National Space and Space Administration), en tanto que la producción y

comercialización de las imágenes depende del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Dado que la serie utilizada en esta tesis comprende imágenes hasta el año 2011, los satélites utilizados fueron el LANDSAT 5 y el LANDSAT 7.



Figura 1.10 Línea de tiempo de la misión Landsat.

Las imágenes LANDSAT TM y ETM+ (utilizadas en este trabajo) están compuestas por 7 u 8 bandas espectrales, respectivamente, que fueron seleccionadas durante el diseño de los sensores especialmente para el monitoreo de la vegetación, aplicaciones geológicas y el estudio de los recursos naturales. Estas bandas pueden combinarse produciendo una gama de imágenes de color que incrementan notablemente sus aplicaciones.

El satélite Landsat 5 fue lanzado en el año 1984 con el sensor TM (Thematic Mapper) a bordo, y dejó de ser operacional en enero de 2013.

El sensor TM tiene tres bandas visibles, una infrarroja cercana y dos medianas con una resolución terrestre de 30 metros de tamaño de celda y una banda infrarroja (IR) térmica con un tamaño de pixel de 120 metros de resolución terrestre.

El satélite Landsat 7 fue lanzado en el año 1999 con el sensor ETM+ (Enhanced Thematic Mapper) a bordo y continúa operativo al día de hoy.

El sensor ETM+ tiene las 7 bandas espectrales del sensor TM más una banda espectral (pancromática) con resolución espacial de 15 m. Además, presenta mejores características geométricas y radiométricas, y una mejor resolución espacial en la banda térmica, de 60 m.

En mayo de 2003 ocurrió una falla en uno de los instrumentos del sensor llamado SLC (Scan Line Corrector), el cual compensa el movimiento hacia adelante del satélite. La falla fue permanente y esto hizo que las imágenes tomadas por el sensor ETM+ a partir de ese momento presentaran errores. Según el uso que se les quiera dar, las mismas podrán o no ser utilizadas.

Ambos sensores tienen órbitas heliosincrónicas con 8 días de diferencia. Tienen la capacidad de monitorear un amplio rango de bandas espectrales (azul a infrarroja) y por lo tanto, una gran cantidad de aplicaciones. Si bien la ubicación de las bandas espectrales de estos sensores fue seleccionada para aplicaciones terrestres, la inclusión del canal 1 en la región del azul-verde y del canal térmico hizo que ambos sensores sean muy útiles para el estudio de aguas oceánicas y costeras (Kim y Linebaugh, 1985; Gagliardini y Rivas, 2004).

La Tabla 1.5 muestra las características espectrales de los sensores TM y ETM+ junto con ejemplos de sus aplicaciones.

	Longitud de	e Onda (µm)		
Banda	ТМ	ETM+	Descripción	Aplicaciones
1	0.45 – 0.52	0.45 – 0.52	(violeta-azul)	-mapeo de aguas costeras, diferenciación entre suelo y vegetación, diferenciación entre vegetación conífera y decidua
2	0.52 - 0.60	0.53 – 0.61	(verde)	-mapeo de vegetación, calidad de agua
3	0.63 – 0.69	0.63 – 0.69	(rojo)	-absorción de la clorofila, diferenciación de especies vegetales, áreas urbanas, uso del suelo agricultura, calidad de agua
4	0.76 – 0.90	0.78 – 0.90	(IR cercano)	-delineamiento de cuerpos de agua -mapeo geomorfológico, mapeo geológico áreas de incendios, áreas húmedas, agricultura, vegetación
5	1.55 – 1.75	1.55 – 1.75	(IR mediano)	-uso del suelo, medidas de humedad de la vegetación, diferenciación entre nubes y nieve, agricultura, vegetación
6	10.40 –12.50	10.40 –12.50	(IR lejano o térmico)	-mapeo de stress térmico en plantas, corrientes marinas, propiedades termales del suelo
7	2.08 – 2.35	2.09 – 2.35	(IR mediano)	-identificación de minerales, mapeo hidrotermal
8		0.52 – 0.90	(pancromática)	-catastro rural, infraestructura, ubicación de centros poblados, hidrología, vías.

TABLA 1.5 Características de los sensores TM y ETM+: Bandas, ancho de cada banda en µm y aplicaciones más usuales.

1.6 ÁREA DE ESTUDIO

La región de estudio se encuentra ubicada sobre la costa atlántica de Sudamérica, en el sector del litoral patagónico comprendido entre las latitudes de 43° 30' y 47° S (Figura 1.11) y abarca desde una zona de costas irregulares y accidentadas al sur de la provincia de Chubut hasta la totalidad del golfo San Jorge, compartido con la provincia Santa Cruz. Esta zona fue seleccionada en base a [I] la complejidad de costa y la diversidad de hábitats y estructuras topográficas presentes, y [II] la importancia prioritaria que tiene desde el punto de vista de la conservación marina (Yorio, 2001, 2002). En particular, la región es considerada como uno de los sectores costeros del país más relevantes para las aves marinas, costeras y playeras migratorias (Yorio et al., 1998). En el sector norte del golfo San Jorge se ubican áreas importantes de reproducción y alimentación de lobos marinos de uno y dos pelos (Otaria flavescens y Arctocephalus australis) (Reyes et al., 1999), y es también frecuentado por varias especies de cetáceos. Esto llevó a la creación del Parque Inter-Jurisdiccional Marino Costero Patagonia Austral en 2007, el cual se extiende entre cabo Dos Bahías e isla Quintano y tiene un área de aproximadamente 600 km² que incluye 42 islas.

El golfo San Jorge es el más amplio de la costa argentina. Tiene una superficie de casi 40000 km² y constituye una de las regiones de mayor productividad del Mar Argentino. En la actualidad, este golfo está siendo sometido a una creciente presión antrópica promovida principalmente por dos actividades: la pesca industrial de recursos tales como el langostino y la merluza, y el aumento de la población en Comodoro Rivadavia a raíz la actividad petrolera que se desarrolla en la región.



Figura 1.11 Área de estudio. Se muestran de forma esquemática las diferentes escalas espaciales abarcadas en cada uno de los capítulos.

La costa norte de la región de estudio es la más compleja del litoral atlántico de la Patagonia: presenta bahías, caletas, puntas y más de 60 islas e islotes, e incluye una gran diversidad de hábitats: costas rocosas tanto protegidas como expuestas, arrecifes rocosos submareales, playas de arena y rodados, planos de marea fangosos, marismas y cientos de hectáreas de bosques de *Macrocystis pyrifera* (Pertini *et al.*, 1981).

Si bien la zona costera está caracterizada por el dinamismo y la diversidad de los procesos de mesoescala (Gagliardini *et al.*, 2004; Amoroso *et al.*, 2010), no existen estudios sobre el acoplamiento entre la oceanografía costera y la productividad en el área de estudio. La información existente sugiere que las corrientes de marea y su interacción con la topografía son el forzante principal y gobiernan la formación de frentes de marea (Acha *et al.*, 2004), remolinos y jets (Amoroso y Gagliardini, 2010), entre otros. En la plataforma argentina el rol de los sistemas frontales en la productividad está bien documentada en general (Bogazzi *et al.*, 2005; Rivas, 2006; Lutz *et al.*, 2010), y en particular para los frentes de marea (Carreto *et al.*, 2007).

1.6.1 Condiciones climáticas

El clima en la región es semiárido y templado; la temperatura media anual es de 13 °C, la media mensual es de 8 °C en invierno y 17 °C en verano. La precipitación media anual acumulada se encuentra alrededor de los 200 mm (Isla *et al.*, 2002), lo cual, dada la ausencia de ríos en la zona, constituye la única

fuente de agua dulce. Los vientos predominantes son del Oeste (Palma *et al.*, 2004) con una velocidad media de entre 13 y 31 km h⁻¹ (SMN).

1.6.2 Oceanografía de la zona

El golfo San Jorge se caracteriza por la coexistencia de aguas estratificadas y mezcladas. La formación de sistemas frontales (Acha *et al.*, 2004) de elevada productividad primaria y secundaria generados por el encuentro entre aguas más cálidas y de mayor salinidad que ingresan al golfo por el norte durante los meses de primavera y verano, y las aguas de menor temperatura y salinidad de la zona sur del golfo favorecen una alta productividad biológica (Yorio, 2001; Gagliardini *et al.*, 2004).

La interacción de la corriente de marea con el fondo, las irregularidades de la costa y las islas presentes genera remolinos en el agua y zonas de gran turbulencia, principalmente en las cercanías de Cabo Dos Bahías y Punta Tombo (Gagliardini *et al.*, 2004). Esto da lugar a zonas de agua estratificada junto a otras de aguas mezcladas donde la columna resulta verticalmente homogénea. La marea es semidiurna, con una amplitud máxima de 4,5 m; el flujo medio de la corriente es en dirección noreste con una velocidad de 4 cm s⁻¹ (Rivas, 1997). La salinidad media está entre 32,8 y 33,8 ‰.

A su vez, la temperatura en el GSJ muestra un ciclo estacional típico de latitudes medias. Estudios previos hechos con una serie de 18 años de imágenes satelitales NOAA-AVHRR (enero 1985 a diciembre 2002) de 9 km de resolución espacial evaluaron la distribución espacio temporal de la temperatura superficial en todo el golfo (Rivas, 2010), y mostraron que en las zonas frontales (donde la mezcla vertical es más intensa), el valor medio y la amplitud del ciclo anual son menores que en las zonas estratificadas, a la vez que la máxima temperatura se alcanza más tarde.

En particular la zona norte del golfo San Jorge (GSJ) próxima al PIMCPA, abordada en los capítulos 4 y 5, está muy influenciada por las condiciones locales. No existe hasta el momento una descripción detallada de esta región, donde los remolinos y filamentos dominan la dinámica de las aguas y condicionan la distribución de las propiedades. Debido a la falta de observaciones directas de la circulación del agua en la región se han realizado diversos experimentos numéricos. Glorioso y Flather (1995), Palma *et al.* (2004)

y Tonini *et al.* (2006) muestran al sur y al norte del GSJ zonas donde la disipación de marea es muy alta. Palma *et al.* (2004) encuentran velocidades off-shore en superficie y Tonini *et al.* (2006) muestran una respuesta similar mediante un experimento forzado por vientos del oeste (vientos usuales en la región). Estos resultados son confirmados por simulaciones en Palma *et al.* (2008) donde se muestran flujos *off-shore* en superficie y *on-shore* en el fondo.

<u>1.7 MOTIVACIÓN DE LA TESIS</u>

Durante la última década ha habido un interés creciente en el rol que juega una serie de fenómenos oceanográficos en la estructuración de comunidades y ecosistemas de la zona costera. Uno de estos procesos ecológicos de interés que es modulado por tales fenómenos es el suministro de los nutrientes que sostienen la productividad del fitoplancton y las algas bentónicas.

Mientras que los procesos de acoplamiento entre procesos oceanográficos físicos y la productividad han sido particularmente bien estudiados en los sistemas de corrientes limítrofes orientales ("Eastern boundary current systems" - EBCSs) asociados con las corrientes de California, Humboldt y Benguela, su rol en el litoral patagónico es virtualmente desconocido, aun cuando se ha documentado la existencia de frentes de marea (Acha *et al.* 2004), jets y remolinos (Amoroso y Gagliardini, 2010) y una variedad de otros fenómenos.

La dinámica de los fenómenos oceanográficos de interés es extremadamente compleja, por lo que su identificación requiere de un enfoque empírico (observacional) y métodos sinópticos. En este sentido los sensores remotos constituyen una herramienta insustituible. Aun cuando los sensores de baja resolución usualmente utilizados (NOAA-AVHRR, OrbView2-SeaWiFS, Terra-MODIS, Aqua-MODIS) tienen limitaciones en su capacidad para observar fenómenos dinámicos cerca de la costa, es posible utilizar imágenes de resolución media/alta de otros sensores como el LANDSAT-Thematic Mapper (TM)/Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+), que proveen una serie de tiempo de imágenes relativamente larga, las cuales están disponibles para su uso en investigación de forma gratuita. A su vez, la inclusión de datos satelitales y de cartografía en Sistemas de Información Geográfica (SIG) aumenta la eficiencia de los métodos utilizados convencionalmente en trabajos de campo, y permite así la integración de la información obtenida *in situ* sobre el área de estudio.

El área de estudio seleccionada presenta importancia tanto desde el punto de vista ecológico como productivo, motivo por el cual representa una región ideal para realizar un estudio como el presente, donde los resultados obtenidos pueden aportar a la comprensión y el manejo de los sistemas analizados.

En particular, en esta tesis se demuestra la utilidad de las imágenes de satélite para responder las siguientes preguntas:

1. ¿Cuáles son los sistemas frontales presentes en el GSJ y sus adyacencias identificables por medio de imágenes satelitales de TSM y Cla-sat? ¿Cómo se relacionan estos sistemas con la dinámica espacial de la historia de vida del langostino patagónico?

2. ¿Cuáles son los patrones espacio-temporales de TSM y Cla-sat de la zona norte del GSJ?

3. ¿Cómo es en la actualidad la dinámica temporal de los bosques de kelp gigante a lo largo de una región de la costa de la Patagonia argentina estimada mediante imágenes satelitales de alta resolución espacial?

1.8 OBJETIVOS

1.8.1 Objetivo principal

En función de las preguntas planteadas, el objetivo principal de esta tesis fue utilizar diferentes tipos de imágenes de satélite para identificar áreas del litoral patagónico comprendidas entre 43° 30' y 47° S con características ambientales particulares en relación con la TSM, concentración de Cla-sat y presencia de macroalgas de importancia para el desarrollo recursos biológicos de interés tanto ecológico como económico. Esta región se caracteriza por incluir la totalidad del golfo San Jorge, la Reserva de la Biósfera Patagonia Azul y el Parque Interjurisdiccional Marino Costero Patagonia Austral.

1.8.2 Objetivos particulares

1) Identificar sistemas frontales en el GSJ y sus adyacencias utilizando imágenes satelitales de TSM y Cla-sat, para luego combinar los patrones climatológicos de variables ambientales con información acumulada sobre la dinámica espacial de la flota potera a fin de presentar un escenario para enmarcar la dinámica espacial de la historia de vida del langostino patagónico, cuya pesquería es de importancia económica para la región.

2) Caracterizar los patrones espacio-temporales de TSM y Cla-sat de una zona al norte del GSJ conocida por su alta diversidad biológica, por medio de una serie temporal de imágenes satelitales de TSM y Cla-sat.

3) Combinar imágenes satelitales ópticas con sistemas de información geográfica (SIG) para investigar la distribución y dinámica temporal de los bosques de *kelp* gigante (*Macrocystis piryfera*) a lo largo de un sector de las costas de la Patagonia argentina.

1.9 ACTIVIDADES

La estrategia de investigación se centró en el uso de una combinación de diferentes herramientas para estudiar diversos ecosistemas de la región costera patagónica. La herramienta principal fueron las imágenes obtenidas por satélites de uso científico. A lo largo de los capítulos se verá que, si bien la región de estudio es la misma, el área abarcada será cada vez más acotada, de acuerdo la pregunta a responder en cada caso.

Para cada una de estas preguntas se utilizaron sistemas satelitales con diferentes resoluciones espaciales, espectrales y temporales.

Finalmente, en cada caso la información satelital se complementó con herramientas de SIG e información proveniente de diferentes fuentes, ya sea muestreos de campo, fotografías aéreas o entrevistas desestructuradas a personas relevantes para la investigación.

Parte de los resultados presentados en esta tesis forman parte de los siguientes trabajos publicados:

- Glembocki, N. G., Williams, G. N., Góngora M. E., Gagliardini D. A., Orensanz J. M. (Lobo), 2015. Synoptic oceanography of San Jorge Gulf (Argentina): A template for Patagonian red shrimp (*Pleoticus muelleri*) spatial dynamics. *Journal of Sea Research*, 95, pp 22-35.
- Glembocki, N. G., Williams, G. N. y A. I. Dogliotti, 2016. Variación temporal y espacial de la temperatura superficial del mar y la clorofila-a satelitales en el sector central de la costa de la provincia del Chubut (44ºs-45º30's) (Argentina). XVII Simposio Internacional SELPER Puerto Iguazú, Misiones, Argentina 7 al 11 de noviembre de 2016.

CAPÍTULO 2

METODOLOGÍA GENERAL RELATIVA AL USO DE IMÁGENES SATELITALES PARA EL ESTUDIO DE SISTEMAS MARINOS

En el presente capítulo se introduce la metodología general que se utilizó para el estudio de sistemas marinos a través de imágenes satelitales, la cual se completa en los capítulos 3, 4 y 5 con mayores detalles de los métodos utilizados en cada caso.

2.1 PROCESAMIENTO DIGITAL DE IMÁGENES

Después del proceso de digitalización que se mencionó en la sección 1.3.4.3, los datos son formateados de manera apropiada para su manipulación por computadora y el análisis mediante diferentes algoritmos según el producto buscado. La secuencia de tareas aplicadas a una imagen es referida como "procesamiento de la imagen", y se lleva a cabo por medio de programas especializados en esta tarea. Según la imagen de que se trate, este procesamiento lo realizará la agencia encargada de la toma y distribución de los productos, o el propio usuario.

A continuación se da un ejemplo de paso a paso de las técnicas de procesamiento de imágenes utilizadas en la actualidad, y en esta tesis en particular, que varían de acuerdo con el sensor.

2.1.1 Correcciones radiométricas

Las correcciones radiométricas son aquellas que afectan directamente a la radiometría de la imagen. Como se mencionó previamente, los números digitales (DN) primero deben ser calibrados para obtener la variable medida por el sensor en unidades físicas (radiancia). Luego, es necesario corregir la imagen por la presencia de la atmósfera ya que en su ruta hacia el sensor, la radiación debe atravesarla y allí sufre procesos de dispersión y absorción que afectan la radiación que finalmente llega al sensor luego de haber interactuado con la superficie terrestre.

Para obtener información cuantitativa de variables biofísicas como la

concentración de clorofila-a, TSM, etc. o comparar valores de radiancias de diferentes imágenes, los efectos atmosféricos deben tenerse en cuenta y eliminarse.

Existen diversos algoritmos para realizar estas correcciones que pueden obtener información sobre la atmósfera a partir de la misma imagen (por ejemplo con las bandas en el infrarojo cercano) o pueden utilizar modelos de transferencia radiativa, como el 6S o MODTRAN.

2.1.2 Correcciones geométricas

Las correcciones geométricas son necesarias debido a dos motivos principales:

 A las variaciones espaciales ocurridas en el proceso de captura de la información e inherente y propias del movimiento del sensor (aleteo, cabeceo, variaciones en altura y velocidad, etc).

II) Por necesidad de ajustar la información registrada a un sistema de referencia determinado (sistema geodésico, proyección cartográfica, etc).

Las correcciones geométricas tienen como objetivo modificar la geometría de los pixeles, para ajustarlos a un sistema geométrico dado (p. ej.: del sistema geométrico de una imagen al de otra, o a un sistema de proyección cartográfica determinado), manteniendo lo mejor posible la radiometría de la imagen original.

2.1.3 Realce de la imagen

Luego de que las imágenes fueron corregidas radiométrica y geométricamente, se les puede aplicar métodos de realce para facilitar la visualización y extracción de información. Al realzar una imagen, se puede elegir hacer énfasis sobre ciertos patrones o características de interés (tales como frentes, remolinos, florecimientos de organismos, etc.) o simplemente acentuar la intensidad relativa de los diferentes elementos de una imagen por medio de modificaciones en el histograma o aplicación de paletas de color específicas.

A lo largo de esta tesis, se utilizaron diversos métodos de realce en los diferentes capítulos. Por ejemplo, se aplicó una paleta de color estándar a las imágenes de Cla-sat y otra a las de TSM (capítulos 3 y 4), se utilizaron filtros

para identificar estructuras frontales (capítulo 3), se utilizaron diferentes combinaciones de bandas y se ajustó el histograma de las imágenes de NDVI (en escala de grises) para identificar bosques de macroalgas (capítulo 5), entre otros.

2.2 TELEDETECCIÓN SATELITAL APLICADA AL ESTUDIO DEL MAR: OBTENCIÓN DE PRODUCTOS

En el presente trabajo se utilizaron datos de los sistemas NOAA-AVHRR, OrbView2-SeaWiFS, MODIS-AQUA y Landsat TM/ETM+. Los datos con nivel L1B de los sensores AVHRR y SeaWiFS, correspondientes a los períodos 2000-2008 y 2000-2006 respectivamente, fueron provistos por la CONAE. Los datos MODIS-AQUA L2 correspondientes al periodo 2005-2014 se descargaron desde la página web de la NASA (<u>https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/</u>). Los datos Landsat TM/ETM+ nivel L1G se descargaron de la página web del USGS (<u>http://earthexplorer.usgs.gov)</u>. Las características se estos sensores se resumen en las Tablas 1.1 a 1.5.

Para obtener cada uno de los productos buscados, existen algoritmos específicos que convierten los valores de radiacia reflejada o emitida en variables biogeofísicas con sus respectivas unidades. Los algoritmos utilizados en esta tesis fueron los siguientes:

2.2.1 Estimación de la TSM a partir de la energía infrarroja térmica emitida por la superficie del mar.

La TSM proviene de la energía emitida por la fina capa de interfaz entre el mar y la atmósfera en la región del infrarrojo térmico del EEM. El proceso de teledetección relacionado con la medición de la temperatura superficial se realiza en dos ventanas atmosféricas en donde la energía absorbida por la atmósfera es mínima: de 3 a 5 μ m y de 8 a 14 μ m. Los sensores satelitales suelen usar las regiones entre 3 y 4 μ m y entre 10,5 y 12,5 μ m.



Figura 2.1 Espectros de REM emitidos por el Sol y la Tierra. Se indica la transmitancia atmosférica de la REM y la ubicación de las bandas en el IR (bandas 3, 4 y 5) del sensor AVHRR.

La absorción y reemisión de la REM por parte de la atmósfera están dadas principalmente por el vapor de agua, y en menor medida por el dióxido de carbono, y el ozono. Como en la ventana atmosférica entre los 3 y 4 µm (banda 3) la REM solar es reflejada y emitida por los elementos presentes en la superficie terrestre (Figura 2.1), durante el día la REM solar reflejada contamina en cierto grado la radiación térmica (asociada a la tempreatura de la superficies) y en consecuencia, esta banda solo se utiliza para la generación de imágenes de TSM cuando la teledetección se realiza durante la noche.

2.2.1.1 Relación entre la energía medida por el sensor y la temperatura: Radiación de cuerpo negro.

Un cuerpo negro perfecto es un material ideal que absorbe completamente toda la radiación que incide sobre él, sin transmitir ni reflejar nada. Emite la energía que ha absorbido a la máxima tasa posible para cada longitud de onda del EEM. Sin embargo, aunque a tasas diferentes a las de un cuerpo negro, todos los cuerpos, entre ellos mares y océanos, que tengan una temperatura myor a 0° K constituyen fuentes térmicas y emiten REM en la región del infrarrojo. La detección de la REM emitida es la que permite obtener imágenes de TSM.

Existen tres leyes relacionadas con la teoría de radiación de cuerpo negro que describen la relación de la REM térmica emitida por los cuerpos con la temperatura y la longitud de onda:

Ley de Planck de cuerpo negro

Describe la distribución de la energía en el espectro electromagnético emitida por un cuerpo negro con una dada tempreatura:

$$E_{\lambda} = \frac{C}{\lambda^{5}} \frac{1}{\exp^{(C_{2}/\lambda^{*}T)} - 1}$$
[2.1]

Donde:

 E_{λ} = Energía total emitida por longitud de onda (W.m⁻²) a una dada longitud de onda λ = Longitud de onda (µm)

T= temperatura (°K)

C= Primera constante de Planck, 3,74 10^{-6} W² m

C₂= Segunda constante de Planck, 1,44 10⁻² m K

Ley de Stefan-Boltzmann

Indica la relación entre la tempreatura y la energía de cuerpo negro que emite. Esta relación exponencial indica que a mayor temperatura del cuerpo, mayor es la emisión de energía para cada longitud de onda.

$$E_{B} = \sigma . T^{4}$$
^[2.2]

Donde:

Ley de Wien del desplazamiento

Establece que la emisión máxima de energía por parte de un cuerpo se desplaza hacia longitudes de onda menores a medida que la temperatura del cuerpo aumenta (Figura 2.2). De forma resumida, la ley puede expresarse de la siguiente manera:

$$\lambda_{máx} = \frac{2898[\mu m^{\circ} K]}{T[^{\circ} K]}$$
[2.3]

Donde:

 λ_{max} = Longitud de onda en la cual se produce el máximo de energía emitida (µm) T= Temperatura (°K)

Las tres leyes constituyen herramientas útiles para estimar las temperaturas de los cuerpos. Si se aproxima la superficie del mar a un cuerpo negro, se puede analizar en qué parte del EEM ocurre la mayor emisión de energía (Figura 2.2). Así, con una temperatura superficial de 220 °K (-53 °C), la emisión máxima ocurre alrededor de los 10,50 µm. Si en cambio se considera una temperatura de 290 °K (17 °C), la emisión máxima se produce alrededor de los 9 µm.



Figura 2.2 Intensidad de la energía emitida por distintos cuerpos a diferentes temperaturas, de acuerdo con la ley de Wien (<u>http://rst.gsfc.nasa.gov/Homepage/Homepage</u>).

El valor de temperatura que se puede calcular a partir de la energía infrarroja térmica emitida por la superficie del mar por medio de la inversión de la Ley de Planck se denomina "temperatura de brillo". Para obtener una estimación de la verdadera TSM, se deben realizar correcciones atmosféricas que consideren los efectos mencionados previamente.

2.2.1.2 Cantidad de energía emitida por los cuerpos: emisividad y temperatura

Hay dos factores que determinan la cantidad de energía que emite un cuerpo: la emisividad y la temperatura.

La emisividad es la relación entre la REM emitida por el objeto y la REM emitida por un cuerpo negro que se encuentra a la misma temperatura. Dado que casi ninguna sustancia alcanza la tasa máxima de emisión de energía de un cuerpo negro, el concepto de emisividad compara la energía real emitida por las

CAPÍTULO 2

sustancias con la energía teórica para una temperatura dada. Depende de factores tales como la constante dieléctrica del objeto, la rugosidad de su superficie, la temperatura, la longitud de onda, etc. y varía entre 0 y 1. El valor 1 corresponde a la emisividad de un cuerpo negro perfecto.

El otro factor, la temperatura, es una sola, pero el estado térmico del cuerpo puede ser definido por dos temperaturas: la interna o cinética, dada por el movimiento de los átomos que lo componen (la medida por un termómetro), y la externa o radiante, dada por la radiación emitida por el objeto (la que se detecta por medio de sensores con bandas en el IR térmico, como por ejemplo el AVHRR).

Bajo condiciones de equilibrio termodinámico y emisividad igual a 1 (como la de un cuerpo negro), ambas temperaturas son iguales: la energía emitida es proporcional a la temperatura del cuerpo emisor, y la temperatura derivada de la energía emitida es igual a la temperatura del cuerpo. Para otros cuerpos que se encuentran en equilibrio termodinámico, la energía que emiten y que es detectada por el sensor varía según la emisividad de los cuerpos.

Para la obtención de imágenes de temperatura superficial del mar (TSM), se asume que:

- La emisividad del mar es constante e igual a 1,

- y que los efectos atmosféricos no modifican el hecho de que la cantidad de energía recibida por el sensor varíe fundamentalmente con las fluctuaciones en la temperatura superficial del mar de acuerdo con la ley de Planck, aunque los mismos deben ser corregidos para una correcta estimación de la TSM.

2.2.1.3 Algoritmos de TSM

Los algoritmos para el cálculo de TSM consisten en fórmulas de regresión que comparan una combinación de mediciones realizadas por los sensores correspondientes en distintas bandas espectrales con medidas empíricas de TSM realizadas mediante boyas oceanográficas (Bernstein, 1982; McMillin y Crosby, 1984; Walton, 1988; McClain *et al.*, 1995). Estos algoritmos son de naturaleza global, por lo que pueden ser aplicados para obtener imágenes de TSM en cualquier región del océano y son independientes del tiempo.

CAPÍTULO 2

La temperatura de brillo obtenida a partir de la información que llega al sensor a bordo de un satélite no brinda la temperatura de la superficie del mar porque la atmósfera absorbe parte de la energía emitida por el agua antes de que alcance el sensor. La corrección atmosférica llamada "multicanal" (Anding y Kauth, 1970; Prabhakara *et al.*, 1974; McMillin y Crosby, 1984; Price, 1983), se realiza observando la misma superficie en dos rangos cercanos del EEM, dada la baja variabilidad espectral de los efectos atmosféricos en un rango pequeño de longitudes de onda. El nombre se debe a que el algoritmo usa varios canales o bandas del sensor para efectuar las correcciones.

Actualmente, existen dos tipos de algoritmos globales multicanal utilizados: el *MCSST* (*Multi Channel Sea Surface Temperature*), y el *NLSST* (*Non Linear Sea Surface Temperature*). La diferencia más importante entre ellos es que el *NLSST* incluye un valor de temperatura estimado "*a priori*" para la zona de estudio, el cual puede provenir de mediciones previas efectuadas en el área, valores medios conocidos, etc.

Dado el gran ancho de barrido de los sistemas NOAA-AVHRR y MODIS-AQUA (2700 y 2300 km, respectivamente), la cantidad de atmósfera que atraviesa la radiación que llega al sensor es muy diferente entre los píxeles cercanos al pixel central (nadir o subsatelital) y los píxeles de los extremos de la pasada. Por tal motivo, no es posible considerar que toda la energía que llega al sensor recorre un único camino óptico. La obtención de mapas de TSM debe tener en cuenta la posición del satélite con respecto a la superficie terrestre o geometría de observación.

En los algoritmos de TSM, la corrección de este problema se realiza considerando el ángulo cenital del sensor (θ_s). Además de contemplar las diferencias en la cantidad de atmósfera atravesada por la energía recibida de distintos píxeles, el θ_s también contempla el efecto de la curvatura de la tierra. Esta curvatura hace que la diferencia entre los ángulos de barrido y cenital del sensor a medida que los pixeles se alejan del nadir sea cada vez mayor. Los píxeles con θ_s superiores a 53° se suelen descartar para la generación de la imagen de TSM porque la señal del sensor se degrada mucho luego de la corrección.

Para la generación de imágenes de TSM a partir de datos satelitales se suele

aplicar la técnica multicanal a las bandas ubicadas en 11 µm y 12 µm.

La forma matemática del algoritmo MCSST utilizado para el cálculo de TSM a partir de información AVHRR es la siguiente:

$$MCSST = B_{1*}(T_{11}) + B_{2*}(T_{11}-T_{12}) + B_{3*}(T_{11}-T_{12})^*(Sec_{\theta} - 1) - B_4$$
[2.4]

Donde:

 T_{11} y T_{12} son las temperaturas de brillo en unidades Kelvin de los canales centrados en las longitudes de onda 11 y 12 µm;

Sec_e es la secante del ángulo cenital satelital θ;

B₁, B₂, B₃ y B₄ son coeficientes obtenidos previamente (Tabla 2.1).

Tabla 2.1 Coeficientes de los algoritmos de TSM del sistema NOAA/AVHRR para imágenes tomadas de noche.

Satélite	Coeficientes
NOAA-12	B1=0.967077, B2=2.384376, B3=0.480788, B4=263.940
NOAA-14	B1=1.029088, B2=2.275385, B3=0.752567, B4=282.240
NOAA-15	B1= 0.976789, B2=2.77072, B3=0.435832, B4= 266.290
NOAA-16	B1= 0.995103, B2=2.53657, B3=0.753281, B4= 273.146
NOAA-17	B1= 0.995103, B2=2.53657, B3=0.753281, B4= 273.146

Las imágenes MODIS utilizadas en este trabajo se descargaron en nivel L2, las cuales ya vienen en valores de TSM [°C]. Los productos MODIS L2 se generan a partir de las imágenes con nivel L1B y contienen los valores geofísicos de cada píxel derivados de los correspondientes valores de radiancia de las imágenes L1B a través de procesos de calibración, corrección atmosférica y algoritmos específicos para la obtención del producto geofísico deseado. En este caso, para el cálculo de la TSM se utiliza el algoritmo no lineal NLSST. Los detalles de los procesos generadores de imágenes L2 se encuentran en https://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod25.pdf.

2.2.2 Estimación de la concentración de clorofila-a a partir de la reflectancia en el rango visible del EEM

Si bien la información obtenida a partir de observaciones satelitales se restringe a la capa superficial, en el océano los sensores remotos que trabajan en la región visible del espectro detectan la radiación que proviene de la primera capa de atenuación o profundidad óptica, donde se genera el 90 % de los fotones que forman el flujo hacia arriba justo debajo de la superficie (Gordon and

McCluney, 1975). El espesor de esta capa suele variar entre unos pocos metros y alrededor de 60 m, según la presencia de constituyentes ópticamente significativos en el agua y de la longitud de onda que se considere (Smith y Baker, 1978). El producto Cla-sat se deriva de datos satelitales que se integran en toda la profundidad de esta primera capa.

Los sensores satelitales detectan la radiación emitida o reflejada que llega desde la Tierra y los objetos que hay en ella al tope de la atmósfera. Si se considera al mar lo suficientemente profundo como para que la contribución del fondo no sea detectable por el sensor, se puede decir que la radiación total que llega al sensor (1) en la Figura 2.3, se encuentra influenciada por la contribución de:

- la REM dispersada por la atmósfera (2)
- la REM reflejada por la superficie del agua (3)
- la REM que emerge de la capa superficial del agua luego de su interacción con las sustancias presentes en el agua (4)



Figura 2.3 Diagrama de los caminos que recorre la luz que llega al sensor (1); (2) REM que interactúa con los componentes de la atmósfera (partículas como aerosoles y moléculas como ozono y oxígeno); (3) REM que se refleja en la superficie del agua de forma especular; y (4) REM que emerge del agua y llega al sensor luego de interactuar con sustancias presentes en el cuerpo de agua (como fitoplancton, agua, partículas no algales, etc.).

De los diferentes tipos de radiación indicados en la Figura 2.3, la única que contiene información sobre las sustancias presentes en el agua es la componente 4, o sea la radiación que emerge de la capa superficial del mar.

Las características espectrales de la radiancia que emerge del agua (que llamaremos radiancia marina) dependen de la absorción y dispersión de la REM

visible por parte de los distintos componentes que se encuentren en el agua (p. ej.: materia orgánica disuelta y material particulado en suspensión, como células vivas de fitoplancton, sedimento inorgánico y detrito particulado).

Los componentes 2 y 3 son considerados ruido y los mismos se deben a los procesos de absorción y dispersión de la radiación generadas por la superficie del mar y las moléculas de aire y otras partículas presentes en la atmósfera (como aerosoles). Dependiendo de la longitud de onda considerada, entre un 80 y un 100 % de la radiancia que recibe el sensor (radiancia al tope de la atmósfera o total) proviene de la interacción de la REM con la atmósfera o la superficie del mar sin haber interactuado nunca con la capa superficial del mar (Kirk, 1994).

Para poder obtener la información que proviene del agua y de su contenido, los efectos dispersivos y de absorción de la atmósfera y de la superficie del mar se deben modelar y eliminar de la radiancia total medida por el sensor. A este procedimiento se lo denomina "corrección atmosférica".

2.2.2.1 Relación entre la energía medida por el sensor y el color del mar.

La radiancia total que llega al sensor al tope de la atmósfera ($L_t(\lambda)$) se puede expresar en forma equivalente como la reflectancia total o a tope de la atmósfera ($\rho_t(\lambda)$):

$$\rho_t(\lambda) = \frac{\pi L_t(\lambda)}{F_s(\lambda)\mu_s}$$
[2.5]

donde Lt es la radiancia medida por el sensor ((1) en la Figura 2.3), F_s es la irradiancia solar extraterrestre y μ_s es el coseno del ángulo cenital solar (θ_s). A su vez, la reflectancia total a una determinada longitud de onda λ puede escribirse como la suma de las componentes descriptas enteriormente.

$$\rho_t(\lambda) = \rho_{path}(\lambda) + \rho_{sup}(\lambda) + t_d \rho_w(\lambda)$$
[2.6]

donde $\rho_{path}(\lambda)$ es la reflectancia que aporta la atmósfera por dispersión ((2) en la Figura 2.3), $\rho_{sup}(\lambda)$ es la componente de la radiación que proviene de la reflexión en la superficie ((3) en la Figura 2.3), t_d es la transmitancia difusa y $\rho_w(\lambda)$ es la que proviene del cuerpo de agua propiamente dicho ((4) en la Figura 2.3). $\rho_w(\lambda)$ es la reflectancia que se quiere conocer ya que contiene información sobre las sustancias presentes en el agua.
Gordon y Wang (1994) analizaron la ecuación 2.6 en mayor detalle con el objetivo de subdividir sus componentes en las contribuciones de los distintos procesos físicos implicados. Si bien aquí no se entrará en más detalle al respecto, vale aclarar que el objetivo final de estos análisis es obtener la ρ_w (reflectancia marina), por medio del desarrollo de métodos que permitan restar las contribuciones de dichos procesos físicos a la reflectancia total.

El algoritmo estándar que utiliza la NASA para la corrección atmosférica de los sensores SeaWiFS y MODIS se basa en el método propuesto por Gordon y Wang (1994) y otras correcciones adicionales (Stumpf *et al.*, 2003). Gordon y Wang (1994) propusieron un método que se basa en las dos suposiciones siguientes:

1) Del píxel negro o "*black-pixel assumption*": supone que la reflectancia que emerge del agua en la región infrarroja cercana (NIR) del EEM es nula $(\rho_w(NIR)=0)$ y que lo que mide el sensor al tope de atmósfera en esta región del espectro es la radiancia proveniente de la atmósfera.

 Que la contribución de los aerosoles puede extrapolarse a la región del visible (VIS) a partir de la radiación medida en dos regiones o bandas ubicadas en el NIR.

Para corregir el efecto de la atmósfera en las imágenes SeaWiFS se utilizan las bandas cuya longitud de onda central se encuentra en los 0,765 µm y 0,865 µm, mientras que para las imágenes MODIS se utilizan las bandas centradas en los 0,748 µm y 0,869 µm. Los valores de reflectancia en estas dos bandas se utilizan para estimar la contribución de los aerosoles en las bandas ubicadas en la región del VIS, a partir de un modelo de aerosoles predefinido y elegido según los valores medidos en las bandas del NIR. Esto permite remover dicho término y calcular la reflectancia que emerge del agua o reflectancia marina (ρ_w) en esas bandas. Se usan tres modelos de aerosoles (el oceánico y el troposférico, desarrollados por Shettle y Fenn (1979), y uno costero desarrollado por Gordon y Wang (1994)) y.para distintos valores de humedad relativa (50%, 70%, 90% y 99%).

El algoritmo mencionado, que se utilizó en este trabajo para la corrección atmosférica de SeaWiFS y MODIS, tiene sus limitaciones:

1) La suposición de reflectancia nula en la región del NIR suele no ser válida en aguas turbias (donde los sedimentos dispersan mucho la luz en el NIR), en aguas muy someras donde el fondo influye en la reflectancia que emerge del agua o en aguas con alta concentración de clorofila-*a*. Estas situaciones suelen encontrarse en aguas costeras.

2) La presencia de aerosoles que absorben la radiación es otra posible causa de error en la corrección atmosférica, ya que estos no son contemplados en los modelos predefinidos que utiliza el algoritmo. Estos aerosoles suelen concentrarse en la zona costera (aerosoles urbanos) u originarse en eventos esporádicos tales como tormentas de polvo.

2.2.2.2 Algoritmos bioópticos

Las dos partes en que consiste la señal medida por el sensor son: la contribución de la atmósfera, que debe ser estimada y corregida, y la reflectancia que emerge del agua (o reflectancia marina), que se interpreta en términos de las propiedades ópticas del agua superficial.

La señal que emerge del cuerpo de agua proviene de la luz del sol que llega y es absorbida y dispersada por las propias moléculas de agua y por el material en suspensión y/o disuelto. En aguas claras y someras una parte significativa de la luz puede llegar al fondo, ser reflejada y llegar finalmente al sensor (Figura 2.4, d).

La concentración de sustancias estimada a través del uso de sensores satelitales que miden el color del mar corresponde a la primera profundidad óptica, definida por Gordon y McCluney (1975) como la profundidad de la capa de donde proviene el 90 % de la radiación que sale del cuerpo de agua, o la profundidad a la cual la radiancia superficial se reduce en un 37 % (1/e). Esta profundidad puede variar desde unos pocos milímetros en aguas muy turbias a unos cuantos metros en aguas muy claras.

Las propiedades ópticas aparentes (AOP, por sus siglas en inglés) del agua, tales como la radiancia, la reflectancia y la reflectancia teledetectada, dependen de la naturaleza y cantidad de las sustancias presentes en el medio y de la geometría de iluminación y observación.

Las propiedades ópticas inherentes (IOP, Preisendorfer, 1961), por el contrario, no dependen de la distribución angular del campo de luz incidente, sino solamente del tipo de sustancias presentes en el medio y de su concentración. Las mismas consisten en la absorción y la dispersión de la radiación solar producidas por las sustancias presentes en el agua, que influyen sobre la reflectancia espectral de los cuerpos de agua naturales (o sea, sobre su color).

Otra propiedad óptica inherente es el coeficiente de atenuación (c), que es la suma de los coeficientes de absorción (a) y dispersión (b) (en unidades de m⁻¹),

$$c = a + b$$
 [2.7]

La dispersión puede dividirse además en una componente hacia delante (b_f) y otra hacia atrás, o retrodispersión (b_b)

$$b = b_f + b_b$$
 [2.8]

Con fines prácticos, las principales sustancias que modifican las propiedades ópticas del agua pueden clasificarse en tres grupos (Figura 2.4):

- Algas unicelulares y otros organismos microscópicos que poseen el pigmento clorofila-a, llamados por conveniencia "fitoplancton", ya que las algas son el componente que tiene mayor influencia en las propiedades ópticas.

- Materia orgánica disuelta coloreada (CDOM o sustancia amarilla), un grupo de sustancias orgánicas disueltas compuestas por ácidos fúlvicos y húmicos que pueden tener un origen local, provenir de la degradación de células fitoplanctónicas u otras partículas orgánicas, o de una fuente externa, tal como la descarga de ríos que atraviesan suelos ricos en materia orgánica.

 Material particulado en suspensión, de origen orgánico (no pigmentado) o inorgánico. El primero está compuesto por bacterias, virus, coloides, detrito orgánico y partículas de mayor tamaño, tales como organismos del zooplancton.
 Y el segundo está formado por sedimentos inorgánicos producidos principalmente por erosión de las rocas.



Figura 2.4 Procesos y componentes que influyen en la luz que emerge del agua (adaptado de IOCCG, 2000). a) dispersión hacia arriba generada por el material particulado en suspensión;
b) dispersión hacia arriba generada por las moléculas de agua; c) absorción generada por la materia orgánica disuelta; d) reflexión del fondo; y e) dispersión hacia arriba generada por el fitoplancton.

Para estimar la concentración de clorofila-a a partir de información satelital se utilizan diferentes algoritmos (e.g. empíricos, semi-analíticos, etc.). Los algoritmos empíricos se obtienen mediante una regresión estadística entre radiancias o reflectancias en ciertas longitudes de onda y la concentración medida *in-situ* de componentes específicos tales como la concentración de clorofila-a y de sedimentos en suspensión.

Los algoritmos empíricos que se suelen utilizar para estimar la concentración de clorofila-a hacen uso de sus propiedades ópticas que resultan de una mayor absorción (o menor reflectancia) en la región azul del espectro y una absorción mínima en la región verde. La tendencia observada es que a medida que aumenta la concentración de clorofila-*a* (fitoplancton), la reflectancia en la región del azul (400 μ m) disminuye y en la región del verde (515-600 μ m) aumenta. De esta manera, los algoritmos utilizan la relación o cociente entre las reflectancias medidas en estas dos regiones del espectro y la relacionan con la concentración de clorofila-a (Cl*a*-sat).

Utilizar el cociente entre dos bandas tiene la ventaja de que se compensa parcialmente la influencia de otras sustancias que puedan estar presentes en el

agua y también se disminuyen algunos de los efectos producidos por la atmósfera que no hayan sido eliminados por completo con la corrección atmosférica.

Algunos algoritmos empíricos se obtienen a partir de mediciones de campo de la concentración de clorofila-a y de la radiancia o reflectancia teledetectada (RRS) mediante una regresión del logaritmo de clorofila-a y el logaritmo del cociente de las reflectancias en el azul (λ_1) y el verde (λ_2).

$$R_{\lambda_2}^{\lambda_1} = \frac{R_{RS}(\lambda_1)}{R_{RS}(\lambda_2)}$$
[2.9]

Las longitudes de onda ($\lambda_{1y} \lambda_{2}$) dependen del sensor a utilizar, en este caso MODIS y SeaWiFS.

Así, en general la forma funcional de los algoritmos empíricos es

$$\log_{10} Cla = a_0 + a_1 R^1 + a_2 R^2 + a_3 R^3 + a_4 R^4 + \dots + a_n R^n$$
 [2.10]

donde *R* es el log₁₀ de $R_{\lambda_1}^{\lambda_1}$ Los coeficientes *a_i* se obtienen del ajuste los datos a una ecuación polinómica. La Tabla 2.2 muestra los coeficientes de calibración correspondientes al sensor SeaWiFS, utilizados durante el procesamiento de las imágenes a partir de las SeaWiFS L1B provistas por CONAE, y los del sensor MODIS, utilizados para obtener los productos L2 provistos por la NASA.

Algoritmo	Sensor	Azul	Verde	a 0	a1	a 2	a 3	a 4
OC4	SeaWiFS	443>490>510	555	0.3272	-2.9940	2.7218	-1.2259	-0.5683
OC3M	SIDOM	443>488	547	0.2424	-2.7423	1.801	0.0015	-1.2280

Tabla 2.2 Coeficientes de los algoritmos de Cla-sat de los sistemas OrbView2-SeaWiFS y AQUA-MODIS.

La ventaja que tienen los algoritmos empíricos es que son simples, fáciles de derivar, implementar y probar. Pero debido a su naturaleza empírica, generalmente tienen una validez regional y son muy sensibles a cambios en la composición de los sustancias que se encuentren en el agua (Ej. cambios diarios y estacionales).

Las imágenes MODIS utilizadas en el presente trabajo correspondieron a los productos nivel 2 de la NASA, los cuales fueron previamente procesados utilizando los algoritmos estándar de la NASA tanto para la corrección atmosférica (Gordon y Wang 1994; Stumpf *et al.*, 2003), como para la estimacion de la concentración de clorofila (O'Reilly *et al.*, 2000).

La cadena de procesamiento de las imágenes AVHRR y SeaWiFS se encuentra detallada en Williams, 2011 y Dogliotti, 2007.

2.2.3 Cálculo de reflectancia TOA para Landsat 5 (TM) y 7 (ETM+)

Las imágenes provenientes de los sistemas Landsat 5 (TM) y 7 (ETM+) se descargaron del portal de la USGS <u>http://earthexplorer.usgs.gov</u> en formato L1, que aplica correcciones sistemáticas radiométricas y geométricas (por puntos de control) y precisión topográfica por medio de modelos digitales de terreno. El software SeaDAS (v7.1), a partir de los datos incluidos en el header de la imagen (archivo con metadatos con los coeficientes de calibración) convierte de forma automática los valores de contajes originales a valores de radiancia. Luego, se realizó la conversión de valores de radiancia a valores de reflectancia a tope de atmósfera (TOA) por medio del software ERDAS IMAGINE 8.7, aplicando la ecuación 5.1.

En el capítulo 5 se detallan los procedimientos realizados sobre dichas imágenes para la obtención de valores de reflectancia al tope de atmósfera y del índice normalizado de vegetación, NDVI, realizados específicamente para los objetivos del capítulo.

"OCEANOGRAFÍA SINÓPTICA DEL GOLFO SAN JORGE (ARGENTINA): UN MODELO PARA LA DINÁMICA ESPACIAL DEL LANGOSTINO PATAGÓNICO (PLEOTICUS MUELLERI)"

3.1 INTRODUCCIÓN

Durante las últimas dos décadas, los desarrollos tecnológicos basados en satélites han facilitado la conceptualización macroscópica de los sistemas costeros y de las pesquerías que ellos soportan (Klemas, 2013). Esto constituye una oportunidad en el caso de pesquerías costeras ya que suelen tener poca información en términos de datos independientes de la pesquería que permitan la evaluación del stock y establecer estrategias de manejo dependientes de tal evaluación. El sensoramiento remoto de los ambientes costeros (Holman y Haller, 2013) y los sistemas de monitoreo satelital de flotas pesqueras (VMS), complementados con el programa de observadores a bordo (Gerritsen y Lordan, 2011) y el uso generalizado de software de sistemas de información geográfica (SIG), posibilitan la caracterización de los principales condicionantes ambientales de la dinámica del stock y del proceso de pesca. Esta clase de información es fundamental como soporte para las estrategias espaciales de manejo (Russo et al., 2014), como por ejemplo el refugio reproductivo o la zonación marina (Foley et al., 2010), que podrían ser efectivas en caso de incertidumbre respecto al tamaño del stock. Paradójicamente, la tecnología moderna pone a disposición la información necesaria para el diagnóstico y manejo de las pesquerías consideradas "pobres en datos", ubicadas principalmente en los países en vías de desarrollo.

La pesquería del langostino patagónico (*Pleoticus muelleri* (Bate 1888), Fam. Solenoceridae) ofrece un caso ilustrativo. Los desembarcos de esta lucrativa pesquería industrial que se desarrollaron durante los años 1980 (Boschi, 1989, 1997), tuvieron un pico de 78000 toneladas en 2001 y alcanzaron cerca de U\$S 375 millones de ingresos por exportaciones (Góngora *et al.*, 2012). Dicha actividad pesquera se concentra en el golfo San Jorge (GSJ) y en la plataforma adyacente (Figura 3.1). Los muestreos los lleva a cabo la autoridad nacional de

pesca, pero no existe una evaluación formal del stock hecha de forma regular (Pettovello *et al.*, MS). El manejo incluye clausuras espaciales y temporales, diseñadas mayormente para prevenir el *by-catch* o pesca accidental de la merluza. Se suele considerar que la ubicación de los sitios de desove y rutas de migración están relacionadas con la alimentación y la reproducción (Roux *et al.*, 2012; Fernández *et al.*, 2012), pero aún no se termina de comprender la conexión entre la dinámica espacial del stock, la ubicación del esfuerzo y la oceanografía regional.

La alta productividad de los ecosistemas de plataforma suele estar relacionada con los sistemas frontales, ejemplos clásicos de "triadas oceánicas": configuraciones que favorecen el enriquecimiento, la concentración y la retención (Bakun, 2010). La información satelital es particularmente útil para la identificación y caracterización de sistemas frontales que dan forma a los ecosistemas de plataforma (Belkin et al., 2009). Los frentes térmicos se pueden identificar a partir de gradientes de temperatura superficial del mar (TSM), mientras que, con cierto grado de incertidumbre, la concentración de clorofila a (cl-a) satelital (Cla-sat) ha sido utilizada para la estimación de la biomasa fitoplanctónica en la capa superior del océano. Los principales sistemas frontales de la plataforma patagónica, identificados y caracterizados a partir del análisis de TSM y Cla-sat (Rivas et al., 2006; Rivas y Pisoni, 2010), han sido propuestos como principal sostén la productividad de las pesquerías regionales (Acha et al., 2004; Alemany et al., 2014). La información satelital, en combinación con información proveniente de pesquerías, fue utilizada en otras oportunidades para investigar la dinámica espacial de diversos recursos, incluyendo la vieira (Bogazzi et al., 2005; Amoroso et al., 2011) y la merluza (Ocampo-Reinaldo et *al.*, 2013; Williams *et al.*, 2010).

Los sitios de desove y de pesca del langostino patagónico podrían también estar relacionados con los frentes de plataforma, pero las asociaciones específicas todavía no se han investigado. Los frentes locales que se desarrollan de forma recurrente en el GSJ y sus adyacencias han sido identificados en trabajos previos como componentes de una Zona Patagónica de Frentes de Marea (Acha *et al.*, 2004), una región extensa compuesta de una amplia serie de sistemas frontales. Sin embargo, se requiere una resolución espacial más fina

para investigar el rol de los fenómenos oceanográficos en la dinámica espacial de los stocks costeros (Gagliardini *et al.*, 2004). Por otro lado, la información obtenida por medio del programa de observadores a bordo (Góngora, 2011) indica que el patrón espacial de ubicación del esfuerzo por parte de la flota muestra una alta recurrencia a lo largo de los años. Los datos dependientes de la pesquería, si se los interpreta de forma correcta, suelen ser más poderosos que los sondeos puntuales a los fines de identificar la dinámica espacial de los stocks que muestran su migración ontogénica. La combinación entre patrones climatológicos de factores ambientales y patrones recurrentes en la intensidad de pesca podría ser informativa sobre la dinámica espacial del langostino patagónico en relación con las principales características ambientales, pero todavía no se ha realizado un análisis de ese tipo.

En este estudio usamos una serie temporal de 9 años de imágenes de temperatura de alta resolución (1 km) provenientes del sensor AVHRR para identificar sistemas frontales en el GSJ y sus adyacencias; la caracterización climatológica de los frentes fue complementada con datos de concentración media de Cla-sat estimada a partir de una serie de siete años de imágenes SeaWiFS. Luego se combinaron los patrones climatológicos de variables ambientales con información acumulada sobre la dinámica espacial de la flota pesquera. La síntesis resultante, combinada con bibliografía existente y disponible, provee un escenario para enmarcar la dinámica espacial de la historia de vida del langostino patagónico. Finalmente, se discutieron también implicancias sobre el manejo del stock de langostino.

3.1.2 Sistema de estudio

3.1.2.1 Área de estudio

El GSJ, es una cuenca semicerrada con una extensión de 39340 km² ubicada entre 45° S (Cabo Dos Bahías) y 47° S (Cabo Tres Puntas), y entre 65°30' O y la costa patagónica argentina (Figura 3.1). La región central de esta cuenca, de forma elíptica, está bien delimitada por la isobata de 90 m y su profundidad máxima es de 110 m. La comunicación con la plataforma adyacente se extiende por 250 km, con profundidades de entre 90 m en el norte y centro, hasta 50-60 m en el extremo sur, donde la cuenca se separa de la plataforma adyacente por una elevación pronunciada del fondo, conocida por los pescadores como La Pared (Figura 3.1C). No hay ríos que desemboquen en el golfo y las precipitaciones son escasas (promedio 233 mm/año en Comodoro Rivadavia). La cuenca central del golfo es un ambiente deposicional cuyos sedimentos están dominados por el limo fino rico en carbono orgánico derivado de la alta producción primaria fitoplanctónica estacional en la capa superior de la columna de agua (Fernández et al., 2003, 2005, 2008). Consistentemente, la concentración de oxígeno cerca del fondo en la cuenca central es mínima (Fernández et al., 2005).

La llamada Agua de la Plataforma Patagónica, que incluye la del GSJ, es una mezcla de agua subantártica proveniente de la corriente del Cabo de Hornos y agua de baja salinidad de la Pluma Magallánica (Figura 3.1A). Esta última, formada por la descarga del Estrecho de Magallanes, se extiende a lo largo de la plataforma interna del sur de Patagonia (Palma y Matano, 2012), y entra al sector sureste del GSJ rodeando el Cabo Tres Puntas (Cucchi-Colleoni y Carreto, 2001; Fernández *et al.*, 2005); en la plataforma adyacente, el eje de la pluma coincide con la isobata de 100 m, la cual se aleja de la costa a la latitud del GSJ. Los resultados de modelos hidrodinámicos indican una circulación superficial anticiclónica en la mitad sur del GSJ (Glorioso y Flather, 1995; Palma *et al.*, 2004, 2008).

El GSJ presenta problemas de manejo particularmente difíciles ya que está expuesto a riesgos ambientales relacionados con la producción de petróleo: desarrollo urbano-industrial de la ciudad de Comodoro Rivadavia, prospección

de perforaciones *offshore* y una intensa actividad de transporte de hidrocarburos (Nievas y Esteves, 2007). De este modo la producción de petróleo coexiste con las principales pesquerías de los valiosos stocks de langostino, merluza, vieira y centolla (Góngora *et al.*, 2012), y con áreas de gran importancia para la conservación marina dada la presencia de agregaciones reproductivas y de alimentación de gran cantidad de aves y mamíferos marinos. Esto último ha sido la principal motivación para la creación del primer parque marino argentino sobre la costa norte del golfo (Yorio, 2001).

3.1.2.2 Biología del langostino patagónico

El langostino patagónico es una especie estrictamente marina y tiene un amplio rango de distribución latitudinal en el Atlántico sudoeste, desde el sudeste de Brasil hasta la Patagonia Argentina. Boschi (1989, 1997) identificó las principales áreas de concentración en la plataforma patagónica argentina, entre 43° S (Rawson) y 47° S (sur del GSJ) (Figura 3.2). Los modelos conceptuales sobre la dinámica espacial (conectividad, migraciones) del *stock* patagónico están basados en el modelo gráfico introducido por primera vez por Boschi (1989, su figura 14), donde se pensaba que el área de concentración de Rawson (Figura 3.2) funcionaba como una importante zona de desove.

Los huevos del langostino patagónico son hiperbentónicos, luego de la eclosión hay varias etapas larvales pelágicas, seguidas por las postlarvas de 4 a 6 mm de longitud, que se asientan sobre fondos blandos (lorio *et al.*, 1990). Se solía hipotetizar que las larvas se desplazaban hacia el sur a lo largo de la costa y realizaban la metamorfosis en el camino, y alcanzaban las áreas de cría/invernación de Bajo Mazarredo (Figura 3.2) como prereclutas. El ciclo se cerraría con una migración ontogenética desde Bajo Mazarredo hacia el área de desove de Rawson.

Versiones recientes y más complejas les dan más importancia como sitios de desove a otras áreas de concentración (Góngora, 2011, su figura 2.1). Durante muestreos de verano, se observaron concentraciones de huevos y larvas en zonas coincidentes con las principales áreas de agregación de langostinos (Figura 3.2) (Moriondo-Danovaro, 2011; Fernández *et al.*, 2012; Góngora *et al.*, 2012). Desde febrero y durante el otoño (marzo a mayo) los subadultos

comenzarían una migración ontogenética hacia el nor-noreste (Figura 3.2), dejado así la protección del área de cría de Bajo Mazarredo, por lo que podrían volverse vulnerables a la actividad pesquera. La madurez reproductiva la alcanzan a la edad de un año (Fernández *et al.*, 2012) y vivirían un máximo de dos años (Pettovello *et al.*, MS).

3.1.2.3 Pesquería del langostino patagónico

La flota de pesca de langostino tiene tres componentes: [I] una flota compuesta por 35 embarcaciones de 11 a 21 m de eslora, que opera dentro de la jurisdicción de la provincia de Chubut en el área de concentración de Rawson (43° S a 44°30' S) que opera entre septiembre y marzo; [II] una flota de aproximadamente 20 embarcaciones de 21 a 31 m de eslora, que desembarca las capturas sin procesar y busca langostino patagónico de forma oportunista; y [III] una flota de tangoneros que, hacia 2011, consistía en 83 embarcaciones de entre 23 y 54 m de eslora (Góngora, 2011). Esta última opera en el GSJ bajo la jurisdicción de las provincias de Chubut y Santa Cruz, y en la plataforma adyacente en aguas federales, donde se superpone con un área designada para la protección de juveniles de merluza, abierta a la flota langostinera de forma estacional. Esta flota tangonera desembarcó aproximadamente el 80 % de la captura legal originada en el GSJ y la plataforma adyacente entre 1991 y 2005 (Fischbach *et al.*, 2006).

La pesquería de langostino patagónico en Argentina opera bajo tres jurisdicciones: federal (plataforma continental) y provincial (regiónes costeras de Chubut y Santa Cruz) (Góngora, 2011) (Figura 3.1d). El área de Cría de Bajo Mazarredo (sur del GSJ, bajo jurisdicción de Santa Cruz) ha estado cerrada a la pesca de forma permanente desde 1985 (Figura 3.1d); el sector del extremo norte del golfo (bajo la jurisdicción de Chubut), incorporado a un área marina protegida (el Parque Interjuridisccional Marino Costero Patagonia Austral —Ley Nacional 26.446 /2008 / Ley N° 5.668/2007— de la Provincia de Chubut), está cerrado de forma permanente desde 2006 (Góngora *et al.*, 2012). A fin de abordar la problemática del *by-catch* (fauna acompañante), las administraciones de pesca tanto provincial como federal, han introducido sistemas complejos y variables de cierres espaciales y temporales (Góngora, 2011; Góngora *et al.*,

2012; Pettovello *et al.*, MS). Como ejemplo, en 2001 la Secretaría de Pesca de Chubut introdujo las "vedas móviles". Las mismas consistían en cerrar ciertas áreas a la operación de los langostineros siempre que los mismos superaran una determinada tasa de captura de merluza por unidad de captura de langostino. Cuando la tasa en todas las áreas superaba dicho nivel de referencia se ponía fin a la temporada de langostino. Desde 2003 la temporada de pesca del langostino patagónico ha estado cerrada de forma regular entre octubre y diciembre.

3.2 MATERIALES Y MÉTODOS

3.2.1 Datos satelitales

3.2.1.1 Área de estudio y procesamiento de imágenes

El área de estudio cubre la totalidad del golfo San Jorge y la plataforma adyacente (Figura 3.1b). La región de interés fue dividida en base a un análisis preliminar de mapas estacionales de TSM y Cla-sat (Figuras 3.10 y 3.11), información previa (Sección 2.1) y topografía de la cuenca. Se definieron seis sectores (Figura 3.1b): Norte (AN), Externo o Este (AE), Central (AC), Costero Central (ACC), Sudeste (ASE) y Sudoeste (ASO).

Todas las imágenes, detalladas a continuación, fueron provistas por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE):

3.2.1.1.1 Imágenes de TSM

Se utilizó una serie de nueve años (2000-2008) de imágenes AVHRR de 1.1 km de resolución espacial. Se descargaron todas las imágenes disponibles, y luego se seleccionaron aquellas con un porcentaje de nubes menor al 20 %. Para minimizar la presencia de valores de TSM contaminados por nubes se generó una nueva base integrando imágenes correspondientes a cinco días consecutivos, que tomaban en cada píxel el valor más alto registrado durante dicho periodo (Podestá *et al.,* 1991). Esto se debe a que la presencia de nubes no bien detectadas por el filtro utilizado disminuye el valor de la radiación electromagnética recibida por el sensor, por lo que la TSM que deriva de estas mediciones también es menor. Así, para estos períodos cortos de tiempo, no se

realiza un promedio de las 5 imágenes sino que se considera el mayor valor como el más aproximado a la REM infrarroja térmica emitida por la superficie del agua (Bava, 2004).

La TSM fue calculada por medio del algoritmo "Split Window" (McClain *et al.*, 1985) que utiliza las bandas térmicas centradas en 11 µm y 12 µm. El cálculo de la TSM, filtro de nubes, georreferenciación y análisis de los datos fueron hechos con los programas ERDAS Imagine 8.7 y R (R CoreTeam, 2013).

3.2.1.1.2 Imágenes de Cla-sat

Se utilizó una serie de siete años (2000-2006) de imágenes diarias provenientes del sensor SeaWiFS, de 1.1 km de resolución espacial (LAC, *local área coverage*). La serie se interrumpió en el 2006 porque ese año la CONAE dejó de recibir las imágenes correspondientes a dicho sensor.

Si bien se solicitaron aquellas con un porcentaje de nubes menor al 20 %, en el procesamiento se enmascararon tanto la tierra como las nubles que pudieran estar presentes en la imagen ya que estos no aportan información relevante para el estudio del mar. Durante el procesamiento, también se obtuvo una serie de indicadores de calidad para cada pixel (*flags*), que no los excluyen de los análisis, sino que proveen una indicación de su condición (por ejemplo: indicadores de fallas en las correcciones atmosféricas, de pixeles sobre tierra, de reflexión especular, de contaminación por nubes, etc.) (Dogliotti, 2007).

La concentración de clorofila fue derivada utilizando el algoritmo OC4v4 (O'Reilly *et al.*, 1998, 2000) con el *software* SeaDAS (SeaWiFS Data Analysis System) de libre acceso distribuido por la NASA (www.seadas.gsfc.nasa.gov).

Todas las imágenes fueron mapeadas a un sistema de referencia WGS84 (datum WGS84, elipsoide WGS84) y corregistradas utilizando una línea de costa de referencia; luego fueron recortadas a fin de obtener solamente el área de estudio (43° S, 67°10'12" W, 45°30' S, 64°49'48" W). Se contó con un total de 360 imágenes diarias de TSM (correspondientes a los compuestos de máximos cada 5 días) y 510 de Cla-sat, entre enero de 2000 y diciembre de 2008 y 2006, respectivamente.

3.2.1.2 Análisis de datos satelitales

Las medias mensuales de TSM se calcularon a partir de las imágenes máximas cada 5 días calculadas previamente (Podestá *et al.*, 1991). Como ya se dijo, estos cálculos se realizaron para optimizar el filtro de nubes aplicado a las imágenes diarias (Kelly, 1985; Monaldo, 1996) que utilizan las bandas en el visible e infrarrojo. Algunos trabajos sugieren que el mayor valor de TSM en este período de tiempo es el más aproximado a la radiación electromagnética (REM) infrarroja térmica emitida por la superficie del agua (Bava, 2004).

Por su parte las medias mensuales de Cla-sat se calcularon como simple promedio aritmético de los pixeles válidos no enmascarados, teniendo en cuenta los *flags* ya mencionados.

Luego, se calculó el promedio de todas las medias mensuales disponibles para cada mes, pixel por pixel, para así obtener una imagen media climatológica para cada mes y para cada estación (verano=enero a marzo, otoño=abril a junio, invierno=julio a septiembre, primavera=octubre a diciembre). Los píxeles correspondientes a tierra y nubes fueron enmascarados y no se los consideró en los cálculos. En las imágenes medias mensuales se mantuvo la resolución espacial de las imágenes originales (1,1 km).

Finalmente, se generaron mapas de TSM y Cla-sat medias, que correspondían al promedio de la serie de tiempo completa para cada parámetro, cada uno con su correspondiente desvío estándar (Figuras 3.8 y 3.9).

Los cálculos de medias mencionados y los mapas resultantes se realizaron por medio del *software* de acceso libre R (R CoreTeam, 2013).

Para modelar el ciclo anual de la TSM, se calculó la señal estacionaria y los armónicos anuales para cada área a partir de doce imágenes mensuales compuestas de TSM, por medio de un ajuste de mínimos cuadrados (Berón-Vera y Ripa, 2000). Sin tener en cuenta la componente semianual, el ajuste se redujo a:

 $TSM(x,t) = TSM_0(x) + T_1(x)cos[w(t-t_0)]$ [3.1]

donde TSM₀ es el valor medio temporal de TSM, T₁ es la amplitud armónica anual, *w* es la frecuencia ($w = 2\pi/12$) y t₀ es la fase armónica anual. En este

caso, to indica el momento del año de TSM máxima.

A fin de detectar zonas frontales u otras áreas con cambios abruptos de temperatura, a cada imagen media mensual se le aplicó un operador Sobel con ventana de 5x5 (Simpson 1990), para detectar gradientes de TSM (°C km⁻¹). El operador Sobel consiste en dos máscaras de convolución de 5x5 píxeles, que son utilizadas para calcular gradientes en las direcciones oeste-este (GRT_x) y norte-sur (GRT_y), asumiendo que existe una función continua de intensidad subyacente. El valor de gradiente adireccional (GRT) para cada píxel viene dado por la combinación de las componentes este-oeste y norte-sur según

$$GRT(x, y) = \sqrt{GRT_x^2 + GRT_y^2}$$
 [3.2]

La magnitud del gradiente en cada pixel de la imagen muestra qué tan abruptamente o suavemente cambia la imagen en el pixel en cuestión. Los mapas estacionales climatológicos de frentes de TSM se obtuvieron por medio de la aplicación de un umbral que permitió distinguir entre valores de gradiente que correspondían a frentes y valores de fondo, lo cual indica la variabilidad natural del campo de TSM entre los píxeles. La separación entre píxeles frontales y de fondo se realizó de acuerdo con Bava (2004), quien usó la distribución de frecuencias de píxeles en las imágenes estacionales de TSM. Los píxeles de gradientes con frecuencias por debajo del 10 % del total fueron considerados frontales.

3.2.2 Datos pesqueros

Los programas de observadores a bordo han sido implementados por las administraciones de pesca provinciales desde 2000/2001 para monitorear la pesquería del langostino patagónico. En este caso, se utilizaron los datos del programa de observadores de la provincia de Chubut (Góngora, 2011) del periodo 2001-2008 para caracterizar la distribución espacial del esfuerzo de la flota langostinera en el GSJ. El registro de cada lance incluyó el nombre (ID) de la embarcación, ID del observador, duración del lance, posición inicial del lance (latitud y longitud) y captura de langostino. La cobertura espacial de la flota tangonera varió entre el 7,5 % y el 15 % del golfo dependiendo del año. El año 2005 fue excluido de los análisis dado que se implementaron clausuras espaciales y temporales inusuales en respuesta a la baja abundancia de

langostino. El set de datos incluyó 45434 lances, realizados durante 337 mareas y 8155 días de pesca. La intensidad de pesca fue calculada por mes, como número de lances (posición inicial) por celda de 2' x 2'.Se obtuvieron los registros completos del sistema de monitoreo de embarcaciones (VMS) para la flota tangonera, de la autoridad nacional pesquera para el periodo 2006-2008, los cuales se utilizaron para determinar si la cobertura espacial de los datos del programa de observadores era apropiada para la región de interés. Se consideró que los registros de velocidad en el rango entre 2 y 5 nudos (típica para el arrastre) correspondían a momentos de pesca. Se comparó la distribución espacial de los registros del programa de observadores con los de VMS para dicho periodo, y no se detectaron desviaciones aparentes en la cobertura espacial ni en la temporal de los registros del programa de observadores (Góngora 2011). Se consideraron cuidadosamente las clausuras temporales y espaciales (Seccion 2.3) al momento de la interpretación de los patrones de intensidad de pesca observados.

Para evaluar la distribución del esfuerzo en relación con las variables ambientales se eligieron los datos de observadores en lugar de los de VMS, ya que corresponden a eventos de pesca discretos, más fáciles de manipular que los registros de VMS.

3.2.3 - Relación entre esfuerzo pesquero y procesos oceanográficos

La región de operación de la flota se dividió en dos sectores (norte y sur) (Figura 3.2) y se excluyeron las áreas cerradas para la pesca al norte y al sur del golfo y la plataforma al oeste de 64,7° O.

Los pixeles frontales fueron definidos como aquellos que tuvieran un gradiente de TSM (ΔTSM) mayor a 0,04 °C km⁻¹ (Bava 2004; Williams *et al.,* 2010), correspondientes a los valores con frecuencias por debajo del 10 % del total. A partir de ese criterio, se construyeron polígonos para delimitar los frentes en cada mes por medio del programa de GIS de uso libre QGIS.

La relación entre la intensidad de pesca y la TSM, Cla-sat y áreas frontales se determinó a través del método desarrollado por Perry y Smith (1994) para cada sector y mes. Este método pone a prueba la hipótesis nula de una asociación al azar entre la distribución de peces y las condiciones del hábitat y puede ser

utilizado también para investigar la distribución de la intensidad de pesca.

La distribución de frecuencias general de una variable ambiental (TSM, Clasat, ΔTSM) está caracterizada por su función empírica acumulativa de distribución (ecdf).

$$f(t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} l(x_i)$$
 [3.3]

con la función indicadora:

$$l(x_i) = \begin{cases} 1, & \text{if } x_i \leq t \\ 0, & \text{otherwise} \end{cases} [3.4]$$

donde *n* es el número total de celdas y *t* representa un índice que va del valor más bajo al más alto de la variable ambiental, con un intervalo apropiado para la resolución buscada. Luego, se asocia la intensidad de pesca (como número de lances por celda) con la variable ambiental como un peso, en una función de distribución acumulativa.

$$g(t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} y_i l(x_i)$$
 [3.5]

Donde y_i representa la frecuencia de ocurrencia de lances en cada celda (calculada como número de lances por celda dividido por el número total de lances).

Todos los cálculos fueron hechos para cada mes y área. La fuerza de la asociación entre la actividad pesquera y las variables ambientales es puesta a prueba evaluando la diferencia entre las dos curvas, g(t) y f(t). El estadístico de prueba se construye calculando la distancia absoluta máxima entre las curvas, lo cual es similar al test de Kolmogorov-Smirnov de comparación de ecdf.

Se aplicó una prueba de Chi cuadrado de bondad de ajuste (Zar, 1999) para probar la hipótesis nula de que no existen diferencias en la intensidad de pesca entre polígonos de frente y el resto de la región donde opera la flota. De acuerdo con Alemany *et al.* (2014), se comparó la frecuencia de lances observada dentro y fuera de los polígonos que definen los frentes con las frecuencias esperadas si la distribución del esfuerzo fuera proporcional al área de las dos regiones. Las regiones de interés fueron definidas de forma tal de no exceder el área positiva (Woillez *et al.*, 2007), para evitar sobreestimar el estadístico del test. El área positiva es aquella donde la densidad de lances es mayor a cero.

<u>3.3 RESULTADOS</u>

3.3.1 Evolución temporal de la TSM y Cla-sat media

A fin de mostrar la variabilidad temporal de la TSM y la concentración de Clasat, se calculó la media espacial de las medias mensuales climatológicas de ambas variables para las seis subáreas. La TSM mostró un claro ciclo estacional en todas las áreas del GSJ (Figura 3.3); el ciclo anual explicó más del 99 % de la varianza (Tabla 3.1). En este caso, el cambio de fase correspondió al momento del año donde la TSM fue máxima, a principios de febrero (t₀=2.08, 17,10 °C) en la mayor parte del golfo y hacia mediados de febrero en el área este (t₀= 2.29, 15,17 °C). El agua superficial resultó ser más cálida en las áreas costera central (ACC), central (AC) y norte (AN) con 13,13°C, 13,48 °C, y 13,65 °C, respectivamente (Tabla 3.2). Las áreas este (AE) y sudoeste (ASO) mostraron los valores de amplitud más bajos y más altos respectivamente (3,12 y 4,00 °C). Las temperaturas medias y mínimas más bajas correspondieron a las áreas sudeste (ASE) y sudoeste (ASO).

Hubo una tendencia general hacia bajas concentraciones de Cla-sat en invierno y altas concentraciones entre octubre y abril (Figura 3.3; Tabla 3.3). Los valores mínimos absolutos se encontraron en el sudoeste (0,42 mg.m⁻³) y los máximos absolutos en las áreas central y costera central (3,11 mg.m⁻³ y 3,42 mg.m⁻³, respectivamente), mientras que los valores medios mínimos ocurrieron en el área sudeste (1,31 mg.m⁻³) y los valores medios máximos en las zonas costera central (1,84 mg.m⁻³) y sudoeste (1,62 mg.m⁻³). Estos resultados muestran que podría existir una progresión en el momento de ocurrencia del florecimiento de otoño, ocurriendo primero en las partes más profundas del golfo (al este) y luego en la zona costera. En el área este, el pico ocurre entre febrero y marzo, en las áreas norte, sudeste y central, en marzo, y en la zona costera central en abril. No sucede lo mismo con el florecimiento de primavera, que se manifiesta en octubre en todas las áreas excepto la este y sudeste, donde se registró en noviembre. La Tabla 3.4 describe en detalle el ciclo anual de la concentración de Cla-sat en cada una de las áreas.

3.3.2 Distribución de las medias climatológicas de TSM y Cla-sat

La TSM promediada sobre la serie temporal completa (enero del 2000 a diciembre 2008) muestra agua más fría de la plataforma que entra al golfo desde el sur (áreas este, sudeste y sudoeste), y agua más cálida en las áreas central, costera-central y norte (Figura 3.8a). La TSM media más alta (~14 °C, Figura 3.8a), que coincidió con la mayor variabilidad (DS~2.5-3 °C, Figura 3.8b), ocurrió principalmente sobre las áreas central y norte. Los valores medios más bajos (~14 °C) y la variabilidad más baja (DS~2 °C) se vieron sobre las áreas este y sudeste.

La mayor concentración de Cla-sat (~2.0 mg m⁻³), promediada sobre la serie temporal completa (enero del 2000 a diciembre 2006), ocurrió a lo largo de la costa del golfo (Figura 3.9a). Las áreas norte, central y este se caracterizaron por mostrar concentraciones de alrededor de 1,5 mg m⁻³. La menor variabilidad temporal ocurrió en las áreas norte y sur (DS~2-3mg m⁻³); la mayor variabilidad se encontró en las áreas costera-central, central y este (Figura 3.9b). La zona de variabilidad baja alrededor del sector sudeste del SJG resalta el agua fría, diluida y no estratificada de la pluma de Magallanes durante todo el año, mientras que la zona de variabilidad alta sobre la cuenca central refleja un calentamiento del agua superficial asociada con la estratificación estacional.

3.3.3 Distribución estacional media de TSM y Cla-sat

En verano (enero a marzo, Figura 3.10A) el agua de las áreas costera-central, central y norte fue más cálida que en las áreas este, sudeste y sudoeste (20°C y 14°C, respectivamente). En otoño (abril a junio, Figura 3.10B) la TSM fue uniforme sobre todo el golfo (15°C). En invierno (julio a septiembre, Figura 3.10C), la TSM fue uniforme en casi todo el golfo y parecida a la TSM sobre la plataforma adyacente (10 °C), con la excepción del agua más fría de la pluma de Magallanes que entraba desde el sur, rodeando el cabo Tres Puntas (áreas sudeste y sudoeste, 9 °C). Durante primavera (octubre a diciembre, Figura 3.10D), el calentamiento del agua superficial fue más rápido en las áreas central y norte que en las este y sur.

Durante todo el año se observó una concentración aparente de Cla-sat alta hacia el lado costero del frente Sur (Figura 3.11).

En verano la concentración de Cla-sat en el área central (~1.5 mg m⁻³) fue relativamente baja en comparación con la del resto del área de estudio (~3.0 mg m⁻³, Figura 3.11A). En la costa norte del golfo la concentración de Cla-sat aumentó solo durante el verano y a lo largo de una angosta franja hacia el lado costero del frente Norte (Figura 3.11A), que se extendió hasta Bahía Camarones. Las altas concentraciones de Cla-sat observadas en el área este en la estación estival se corresponden claramente con el frente Externo.

En otoño, las concentraciones más altas de Cla-sat ocurrieron cerca de la costa (Figura 3.11B). En el mes de mayo, se vio la ocurrencia de un *florecimiento* recurrente del lado oceánico del frente Norte (detectado en el verano); este fenómeno es claramente observable en climatologías de otoño (Figura 3.11B).

En invierno (Figura 3.11C), la zona alrededor del cabo Tres Puntas (áreas sudeste y sudoeste) mostró las mayores concentraciones de Cla-sat, mientras que en el área central fueron relativamente uniformes y mayores que aquellas sobre la parte externa del golfo (al este de 65° 30'O).

En primavera (Figura 3.11D), la concentración de Cla-sat fue de alrededor de 2-3 mg m⁻³ en todo el golfo, excepto en el área sudeste (~1.0 mg m⁻³). Hacia mediados de esta estación se vio el desarrollo de un *florecimiento* recurrente en el extremo norte del frente Externo, que se centra en el área este.

3.3.4 Gradientes térmicos

Los mapas estacionales y mensuales de gradientes de TSM dan una idea general de la estructura, extensión, variabilidad e intensidad de los frentes térmicos en el GSJ. Dado que los mapas fueron producidos a partir de una serie de 9 años de imágenes AVHRR, las únicas zonas frontales probables de ser detectadas por promedios mensuales y estacionales son aquellas que ocurren de forma recurrente a lo largo del tiempo.

Durante el verano, tres frentes fueron claramente identificables: Sur, Externo y Norte, todos caracterizados por gradientes de entre 0,05 y 0,15 °C km⁻¹ (Figura 3.4a). En otoño (Figura 3.4b) la TSM fue homogénea en todo el golfo, por lo que no se encontraron gradientes térmicos mayores a 0.04 °C km⁻¹. El frente termohalino del sur del GSJ tuvo su mayor desarrollo en invierno, a lo largo de

la zona costera alrededor del cabo Tres Puntas (Figura 3.4c, áreas sudeste y sudoeste). El frente térmico Norte, que se desarrolla en primavera (Figura 3.4d) y es más intenso durante el verano (Figura 3.4a), es consecuencia de la mezcla generada por la interacción entre la corriente de marea y la topografía de la costa. El frente Externo se desarrolla durante la primavera (Figura 3.4d), y alcanza su máxima extensión en verano (Figura 3.4a). Hay una zona con valores muy altos (en rojo) focalizada en la zona sur de Cabo dos Bahías (en la zona de desove en el Parque Marino), un poco menos pronunciada en primavera.

3.3.5 Intensidad de pesca

Se seleccionaron tres meses (diciembre, febrero y agosto) para una presentación detallada de los resultados obtenidos, ya que en ellos se observan claramente patrones significativos en la distribución del esfuerzo (Figura 3.5). La distribución espacial del esfuerzo de la flota tangonera de la provincia de Chubut siguió, en general, la dinámica espacial del langostino patagónico, como es entendida actualmente. La distribución del esfuerzo y la información sobre la relación entre los factores ambientales y la intensidad de pesca en todos los meses del se muestras en las Figuras 3.12, 3.13, 3.14 y 3.15.

En febrero, el esfuerzo se concentró en las zonas frontales Norte y Sur (Figura 3.5f). En el sur la flota se concentró en el límite este de la clausura de Mazarredo (hacia afuera de Cabo Tres Puntas), donde comienza la migración de los individuos subadultos que salen del área de cría hacia el noreste (Góngora 2011) por un corredor coincidente con el eje principal del frente externo, guiados por las pendientes de la pared (Figura 3.5f). La mayor parte del esfuerzo se concentró en el área frontal (Figura 3.6f, Tabla 3.5), en coincidencia con la alta concentración de Cla-sat (Figuras 3.5e y 3.6e), y la parte más cálida del área frontal (16,5-17,5 °C, Figuras 3.5d y 3.6d). Mientras la flota sigue en busca de los langostinos migrantes durante mayo, la fuerte concentración de esfuerzo asociado al frente que se observó en febrero se desvanece de forma gradual (Figura 3.12). Solo un pequeño número de embarcaciones operaron al norte del golfo en febrero, capturando langostinos de gran talla remanentes de la temporada de pesca previa. El esfuerzo estuvo asociado de forma significativa con la región frontal Norte (Figuras 3.5f y 3.7f, Tabla 3.5), con una fuerte

superposición con áreas de alta concentración de Cla-sat (Figura 3.7e), pero no relacionado de forma clara con la TSM (Figura 3.7d). La concentración del esfuerzo en el norte persistió durante abril (Figura 3.12).

Los sistemas frontales se desvanecieron durante el otoño (abril-mayo). En invierno (junio-septiembre) el esfuerzo se dispersó en toda el área del GSJ y la plataforma adyacente (Figuras 3.5i y 3.12), y se expandió mar adentro hacia las aguas de jurisdicción federal, siempre que no existiera una clausura relacionada con la pesca de merluza. La extensión del área de pesca fue mayor hacia agosto-septiembre (Figura 3.5i). La asociación con los frentes se disipó tanto en la región norte como en la sur del GSJ (Tabla 3.5; Figuras 3.5i, 3.6i, 3.7i). Esto fue particularmente notorio al sur del golfo, donde el frente termohalino se desarrolló durante el invierno pero no se vio esfuerzo dentro de los límites del polígono (Figuras 3.5i, 3.6i). El esfuerzo se concentró en áreas de TSM relativamente alta (> 9 °C en el sur, > 10 °C en el norte; Figuras 3.6g, 3.7g) y baja concentración de Cla-sat (< 1 mg m⁻³; Figuras 3.6h, 3.7h).

Durante la primavera (octubre-diciembre) la tendencia descripta más arriba se revirtió y el esfuerzo se concentró en tres áreas (Figura 3.5c): [I] un área de pesca ubicada a la entrada del golfo, alrededor de 45° S, [II] en el frente Norte, y [III] una zona de pesca frente a Rawson. La distribución del esfuerzo en el sector sur continuó siendo despreciable en enero (Figuras 3.5c, 3.6a-c). La zona [I] parece estar relacionada con una elevación topográfica del fondo marino, limitada por la isobata de 80 m (Figura 3.1c), que coincide con la alta concentración de Cla-sat hacia fines de primavera (noviembre-diciembre, Figura 3.5b). Esta área con alto esfuerzo dejó de observarse desde 2003, cuando se introdujo una clausura estacional (octubre-diciembre). El área de pesca frente a Rawson, un sumidero sostenido presuntamente (al menos en parte) por migrantes originarios de las áreas de desove del GSJ, está fuera de nuestra área de interés.

Hacia fines de primavera y comienzos de verano (diciembre-enero), mientras el despliegue del esfuerzo en el frente Norte del GSJ era significativo (Tabla 3.5), hubo una sustancial cantidad de esfuerzo ubicada por fuera de los límites del polígono climatológico (Figuras 3.5c y 3.7c), probablemente como resultado de la variación interanual en una región frontal angosta y muy dinámica. El esfuerzo

se concentró en regiones con relativamente alta concentración de Cla-sat (> 1.7 mg m⁻³; Figura 3.7b), pero mayormente independiente de la TSM (Figura 3.7a).

3.4 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se identificaron y caracterizaron tres frentes recurrentes en el golfo San Jorge: Sur, Norte y Externo, en base a datos climatológicos de TSM y de Cla-sat, provenientes de series temporales de 9 y 7 años de los sensores AVHRR y SeaWiFS. Si bien se reconoce la existencia y significancia de variaciones mensuales e interanuales en las variables examinadas, nuestro objetivo fue describir, de forma general, patrones climatológicos promedio asociados a los sistemas frontales, que parecen jugar un rol en la dinámica espacial del langostino patagónico, como se deduce del comportamiento de la flota pesquera y de varias fuentes de información biológica. Se recomienda realizar trabajos posteriores en el marco definido por este estudio para estudiar la variabilidad temporal a una escala más fina. A continuación se discuten nuestros resultados junto con la información existente sobre la biología del langostino patagónico.

3.4.1 Frente termohalino del sur del GSJ

El mínimo de TSM observado en el sector sudeste del GSJ se debe a la influencia del agua relativamente fría y de baja salinidad proveniente de la pluma de Magallanes (Palma y Matano, 2012). Un frente termohalino, evidente en los gradientes térmicos de verano e invierno, resulta de la penetración de la pluma de Magallanes y a la mezcla turbulenta generada por las corrientes de marea (Acha *et al.*, 2004, Bogazzi *et al.*, 2005). Este sector mostró la mayor amplitud térmica de la región de estudio, el agua de la zona costera alcanzó temperaturas mínimas por debajo de los 6 °C durante el invierno. La razón es que la mezcla turbulenta permanente generada por la marea distribuye el flujo de calor por toda la columna de agua, lo cual impide la estratificación (Rivas, 2010; Rivas y Pisoni, 2010; Tonini *et al.*, 2006). La mezcla vertical en este sector es bien capturada por el parámetro de Simpson-Hunter, calculado a través de modelos hidrodinámicos (Glorioso y Flather, 1995; Palma *et al.*, 2004); en esta región, la energía generada por el flujo de marea está entre las más altas del mundo (Tonini *et al.*, 2006).

Estos procesos también explican la ocurrencia posterior del máximo anual de TSM (entre mediados y fines de febrero), en relación con otros sectores del golfo.

De forma consistente con el ciclo térmico, en esta región la concentración de Cla-sat sigue un patrón típico de aguas no estratificadas estacionalmente. Este patrón está caracterizado por una variabilidad relativamente baja en las concentraciones de Cla-sat y valores más altos en verano. Más allá de este patrón, se observó una concentración de Cla-sat alta durante todo el año en la zona costera al sudeste del golfo (a profundidades menores de 50 m), del lado costero del frente Sur. Esto podría deberse, no a un aumento real de la concentración de Cla-sat, sino a que la señal satelital podría estar amplificada por la resuspensión de sedimentos generada por la mezcla resultante de la interacción de la topografía con el viento y la marea (Rivas *et al.*, 2006).

Los resultados de algunos modelos muestran la presencia de surgencias (upwelling) generadas por fuertes vientos dominantes a lo largo de las costas sur y sudoeste del GSJ (Tonini et al., 2006). Estas surgencias, combinadas con la naturaleza limosa de los sedimentos de la región de Bajo Mazarredo (Boschi, 1989; Fernández, 2006), definen un posible escenario para la continua resuspensión de sedimentos. La persistencia de una fuerte señal de Cla-sat, sin embargo, se extiende hacia el este, alrededor de Cabo Tres Puntas y hacia el sur a lo largo de la costa, donde los sedimentos se componen de fracciones de grava gruesas y muy gruesas (Fernández et al., 2003; Fernández, 2006; Ponce et al., 2011). De hecho, la concentración de cl-a en los sedimentos superficiales mostró un valor máximo en este sector durante primavera e invierno (Fernández et al., 2008). En invierno, se encontró que el carbono orgánico total fue máximo y la relación C:N fue mínima (indicativo de alimento de alta calidad) (Fernández et al., 2005). Mientras la concentración de cl-a fue baja en la columna de agua, el material resuspendido podría también ser un importante aporte trófico para los stocks de invertebrados bentónicos o demersales (Grant et al., 1997). Una zona de upwelling en el área de Bajo Mazarredo, limitada por el frente Sur, podría favorecer la retención larvaria, mientras que la alta concentración de material particulado en suspensión, facilitada por la mezcla vertical, es indicativa de condiciones favorables para que los langostinos juveniles sobrevivan el invierno.

3.4.2 Frente térmico externo

El frente térmico externo se desarrolla durante la primavera, hacia el noreste de Cabo Tres Puntas y alcanza su máxima extensión en el verano. En primavera y verano el frente separa las aguas estratificadas del interior del golfo de las aguas mezcladas verticalmente que cubren el área sudeste (Carreto *et al.*, 2007). En otoño e invierno, la columna de agua es homogénea a ambos lados del sistema frontal. El eje principal del frente térmico Externo (dirección sudoestenoreste), que coincide con el la elevación topográfica denominada La Pared, coincide también con la migración ontogenética del langostino patagónico que sale del área de Bajo Mazarredo (cerrada a la pesca desde 1985) y se vuelve vulnerable a la flota tangonera. La ruta de migración también coincide con la dirección general de la circulación residual del exterior del golfo y la plataforma adyacente (Palma *et al.*, 2004, 2008), la cual podría facilitar el transporte, dado que los langostinos migrantes nadan a media agua durante la noche (Roux *et al.*, 2012).

Un área localizada de alta concentración de Cla-sat que se desarrolla de forma recurrente en el extremo norte de la región externa del SJG, entre noviembre y enero, corresponde a la "zona frontal 7" descrita en Rivas (2006, su Figura 3). Esta estructura aparente también la mostraron Cucchi-Colleoni y Carreto (2001, sus Figuras 7d, 8d y 9d) y Carreto et al. (2007, su Figura 14). La misma área fue resaltada por Boschi (1989, su Figura 1, zona 2) como una de las cinco zonas de mayor concentración de langostino patagónico y de intensidad de pesca. La distribución del esfuerzo resalta a esta zona como un área de alta intensidad de pesca antes de 2003 (cuando se introdujo una clausura estacional) entre noviembre y enero, coincidiendo precisamente (tanto temporal como espacialmente) con la señal satelital alta de Cla-sat. La información biológica obtenida por los observadores del programa y de relevamiento de huevos y larvas, indica que esta no es un área de desove/cría de langostinos. Esta área de concentración está ubicada sobre una zona elevada topográficamente, rodeada por la isobata de 80 m, algo que hasta ahora había pasado desapercibido. La alta productividad podría estar relacionada con la interacción entre esta estructura y la circulación marina. La concentración temporaria de langostinos en esta área hacia fines de primavera y principios de verano podría

estar relacionada con su alimentación.

3.4.3 Frente térmico norte

El frente térmico Norte se desarrolla durante primavera y verano, en el límite entre las aguas estratificadas del área central y las aguas costeras mezcladas verticalmente. Dicha mezcla es el resultado de la interacción entre las corrientes de marea y la topografía costera (Gagliardini *et al.*, 2004; Palma *et al.*, 2004; Rivas y Pisoni, 2010; Tonini *et al.*, 2006). La consecuente disipación de energía explica la ocurrencia relativamente tardía del máximo anual de TSM (en comparación con el área central), estimada para principios de febrero.

Resultados de modelos hidrodinámicos indican que podría existir un downwelling significativo a lo largo de la costa norte del GSJ (del lado costero del frente) generado por vientos fuertes del cuadrante oeste (Tonini et al., 2006). Los máximos de cl-a de primavera y otoño son indicativos de floraciones fitoplanctónicas, un ciclo típico de regiones templadas, donde las floraciones de primavera han sido ampliamente estudiadas (Mann y Lazier, 2006). Estas floraciones son causadas por una combinación entre la estratificación vertical y el aumento de la radiación solar luego de la reposición de nutrientes en aguas superficiales por mezcla convectiva (Evans y Parslow, 1985). La baja concentración de cl-a superficial en verano podría ser el resultado del agotamiento de los nutrientes en la zona eufótica generado por el fitoplancton (Akselman, 1996; Carreto et al., 2007; Cucchi-Colleoni y Carreto, 2001), y del rápido consumo del fitoplancton por parte del zooplancton (Boschi, 1989). Durante el verano, un máximo de cl-a subsuperficial se extiende a lo largo de casi toda la cuenca central, a una profundidad de entre 40 y 60 m, en coincidencia con la termoclina (Cucchi-Colleoni y Carreto, 2001). El sistema frontal coincide, tanto espacial como estacionalmente, con una importante concentración de langostinos desovantes y de actividad pesquera. Entre noviembre y marzo, la flota busca langostinos grandes y maduros (Góngora, 2011). Paradójicamente, las concentraciones de Cla-sat detectadas en imágenes satelitales son bajas a lo largo del área frontal durante el periodo de desove. En ese momento, la cl-a se concentraría en la capa subsuperficial, del lado estratificado del frente. Entonces sería posible que concentraciones máximas de

larvas de langostinos hayan sido observadas cerca de la termoclina (Fischbach, 1993). El máximo de cl-a subsuperficial es una fuente potencial de alimento para las larvas en zonas estratificadas, donde los nutrientes de la zona fótica están agotados.

Una floración corta pero intensa en mayo, al sur del frente y seguido por un agotamiento localizado de la cl-a en junio, podría estar relacionada con el hundimiento de la termoclina. Mientras las floraciones de primavera están razonablemente bien comprendidas en regiones templadas, las floraciones de otoño han sido menos estudiadas. Resultados de modelos indican que son estados transitorios entre los estados de cuasi-equilibrio de verano e invierno, y se espera que dependan de la tasa de hundimiento de la termoclina (Findlay *et al.*, 2006). Es interesante notar que esta floraciones de primavera o verano en la mayoría de los sectores costeros de la región ocurren del lado más frío y menos profundo de los frentes térmicos superficiales. Tal es el caso de las áreas 4, 5, 6 y 8 identificadas por Rivas (2006, su Figura 3), incluidas en nuestros sectores Norte, sudoeste y sudeste (Tabla 3.4).

3.4.4 Conectividad entre sistemas frontales

Antes de que las áreas de desove del GSJ fueran documentadas, Boschi (1989) hipotetizó un retorno post-larval desde el área de desove de Rawson hacia el área de cría de Bajo Mazarredo. Esto es altamente improbable dado el actual conocimiento de la circulación en la plataforma interna entre 43° y 48° S (Palma *et al.*, 2008). Bajo la hipótesis actual de conectividad entre las principales áreas de desove (Góngora, 2011), la ruta de migración post-larval desde el área de desove al norte del GSJ hacia el Bajo Mazarredo (principal zona de desove/cría al sur del golfo) sería por el interior del golfo. La migración hacia el sur a lo largo de la costa oeste estaría favorecida por una circulación anticiclónica en el GSJ (Glorioso y Flather, 1995; Palma *et al.*, 2004, 2008). Sin embargo, este tipo de circulación no ha sido validada con datos observacionales. Por otro lado, está bien documentado que el transporte tanto de las larvas como de las postlarvas de langostinos peneidos puede estar parcialmente controlado por complejas respuestas comportamentales a las corrientes de marea (Criales *et*

al., 2011; Rothlisberg *et al.*, 1995; Wenner *et al.*, 2005), las cuales son fuertes en el GSJ (Tonini *et al.*, 2006). Inspecciones anuales de la distribución de huevos y larvas pelágicas (por ejemplo, Moriondo-Danovaro, 2011) no son informativas respecto a la deriva postlarval y la conectividad, ya que se realizan durante el verano (época de desove) y específicamente en áreas de desove. Además, se han encontrado todas las etapas del desarrollo, desde huevos hasta juveniles, en las principales áreas de desove (Moriondo-Danovaro *et al.*, 2011). Por lo tanto, la evidencia empírica apoya un modelo conceptual en el que las áreas costeras del norte y sur del GSJ funcionan como áreas de desove y cría, lo cual implica un potencial para la retención de larvas asociada con dos sistemas frontales que difieren entre sí en varios aspectos.

A pesar de la falta de datos empíricos acerca de la conectividad entre las principales áreas de desove y cría, datos de marcado y recaptura (Roux *et al.*, 2012) y de seguimiento de langostinos migrantes por parte de la flota apoyan de forma consistente la conectividad asimétrica, donde predomina la migración de los langostinos que salen del área cerrada al sur del GSJ en dirección norte. El origen de la concentración de langostinos en el extremo norte del frente Externo del GSJ entre noviembre y enero es desconocido. Una hipótesis probable es que corresponde a langostinos que migran hacia afuera del área de desove/cría asociada al frente Norte. La concentración se observa antes de que los langostinos comiencen a abandonar la región del frente Sur en febrero. Como se indicó anteriormente, el desove ocurre más temprano en el norte que en el sur del GSJ, donde los juveniles podrían crecer más rápidamente a causa de la mayor temperatura.

3.4.5 Observaciones finales

En base a la integración de nuestros resultados sinópticos sobre la oceanografía superficial y el comportamiento de la flota con información previa sobre la oceanografía regional y la biología de los langostinos, se propone un modelo conceptual en el cual los frentes Norte y Sur del GSJ, ubicados de forma simétrica a lo largo de las costas norte y sur del GSJ, albergan las principales áreas de desove/cría que sostienen el stock de langostino patagónico del GSJ.

Mientras que tanto el frente Norte como el Sur constituyen triadas en el sentido

de Bakun (2010), donde tres tipos principales de procesos físicos (de enriquecimiento, concentración y retención) se combinan para generar hábitats favorables para la reproducción de diversas especies costeras que presenten algún estadio pelágico en su ciclo de vida, los mismos son radicalmente diferentes entre sí en varios aspectos. El frente termohalino del sur del GSJ llega a su máxima expresión durante el invierno, lo cual refleja la influencia de la pluma magallánica, mientras que el frente térmico del norte del GSJ se desarrolla durante la primavera y el verano a medida que la columna de agua se estratifica en la región central del golfo. En el norte prevalece el downwelling relacionado con el viento del lado costero del frente, mientras que en la zona frontal del sur prevalece el upwelling. La clorofila se concentra cerca de la termoclina del lado estratificado del norte del GSJ, y es por esa razón que los sensores remotos no la detectan durante el verano, pero se vuelve evidente en el lado oceánico de la posición que el frente muestra en verano, cuando se rompe la estratificación de la columna de agua durante el otoño y el consecuente aporte de nutrientes del fondo da lugar a un nuevo florecimiento. Al sur del GSJ la concentración de clorofila es aparente hacia el lado costero del frente durante todo el año, lo cual podría estar relacionado en parte con la resuspensión generada por el upwelling.

El ecosistema del GSJ, tal como lo vemos hoy en día, se formó durante el último periodo posglacial, cuando una depresión endorreica se inundó hace aproximadamente 15500 años AP (Ponce *et al.*, 2011, su Figura 6), un periodo de tiempo corto en términos de historia evolutiva. Una implicancia sería la baja probabilidad de que la historia de vida de los langostinos haya evolucionado para adaptarse a los escenarios hidrográficos actuales. Su extraordinaria productividad se debe a un grado de plasticidad que facilita el uso de las configuraciones "triádicas" disponibles en la región, a pesar de ser diferentes entre sí en ciertas propiedades significativas y en su dinámica. Dicha plasticidad es potencialmente significativa para la resiliencia del *stock* frente al cambio climático (Koeller *et al.*, 2009).

La pesquería de langostino patagónico del GSJ (y su extensión hacia la zona de Rawson al norte) se ha mantenido productiva por dos décadas a pesar de la falta de una estrategia de manejo respaldada por evaluaciones regulares del *stock*. Las clausuras del área de desove/cría de Mazarredo desde 1985 y del

Parque Intejurisdiccional Marino Costero desde 2006 podrían ser claves para la continua productividad del *stock*. Carl Walters (citado por Orensanz y Jamieson, 1998) sostuvo que:

"Si observamos las pesquerías que han sido exitosas a lo largo del tiempo, la razón de su éxito no se encuentra en los modelos de evaluación, aprendizaje y manejo, sino en la existencia de un accidente espacial, algo acerca de la estructura espacial de la dinámica de la población que interactúe con los sistemas regulatorios, o acerca del comportamiento de la especie y los pescadores, que crea un refugio a gran escala para un segmento sustancial de la población desovante".

Siguiendo con esto, Orensanz et al. (1998) indicó que:

"Cuando tales 'accidentes naturales' no existen, la prioridad número uno de cualquier plan razonable y sensato de manejo debería incluir la creación de refugios reproductivos equivalentes que, a través de la regulación y aplicación, estén cerrados para las actividades de pesca".

Se discute que esto proveería las bases para el mantenimiento y refinamiento de los refugios reproductivos asociados con los frentes Norte y Sur del GSJ en la pesquería del langostino patagónico (Góngora *et al.*, 2012).

TABLAS – CAPÍTULO 3

Área	TSM ₀	T ₁	W	t_0 r^2
AN	13,65	3,81	0,52	2,05 0,99
AC	13,48	3,74	0,52	1,96 0,99
AE	12,92	3,12	0,52	2,06 0,99
ACC	13,13	3,82	0,52	2,06 0,99
ASE	11,69	3,22	0,52	2,29 1,00
ASO	12,50	4,00	0,52	2,05 1,00
GSJ	13,03	3,57	0,52	2,08 0,99

Tabla 3.1 Parámetros del modelo anual de ciclo térmico para los valores medios climatológicos en cada área (en base a valores mensuales).

Tabla 3.2 Estadística descriptiva para los valores medios climatológicos de TSM en cada área (en base a valores mensuales).

Área	Media	Mín	DS	Máx	Mes de máxima	Mes de mínima
AN	13,65	10,07	2,80	17,85	Febrero	Agosto
AC	13,48	9,94	2,79	17,91	Febrero	Agosto
AE	12,92	9,80	2,32	16,48	Febrero	Agosto
ACC	13,13	9,44	2,85	17,74	Febrero	Agosto
ASE	11,69	8,37	2,39	15,17	Febrero	Agosto
ASO	12,50	8,28	2,96	16,88	Febrero	Agosto
GSJ	13,03	9,56	2,65	17,10	Febrero	Agosto

Tabla 3.3 Estadística descriptiva para los valores medios climatológicos de Cla-sat en cada área (mg m⁻³, en base a valores mensuales).

Área	Media	Máx	Mín	DS	Mes de máxima	Mes de mínima
AN	1,57	2,35	1,00	0,46	Octubre	Agosto
AC	1,53	3,11	0,57	0,69	Octubre	Junio
AE	1,48	2,37	0,80	0,57	Noviembre	Julio
ACC	1,84	3,42	0,97	0,71	Octubre	Junio
ASE	1,32	2,01	0,48	0,52	Enero	Junio
ASO	1,62	2,43	0,42	0,57	Marzo	Junio
GSJ	1,54	2,53	0,89	0,51	Octubre	Junio

Área	De fondo/mínimo	Florecimientos	Máximos (mg m ⁻³)
Norte (AN)	Comienza a disminuir hacia finales de otoño y se mantiene baja hasta comienzos de primavera.	Picos de primavera (octubre) y otoño (marzo), como en el AE, pero el pico de otoño ocurre un mes más tarde.	Florecimiento de primavera: 2,35
Este (AE)	Baja entre mediados de otoño y comienzos de primavera.	Dos picos: primavera (noviembre) y uno más pequeño al final del verano (febrero-marzo)	Florecimiento de primavera: 2,37
Costera Central (ACC)	Mínima en invierno, en verano cae a niveles comparables a los de invierno.	Picos en primavera (octubre) y nuevamente en otoño (abril), más tarde que en las otras áreas.	Florecimiento de primavera: 3,42
Central (AC)	Similar al ACC, con concentraciones mínimas en invierno y verano	Dos picos, uno en primavera (octubre) y otro en otoño (marzo).	Florecimiento de primavera: 3,11
Sudeste (ASE)	Las bajas concentraciones persistieron a lo largo del año.	Leve aumento entre noviembre y marzo.	Verano: 2,01
Sudoeste (ASO)	Mínimo en invierno.	Aumenta durante la primavera (octubre) y alcanza el máximo en otoño (marzo). No se ve un segundo pico, ya que los niveles de clorofila se mantienen constantes durante todo el verano.	Florecimiento de otoño: 2,43

-

Tabla 3.4 Características destacadas del ciclo anual de concentración de Cla-sat en áreas del golfo San Jorge (mostradas en Figura 1b).

Tabla 3.5 Fracciones esperadas y observadas del esfuerzo desplegado dentro de las áreas frontales del golfo San Jorge, sectores norte y sur, por mes (datos totales para el periodo 2000-2008). Área total del sector norte: 1462919 ha, sector sur: 3510572 ha. El valor crítico Chicuadrado ($\alpha = 0,01$) es 6,63. No se observaron frentes en abril, en mayo se desarrolló un frente solamente en el sector sur.

			LANCES-FRONTALES					
	Maa	Nº total	Área		%		%	
	Mes	de lances	frontal		Esperado		Observado	Chi-cuadrado
	Enero	657	453657		31,15	<	71,84	507,21***
	Febrero	3487	253825		32,52	<	60,77	1267,95***
	Marzo	2351	88232		6,08	<	26,03	1638,33***
	Abril	517	0		-	N/A	-	-
rte	Mayo	648	0		-	N/A	-	-
٩	Junio	543	34844		2,40	<	5,16	17,54***
g	Julio	1038	118828		8,20	>	3,47	30,86***
Åre	Agosto	1561	144086		9,92	>	1,92	111,67***
	Septiembre	1777	74533		5,14	>	1,24	55,57***
	Octubre	2688	204267		14,12	<	28,01	427,86***
	Noviembre	2549	130919		9,02	<	20,40	402,31***
	Diciembre	1821	209336		16,03	<	49,31	2788,05***
	Enero	123	776360		22,21	>	1,63	30,15***
	Febrero	979	534606		16,69	<	60,16	1331,05***
	Marzo	3062	347029		9,94	<	65,25	10461,91***
	Abril	4248	0		-	N/A	-	-
Ľ	Mayo	5438	150387		4,33	>	0,81	162,81***
S	Junio	3903	245153		7,05	>	0,64	244,65***
ea	Julio	2864	324988		9,33	>	1,78	193,08***
,Ā	Agosto	2274	358355		18,25	>	0,66	471,68***
	Septiembre	2736	230720		6,61	>	0,44	168,72***
	Octubre	2145	302156		8,58	NS	7,83	1,51
	Noviembre	812	274779		17,84	<	63,79	1169,64***
	Diciembre	263	585571		17,33	<	53,99	246,86***

FIGURAS – CAPÍTULO 3



Figura 3.1 Área de estudio. a) Atlántico Sudoccidental, donde se muestran los principales patrones de circulación (flechas, de Palma et al., 2008) y la plataforma patagónica (limitada por la isobata de 200 m); recuadro rojo: área de estudio. b) Particiones sobre el golfo San Jorge (GSJ) usadas en el análisis (ver texto para la explicación de los acrónimos). c) principales características batimétricas del GSJ. d) jurisdicciones para el manejo de la pesquería del langostino, áreas cerradas a la pesca (Góngora 2011).



Figura 3.2 Esquema de la distribución del langostino patagónico (*Pleoticus muelleri*) en el área de estudio (sombreada); se indican las áreas documentadas de desove/cría (entramado), el área de concentración en la boca del golfo (noviembre-enero) y el eje de la migración ontogenética hacia afuera de Bajo Mazarredo (febrero-mayo, flecha).


Figura 3.3 Ciclos anuales climatológicos de TSM (línea punteada) y Cla-sat (línea entera en el golfo San Jorge, valores medios en las diferentes particiones y la correspondiente desviación estándar (barras verticales).



Figura 3.4 Ubicación de los gradientes térmicos estacionales climatológicos (°C km⁻¹). a) Verano. b) Otoño. c) Invierno. d) Primavera.



Figura 3.5 Correspondencia entre la distribución espacial del esfuerzo (intensidad de pesca) y características oceanográficas significativas durante meses representativos (a-b: diciembre, de: febrero y g-h: agosto). Fila superior: distribución climatológica de TSM (2000-2008); fila del medio: ibid., Cla-sat (2000-2006); fila inferior: polígonos de frentes (gris oscuro delimitados por línea negra) y ubicación de eventos de pesca (puntos negros) para diciembre (2001-2003), y para febrero y agosto (2001-2008).



Figura 3.6 Relación entre factores ambientales e intensidad de pesca, sector sur del golfo San Jorge, en diciembre, febrero y agosto (promedios 2000-2008). Paneles principales:
distribuciones empíricas acumuladas de factores ambientales (I(t)) (ecds) normalizadas, ecds pesados por la intensidad de pesca (g(t)), y diferencia absoluta entre las dos (I(t)-g(t)). La diferencia entre las dos curvas es estadísticamente significativa en todos los casos. Fila superior: temperatura superficial del mar (TSM); fila del medio: concentración de clorofila a (Cla-sat); fila inferior: gradiente de TSM (ΔTSM). El histograma en la parte superior de cada panel muestra la frecuencia de distribución del esfuerzo pesquero para cada valor del factor ambiental.



Figura 3.7 Ibid, Figura 6, sector norte del golfo San Jorge.



Figura 3.8 Distribución espacial de la temperatura superficial del mar (TSM) climatológica (2000-2008). A) TSM media. B) Desvío estándar.



Figura 3.9 Distribución espacial de la concentración de concentración de clorofila a (Cla-sat) climatológica (2000-2006). A) Concentración de Cla-sat media. B) Desvío estándar.



Figura 3.10 Distribución espacial de TSM media climatológica estacional (2000-2008). A) Verano. B) Otoño. C) Invierno. D) Primavera.



Figura 3.11 Distribución espacial de Cla-sat media climatológica estacional (2000-2006). A) Verano. B) Otoño. C) Invierno. D) Primavera.



Figura 3.12 Distribución de esfuerzo pesquero acumulado para el periodo de estudio, por mes.



Figura 3.13 Relación entre factores ambientales e intensidad pesquera, por mes. Zona Norte, verano.



Figura 3.13 Cont. Norte, otoño.



Figura 3.13 Cont. Norte, invierno.



Figura 3.13 Cont. Norte, primavera.



Figura 3.13 Cont. Zona Sur, verano.



Figura 3.13 Cont. Sur, otoño.



Figura 3.13 Cont. Sur, invierno.



Figura 3.13 Cont. Sur, primavera.



Figura 3.14 Distribución empírica acumulada, sector norte (ver texto para una explicación). Idem Figura 3.13, con las curvas mensuales agrupadas por función. A: f(t), B: g(t). Este tipo de presentación, introducido por Perry y Smith (1994, ver texto principal), facilita la comparación de cada función a lo largo del ciclo anual. En cada caso, la información se dividió en dos paneles (febrero a agosto, y agosto a febrero), para facilitar la visualización.

1

2

CI-a (mg.m⁻³)

3

0.0

0.00

0.02

0.04

Gradiente TSM (ºC.km⁻¹)

4

0.0 0.2 0.4 0.6 0.8

ò

0.2

0.0

10

12

14

TSM (°C)

16

18

20

JUN - MAY

MAR

0.08

0.06



Figura 3.15 Distribución empírica acumulada, sector sur. Idem Figura 3.13, con las curvas mensuales agrupadas por función. A: f(t), B: g(t).

CI-a (mg.m⁻³)

TSM (°C)

Gradiente TSM (ºC.km¹)

"VARIACIÓN TEMPORAL Y ESPACIAL DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR Y LA CLOROFILA-A SATELITALES EN EL SECTOR CENTRAL DE LA COSTA DE LA PROVINCIA DEL CHUBUT, ARGENTINA (44° S - 45° 30' S)"

4.1 INTRODUCCIÓN

El rol de los procesos de acoplamiento entre la oceanografía y la productividad en el litoral patagónico es virtualmente desconocido, aun cuando ha sido documentada la existencia de frentes de marea (Acha *et al.,* 2004), jets y remolinos (Amoroso y Gagliardini, 2010).

En este caso, el área de estudio (Figura 4.1) abarca el sector comprendido entre los 43° 30' y los 45° 30' S. Gran parte de este sector es parte de la Reserva de Biósfera "Patagonia Azul" reconocida por UNESCO en el año 2015. La reserva se extiende desde la isla Escondida hasta Puerto Visser e incluye las ciudades de Camarones, Punta Tombo y el Parque Interjurisdiccional Marino Costero (PIMCPA). Tanto el Parque como la Reserva fueron creados en favor de la conservación de la gran diversidad de especies marinas presentes, entre ellas importantes agregaciones reproductivas de aves y mamíferos marinos (Reyes *et al.,* 1999; Yorio, 2001; García Borboroglu *et al.,* 2015).

La costa de esta región se caracteriza por presentar diversas estructuras topográficas, entre ellas islas, islotes, caletas y bajofondos (Gagliardini *et al.*, 2004) y una gran variedad de hábitats: costas rocosas tanto protegidas como expuestas, arrecifes rocosos submareales, playas de arena y rodados, planos de marea fangosos, marismas y cientos de hectáreas de bosques de *Macrocystis*. El Cabo Dos Bahías está dominado por rocas graníticas (riolitas y porfiras) de la era Jurásica. Punta Tombo es una estrecha franja pedregosa de 3 km de largo por 600 m de ancho que se adentra en el Océano Atlántico. La existencia del pronunciado accidente geográfico se basa en la existencia de un afloramiento de roca cristalina, de origen prejurásico, que ha resistido la erosión marina. Ambos accidentes son parte de la Formación Marifil (Malvicini y

Llambias, 1974) (Complejo Marifil, SEGEMAR2000), mientras que la costa de la Bahía de Camarones consiste principalmente en plataformas de abrasión de sedimentitas cuaternarias. Los fondos submareales de los dos sectores son un mosaico de grava, arena y roca (Fernández *et al.*, 2003).

En la plataforma patagónica, la amplitud de mareas es de las más altas del mundo, y genera fuertes corrientes de marea (Piola y Rivas, 1997). La marea es semidiurna, con una amplitud máxima de 4,5 m, el flujo medio de la corriente es en dirección noreste con una velocidad de 4 cm/seg (Rivas, 1997) y la salinidad media está entre 32,8 y 33,8 ‰.

La interacción de la corriente de marea con el fondo, las irregularidades de la costa, las islas presentes y la influencia del viento generan remolinos en el agua gran turbulencia, principalmente en las cercanías y zonas de de Cabo Dos Bahías y Punta Tombo (Gagliardini et al., 2004). Esto da lugar a zonas de surgencia de aguas frías de fondo ("upwelling") (Plan de Manejo del área Protegida Punta Tombo, 2015) o a zonas de agua estratificada junto a otras de aguas mezcladas donde la columna resulta verticalmente homogénea y se forman de este modo frentes oceánicos de tipo costeros. Estos fenómenos tienen gran influencia sobre la productividad primaria del mar, ya que tanto la luz como los nutrientes son factores determinantes en este proceso. Asimismo, se ha observado que las variaciones estacionales de la biomasa fitoplanctónica en esta región es típica de ambientes templados (Cucchi-Colleoni y Carreto, 2001; Rivas, et al., 2006).

Otros estudios realizados en áreas cercanas a la zona de estudio de este capítulo han usado imágenes satelitales de color del mar de 1 km de resolución espacial. Las mismas, se utilizaron para evaluar el desempeño de los algoritmos de estimación de concentración de clorofila-a satelital en la plataforma continental patagónica (Dogliotti *et al.*, 2009) y para estudiar patrones de concentración de Cla-sat en primavera con el objetivo de comparar la estimación de la productividad primaria por medio de modelos basados en datos de campo y de satélite (Lutz *et al.*, 2010). El objetivo de este capítulo es utilizar una serie temporal de diez años de imágenes satelitales del sensor MODIS para caracterizar patrones superficiales en la variabilidad espaciotemporal de la temperatura superficial del mar (TSM) y la concentración de clorofila-a (Cl-a) en

la capa superior del mar, en una región del litoral patagónico al norte del GSJ y sus adyacencias. Se atiende a identificar procesos oceanográficos y su rol potencial en la producción biológica en este sector de la costa patagónica de interés prioritario para la conservación marina y el manejo de recursos pesqueros.

<u>4.2 METODOLOGÍA</u>

4.2.1 Obtención de imágenes satelitales MODIS de TSM y Cla-sat

Se descargó del portal Ocean Color de la NASA (<u>www.earthexplorer.usgs.gov</u>) un total de 4651 imágenes MODIS LAC de Cla-sat (mg m⁻³) y 4979 de TSM (°C) de nivel de procesamiento L2 correspondientes al periodo 2005 – 2014. Este sensor, a bordo del satélite AQUA, provee información de área de cobertura local (LAC) y resolución diaria y se encuentra disponible a partir del año 2002. El contenido de los productos (OC3M, clorofila-a) y Sea Surface Temperature (TSM), en formato L2 son los valores geofísicos para cada pixel y derivan de la calibración y la aplicación de correcciones atmosféricas y algoritmos geofísicos específicos a las imágenes L1b correspondientes a valores crudos de radiancia (<u>http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/DOCS/Ocean_Level-2_Data_Products.pdf</u>). Cada producto L2 tiene exactamente la misma cobertura geográfica (scan-line y

tamaño de pixel) que el producto L1 del que proviene.

Estas imágenes fueron reproyectadas a un sistema de referencia EPSG 32720 UTM zona 20S para el área delimitada por las siguientes coordenadas: 66° 42W', 64° 47'W, 45° 30'S, 43° 30'S. Durante la reproyección se conservó la resolución espacial original (1,1 km). Posteriormente, se seleccionaron las imágenes que tuvieran una cobertura nubosa menor al 10 % y se obtuvo un número final de 1332 imágenes de Cla-sat y 2389 de TSM sobre un total posible aproximado de 3600 (12 meses x 30 días x 10 años) (Tablas 4.1 y 4.2). En los meses de invierno (mayo a agosto), particularmente, no fue posible obtener imágenes debido a la alta cobertura nubosa. Sobre las imágenes seleccionadas, se enmascararon automáticamente valores correspondientes a "tierra" y nubes y valores que estuvieran fuera del rango esperado de los parámetros de interés de acuerdo a la bibliografía de la zona (Cla-sat: 0-5 mg.m⁻³ o TSM: 6-20 °C)

(Cucchi Colleoni y Carreto, 2001; Rivas et al., 2006; Romero et al., 2006).

4.2.2 Cálculo de imágenes de TSM y Cla-sat promedio mensuales.

Se calcularon imágenes medias mensuales de TSM y Cla-sat para cada año de las series temporales. Las series de imágenes resultantes se denominaron TSM_{men} (2005-2014) y Cla-sat_{men} (2005-2014). Luego cada mes fue promediado a lo largo de los diez años analizados para ambos parámetros, y se obtuvo una imagen promedio mensual climatológica de TSM y otra de Cla-sat para cada mes (Figuras 4 y 5, respectivamente) y sus correspondientes desvíos estándar. En todos los casos, los algoritmos generados consideraron la exclusión de los píxeles nublados para el proceso de cálculo.

El promedio de los valores registrados mensualmente en cada punto de las imágenes se calculó según la siguiente expresión:

$$V_{sat}(x_{j}) = \frac{1}{N} \sum_{i,j} V_{sat}(x_{j}, t_{i})$$
 [4.1]

Del mismo modo, el desvío estándar (DS) de los valores registrados se calculó según:

$$DS(V_{sat0}(x_{j})) = \sqrt{\frac{\sum_{i,j} (V_{sat}(x_{j}, t_{i}) - V_{sat}(x_{j}))^{2}}{N}}$$
[4.2]

Donde:

 V_{sat0} : TSM o Cl*a*-sat media V_{sat} (x_j,t_i): TSM o Cl*a*-sat del píxel j en la imágen i *N*: número de imágenes DS(V_{sat0} (x_j)): desvío estándar de TSM o Cl*a*-sat

4.2.3 Determinación de la TSM y Cla-sat máximas y mínimas medias climatológicas de las series temporales.

A partir de las series mensuales anuales TSM_{men} (2005-2014) y Cla-sat_{men} (2005-2014) se obtuvieron los valores medios climatológicos de TSM y Cla-sat máxima y mínima para cada posición del GSJ y se generaron mapas de estos valores. Además se determinaron y mapearon los meses de ocurrencia de las TSM y Cla-sat máximas y mínimas en el área del GSJ (Figuras 4.2 y 4.3 a y b).

4.2.4 Promedio espacial mensual climatológico

Se calculó el valor medio mensual climatológico y el desvío estándar (DS) de la TSM y Cl*a-sat* sobre cada uno de los píxeles por medio de las siguientes ecuaciones:

$$V_{sat}(t_i) = \frac{1}{N} \sum_{j} V_{sat}(x_j, y_i)$$
[4.3]

$$DS(V_{sat}(t_i)) = \sqrt{\frac{\sum_{j} (V_{sat}(x_j, t_i) - V_{sat}(t_i))^2}{N}}$$
[4.4]

Donde:

 $\begin{array}{l} V_{sat}\left(t_{i}\right): TSM \mbox{ o Cla-sat media espacial} \\ V_{sat}(x_{j},t_{i}): TSM \mbox{ o Cla-sat del pixel j en la imagen i} \\ N: número de pixeles válidos por punto (9). \\ DS(V_{sat}\left(t_{i}\right)): desvío estándar de TSM \mbox{ o Cla-sat} \end{array}$

Luego se generaron los mapas de valores medios climatológicos y DS correspondientes (Figuras 2 y 3 c y d).

4.2.5 Ajuste de datos de TSM y Cla-sat a ciclos estacionales

El comportamiento temporal de los valores mensuales de TSM y Cla-sat se obtuvo mediante el ajuste de los valores espaciales medios de ambas variables a los modelos indicados en las ecuaciones 4.5 y 4.6. Si bien los ciclos anuales medios de TSM y Cla-sat se analizaron para toda el área de estudio (píxel por píxel), a fin de facilitar la visualización se seleccionaron 12 puntos a seis latitudes diferentes que fueran respresentativos de las zonas costera y oceánica (Figura 4.6, Tabla 4.3). En cada una de las posiciones indicadas en la Tabla 4.3, los valores medios de TSM y Cla-sat se calcularon sobre una ventana espacial de 3x3 pixeles.

4.2.5.1 Determinación del ciclo anual de la TSM media en el área de estudio

Para este paso, se utilizaron los datos correspondientes a la serie media mensual climatológica de TSM satelital (2005-2014, Figura 4.4). El ciclo anual de TSM se calculó utilizando un modelo de ciclo térmico anual (Wyrtki, 1965; Beron-

Vera y Ripa, 2000; Rivas, 2010):

$$TSM(x,t) = TSM_0(x) + T_1(x)\cos[w(t-t_0)]$$
 [4.5]

Donde:

t₀: fase del armónico anual
 TSM₀: temperatura media
 T₁: amplitud del armónico anual
 w: frecuencia del ciclo térmico

En este caso, to indica el momento del año donde el valor de la variable es máximo.

Este modelo tiene la ventaja de que los datos son implícitamente una función del tiempo; no es necesario observarlos a intervalos regulares de tiempo y los parámetros t_0 , y T_1 son estimados mediante una regresión múltiple de cuadrados mínimos.

4.2.5.2 Determinación del ciclo anual de Cla-sat media en el área de estudio

El ciclo anual de Cla-sat media se describió mediante la serie media mensual climatológica de Cla-sat (2005-2014, Figura 4.5). Como la Cla-sat tiene una dinámica diferente a la TSM, con 2 picos en algunas zonas, se agregó un término a la ecuación anterior para buscar un mejor ajuste:

$$Cl - a(x,t) = Cla - sat_0 + T_1(x)\cos[w(t-t_0)] + T_2(x)\cos[2w(t-t_{00})]$$
[4.6]

Donde:

t₀: fase del armónico anual Cla-sat₀: concentración de clorofila-a media T_1 : amplitud del armónico anual T_2 y t₀₀: amplitud y fase del ciclo semianual w: frecuencia del ciclo anual (w=2pi/12)

A partir de los resultados de los modelos se graficaron los valores ajustados junto con los observados para tener una idea visual de qué tan bien el modelo explica la dinámica temporal de cada variable.

Si bien el análisis se basó en los puntos indicados en la Figura 4.6 para poner el énfasis en áreas con dinámicas diferentes, los modelos indicados fueron aplicados a todos los píxeles del área de estudio. En el caso del ciclo anual de temperatura, la fase correspondió al momento de ocurrencia de la temperatura superficial máxima. Se generaron entonces mapas de la distribución espacial de la fase y la amplitud obtenidas para la TSM.

Todos los cálculos descriptos se realizaron mediante el programa R (R CoreTeam, 2016).

<u>4.3 RESULTADOS</u>

4.3.1 Distribuciones espaciales medias climatológicas de TSM y Cla-sat superficial

El mapa medio climatológico de TSM correspondiente al período enero 2005diciembre 2014 (Figura 4.2c) muestra una franja estrecha de aguas de menor temperatura sobre la costa entre Cabo Raso y Caleta Malaspina. Mediante la serie mensual completa de imágenes de TSM (120 medias mensuales) se calcularon y mapearon los valores medios mínimos y máximos de TSM (Figuras 4.2 a y b), así como el mes y la zona en que fueron registrados (Figuras 4.2 e y f). Estos mapas muestran que la zona de estudio puede separarse en dos regiones con respecto a la distribución de la TSM media: la zona costera, donde ocurren los valores mínimos de TSM (7-8 °C) y menor desvío estándar (aprox. 2,4 °C) y la zona oceánica, donde se registraron los valores máximos (entre 16 y 17 °C) y mayor desvío estándar (cerca de 3 °C).

Durante los 10 años analizados se observó que en el área de estudio la máxima temperatura se alcanzó, en general, en el mes de febrero (16-17 °C, Figuras 2e y 4) a excepción de algunas zonas pequeñas alejadas de la costa donde esto ocurrió en enero. Las temperaturas mínimas ocurrieron en el mes de agosto (7-8 °C, Figuras 4.2f y 4.4).

El mapa medio climatológico de concentración de Cla-sat correspondiente al período enero 2005-diciembre 2014 (Figura 4.3c) muestra que la zona costera estuvo caracterizada por concentraciones medias mayores a 1,0 mg.m⁻³, mientras que las concentraciones medias mínimas de clorofila-a (<=1 mg m⁻³) se registraron en la zona océanica. Estos valores deben ser tomados con precaución ya que podrían estar sobreestimados por la presencia de sedimentos suspendidos por la dinámica de las aguas y su interacción con la topografía del fondo (Gagliardini *et al.*, 2004).

Las concentraciones medias mínimas de Cla-sat se observaron en las regiones más alejadas de la costa, a lo largo de toda el área de estudio y las máximas se ubicaron en las regiones costeras, con un foco muy notorio en la zona de Bahía Camarones (Figura 4.3c). El mapa de DS muestra que la región frente a Cabo Dos Bahías presenta la menor variabilidad mientras que la región de Bahía Camarones, muy cercana, es la más variable (Figura 4.3d).

De acuerdo con los mapas de meses de ocurrencia de las concentraciones de Cla-sat máxima y mínima (Figuras 4.3 e y f), los valores máximos en el área de estudio ocurrieron en meses diferentes según la zona. A grandes rasgos, en las regiones más cercanas a la costa los máximos ocurrieron en febrero, mientras que a mayor distancia de la costa, el máximo ocurrió más tarde a lo largo del año. Si se analiza la Figura 4.3g de máximos estacionales, se puede ver que la región costera presenta máximos en verano, mientras que en la región oceánica ocurren ya sea en primavera o en otoño. Las concentraciones mínimas correspondieron principalmente a los meses de agosto y septiembre (Figura 4.3f).

4.3.2 Distribución espacio-temporal de TSM y Cla-sat

Los mapas mensuales climatológicos de TSM y Cla-sat del período 2005-2014 (Figuras 4 y 5) mostraron que las zonas costera y oceánica tienen diferente comportamiento a lo largo del ciclo anual.

Los mapas medios mensuales climatológicos de TSM (Figura 4.4) mostraron que, en promedio, la TSM fue mayor entre diciembre y marzo y menor desde abril hasta noviembre. Si bien en los meses de verano la temperatura fue mayor en toda el área de estudio, se evidencia una zona estrecha a lo largo del litoral costero (profundidades < 50 m) con valores de TSM menores que las aguas adyacentes.

Durante los meses de invierno, la TSM tiende a ser más homogénea en toda el área considerada. Sin embargo, en junio y julio se identifica una pequeña franja al norte del GSJor, en la zona entre Caleta Malaspina e isla Tova, con temperaturas notablemente menores. En agosto, esta franja desaparece y la TSM disminuye en toda la región. En septiembre la temperatura comienza a subir de forma homogénea, y en octubre comienza a diferenciarse, nuevamente, la

franja de agua más fría cercana a la costa, evidente en verano.

Los valores mínimos medios de TSM se registraron cerca de la costa, sobre todo alrededor de la zona de Caleta Malaspina e isla Tova (Figura 4.2a). Los valores máximos de TSM se registraron en el área océanica y su distribución fue más homogénea (Figura 4.2b).

Los valores mínimos de TSM media se registraron alrededor de la zona de la isla Leones, Cabo Dos Bahías y Caleta Malaspina (Figura 4.2c).

El análisis de la distribución espacial de los promedios mensuales climatológicos de Cla-sat mostró que la misma fue heterogénea durante el verano (enero a marzo). En enero, hubo concentraciones relativas levemente mayores a lo largo de toda la extensión costera del área de estudio. Hacia marzo, los valores altos de concentración se observaron hacia mar adentro y llegaron a cubrir la totalidad del área.

En otoño (abril a junio) se vio el proceso opuesto. Mientras en abril la concentración de Cla-sat fue relativamente homogénea y alta en toda el área, hacia junio las mayores concentraciones se fueron limitando a la zona costera. Esta franja costera, presentó una extensión longitudinal menor que la observada durante el mes de enero y los valores máximos también fueron menores.

Durante el invierno (julio a septiembre), las concentraciones de Cla-sat disminuyeron en toda el área. Siempre se observó una franja costera con valores relativos más altos, pero en la región oceánica ocurrieron los valores más bajos en todo el año (mayormente en agosto). La distribución espacial de Cla-sat fue relativamente uniforme durante los tres meses de invierno.

Finalmente, en primavera (octubre a diciembre) la concentración de Cl*a*-sat volvió a aumentar en toda el área de estudio y se observaron concentraciones notablemente mayores en una región costera muy localizada sobre la bahía de Camarones (Figura 4.5).

Los valores medios mensuales de TSM mostraron una relación inversa con la concentración de Cla-sat. En la zona costera se registraron los valores medios mínimos de TSM y una menor variabilidad (DS), mientras que en esta zona las concentraciones de Cla-sat fueron relativamente más altas. En el área oceánica, por otro lado, los valores de TSM fueron máximos y estuvieron acompañados de

una alta variabilidad (±°C), mientras que las concentraciones medias de Cl*a*-sat fueron menores y presentaron una distribución muy heterogénea en los valores de DS.

4.3.3 Análisis del ciclo anual medio de la TSM(2005-2014) y Cla-sat(2005-2014)

Los resultados del análisis de la distribución espacio-temporal de TSM y Clasat permitieron diferenciar a la zona costera de la oceánica por presentar comportamientos diferentes.

4.3.3.1 TSM

Los valores medios mensuales climatológicos de TSM ajustados a un ciclo térmico anual correspondientes a los puntos seleccionados (Figura 4.8) mostraron un claro ciclo estacional unimodal donde, tanto las temperaturas máximas y mínimas como los momentos de ocurrencia de las mismas coincidieron para todos los puntos, con leves variaciones (Figura 4.8b). Los meses de diciembre a marzo correspondieron a la estación cálida, mientras que los meses de junio a septiembre a la estación fría. Durante el período de estudio, los valores medios mensuales climatológicos de TSM (Figura 4.8) para los puntos analizados se encontraron entre 8 y 16 °C. Los valores de los parámetros del ciclo térmico anual se muestran en la Tabla 4.2.

El ajuste de los datos al modelo de ciclo térmico anual explicó más del 99% de la varianza. En este caso, el cambio de fase (t_o) indicó el momento del año de máxima temperatura.

Los mapas de TSM media (T₀, Figura 4.2c), amplitud (T_1 , Figura 4.7a) y fase (t₀, Figura 4.7b) resultantes de la aplicación del modelo mostraron menor temperatura media en las estaciones costeras que en el resto de las estaciones ubicadas en aguas más oceánicas. A su vez, el mapa de fases generado a partir de los resultados del modelo, mostró una gran similitud con el mapa de meses de TSM máxima obtenido a partir de la serie total de imágenes mensuales de TSM (Figura 4.2e). La amplitud térmica (T_1) fue levemente mayor en la región oceánica (Figura 4.7a), mientras que una franja de agua que bordea la región costera, particularmente entre Cabo Dos Bahías y Cabo Raso, mostró una amplitud térmica claramente menor que las zonas más alejadas de la costa.

4.3.3.2 CLA-SAT

La evolución de la concentración de Cla-sat mensual climatológica en el área de estudio y en los diferentes puntos seleccionados se muestra en la Figura 4.9. Los valores medios mensuales climatológicos de Cla-sat ajustados a un ciclo térmico semianual en los puntos seleccionados mostraron diferentes patrones según la ubicación, tanto los valores máximos y mínimos de Cla-sat como los momentos de ocurrencia de los mismos variaron en los diferentes puntos (Figura 4.9b). Durante el período de estudio, los valores medios mensuales climatológicos de Cla-sat (Figura 4.9) para los puntos analizados se encontraron entre 0,5 y 3 mg.m⁻³. Los resultados del ciclo semianual se muestran en la Tabla 4.5.

El ajuste de los datos de concentración de Cla-sat al modelo semianual (Ec. 3.6) explicó más del 84 % de la varianza (Tabla 4.5). Las estaciones costeras presentaron medias anuales mayores y ciclos unimodales (puntos 3, 5, 7, 9 y 11) con el valor máximo registrado en el mes de enero. Las estaciones oceánicas (puntos 1, 2, 4, 6 y 8), por el contrario, en general presentaron medias anuales menores y ciclos bimodales, con máximos en los meses de otoño y primavera (Tabla 4.5). Los puntos 10 y 12 también mostraron ciclos unimodales con máximos en enero, a pesar de ser considerados oceánicos.

4.4 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se utilizó una serie de diez años de imágenes satelitales multiespectrales provenientes del sistema MODIS-AQUA para describir los patrones espacio-temporales de la temperatura superficial del mar y la concentración de clorofila satelital en una región costera del Mar Argentino en el sur de la provincia del Chubut, relevante desde el punto de vista de la conservación biológica.

4.4.1 Dinámica del agua en las zonas oceánica y costera

Como es típico de zonas de aguas templadas, en las capas superficiales de las zonas estratificadas hay una alta disponibilidad de luz y concentraciones limitantes de nutrientes, mientras que en las zonas mezcladas existe un aporte continuo hacia la superficie de agua de fondo rica en nutrientes (Mann y Lazier, 2006; Pastor et al., 2013; Krock et al., 2015).

En el mar abierto de regiones templadas, la columna de agua tiene una estructura estacional relacionada con el calentamiento y enfriamiento de sus capas y la mezcla resultante (Mann y Lazier, 2006). En verano, la columna de agua se estructura en una capa de mezcla superior más cálida y liviana (capa de mezcla) y una capa inferior más fría y pesada. La barrera física entre ambas (termoclina) dificulta el acceso de los nutrientes concentrados en las capas inferiores y limita así el crecimiento del fitoplancton en la capa de mezcla, donde hay mayor disponibilidad de luz (Fernández et al., 2005). En otoño, el enfriamiento de la capa superficial genera la ruptura de la estratificación y la consecuente mezcla de la columna de agua por convección, lo cual posibilita que los nutrientes accedan a las capas superiores y permitan nuevamente el crecimiento del fitoplancton. Como consecuencia, la concentración de clorofila-a será mayor y podrá detectarse un máximo de Cla-sat de forma remota a través de imágenes satelitales. En invierno, el agua de la capa de mezcla se enfría, se torna más pesada y se hunde por convección. La turbulencia generada llega a zonas profundas de alta concentración de nutrientes y los eleva hacia la capa superior, a la vez que arrastra a las células de fitoplancton a regiones más profundas, por debajo de la zona eufótica, donde la respiración excede la fotosíntesis. Este efecto, sumado a la disminución en las horas de luz solar, disminuye el crecimiento del fitoplancton, lo que hace que se detecte un mínimo en la concentración de Cla-sat. A fines del invierno, cuando comienza el calentamiento de la superficie, ocurre el proceso inverso: se forma la capa superior de mezcla, más cálida y liviana, y las células de fitoplancton quedan atrapadas por encima de la termoclina, en la zona eufótica. Como resultado, hay una explosión de la actividad fitoplanctónica, llamada florecimiento. Este florecimiento finaliza cuando el fitoplancton consume todos los nutrientes y su renovación en la capa superficial se ve restringida por la barrera física impuesta por la termoclina (Mann y Lazier, 2006).

Si bien las aguas costeras de regiones templadas sufren los mismos ciclos de calentamiento y enfriamiento estacionales que el mar abierto con la posible formación de una capa de mezcla, esta zona también está afectada por factores específicos como la profundidad y la corriente de marea.

Si la profundidad es baja, la capa de mezcla puede extenderse a lo largo de toda la columna de agua. Las olas generadas por el viento y la convección resultante de la pérdida de calor en la superficie también generan una abundante mezcla. La corriente de marea genera turbulencia en la columna de agua, y si la profundidad no es muy grande, la mezcla turbulenta puede extenderse desde el fondo hasta la superficie. Como la alta tasa de absorción de radiación de onda corta aumenta la temperatura del agua, el resultado de la mezcla es la homogeneización de la temperatura en toda la capa. Si la capa de mezcla se extiende en toda la columna, los nutrientes provenientes de los detritos y otros materiales biológicos acumulados en el fondo pueden ascender rápidamente a la superficie y ser utilizados durante la fotosíntesis por las células de fitoplancton. Dada esta alta concentración de nutrientes en el agua de fondo, estas zonas suelen tener alta productividad biológica (Mann y Lazier 2006), lo que puede observarse a partir de las altas concentraciones de Cla-sat, indicadoras de una mayor biomasa fitoplanctónica (Dall'Olmo *et al.*, 2003).

4.4.2 Qué se vio

4.4.2.1 TSM

En toda el área de estudio se observó un claro ciclo anual de la temperatura superficial, con valores máximos en febrero y mínimos en agosto. En general, en los puntos costeros la temperatura media y la amplitud térmica fueron menores que en los puntos oceánicos.

Si bien no se puede inferir sobre la estructura vertical de la columna de agua a partir de los datos satelitales, un perfil vertical de CTD realizado por Krock *et al.* (2015) en el golfo San Jorge en una estación cercana a nuestro punto 5 presentó una estructura de aguas mezcladas y altas concentraciones de nitrato en superficie (11.4 µM) a principios del mes de abril. Si esto fuera así para todos los puntos costeros de nuestra región de estudio, se podría inferir, como se indicó más arriba, que las temperaturas menores en esta zona podrían deberse a la mezcla de la columna de agua típica de regiones costeras que evita el calentamiento superficial y a la vez permite el ascenso de agua del fondo de menor temperatura.

El patrón de variación anual de la TSM fue similar en toda el área estudiada, aunque en los puntos oceánicos se observó una amplitud mayor que en los costeros. Esto está a favor de la formación de la termoclina estacional en la zona de la plataforma típico de áreas templadas (Mann y Lazier, 2006; Carreto *et al.,* 2007). En tales casos, al no existir mezcla permanente las temperaturas superficiales alcanzadas en estas regiones son mayores que en las zonas mezcladas. Esto fue confirmado por Cucchi-Colleoni y Carreto (2001) quienes, a partir de muestreos verticales en las aguas del golfo, describieron la formación y ruptura de la termoclina estacional a lo largo de una transecta desde la costa hacia dentro del golfo. Vieron que la misma comenzaba a formarse durante la primavera, lograba su máxima expresión en verano a 40-50 m de profundidad y que luego, con la mezcla vertical de otoño la termoclina se profundizaba y la columna terminaba homogénea en invierno.

4.4.2.2 CLA-SAT

El ciclo anual de la concentración de clorofila satelital en el área de estudio mostró dos patrones característicos:

Por un lado, en los puntos costeros (3, 5, 7, 9 y 11) los valores de Cla-sat aumentaron en primavera y se mantuvieron altos durante el verano, lo que generó un solo máximo anual de Cla-sat en esta última estación, representativo de un ciclo típico de regiones costeras templadas (Mann y , 2006).

Los puntos 10 y 12, si bien fueron presentados como oceánicos, también mostraron un patrón unimodal de variación anual en la Cla-sat. Estos puntos estaban ubicados a menor distancia de sus respectivos pares costeros en comparación con los puntos en otras latitudes. Por este motivo, tanto la turbulencia generada por la interacción entre la corriente de marea y la topografía costera como la baja profundidad podrían haber generado una dinámica típica de aguas costeras templadas donde la columna de agua permanece mezclada todo el año. Trabajos previos hechos con imágenes satelitales ópticas y de radar (Gagliardini et al., 2004; Glembocki et al., 2015) muestran la presencia de accidentes costeros, tales como Punta Tombo, que generan turbulencia constante cerca de la costa.

Los valores relativamente altos de Cla-sat observados a lo largo de la región costera podrían deberse a la presencia de material orgánico e inorgánico suspendido causada por la mezcla vertical de la columna de agua. Este fenómeno podría influir en la señal recibida por los sensores satelitales (Podestá, 1997; Dall'Olmo et al., 2003; Gitelson et al., 2008) de clorofila en dichas regiones. Como explica Fernández (2006), la granulometría del fondo del GSJ aumenta desde el centro hacia la costa y los extremos del golfo. En los alrededores de Cabo Dos Bahías predominan los fondos de arena y roca (como se evidencia por la presencia de bosques de macroalgas) y no hay presencia de ríos cuya descarga pueda aumentar la turbidez del agua por aporte de material orgánico e inorgánico. Por este motivo, consideramos que el análisis de las diferencias relativas observadas en la Cla-sat a lo largo del ciclo anual es adecuado para caracterizar los ciclos de producción de biomasa fitoplantónica en la región.

Los valores altos de Cla-sat observados en primavera en Bahía Camarones podrían estar relacionados con la provisión constante de nutrientes en dicha zona que se observó en muestras tomadas para el monitoreo provincial de marea roja (Miriam Solís com. pers.).

Por otro lado, en los puntos oceánicos se vio la presencia de dos máximos anuales de clorofila, uno en primavera y otro en otoño, como observaron Rivas et al. (2006) en una región cercana. Como se indicó más arriba, esta dinámica bimodal se corresponde con un ciclo típico de aguas templadas con dos máximos anuales (Mann y Lazier, 2006), uno en primavera y otro en otoño, y concentraciones bajas en verano e invierno cuando los bajos niveles de nutrientes y la falta de luz limitan el crecimiento del fitoplancton.

El presente estudio constituye uno de los primeros trabajos en utilizar una serie de 10 años de imágenes MODIS de 1 km de resolución espacial para estudiar la distribución espacio-temporal de TSM y Cla-sat en el área analizada. Sería fundamental completar el trabajo con un muestreo intensivo en la región de estudio, a fin de obtener datos de campo tendientes a validar la información satelital utilizada, incluyendo perfiles de nutrientes, clorofila-a y temperatura del agua. Si bien existen datos in situ, mencionados anteriormente, los mismos corresponden a campañas de mayor escala, donde solo puntos aislados pertenecían a la región alcanzada por este análisis. De esta forma, se podrían

confirmar las causas físicas que determinan los dos patrones anuales de concentración de clorofila obtenidos a partir de las imágenes satelitales, y tener mayor certeza de hasta qué punto se puede inferir acerca de la dinámica de las aguas a partir de este tipo de datos.

<u> TABLAS – CAPÍTULO 4</u>

año	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	Total general
2005	25	28	21	25	14	18	17	19	21	22	16	23	249
2006	21	21	21	20	21	15	17	15	15	21	21	21	229
2007	24	26	24	23	19	19	19	22	18	18	25	24	261
2008	27	24	35	21	18	19	21	17	19	18	16	23	258
2009	29	22	23	21	13	19	20	14	22	23	16	27	249
2010	20	17	27	25	17	13	14	20	21	15	18	28	235
2011	19	21	24	21	19	18	12	14	16	17	18	28	227
2012	27	18	22	23	17	12	23	19	17	23	14	10	225
2013	24	14	23	27	18	16	20	10	20	22	22	29	245
2014	27	25	31	25	20	21	19	13	17	13			211
Total general	243	216	251	231	176	170	182	163	186	192	166	213	2389

Tabla 4.1 Número de imágenes de TSM a seleccionadas para el periodo 2005-2014.
CAPÍTULO 4

año	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	Total general
2005	6	5	8	2	3	3	2	7	7	7	11	15	76
2006	16	15	17	6	11	7	7	10	11	19	17	14	150
2007	18	20	12	13	5	9	10	17	12	9	13	17	155
2008	17	12	23	12	5	5	7	10	14	13	13	15	146
2009	19	16	19	14	5	7	10	7	19	14	10	15	155
2010	13	12	13	13	7	3	6	14	14	11	7	17	130
2011	10	16	16	9	7	10	4	6	8	4	6	18	114
2012	13	9	14	12	3	6	9	14	15	16	10	6	127
2013	22	13	14	12	4	4	9	9	15	16	10	20	148
2014	21	22	19	8	9	7	12	10	13	10			131
Total general	155	140	155	101	59	61	76	104	128	119	97	137	1332

Tabla 4.2 Número de imágenes de Cla-sat seleccionadas para el periodo 2005-2014.

Tabla 4.3 Ubicación geográfica de los 12 puntos analizados.

Punto	Longitud	Latitud
1	66º24´	45º19,8´
2	64º54´	45º22,2´
3	65°30´	45°6´
4	64º54´	45º6´
5	65°36´	44º46,8´
6	64º54´	44º46,8´
7	65º12´	44º24,6´
8	64º54´	44º25,8´
9	65º12´	44º13,2´
10	64º54´	44º13,2´
11	65º12´	44º3´
12	64º54´	44º3´

Punto	Media anual (mg/m ⁻³)	Máximo 1	Mes del máximo 1	Tipo de ciclo	Máximo 2	Mes del máximo 2	R ²
1	1,73	2,36	1	bimodal	-	-	0.96
2	1,26	1,72	4	bimodal	1,44	10	0,95
3	1,50	1,67	1	unimodal	-	-	0,84
4	1,27	1,64	4	bimodal	1,54	11	0,87
5	2,16	2,93	1	unimodal	-	-	0,97
6	1,29	1,73	4	bimodal	1,48	11	0,89
7	1,89	2,35	1	unimodal	-	-	0,96
8	1,32	1,78	4	bimodal	1,35	12	0,85
9	1,90	2,49	1	unimodal	-	-	0,94
10	1,43	2,19	12	unimodal	-	-	0,92
11	1,94	2,40	1	unimodal	-	-	0,95
12 Área	1,53	2,31	12	unimodal	-	-	0,95
completa	1,18	1,41	3	bimodal	1,41	10	0,91

Tabla 4.4 Resultados del ajuste del modelo de ciclo semianual a los datos ce Cla-sat observados. Sombreado gris=punto costero, blanco=punto oceánico.

Tabla 4.5 Resultados del ajuste del modelo de ciclo anual a la TSM en los puntos elegidos
Sombreado gris=punto costero, blanco=punto oceánico.

Punto	Amplitud (°C)	Media Anual (°C)	Mínimo estimado por el modelo (°C)	Máximo estimado por el modelo (°C)	Mes de máxima TSM (t _o)	R ²
1	3,66	11,75	8,09	15,40	1,81	0,99
2	3,57	11,65	8,08	15,22	1,81	0,99
3c	3,40	11,55	8,15	14,95	2,03	0,99
4	3,69	11,80	8,10	15,49	1,82	0,99
5c	3,36	11,59	8,22	14,95	2,09	1,00
6	3,78	12,01	8,23	15,79	1,93	0,99
7c	3,41	11,63	8,22	15,04	2,21	0,96
8	3,91	12,17	8,26	16,09	2,05	0,99
9c	3,45	11,77	8,32	15,22	2,21	1,00
10	3,75	12,22	8,48	15,97	2,13	0,99
11c	3,48	11,93	8,45	15,40	2,21	1,00
12 Área	3,64	12,33	8,69	15,97	2,14	1,00
completa	3,65	11,92	8,5	15,90	1,88	0,99

FIGURAS - CAPÍTULO 4



Figura 4.1 Área de estudio.



Figura 4.2 Mapas de TSM a) Mínima, b) Máxima, c) Media, d) Desvío Estándar, e) mes de ocurrencia de TSM máxima, f) mes de ocurrencia de TSM mínima, para el periodo 2005-2014.



Figura 4.3 Mapas de Cla-sat: a) Mínima, b) Máxima, c) Media, d) Desvío Estándar, e) mes de ocurrencia de concentraciones máximas, f) mes de ocurrencia de concentraciones mínimas, g) estación de ocurrencia de concentraciones máximas.



66° 5' O

Figura 4.4 Mapas mensuales climatológicos de TSM para el periodo 2005-2014.



Figura 4.5 Mapas mensuales climatológicos de Cla-sat para el periodo 2005-2014.



Figura 4.6 Ubicación de los puntos.



Figura 4.7 Mapas de distribución de las fases y amplitudes obtenidas a partir del modelo de ciclo térmico anual de TSM.



Figura 4.8 Ajuste de los datos mensuales climatológicos de TSM al modelo anual en diferentes puntos (ver posición en Figura 4.6). a) Ciclo por punto. Línea negra punteada: datos observados; línea azul: datos ajustados; línea roja: momento de ocurrencia del máximo de TSM, b) Todos los puntos juntos, se observan las diferencias en los valores máximos y mínimos alcanzados en cada mes. La línea negra continua indica la media total para toda el área.



Figura 4.9 Ajuste de los datos mensuales climatológicos de Cla-sat al modelo semianual en diferentes puntos (ver posición en Figura 6). a) Ciclo por punto. Línea negra: datos medios observados y su DS; línea roja: datos ajustados, b) Todos los meses juntos, se observan las diferencias en los valores máximos y mínimos alcanzados en cada mes. La línea negra continua indica la media total para toda el área.

CAPÍTULO 5

"MONITOREO REMOTO DE UN ECOSISTEMA REMOTO: DINÁMICA PULSANTE DE LOS BOSQUES DE KELP GIGANTE (*MACROCYSTIS PYRIFERA*) DEL ESTE DE LA PATAGONIA"

5.1 INTRODUCCIÓN

Los bosques de kelp se encuentran entre los ecosistemas marinos más diversos y productivos, como ya lo indicó Darwin (1839). Los mismos juegan un papel importante como productores primarios en zonas costeras, donde modulan la circulación, sedimentación y exposición de la costa (Madsen *et al.*, 2001). La compleja arquitectura de las macroalgas provee un hábitat complejo para los invertebrados, peces y mamíferos marinos (Mann, 1973). Por lo tanto, monitorear los cambios en la distribución de los bosques de kelp, particularmente hacia las latitudes más bajas de su rango de distribución, se ha vuelto importante en el contexto del cambio global, ya que estos ecosistemas son vulnerables al calentamiento (Harley *et al.*, 2006; Olabarría *et al.*, 2012), los impactos antropogénicos (Foster y Schiel, 2010), la cosecha (Dayton *et al.*, 1998; Tegner y Dayton, 2000), la pesca de especies asociadas al kelp (Steneck *et al.*, 2002) y las invasiones biológicas (Mann, 1973).

El kelp gigante (*Macrocystis pyrifera*), cuyos frondes pueden alcanzar hasta 45 m de largo (Abbott y Hollenberg 1976), domina los bosques a lo largo de las costas oeste de Norteamérica y Sudamérica, y en regiones frías templadas del hemisferio sur, incluido el Atlántico sudoccidental, Sudáfrica, el sur de Australia, Nueva Zelanda y varias islas subantárticas (Steneck *et al.*, 2002). Por décadas se ha llevado a cabo un exhaustivo monitoreo a largo plazo de bosques de kelp gigante, al principio por medio de muestreos aerofotográficos (North *et al.*, 1993). Con el lanzamiento del primer satélite Landsat en los años 1970, se puso a disposición una nueva fuente de información, con menor resolución espacial que la fotografía aérea, pero mucho más rentable para el muestreo de áreas muy grandes (Jensen, 1980; Cavanaugh *et al.*, 2011). Le siguió el lanzamiento de otros satélites comerciales utilizados con éxito en el mapeo de bosques de kelp, como el SPOT (Moussa, 1987; Belsher *et al.*, 1992; Cavanaugh *et al.*, 2010;

Casal *et al.*, 2011a), Quickbird (Jablonski, 2010 y Kim *et al.*, 2010) y Chris Proba (Röder *et al.*, 2005 y Casal *et al.*, 2011b). A pesar de que estos últimos dos sensores pueden ser mejores en términos de resolución espacial y radiométrica, todavía no se encuentran disponibles al público, y las series de tiempo son cortas en comparación con las series de los sensores Landsat TM y ETM+. La amplia disponibilidad de imágenes satelitales ha abierto la oportunidad de investigar una variedad de preguntas orientadas a procesos, lo que hizo posible abordar un desafío previsto por Tegner *et al.* (1997): la integración de forzantes de gran escala y baja frecuencia (p. ej.: el fenómeno de el Niño, Ladah *et al.*, 1999, Tegner *et al.*, 1997) con el estudio de procesos locales, a pesar de contar con recursos limitados para la investigación.

En el Atlántico sudoccidental, el rango de distribución del kelp gigante se extiende a lo largo de más de 13 grados de latitud, desde Tierra del Fuego (ca. 55°S) hasta Puerto Lobos (42°S). Durante los años 1970 se realizaron muestreos extensos (Hall, 1980) basados principalmente en aerofotografía, debido a que el acceso a gran parte de la costa patagónica es muy limitado. Además, se estudió en detalle un bosque ubicado cerca del municipio de Camarones (Figura 5.1), a través de muestreos periódicos durante un periodo de cuatro años en los años 1970 (Hall y Boraso de Zaixso, 1979). El bosque mostró una dinámica pulsante, a lo largo del estudio se detectaron tres picos de abundancia. Se seleccionó esa población en particular por motivos de accesibilidad y porque era el bosque más significativo del extremo norte; los parches de kelp gigante hacia el norte son más chicos, menos densos y relativamente esporádicos. Desde ese momento no se volvió a realizar ningún muestreo tan extenso. Un solo estudio exploró el uso potencial de imágenes satelitales para mapear la distribución espaciotemporal de las algas subacuáticas por medio de diferentes sensores remotos y evaluar la utilidad de distintos tipos de datos dada la alta frecuencia de cobertuna nubosa y los días de invierno con poca luz, pero en un pequeño segmento de la costa de Tierra del Fuego (Torrusio, 2009).

En este estudio, se combinaron imágenes satelitales con sistemas de información geográfica (SIG) para investigar la distribución y dinámica de los bosques de kelp gigante a lo largo de las costas de la Patagonia argentina. Se seleccionó un sector de Camarones y sus adyacencias debido a la existencia de

139

información de base.

Se desarrolló un método simple y de bajo costo para mapear y reconstruir la dinámica de los bosques de kelp utilizando imágenes provenientes de los sensores Landsat TM y ETM+. La información obtenida durante el estudio realizado en Camarones durante los años 1970 fue recuperada y reanalizada. Se comparó la dinámica observada durante ese estudio con la que se pudo reconstruir mediante el uso de una serie temporal de imágenes satelitales.

El método elegido para la identificación de bosques de macroalgas es el cálculo de un índice de vegetación, el NDVI. Este índice suele utilizarse como herramienta para monitorear la salud y dinámica de la vegetación, lo que permite realizar comparaciones tanto temporales como espaciales.

El enfoque desarrollado aquí podría extenderse a toda la costa de la Patagonia argentina, y se espera que ayude a la planificación y diseño de estudios de investigación experimental *in situ.*

5.2 MATERIALES Y MÉTODOS

5.2.1 Área de estudio

El estudio se realizó en un sector de la costa patagónica, en el Atlántico Sudoccidental, caracterizado por su alta productividad, biodiversidad y la presencia de grandes agregaciones de aves y mamíferos marinos (Figura 5.1). Parte del área de estudio se encuentra dentro de los límites del Parque Interjurisdiccional Marino Costero Patagonia Austral (PIMCPA), creado en 2007 dada la gran importancia de la región para la conservación marina (Reyes *et al.*, 1999; Yorio, 2009). El análisis se centró en dos subáreas: Bahía Camarones, al norte del límite norte del parque, y Cabo Dos Bahías, dentro del parque (Figura 5.1).

La línea de costa muestra una gran variedad de ambientes, entre ellos islas, islotes, ensenadas y bajofondos (Gagliardini *et al.*, 2004). Cabo Dos Bahías está dominado por rocas graníticas (riolitas y porfiras) de la edad jurásica (complejo Marifil, SEGEMAR 2000), mientras que la costa de la Bahía Camarones consiste principalmente en plataformas de abrasión de sedimentitas cuaternarias. Los

fondos submareales de los dos sectores son un mosaico de grava, arena y roca (Fernández et al., 2003). Los bosques de kelp suelen crecer sobre la roca. La interacción entre las corrientes y la topografía del fondo y de la costa genera estructuras tipo remolino y áreas de turbulencia, principalmente alrededor de Cabo Dos Bahías (Gagliardini et al., 2004), lo que genera el upwelling de aguas frías ricas en nutrientes en el verano. Las mareas son semidiurnas, con una amplitud máxima de aproximadamente 4,5 m; el flujo principal de corriente es hacia el noreste con una velocidad media de 4 cm seg⁻¹ (Rivas, 1997). Los vientos predominantes sobre la plataforma patagónica central son del cuadrante oeste (soplan hacia mar adentro) durante todo el año (Palma et al., 2004), con velocidades medias de entre 13 y 31 km h⁻¹. Las dos subáreas tienen diferente grado de exposición a las olas y vientos: los bosques de kelp en Bahía Camarones están más expuestos a vientos del oeste que los de Cabo Dos Bahías, los cuales están protegidos por la topografía costera. Las aguas que rodean a cada bosque tienen diferentes dinámicas, en parte debido a la turbulencia generada por la interacción entre las corrientes de marea y la topografía, la cual es más intensa alrededor de Cabo Dos Bahías. El promedio mensual de TSM varía entre 8 °C en invierno y 17 °C en verano, y la salinidad es de alrededor de 33,6 ‰ durante todo el año. La precipitación media anual es de alrededor de 200 mm, lo cual, en ausencia de ríos, constituye la única fuente de agua dulce.

5.2.2 Información histórica

Se recuperaron y digitalizaron los datos provenientes de un estudio llevado a cabo en un bosque de kelp en Bahía Camarones entre mayo de 1975 y abril de 1979 (Hall y Boraso de Zaixso, 1979) que estaban archivados en el Centro Nacional Patagónico (CENPAT, Puerto Madryn). Los datos consistían en información sobre el tamaño de la planta, tomados con una periodicidad aproximadamente mensual durante 27 visitas, donde se siguió un protocolo de muestreo determinado. En cada visita se recolectaron, por medio de buzos, 100 plantas a lo largo de transectas que atravesaban el bosque. Se tomaron medidas sobre cada planta individual: peso escurrido, número de estipes basales contados en la base del esporofito (incluidos los esporofilos inmaduros), y longitud del fronde más largo (desde noviembre de 1976). Aunque la visibilidad

condicionaba el método, la densidad (plantas*m⁻²) se estimó por medio de cuadrats.

Entre septiembre de 1972 y febrero de 1973 (Barrales, 1975), primavera de 1974 (Hall 1980) y junio de 1980 (Pertini *et al.*, 1981) se realizaron muestreos aerofotográficos de extensiones de kelp gigante en la región. El primero incluía las dos subáreas de interés, el segundo el área de Bahía Camarones y el tercero el área de Cabo Dos Bahías. En los dos últimos, la extensión y densidad de los bosques se estimaron usando (respectivamente) película blanco y negro (ByN) y ByN infrarroja; lo métodos se describieron en detalle en Hall (1976), Krepper y Hall (1976) y Pertini *et al.* (1981). Los mosaicos ByN, recuperados de los archivos del Cenpat (excepto los de Bahía Camarones, que aparentemente se perdieron), brindan una imagen instantánea de la distribución de los bosques de kelp gigante durante los años 1970. El Sr. Gonzalo Soriano también realizó un muestreo aerofotográfico cualitativo (fotografías oblicuas no estandarizadas); las copias fueron puestas a disposición y se archivaron en la biblioteca del CENPAT. Dicha información no fue utilizada en este trabajo.

A fin de complementar la información histórica, se realizaron entrevistas desestructuradas a técnicos que participaron de los muestreos y monitoreos durante la década del 70. El Sr. Mariano Medina, buzo principal del equipo que realizó los muestreos durante ese periodo y muy familiarizado con el área de Bahía Camarones, fue particularmente informativo respecto a los detalles del protocolo, ubicaciones y cambios que ocurrieron en ese sector luego de 1980. También se identificó y entrevistó a las personas que cosechaban el kelp de las arribazones. La entrevista más informativa se realizó el 11 de febrero de 2014 con el Sr. Héctor Hernando, gerente de la planta Soriano S.A. de Bahía Camarones, la principal empresa procesadora de algas de la Patagonia, y miembro de una familia cosechadora de algas.

CAPÍTULO 5

5.2.3 Imágenes Landsat

Se seleccionaron todas las imágenes disponibles entre 1975 y 2011 con menos del 10 % de cobertura nubosa del sitio web de la NASA (<u>http://earthexplorer.usgs.gov</u>). Las imágenes fueron obtenidas por sensores multiespectrales instalados a bordo de los satélites Landsat 2-3, Landsat 4-5 y Landsat 7: MSS, TM y ETM+, respectivamente. Las escenas corresponden a los path-row WRS 440 y 441 (para el sensor MSS) y 227-91 y 228-91 (para los sensores TM y ETM+). Todas estas imágenes tienen bandas en los rangos visible e infrarrojo del espectro electromagnético. Los sensores TM y ETM+ también tienen bandas en el infrarrojo de onda corta (SWIR) y en el infrarrojo térmico (TIR). El tamaño de píxel de las imágenes en bandas ópticas para los sensores TM y ETM+ es de 30 m y para el MSS, de 60 m (remuestreados). Las imágenes Landsat 7 a partir del 31 de mayo de 2003 se descartaron a causa del mal funcionamiento del Scan Line Corrector del sensor ETM+. Se utilizó un total de 134 imágenes Landsat sin ruido. 120 corresponden a un periodo de 14 años (1997-2011), 9 son de los años 1980 (1986) y 5 de los años 1970 (1975-1979).

Todas las imágenes se descargaron con un nivel de corrección L1G, que provee correcciones radiométricas y geométricas sistemáticas, derivadas de datos recolectados por cada sensor.

5.2.4 Análisis de las imágenes

Se revisó la georeferenciación de las imágenes obtenidas del U.S. Geological Survey (USGS) por medio de puntos de control; no se encontraron errores significativos: todos eran de menores a 0,2 píxeles. Se utilizó el software SeaDAS, provisto por la NASA, para convertir de forma automática los valores de contajes originales a valores de radiancia a partir de los datos incluidos en el header de la imagen (archivo con metadatos). Luego, con el programa ERDAS Imagine 8.7 se obtuvieron los valores de reflectancia al tope de atmósfera para todas las imágenes aplicando la ecuación 5.1 a las bandas 1-5 y 7-8. Al ser un cociente de radiancias / irradiancias, la reflectancia no tiene unidades.

5.2.4.1 Conversión de los valores de radiancia a reflectancia a tope de atmósfera (ToA):

$$\rho_{ToA} = \frac{\pi \times L_{\lambda} \times d^2}{ESUN_{\lambda} \cos \theta_s} \quad [5.1]$$

donde ρ_{ToA} es la reflectancia a tope de atmósfera, L_A es radiancia total medida por el satélite a tope de atmósfera, *d* la distancia Tierra-Sol en unidades astronómicas, *ESUN*_A la irradiancia espectral exoatmosférica solar media y θ_s el ángulo senital solar, todos registrados al momento de adquisición de la imagen. d², ESUN_A y θ_s deben ser reemplazados por valores presentes en el header de la imagen.

d² se calcula como: $d = 1 - 0.0167 \cos(2\pi (\text{día juliano} - 3)/365)$ [5.2]

5.2.4.2 Cálculo de NDVI sobre las imágenes de reflectancia ToA

Se calculó el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) sobre las imágenes de reflectancia ToA. Gracias a la absorción por parte de los pigmentos vegetales, la energía roja reflejada por las células de fitoplancton disminuye, mientras que la IR cercana (NIR) aumenta. A su vez, el agua muestra una gran absorción de las longitudes de onda del NIR. Los índices de vegetación utilizan estas diferencias y sirven como indicadores de la actividad vegetal. El más utilizado es el NDVI, que divide la diferencia entre las bandas NIR y roja por su suma. Las propiedades del NDVI ayudan a mitigar gran parte de las variaciones que resultan del sistema de sensoramiento remoto (radiométricas, espectrales, de calibración, ruido, geometría y condiciones atmosféricas variables) (Brown, 2006). El cálculo se realizó por medio del módulo Raster Calculator de QGIS, que aplica la ecuación 5.3 a todos los píxeles de cada una de las imágenes:

$$NDVI = \frac{(IR-R)}{(IR+R)}$$
[5.3]

Donde *R* e *IR* son reflectancia roja e infrarroja, respectivamente, y corresponden a las bandas 3 y 4 de los sensores TM y ETM+, y a las bandas 5 y 6 del sensor MSS. En base a los valores de NDVI obtenidos por Peñuelas *et al.* (1993) para diferentes tipos de vegetación acuática, se utilizó un valor umbral de NDVI de -0.1 para identificar la canopea flotante de *Macrocystis pyrifera* sobre

la superficie del agua o justo por debajo de ella, y así obtener una máscara de kelp inicial para cada escena.

5.2.4.3 Identificación de bosques de kelp

Se identificaron seis unidades de bosque de kelp, tres en cada subárea, en base a la interpretación visual de imágenes Landsat y a conocimiento previo (Figura 5.2): Cabo Dos Bahías norte (C2BN), Cabo Dos Bahías central (C2BC) y Cabo Dos Bahías sur (C2BS) en la subárea de Cabo Dos Bahías; y Camarones norte (CN), Camarones Central (CC) y Camarones sur (CS) en la subárea de Bahía Camarones. La unidad de bosque CS corresponde a la muestreada por Hall y Boraso de Zaixso (1979) entre 1975 y 1979. Las tres unidades de bosque de la subárea de Bahía Camarones estuvieron incluidas en los muestreos aéreos hechos por Barrales (1975) y Hall (1980, zona E6). Respecto a la subárea de Cabo Dos Bahías, la unidad C2BN ya había sido identificada por Barrales (1975) y por Pertini *et al.* (1981, zona F9); ninguno de esos muestreos identificó las unidades C2BC ni C2BS.

Se definió un polígono adicional en un área cercana más profunda donde no había bosques de kelp (Figura 5.1). Este polígono de agua profunda se utilizó para calcular un índice del nivel de ruido de la imagen, que resulta de la reflexión especular (*sun glint*) de la luz solar, la interferencia generada por el viento, etc. El índice se calculó como la fracción de píxeles dentro del polígono que eran clasificados como "bosque de kelp" de forma errónea en base a su valor de NDVI. Las imágenes con más del 15 % de los píxeles del polígono de agua profunda clasificados erróneamente se descartaron. En base a esta regla, se descartaron 14 imágenes de un total de 148.

5.2.4.3.1 Delimitación de los bosques: método manual

A partir del análisis visual de las imágenes de NDVI de en el sector de C2B se delimitaron los bosque de kelp y posteriormente se calculó el área de cada uno siguiendo los siguientes pasos:

1) Se convirtió cada imagen de NDVI en una imagen binaria, aplicando un valor único a todos los píxeles con valores mayores a -0,1 (por ej.: 1) y otro valor a todos los demás (por ej.: 0). De esta forma, se obtuvo una 'máscara de

bosques' que facilitó la identificación de los mismos.

 Luego, se utilizó la herramienta generadora de polígonos de QGIS para delimitar cada bosque de forma tal que incluyera la extensión máxima observada de cada uno (Figura 5.3).

 Se generó una tabla de atributos que incluía datos de perímetro y área para cada polígono generado.

Si bien este método cuenta con un factor de error humano, evita que se considere como bosque aquellos píxeles erróneos que el método automático podría no detectar.

5.2.4.3.2 Delimitación de los bosques: método automático

Se procesaron las imágenes restantes para estimar el área de cada unidad de bosque de kelp, siguiendo una secuencia de pasos:

 Se recortó un área que contenía los seis recuadros de interés y el polígono de agua profunda, y se enmascararó la tierra, incluidas las islas (Figuras 5.1 y 5.2).

2) Se aplicó un filtro mayoritario sobre cada imagen binaria (-0.1 < NDVI o NDVI < -0.1) iterativamente, a fin de eliminar los píxeles aislados mal clasificados. El filtro reemplaza el valor binario de cada celda en un ráster por el valor más frecuente en su vecindario, el cual en este caso fue una ventana de 3x3 píxeles alrededor de cada celda. Luego de cada paso del filtro sobre la imagen entera, se calculó el nivel de ruido (porcentaje de celdas mal clasificadas en el polígono de agua profunda) y se aplicó el filtro una y otra vez hasta que dicho nivel se redujera a menos del 1 %. Las imágenes que necesitaron más de tres pasadas del filtro se descartaron.

3) Dentro de cada uno de los seis recuadros, al igual que para el método automático se generó la imagen binaria y luego los grupos de píxeles clasificados como kelp se convirtieron a polígonos. La superficie de los mismos se utilizó como estimación del área del bosque al momento de adquisición de la imagen (Figura 5.3).

Todos los pasos del método automático se implementaron utilizando la herramienta Model Builder de ArcMap 10.0.

En ambos métodos se utilizaron polígonos en lugar de rásters para ahorrar espacio de almacenamiento.

A fin de evaluar el desempeño del método automático, se compararon los resultados de ambos métodos (manual y automático) por medio de la superposición de las máscaras obtenidas y el análisis de la correlación entre las áreas de bosque estimadas por cada uno.

Las imágenes de los años 1970 solo se pudieron analizar de forma manual ya que el alto nivel de ruido que tenían no permitió la detección automática de bosques de kelp. Las imágenes sin nubes sobre las áreas de interés, pero con nubes sobre el polígono de agua profunda utilizado para evaluar el nivel de ruido también fueron analizadas de forma manual.

5.2.5 Ajuste del efecto de la marea

Las plantas de kelp crecen agarradas al fondo y, por tal motivo, su capacidad de llegar a la superficie dependerá tanto del largo de la planta como de la profundidad de la columna de agua. Dado que la costa sur de la Patagonia presenta una gran amplitud de marea, durante momentos de marea alta, muchas plantas quedarán por debajo de la superficie, mientras que en marea baja quedarán muchos más ejemplares expuestos.

A fin de evaluar el efecto de la marea sobre el área estimada de bosque, se analizó la regresión entre la variación en el área (δA) entre imágenes sucesivas relativa al área máxima estimada en esta unidad de bosque (A_{max}) y el cambio correspondiente en la altura de la marea (δH):

$$\delta A/A_{\text{max}} = b\delta H + \varepsilon$$
 [5.4]

donde *b* es la pendiente y ε es un término de error con distribución normal. Dado que los efectos de la marea dependen de la batimetría, los parámetros se estimaron de forma independiente para cada uno de los seis bosques. En el análisis solo se incluyeron los pares de imágenes adquiridas con no más de 30 días de separación, a fin de minimizar el efecto de los cambios reales en el área de los bosques de kelp. Las imágenes que no tenían bosques identificables (área = 0) se descartaron, ya que no se podía determinar los efectos de la marea. Todas las áreas *A* se ajustaron a la altura media de marea utilizando la pendiente estimada de acuerdo con:

$$A_{\text{altura media de marea}} = A - A_{\text{máx}} b [H - H_{\text{media}}]$$

$$[5.5]$$

Donde H_{media} es la altura media de la marea sacada de la tabla de mareas.

5.2.6 Identificación de los pulsos

A fin de cuantificar el número y duración de los pulsos, se utilizó un umbral igual al 10 % del área máxima observada en cada unidad de bosque de kelp. Para cada máximo local en la serie de tiempo, se definieron el comienzo y el final del pulso correspondiente como los momentos en que la línea que unía los puntos cruzaba el umbral elegido y le seguían dos o más observaciones de áreas por debajo de dicho umbral. La duración de los intervalos entre pulsos se calculó como el número de días entre el final de un pulso y el comienzo del siguiente.

5.3 RESULTADOS

5.3.1 Dinámica del bosque de kelp CS en Bahía Camarones en base a información histórica (1976-1979)

El muestreo del bosque CS en Camarones realizado entre mayo de 1975 y abril de 1979 mostró tres pulsos sucesivos en 1975/1976, 1977/1978 y 1978/1979, denominados respectivamente pulsos I, II y III (Figura 5.4). Los mismos, mejor capturados por el número medio de frondes por planta, se desarrollaron gradualmente y desaparecieron de forma abrupta. El pulso I colapsó luego de octubre de 1976, y los pulsos II y III luego de febrero de 1978 y 1979, respectivamente. Luego del colapso del pulso I, el peso medio de los ejemplares del pulso II (registrado por primera vez en noviembre de 1976) fue muy bajo, 0,58 kg por planta (el más bajo de todo el estudio). Se puede asumir que estos esporofitos fueron reclutados en 1976. Al comienzo del estudio (mayo de 1975), el peso medio de los ejemplares del pulso I fue 2,93 kg por planta, lo que podría significar que probablemente esos esporofitos fueron reclutados en 1974 (en promedio). Luego del colapso del pulso II, el peso medio de los

ejemplares del Pulso III (registrado por primera vez en mayo de 1978) fue de 2,32 kg por planta, lo que podría significar que probablemente esos esporofitos fueron reclutados en 1977. Por lo tanto, los años probables de reclutamiento de los pulsos I, II y III fueron, respectivamente, 1974, 1976 y 1977. Los pulsos II y III desaparecieron durante el verano. El pulso I desapareció en primavera (octubre de 1976), pero el peso promedio por planta cayó rápidamente durante el otoño de 1976.

En los pulsos II y III la densidad disminuyó monotónicamente desde el momento en que se muestreó por primera vez hasta que desaparecieron. El coeficiente instantáneo de disminución (los pulsos de las dos cohortes, diferencia entre pulsos no significativa) fue de 0,58*año⁻¹. En el pulso I no se monitoreó la densidad.

La longitud media del fronde más largo de cada esporofito fue máxima en otoño e invierno en el caso de los pulsos II y III pero no se registró de forma regular para el pulso I.

5.3.2 Estimación del área de bosque de kelp en base a imágenes satelitales

En la Figura 5.5 se muestra el resultado de la comparación realizada entre las áreas de bosque calculadas a través de los métodos automático y manual, el cual mostró una alta correlación (r²=0.99). Por este motivo, para los análisis posteriores se utilizaron los resultados del método automático. Esto fue así, excepto los casos en que el mismo no se podía aplicar debido al ruido en las imágenes (p. ej. las de los años 1970), o a la presencia de nubes sobre el polígono de agua profunda.

Cuando se grafican las áreas estimadas para las unidades de bosque de kelp versus la altura de marea al momento de adquisición de la imagen, aparece un patrón donde las áreas más grandes tienden a observarse con las mareas más bajas (Figura 5.7b). Esto es especialmente claro en el caso de la subárea Bahía Camarones, donde los bosques raramente se ven con mareas por encima de la marea media.

149

La regresión entre los cambios en el área estimada versus los cambios en la altura de la marea (Figura 5.6) confirmaron la existencia de un efecto negativo de la altura de la marea sobre el área de bosque de kelp observada en todos los casos, a pesar de que la significación estadística fue mucho más alta para los bosques de Camarones y C2BS que para C2BN y C2BC (Tabla 5.1).

Los efectos más fuertes de la marea se observaron en los bosques CS y CN (pendientes de -0,222 y -0,177 m⁻¹, respectivamente), los que también mostraron los valores de r² más altos (0,91 y 0,76), mientras que los bosques C2BS y C2BC tuvieron las pendientes estimadas (-0,072 y -0,075 m⁻¹) y valores de r² asociados (<0.36) más bajos. En C2BN y CC se observaron valores intermedios para las pendientes (-0,107 y -0,098 m⁻¹) y r² (0,36, 0,49).

El área máxima estimada en los bosques de Cabo Dos Bahías fue 33,2 ha para C2BS (marea=1,81 m), 33,5 ha para C2BC (marea=1.44 m) y 17,2 ha para C2BN (marea=4,02 m), observadas a 1,19 m y 1,56 m por debajo de la altura de marea media, y 1,02 m por encima, respectivamente. En Bahía Camarones el área máxima de bosque de kelp se observó en noviembre de 2001 en los tres bosques: aproximadamente 10 ha para CS (marea=1,9 m), 19 ha para CC (marea=1,9 m) y 32 ha para CN (marea=1,9 m), observadas a 0,9 m por debajo de la altura de marea media.

5.3.3 Series de tiempo del área de bosque de kelp (1997-2011)

Las series de tiempo del área de bosque de kelp estimadas para las seis unidades de bosque (ajustadas a la altura de marea media por medio de la corrección por marea) mostraron una secuencia de pulsos indicativa de episodios de sucesivas expansiones y contracciones del área (Figuras 5.7a y 5.7c). Los pulsos estuvieron separados por periodos durante los cuales no se podía identificar canopea de kelp en las imágenes. La presencia de estos periodos no se explica por la ausencia de imágenes disponibles tomadas entre marea media y baja, ya que para la mayoría de ellos sí hubo imágenes buenas disponibles, de forma que cualquier bosque grande, si lo había, se lo detectó.

Los bosques de las subáreas de Bahía Camarones y Cabo Dos Bahías presentaron dinámicas diferentes (Figura 5.7). En los tres bosques de Bahía Camarones se vio un pulso en el 2001, y luego solo se detectaron parches de

bosque pequeños esporádicos, a pesar de la disponibilidad de imágenes adquiridas en marea media a baja (Figuras 5.7a y 5.7c). En Cabo Dos Bahías se detectó un pulso pequeño en 1999. Luego, en los tres bosques ocurrieron pulsos sincrónicos cada dos años: 2000, 2002, 2004, 2006, 2008 y 2010. Los pulsos terminaban de forma abrupta y simultánea durante el verano, a excepción del de 2002, que terminó antes, alrededor de julio. El área máxima estimada fue diferente entre los pulsos (Figura 5.7a).

La duración media de los pulsos y los intervalos entre ellos fueron diferentes para las distintas subáreas. En Cabo Dos Bahías los pulsos duraron más que en Bahía Camarones (319 a 552 y 124 a 328 días respectivamente) y los intervalos entre pulsos fueron más cortos. En Cabo Dos Bahías hubo más días con bosques visibles que sin (Tabla 5.2). Aquí, la duración de los pulsos varió entre los tres bosques, con valores que fueron desde alrededor de seis meses hasta más de dos años.

Mientras tanto, en Bahía Camarones se observó solo un pulso grande entre 1997 y 2001, y solo en uno de los tres bosques. Este pulso tuvo una duración media de aproximadamente 700 días (Figura 5.7c). El periodo siguiente, sin canopea detectable, fue variable entre los tres bosques porque los pulsos reaparecieron en momentos diferentes. Estos fueron más cortos que el de 2001 y con áreas máximas más pequeñas.

5.3.4 Correspondencia entre información histórica e imágenes satelitales

Para el periodo cubierto por el muestreo directo del bosque de CS durante los años 1970 hay solo cinco imágenes satelitales disponibles correspondientes a las fechas: 15/01/76, 16/01/76, 27/03/1976, 22/12/1978, 21/03/1979 (Figura 5.4b).

Este bosque se observó en tres de ellas, una de enero de 1976 y dos de marzo de 1976. Dos de estas imágenes mostraron áreas relativamente grandes, ambas correspondientes al primero de los tres pulsos muestreados en el periodo 1975-1979. Ninguna de las otras dos imágenes de satélite (de diciembre 1978 y marzo 1979) mostró ningún parche detectable de kelp. Estas imágenes corresponden, respectivamente, a la disminución y colapso del tercer pulso identificado durante ese periodo (Figura 5.4). En diciembre de 1978, las observaciones de campo

indicaron que, aunque en disminución, el bosque aún estaba presente. La marea al momento de adquisición de la imagen, sin embargo, fue demasiado alta (1,86 m por encima de la altura de marea media) como para llegar a identificar el bosque.

Las áreas de bosque estimadas a través de los muestreos aerofotográficos durante los años 1970 son proporcionales a las estimadas aquí con imágenes satelitales:

- El área del bosque C2BN estimada a partir de las fotos tomadas el 11 y 12 de julio de 1980 fue 13,7 ha (Pertini *et al.*, 1981), lo que cae dentro del rango de 10 a 33 ha estimado aquí para el periodo 1997-2011.
- El área total de los tres bosques de Bahía Camarones estimada en noviembre de 2001, en el pico del único pulso registrado durante el periodo 1997-2011, fue 61 ha, muy cerca de las 66,3 ha estimadas por Hall (1980) para la primavera de 1974.
- Las unidades de bosque C2BS y C2BC no las detectaron ni Barrales (1975) en marzo de 1974 ni Pertini *et al.* (1981) en junio de 1980.

Para el periodo de 17 años entre 1980 y 1996, hay imágenes de satélite disponibles solo para el año 1986. A pesar de esta escasez, en octubrenoviembre de 1986 se detectó un pulso en ambas subáreas, en todos los bosques excepto CN. Los dos entrevistados más informativos coinciden de forma independiente en dos aspectos significativos respecto al bosque de *kelp* de Camarones. Primero, indican que este bosque comenzó a declinar alrededor de 1990. De acuerdo con el Sr. Medina, el comienzo de esa tendencia coincidió con una gran tormenta, acompañada por fuertes vientos del sudeste y olas de aproximadamente 4 m de altura. Según recuerda, el bosque completo terminó sobre la playa y nunca recuperó el nivel previo a 1990. Segundo, su recuerdo es que antes de 1990 el bosque era persistente. Ocurrían arribazones, mayormente entre fines de abril y agosto/septiembre, pero afectaban solo a parte del bosque. Al año siguiente el bosque se recuperaba por completo.

Los entrevistados no tienen un recuerdo claro del pulso detectado en imágenes satelitales en 2001 en Bahía Camarones. De acuerdo con el Sr. Medina, *Macrocystis* ha sido reemplazada por el alga invasiva exótica

Undaria pinnatifida más o menos durante la última década (Martín y Cuevas, 2006; Raffo *et al.*, 2009).

<u>5.4 DISCUSIÓN</u>

5.4.1 Asuntos metodológicos

Dada la relevancia ecológica de *Macrocystis*, el monitoreo de la evolución temporal de sus bosques ha atraído el interés de muchos autores. Algunos han utilizado datos *in situ* (Hall, 1976; Tegner *et al.*, 1996; Vazquez *et al.*, 2006; Rassweiler, 2008), lo que requiere un esfuerzo de muestreo enorme para cubrir un área significativa que permita describir la dinámica de los bosques de kelp. Otros, han alcanzado gran cobertura espacial por medio de fotografías aéreas (North *et al.*, 1993; Parnell *et al.*, 2010), pero es un método caro y, por lo tanto, la continuidad en la recolección de datos a lo largo de muchos años solo puede ser solventada por agencias gubernamentales con presupuestos anuales altos. Tal fue el caso del California Department of Fish and Game, que realizó muestreos aerofotográficos desde 1955, y de otras iniciativas de monitoreos científicos a largo plazo tal como los muestreos aéreos de Wheeler J. North (California Institute of Technology), que comenzaron en 1967 y continúan en el presente (North *et al.*, 1993; Parnell *et al.*, 2010).

Con la aparición de los satélites civiles en los años setenta, y su progresivo desarrollo y popularización, las imágenes satelitales se convirtieron en una alternativa eficiente a las fotografías aéreas para estudios ambientales. Hoy en día, los satélites disponibles, tales como Kompsat-2 (Korea Aerospace Research Institute), Quickbird (DigitalGlobe) o Ikonos (Space Imaging), adquieren imágenes de alta resolución espacial (entre 1 y 5 m) en bandas espectrales adecuadas para el mapeo de vegetación (principalmente rojo e infrarrojo). Sin embargo, como la alta resolución espacial está asociada con un tamaño pequeño de imagen, y estos satélites son propiedad de empresas comerciales, los costos de adquisición de las mismas para áreas grandes todavía son inaccesibles. La mayoría de estos satélites se lanzaron alrededor del año 2000 y en los años subsiguientes, por lo tanto, no son adecuados para estudios retrospectivos de largo plazo.

La familia de satélites SPOT, disponibles desde 1986, podía representar una alternativa más accesible. Con una resolución espacial un poco más baja (entre 5 y 20 m) y bandas similares, las imágenes SPOT han demostrado ser valiosas para el estudio de bosques de kelp (Moussa 1987; Augenstein *et al.*, 1991; Israel *et al.*, 1996; Cavanaugh *et al.*, 2010; Casal *et al.*, 2011a), particularmente para la estimación de biomasa (Belsher *et al.*, 1992) o de área cubierta por la canopea flotante de *M. pyrifera* (Augenstein *et al.*, 1991), que es el objetivo de este trabajo.

Finalmente, las imágenes Landsat, a pesar de tener resoluciones espaciales intermedias, son más rentables para el mapeo de hábitat que algunos sensores de mayor resolución (Mumby et al., 2002). Lo más importante, la continuidad de la misión Landsat (operativa desde 1970 con sensores muy similares y una periodicidad de alrededor de 20 días), junto con la accesibilidad de sus imágenes (actualmente disponibles de forma gratuita en https://earthexplorer.usgs.gov/), las convierte en la mejor opción para estudios ambientales retrospectivos (Röder et al., 2005; Lyons et al., 2012), no solo para vegetación terrestre (Hostert et al., 2003; Fraser et al., 2011) sino también para el monitoreo de bosques de kelp (Cavanaugh et al., 2011; Reed et al., 2011). La limitación de las imágenes Landsat es su resolución espacial (15 m para la banda pancromática de Landsat 7 y Landsat 8, 30 m para las multiespectrales de L5, 7 y 8, y 60 m para bandas multiespectrales de satélites anteriores), y esto hace que los bosques detectables sean aquellos cuyas áreas están por encima de los 900-3600 m² (según el sensor Landsat multiespectral de que se trate). Sin embargo, esta limitación no existe solo para las imágenes Landsat, se ha visto que las SPOT 2 (con 20 m de resolución espacial) tampoco han sido lo suficientemente precisas para detectar bosque pequeños de Macrocystis en la costa de California (Deysher, 1993).

El efecto del tamaño de pixel en la estimación del área a partir de imágenes Landsat ha sido estudiado por varios autores. En algunos casos (Stekoll, 2006) se sobreestimó el área, mientras que otros autores (Jensen, 1980; Hochberg y Atkinson, 2003; Pauly *et al.*, 2010) encontraron que las áreas habían sido subestimadas (respecto a la identificación manual a partir de fotografías aéreas). Estos ejemplos sugieren que el tamaño de píxel no es tan importante como el algoritmo o criterio utilizado para la segmentación.

Se han utilizado muchas aproximaciones para mapear las macroalgas (no solo kelp gigante, sino también otras especies que no alcanzan la superficie del mar): desde las más simples, como la interpretación visual (Jensen, 1980; Torrusio, 2009) o bandas y relación de bandas (Augenstein et al., 1991; Stekoll et al., 2006), hasta más complejas como clasificación fuzzy (De Oliveira et al., 2006) o análisis textural de Haralick (Jablonski, 2010): clasificación supervisada (Mumby et al., 2002; Pauly et al., 2010) y no supervisada (Deysher, 1993; Casal et al., 2011) también han sido utilizadas. Una de las metodologías más usadas (tanto por su eficacia como por su simplicidad) es la aplicación de un índice de vegetación, como el NDVI. En base a la absorción de la vegetación en la banda roja y a la reflectancia en la banda del infrarrojo cercano, este índice ha sido muy utilizado en estudios de vegetación terrestre (Townsend, 1986; Tucker et al., 1991; Assali y Menenti, 2000; Lunetta et al., 2006; Kinyanjui, 2010, entre otros). Como M. pyrifera tiene una firma espectral similar a la vegetación terrestre naranja/marrón, este también es un método relativamente directo para mapear sus bosques (Torrusio, 2009; Kim et al., 2010) con solo modificar el valor umbral. En la última década, algunos autores han evaluado la capacidad de esta metodología (Augenstein et al., 1991), otros la han utilizado como referencia para evaluar otras metodologías (Kim et al., 2010; Jablonski, 2010) y otros hasta la han utilizado como la mejor herramienta para el mapeo de kelp (Cavanaugh et al., 2010).

Las imágenes satelitales, junto con los sistemas de información geográfica (SIG) ofrecen un método eficiente para recolectar y analizar información sobre el tamaño y ubicación de bosques de kelp (Deysher, 1993; Cavanaugh *et al.*, 2010). En nuestro caso, el uso de programas de SIG permitió la automatización de todos los procesos, lo que ayudó a ahorrar tiempo y a reducir los errores del operador. Los filtros del proceso se diseñaron para descartar de forma automática las imágenes con problemas como las nubes o los valores erróneos de radiancia. Sin embargo, se observaron algunos errores luego de una verificación detallada de los resultados del SIG, ya que se habían descartado algunas imágenes buenas debido a la presencia de nubes en el polígono de evaluación (3 de las 131 imágenes seleccionadas). Este error puede ser resuelto fácilmente, simplemente evaluando la imagen en más de un solo lugar.

Otros errores de las imágenes, tales como problemas del sensor o reflexión especular, que pueden confundirse con kelp, ya han sido identificados en trabajos anteriores (Kim *et al.*, 2010; Jablonski, 2010; Pauly *et al.*, 2010), pero aún no han sido resueltos. Estos problemas requieren que se incluyan procedimientos específicos en el flujo de trabajo del SIG. Aparte de estas dificultades, la buena correlación alcanzada entre los resultados obtenidos con los métodos automático y manual en nuestro trabajo (r^2 =0.99) demuestra la eficiencia y robustez del proceso automático.

Un problema aún sin resolver en el estudio del kelp con sensores remotos es el efecto de las mareas y las corrientes en la estimación del área de los bosques (Devsher, 1993; Stekoll et al., 2006). Dado que diferentes alturas de marea resultan en diferentes cantidades de kelp flotante visible sobre la superficie del mar, y que el kelp flotante tiene una reflectancia en la banda del NIR (utilizada para el cálculo del NDVI) mayor que el kelp sumergido, la altura de la marea es, claramente, una variable significativa a ser considerada al momento de estimar el área de los bosques de kelp (Stekoll et al., 2006). Para evitar este problema, la mayoría de los autores eligen solamente imágenes con alturas de marea similares (Graham, 1997), estrategia utilizada por las agencias gubernamentales que monitorean los bosques de kelp (Van Wagenen, 1989, 1999, 2001; Berry et al., 2001, 2005). Hasta ahora, y a pesar del uso generalizado del sensoramiento remoto para estudios de kelp, Britton-Simmons et al. (2008) es el único trabajo publicado que cuantificó el efecto de la altura de la marea y las corrientes de marea sobre la estimación del área de los bosque de kelp. Ellos utilizaron fotografías oblicuas de seis bosques de kelp tomadas desde la costa, y encontraron un efecto significativo de ambas variables (más fuerte para la altura de la marea). Otros autores han aplicado simples factores de corrección generados ad hoc para los efectos de la marea, que no estaban basados en análisis previos (Donnellan, 2004). En la literatura se pueden encontrar otras referencias a estos efectos (Van Wagenen, 1996, 2004), aunque dichos informes no están disponibles.

En nuestro trabajo, asumimos una relación lineal entre la altura de la marea y el área de kelp estimada, al igual que lo modelaron Britton-Simmons *et al.* (2008). Sin embargo, a diferencia de ellos, nosotros no contamos con una serie de

imágenes adquiridas a intervalos regulares y no se conocían otras variables ambientales, más allá de la marea. Entonces, las diferencias observadas entre mediciones contiguas de área de kelp también podrían estar afectadas por otros factores: cambios reales en el bosque, corrientes, viento, etc. De todos estos, la altura de la marea nos pareció que era el factor más importante, dada la gran amplitud de marea típica de esta área (alrededor de 4 m). La dependencia de las áreas observadas (diferencias entre imágenes consecutivas separadas por menos de 30 días) en la altura de la marea varió entre bosques, probablemente debido a diferencias en la batimetría y al tamaño medio de los mismos: el área de los bosques pequeños se verá más fuertemente afectada por variaciones en la altura de la marea que el área de los más grandes. Como no tuvimos información sobre otros factores ambientales para toda la serie de tiempo, no fue posible corregir sus efectos. Sin embargo, como el objetivo de nuestro trabajo es ver la dinámica de los bosques (cambios relativos entre fechas) y el número de imágenes disponibles es lo suficientemente grande, esperamos que estos efectos se compensen.

5.4.2 Dinámica de los bosques de kelp

Los bosques de kelp bajo estudio mostraron dinámicas características en cada una de las dos subzonas. Los bosques en la subárea de C2B mostraron buena sincronía entre ellos, tuvieron cierta estacionalidad luego del 2000 con magnitud comparable que aparecían pulsos de cada dos años aproximadamente. Por el contrario, los bosques en Bahía Camarones mostraron una dinámica más episódica, con un pico más grande en el 2001 y otros más pequeños, no periódicos o asincrónicos, durante el resto del periodo de estudio. En esta subárea, Hall y Boraso de Zaixso (1979) ya habían mostrado una dinámica pulsante para los bosques, con pulsos que duraban entre un año y 18 meses.

Hall y Boraso de Zaixso (1979) atribuyeron los pulsos a un proceso natural de crecimiento y senescencia de las plantas, regulado tanto por condiciones ambientales regulares tales como temperatura, luz y nutrientes, como por eventos más episódicos como tormentas, que causaban el enredo de la canopea con la consecuente pérdida de gran parte del bosque (Barrales y Lobban, 1975).

157

Según su teoría, las plantas viejas serían más vulnerables a condiciones climáticas adversas, lo que podría causar el desprendimiento del bosque, con la consecuente reducción de su biomasa. Esta dinámica descripta por Hall y Boraso de Zaixso (1979) tiene algunas similitudes con la de los bosques es sitios expuestos de California central (Graham *et al.*, 1997), donde son frecuentes las tormentas de gran intensidad. En el sur de California, las tormentas son menos frecuentes y las pérdidas de los bosques están más relacionadas con la ocurrencia de fenómenos de El Niño, donde tormentas de gran intensidad causan el desprendimiento de bosques enteros o de al menos partes de ellos (Tegner *et al.*, 1995). Estos fenómenos resultan en eventos de reclutamiento fuertes y episódicos cada 2 a 5 años, lo que corresponde a la frecuencia de ocurrencia de las tormentas.

Pero las tormentas y las condiciones ambientales no son los únicos factores que tienen un rol clave en la dinámica pulsante. Se ha visto que las condiciones de exposición también son relevantes (Graham *et al.*, 1997 en California central o Buschmann *et al.*, 2004 en Chile). En este sentido, las diferencias en exposición entre Cabo Dos Bahías y Bahía Camarones, y las consecuencias que esto tiene sobre la presencia de los factores de recuperación, podrían ser algunas de las razones detrás de las diferencias en entre la dinámica de los bosques de kelp de las dos subáreas.

En C2B, la dinámica de los bosques mostró una estacionalidad clara, con picos de área durante los meses de verano. Si consideramos C2B como un sitio no expuesto, la dinámica allí podría compararse con la del sur de Chile (Buschmann *et al.*, 2004), donde los bosques en sitios protegidos muestran ciclos anuales y son reproductivos solo durante el verano. Estos resultados muestras una dinámica diferente de aquella que observó Graham *et al.*, (1997) en California central, donde, en sitios menos expuestos, el reclutamiento sería continuo, lo que resulta en una canopea más estable a lo largo del año. Esta diferencia sugiere que podría existir un efecto de la latitud.

Bahía Camarones, por otro lado, está más expuesta a los vientos del oeste y así a las olas inducidas por el viento, lo que podría ser la razón de los ciclos más episódicos y menos regulares que observamos en este sitio entre 1997 y 2011. De acuerdo con Graham *et al.*, 1997, el reclutamiento episódico de plantas

158

jóvenes podría ser causado por la falta de un solapamiento temporal entre los factores causantes de la recuperación de los bosques: la disponibilidad de plantas juveniles y condiciones de crecimiento favorables. La dinámica vista en Bahía Camarones no está de acuerdo con las observaciones de Buschmann *et al.*, (2004) en Chile, donde los sitios expuestos muestran una dinámica poblacional estable y las poblaciones son reproductivas durante todo el año, ni con la descripta por Hall y Boraso de Zaixso (1979) para el mismo bosque durante los años 1970 (como se vio en las imágenes satelitales de esas fechas). Graham *et al.*, (1997) también observaron pulsos en el sitio más expuesto que estudiaron, al contrario de que lo que nosotros vimos en Bahía Camarones.

Mientras los bosques en C2B alcanzaron valores de área tan altos como en los años 70, se hizo evidente una reducción en la biomasa de los bosques de Bahía Camarones desde los primeros estudios realizados en esos años, incluso cuando se vio un gran pulso en esta subárea en el 2001. Parece que ha ocurrido un cambio en la dinámica de los bosques de Bahía Camarones entre los 1970 y el presente; en un comienzo tenían un comportamiento correspondiente a áreas protegidas, similar al de C2B. Alternativamente, podría ocurrir que las fluctuaciones temporales sean las mismas, pero que luego del 2001 los bosques en esta área ya no pudieran alcanzar un tamaño lo suficientemente grande como para ser detectados en las imágenes Landsat. Este descubrimiento es respaldado por el conocimiento popular de gente que participó en trabajos de campo durante los estudios iniciales, y dicen haber presenciado una disminución en las dimensiones del bosque durante el periodo especificado. Los residentes locales culpan de esto a la invasión del alga exótica Undaria pinnatifida, reportada por primera vez en el área de Bahía Camarones alrededor del 2000 (Orensanz et al., 2002). Se necesita continuar las investigaciones para determinar las razones de esta disminución.

<u>5.5 CONCLUSIÓN</u>

Este trabajo es un acercamiento metodológico original para el monitoreo prospectivo y retrospectivo de los hábitats de kelp gigante en la Patagonia. La simplicidad del método, reforzada por el uso de imágenes de satélite disponibles en línea, junto con la utilización de programas gratuitos de SIG, lo hace disponible para un amplio rango de usuarios.

La dinámica de los bosques de kelp estudiada en dos subáreas de la Patagonia Argentina muestran pulsos de presencia de especímenes grandes de *M. pyrifera* seguida por su desaparición (al menos de la vista aérea), algo similar a lo observado en California o Chile. Estos pulsos mostraron ser periódicos (cada 2 años) y sincrónicos entre bosques en las áreas más protegidas (C2B), y esporádicos y asincrónicos en las áreas más expuestas (Bahía Camarones).

La dinámica de los bosques mostraron diferencias a lo largo de la serie de tiempo bajo estudio, especialmente en el área expuesta donde existe la explotación de las algas, y el alga exótica *Undaria pinnatifida* ha estado presente por más de diez años.

<u> TABLAS – CAPÍTULO 5</u>

Bosque	В	N	r ²	valor p
C2BC	-0.072	25	0.21	0.02044
C2BS	-0.075	36	0.36	0.00009
C2BN	-0.098	25	0.25	0.0105
CS	-0.222	10	0.91	0.00003
CC	-0.107	24	0.49	0.00015
CN	-0.177	14	0.76	0.00005

Tabla 5.1 Coeficientes del ajuste por marea.

Tabla 5.2 Número de pulsos, longitud media y tiempo medio entre pulsos para cada bosque.

Bosque	Número de pulsos	Duración media (d)	DE de la duración	Tiempo medio entre pulsos (d)	Rango (d)
C2BC	7	456	174	376	160-605
C2BN	9	319	213	305	96-552
C2BS	7	552	178	223	120-393
CC	8	328	297	355	32-975
CN	7	124	105	447	56-1423
CS	6	199	175	784	129-2648

<u>FIGURAS – CAPÍTULO 5</u>



Figura 5.1 Izquierda: distribución de *Macrocystis pyrifera* a lo largo de las costas de Sudamérica. Derecha: Área de estudio. Imagen Landsat TM path=227-row=991, 22/12/2010, cortesía del U.S. Geological Survey. Los rectángulos blancos indican las dos subáreas, Bahía Camarones y Cabo Dos Bahías. El recuadro punteado rojo corresponde al polígono de agua profunda, área utilizada para la evaluación del ruido de la imagen (ver texto).



Figura 5.2 Recuadros definidos para evaluar la extensión de las unidades de bosque. a) Landsat-TM, 6/08/2001, subárea Bahía Camarones, b) Landsat-TM, 6/09/2006, subárea Cabo Dos Bahías (cortesía del U.S. Geological Survey). Se ve la máscara aplicada a la tierra (negro).





65.5° O

Figura 5.3 a) Detalle de imagen de NDVI derivada a partir de una imagen Landsat-TM, enmascarada. Los recuadros blancos encierran los bosques identificados, b) Los recuadros de guiones encierran los polígonos generados para delimitar los bosques y calcular su área.


Figura 5.4 Pulsos de extensiones de kelp observados por medio de muestreos *in situ* durante los años 1970. a) Líneas rojas: número de estipes basales, círculos negros: longitud de los frondes (m), b) líneas negras: peso de las plantas (kg), cuadrados azules: área de las extensiones obtenidas por medio de imágenes satelitales (ha).



Figura 5.5 Correlación entre las áreas estimadas de forma manual y automática (Ha). Se utiliza el bosque de C2BC de forma ilustrativa.







Figura 5.7 Tendencias temporales en la extensión de los bosques de *Macrocystis*. a) Cabo Dos Bahías; b) altura de la marea relativa a la altura de marea media (m); c) Bahía Camarones.

CAPÍTULO 6

Consideraciones finales

La presente tesis ha demostrado algunas de las aplicaciones que ofrecen las imágenes satelitales en el estudio espacial y temporal de las características ambientales y biológicas en áreas marinas de gran extensión como lo es la zona costera de la Patagonia Argentina. Se utilizaron imágenes satelitales provenientes de los sensores SeaWiFS, AVHRR, MODIS, TM y ETM+, los cuales permitieron alcanzar los diferentes objetivos planteados en función de su resolución espacial y temporal.

El área de estudio seleccionada es una zona prioritaria tanto desde el punto de vista de la conservación biológica como desde el del uso sustentable de los recursos naturales. El golfo San Jorge incluye una de las principales pesquerías del país, la del langostino patagónico *Pleoticus muelleri,* y es foco del desarrollo de una gran actividad petrolera. Asimismo, la zona al norte del golfo San Jorge enmarca las áreas protegidas Reserva de Biósfera Patagonia Azul y el Parque Interjurisdiccional Marino Costero Patagonia Austral, las cuales, además de albergar gran cantidad de aves, peces y mamíferos marinos, poseen grandes extensiones de bosques de la macroalga *Macrocystis pyrifera*.

Se plantearon tres objetivos a diferentes escalas espaciales y temporales sobre el área de estudio, cuyas respuestas se lograron a través de la combinación de la información obtenida por sensores remotos y otras fuentes de información con diversas herramientas de análisis, entre ellas programas específicos para la manipulación de imágenes satelitales y para el manejo de datos mediante sistemas de información geográfica (SIG). Las imágenes satelitales, junto con los programas de SIG ofrecen un método eficiente para recolectar y analizar información espacial de forma sinóptica.

Los mapas de Cla-sat, TSM y NDVI han mostrado ser herramientas de gran utilidad para su aplicación en estudios tanto oceanográficos como biológicos. En el presente trabajo se utilizaron series temporales de los sensores AVHRR, SeaWiFS y MODIS para caracterizar temporalmente la distribución de la TSM y la Cla-sat. El análisis permitió determinar el comportamiento diferencial de la zona interna del golfo San Jorge y de los frentes térmicos en él identificados. La descripción realizada es consistente con los patrones encontrados en trabajos previos, pero resultó más completa y detallada ya que se utilizaron datos con una mayor cobertura y mejor resolución espacial y temporal. El uso de series de tiempo relativamente largas de imágenes de variables como TSM y clorofila satelital permitió estudiar la dinámica espacio-temporal de estos parámetros para poder así relacionarlos con fenómenos tales como frentes oceanográficos, florecimientos algales y distribución de recursos pesqueros, entre otros.

Al contar con la información de campo correspondiente a la pesquería del langostino patagónico, se logró analizar la dinámica espacial de la misma en el contexto de las características oceanográficas del área de estudio mediante datos ambientales sinópticos obtenidos de forma remota, los cuales serían imposibles de obtener a través de muestreos directos. La integración de los resultados obtenidos a partir de la información satelital con datos sobre el comportamiento de la flota langostinera, la oceanografía de la zona y la biología de los langostinos, permitió proponer un modelo conceptual en el que los frentes identificados albergan las principales áreas de desove/cría que sostienen el stock de langostino patagónico del golfo San Jorge. Dichos frentes aportarían a la configuración triádica propuesta para la región, la cual favorece la gran productividad pesquera del golfo.

En otro sentido, la posibilidad de contar con imágenes Landsat con capacidad para identificar vegetación mediante el índice NDVI, ampliamente utilizado con este fin, permitió la identificación y cálculo del área de bosques de *Macrocystis pyrifera*, una especie que, al igual que otras macroalgas, alberga gran cantidad de organismos, lo que le confiere una gran importancia ecológica. La existencia de estudios históricos sobre la presencia y dinámica de estos bosques en la costa central de Chubut fue de lo más enriquecedora al momento de estudiar la situación actual de los mismos en dicha región. El análisis realizado con las imágenes Landsat demostró la ventaja de combinar herramientas de SIG con datos satelitales. Se desarrolló un método de identificación de bosques de macroalgas y cálculo estimado de su área, con potencialidad para ser aplicado a otras regiones geográficas donde se cuente con herramientas equivalentes.

determinada, podría ser utilizado para el monitoreo de los bosques allí presentes con fines tanto de conservación como de manejo del recurso.

Si bien los datos satelitales cuentan con la gran ventaja de cubrir áreas extensas y muchas veces por periodos de tiempo prolongados, es fundamental tener en cuenta las limitaciones de esta información al momento de utilizarla en trabajos de investigación. Algunas de las limitaciones que presenta el uso de imágenes satelitales son: 1) La presencia de nubes limita la disponibilidad de información satelital tanto óptica como térmica; 2) las propiedades ópticas del agua costera pueden verse modificadas por la presencia de sedimento y materia orgánica disuelta coloreada en la columna de agua, lo que puede limitar la estimación de la concentración de clorofila-a; 3) en particular, los valores de concentración de clorofila-a calculados en esta zona a partir de los algoritmos empíricos mencionados pueden no ser del todo precisos, ya que dichos algoritmos fueron desarrollados a partir de una gran base global de datos bioópticos, en la que el hemisferio sur se encuentra muy poco representado.

En relación con las limitaciones mencionadas, y en particular en el caso de la concentración de clorofila-a, sería necesario realizar estudios *in-situ* específicos que incluyan la obtención de datos bioópticos (absorción por material particulado, fitoplancton y materia orgánica disuelta), y la estimación de la cantidad de sólidos suspendidos totales, turbidez y composición para determinar si estas variables afectan la estimación de Cla-sat, para de este modo evaluar los algoritmos satelitales.

Por último, es de importancia mencionar que para el desarrollo de esta tesis fue fundamental contar con acceso abierto a las imágenes satelitales utilizadas y a programas de procesamiento y manipulación de las mismas. Las imágenes tienen un precio muy alto y en general no se cuenta con financiamiento suficiente para adquirirlas, sobre todo si se tiene en cuenta que para estudios de largo plazo es necesario obtenerlas de forma regular. La disponibilidad de grandes series de tiempo de datos ambientales que permitan el monitoreo y la investigación continua de ecosistemas marinos como los analizados aquí es fundamental para inferir tendencias que pueden ser útiles en la planificación de investigaciones futuras y para definir áreas de importancia ecológica que contribuyan al manejo ecosistémico integrado de forma sustentable.

168

ANEXO: REFERENCIAS

- Abbott I.A. y G.J. Hollenberg, 1976. Marine algae of California. Stanford University Press, Stanford California, p. 827.
- Acha, E.M., Mianzan, H.W., Guerrero, R.A., Favero, M. y Bava, J., 2004. Marine fronts at the continental shelves of austral South America. Physical and ecological processes. *Journal of Marine Systems*, 44, 83–105.
- Akselman, R., 1996. Estudios ecológicos en el golfo San Jorge y adyacencias (Atlántico Sudoccidental). Distribución, abundancia y variación estacional del fitoplancton en relación a factores fisico-químicos y la dinámica hidrológica. PhD. diss., Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (Argentina), 234 pp.
- Alemany, D., Acha, E.M. e Iribarne, O.O., 2014. Marine fronts are important fishing areas for demersal species at the Argentine Sea (Southwest Atlantic Ocean). *Journal of Sea Research* 87, 56–67.
- Amoroso R., Parma A.M., Orensanz, J. M. y Gagliardini, D. A., 2010. Medium resolution remote sensing in the coastal zone: a frame for small-scale fisheries assessment in Patagonia (Argentina). *ICES Journal of Marine Science*. doi: 10.1093/icesjms/fsq162.
- Amoroso, R.O. y Gagliardini, D.A., 2010. Inferring complex hydrographic processes using remote-sensed images: turbulent fluxes in the Patagonian gulfs and implications for scallop metapopulation dynamics. *Journal of Coastal Research*, 262, 320-332. doi:10.2112/08-1095.1.
- Amoroso, R.O., Parma, A.M., Orensanz, J.M. y Gagliardini, D.A., 2011. Zooming the macroscope: medium-resolution remote sensing as a framework for the assessment of a small-scale fishery. *ICES Journal of Marine Science* 68, 696–706.
- Anding D., y Kauth, R., 1970: Estimation of sea surface temperature from space. *Remote Sensing of Environment* 1, 217-220.
- Assali, S. y Menenti, M., 2000. Mapping vegetation-soil-climate complexes in southern Africa using temporal Fourier analysis of NOAA-AVHRR NDVI data. *International Journal of Remote Sensing* 21(5), 973-996.
- Augenstein, E.W., Stow, D.A. y Hope, A.S., 1991. Evaluation of SPOT HRV-XS data for kelp resource inventories. *Photogrammetric Remote Sensing* 57: 501-509.
- Bakun, A. 2010. Linking climate to population variability in marine ecosystems characterized by non-simple dynamics: Conceptual templates and schematic constructs. *Journal of Marine Systems* 79, 361– 373.doi:10.1016/j.jmarsys.2008.12.008.
- Barrales, H. y Lobban, C.S., 1975. The comparative ecology of *Macrocystis pyrifera*, with emphasis in the forest of Chubut, Argentina. *Journal of Ecology* 63:657–677.

- Barrales, H.L., 1975. Relevamiento de los bosques de Macrocystis pyrifera (Linn.) C. Agardh y normas para su explotación. Centro Nacional Patagónico (CENPAT-CONICET), Puerto Madryn (Argentina), Contribución No. 12, 74 pp. [disponible en: <u>http://tango.cenpat-conicet.gob.ar:8083/</u>].
- Barrales, H.L., 1976. Relevamiento de los Bosques de *Macrocystis pyrifera* (Linn.) C. Agardh y normas para su explotación. Informe Técnico, Centro Nacional Patagónico.
- Bava, J., 2004. Metodologías de procesamiento de imágenes NOAA-AVHRR y su utilización en aplicaciones oceanográficas y biológico-pesqueras en el Atlántico Sudoccidental. PhD. diss., Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (Argentina), 215 pp.
- Belkin, I.M., Cornillon, P.C. y Sherman, K., 2009. Fronts in large marine ecosystems. *Progress in Oceanography* 81, 223–236.doi:10.1016/j.pocean.2009.04.015.
- Belsher, T. y Mouchot, M.C., 1992. Évaluation, par télédétection satellitaire, des stocks de *Macrocystis pyrifera* dans le golfe du Morbihan (archipel de Kerguelen). *Oceanologica acta 15*(3), 297-307.
- Bernstein R. L., 1982. Sea surface temperature estimation using the NOAA-6 advanced very high resolution radiometer. *Journal of Geophysical Research* 87: 9455- 9465.
- Beron-Vera, F.J. y Ripa, P., 2000. Three-dimensional aspect of the seasonal heat balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* 105, 11441–11457. doi: 10.1029/2000JC900038.
- Berry, H., Sewell, A., y Van Wagenen, B., 2001. Temporal trends in the areal extent of canopy-forming kelp beds along the Strait of Juan de Fuca and Washington's outer coast. En Conference Proceedings, Puget Sound Research.
- Berry, H.D., Mumford Jr, T.F., y Dowty, P., 2005. Using historical data to estimate changes in floating kelp (*Nereocystis luetkeana* and *Macrocystis integrifolia*) in Puget Sound, Washington. En Proceedings of the 2005 Puget Sound George Basin Research Conference. Puget Sound Action Team, Olympia, Washington (Vol. 9)
- Bogazzi, E., Baldoni, A., Rivas, A., Martos, P., Reta, R., Orensanz, J.M., Lasta, M., Dell'Arciprete, P. y Werner, F., 2005. Association between areas of concentration of Patagonian scallop (*Zygochlamys patagonica*) and frontal systems in the south-western Atlantic. *Fisheries Oceanography* 14, 359-376. doi: 10.1111/j.1365-2419.2005.00340.x.
- Boschi, E.E., 1989. Biología Pesquera del Langostino del Litoral Patagónico de Argentina (*Pleoticus muelleri*). Serie Contribuciones del INIDEP. Contribución Nº 646, 72 pp. Mar del Plata. [Available at http://www.sidalc.net/docau.htm].
- Boschi, E.E., 1997. Las pesquerías de crustáceos decápodos en el litoral de la República Argentina. *Investigaciones Marinas* 25, 19-40. [Available at http://dx.doi.org/10.4067/S0717-71781997002500003].

- Brekke C., Solberg, A.H.S., 2005. Oil spill detection by satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment* 95(1), 1-13. ISSN 0034-4257, http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2004.11.015.
- Britton-Simmons, K., Eckman, J.E. y Duggins, D.O., 2008. Effect of tidal currents and tidal stage on estimates of bed size in the kelp *Nereocystis luetkeana*. *Marine Ecology Progress Series* 355, 95–105.
- Buschmann, A.H., Vasquez, J.A., Osorio, P., Reyes, E., Filun, L., Hernandez-Gonzalez, M.C. y Vega, A. 2004. The effect of water movement, temperature and salinity on abundance and reproductive patterns of *Macrocystis* spp. (Phaeophyta) at different latitudes in Chile. *Marine Biology* 145, 849–862.
- Carreto J.I., Carignan, M.O., Montoya, N.G. y CucchiColleoni, D.A., 2007. Ecología del fitoplancton en los sistemas frontales del mar argentino, in: Carreto, J.I. and Bremec C. (Eds.). *El Mar Argentino y sus recursos Pesqueros*. Tomo V. El ambiente Marino, INIDEP, Mar del Plata, 169 pp. [Available at http://www.sidalc.net/docau.htm].
- Carreto J.L., Carignan, M.O., Montoya, N.G. y Cucchi Colleoni, A.G., 2007. *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros* 5, 11:31.
- Casal, G., Kutser, T., Domínguez-Gómez, J. A., Sánchez-Carnero, N., y Freire, J., 2011b. Mapping benthic macroalgal communities in the coastal zone using CHRIS-PROBA mode 2 images. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 94(3), 281-290.
- Casal, G., Sánchez-Carnero, N., Sánchez-Rodríguez, E., y Freire, J., 2011a. Remote sensing with SPOT-4 for mapping kelp forests in turbid waters on the south European Atlantic shelf. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 91(3), 371-378.
- Cavanaugh, K.C., Siegel, D.A, Kinlan, B.P. y Reed, D.C., 2010. Scaling giant kelp field measurements to regional scales using satellite observations. *Marine Ecology Progress Series* 403,13–27.
- Cavanaugh, K.C., Siegel, D.A., Reed, D.C. y Dennison, P.E., 2011. Environmental controls of giant-kelp biomass in the Santa Barbara Channel, California. *Marine Ecology Progress Series* 429, 1–17. doi: 10.3354/meps09141.
- Criales, M.M., Robblee, M.B., Browder, J.A., Cardenas, H. y Jackson, T.L., 2011. Field observations on selective tidal stream transport for postlarval and juvenile pink shrimp in Florida. *Journal of Crustacean Biology* 31, 26-33. doi: 10.1651/10-3291.1.
- CucchiColleoni, A.D. y Carreto, J.I., 2001. Variación estacional de la biomasa fitoplanctónica en el golfo San Jorge. Resultados de las campañas de investigación: OB-01/00, OB-03/00, OB-10/00, y OB-12/00. Informe Técnico Interno N°49, 30 pp. [Available at http://www.sidalc.net/docau.htm].
- Dall'Olmo, G., Gitelson, A. A., y Rundquist, D. C., 2003. Towards a unified approach for remote estimation of chlorophyll-a in both terrestrial vegetation and turbid productive waters. *Geophysical Research Letters* 30(18).
- Darwin, C. R., 1839. Journal of researches into the geology and natural history of the various countries visited by the H.M.S. Beagle. Henry Colburn, England.

- Dayton, P. K., Tegner, M. J., Edwards, P. B., y Riser, K. L., 1998. Sliding baselines, ghosts, and reduced expectations in kelp forest communities. *Ecological Applications 8*(2), 309-322.
- De Oliveira, E., Populus, J., y Guillaumont, B., 2006. Predictive modelling of coastal habitats using remote sensing data and fuzzy logic: a case for seaweed in Brittany (France). *EARSeL eProceedings*, *5*(2), 208-223.
- Deysher, L. 1993. Evaluation of remote sensing techniques for monitoring giant kelp populations. *Hydrobiologia* 260-261, 307–312.
- Dogliotti A. I., 2007. Estimación de la biomasa fitoplanctónica mediante el sensoramiento remoto del color del mar y datos de campo en la Plataforma Patagónica. Tesis de Doctorado en Ciencias Biológicas. Universidad Nacional de Buenos Aires. Ciudad Autonóma de Buenos Aires. 142pp.
- Dogliotti, A.I., Schloss, I.R., Almandoz, G.O. y Gagliardini, D.A., 2009. Evaluation of SeaWiFS and MODIS chlorophyll-a products in the Argentinean Patagonian Continental Shelf (38° S–55° S). *International Journal of Remote Sensing* 30, 1, 251–273.
- Donnellan, M. D., 2004. Spatial and temporal variability of kelp forest canopies in central California (Doctoral dissertation, San Jose State University).
- Evans, G. T. y Parslow, J. S., 1985. A model of annual plankton cycles. *Biological Oceanography* 3, 327–347.
- Fernández, M., 2006. Características físico-químicas de los sedimentos del golfo San Jorge y su relación con los organismos bentónicos del sector. PhD. diss., Universidad Nacional de Mar del plata, Facultad de Ciencias Exactas (Argentina), 308 pp.
- Fernández, M., Carreto, J.I., Mora, J. y Roux, A., 2005. Physico-chemical characterization of the benthic environment of the golfo San Jorge, Argentina. *Journal of the Marine Biological Association UK* 85, 1317-1328. doi: 10.1017/S002531540501249X.
- Fernández, M., Iorio, M.I., Hernández, D. y Macchi, G., 2012. Studies on the reproductive dynamics of *Pleoticus muelleri* (Bate, 1888) (Crustacea, Decapoda, Solenoceridae) of Patagonia, Argentina. *Latin American Journal of Aquatic Research* 40, 858-871. doi: 103856/vol40-issue4-fulltext-4.
- Fernández, M., Mora, J., Roux, A., Cucchi-Colleoni, A.D. y Gasparoni, J.C., 2008. New contribution on spatial and seasonal variability of environmental conditions of the golfo San Jorge benthic system, Argentina. *Journal of the Marine Biological Association UK* 88, 227-236. doi: 10.1017/S0025315408000465.
- Fernández, M., Roux, A., Fernández, E., Caló, J., Marcos, A. y Aldacur, H., 2003. Grain-size analysis of surficial sediments from Golfo San Jorge, Argentina. *Journal of the Marine Biological Association UK* 83, 1193-1197. doi: 10.1017/S0025315403008488.
- Findlay, H.S., Yool, A., Nodale, M., Pitchford y J.W., 2006. Modelling of autumn plankton bloom dynamics. *Journal of Plankton Research* 28: 209-220.
- Fischbach, C., 1993. Ecología larval del langostino (*Pleoticus muelleri*). Algunos aspectos de la dinámica de los estadios planctónicos en el litoral bonaerense

(Argentina). Frente Marítimo 14(A), 101-109. [Available at http://www.sidalc.net/docau.htm].

- Fischbach, C., De la Garza, J. y Bertuche D., 2006. La pesquería del langostino patagónico en el período 1991-2005. Informe Técnico Interno 03/06. Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero (INIDEP), Mar del Plata, pp 21.
- Foley, M.M., Halpern, B.S., Micheli, F., Armsby, M.H., Caldwell, M.R., Crain, C.M., Prahler, E., Rohr, N., Sivas, D., Beck, M.W., Carr, M.H., Crowder, L.B., Duffy, E., Hacker, S.D., McLeod, K.L., Palumbi, S.R., Peterson, C.H., Regan, H.M., Ruckelshaus, M.H., Sandifer, P.A. y Steneck, R.S., 2010. Guiding ecological principles for marine spatial planning. *Marine Policy* 34, 955–966. doi: 10.1016/j.marpol.2010.02.001.
- Foster, M.S., y Schiel, D.R., 2010. Loss of predators and the collapse of southern California kelp forests (?): alternatives, explanations and generalizations. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 393(1), 59-70.
- Fraser, R.H., Olthof, I., Carrière, M., Deschamps, A., y Pouliot, D., 2011. Detecting long-term changes to vegetation in northern Canada using the Landsat satellite image archive. *Environmental Research Letters* 6(4), 045502.
- Gagliardini D.A. y A.L. Rivas, 2004. Environmental characteristics of San Matías gulf obtained from Landsat TM and ETM+ data. *Gayana* 68(2), Tomo I, 186-193.
- Gagliardini, D.A., Amoroso, R.O., Dell Arciprete, O.P., Yorio, P.M. y Orensanz, J.M., 2004. Detection of small-scale coastal oceanographic processes through Landsat-TM/ETM+ images: implications for the study of biological processes along the patagonian coasts of Argentina. *Gayana* 68 (2), 194-200. ISSN 0717-652X.
- Gagliardini, D.A., Amoroso, R.O., Dell Arciprete, O.P., Yorio, P.M. y Orensanz, J.M., 2004. Detection of small-scale coastal oceanographic processes through Landsat-TM/ETM+ images: implications for the study of biological processes along the patagonian coasts of Argentina. *Gayana* 68 (2), 194-200. ISSN 0717-652X. doi: 10.4067/S0717-65382004000200035.
- García Borboroglu, P., Reyes, L.M., Giaccardi, M., Paura, F., Boersma, D., Gongora, M.E. y Fratto, V., 2015. The new UNESCO Blue Patagonia Biosphere Reserve benefits seabirds in Argentina. II World Seabird Congress. Lugar: Cape Town.
- Gerritsen, H., Lordan, C. 2011. Integrating vessel monitoring systems (VMS) data with daily catch data from logbooks to explore the spatial distribution of catch and effort at high resolution. ICES *Journal of Marine Science* 68, 245–252. doi: 10.1093/icesjms/fsq137.
- Gitelson, A.A., Dall'Olmo, G., Moses, W., Rundquist, D.C., Barrow, T., Fisher, T.R., ... y Holz, J., 2008. A simple semi-analytical model for remote estimation of chlorophyll-a in turbid waters: Validation. *Remote Sensing of Environment* 112(9), 3582-3593.

- Glembocki, N.G., Pisoni, J.P., Williams, G.N. y Gagliardini, D.A., 2015. Observaciones de patrones oceanográficos mediante el uso de radar en banda L en el Mar Argentino. Memoria Proyecto SAOCOM 2012 №14. CONAE (Comisión Nacional de Actividades Espaciales).
- Glorioso, P.D. y Flather, R.A., 1995. A barotropic model of the currents off SE South America. *Journal of Geophysical Research* 100, 13427-1344. doi: 10.1029/95JC00942.
- Góngora, M.E., 2011. Dinámica y manejo de la captura incidental de peces en la pesquería del langostino patagónico (*Pleoticus muelleri*). PhD. diss, Universidad Nacional de Comahue, Bariloche (Argentina), 224 pp. [Available at http://oceandocs.net/handle/1834/4190]
- Góngora, M.E., Gonzalez Zevallos, D., Pettovello, A. y Mendia, L., 2012. Caracterización de las principales pesquerías del golfo San Jorge, Patagonia, Argentina. *Latin American Journal of Aquatic Research* 40(1), 1-11. doi: 10.3856/vol40-issue1-fulltext-1.
- Gordon H.R. y M. Wang, 1994. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. *Applied Optics* 33, 443-452.
- Gordon H.R. y McCluney, W.R., 1975. Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. *Applied Optics* 140, 413-416
- Graham, M.H., Harrold, C., Lisin, S., Light, K., Watanabe, J.M. y Foster, M.S., 1997. Population dynamics of giant kelp *Macrocystis pyrifera* along a wave exposure gradient. *Marine Ecology Progress Series* 148, 269–279.
- Graham, M.H., Vásquez, J.A. y Buschman, A.H., 2007. Global ecology of the giant kelp Macrocystis: from ecotypes to ecosystems. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review* 45, 39-38.
- Grant, J., Cranford, P. y Emerson, C., 1997. Sediment resuspension rates, organic matter quality and food utilization by sea scallops (*Placopecten magellanicus*) on Georges Bank. Journal of Marine Research 55, 965-994. doi: http://dx.doi.org/10.1357/0022240973224193.
- Guerrero, R.A. y Piola, A.R., 1997. Masas de agua en la Plataforma Continental.
 En: *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros*, Tomo I: Antecedentes históricos de las exploraciones en el mar y las características ambientales, ed E.E.Boschi. INIDEP I, 107-118.
- Hall, M. A., 1976. Métodos para la evaluación de los recursos de *Macrocystis pyrifera*. Parte 1. *Physis* 35 (91), 103-107.
- Hall, M.A. y Boraso de Zaixso, A.L., 1979. Ciclos de los bosques de *Macrocystis pyrifera* en bahía Camarones, provincia del Chubut, República Argentina. *Ecosur* (Argentina) 6, 165-184.
- Hall, M.A., 1980. Evaluación de los recursos de *Macrocystis pyrifera*. I.: costa de la Provincia del Chubut entre Punta Lobos y Punta Gaviota. Centro Nacional Patagónico (CENPAT-CONICET), Puerto Madryn (Argentina), Contribucion No. 31, 13 pp. [disponible en: <u>http://tango.cenpat-conicet.gob.ar:8083/]</u>

- Harley, C.D., Randall Hughes, A., Hultgren, K.M., Miner, B.G., Sorte, C.J., Thornber, C.S., ... y Williams, S.L., 2006. The impacts of climate change in coastal marine systems. *Ecology letters 9*(2), 228-241.
- Hochberg, E.J., y Atkinson, M.J., 2003. Capabilities of remote sensors to classify coral, algae, and sand as pure and mixed spectra. *Remote Sensing of Environment* 85(2), 174-189.
- Holman, R. y Haller, M.C., 2013. Remote Sensing of the nearshore. *Annual Review of Marine Science* 5, 95-113. doi: 10.1146/annurev-marine-121211-172408.
- Hostert, P., Röder, A. y Hill, J., 2003. Coupling spectral unmixing and trend analysis for monitoring of long-term vegetation dynamics in Mediterranean rangelands. *Remote sensing of environment 87*(2), 183-197.
- http://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/
- IOCCG 2000. Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal and Other Optically-Complex Waters. Sathyendranath, S. (eds.), Report of the International Ocean Colour Coordinating Group, No. 3, IOCCG, Dartmouth, Canada.
- Iorio, M.I., Scelzo, M.A. y Boschi, E.E., 1990. Desarrollo larval y postlarval del langostino *Pleoticus muelleri* Bate 1888 (Crustacea, Decapoda, Solenoceridae). *Scientia Marina* 54, 329-341.
- Israel, S.A., y Fyfe, J.E., 1996. Determining the sensitivity of SPOT XS imagery for monitoring intertidal and sublittoral vegetation of Otago Harbour. Department of Conservation.
- Jablonski, D.A., 2010. NDVI and panchromatic image correlation using texture analysis. Naval Postgraduate School Monterey Ca.
- Jensen, J.R., Estes, J.E. y Tinney, L., 1980. Remote sensing techniques for kelp surveys. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 46, 743–755.
- Kelly, K.A. 1985. Separating clouds from ocean in infrared images. *Remote Sensing of Environment* 17, 67-83.
- Kim H.H. y Linebaugh, G., 1985. Early evaluation of thematic mapper data for coastal process studies. *Advances in Space Research* 5, 21-29.
- Kim, A.M., Olsen, R.C., Lee, K, y Jablonski, D., 2010. Using panchromatic imagery in place of multispectral imagery for kelp detection in water. En W. Hou and R.A. Arnone, eds., *Ocean Sensing and Monitoring II*, Proceedings of SPIE 7678, 767807, 12 pp. doi: 10.1117/12.850352.
- Kinyanjui, M.J., 2011. NDVI-based vegetation monitoring in Mau forest complex, Kenya. *African Journal of Ecology 49*(2), 165-174.
- Kirk J.T.O., 1994. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. University Press, Cambridge New York.
- Klemas, V., 2013. Fisheries Applications of Remote Sensing: An Overview. *Fisheries Research* 148, 124-136.
- Koeller, P., Fuentes-Yaco, C., Platt, T., Sathyendranath, S., Richards, A., Ouellet, P., Orr, D., et al. 2009. Basin-scale coherence in phenology of shrimps and phytoplankton in the North Atlantic Ocean. *Science* 324, 791–793.

- Krepper C.M. y Hall, M.A., 1976. Métodos para la evaluación de los recursos de *Macrocystis pyrifera*. Parte 2. *Physis* 35, 91, 109-113.
- Krepper, C.M. y Rivas, A.L., 1979. Análisis de las características oceanográficas de la zona austral de la plataforma continental argentina y aguas adyacentes. *Acta Oceanographica Argentina*, 2(2), 55-82.
- Krock, B., Borel, C.M., Barrera, F., Tillmann, U., Fabro, E., Almandoz, G.O., Ferrario, M., Garzón Cardona, J.E., Koch, B.P., Alonso, C. y Lara, R., 2015. Analysis of the hydrographic conditions and cyst beds in the San Jorge Gulf, Argentina, that favor dinoflagellate population development including toxigenic species and their toxins. *Journal of Marine Systems* 148, 86–100. doi:10.1016/j.jmarsys.2015.01.006
- Ladah, L.B., Zertuche-Gonzalez, J.A. y Hernandez-Carmona, G., 1999. Giant kelp (*Macrocystis pyrifera*, Phaeophyceae) recruitment near its southern limit in Baja California, alter mass disappearance during ENSO 1997–1998. *Journal* of *Phycology* 35, 1006–1012.
- Lafond E.C. y K.G. Lafond, 1971. Oceanography and its relation to marine organic production. En *Fertility of the Sea*. John D. Costlow Duke University Marine Laboratory, Beaufort, North Carolina. pp. 157-185.
- Lalli C.M. y T.R. Parsons, 1997. Phytoplankton and primary Production, En: *Biological Oceanography an Introduction*. Cap. 3:39-73 2nd. Ed., The Open University. Inc. Great Britain.
- Largier J.L., 1993. Estuarine fronts: How important are they? *Estuaries* 16(1), 1-11.
- Le Févre J., 1986. Aspects of the biology of frontal systems. *Advances in Marine Biology* 23, 163-299.
- Lunetta, R. S., Knight, J. F., Ediriwickrema, J., Lyon, J. G., y Worthy, L. D., 2006. Land-cover change detection using multi-temporal MODIS NDVI data. *Remote sensing of environment 105*(2), 142-154.
- Lusquiños, A. y Valdéz, A.J., 1971. Aportes al conocimiento de las masas de agua del Atlántico Sudoccidental. Servicio de Hidrografía Naval (Buenos Aires), H659, pp 48.
- Lutz, V. A., Segura, V., Dogliotti, A. I., Gagliardini, D. A., Bianchi, A. A. y Balestrini, C. F., 2010. Primary production in the Argentine Sea during spring estimated by field and satellite models. *Journal of Plankton Research* 32(2), 181-195.
- Lyons, M.B., Phinn, S.R., y Roelfsema, C.M., 2012. Long term land cover and seagrass mapping using Landsat and object-based image analysis from 1972 to 2010 in the coastal environment of South East Queensland, Australia. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 71*, 34-46.
- Madsen, J.D, Chambers, P.A., James, W.F., Koch, E.W. y Westlake, D.F., 2001. The interaction between water movement, sediment dynamics and submersed macrophytes. *Hydrobiologia* 444, 71-84.
- Madsen, J.D., Chambers, P.A., James, W.F., Koch, E.W., y Westlake, D.F., 2001. The interaction between water movement, sediment dynamics and submersed macrophytes. *Hydrobiologia* 444(1), 71-84.

- Malvicini, L., y Llambías, E., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. Buenos Aires, 5 Congreso Geológico Argentino (Vol. 2, pp. 185-202).
- Mann K.H. y Lazier, J.R.N., 2006. *Dynamics of Marine Ecosystems. Biological-Physical Interactions in the Oceans*. Third Edition, Cambridge USA: Blackewll Science.
- Mann, 1973. Seaweeds: Their productivity and strategy for growth. *Science* 182 (4116). 975-981.
- Mann, K.H, 1973. Seaweeds: their productivity and strategy for growth. *Science* 182:975.
- Martin, J.P. y Cuevas, J.M., 2006. First Record of Undaria Pinnatifida (Laminariales, Phaeophyta) in Southern Patagonia, Argentina. *Biological Invasions* 8(1399). doi:10.1007/s10530-006-0004-7.
- McClain C.R., R. H. Evans, J. W. Brown y M. Darzi, 1995. SeaWiFS quality control masks and flags: initial algorithms and implementation strategy. En: SeaWiFS Technical Report Series, Vol. 28, SeaWiFS Algorithms, Part 1, edited by S.B. Hooker, C.R. McClain, and J.G: Acker, (NASA Technical Memo.-104566), pp. 3-7.
- McClain, E.P., Pichel, W.G., Walton, C.C., 1985. Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research* 90, 11587-11601.
- McMillin L.M. y D.S. Crosby, 1984. Theory and validation of the multiple window sea surface temperature technique. *Journal of Geophysical Research* 89, 3655-3661.
- Monaldo, F., 1996. Primer on the estimation of sea surface temperature using terascan processing of NOAA AVHRR Satellite Data, Version 2.0, S1R- 96M-03, Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory. (Available as http://fermi.jhuapl.edu/ avhrr/primer/primer_html.html)
- Moriondo-Danovaro, P.I., 2011. Distribución y abundancia de huevos y larvas de patagónico (Pleoticus *muelleri*) (PENAEOIDEA. langostino SOLENOCERIDAE) en las temporadas estivales de 2008 y 2009. Institituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero (INIDEP), Informe Técnico 83. 20 pp. Mar del Plata (Argentina) [Available at http://www.oceandocs.org/handle/1834/4880].
- Moussa H., Ben, 1987. Contribution de la télédétection satellitaire à la cartographie des végétaux marins: archipel de Molène (Bretagne, France). Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille II, France, 122 pp.
- Mumby, P.J., y Edwards, A.J., 2002. Mapping marine environments with IKONOS imagery: enhanced spatial resolution can deliver greater thematic accuracy. *Remote sensing of Environment 82*(2), 248-257.
- Nievas, M.L. y Esteves J.L., 2007. Relevamiento de actividades relacionadas con la explotación de petróleo en zona costera patagónica y datos preliminares sobre residuos de hidrocarburos en puertos. Fundación Patagonia Natural, Puerto Madryn (Argentina), Informe Técnico, 68 pp. [Available at

http://www.patagonianatural.org/attachments/156_Informe%20tecnico%20N %C2%BA1.pdf].

- North, W.J., James, D.E., y Jones, L.G., 1993. History of kelp beds (*Macrocystis*) in Orange and San Diego Counties, California. En *Fourteenth International Seaweed Symposium* (pp. 277-283). Springer Netherlands.
- O'Reilly, J.E., Maritorena, S., Mitchell, B.G., Siegel, D. A., Carder, K.L, Garver, S.A., Kahry, M., McClain, C., 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research* 103, 24937-24953.
- O'reilly, J.E., Maritorena, S., Siegel, D.A., O'brien, M.C., Toole, D., Mitchell, B.G., Kahru, M., Chavez, F.P., Strutton, P., Cota, G.F., Hooker, S.B., Mcclain, C.R., Carder, K.L., Mu⁻ Ller-Karger, F., Harding, L., Magnuson, A., Phynney, D., Moore, G.F., Aiken, J., Arrigo, K., Letelier, R. y Culver, M., 2000. Ocean color chlorophyll a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: version 4. En SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3, NASA Tech. Memo. 2000-206892, 11, S.B. Hooker and E.R. Firestone (Eds), pp. 9–23 (Greenbelt, MD: NASA Goddard Space Flight Center).
- Ocampo Reinaldo, M., González, R., Williams, G., Storero, L.P., Romero, M.A., Narvarte, M. y Gagliardini D.A., 2013. Spatial patterns of the Argentine hake *Merluccius hubbsi* and Oceanographic processes in a semi-enclosed Patagonian ecosystem. *Marine Biology Research* 9, 394-406. doi: 10.1080/17451000.2012.739700.
- Olabarria, C., Arenas, F., Viejo, R.M., Gestoso, I., Vaz-Pinto, F., Incera, M.,... y Sobrino, C., 2013. Response of macroalgal assemblages from rockpools to climate change: effects of persistent increase in temperature and CO2. *Oikos* 122(7), 1065-1079.
- Orensanz, J.M. y Jamieson, G.S., 1998. The assessment and management of spatially structured stocks. *Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences*, 441-459.
- Orensanz, J.M., Armstrong, J., Armstrong, D.A., Hilborn, R., 1998. Crustacean resources are vulnerable to serial depletion- The multifaceted decline of shrimp and crab fisheries in the greater Gulf of Alaska. *Reviews in Fish Biology and Fisheries* 8, 117-176.
- Orensanz, J.M.L, Schwindt, E., Pastorino, G., Bortolus, A., Casas, G., Darrigran, G., Elias, R., Lopez Gappa, J.J., Obenat, S., Pascual, M., Penchaszadeh, P., Piriz, M.L., Scarabino, F., Spivak, D. y Vallarino, E.A., 2002. No longer the pristine confines of the world ocean: a survey of exotic marine species in the southwestern Atlantic. *Biological Invasions* 4, 115–143.
- Palma E.D., Matano, R.P. y Piola, A.R., 2004. A numerical study of the South Western Atlantic Shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing. *Journal of Geophysical Research* 109, c08014, doi: 0.1029/2004JC002315.
- Palma E.D., Matano, R.P. y Piola, A.R., 2008. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing. *Journal of Geophysical Research* 113, c11010, doi: 10.1029/2007JC004720.

- Palma, E.D. y Matano, R.P., 2012. A numerical study of the Magellan Plume. *Journal of Geophysical Research* 117, C05041. doi: 10.1029/2011JC007750.
- Parnell, P.E., Miller, E.F., Lennert-Cody, C.E., Dayton, P.K., Carter, M.L. y Stebbins, T.D., 2010. The response of giant kelp (*Macrocystis pyrifera*) in southern California to low-frequency climate forcing. *Limnology and Oceanography* 55(6), 2686–2702.
- Pastor, M.V., Palter, J.B., Pelegrí, J.L., y Dunne, J.P., 2013. Physical drivers of interannual chlorophyll variability in the eastern subtropical North Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118(8), 3871-3886.
- Pauly, K., Goossens, R., y De Clerck, O., 2010. Mapping coral-algal dynamics in a seasonal upwelling area using spaceborne high resolution sensors. En 2010 ESA Living Planet Symposium. European Space Agency (ESA).
- Perry, R.I. y Smith, S.J., 1994. Identifying habitat associations sf marine fishes using survey data: an application to the northwest Atlantic. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 51, 589-602.
- Pertini, F., Taylor, R., Boraso de Zaixso, A. L y Dominguez, P. 1981. Evaluación de los recursos de *Macrocystis pyrifera* II: costa de la provincia del Chubut entre Punta Gaviota y Punta Marques. Centro Nacional Patagónico (CENPAT-CONICET), Puerto Madryn (Argentina), Contribucion No. 51, 27 pp. [disponible en: <u>http://tango.cenpat-conicet.gob.ar:8083/]</u>
- Pettovello, A.D., Góngora, M.E., Mendía, L. y Parma, A.M., submitted. An overview of the Patagonian red shrimp (*Pleoticus muelleri*) fishery in southern Argentina. *Reviews in Fisheries Science*.
- Piola A. y Rivas A.L., 1997. Corrientes en la plataforma continental. *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros.* Tomo 1. Ed. Enrique E. Boschi. Pp. 119-132.
- Plana J., Mansilla, A., Palacios, M. y Navarro, N.P., 2007. Estudio poblacional de Macrocystis pyrifera (L.) C. Agardh (Laminariales: Phaeophyta) en ambientes protegidos y expuestos al oleaje en Tierra del Fuego. Gayana 71(1), 66-75.
- Podestá, G., 1997. Utilización de datos satelitarios en investigaciones oceanográficas y pesqueras en el océano Atlántico sudoccidental. *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros*. Tomo 1. Ed. Enrique E. Boschi. Pp. 195-222.
- Podestá, G.P., Brown, O.B., Evans, R.H., 1991. The annual cycle of satellitederived sea surface temperature in the southwestern Atlantic Ocean. *Journal* of *Climate* 4, 457-467.
- Ponce, J.F., Rabassa, J. Coronato, A., Borromei, A.M. 2011. Palaeogeographical evolution of the Atlantic coast of Pampa and Patagonia from the last glacial maximum to the Middle Holocene. *Biological Journal of the Linnean Society* 103, 363–379.
- Prabhakara, C., Dalu, G. y Kunde, V.G., 1974. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11- to 13-mm window region. *Journal of Geophysical Research* 79, 5039-5044.

- Price J. C., 1983. Estimating Surface Temperatures from thermal infrared data -A simple formulation for the atmospheric effect. *Remote Sensing of Environment* 13, 353-361.
- R Core Team, 2013. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. [Available at http://www.R-project.org].
- R Core Team, 2016, R: A language and environment for statistical computing, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. [Available at https://www,R-project,org].
- Raffo, M.P., Eyras, M.C. e Iribarne, O.O., 2009) 'The invasion of Undaria pinnatifida to a Macrocystis pyrifera kelp in Patagonia (Argentina, south-west Atlantic)'. Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom, 89(8), 1571–1580. doi: 10.1017/S002531540900071X.
- Rassweiler, A., Arkema, K., Reed, D., Zimmerman, R. y Brzezinski, M., 2008. Net primary production, growth, and standing crop of *Macrocystis pyrifera* in southern California. *Ecology* 89, 2068; Ecological Archives E089-119.
- Reed, D.C., Rassweiler, A., Carr, M.H., Cavanaugh, K.C., Malone, D.P. y Siegel, D.A., 2011. Wave disturbance overwhelms top-down and bottom-up control of primary production in California kelp forests. *Ecology* 92, 2108–2116.
- Reyes, L. M., Crespo, E. y Szapkievich, V., 1999. Distribution and Population Size of the Southern Sea Lion (*Otaria Flavescens*) in Central and Southern Chubut, Patagonia, Argentina. *Marine Mammal Science*15, 478–493.
- Rivas, A.L. y Pisoni, J.P., 2010. Identification, characteristics and seasonal evolution of surface thermal fronts in the Argentinean continental shelf. *Journal of Marine Systems* 79, 134-143. doi:10.1016/j.jmarsys.2009.07.008.
- Rivas, A.L., 1997. Current-meter observations in the Argentine Continental Shelf. *Continental Shelf Research* 17 (4), 391-406.
- Rivas, A.L., 2006. Quantitative estimation of the influence of surface thermal fronts over chlorophyll concentration at the Patagonian shelf. *Journal of Marine Systems* 63, 183–190.
- Rivas, A.L., 2010. Spatial and temporal variability of satellite-derived sea surface temperature in the southwestern Atlantic Ocean. *Continental Shelf Research* 30(7), 752-760.doi:10.1016/j.csr.2010.01.009.
- Rivas, A.L., Dogliotti, A.I. y Gagliardini, D.A., 2006. Seasonal variability in satellite-measured surface chlorophyll in the Patagonian Shelf. *Contintental Shelf Research* 26, 703-720. doi: 10.1016/j.csr.2006.01.013.
- Röder, A., Kuemmerle, T., y Hill, J., 2005. Extension of retrospective datasets using multiple sensors. An approach to radiometric intercalibration of Landsat TM and MSS data. *Remote Sensing of Environment 95*(2), 195-210.
- Romero, S.I., Piola, A.R., Charo, M., y Garcia, C.A.E., 2006. Chlorophyll-a variability off Patagonia based on SeaWiFS data. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 111(C5).

- Rothlisberg, P.C., Church, J.A. y Fandry, C.B., 1995. Mechanism for near-shore concentration and estuarine recruitment of post-larval *Penaeus plebejus* Hess (Decapoda, Penaeidae). *Estuarine,* Coastal *and Shelf Science* 40, 115-138.
- Roux, A.M., de la Garza, J.L., Piñero, R. y Bertuche, D., 2012. La ruta de migración del langostino patagónico. Instituto Nacional de Investigaciones y Desarrollo Pesquero (INIDEP), Informe Técnico, 24 pp. Mar del Plata, Argentina [Available at http://www.sidalc.net/docau.htm].
- Russo, T., Parisi, A., Garofalo, G., Gristina, M., Cataudella, S. y Fiorentino, F., 2014. SMART: A spatially explicit bio-economic model for assessing and managing demersal fisheries, with an application to Italian trawlers in the Strait of Sicily. *PLoS ONE* 9(1), e86222. doi:10.1371/journal.pone.0086222
- SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino), 2000. Carta Geológica de la República Argentina, escala 1:250.000. Charts 4566-II (Camarones) and 4566-III (Comodoro Rivadavia). *Instituto de Geología y Recursos Naturales,* Buenos Aires, Argentina.
- Shettle, E.P. y Fenn, R.W., 1979. Models for the Aerosols of the Lower Atmosphere and the Effects of Humidity Variations on Their Optical Properties. Rep. AFGL-TR-79-0214, (U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Mass., 1979).
- Simpson J.H. y J. Hunter, 1974. Fronts in the irish Sea. Nature 250, 404-406.
- Simpson, J.J., 1990. On the accurate detection and enhancement of oceanic features observed in satellite data. *Remote Sensing of Environment* 33, 17-3. doi: 10.1016/0034-4257(90)90052-N.
- Smith, R.C., y Baker, K.S., 1978. Optical classification of natural waters. *Limnology and Oceanography* 23(2), 260-267.
- Stekoll, M.S., Deysher, L.E. y Hess M. 2006. A remote sensing approach to estimating harvestable kelp biomass. *Journal of Applied Phycology* 18, 323–334.
- Steneck, R.S., Graham, M.H., Bourque, B.J., Corbett, D., Erlandson, J.M., Estes, J.A. y Tegner, M.J. 2002. Kelp forest ecosystems: biodiversity, stability, resilience and future. *Environmental Conservation* 29, 436–459.
- Stumpf, R.P., Arnone, R.A., Gould, R.W. Jr., Martinolich P.M. y Ransibrahmanakul, V., 2003. A Partially coupled ocean-atmosphere model for retrieval of water-leaving radiance from SeaWiFS in coastal waters. En Algorithm Updates for the Fourth SeaWiFS Data Reprocessing, Vol 22, SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series.
- Tegner, M. J., y Dayton, P. K., 2000. Ecosystem effects of fishing in kelp forest communities. *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil* 57(3), 579-589.
- Tegner, M.J., Dayton, P.K., Edwards P.B. y Riser, K.L. 1997. Largescale, lowfrequency oceanographic effects on kelp forest succession: a tale of two cohorts. *Marine Ecology Progress Series* 146: 117–134.
- Tegner, M.J., Dayton, P.K., Edwards, P.B. y Riser, K.L. 1996. Is there evidence for long-term climatic change in southern California kelp forests? *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations* (CALCOFI) (37), 111–126.

- Tegner, M.J., Dayton, P.K., Edwards, P.B., y Riser, K.L., 1995. Sea urchin cavitation of giant kelp (*Macrocystis pyrifera* C. Agardh) holdfasts and its effects on kelp mortality across a large California forest. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 191(1), 83-99.
- Tonini M., Palma, E.D. y Rivas, A.L., 2006. Modelo de alta resolución de los Golfos Patagónicos. *Mecánica Computacional* 256, 1441-1460.
- Tonini, M., Palma, E. y Rivas, A.L., 2006. Modelo de alta resolución de los golfos norpatagónicos. *Mecánica Computacional* XXV, 1441-1460 [Available at http://www.amcaonline.org.ar].
- Torrusio, S.E., 2009. Chapter 12: Mapping marine macrophytes along the Atlantic coast of Tierra Del Fuego (Argentina) by remote sensing. En X. Yang (ed.), Remote Sensing and Geospatial Technologies for Coastal Ecosystem Assessment and Management, Lecture Notes in Geoinformation and Cartography, pp. 279-293. Springer-Verlag Publ. (Berlin and Heidelberg). DOI 10.1007/978-3-540-88183-4 12.
- Townshend, J.R., y Justice, C.O., 1986. Analysis of the dynamics of African vegetation using the normalized difference vegetation index. *International Journal of Remote Sensing 7*(11), 1435-1445.
- Tucker, C.J., Newcomb, W.W., Los, S.O., y Prince, S.D., 1991. Mean and interyear variation of growing-season normalized difference vegetation index for the Sahel 1981-1989. *International Journal of Remote Sensing* 12(6), 1133-1135.
- Valiela, I., 2013. *Marine ecological processes*. Springer Science & Business Media.
- Van Wagenen, 1996. Washington Coastal Kelp Resources, Port Towsend to the Columbia River, Summer 1994. Report to the Nearshore Habitat Program, Washington Department of Natural Resources, Olympia, WA.
- Van Wagenen, 2004. Washington Coastal Kelp Resources, Port Towsend to the Columbia River, Summer 2004. Report to the Nearshore Habitat Program, Washington Department of Natural Resources, Olympia, WA.
- Van Wagenen, R.F., 1989. California Coastal Kelp Resources- Annual kelp inventory final report. California Department of Fish and Game, Marine Resource Division.
- Van Wagenen, R.F., 1999. California Coastal Kelp Resources- Annual kelp inventory final report. Monterey Bay National Marine Sanctuary
- Van Wagenen, R.F., 2001. California Coastal Kelp Resources- Annual kelp inventory final report. Monterey Bay National Marine Sanctuary.
- Vásquez, J.A., Vega, J.A., y Buschmann, A.H., 2006. Long term variability in the structure of kelp communities in northern Chile and the 1997–98 ENSO. En *Eighteenth International Seaweed Symposium* (pp. 279-293). Springer Netherlands.
- Walton C.C., 1988. Nonlinear Multichannel Algorithms for Estimating Sea Surface Temperature with AVHRR Satellite Data. *Journal of Applied Meteorology* 27, 115-124.

- Wenner, E.L., Knott, D.M., Barans, C.A. Wilde, S. Blanton, J.O., Amft, J., 2005. Key factors influencing transport of white shrimp (*Litopenaeus setiferus*) postlarvae into the Ossabaw Sound system, Georgia, USA. *Fisheries Oceanography* 14, 175-194. doi: 10.1111/j.1365-2419.2005.00328.x.
- Williams, G., Sapoznik, M., Ocampo-Reinaldo, M., Solis, M., Narvarte, M., González, R., Esteves, J.L. y Gagliardini, D.A., 2010. Comparison of AVHRR and SeaWiFS imagery with fishing activity and in situ data in San Matias Gulf, Argentina. International *Journal of Remote Sensing* 31, 4531-4542. doi: 10.1016/j.csr.2012.08.014.
- Woillez, M., Poulard, J.C., Rivoirard, J., Petitgas, P., Bez, N., 2007. Indices for capturing spatial patterns and their evolution in time, with application to European hake (*Merluccius merluccius*) in the Bay of Biscay. ICES *Journal of Marine Science* 64, 537–550.
- Wyrtki, K., 1965. The anual and semiannual variation of SST in thenorth Pacific Ocean. *Limnology and Oceanography* 10, 307-313.
- Yorio P. y Garcia Borboroglu P., 2002. Breeding biology of Kelp Gulls (Larus dominicanus) at Golfo San Jorge, Patagonia, Argentina. *Emu* 102, 257-263.
- Yorio, P., 2001. Antecedentes para la creación de una nueva área marina protegida en la Provincia de Chubut: el norte del golfo San Jorge. Documento Técnico, Centro Nacional Patagónico, Puerto Madryn (Argentina), 27 pp.
- Yorio, P., 2009. Marine protected areas, spatial scales, and governance: implications for the conservation of breeding seabirds. *Conservation Letters* 2 (4), 171-178. doi: 10.1111/j.1755-263X.2009.00062.x
- Yorio, P., Bertellotti, M., Gandini, P., y Frere, E., 1998. Kelp Gulls Larus dominicanus breeding on the Argentine coast: population status and relationship with coastal management and conservation. *Marine Ornithology* 26(1), 11-18.
- Zar, J.H., 1999. *Biostatistical Analysis,* 4th ed. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J.