Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América
Facultad de Ciencias Físicas
Escuela Profesional de Física

Aplicación de un algoritmo para determinar los frentes oceánicos a las imágenes MODIS de temperatura superficial del mar y clorofila (2004-2005)

TESIS

Para optar el Título Profesional de Licenciado en Física

AUTOR

Jorge Luis SUSANIBAR ZEVALLOS

ASESOR

José Carlos ECHE LLENQUE

Lima, Perú

2014



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Susanibar, J. (2014). *Aplicación de un algoritmo para determinar los frentes oceánicos a las imágenes MODIS de temperatura superficial del mar y clorofila (2004-2005)*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Profesional de Física]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

(Universidad del Perú, Decana de América)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE FÍSICA

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN FÍSICA

Siendo las 19:30 horas del jueves 16 de octubre de 2014, en el Salón de Grados de la Facultad de Ciencias Físicas (Auditorio 109), bajo la Presidencia del Mg. Octavio Fashé Raymundo (Presidente), Lic. Miguel Saavedra Juan De Dios (Miembro), Lic. José Carlos Eche Llenque (Asesor), Lic. Luis Salazar De Paz (Suplente), se dio inicio a la Sesión Pública de Sustentación de Tesis para la Licenciatura en Física, mediante la Modalidad M1, del Bachiller.

SUSANIBAR ZEVALLOS, JORGE LUIS

Dando lectura al Resumen del Expediente, el Presidente del Jurado, invitó al Bachiller Susanibar Zevallos, Jorge Luis a realizar una exposición de Trabajo de Tesis titulada: "Aplicación de un algoritmo para determinar los frentes Oceánicos a las imágenes MODIS de temperatura superficial del mar y clorofila (2004-2005)".

Concluida la exposición del candidato y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente, invitó al Bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión, para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

Al término de la deliberación del Jurado el Mg. Octavio Fashé Raymundo, se invitó al candidato y al público a pasar a la Sala de Sesión, para dar lectura al resultado de la deliberación. Ha obtenido la calificación de:

Muy Bueno (MENCIÓN) ..... 17 (NÚMERO) ..... Diecisiete (LETRAS)

Finalmente, el Presidente del Jurado, propone al consejo de la Facultad que se le declare Licenciado en Física al Bachiller Susanibar Zevallos, Jorge Luis. Siendo las 8:45 Horas, se levanta la Sesión.

Mg. Octavio Fashé Raymundo
PRESIDENTE

Lic. Miguel Saavedra Juan De Dios
MIEMBRO

Lic. José Carlos Eche Llenque
ASESOR

Lic. Luis Salazar De Paz
SUPLENTE

Dirección: Calle Germán Amézaga N.° 375 - Lima
Facultad de Ciencias Físicas
Apartado Postal: 14-0149 – Lima 14 Perú

Escuela Académico Profesional de Física
6197000 Anexo 3805
E-mail eapfis@unmsm.edu.pe

Agradecimiento

Quisiera iniciar esta tesis agradeciendo a mis padres y hermanos: Felicita Zevallos Carpio, Milciades Susanibar Reyes, María Roxana y Alex Daniel, quienes siempre me han apoyado, en el camino de la ciencia que he elegido, con responsabilidad y dedicación, ha sido primordial para salir adelante y también agradezco a mi asesor; José Carlos Eche Llenque (Docente de la Universidad Mayor de San Marcos – Facultad de Ciencias Físicas), por sus consejos y paciencia con mi persona. A todo el grupo de investigación FENLAB, que sin su ayuda yo no hubiera logrado realizar la tesis.

Estoy profundamente agradecido con el profesor Magister Octavio Fashé Raymundo, por su gran ayuda en obtener los datos para esta investigación.

Agradece mucho el apoyo moral recibido de sus profesores y personal Administrativo de mi facultad

ÍNDICE

Agradecimiento ..... **I**
ÍNDICE ..... **II**
LISTA DE FIGURAS ..... **IV**
LISTA DE CUADROS ..... **VI**
ACRÓNIMOS ..... **VII**
RESUMEN ..... **VIII**
CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN ..... **- 1 -**
1.1 Antecedentes ..... **- 1 -**
1.2 Objetivo de la tesis ..... **- 2 -**
1.3 Área de estudio ..... **- 2 -**
1.4 Aspecto topográfico del mar peruano. ..... **- 2 -**
1.5 Sistema de Vientos ..... **- 3 -**
1.6 Masas de Agua ..... **- 4 -**
1.7 Circulación Marina. ..... **- 5 -**
1.8 Zonas de afloramiento costero peruano ..... **- 7 -**
CAPÍTULO II FUNDAMENTO FISICO ..... **- 9 -**
2 Fundamento Fisico ..... **- 9 -**
2.1 La teledetección y la oceanografía. ..... **- 9 -**
2.2 Espectro electromagnético en la teledetección ..... **- 10 -**
2.3 Parámetros oceanográficos básicos que se miden desde el espacio ..... **- 12 -**
2.4 Cantidades radiométricas ..... **- 14 -**
2.5 Atenuación de la radiación electromagnética (absorción y dispersión) ..... **- 15 -**
2.6 Temperatura superficial de mar (TSM) ..... **- 16 -**
2.7 Clorofila (Chl) ..... **- 17 -**
2.8 Tipos de Frentes o fenómeno oceanográfico ..... **- 19 -**
2.9 Relación entre el fenómeno oceanográfico y su identificación en las imágenes de satélite ..... **- 20 -**
CAPÍTULO III METODOLOGÍA ..... **- 28 -**
3 METODOLOGÍA ..... **- 28 -**
3.1 Sensor MODIS ..... **- 28 -**
3.2 Adquisición de los datos de imágenes ..... **- 28 -**
3.3 Pre-Procesamiento ..... **- 29 -**

3.4 Algoritmo de Cayula y Cornillon (1992-95) aplicado a los campos de TSM ..... - 30 -
3.5 Nivel de Procesamiento local. ..... - 41 -
3.6 Validación del algoritmo ..... - 42 -
3.7 El algoritmo Jean Francois Cayula y Peter Cornillon (2005) ..... - 47 -
CAPÍTULO IV RESULTADOS Y DISCUSIÓN ..... - 47 -
4 Resultados y Discusiones ..... - 47 -
***4.1* Frentes oceanográficos mediante el campo de TSM – verano 2004 ..... - 47 -**
4.2 Frentes oceanográficos mediante el campo de TSM – primavera 2004 ..... - 53 -
4.3 Frentes oceanográficos mediante el campo Chl – Verano 2004 ..... - 58 -
4.4 Frentes oceanográficos mediante el campo Chl – primavera 2004 ..... - 63 -
4.5 Frentes oceanográficos mediante el campo TSM – Verano 2005 ..... - 68 -
4.6 Frentes oceanográficos del campo TSM – primavera 2005 ..... - 74 -
4.7 Frentes oceanográficos mediante el campo Chl – Verano 2005 ..... - 78 -
4.8 Frentes oceanográficos mediante el campo Chl– primavera 2005 ..... - 83 -
5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES ..... - 85 -
5.1 Conclusiones ..... - 85 -
5.2 Recomendaciones ..... - 87 -
Apendices 1 ..... - 88 -
Apéndice 2 ..... - 91 -
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS ..... - 93 -
6 Bibliografía ..... - 93 -

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Distribución del viento frente a la costa peruana. Crucero 1002-04 de Evaluación Hidroacústica de Recursos Pelágicos BIC JOSE OLAYA BALANDRA-L/P IMARPE. (Morón. O , 2000)
Figura 1.2. Masas de aguas superficiales (en colores) y Circulación marina (en fechas). Fuente: Universidad Nacional Agraria de la Molina (UNALM-2005).
Figura 1.3. Principales zonas de afloramiento frente a las costas peruanas (Morón, O, 2000)
Figura 2.1. Elementos que forman un sistema de teledetección (Garcia Soto, 2009)
Figura 2.2. El espectro electromagnético (Garcia Soto, 2009)
Figura 2.3. Espectro de emisión de un cuerpo negro a 6000º K y 300º K (Garcia Soto, 2009)
Figura 2.4. Transmisión de la radiación electromagnética a través de la atmosfera (Garcia Soto, 2009)
Figura 2.5. Ilustración de las cuatro propiedades básicas de los océanos que pueden determinarse desde el espacio, indicando como se miden (a) color del océano, (b) temperatura de la superficie del mar, (c) altura de la superficie del mar, (d) rugosidad de la superficie del mar. (Garcia Soto, 2009)
Figura 2.6. a) Irradiancia y b) Emitancia (Garcia Soto, 2009)
Figura 2.7. Intensidad radiante y Radiancia (Garcia Soto, 2009)
Figura 2.8. Atenuación de la radiación electromagnética ejercida por un flujo (agua o gas). (Garcia Soto, 2009)
Figura 2.9. Representación esquemática de los tipos de frentes que pueden encontrarse al analizar una imagen de TSM –AVHRR. Los gráficos corresponden a ventanas de análisis hipotéticas de NxN pixeles. Las masas de agua presenten en cada caso se definen a partir de sus valores medios de TSM. (Bava, J., 2004)
Figura 2.10 A) Operadores locales de gradientes más comunes para la obtención de valores de gradientes en imágenes digitales. B) Expansión a tamaños de ventanas mayores de análisis para los operadores de Sobel, los cuales se consideran en el presente trabajo para la obtención de gradiente de TSM. (Bava, J., 2004)
Figura 2.11. Ejemplo de histograma de frecuencia acumulada para imágenes de gradientes de TSM, resultante de aplicar sobre la imagen AVHRR-LAC utilizando un filtro Sobel con una ventana de 7x7 pixeles. Los criterios estadísticos para diferenciar pixeles frontales de pixeles de fondo se indica con el número 1 y 2 (Bava, J., 2004)
Figura 3.1. Distribución estadística de la temperatura versus la frecuencia de temperatura (t vs h(t)) donde se observa las razón de la diferencia entre el estimado y los valores exactos eso se deben principalmente al hecho de que los grupos no están bien definidos. Debido a que se tiene una región con alta varianza y una forma de racimo flojo. La segunda región presenta una baja varianza y una forma de racimo bien acumulado, entonces el algoritmo es confundido por los dos tipos de agrupaciones. (Garcia Soto, 2009).

Figura. 3.2 Esta línea representa el área que se muestra en la figura 3.3. El borde norte de la Corriente del Golfo se indica mediante una línea continua, mientras que las tres líneas IES están representadas por guiones. El sobre Corriente del Golfo se muestra en puntos. (Cayula J. F, 1992)
Figura. 3.3 En la parte izquierda de la figura se muestra el campo TSM frente al cabo Hatteras, de Carolina del Norte. En la parte derecha los frentes de temperatura de cabo Hatteras con nubes llevado a cero y los bordes superpuestos. (Cayula J. F, 1992)

LISTA DE CUADROS

Cuadro 2.1. Bandas de radar utilizadas por el *"Institute of Electrical and Electronics Engineers"* (IEEE). (García et al, 2000)

Cuadro 3.1. Simulación realizada por Cayula en 1998, en los casos de una mezcla de dos poblaciones bien separadas de tamaño desigual que normalmente se distribuyen con diferentes variaciones, aunque es difícil distinguir los dos modos, observando el histograma (Fig. 3.1), el algoritmo identifica correctamente estos modos.

Cuadro 3.2 Está estructurado de manera que en una fila es un caso particular y la inclinación y la desviación típica asociada a cada método se dan como una función de números de interacciones N, entre las líneas IES y el borde del norte de la Corriente del Golfo, que satisface un factor de calidad mínima. Las variaciones en el valor de N en una fila son particulares y no es significativa simplemente debido al hecho que N no es una función continua con respecto a 0.

Cuadro 5.1 Localizacion de los tipos de frentes según a los dos campos de TSM y Chl obtenidos por el algoritmo de Cayula y Cornillon del 2005

Cuadro A.1 Fenómeno oceanográfico que se pueden detectar con datos de TSM registrada por sensores remotos situados en el espacio.

ACRÓNIMOS

TSM	Temperatura Superficial del Mar
Chl	Clorofila
MODIS	El Espectroradiómetro de Resolución Moderada
AVHRR	El Radiómetro Avanzado de Muy Alta Resolución
HDF	Hierarchical Data Format
NASA	*National Aeronautics and Space Administration*
GAC	Global Area Coverage
LAC	Local Area Coverage
IMARPE	Instituto del Mar del Perú
COP	Corriente Oceánica Peruana
CCP	Corriente Costera Peruana
CPSS	*Corriente Peruana Sub superficial*
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ASCII	*American Standard Code for International*
RATFOR	abreviación de RATIONAL FORTRAN

RESUMEN

El objetivo de este trabajo de tesis es aplicar el algoritmo de Cayula y Cornillon, a fin de determinar frentes oceánicos usando las imágenes de Temperatura superficial del Mar (TSM) y Clorofila (Chl) obtenidas por el satélite MODIS. Este algoritmo se basa en el análisis del gradiente, que es la combinación operacional de algunos algoritmos (Cayula J. F. and P Cornillon , 1995). Asi mismo el algoritmo utiliza un filtro de mediana, para los campos de TSM específicamente. Además este filtro nos permite analizar el espectro de luz solar al incidir sobre una superficie de agua, que sufre una fuerte atenuación, debido a los procesos de absorción y dispersión, para este fenómeno es una respuesta espectral que es significativa en la medida que los niveles de clorofila nos ayuda a identificar la eutrofización y productividad primaria dentro del mar.

La ventaja de utilizar las imágenes de TSM y Chl, es que estos campos permiten estudiar y caracterizar el agua de mar. La Chl, se relaciona con las convergencias de las masas de aguas de las desembocaduras de los ríos y el afloramiento costero. La TSM favorece la circulación marina, la cual se origina por el gradiente de densidad y el aumento de calor en la superficie. Asimismo, la TSM y Chl presentan patrones espaciales que nos permite estudiar parámetros derivados como la productividad, bio-productividad, material orgánico disuelto y sedimentos.

El área de estudio esta comprendido entre las coordenadas geográficas 74,50º W a 80,30º W de longitud y 10,50º S a 17,50º S de latitud (norte de Huacho hasta el norte de Chala). El período de estudio se realiza para los años 2004 y 2005.

Los datos de TSM y Chl, proporcionados por el sensor MODIS, han sido obtenidos gratuitamente de la página web OCEAN COLOR, desde el enlace: http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/. Se han utilizado programas fuentes desarrollados en IDL: "sstmodisbatch.pro" y "chlmodisbatch.pro" para el pre-procesamiento de los productos TSM y Chl del sensor MODIS (Eche Ll, 2009). Para la detección de frentes, se ha utilizado el algorimtmo de Cayula y Cornillon de 2005, aplicado a los datos pre-procesados.

Los resultados muestran varios tipos de frentes localizados por aplicación del algoritmo en las imágenes diarias de TSM y Chl, desde el 1ro de enero del 2004 hasta el 31 de diciembre del 2005.

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

Un frente oceánico es la frontera entre dos masas de agua de mar de diferente temperatura, salinidad, densidad, etc., caracterizado por un fuerte gradiente horizontal. Los más conocidos son relativamente estables, formados por la convergencia continua de aguas templadas y frías, moduladas en ciertos casos por la topografía y la diferencia de densidad entre las masas de agua en movimiento, actuando como un mecanismo de acumulación de fitoplancton y zooplancton a lo largo del borde frontal, e induciendo advección vertical de plancton y nutrientes (Bakun, 1996); (Wolanski E and W M Hamner., 1988). En algunas regiones oceánicas en lugar de un frente simple y continuo relativamente permanente en el espacio y el tiempo, existen estructuras con rasgos frontales transitorios y muy variables en el tiempo y el espacio; en lugar de catalogarlos como frentes se les denomina sistemas frontales y están asociados a valores altos de productividad primaria y concentraciones altas de larvas de peces e invertebrados (Munk, 1995) y (Rourghgarden, J., S. Gaines, and H. Possingha, 1988)

La medición de la temperatura y clorofila, para regiones marinas extensas como la costa peruana. durante campañas de investigación, son observaciones muy puntuales; es decir se hacen en transectos por sectores en la columna vertical y se relacionan simultáneamente a la obtención de muestras biológicas. Y en cambio los sensores transportados a bordo de satélites proveen una manera efectiva de medir ciertas variables ambientales, siendo las más relevantes en relación con los organismos marinos la Temperatura Superficial del Mar (TSM) y Clorofila (Chl). La información sinóptica de estas variables y sus variaciones espaciales y temporales resultan de gran utilidad para comprender la dinámica de los peces y las variaciones de sus áreas de distribución (Miguelez, F., 2002)

Por otra parte, a partir de medidas satelitales, se puede generar series temporales que en un futuro permitirán establecer las condiciones ambientales para regiones muy grandes (con una resolución espacial de 1km) como por ejemplo toda la costa peruana, tanto mensual como estacionalmente. Además, la evolución temporal de estas variables, permitirá también inferir tendencias y ciclos largos. El conocimiento de estas tendencias puede tener a su vez importantes implicaciones en la planificación futura de actividades de investigación. En efecto las variaciones que ocurren en el ambiente marino, tanto a corto y largo plazo, son normalmente reflejadas en los patrones de TSM y Chl obtenidas por satélite. Además, el análisis de la serie temporal de imágenes de TSM y Chl permitirá caracterizar las anomalías a corto plazo y variaciones de largo plazo que puedan influenciar la vulnerabilidad y distribución de los recursos. (Longhurst A.R, 1998)

1.2 Objetivo de la tesis

El objetivo general de este trabajo de tesis es aplicar el algoritmo de J. Francois Cayula y Peter Cornillon 2005, para determinar (Identificar y caracterizar) los frentes oceánicos a partir de los datos de Temperatura Superficial del Mar (TSM) y la clorofila (Chl) proporcionados por el sensor MODIS.

A continuación especificamos nuestros objetivos específicos de acuerdo a los conceptos de (Bava, J., 2004):

- Analizar la existencia de los frentes de talud, y su relación con el afloramiento costero
- Identificar la relación de los frentes costeros térmicos con la corriente costera peruana.

1.3 Área de estudio

El área de estudio esta comprendido entre las coordenadas geográficas 74,50º W a 80,30º W de longitud y 10,50º S a 17,50º S de latitud, abarcando desde norte de Huacho hasta el norte de Chala para el periodo 2004 y 2005. El área de estudio se caracteriza por presentar grandes extensiones de arrecife y acantilados al sur y al norte de las bahías, conteniendo una de las más ricas biodiversidad de recursos pesqueros de nuestro país, ofrece diversidad de hábitats.

1.4 Aspecto topográfico del mar peruano.

La plataforma continental se encuentra bien delimitada por la isóbata de 100 m. Presenta pendientes suaves, de vida abundante y variable. La zona de mayor extension (65 mn) y se ubica entre 7º y 10º S; las zonas más angostas (3-5 mn) se encuentran al sur de los 15º S y al norte de los 7º S. (Morón, O, 2000)

Otro aspecto importante de la topografía es la Fosa Peruana, que presenta su eje entre las 40 y 140 mn., y un mayor acercamiento a la costa a los 6º S (aproximadamente 40 mn) y 15º S (aproximadamente 45 mn) y su mayor distanciamiento a los 9º S (aprox. 120 mn) y 17º S (aprox. 85 mn). Así mismo la cordillera de Nazca se encuentra sumergida, con su eje aproximadamente perpendicular a la líneas costeras frente a Punta de Doña María en Chile (14º 45’ S), se aproxima hasta 92.6 m de la costa entre punta Infiernillos (14º 45’ S) y San Juan (15º 20’ S); en el Perú, la parte más alta de esta cordillera está cerca de los 850 m de la superficie del mar, alrededor de 400 mn de la costa peruana. (Morón, O, 2000)

1.5 Sistema de Vientos

Los vientos predominantes frente a la costa peruana son los vientos alisios de SE, gobernados por el anticiclón del Pacifico Sur; se proyectan hacia el NO (de la zonas alta presión subtropical, a zonas de baja presión ecuatorial), siendo más intensos en el invierno y más débiles en verano del hemisferio Sur, con velocidades medias hasta algo más de 5 m/s (aprox. 10 nudos). (Morón. O , 2000)

La orientación de la línea costera varía entre el S y SE, a excepción de una pequeña porción al norte de Cabo Blanco en Piura Perú, que presenta orientación SO. Al sur de los 6º S la línea costera es aproximadamente paralela a la dirección de los vientos alisios de SE, especialmente al sur de Pisco, lo que es importante para la producción del afloramiento costero y orientación de la Corriente Costera Peruana. (Morón, O, 2000)

Entre Pisco y San Juan los vientos son más intensos y persistentes, alcanzando velocidades mayores de 10 m/s; al norte de los 6º S, en las cuatro estaciones del año, se presentan vientos con mayor variabilidad, con direcciones del S y SO. Cerca de la costa, o dentro de las bahías, se presentan esporádicamente y con muy cortas duración, los denominados vientos locales, que se manifiestan con dirección contraria a los vientos alisios (Figura 1.1 La distribución del viento frente a la costa peruana) (Morón, O, 2000)

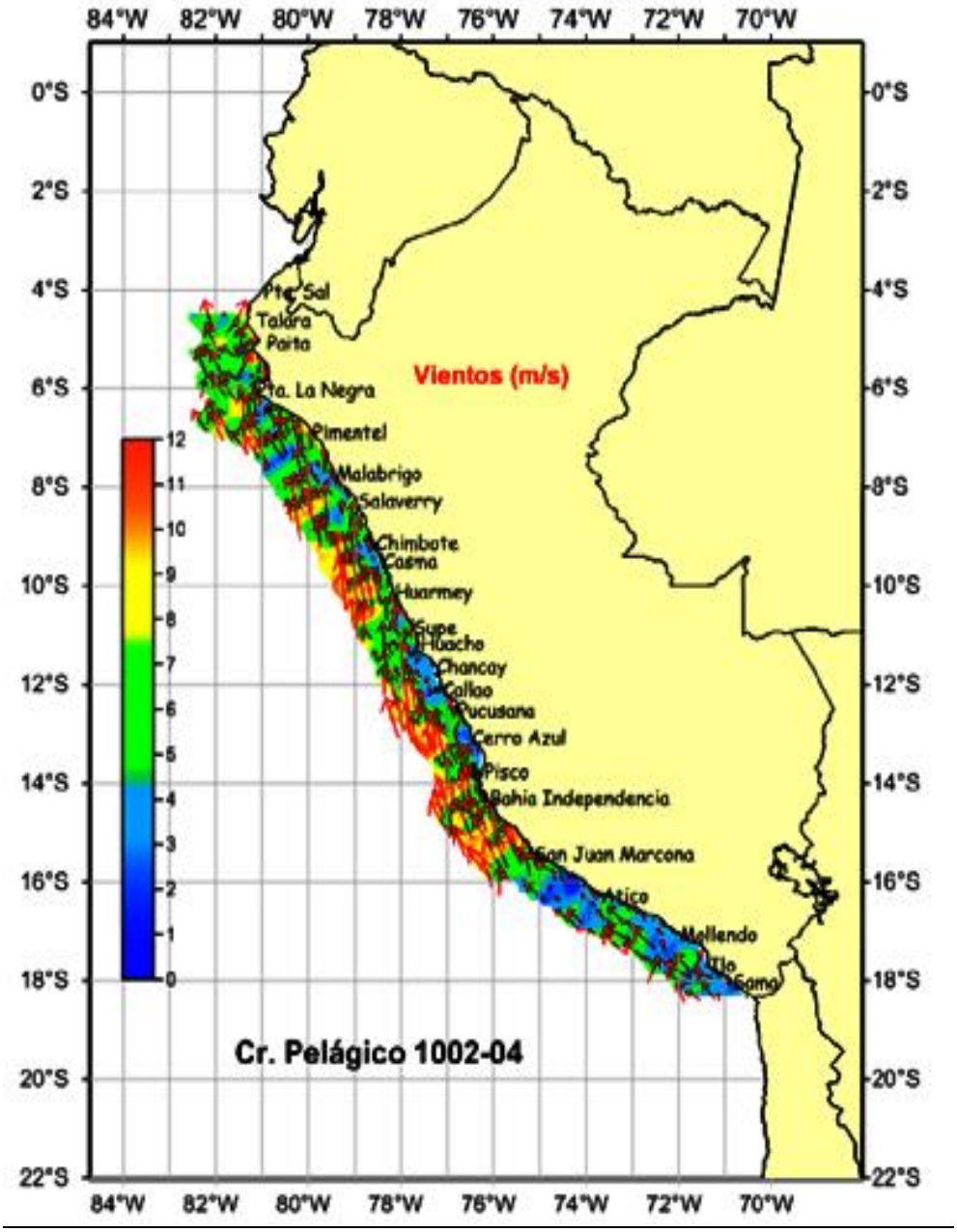


Figura 1.1. Distribución del viento frente a la costa peruana (Crucero 1002-04 de Evaluación Hidroacústica de Recursos Pelágicos BIC JOSE OLAYA BALANDRA - L/P IMARPE V (Morón, O, 2000)

1.6 Masas de Agua

La costa peruana, por su situación geográfica, está influenciada por alta concentración de sal de la región subtropical denominada Aguas Subtropicales Superficiales (ASS). Las masas de agua que le dan una característica especial al mar peruano son las Aguas Costeras Frías (ACF), principalmente por su baja temperatura y alto contenido de nutrientes; estas aguas son resultado del flujo de la Corriente Costera Peruana (CCP) y su mezcla con las

aguas del afloramiento costero. También se presentan Aguas Ecuatoriales Superficiales (AES) y Aguas Tropicales Superficiales (ATS), son de baja salinidad que proviene de las regiones ecuatorial y tropical. (Morón, O, 2000)

Las Aguas Subtropicales Superficiales (ASS), se extienden por fuera de la corriente costera en gran parte de la costa peruana, con grandes fluctuaciones horizontales y verticales en las cuatro estaciones del año; se presentan con temperaturas de 17º C y 35.1 ups, con profundidades variables hasta 50 m en condiciones normales.

Las Aguas Costeras Frías (ACF), se ubican a lo largo de la franja costera y hasta aproximadamente 20-30 mn de la costa en verano y 50 a 60 mn en invierno estas relacionadas con la temperatura de 14 ºC a 18 ºC y salinidades entre 34.9 y 35.0 ups, aunque al sur de los 15º S pueden aflorar aguas de hasta 34.8 ups cuando las Aguas Templadas de la Subantàrtica se encuentra próxima a la costa. (Moron, O y L. Escudero., 1991)

Las Aguas Ecuatorial Superficiales (AES), comúnmente en el verano se ubica al norte de los 6º S, replegándose hacia el norte en invierno presentan temperaturas entre 19 ºC y 25 ºC, salinidades de 34.0 a 34.8 ups y un espesor de 15 a 25 m (Morón. O .1992)

Aguas Tropicales Superficiales (ATS), en condiciones normales se presentan al norte de los 4º S, con temperaturas mayores a 25 ºC y salinidades menores a 34.0 up, con un espesor aproximado de 20 m (Moron, O y R, Marquina., 1997)

Las Aguas Templadas de la Subantàrtica (ATSA), son masas de aguas subsuperficial, provenientes del borde norte de la región Subantàrtica, se extienden normalmente hasta los 15º S por debajo de los 50 m de profundidad, su rango de temperatura es de 15- 13 ºC y la salinidad de 34.8 a 34.6 ups. Al inicio del periodo frio de y se proyecta hasta el norte del Callao y bastante superficial (Zuta, S y W. Urquizo., 1972)

1.7 Circulación Marina.

El sistema de circulación marina frente a la costa peruana es bastante compleja, integrada por corrientes superficiales y subsuperficial que soportan el afloramiento costero a lo largo de la costa (ver Figura 1.2). (Morón, O, 2000)

Superficialmente se destaca la Corriente Peruana constituida por la Corriente Costera Peruana (CCP) y la Corriente Oceánica Peruana (COP), las mismas que unen en la estación de invierno, mientras que la capa subsuperficial destacamos la Corriente Peruana Subsuperficial. Destacando la Corriente Peruana Superficial y la extensión sur de la Corriente de Cromwell. La CCP fluye entre la línea de costa y los 78 º W, con velocidades promedios de velocidad 5 y 15 cm/s, disminuyendo su intensidad a medida que avanza hacia el norte y a mayor profundidad, es más intensa entre abril y setiembre, cuando los vientos alisios del SE, se intensifican. Transporta un volumen aproximado de 6 000 000 m^3./s (Zuta, S y O Guillen 1970)

La COP, es más intensa que la CCP, y ambas fluyen hacia el norte al oeste de los 82º W, alcanzando 700 m de profundidad, alrededor de los 10 ºS gira hacia el oeste, Entre julio y octubre forma un solo flujo con la CCP y está situado al oeste de la línea de máxima acción del viento. Transporta un caudal de unos 8 000 000 de m^3 / s. La suma de los caudales de la CCP y la COP es la contribución de la Corriente Peruana a la Corriente Sur ecuatorial. (Vasquez, L E Tello, 1998)

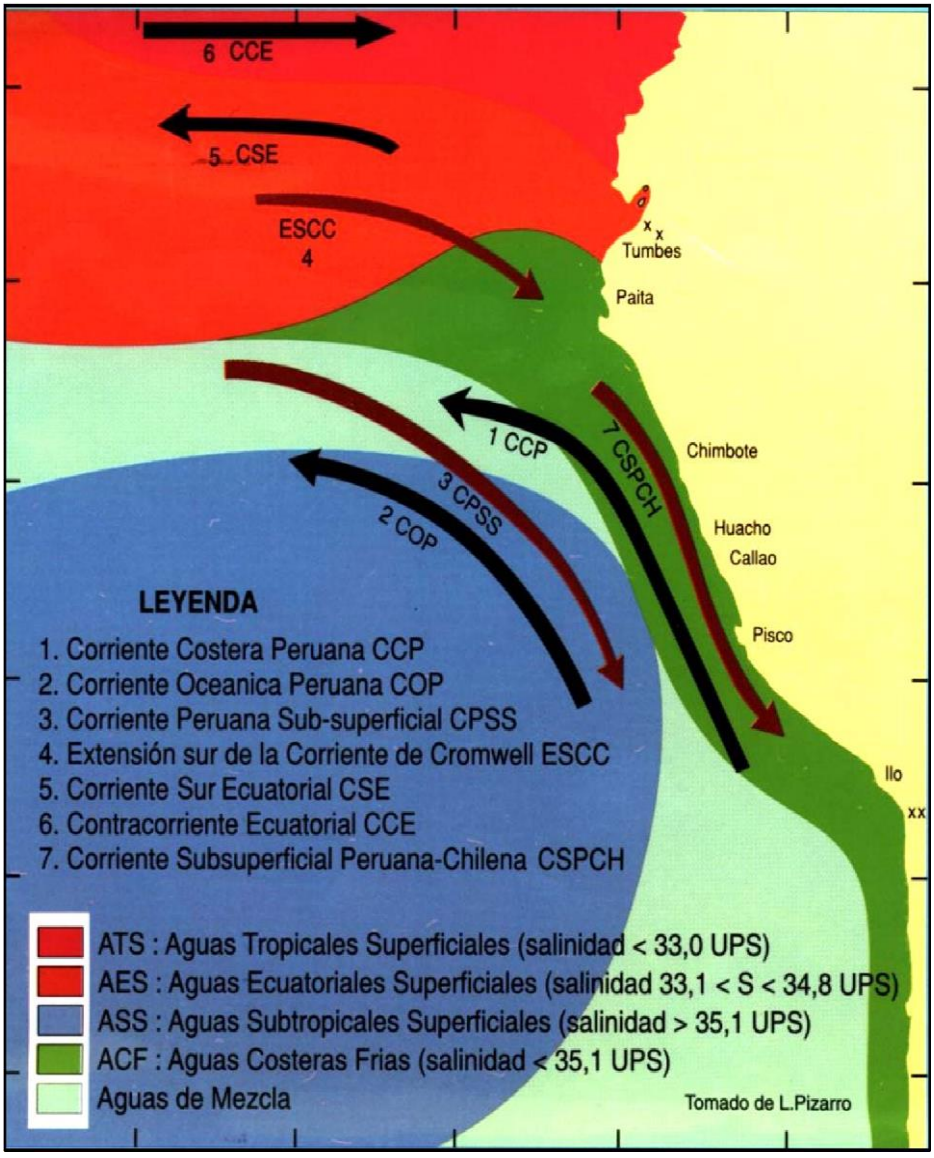


Figura 1.2- Masas de aguas superficiales (en colores) y Circulación marina (en fechas)
Fuente: Universidad Nacional Agraria de la Molina (UNALM-2005).

Entre la CCP y la COP fluye hacia el sur una contracorriente, a la que se le denomina Corriente Peruana Subsuperficial (CPSS), o Corriente Subsuperficial Peruana – Chilena, Presenta velocidades ligeramente superiores a 20 cm/s frente a Punta Falsa (Corral y Los Ríos, en Chile), debilitándose en su avance hacia el sur. Comienza frente a Talara

extendiéndose unos 25 km fuera de la costa, con un flujo más intenso cerca de los 100 m de profundidad. Esta contracorriente transporta agua de origen ecuatorial hacia el sur; está sujeta a variaciones considerables, tanto la COP. (Morón, O, 2000)

Extensión Sur de la Corriente de Cromwell (ESCC), es una corriente subsuperficial, que se inicia en la zona oceánica y se extiende hacia la zona costera entre los 5º y 9º S, para luego integrara la Corriente Peruana Subsuperficial. Se puede ubicar entre 50 a 300 m de profundidad principalmente entre Paita y sur de Punta Falsa (5° - 7º S). se caracteriza por presentar temperaturas de 15 ºC a 13 ºC, salinidades de 34.9 a 35.1 ups y concentraciones relativamente altas de oxigeno (mayores a 1.9 ml/L a 100 o 200 m de profundidad) (Zuta, S y O Guillen 1970)

1.8 Zonas de afloramiento costero peruano

El afloramiento costero es descrito como un proceso ecológico de meso escala, que se presenta principalmente en la parte orientales de los océanos, especialmente en latitudes bajas y medias. En estas áreas los vientos en dirección al Ecuador arrastran las aguas superficiales alejándolas de la costa, y reemplazándolas por aguas superficiales, debido al requerimiento de continuidad. Estas aguas afloradas son frías, de salinidad moderadas, contenido de oxigeno es relativamente bajo, pero principalmente muy rica en nutrientes, con eso se fertiliza la zona favoreciendo la producción de fitoplancton, base alimenticia para el zooplancton y para la vida animal superior (Moron, O y R, Marquina., 1997)

El Perú, por su ubicación geográfica y configuración de costa, y por la presencia de los vientos alisios del SE que soplan predominante paralelos a la línea de costa, es uno de los países ribereños privilegiados en el mundo, donde el afloramiento costero se desarrolla con gran intensidad. Así mismo las aguas afloradas en condiciones normales frente al Perú pueden proceder de profundidades menores de 120 m, y fluctuar de 14 ºC a 17 ºC, de 34,85 a 35,00 unidades prácticas de salinidad (ups) oxígenos disuelto entre 2,0 -4,0 ml/l, fosfato de 1,0 a 2,5 ug-at/l y silicato de 2,0 a 30 ug-at/l, por mencionar los principales aportes de estas aguas. (Zuta, S y W. Urquizo., 1972)

Una zona de afloramiento permanente y mayor intensidad frente a la costa peruana entre los 13º - 15º S (Bahía Independencia – San Juan), y en la Figura 1.3 se ubica los principales zonas de afloramiento frente a las costas peruanas en donde se registran las temperaturas más bajas durante todo el año. Otras zonas también importantes se ubican entre 5º - 6º S (Paita – Punta Falsa), 7º - 8º S (Pimentel – Chicama) y 11º - 12º S (Huacho – Callao). (Morón, O, 2000)

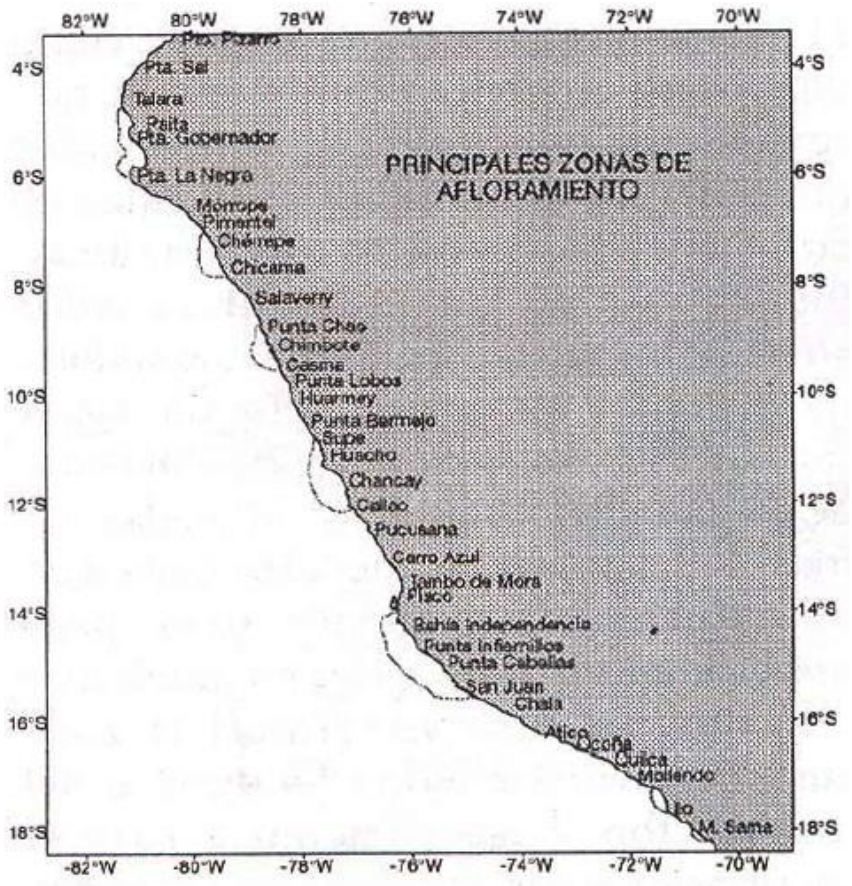


Figura 1.3 Principales zonas de afloramiento frente a las costas peruanas (Morón, O, 2000)

La corriente de aguas que incrementa el afloramiento costero son diversas (a) Provienen de la Extensión Sur de la Corriente de Cromwell, principalmente entre los 4° - 8º S; (b) Aguas de la Corriente Peruana Subsuperficial, hasta los 15º S y (c) Las aguas templadas de la Subantàrtica, que en algunos casos se mezclan con Aguas Ecuatoriales Subsuperficial, que al sur de los 14º S.

CAPÍTULO II FUNDAMENTO FISICO

2 Fundamento Fisico

2.1 La teledetección y la oceanografía.

Las observaciones de los océanos utilizando los sensores situados a bordos de satélites, ha alcanzado el desarrollo necesario, como para formar parte de las ciencias marinas, gracias al estudio de la Física de la interacción de los cuerpos con la radiación electromagnética. Hoy en día el alto nivel de desarrollo de la tecnología espacial, de los instrumentos de medida y de los métodos de procesamiento ha hecho que los datos que se obtienen dejen de tomarse como simple imágenes de océano y se consideran como medidas cuantitativas de parámetros oceanográficos. (Garcia Soto, 2009)

Los instrumentos situados en el espacio, detectan la radiación electromagnética emitida o reflejada por el océano. Estos sensores están destinados a estudiar diversos aspectos del océano, pueden encontrarse al mismo tiempo en un mismo vehículo espacial o plataforma aunque la señal detectada y registrada por un sensor contiene la información relevante acerca del océano, esta debe ser procesada y tratada antes de ser interpretada como un parámetro oceanográfico. Posteriormente, de forma individual o en conjunta con otros, los datos procesados pueden emplearse para analizar ciertos fenómenos de interés (Apéndice 1) o para ser incorporados en un modelo de simulación del océano o en un sistema de información geográfica entre otras aplicaciones. (Chuvieco, 2010)

El sistema de teledetección para observación de la Tierra está constituido por siguientes elementos (Ver Figura 2.1).

- *FUENTE DE ENERGÍA* ***(A)***
- *CAMPO DE RADIACIÓN ELECTROMAGNÉTICA* ***(B)***
- *OBJETO DE ESTUDIO* (C)
- *SENSOR* ***(D)***
- *MECANISMO DE TRANSMISIÓN Y RECEPCIÓN* ***(E)***
- *SISTEMA DE PROCESAMIENTO* ***(F)***
- *INTERPRETACIÓN Y ANÁLISIS* ***(G)***

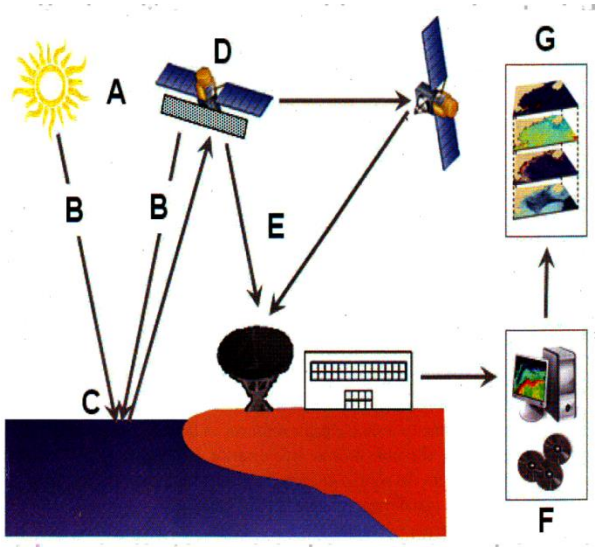


Figura 2.1 Elementos que forman un sistema de teledetección (Garcia Soto, 2009)

2.2 Espectro electromagnético en la teledetección

La observación de los océanos por sensores remotos es posible gracias a que estos instrumentos están diseñados para detectar la radiación electromagnética en un amplio rango de longitudes de ondas o frecuencias del espectro electromagnético. A pesar de que la sucesión de valores de longitud de onda es continua, se distingue una serie de bandas en el espectro electromagnético en donde la radiación electromagnética muestra un comportamiento similar (Figura 2.2). De todas estas bandas, y por su aplicación en la teledetección de los océanos, destacan tres de ellas: visible, infrarrojo y microondas.

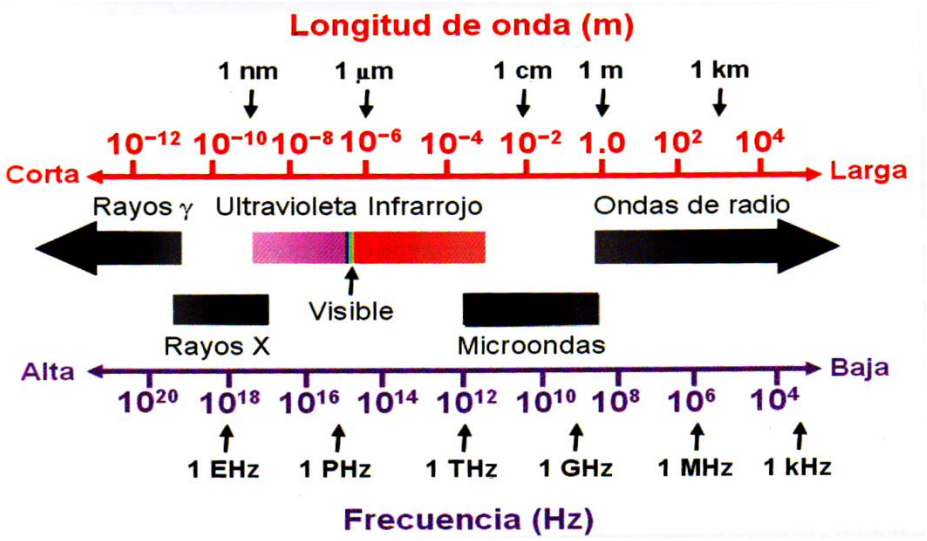


Figura 2.2 El espectro electromagnético (Garcia Soto, 2009)

El espectro visible ocupa una porción muy pequeña del espectro electromagnético que está definida en el intervalo de longitud de onda comprendido entre 0,4 a 0,7 µm justo por encima del rango de longitudes de onda correspondiente a la radiación ultravioleta (UV). Los intervalos longitudes de onda que se perciben son los siguientes: 0,40– 0,44 µm (violeta); 0,44 –0,50µm (azul), 0,50 – 55µm (verde), 0,55 – 0,59 µm (amarillo), 0,59 – 0,63µm (naranja) y 0,630 – 0,70 µm (rojo).

El siguiente intervalo del espectro es la región infrarroja (IR) que abarca el intervalo de longitud de onda entre 0,7 a 1 µm aproximadamente. Dentro de esta región se distinguen las siguientes franjas: Infrarrojo cercano (0,7 -1,4 µm), infrarrojo de onda corta (1,4 – 3 µm), infrarrojo de onda media (3 – 8 µm), infrarrojo de onda larga (8 – 15 µm) e infrarrojo lejano (15 – 1 µm). En teledetección, esta región suele diferenciarse por las características de la radiación en dos zonas: la parte reflejada que va desde 0,7 a 3 µm y la parte de emisión térmica que comprende desde los 3 a 15 µm (Chuvieco, 2010)

Las microondas incluyen las longitudes de ondas mayores que se emplean en la teledetección en un intervalo que va desde 1 mm hasta 1 m. Las longitudes de ondas más cortas en esta región tienen propiedades similares al infrarrojo térmico, mientras que las

más largas se aproximan a las utilizadas por las emisoras de radio. En estas bandas la radiación es referida habitualmente por su frecuencia, aunque entre los ingenieros en sistemas radar y los expertos que emplean sensores remotos que operan en esta región es una práctica común referirse a las bandas de los radares por letras. La Cuadro 2.1 muestra la denominación más común utilizada para las bandas radar.

Cuadro 2.1 Denominación de las bandas de radar utilizadas por el *Institute of Electrical and Electronics Engineers (IEEE)*. (Garcia Soto, 2009)

Banda	Frecuencia (GHz)	Longitud de onda (cm)	Descripción
P	0,3-1	100-30	Banda radar con mayor longitud de onda, usada por NASA en sistema aerotransportados experimentales.
L	1-2	30-15	Satélite Seasat y JERS-1 y los sistema aerotransportados de la NASA
S	2-4	15-7,5	Control de tráfico aéreo y en radar de navegación (aunque en este caso no están común como la banda X)
C	4-8	7,5-3,75	Diferentes sistemas a bordo de satélite, como dispersometros, SAR (por ejemplo, ERS-1/2, Envisat), etc.
X	8-12	3,75-2,5	Radares aerotransportados, radar de navegación y algunos sensores SAR (TerraSAR-X)
Ku	12-18	2,5-1,67	Longitud de onda muy cortas, usadas en antiguos radares aerotransportados. No son comunes hoy en día
K	18-27	1,67-1,11	
Ka	27-40	1,11-0,75	

La fuente de energía que se utiliza en teledetección puede ser natural o bien emitida desde la propia plataforma espacial. Una de estas fuentes es el propio Sol, cuya curva de emisión se muestra en la Figura 2.3, se asemeja a la de un cuerpo negro (o emisor ideal) a la temperatura de 6000º K. Otra fuente de radiación es la propia superficie de los océanos cuya curva de emisión se aproxima de un cuerpo negro a 300 ºK de temperatura (Miguelez, F., 2002)

La atmosfera es opaca a la radiación electromagnética para ciertas partes del espectro, y no resultan útiles para la observación de los océanos desde el espacio. En la Figura 2.4 se muestra el espectro de transmisión típico de la atmosfera. Se observa, que la atmosfera absorbe la mayor parte de la radiación electromagnética en longitudes de onda inferiores a 350 nm. Por otro lado, en las regiones del visible y en el infrarrojo cercano hay un rango bien definido para la cual la atmosfera es bastante transparente. A estas zonas se le denomina ventanas espectrales y son explotadas en la teledetección de los océanos como de la superficie terrestre. Para longitudes de onda comprendidas entre 20 μm y 3 mm la

absorción atmosférica es casi completa, debido a que por encima de este rango hay poca absorción. (Chuvieco, 2010)

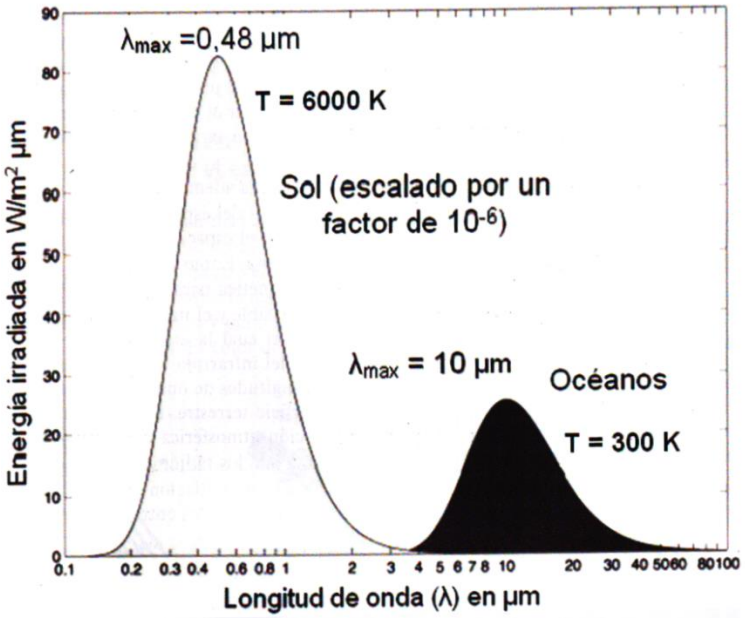


Figura 2.3. Espectro de emisión de un cuerpo negro a 6 000 º K y 300 º K. (Garcia Soto, 2009)

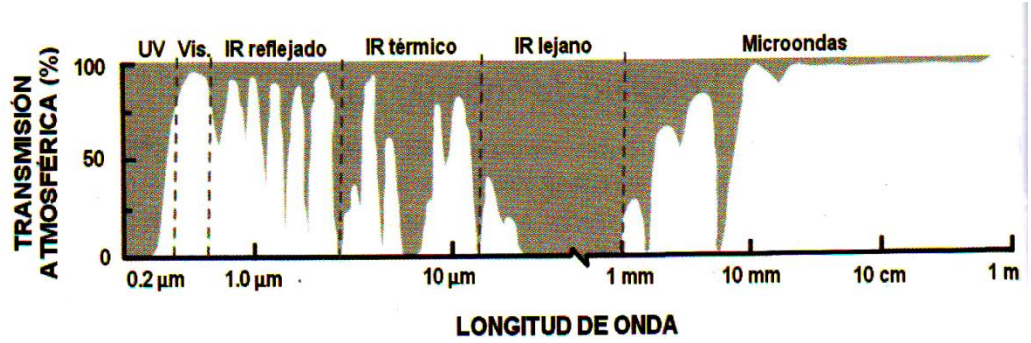


Figura 2.4. Transmisión de la radiación electromagnética a través de la atmosfera (Garcia Soto, 2009)

2.3 Parámetros oceanográficos básicos que se miden desde el espacio

Las propiedades básicas de los océanos que se miden con los sensores son las siguientes: el color del agua cercana a la superficie, la temperatura superficial del mar, la altura de la superficie de los océanos, y para escalas espaciales menores la rugosidad de la superficie del mar Figura 2.5.

El color del océano se obtiene a través de la radiación visible solar reflejada por el océano y sus constituyentes, mientras que la radiación emitida por el propio océano en el infrarrojo y las microondas permite conocer la temperatura superficial del mar. Por otro lado, los sensores activos que envían pulsos de microondas en la dirección normal a la superficie del

océano que determinan el tiempo que tardan en volver estos pulsos al sensor tras reflejarse en la superficie del océano permiten conocer la altura de la superficie del mar, y a partir de esta la pendiente de la superficie gracias al movimiento de la plataforma espacial que transporta al sensor. Por último, los sensores activos que envían pulsos de microondas también pueden medir la cantidad de energía de los pulsos reflejados en la superficie del océano, hecho que va a estar relacionado con la rugosidad de la superficie. En este caso los sensores generalmente observan la superficie del océano oblicuamente. A partir de estas cuatro medidas básicas se pueden deducir una serie de propiedades tales como: el color del océano permite deducir la concentración de pigmentos Fitoplanctónico, la cantidad de material orgánico disuelto o la concentración de partículas en suspensión; de la altura de la superficie del mar, y a partir de ésta la pendiente, se pueden calcular las corrientes oceánicas, mientras que la velocidad del viento puede estimarse a partir de la rugosidad de la superficie del mar. (Garcia Soto, 2009)

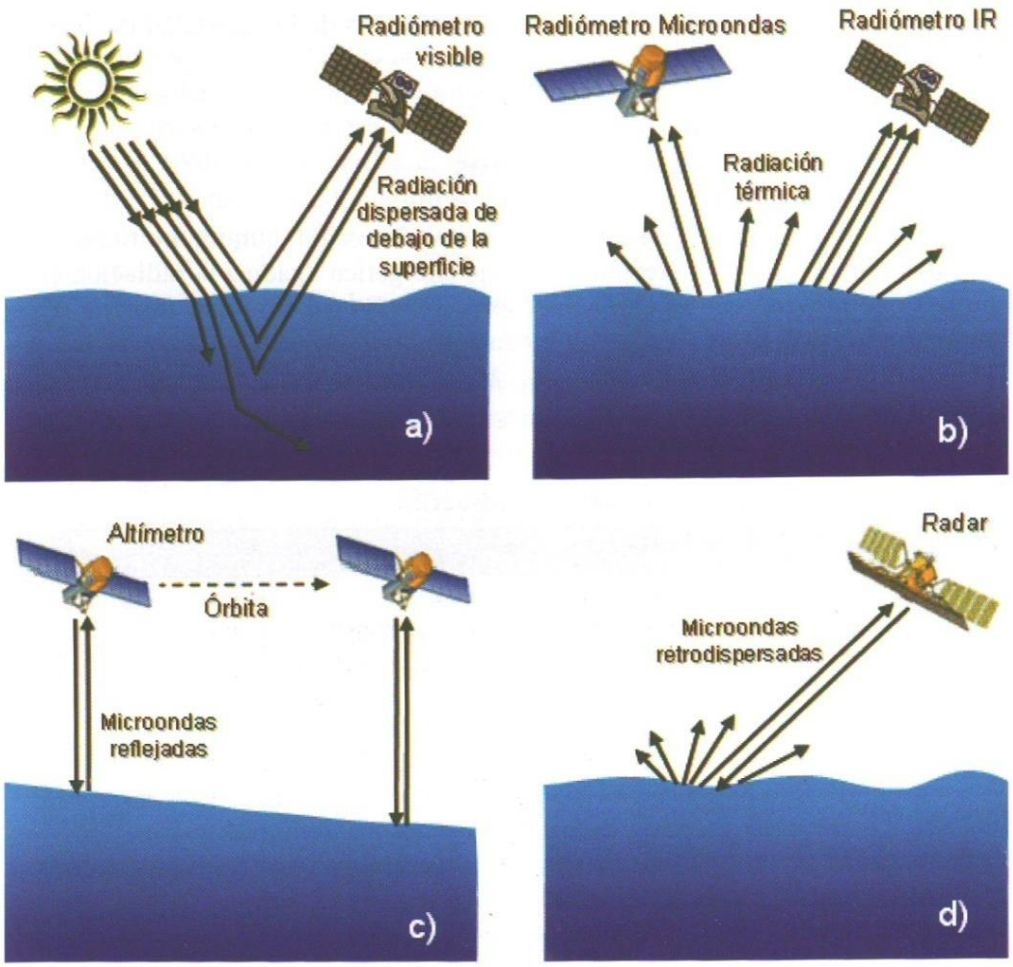


Figura. 2.5. Ilustración de las cuatro propiedades básicas de los océanos que pueden determinarse desde el espacio, indicando como se miden (a) color del océano, (b) temperatura de la superficie del mar, (c) altura de la superficie del mar, (d) rugosidad de la superficie del mar. (Garcia Soto, 2009)

2.4 Cantidades radiométricas

La mayoría de sensores que se emplean en teledetección, aunque no todos, son del tipo radiométricos, nombrados así pues miden o detectan el flujo energético ligado a la radiación electromagnética que procede del objeto bajo observación. (Chuvieco, 2010)

La cantidad física medida por un sensor es la radiancia y es definida a continuación:

2.4.1 La energía radiante (Q): cantidad total de energía emitida, transferida o absorbida en forma de radiación electromagnética (j). (chuvieco e. 2010)

2.4.2 Flujo o potencia radiante ($\boldsymbol{\Phi}$): energía emitida, transferida o recibida por unidad de tiempo en forma de radiación electromagnética (w). $\boldsymbol{\Phi = \frac{dQ}{dt} = [W = J/s]}$

2.4.3 Densidad de flujo radiante: flujo radiante interceptado por unidad de área. Cuando el flujo radiante incide sobre una superficie recibe el nombre irradiancia (e) (figura 2.6a). Si el flujo radiante es emitido por la superficie se denomina excitancia radiante o emitancia (m) (figura 2.6b) (w/m^2) $\boldsymbol{E, M = \frac{d\Phi}{dA} = [W/m^2]}$

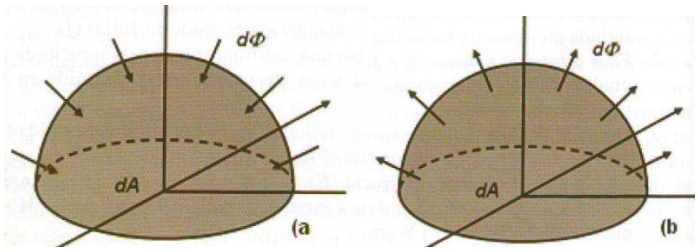


Figura 2.6. a) irradiancia (García C. S, 2000) y **b)** Emitancia (García C.S, 2000)

Intensidad radiante (I): flujo radiante por unidad de ángulo solido que emite una fuente puntual en una dirección dada (Figura 2.7) (W/sr). Esta magnitud no se usa habitualmente en teledetección ya que las fuentes no son puntuales sino extensas. (Chuvieco, 2010)

$$I = \frac{d\Phi}{d\Omega} = [w/sr]$$

Radiancia (L_λ): flujo radiante por unidad de ángulo solido que abandona una fuente extensa en una determinada dirección por unidad de área proyectada en esa dirección (Figura 2.8) (Wm^{-2} sr^{-1}). $L_\lambda = \frac{d^2\Phi}{\lambda d\Omega . dA cos\theta} = [\mathrm{W}.m^{-2}.sr^{-1}]$

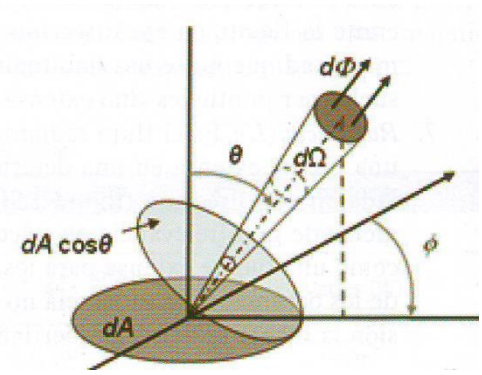


Figura 2.7. Intensidad Radiante y Radiancia. (Garcia Soto, 2009)

2.5 Atenuación de la radiación electromagnética (absorción y dispersión)

Según (Garcia Soto, 2009) en el visible y en el infrarrojo la radiación electromagnética que atraviesa una medio determinado (océano o atmosfera) es atenuada por sus constituyentes si no existen fuente de radiación en este medio. Veamos cómo se caracteriza este fenómeno para los océanos. Para ello considérese un pequeño volumen ΔV de agua, de espesor Δz sobre el que incide un estrecho haz de radiación monocromática de rayos paralelos o colimados con un flujo Φ_λ como se indica en la Figura 2.9 la ley de Beer establece que el cambio en el flujo radiante al atravesar esa capa viene dada por:

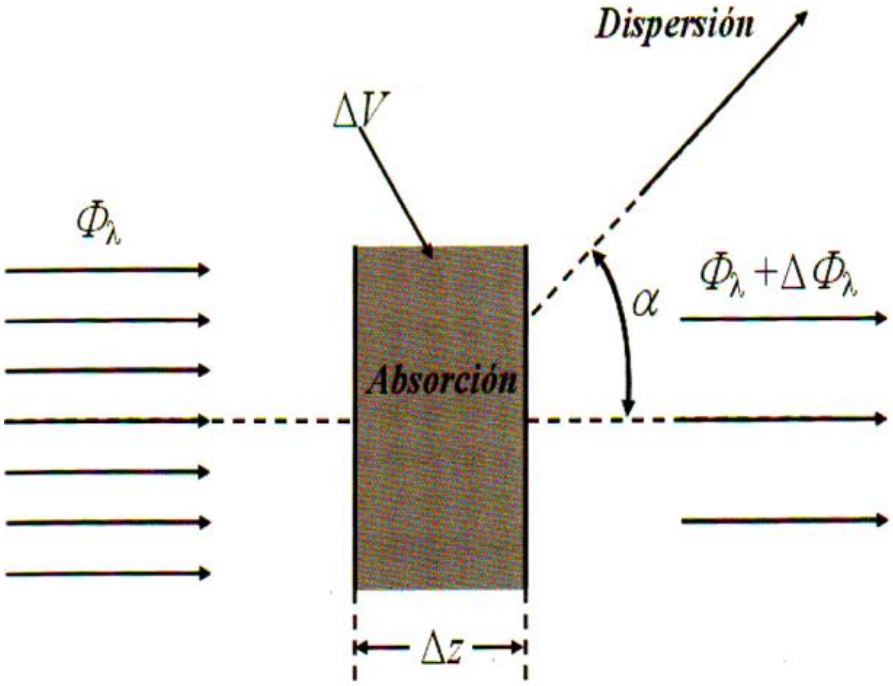


Figura 2.8. Atenuación de la radiación electromagnética ejercida por un flujo (agua o gas). (Garcia Soto, 2009)

$$\Delta\Phi_\lambda = -c(\lambda)\Phi_\lambda \Delta z \qquad (2.1)$$

donde c(λ) es el coeficiente de atenuación o extinción del medio que es definido como:

$$c(\lambda) = \lim_{\Delta z \to \infty} \left(-\frac{1}{\Phi_\lambda} . \frac{\Delta \Phi_\lambda}{\Delta z} \right) = -\frac{1}{\Phi_\lambda} . \frac{d\Phi_\lambda}{dz} \quad (2.2)$$

Los mecanismos físicos a través de los cuales puede atenuarse el flujo radiante incidente son la absorción y la dispersión (Figura 2.8). En consecuencia es frecuente expresar c(λ) como:

$$c(\lambda) = a(\lambda) + b(\lambda) \quad (2.3)$$

donde a(λ) es el coeficiente de absorción y b(λ) es el coeficiente de dispersión. Este último a su vez se puede descomponer como suma de dos términos.

$$b(\lambda)=b_f(\lambda)+b_b(\lambda) \quad (2.4)$$

donde $b_f(\lambda)$ es el coeficiente de dispersión directo o hacia delante *(forward scattering)* y $b_b(\lambda)$ el coeficiente de dispersión inverso o retro-dispersión *(backscattering).* (Garcia Soto, 2009)

El primero permite conocer el flujo radiante dispersado hacia delante ($0^o < \alpha \leq 90^o$) y el segundo hacia atrás ($90^o < \alpha \leq 180^o$) (Figura 2.8). En los océanos todos los coeficientes introducidos en las ecuaciones (2.2) a (2.4) tienen unidades de m^{-1} (Mobley, CD, 1994)

2.6 Temperatura superficial de mar (TSM)

La temperatura de brillo no brinda la temperatura superficial del mar exacto, debido a que parte de la energía emitida por el agua es absorbida por la atmosfera antes de alcanzar el sensor. La consideración de la atmosfera se realiza observando la misma superficie en dos rangos cercanos del espectro electromagnético, debido a la dependencia de los efectos atmosférico con respecto a la longitud de onda.

Para eso todos los métodos de estimación de la temperatura de la superficial del mar se deducen de la ecuación de transferencia radiactiva (ETR). La ETR es muy difícil de resolver, debido a que requiere información precisa de la constitución de la atmosfera y los perfiles de temperatura de la atmosfera. En muchas de estas variables no son fáciles de obtener a partir de las medidas de satélite; e incluso si las obtenemos, la solución hace necesario el uso de computadora muy potentes y del conocimiento extenso de la interacción básica de la radiación con varios gases y partículas en la atmosfera. Los métodos para estimar la TSM, tratan de simplificar la ecuación de transferencia radiactiva, mientras se mantienen sus principales propiedades (Eche Ll, 2009)

Debemos tener en cuenta que, los sensores a bordo del satélite miden la radiación infrarroja en dos o más bandas longitudes de ondas; estas longitudes de onda se eligen de tal manera que se encuentren en el pico de la radiación del cuerpo negro esperada para la tierra y que transmitan a través de la atmosfera. Este método de medida representa la temperatura de la superficie aproximadamente a un milímetro debajo de la superficie del océano. La temperatura del agua a un metro debajo de la superficie del mar. Sin embargo, hay una

variedad de técnicas para medir la TSM que pueden potencialmente proporcionar diversos resultados. (Eche Ll, 2009)

2.7 Clorofila (Chl)

La concentración superficial de la Chl-a derivados de la medidas satelitales de color del océano, constituyen un indicador de la biomasa Fitoplanctónica y la producción primaria (Longhurst A.R, 1995). Esta información es útil para delimitar masas de agua e identificar el afloramiento asociado a la circulación de mesoescala. Al igual que la TSM, para calcular se va empezar a relacionar las cantidades medidas por el satélite con los valores medibles fácilmente sobre el terreno de estudio. El satélite mide radiancia y su valor depende de las propiedades del medio a la vez de su iluminación; se puede expresar en función de la reflectancia. Esta última es una propiedad óptica aparente (AOP).

La AOP se define opuestamente a las propiedades ópticas inherentes (IOP). Las IOP son las propiedades de la masa de aguas y depende únicamente de la composición de esta masa y no de las condiciones de la iluminación. Por ejemplo los coeficientes de absorción o dispersión caracterizan sus propiedades pero otra magnitud puede definir las IOP como el índice de refracción. (Morel A. Voss KJ, 1995)

Localmente, la iluminación varia muy rápidamente (por le presencia de la nubes, pero también según el ángulo de incidencia y según la agitación de la superficie del mar) y con el fin de desligarse de esta limitación, el usuario utiliza las propiedades óptica inherentes de la masa de agua. La radiancia medida por el satélite es expresada en la función de varios parámetros; la iluminación extra-atmosférica (justo por encima de la superficie) y también la reflectancia por debajo de la superficie, que contiene información del color del océano continuación un breve cálculo de dicha propiedad óptica inherente (IOP).

La reflectancia subsuperficial (R^{0-}) y propiedad óptica Inherente (a y b_b) es una medida óptica más intuitiva de uso común actual que la radiancia L_w es la reflectancia subsuperficial (R^{-0}; sin dimensiones) definida como el radio de la irradiancia ascendente ($E_u{}^{-0}$) a la irradiancia descendente ($E_d{}^{-0}$) justo debajo del agua (R^{0-}). (Austin, R W. , 1980)

$$R^{0-} = \left[\frac{E_u^{0-}}{E_d^{0-}}\right] \tag{2.5}$$

Representa para cualquier profundidad una medida del porcentaje de luz descendente que es reflejado por la columna de agua inferior. Desde el punto de vista práctico la irradiancia ascendente (E_u^{0-}) y la irradiancia descendente (E_d^{0-}) son medidas usando colectores de luz planos con una respuesta de tipo coseno orientados hacia abajo (E_u) y hacia arriba (E_d). Estas irradiancias son diferentes de la irradiancias escalares medidas con colectores de luz esféricos (Garcia Soto, 2009)

La radiancia emergente (L_w) y la reflectancia subsuperficial (R^{0-}) están relacionadas a través de siguiente ecuación.

$$R^{0-} = \left[\frac{QL_w}{E_d^{0-}}\right] \tag{2.6}$$

Donde Q es un factor que relaciona la irradiancia (L) con la radiancia ascendente (E_u) en la misma profundidad. Tiene un valor de π ($L=E_u/\pi$) asumiendo que el océano es una superficie Lambertiana y por lo tanto L es independiente del ángulo desde el cual es medido. (Morel A. Voss KJ, 1995) ha demostrado la dependencia de Q respecto a la geometría de visión y da valores de $Q \approx 3$ en observaciones oblicuas próximas a las márgenes de visión de sensores de color típicos y de $Q \approx 5$ en zonas próximas al nadir.

Una medida mixta entre L_w y R^{o-} de amplio uso es la reflectancia de teledetección ($R_{RS}; sr^{-1}$) que se define de la siguiente forma (IOCCG., 2000)

$$R_{RS} = \left[\frac{L_w}{E_d^{0-}}\right] \tag{2.7}$$

Al atravesar la superficie del mar la luz incidente primero es reflectada y posteriormente dispersada o absorbida según interactúa con las moléculas de agua y con el material particulado o disuelto. Estas interacciones pueden expresarse a través de las propiedades ópticas inherentes del medio: el coeficiente de absorción (a) y la función volumen de dispersión (ß). En general la absorción disminuye la intensidad de la luz incidente y la dispersión redistribuye su dirección. El volumen de dispersión (ß) describe la distribución direccional de la luz en todas las direcciones y su integración da lugar al coeficiente de dispersión (b). El coeficiente de dispersión (b) a su vez se puede descomponer integrando (ß) hemisféricamente en el sentido de la luz incidente (b_f) y en sentido opuesto (b_b) o retro-dispersión. Por simplicidad denominaremos la retrodispersion a partir de ahora simplemente dispersión y anotaremos posteriormente (b_b).

La absorción (a) y la dispersión (b_b) son propiedades ópticas inherentes. Pueden ser medidas en el laboratorio por incidencia normal de la luz y su valor depende únicamente del tipo de constituyente (fitoplancton, sedimentos en suspensión, materia orgánica disuelta, etc.) y su concentración. La reflectancia (R) por lo contrario es una propiedad óptica aparente. Ha de ser medida necesariamente in situ en la vertical de la columna de agua y su magnitud varia con las condiciones de iluminación. Ambas se pueden relacionar no obstante a través de la siguiente formula (Gordon et al , 1975)

$$R^{0-} = f\left[\frac{b_b}{a+b_b}\right] \tag{2.8}$$

La ecuación se suele simplificar asumiendo que $b_b \ll$ a (como suele ocurrir en aguas oceánicas) y es sustituida por la siguiente expresión alternativa (Morel A, Prieur L, 1977)

$$R^{0-} = f_1\left[\frac{b_b}{a}\right] \tag{2.9}$$

Estas ecuaciones se han presentado a menudo con un factor f_1 de 0,33 estimado inicialmente por (Morel A, Prieur L, 1977) Más recientemente, (Morel A. Voss KJ, 1995) han dado valores entre 0,3 y 0,5 en el espectro visible, en diferentes condiciones de iluminación y concentración de fitoplancton.

2.8 Tipos de Frentes o fenómeno oceanográfico

2.8.1 Frentes oceánicos

Un frente oceánico es el plano de separación de dos masas de agua de características diferentes. Técnicamente, un frente puede definirse como cualquier variación en las aguas marinas que modifique significativamente el aspecto geométrico o energético de la propagación. Representan el encuentro de dos sistemas importante. Su manifestación en superficie es siempre de carácter térmico y permanente, debido a que ambos sistemas poseen masas de aguas con propiedades de temperaturas y salinidad muy diferentes. (Bava, J., 2004)

2.8.2 Frentes asociados a remolinos y los filamentos en el océano abierto

Este tipo de frente se origina como consecuencia de procesos derivados de la interacción entre los sistemas de corrientes con propiedades muy diferentes, constituyen estructuras de mesoescala con una duración del orden de algunos días a varias semanas. Los filamentos se originan como consecuencia de la intrusión de masas de aguas de un cierto tipo en aguas correspondientes a otro tipo, con una forma de filamento que da lugar a su nombre. Los remolinos constituyen desprendimiento de masas de aguas que quedan atrapadas en aguas de otro tipo. Como las temperaturas de ambas tipos de aguas son muy diferentes, ambas estructuras resultan claramente identificables en las imágenes satelitales de TSM. (Bava, J., 2004)

2.8.3 Frentes de talud

Se conoce que las zonas frontales de agua fría superficial se desarrollan en el borde de la plataforma continental o talud continental, lo cual da lugar a grandes biomasa de fitoplancton. Hoy en día, la explicación más amplia aceptada en relación con existencia de los frentes de talud involucra la generación de ondas internas sobre la termoclina en el borde de la plataforma, donde el flujo originado por las mareas se encuentra con la topografía irregular del fondo marino (Bava, J., 2004)

2.8.4 Frentes costeros térmicos

Se origina como consecuencia del aporte de aguas continentales frías a las aguas marinas. Como ambas tipos de aguas presentan propiedades diferentes. (Bava, J., 2004)

2.9 Relación entre el fenómeno oceanográfico y su identificación en las imágenes de satélite

En la siguiente sección se relacionan las condiciones oceanográficas que dan lugar a distintos frentes y su importancia sobre la productividad del sistema en su conjunto. También es importante destacar que muchas zonas frontales se pueden identificar mediante las imágenes satelitales de TSM y Chl. Las primeras dan cuenta de la manifestación térmica de la estructura frontal, mientras que la segunda permite inferir el aumento en la productividad Fitoplanctónica asociado al fenómeno oceanográfico. Del análisis visual de ambas variable se puede deducir que las zonas de alta productividad en las imágenes de color del mar, que corresponden a frentes oceanográficos de los distintos tipos, resulta mucha más evidente que la identificación de los frentes mediante el simple análisis visual de las imágenes de TSM. En efecto, las zonas de alta productividad aparecen en las imágenes de color del mar con una concentración de Clorofila "a" que resultan al menos un orden mayor que las zonas adyacentes menos productivas. (Bava, J., 2004)

La identificación de los frentes a partir de la imagen de TSM y Chl puede realizarse no obstante de distintas maneras, y pueden proveer una perspectiva a gran escala de estas estructuras que puede complementarse con estudios observacionales in situ (Ullman D S y P. C. Cornillon., 1999), la significativa habilidad para mapear y entender estos frentes ha sido uno de los primeros beneficios resultando el uso de las imágenes de satélite. A efectos, se desarrollan herramientas de procesamiento digitales de imágenes que permiten resaltar el cambio de TSM en las zonas frontales (Longhurst A.R, 1998)

En general las imágenes originales de TSM da lugar a una imagen derivada en donde destaca las zonas de cambio brusco de la TSM, contra un fondo de la imagen caracterizado por las zonas marinas en donde la variable presenta un comportamiento más homogéneo a lo largo de grandes distancias. La importancia del método aplicado para este trabajo, se caracteriza como común es que todos buscan detectar "borde" sobre la imagen de TSM y no para las imágenes de Chl. En efecto, en el dominio de la imagen de los frentes de TSM y Chl representan los bordes, o sea ubicación de pixeles en las cuales hay un cambio abrupto en la escala de gris o en la intensidad. En el dominio de las variables que se quiere analizar, los mismos cambios abruptos corresponden al cambio de la TSM y la Chl en un lado de la estructura frontal. (Bava, J., 2004)

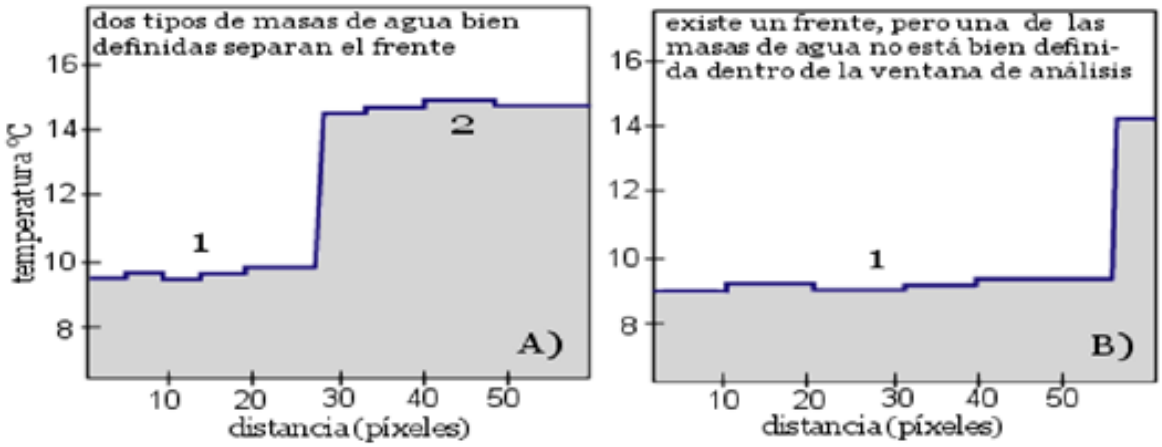
2.9.1 Deteccion de bordes

La detección de los bordes es un problema fundamental en el análisis digital de las imágenes, porque los bordes caracterizan los límites de los objetos en escenas visuales. En el caso de frentes oceanográficos, los objetos están representados en la imagen por la diferentes masas de agua a cada lado del frente, mientras que el borde está representado por el camino frente o interface entre ambas masas de agua. La detección de borde sirve de este modo para simplificar el análisis de las imágenes, ya que reduce significativamente la cantidad de datos procesados, mientras que al mismo tiempo preserva información

estructural útil sobre los límites de los objetos (Canny, J, 1986). Sin importar la aplicación para el cual se utiliza la detección de bordes, las condiciones que debe cumplir un buen detector pueden resumirse de la siguiente manera (Simpson J J, 1994)

a) La tasa de error debe ser baja, esto es, que los bordes o frentes que ocurren en la imagen deben ser identificados, y no aquellos bordes "ruidosos" provenientes de un mal pre-procesamiento.
b) Los pixeles identificados como bordes, o sea como parte de una estructura frontal, deben estar bien localizados. Esto quiere decir que la distancia entre pixeles marcado por un detector como pixeles frontales y el centro del verdadero frente debe ser mínima. Una interpretación alternativa de esta definición es que las contribuciones (magnitud de borde) de cada pixel en la imagen derivada debería alcanzarse a partir de un promedio suavizado de los vecinos, antes de cualquier promedio de puntos ampliamente dispersados (Marr D, y E Hildreth, 1980)

Los métodos consideran diferentes aproximaciones teóricas y dimensiones del área o ventana de análisis para clasificar un pixel de TSM como borde, pudiendo existir de modo general cuatro posibilidades dentro de las ventanas analizadas (Fig. 2.9). Así, el frente de TSM puede ser mayormente abrupto como el caso del frente oceánico de confluencia de la corrientes de Malvinas y Brasil (Fig. 2.9 A), o representar un frente más débil con un cambio similar de TSM a través del frente ocurriendo en una distancia mucho mayor, como es el caso de los frentes costeros (Fig. 2.9 C). En ambos casos el frente deja dos tipos de masas de agua claramente definidas a partir de su valor de temperatura. Sin embargo, ambos tipos de frente pueden ubicarse a su vez en el límite del área de análisis, en cuyo caso dentro de la misma solo se verifica la presencia de un tipo de masa (Fig. 2.9 B y D), y dependiendo del método de detección empleado, puede resultar difícil identificar la estructura frontal.



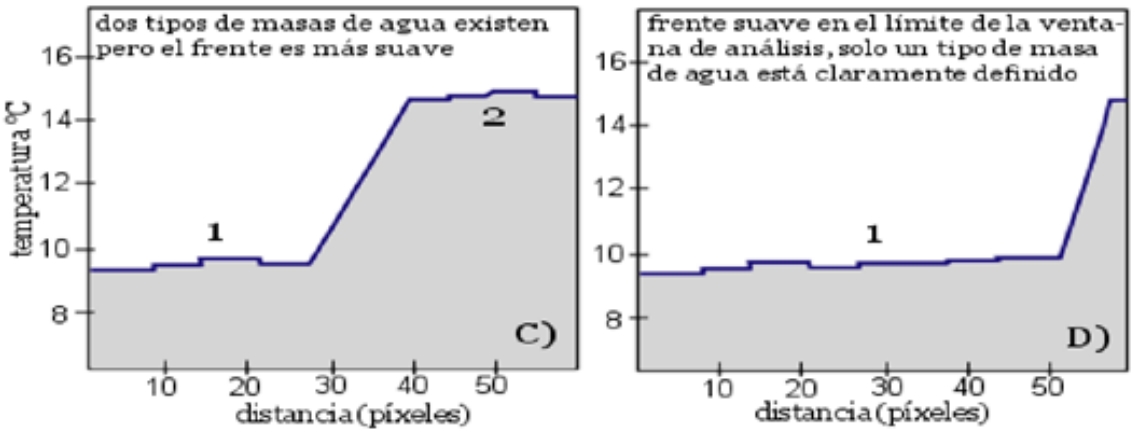


Figura 2.9. Representación esquemática de los tipos de frentes que pueden encontrarse al analizar una imagen de TSM –AVHRR. Los gráficos corresponden a ventanas de análisis hipotéticas de N×N pixeles. Las masas de agua presenten en cada caso se definen a partir de sus valores medios de TSM. (Bava. J. 2004)

2.9.2 Tipos de bordes en el análisis de los frentes oceánicos.

Existen varios métodos para detectar los frentes oceanográficos a partir de las imágenes satelitales que se pueden mencionar, los cuales varían en complejidad y prestaciones. Por su complejidad debe entenderse básicamente el grado de dificultad que exige el diseño del algoritmo de detección, y los problemas asociados con su aplicación sobre una imagen de TSM, de grandes dimensiones (varios cientos de kilómetros por eje), relativos al tiempo de procesamiento y dimensiones de la imagen derivada. Las prestaciones refieren a la información que la aplicación del algoritmo nos brinda. Por ejemplo, ciertos algoritmos brindan solamente la posición del frente, mientras que otros pueden indicar además la magnitud del cambio de TSM registrado por unidad de superficie o gradiente (Simpson 1990, 1994). Otros brindas incluso información sobre diversos parámetros físicos del frente, como temperatura media, ancho y diferencias de temperatura a ambos lado de la zona frontal (Shaw A G P, y DN Vennell, 2000). Evidentemente, cuando más complejo el algoritmo, mayor tiempo de procesamiento requerido para analizar una imagen de TSM.

2.9.3 Gradiente de temperatura.

El método más utilizado para aplicaciones de detección de bordes en oceanografía satelital es el gradiente de temperatura, el cual puede ser determinado de tres maneras diferentes usando operadores de gradiente, detectores de bordes y realzadores de bordes (Simpson, J J, 1992). Los operadores de gradiente son utilizados cuando los valores reales de gradiente de temperatura son necesarios. Los detectores de bordes son usados cuando solo se necesita determinar la posición precisa de los límites frontales, mientras que los realzadores de borde son utilizados para incrementar la relación entre las estructuras frontales a detectar y los valores de fondo de la imagen, por ejemplo en el caso de frentes débiles que apenas resultan identificables en la imagen original.

Todos estos métodos trabajan en lo que se denomina un nivel local o de vecindad, considerando un filtro o kernel de análisis de una cierta dimensión (en general 3x3 pixeles) centrada en cada pixel de la imagen. El filtro presenta generalmente un tamaño impar de modo de asegurar una aplicación simétrica del mismo sobre la imagen. Como debe obtenerse un valor de gradiente para cada pixel de la imagen, el filtro se aplica secuencialmente sobre toda la imagen. A su vez como la utilización del filtro requiere considera fracciones de la imagen que tengan sus mismas dimensiones, es necesario emplear tantas ventanas de la imagen como pixeles tenga la misma. Mediante este procedimiento, conocido como Convolución, se obtiene una nueva imagen derivada a partir de la original de TSM, en donde cada pixel presenta un valor de gradiente de Temperatura en ºC/Km, y en donde es posible destacar las estructuras frontales existentes en la imagen original.

2.9.4 Aproximación multi nivel

Cayula & Cornillon (1992-1995), desarrollaron un algoritmo de bordes que opera considerando niveles globales, regionales y locales dentro de la imagen. El nivel global requiere a la obtención de estadísticos relativos a toda la imagen, como por ejemplo la probabilidad de que una región pre-segmentada posea efectivamente un frente. El nivel regional considera ventanas de 32×32 pixeles en la cuales la existencia de un frente es evaluada buscando una bimodalidad del histograma, que indique la presencia de dos poblaciones de pixeles con distintas características de temperatura, esto es, los dos tipos de masas de agua separada por el frente. El nivel local también involucra un análisis de vecindad en una ventada más reducida, pero el algoritmo es de naturaleza distinta y mucho más complejo que permiten detectar el gradiente de temperatura. En este caso se asigna al pixel central de la ventana un valor estadístico que indica la probabilidad con que puede ser considerado un pixel frontal.

2.9.5 Detección y seguimiento de frentes

(Shaw A G P, y DN Vennell, 2000) ejemplifican el uso de un algoritmo que brinda información sobre diversos parámetros físicos del frente. El algoritmo opera a un nivel local, pero siguiendo el frente a partir de un punto y la dirección inicial. El algoritmo matemáticamente representa la forma del frente térmico entre dos masas de aguas, y usa los parámetros obtenidos de esta representación para seguir el frente. Su diseño se basa en el uso de una función tangente hiperbólica, y su elección se justifica porque presenta los atributos de alcanzar una temperatura constante a ambos lado del frente y tener un gradiente abrupto entre ambos tipos de masa de agua (aproximadamente la situación indicada en la Fig. 2.9 A). Los mismos autores destacan que el algoritmo falla en ciertas ocasiones en el seguimiento del frente, lo cual puede deberse en parte a la función elegida para desarrollar el algoritmo, la cual no permite reflejar situaciones de frentes débiles (Fig. 2.9 C).

Los dos últimos métodos constituyen sin duda aproximaciones mucho más complejas a la detección de bordes que el uso de operadores locales para determinar el gradiente de TSM.

No obstante, si bien ambos trabajos destacan las bondades de los métodos en cuanto a la mejor caracterización de las estructuras frontales en relación con otros métodos, ninguno hace mención al tiempo de procesamiento requerido para analizar una imagen en función de las prestaciones ordinarias de una computadora convencional. Considerando la complejidad de diseño de ambos algoritmo, resulta evidente que el tiempo de procesamiento necesario para procesar una imagen de TSM es notablemente superior al empleado por los operadores locales. (Shaw A G P, y DN Vennell, 2000)

2.9.6 Detección de los frentes oceánicos

A partir del análisis de imágenes satelitales de gradientes de TSM y Chl. La metodología desarrollada en el presente trabajo se basa en el uso operadores de gradientes sobre las imágenes MODIS- Aqua de TSM y Chl, los cuales permiten obtener como se indicó una aproximación al valor de gradiente de temperatura (ºC/km) y productividad (mg/m^3.km). Debido a que una de las utilidades potenciales de esta técnica es la asociación de variables biológicas en relación, no solo con la presencia, sino también con la magnitud de las estructura frontales, la utilización de este tipo de operador en ventanas centradas sobre cada pixel, de modo tal que la localización del frente en los extremos de la ventana (Fig 2.9 B y D) no representa un problema para la detección del gradiente. Más aun, en tales casos el valor de gradiente obtenido resulta ligeramente superior al valor de fondo o "ruido" presente naturalmente en las imágenes, indicando la cercanía del pixel a la zona frontal.

Diversos operadores de gradiente se mencionan en la literatura ((Jair A K, 1989) (Simpson, J J, 1992), (Gonzales R.C y R. E. Woods , 1992)) (Fig. 2.10), los cuales fueron analizados en detalle por Simpson (1990) para detección de estructuras oceánicas mediante el uso de imágenes AVHRR de TSM.

A)

Prewitt N 3 Sp 2

Este-Oeste

-1	0	1
-1	0	1
-1	0	1

Norte-Sur

-1	-1	-1
0	0	0
1	1	1

Isotrópico N $2+\sqrt{2}$ Sp 2

Este-Oeste

-1	0	1
$-\sqrt{2}$	0	$\sqrt{2}$
-1	0	1

Norte-Sur

-1	$-\sqrt{2}$	-1
0	0	0
1	$\sqrt{2}$	1

Roberts N 1 Sp $\sqrt{2}$

máscara 1

0	1
-1	0

máscara 2

1	0
0	-1

Kirsch N 15 Sp 2

máscara 1

-3	-3	5
-3	0	5
-3	-3	5

máscara 2

5	5	5
-3	0	-3
-3	-3	-3

Sobel 3x3 N 4 Sp 2

Este-Oeste

-1	0	1
-2	0	2
-1	0	1

Norte-Sur

-1	-2	-1
0	0	0
1	2	1

B)

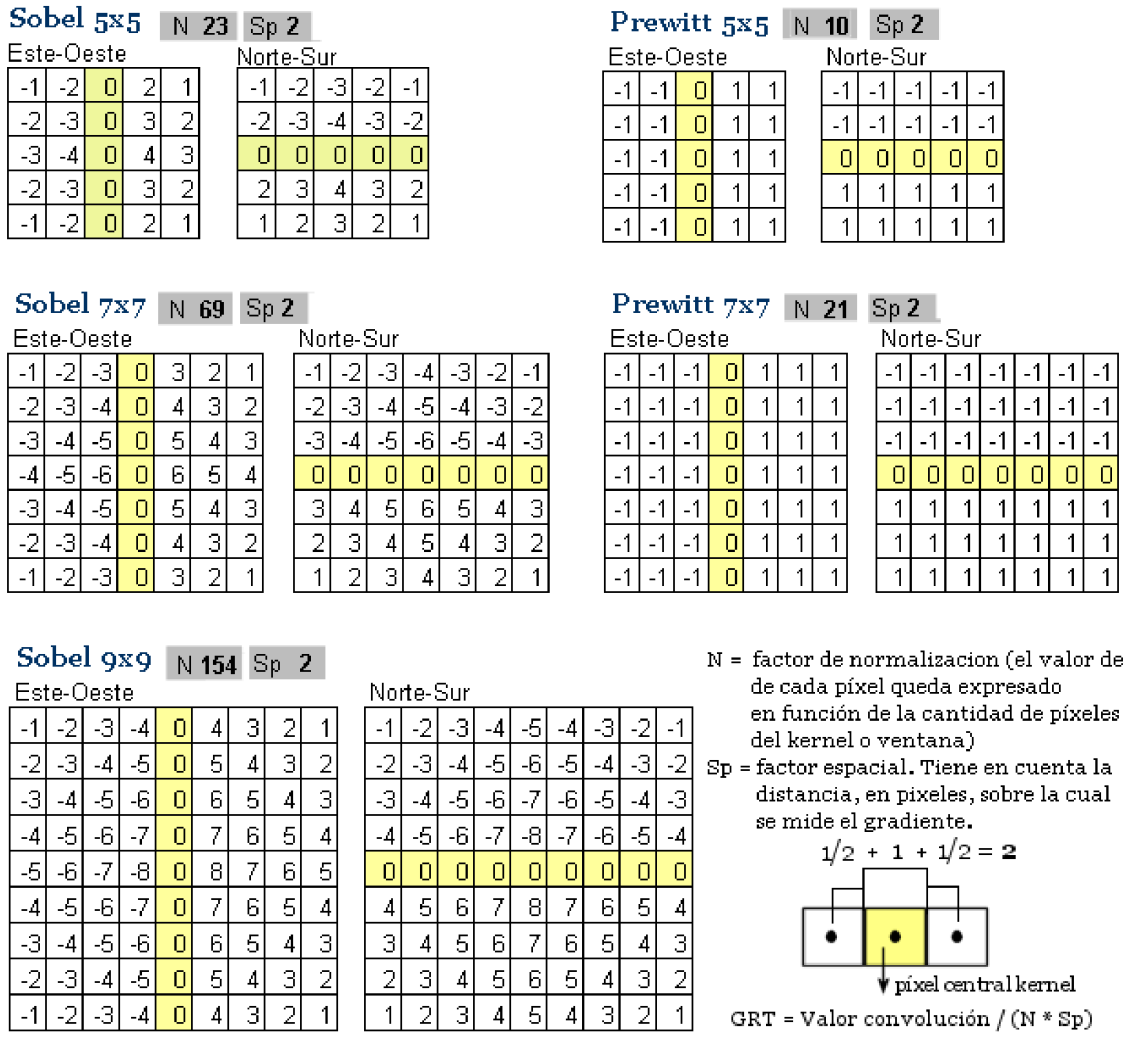


Figura 2.10. A) Operadores locales de gradientes más comunes para la obtención de valores de gradientes en imágenes digitales. B) Expansión a tamaños de ventanas mayores de análisis para los operadores de Sobel, los cuales se consideran en el presente trabajo para la obtención de gradiente de TSM. (Bava. J. 2004)

2.9.7 Determinación del gradiente local de TSM.

La magnitud de un gradiente local solo puede ser obtenida de modo eficiente considerando dos filtros ortogonales (Fig. 2.10 A y B) de modo general, un filtro permite aproximar el gradiente en sentidos oeste-este (X) mientras que el restante lo hace en la dirección sur – norte (Y), obteniéndose así dos imágenes que aproximan el gradiente en cada dirección. El cambio de TSM promedio para cada pixel se obtiene dividiendo el valor resultante de la convolución por un factor de normalización (N), que básicamente tiene en cuenta el número de diferencias efectuadas en cada ventana de convolución (Fig. 2.10 A y B). En el caso de un operador Prewitt por ejemplo, se consideran tres diferencias para obtener el producto de convolución de cada pixel, por lo que el factor N resulta igual a 3. El gradiente de TSM

para cada dirección resulta de dividir el valor normalizado por un factor espacial (Sp), que considera a distancia en pixeles sobre la cual se realiza la detección. Con excepción del operador Roberts, en todos los restantes el factor Sp es igual a 2 (Fig. 2.10 B). Resta finalmente obtener el valor de gradiente adireccional para cada pixel, el cual viene dado por combinación, las componentes de oeste – este y sur –norte, y que por motivos de eficiencia computacional generalmente se aproxima como:

$$\left|\overrightarrow{\nabla \Phi}\right| = \sqrt{\frac{\partial \emptyset}{\partial x}^2 + \frac{\partial \emptyset}{\partial y}^2} \tag{13}$$

$$\left|\overrightarrow{\nabla \Phi}\right| \approx \left|\frac{\partial \emptyset}{\partial x}\right| + \left|\frac{\partial \emptyset}{\partial y}\right| \tag{14}$$

Una vez obtenida la imagen del gradiente de TSM, se debe determinar cuáles pixeles corresponden verdaderos frentes y cuales a valores de gradientes ruidosos, resultantes del procesamiento mismo de la imagen (Bava, J., 2004). El valor límite o umbral para considerar un pixel como frontal surge a partir del análisis de frecuencia acumuladas de la imagen, de modo tal que el valor umbral de gradiente corresponde a una frecuencia acumulada entre el 90% y 95% (Fig. 2.11). En otras palabras, se consideran como pixeles bordes o frontales solamente aquellos pixeles cuya distribución de frecuencia es menor al 10 % del total de pixeles de la imagen. Esto pixeles representan los mayores valores de gradientes, los cuales corresponden a la "cola" del histograma de frecuencias.

(Simpson J J, 1990) consideró en sus análisis el tamaño de filtro de 3x3 pixeles, y cantidades crecientes de ruido en las imágenes a fin de contemplar de algún modo los problemas asociados con el uso cotidiano de imágenes de TSM, como por ejemplo la presencia de nubes mal enmascaradas, sus resultados indican que el operador Roberts es el menos deseable, mientras que los filtros de tamaño impar funcionan bien en ausencia de ruido. Los operadores Prewitt e Isotrópico brindan mejores resultados que el Sobel para imágenes afectadas por ruido severo, del orden del 20 %. No obstante, debe señalarse que el mismo autor destaca que el tipo de ruido introducido en las imágenes para testar los distintos operadores no se corresponde con el tipo de problema real representado por las nubes, el cual obviamente resulta imagen- especifico.

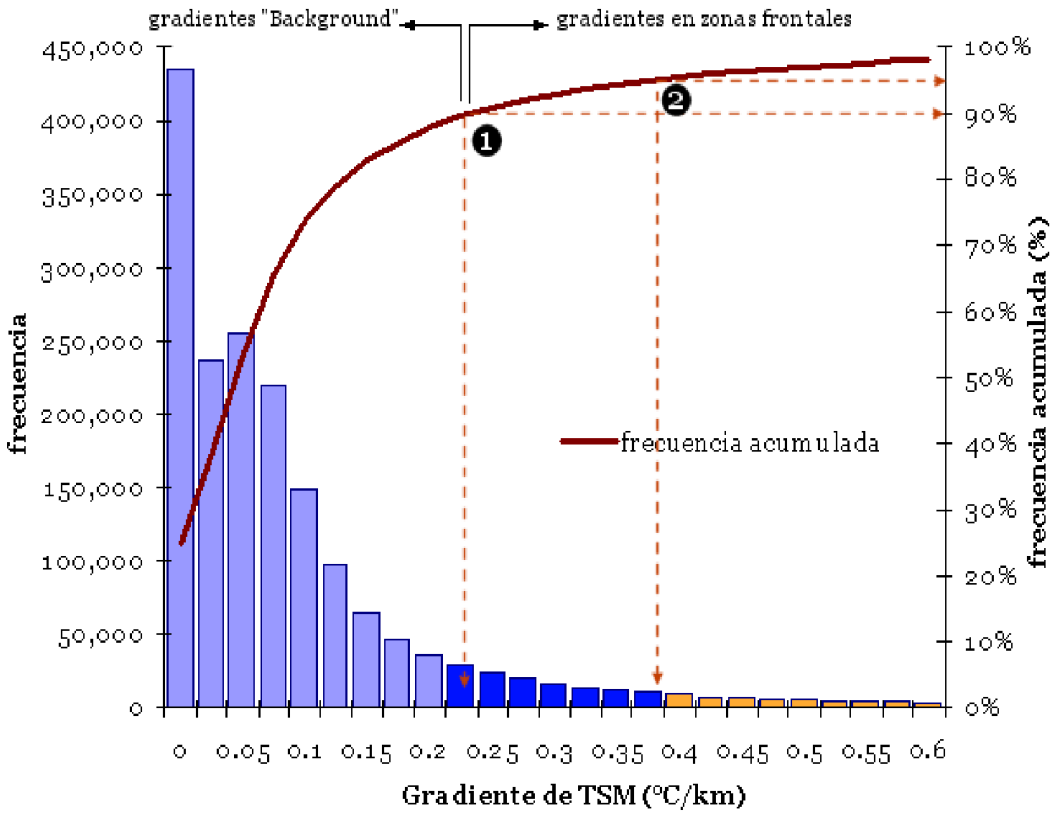


Figura 2.11. Es un ejemplo de histograma de frecuencia acumulada para imágenes de gradientes de TSM, resultante de aplicar sobre la imagen AVHRR-LAC utilizando un filtro Sobel con una ventana de 7x7 pixeles. Los criterios estadísticos para diferenciar pixeles frontales de pixeles de fondo se indica con el número 1 y 2 (Bava, J., 2004)

CAPÍTULO III METODOLOGÍA

3 METODOLOGÍA

3.1 Sensor MODIS

El Espectroradiómetro de Resolución Moderada (MODIS) es un sensor que mide la radiación visible e infrarroja. A partir de estos datos, provee productos sobre: la temperatura superficial, índices de vegetación, características de las nubes, focos de incendios, cubiertas de nieve en la Tierra y la cubierta de hielo en los océanos. El primer instrumento MODIS fue lanzado a bordo del satélite TERRA en diciembre de 1999 y el segundo forma parte del satélite AQUA.

El sensor MODIS es un instrumento de alta sensibilidad radiométrica (12 bits) y espectral, registrando información en 36 bandas espectrales que van desde 0,4 hasta 14,4 μm. Con una resolución espacial de 250 m en el nadir, 5 bandas de 500 m y el resto de las 29 bandas a una resolución de 1 km.

3.2 Adquisición de los datos de imágenes

Los productos diarios (desde 1ro de enero del 2004 hasta el 31 de diciembre del 2005) de TSM y Chl han sido obtenidos de la página web oficial, http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/. Los productos de TSM y Chl se obtienen a partir de los datos registrados por el sensor MODIS, a bordo del satélite AQUA. Según la codificación de la NASA estos son llamados MODIS/ Aqua LAC (1 km) y son transmitidos en los siguientes modos:

- Global Area Coverage (GAC): Son datos que están almacenados en las computadoras del satélite y luego son transmitidas a las estaciones receptoras en tierra.
- Local Area Coverage (LAC): Son datos que son transmitidos en tiempo real (tan pronto como son recogidos) a las estaciones receptoras en tierra.

Para el presente trabajo de tesis, se han utilizado los productos TSM y Chl con nivel de procesamiento LEVEL 2, que a continuación describiremos: Los productos MODIS Level2 de TSM (L2_LAC_SST) y Chl (L2_LAC_OC) son productos diarios de 1 km de resolución espacial. El formato de los archivos de datos es HDF- Hierarchical Data Format, http://hdf.nasauiuc.edu/.

Adicionalmente, para el proceso del filtrado de nubes de las imágenes TSM MODIS (L2_LAC_SST), se ha utilizado el producto MOD35_L2 (MODIS Level 1B Cloud Mask and Spectral Test Results), distribuidos gratuitamente a través de la página web http://modis.gsfc.nasa.gov/data/.

3.3 Pre-Procesamiento

Los productos MODIS Level 2 de TSM (L2_LAC_SST) y Chl (L2_LAC_OC) proveen la TSM y Chl respectivamente. Sin embargo esta data debe prepararse para realizar antes de aplicar cualquier algoritmo de detección de frentes.

Para el pre-procesamiento, se ha utilizado el software de procesamiento de imágenes ENVI y el lenguaje de programación IDL. Para fines de este trabajo de tesis se han usado los módulos ya desarrollados para IDL: ***MCTK*** (MODIS Convertion Toolkit) y ***EPOC*** (ENVI Plugin for Ocean Color).

A continuación, se hace un resumen de las etapas del pre-procesamiento realizado a los productos de TSM y Chl: Georeferenciación, Reproyección, Enmascaramiento de nubes, Mosaicos /Área de interés y Conversión de bits.

3.3.1 Georeferenciación

Se refiere a la transformación de las coordenadas de la imagen (columna, fila) a coordenadas de la superficie de la Tierra (longitud, latitud). En este caso se hace la trasformación de las coordenadas desde una proyección sinouidal a una proyección geográfica, usando el módulo MCTK. Se utilizaron dos programas en IDL para automatizar el proceso de georeferenciación de las imágenes de TSM y Chl, denominados "***sstmodisbatch.pro***" y "***chlmodisbatch.pro***" (Eche Ll, 2009)

3.3.2 Enmascaramiento de nubes

El proceso de filtrado de nubes implica identificar los pixeles de nubes y excluirlos de las posteriores etapas de pre y post procesamiento, a fin de que estos no puedan ser confundidos con posibles frentes. En este caso se ha utilizado el producto MOD35_L2 (MODIS Level 1B Cloud Mask and Spectral Test Results) para filtrar las nubes en las imágenes de TSM y Chl.

3.3.3 Mosaicos /Área de interés

Para este proceso se preparó los mosaicos por días que vendría hacer la superposición de las imágenes que tienen el área de estudio así mismo, se aplicara un roit para todos los días que determinara la región de interés 74,50ºW a 80,30º W de longitud y de 10,50 ºS a 17,50º S de latitud, al norte de Huacho hasta el norte de Chala para el periodo 2004 y 2005. Siendo en algunas ocasiones necesario obtener más de una escena para cubrir dicha área. Y para lo cual se debe hacer un proceso de mosaico a las imágenes que cubren el área.

3.3.4 Programa de conversión de 32 a 8 bits

Debido a que el algoritmo de Jean. Francois Cayula y Peter Cornillon 1992-2005, está diseñado para operar con los datos en enteros sin escala (de 8 y 16 bits), es necesario convertir los archivos de TSM y Chl desde 32 bits (floating) a 8 bits (chart). Para eso se elaboró un pequeño programa en IDL para convertir dichos datos.

En el presente trabajo, se aplica el algoritmo creado por Jean. Francois Cayula y Peter Cornillon 1992-2005. En la primera parte, se explica el algoritmo original de 1992 y su aplicación al campo de TSM, para obtener los frentes térmicos y en la segunda parte se aborda el algoritmo actual de 2005 aplicado a los campos de TSM y Chl, que se obtiene los frentes de productividad que se muestran a continuación:

3.4 Algoritmo de Cayula y Cornillon (1992-95) aplicado a los campos de TSM

En este trabajo se plantea un algoritmo para la detección de bordes de temperatura, que se relaciona con los fenómenos oceanográficos (Apéndice 1), como por ejemplo las corrientes y remolinos de divergencia o convergencia de masas que se encuentran en algunas partes del océano.

Este algoritmo, se basa en la combinación de métodos y operaciones, que se dan en tres partes: nivel de imagen, nivel de ventana y nivel local. La principal ventaja de este algoritmo, es su rapidez y su manera objetiva de detectar los bordes. A diferencia de otros algoritmos simples, que solo localizan el borde perdiendo la información de los bordes, pero este algoritmo resalta esa información. (Cayula J. F, 1992)

Por ese motivo el algoritmo de Cayula y Cornillon, presenta una solución objetiva al problema de detectar y localizar los fenómenos oceanográficos en los campo de TSM. Antes de explicar los operadores, es preciso mencionar que la utilización de los datos de TSM en la banda infrarroja, implica utilizar un umbral de TSM en la región libre de nubes de 0,7 ºC y en la banda del infrarrojo térmico, pero presenta problemas de ruido (nubes), que pueden ser confundidos con patrones espaciales. Por consiguiente, es preciso agregar un paso adicional de detección de nubes en el pre-procesamiento en el nivel imagen y nivel de ventana, antes de aplicar el algoritmo de detección de bordes. (Cornillon P, and D. R. Watts , 1987)

3.4.1 Nivel de Imagen.

Las principales características para la identificación de nubes son:

- Las nubes presentan menor temperatura que las regiones adyacentes por lo tanto el umbral de temperatura se aplica a las regiones nubladas.
- Las regiones nubladas se caracterizan a menudo por una magnitud de alto gradiente de temperatura por consiguiente el algoritmo se le aplica en umbral para el gradiente de temperaturas, para lograr una segmentación aproximada de los datos entre la región posiblemente nublada.

El nivel imagen, se utiliza para refinar la segmentación, resultado de la umbralización, es decir, para determinar si las regiones marcadas son posiblemente nubes. El algoritmo es menos dependiente de los valores de umbral y se tiene que tener en cuenta que en la

ventana real no se presentan y los vectores de gradiente asociados a los pixeles dentro de las áreas nubladas no tienen dirección coherente.

Así mismo, las regiones marcadas como posiblemente nubladas presentan la siguiente relación:

$$\text{Donde } R = \frac{|\sum gradientes\ f(x,y)|}{\sum|gradiente\ f(x,y)|} \tag{3.1}$$

Donde $f(x,y)$ es la función bidimensional de la imagen por lo tanto, se supone que la región constará de nubes, si el valor de R es menor de 0.3 (R<0.3). Por otro lado, para la misma relación, si se encuentra que el valor de R es mayor de 0.7 (R>0.7), la región se encuentra como clara o libre de nubes. Finalmente, la presencia de nubes a menudo, implica formación de volúmenes mientras que los bordes producen únicamente perfiles alargados. (Cayula J. F, 1992)

3.4.2 Nivel de ventana.

En esta parte se aplica a la imagen original un filtro mediana de 3×3 pixeles para eliminar las nubes detectadas por el algoritmo anterior (Huang, T S. , 1981)

La identificación de las nubes en el nivel de ventana (aplicación de un algoritmo de correlación), consiste en la eliminación de las nubes, y de los falsos frentes que también están asociados a su alta variabilidad (un borde para detectar). Existe variabilidad de nubes y de bordes en la imagen y se dividen en dos ventanas superpuestas y se aplica el análisis de histograma. Si el histograma se encuentra a ser bimodal a continuación los parámetros estimados por dicho análisis define dos regiones de ventanas y la variabilidad, dentro de cada región se puede analizar por separado del efecto de borde.

Tal algoritmo tiene la propiedad de refinar el resultado obtenido por el algoritmo de detección de nubes en el nivel de la imagen (permite una región mejorada en la detección de nubes cerca en los bordes y de nubes pequeñas).

La medida de la variabilidad de la temperatura se consigue mediante la estimación de la función autocorrelacion o autocovarianza, pero computacionalmente es costoso. El enfoque adoptado aquí es mucho más simple. Se utiliza la medida de la diferencia absoluta para eliminar la posible tendencia lineal de los datos, el valor absoluto del valor esperado.

$$\gamma_x = E(|x-y|) - |E(x-y)|\ \forall\ (x,y) \in\ X^2\ \ de\ tal\ forma\ que\ \ y\ \in\ N'(x) \tag{3.2}$$

Donde X es la variable y para nuestro estudio es el ancho de frente y a la vez puede pertenecer a cualquiera de las dos regiones w_1 y w_2 y esas regiones de aguas que se encuentra a los lados del frente y la diferencia del valor absoluto de las coordenadas es el valor esperado γ_x

Si la correlación entre las dos variables x, y son vecinos cercanos a 1 o si la diferencia no es demasiado grande, se dice que presenta una baja variabilidad. Pero si la correlación es baja

y presenta una alta varianza, presenta una alta variabilidad. Por otro lado, si el valor esperado es mayor que el umbral, define una región nublada, debido a la detección de nubes que depende del valor de la varianza en la región y no de la escala de temperatura. Así mismo para obtener esta propiedad de la invarianza de escala de temperatura al algoritmo tendría que incluir un análisis mucho más sofisticado en la detección de nubes (como usar el algoritmo de correlación). (Kitter, J . and D. Pairman., 1985)

Una idea más amplia, es que no existe invarianza de escala en el dominio de la temperatura, para una imagen si es medida en la nube, esto no afecta a la probabilidad de detectar una nube, en conclusión, se utiliza dos umbrales, debido a que las nubes son generalmente más frías que sus alrededores, cuando dos regiones están presentes en la zona, dicha región de masa de agua es más fría (t_o < 13 ºC) es w_1 y lo más probable que sea una región nublada que una región de masa de agua caliente (t_1 > 15 ºC) w_2, se decidió por debajo de cuatro para el valor esperado ($\gamma_x < 4$) asociado a la masa de agua fría, mientras que el umbral asociado a la masa de agua calidad es mayor de ocho ($\gamma_x > 8$).

Así mismo, en la segunda parte del algoritmo se segmenta la imagen completa, utiliza el filtro mediana en la ventana y cada ventana se procesa independientemente de las otras, para evaluar la probabilidad de un borde presente en esa ventana. Debido a que un borde situado en el límite entre dos ventanas se escapa a la detección en la imagen, se divide en dos ventanas superpuestas.

En este trabajo se aplicó en utilizar una ventana de 32×32 pixeles, resultado de evaluar el tamaño de compensación entre los requisitos impuestos para detectar el borde:

Primera: El conjunto de datos debe ser lo suficientemente grande como para obtener estadística fiable.

Segunda: La parte de la ventana no debe ser demasiado pequeño comparado con el espesor del borde, porque el este se define como el límite de dos regiones de aguas w_1 y w_2, cada región tiene una temperatura aproximadamente constante. Si la transición entre estas regiones de masas de aguas ocupa demasiado en la ventana en las dos regiones de masa de agua con temperatura constante, no se puede encontrar el borde y deja de ser detectado.

Tercera: La elección de una ventana que es demasiado grande puede detectar como falsos bordes que seria las nubes, tales características de interferencia y también hay que considerar el tamaño espacial de la imagen en relación a la ventana son parámetros, muy importantes, el algoritmo es robusto al cambio en los parámetros, se obtuvieron resultados similares mediante el uso de 16×16, 32×32 y 64×64 pixeles de ventanas con una escala espacial de 1, 2 km de resolución. Tengan en cuenta que el tamaño de ventana es depende de los factores tales como el ruido de la imagen y la resolución, para la detección de borde. Esto se aplicó al norte de la Corriente del Golfo (Cornillon P, and D. R. Watts , 1987)

3.4.3 Análisis de histograma

El problema de la detección de un borde dentro de una ventana. La existencia de un borde en una distribución de temperatura se llama histograma, y se determina cualitativamente y es fácil de ver que si un borde no está presente en la ventana, el histograma es probable que sea unimodal. Por otro lado, si un borde está presente, en el histograma entonces es bimodal.

El análisis del histograma es doble, debido que el algoritmo debe determinar si uno o dos regiones de agua están presentes y si es así, entonces se debe definir un umbral para separarlos. Para lograr esto, el algoritmo asume dos regiones de agua presentes y los parámetros estimados, se utilizan para determinar si la segmentación de los datos en las dos regiones de agua es estadísticamente relevante. Si los datos de ventana proceden a una sola región, entonces no hay borde presente en la ventana. Antes de presentar el método utilizado en el algoritmo, se examinó la base teórica para el problema de segmentación sin supervisión. Para una región es w_1 (t_o < 13 ºC) y la segunda región es w_2 (t_1 > 15 ºC), sea x una muestra en pixeles a partir del conjunto X, es la región de estudio, y T(x) temperatura de la muestra. (Cayula J. F, 1992)

$$P[t(x)] = \sum_{i=1}^{2} p[t(x)/x \in w_1]\, P(x \in w_1) \qquad (3.3)$$

Donde $P[t(x)]$ se le conoce como densidad de probabilidad de mezcla

Se determina la validez de la región de los datos en dos clases, frente a uno se puede determinar y verificar la hipótesis de las dos regiones, en el umbral que satisface el criterio de mínimo error en Bayes, puede obtenerse reduciendo al mínimo la probabilidad de clasificación incorrecta sobre todo el conjunto de X de la muestra (Cayula J. F, 1992)

$$P(error) = P\,[t(x) \geq \tau\ tal\ que\ x \in w_1\,]\, P(x \in w_1) + P[t(x) \leq \tau\ tal\ que\ w_2\,]\, P(x \in w_2) \qquad (3.4)$$

La solución exacta está disponible en ocasiones, si los datos se distribuyen normalmente (Duda R O, and P E Hart , 1973). Sin embargo, la obtención de los valores de μ_i σ_i y la probabilidad puede ser muy complicada, y esto requiere un tiempo prolongado en la computadora. Además los datos oceanográficos en cuestión no parecen estar distribuidos normalmente y por lo que una solución exacta puede no ser alcanzable. Este problema se puede simplificar drásticamente, si suponemos que la probabilidad de error asociado con el umbral de error mínimo de Bayes, en la ecuación (3.4), es insignificante, en tal caso, la superposición entre la región de masa de agua (t_o < 13 ºC) y la región de agua (t_1 > 15 ºC) es pequeña. (Cayula J. F, 1992). Una vez conocido el umbral óptimo, para los parámetros tales como la media y la varianza de una región se puede calcular fácilmente:

$$u_1(\tau) = \frac{\sum_{t<\tau} th(\tau)}{\sum_{t<\tau} h(t)} \quad (3.5)$$

$$u_2(\tau) = \frac{\sum_{t\geq\tau} th(\tau)}{\sum_{t\geq\tau} h(t)} \quad (3.6)$$

$$\sigma_1^2(\tau) = \frac{\sum_{t<\tau}\left(t-u_1^2\right)^2 h(t)}{\sum_{t\geq\tau} h(t)} \quad (3.7)$$

$$\sigma_2^2(\tau) = \frac{\sum_{t\geq\tau}\left(t-u_1^2\right)^2 h(t)}{\sum_{t\geq\tau} h(t)} \quad (3.8)$$

Donde *h(t)* es el valor del histograma de la temperatura, aunque el umbral (τ) no se conserva, observamos que el histograma solo tiene un numero finito *[0;n]*, donde *n* es el número de niveles de cuantificación para la representación por el ordenador, esto significa τ solo puede tomarse entre 1 a *n*, debido a que *n* no es demasiado grande (*n=255* para datos disponibles para el estudio), se puede calcular una estimación de los parámetros de la mezcla, para que el umbral (τ), sea posible entonces los parámetros estimados se puede utilizar para maximizar o minimizar un criterio dado, sobre todo los posibles valores para el umbral (τ). (Cayula J. F, 1992) Por ejemplo, se supone que la densidad de cada región puede ser conocido y depende solo de la primera y el segundo orden, el $\tau_{(mejor)}$ umbral puede ser elegido de tal manera que:

$$J_{(\tau)}=\sum_{\tau}^{n}\{P\ [t\ de\ tal\ forma\ u_1\ (t),u_2\ (t),\sigma_1(\tau),\sigma_2(\tau)]-h(t)\}^2 \quad (3.9)$$

Se pueda reducir al mínimo, también se observa que el valor mínimo de $J_{(\tau\ mejor)}$, indica la sensibilidad de la densidad de la mezcla, con los parámetros estimados para el histograma y la densidad de la mezcla estimada, son posibles y para mejoras la diversa estimaciones, en particular cuando se supone que los datos presentan una distribución normal. (Kitter, J . and D. Pairman., 1985) Sin embargo, los datos utilizados en este proyecto no se distribuyen normalmente y la hipótesis de la distribución normal se rechaza implícitamente cuando se descuidan las colas de la distribución. Debido a que una función teóricamente optima, puede no existir y se requiere probablemente en gran número de cálculo y se existe es muy práctico, en diseñar una función heurísticamente. Un ejemplo de la función heurística que conduce a un algoritmo computacionalmente simple puede obtenerse mediante la expresión de varianza total S_t. Como la suma de los dos términos $J_e(\tau)$ y $J_b(\tau)$, aquí $J_e(\tau)$ representa la suma de la varianza dentro de cada una de las dos regiones de agua, que resulta la segmentación de la región con respecto al umbral y referimos a $J_e(\tau)$ como la varianza dentro de la agrupación y se define de la segmentación de la siguiente manera:

$$J_e(\tau) = \frac{N_1}{N_1+N_2}.S_1(\tau) + \frac{N_2}{N_1+N_2}.S_2(\tau) \quad (3.10)$$

Donde,

$$S_1(\tau) = \frac{\sum_{t<\tau}\left[t-u_1^2\right]^2 h(t)}{N_1} \tag{3.11}$$

$$S_2(\tau) = \frac{\sum_{t\geq\tau}\left[t-u_2^2\right]^2 h(t)}{N_2} \tag{3.12}$$

Con:

$$N_1 = \sum_{t\leq\tau} h(t) \quad \text{y} \quad N_2 = \sum_{t\geq\tau} h(t) \tag{3.13}$$

Aquí $J_b(\tau)$, representa la contribución a la varianza total, y resulta de la separación de los dos grupos:

$$J_b(\tau) = \frac{N_1.N_2}{N_1+N_2}.[u_1(\tau) - u_2(\tau)]^2 \tag{3.14}$$

Suponiendo que el histograma exhibe dos grupos bien definidos, si τ se elige de manera óptima, la mayor parte de la varianza en la ventana será debido a la diferencia de temperatura entre las dos regiones de masa de agua. Por lo tanto $J_b(\tau)$, es probable que sea grande en comparación con $J_e(\tau)$ y por otro lado, si los pixeles de una región de agua fueran erróneamente incluida en el resto de la región, en algunas de la condiciones que contribuyen a la variación entre el los grupos se desplazara a los términos que contribuyen a la varianza dentro de la nube $J_e(\tau)$. Este razonamiento anterior, nos lleva a definir el umbral óptimo. Además la relación $\frac{J_b(\tau),}{S_t}$, mide la proporción de la varianza total, debido a la separación entre las agrupaciones y como tal indica la sensibilidad de la segmentación. (Cayula J. F, 1992)

En particular, la relación se denota como $\theta_{(\tau)}$ cuando el umbral τ optimo, indica la mejor segmentación, en consecuencia $\theta_{(\tau\ optimo)}$, es el criterio utilizado para decidir si una o dos regiones están presentes. Para este razonamiento sea tenido que seguir para seleccionar el mejor umbral y determinar el número de regiones, solo es una aproximación, pero creemos que se mantiene en el presente caso, ya que las diferentes regiones (de masas de agua) y generalmente tiene variaciones similares, debido a que las condiciones no están bien definidas, no somos capaces de establecer la relevancia estadística del criterio $\theta_{(\tau)} = \frac{J_b(\tau),}{S_t}$, hay que recordar que las colas de la distribución en la mezcla se descuidaron, en la estimación resultante de los medios y la diferencia están sesgado. (Cayula J. F, 1992). Dado que no se imponen las condiciones a la forma de la función de densidad de probabilidad de cada región (que es la región estadística), no se pueden utilizar las pruebas estadísticas comunes, aunque un análisis exhaustivo no es posible, el comportamiento de la función del criterio $\theta_{(\tau)}$, debe ser estudiado para definir el criterio del umbral y conducir a la decisión correspondiente para el histograma si es unimodal o bimodal, comenzamos este estudio examinando el valor esperado de $\theta_{(\tau optimo)}$, para diferenciar la distribución unimodal, para regiones normales y el valor máximo esperado de la función de criterio es:

$$\mathrm{E}\left[\theta_{(\tau\ \mathrm{opt.})}\right] = \frac{2}{\pi} \approx 0.63 \tag{3.15}$$

Mientras que para una distribución triangular es:

$$E\left[\theta_{(\tau\ opt.)}\right] = \frac{2}{3} \approx 0.66 \tag{3.16}$$

En los dos casos el valor esperado de $\theta_{(\tau optimo)}$, es independiente de los parámetros de la distribución y el tamaño del conjunto de la muestra y tiene un valor máximo inferior a 0.7, de hecho este umbral, parece mantener siempre el histograma claramente unimodal (una sola región de agua), para una ventana de 32×32 pixeles con datos de distribución normalmente, con una aproximación (Duda R O, and P E Hart , 1973), P[$\theta_{(\tau optimo)}$<0.7] ≈ 0.9, para la masa de agua, se muestra que el criterio es mayor que 0.7, cuando existen dos modos (dos regiones de agua) y están presentes, para varios distribuciones bimodal. Los resultados de esta simulación realizada por Cayula en 1988 se representa en la tabla (3.1), Según los casos estudiados, se seleccionó el valor de 0.7 como el valor fundamental que discrimina entre la distribución bimodal y unimodal. Sin embargo, los problemas potenciales asociados con este valor crítico requieren más discusión. En primer lugar cuando los valores de los parámetros tales como tamaño y la varianza de las dos regiones son desiguales, el rendimiento del algoritmo decae rápidamente para una relación señal/ruido menor de 4.0. Se define la relación de señal/ruido de la siguiente manera:

$$\left[\frac{(u_1 - u_2)^2}{J_e}\right]^{1/2} \tag{3.17}$$

A pesar de que este requerimiento de la cantidad máxima de ruido es muy estricto, hay que recordar que, debido a que las imágenes son filtradas usando un filtro mediana, y si se supone que la región estadística que se distribuye normalmente, en relación a la señal/ruido de cuatro a seis aproximadamente corresponde a una relación de señal/ruido solo de dos a tres en la imagen original sin filtrar (Cayula, 1988). También se observa que una relación de ruido de cuatro, la estimación de los parámetros es bastante precisa, y siempre cuando el tamaño de la región no difiera en más de tres, como resultado el algoritmo fue diseñado para descartar cualquier segmentación que daría lugar a una probabilidad estimada que no obedece a la condición.

Parámetros	Exacto	Estimación
$\boldsymbol{P(w1)}$	0.75	0.76
$\boldsymbol{u_1}$	50.0	50.3
$\boldsymbol{u_2}$	150.0	153.2
$\boldsymbol{\sigma_1}$	3.0	6.4
$\boldsymbol{\sigma_2}$	30.0	26.5
$\boldsymbol{\tau_{optimo}}$	61.8	74
$\boldsymbol{\theta_{(\tau_{optimo})}}$	------	0.91

Tabla 3.1. Representa la simulación realizada por Cayula en 1998, en los casos de una mezcla de dos poblaciones bien separadas de tamaño desigual que normalmente se distribuyen, con diferentes variaciones,

aunque es difícil distinguir los dos modos, observando el histograma (Fig. 3.1), el algoritmo identifica correctamente estos modos. La metodología simple que utiliza es el umbral fijos o máximos locales del histograma, serrando la probabilidad y no funciona en este caso si el valor de $\theta_{(\tau_{optimo})}$ es el umbral que satisface el criterio de error de bayes mínimos de la ecuación (3.4). (Cayula J. F, 1992)

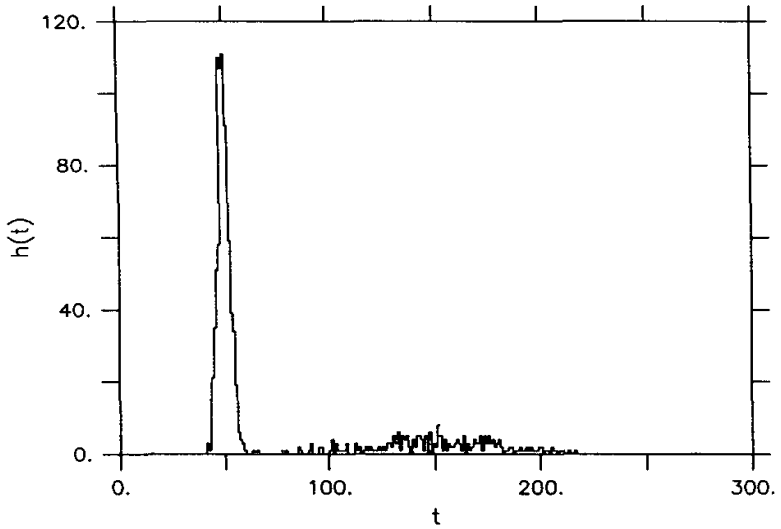


Figura 3.1. Se presenta la distribución estadística de la temperatura versus la frecuencia de temperatura (t vs $h_{(t)}$) donde se observa las razón de la diferencia entre el estimado y los valores exactos eso se deben principalmente al hecho de que los grupos no están bien definidos. Debido a tienen una región con alta varianza y una forma de racimo flojo. La segunda región presenta una baja varianza y una forma de racimo bien acumulado, entonces el algoritmo es confundido por los dos tipos de agrupaciones. (Cayula J. F, 1992)

Por otro lado, si el racimo flojo se compara con el grupo acumulado, el racimo flojo no puede verse como un grupo en absoluto. Sin embargo, la varianza desigual no es problema importante por las dos regiones. Porque la variación de TSM asociado con dos regiones de agua colindantes son generalmente similares. Así mismo, las diferencias significativas en el valor de la varianza más a menudo.

La ocurrencia de que una región que sea tierra posee una mayor varianza y el resto de la región sea agua, en tal caso la diferencia de temperatura entre los dos, es la menos grande por lo tanto, la partición correcta aún se pueda lograr. En la tabla 3.1, aunque el τ_{optimo} exacto y la estimación para dos distribuciones normalmente son desiguales y diferentes. El error cometido es el tamaño de estimación de la región más grande y solo es alrededor del 1%. (Cayula J. F, 1992).

Las otras dos distribuciones presentan una deficiencia fundamental de cualquier algoritmo de segmentación, basada únicamente en los valores de pixeles. Si se distribuye los datos de tal manera que:

$$P\left[t_{(x)} = k\right] = p\left[t_{(x)} = k + 1\right] = \frac{1}{2}, \forall, x \in X \qquad (3.18)$$

A continuación, se mostró en el histograma que para una mezcla de este tipo, parecer la probabilidad que una sola región está presente. (Cayula J. F, 1992) Sin embargo, la maximización de la función de criterio conduce.

$$\theta_{(\tau_{optimo})} = 1 \qquad (\text{Para } \tau_{optimo} = K+1/2) \tag{3.19}$$

La hipótesis de las dos regiones es altamente probable hasta que nueva información está disponible, como el límite en el rango posible de la varianza, una decisión objetiva, no se puede alcanzar y existe un problema similar con la distribución uniforme que se define de la siguiente manera: $U_{(m,b)}$

$$P_{u(x)} = \begin{cases} o\,, & \forall, x < (m-b) \\ \frac{1}{2b}, & \forall, \quad (m-b) \leq x < (m+b) \\ 0, & \forall\,, x \geq m+b \end{cases} \tag{3.20}$$

Cuando dos regiones de igual tamaño, son distribuidas $U_{(m_1,b)}$ y $U_{(m_2,b)}$ está presente y no se ocultan $\lceil m_1 - m_2 \rceil \geq 2b$, se deriva la siguiente expresión:

$$\theta_{(\tau_{optimo})} = \frac{\frac{3}{4}(m_1-m_2)^2}{\frac{3}{4}(m_1-m_2)^2+b^2} \tag{3.21}$$

Para $m_1 - m_2 = 2b$, $\theta_{(\tau_{optimo})} = 0.75$ este resultado ser satisfactorio, si las dos regiones están presentes en la mezcla. Sin embargo, este caso también podría representar la situación en la que solo una región con distribución uniforme $U_{(\frac{m_2-m_1}{2};2b)}$, está presente una vez más no es posible distinguir entre una región o dos, en este caso a menos que se suministre más información para la sección sobre el análisis de pos-histograma, existirá un algoritmo que ofrece una solución a un problema, para esa distribución espacial de los datos como una fuente de información nueva. Y hasta el momento, se ha supuesto que como máximo existe dos regiones en una ventana, para el caso de tres regiones presentes en dicha ventana, se consideran para el estudio, que el algoritmo solo detecta las dos regiones principales, en la mayoría de casos este tipo de comportamiento es aceptable debido a que la tercera región se detectada en una ventana siguiente. (Cayula J. F, 1992)

Existe una proporción mayor del conjunto de los datos, y la detección de tres regiones, para eso requiere una nueva función de criterio $\theta_{(\tau_1,\tau_2)}$, que sería similar $\theta_{(\tau)}$. El nuevo algoritmo resultante, consiste en maximizar la nueva información de criterio para cada τ_1y τ_2, de tal manera que $\tau_1 < \tau_2$, y la mejor segmentación en tres regiones, se compara con la segmentación en dos regiones y para el caso de una región. Sin embargo, para una imagen compuesta de 8 bits de pixeles, el costo computacional se puede multiplicar por 128. Para campos derivados por satélite de resolución de 1km; la superposición ventanas de 32×32 pixeles son lo suficientemente pequeños como para eliminar la multiplicación de frentes dentro de una ventana determinada como un problema grave, lo que produce que los frentes

asociados a tierra o nubes sean excluidos antes de aplicar el algoritmo de detección de bordes. (Cayula J. F, 1992).

3.4.4 Algoritmo de Cohesión:

En la descripción de la ecuación (3.19) se presentan valores de *k,* para pixeles en una región específica de la ventana, entonces la hipótesis de un frente presente en la zona, sin duda es válida. Por otro lado, si los pixeles de cualquier valor de *k* se distribuyen uniformemente a través de la ventana, entonces la hipótesis de que exista un frente en la ventana será inválido. Por consiguiente, cada vez que el histograma indica la presencia de dos regiones, la distribución espacial de los datos debe ser examinado para ver si un frente está presente o si la distribución bimodal es simplemente un resultado de un patrón de temperatura errada. (Cayula J. F, 1992).

En el estudio de los campos de TSM, se encontró con el problema de una distribución bimodal, debido a la presencia de nubes dispersas sobre el agua de mar, sin presencia de bordes en ocasiones y este problema se pudo producirse también cuando el sensor presenta ruido intermitente, como fue el caso de algunos datos del satélite NOAA-6. (Cayula J. F, 1992).

En general, para un frente de forma efectiva, se realiza la segmentación obtenida, mediante un umbral a los datos en la parte superior y se le aplica a las regiones de pixeles a unos pocos bloques de pixeles, dentro de la ventana. Para probar la compactación espacial, un algoritmo que mide la cohesión, de cada región se ha previsto que el algoritmo solo se aplique cuando las dos regiones w_1 y w_2, se han detectado en el análisis de histograma. (Cayula J. F, 1992). Y la región w_1 y w_2 (son definidos de tal manera que, x represente cada pixel y t(x) represente la temperatura), son regiones donde

$$t_{(x)} \leq \tau_{optimo} \rightarrow x \in w_1 \; y \; t_{(x)} > \tau_{optimo} \text{ entonces } x \in w_2 \qquad (3.22)$$

Los coeficientes de cohesión para las regiones w_1 y w_2 y sobre todo para todo el conjunto de datos se definen de la siguiente manera:

$$C_1 = \frac{R_1}{T_1} \qquad (4.23)$$

$$C_2 = \frac{R_2}{T_2} \qquad (4.24)$$

$$C = \frac{R_1 + R_2}{T_1 + T_2} \qquad (3.25)$$

Donde T_1, es el número total de comparaciones entre pixeles pertenecientes al centro de la región w_1 y los pixeles vecinos pertenecientes a cualquier de las regiones está dada por:

$$T_1 = \{(x, y) \text{ tal que}, y \in N(x) \cap X\}, \; \forall \, x \in w_1 \qquad (3.26)$$

R_1, es el número total de comparaciones entre los pixeles del centro y vecinos que ambos pertenecen a la región w_1, viene dado por:

$$R_1 = \{(x, y)\ tal\ que, y\ \in\ N(x) \cap X\ \},\ \forall\ x\ \in w1 \tag{3.27}$$

Aquí R_2 y T_2 se define de la misma manera, sustituyendo w_1 en vez w_2, en la ecuación (3.26) y (3.27) y se define el cardinal del conjunto, por esa razón de simplificación computacional, para los primeros vecinos de un pixel dado se utiliza para evaluar la cohesión si $X_{ij,}$ es el pixel central, para el conjunto de los primeros vecinos es: $N(X_{ij,}) = \{X_{i,j+1}, X_{i,j-1}, X_{i+1,j}, X_{i-1,j}\}$, la cohesión es alta, esto significa que para un pixel dado que no se encuentran cerca de la orilla y los pixeles vecinos es probable que pertenezca a la misma región. Esto implica que la segmentación espacial de la región w_1 y w_2 sea validad y a la inversa, que la baja cohesión, significa que hay una probabilidad de no desprecie para cualquier pixel y tenga un vecino en una región diferente y por lo tanto aparezca un frente detectado, por el análisis del histograma es improbable. Por consiguiente, se ha elegido para este trabajo, eliminar los bordes que resultan de la distribución de ruido, es decir si C es inferior ($C_1 < 0.92$) o ($C_2 < 0.90$); la segmentación se descarta como poco fiable para selección de 0.92 y 0.90 como umbrales. (Cayula J. F, 1992) (Apendice 2)

El algoritmo también se ha modificado ligeramente para los coeficientes de cohesión relativamente invariante a diferentes contornos de los bordes. Por ejemplo, los bordes rectos, diagonales u horizontales dan lugar a los mismos coeficientes de cohesión. Pero hay casos, que contribuyen a la detección de bordes, la estimación de la cohesión puede ser diferente a la contribución de un borde recto. Cabe señalar que si *P(error)=0*, el umbral en *C* puede acomodarse como un frente alrededor de tres veces más que un frente recto. Esta disyuntiva entre la longitud del frente y la relación de la señal/ruido es en realidad una propiedad interesante del algoritmo. Debido a que los frentes de TSM, son generalmente asociados con los procesos oceanográficos de mesoescala, se espera que los frentes sean bastante rectos en la escala (menos suaves), para la ventana de 32×32 pixeles. Por otro lado, los contornos de bordes rugosos, se encuentran con mayor frecuencia en el límite de las nubes o áreas de tierra, es decir no son bordes entre las masas de aguas. Debido a su longitud a menudo no son frentes de temperatura válidos, son menos fiables que las rectas. Por consiguiente, la relación mínima de la señal/ruido debería ser más estricta para aceptación de los bordes largos como los frentes de temperatura válidos. (Cayula J. F, 1992)

En resumen se puede mencionar que el algoritmo calcula la cohesión tanto en longitud como el contorno del borde, en una ventana y la compactación de cada región, aunque los efectos de borde en la cohesión podrían reducirse. La consideración física del problema justifica el enfoque utilizado para estimar los coeficientes de cohesión.

3.4.5 La ubicación de los pixeles de bordes

El algoritmo de nivel de ventana discutido anteriormente, se diseñó para detectar y confirmar la presencia de bordes en cada ventana individual. El paso final para este

proceso, consiste en localizar los pixeles de borde en cada ventana, donde se detectó la presencia de un frente verificado y la salida de este algoritmo es una imagen de borde en la que cualquier pixel que no es un pixel de borde se establezca en un cuenta digital de cero y los pixeles que son detectados como pixeles de borde se establecen a un valor igual al umbral de temperatura:

$$\Omega_{(x)}\ es\ tal\ que\ \forall\ x \in X; \qquad \Omega_{(x)} = \begin{cases} 0;\ \forall\ x \in w_1 \\ 1;\ \forall\ x \in w_2 \end{cases} \tag{3.28}$$

Un pixel de borde se puede simplemente expresar como; $\forall\ x \in X, para\ \exists\ y \in N(x)\ tal\ que\ \Omega_{(x)} \neq \Omega_{(y)},$ entonces es el borde de pixel

3.5 Nivel de Procesamiento local.

La imagen que presenta el borde por el procesamiento a nivel de ventana no contiene realmente el borde. Debido a que la oceanografía está interesada en estudiar la estadística asociada con un frente de temperatura; la imagen de borde es insuficiente y es necesario más procesamiento para vincular los pixeles del borde, independiente del modo en que forman un contorno continúo. Por esta razón, se ha desarrollado un algoritmo de contorno a nivel local, para completar el algoritmo de detección de frentes. (Cayula J. F, 1992) Básicamente el algoritmo asigna el pixel n-enésimo del contorno PTH el valor *(n;p)*, entre los pixeles que menos cambia la dirección del contorno para convertir los pixeles de contorno *(n+1;p)*. Sin embargo, no se añade pixeles, pero si la dirección por lo menos 90º en cinco pixeles. Cuando no hay pixeles, los bordes detectados anteriormente se pueden añadir al contorno, el algoritmo examina la relación de la magnitud *R* en una ventana de 3x3 pixeles centrada en el último pixel de contorno.

Si la relación es mayor que 0.7 (R>0.7), uno de los pixeles centrales en la ventana 3×3, es el último pixel de contorno que se le añade al contorno. El algoritmo selecciona el pixel que sea el máximo producto escalar del vector gradiente, en el último punto de contorno.

Algunos de los problemas asociados a la imagen de borde, obtenido por el algoritmo de nivel de ventana, se corrige en el nivel local, mediante un algoritmo de seguimiento de los contornos. Por ejemplo, en las ventanas donde hay más de un frente presente, los frentes se pueden perder. Sin embargo, las porciones de los frentes perdidos en la ventana a menudo se pueden detectar en la ventana vecina. Debido a que el algoritmo a nivel local solo se basa en el vecino del pixel del último borde, para encontrar un nuevo pixel de borde para añadir al contorno existente, el algoritmo puede seguir determinando los frentes e incluso cuando se acerca a otro. (Cayula J. F, 1992) Como resultado, los frentes se pueden seguir detectando en la ventana que contiene más de un frente.

Un segundo problema que a menudo, se encuentra en la imagen de borde es que pueden existir algunos pixeles asilados en el borde, este efecto se debe principalmente al hecho de que *P(error)*$\neq$ 0, al imponer una longitud mínima para los contornos válidos, los puntos

aislados pueden ser refinados en la imagen de borde. Las versiones actuales para el programa de contorno que contiene menos de quince pixeles se eliminan de la lista de los contornos, todos los pixeles de contorno *(n;p)* se establecen en *(0;0)*, para borrar el contorno P.

3.6 Validación del algoritmo

Para el rendimiento del algoritmo de detección de bordes, se aplica a un conjunto de 98 imágenes de temperatura obtenidas por el satélite (NOAA-7) se utiliza un estudio comparativo anterior a Cayula (Cornillon P, and D. R. Watts , 1987) En el estudio se ubica el borde de la Corriente del Golfo en el Cabo Hatteras, determinada de forma subjetiva por un analista entrenado, es comparó y es determinado a partir de la ecosonda de inversión (IES) y es amarrado hasta el fondo marino. Con cada determinación subjetiva del analista también se le asigna un factor de calidad Q_f es utilizado cuando no existe datos y eso es debido a la nubosidad excesiva en la zonas de estudio.

La posición de la Corriente del Golfo, se determina a partir (IES) correspondiente a la proyección superficial de los 15 ºC de isoterma a 200 m (t_{15}), la definición generalmente es aceptada en la orilla de la costa norte y una descripción detallada de las ecosonda de inversión se puede encontrar por (Chaplin, G and D. R. Watts, 1984) Para el propósito de validar el algoritmo, se bastó señalar que las tres líneas del ecosonda de inversión están disponibles para el periodo cubierto por las imágenes utilizadas (Fig. 3.2) Se muestra en la misma figura el borde de la Corriente del Golfo extraído de los lados (Fig. 3.3).

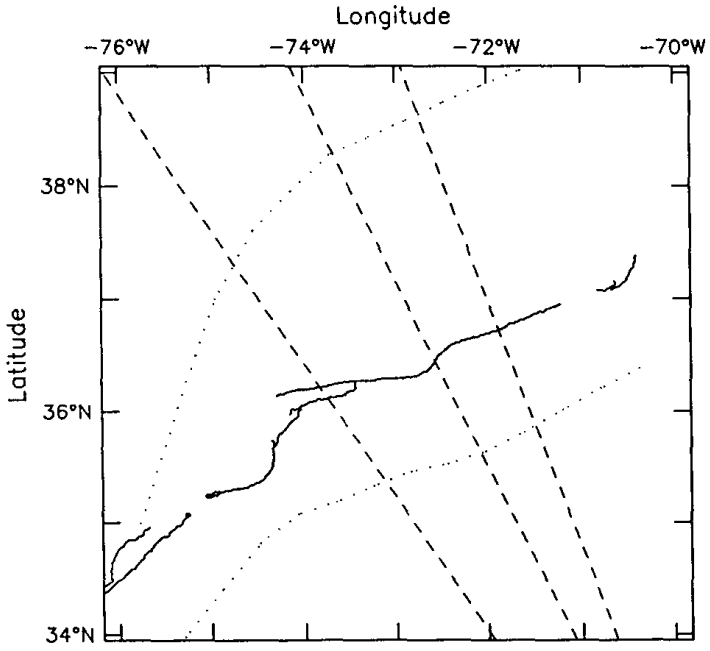


Figura. 3.2 Esta línea representa el área que se muestra en la figura 3.3. El borde norte de la Corriente del Golfo se indica mediante una línea continua, mientras que las tres líneas

IES están representadas por guiones. El sobre Corriente del Golfo se muestra en puntos. (Cayula J. F, 1992)

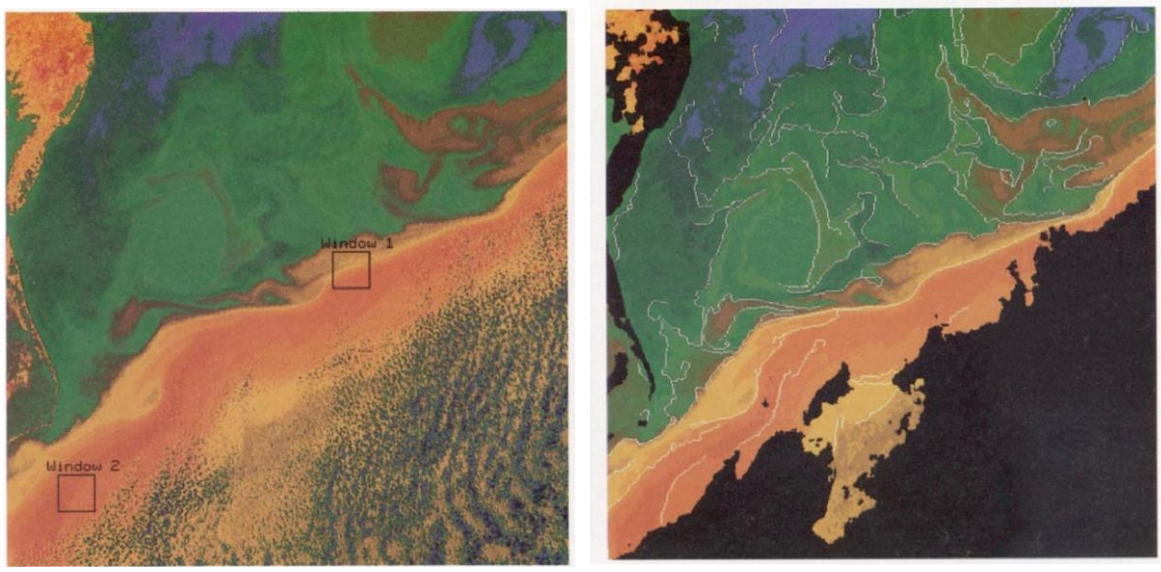


Figura. 3.3 En la parte izquierda de la figura se muestra el campo TSM frente al cabo Hatteras, de Carolina del Norte. En la parte derecha los frentes de temperatura de cabo Hatteras con nubes llevado a cero y los bordes superpuestos. (Cayula J. F, 1992)

El algoritmo es diseñado para extraer solo los bordes asociados con la Corriente del Golfo, utilizando los tres criterios principales. El primero lugar, solo los bordes dentro de la región de agua en el segundo lugar, la pendiente media a lo largo de un contorno debe estar dirigido hacia el sureste y por último en el tercer lugar, los bordes se mantienen solo si la temperatura de las masas de aguas adyacentes es constante con la temperatura en la región. Tenga en cuenta que el algoritmo de extracción define también su propósito de verifica el factor de calidad Q_f y el objetivo de una función de temperatura para las masas de agua adyacentes es el contorno de selección. El algoritmo se describe con más detalle en Cayula (1988). Para comparar la posición del extremo norte de la Corriente del Golfo se encuentra por el algoritmo de detección de bordes con los datos de la ecosonda de inversión (IES), eso X_{sat} se define como la intersección de una línea de IES, con la parte frontal del frente de temperatura (si es que existe), ubicado por el algoritmo de detección de bordes. Aquí X_{sat} indica la localización de la intersección de t_{15} con la línea IES (Watts, D R and D R Jhons , 1982) Se ha estimado que el error estándar asociado con la ubicación del IES con la t_{15} en comparación con la ubicación determinada por X_{Bt} (Batitermógrafo de precisión) está en los 5 km.

Para comparar el borde de la Corriente del Golfo se obtenidos por satélite con la ruta derivada de IES, se genera la estadística relacionadas con la distancia de separación X_{sat} y X_{IES} dicha distancia es corregida por el hecho de que la Corriente del Golfo no lo hace, las esas líneas son ortogonales de IES y esa variable se utiliza en comparación con la isoterma esta intersección. Debido a que la isoterma de intersección de la superficie del mar no son

verticales y porque la superficie de proyección de t_{15} está siendo desplazada por la comparación con la parte frontal de la superficie, y compensa una media $(m_{SAT-IES_{ortonal}})$ entre una separación que los dos. Este desplazamiento está dado por:

$$m_{SAT-IES_{ortonal}} = \frac{1}{N} \sum_{X_(SAT/Qf)} (\text{Xsat} - X_{IES}) \tag{3.29}$$

El coeficiente de calidad utilizado para evaluar la detección de bordes en el algoritmo es la dispersión alrededor de la media dada por:

$$\sigma^2_{SAT-IES_{ortonal}} = \frac{1}{N-1} \sum_{X_(SAT/Qf)} \left[\cos(\theta)\ (\text{Xsat} - X_{IES}) - m_{SAT-IES_{ortonal}}\right]^2 \tag{3.30}$$

Donde θ es el ángulo entre la normal y el borde de la Corriente del Golfo con la línea de IES y N es el número de puntos que satisfacen el factor mínimo de calidad. En la obtención de los valores, se observa que una línea IES puede cruzarse varios lados idénticos en la imagen de temperatura como está asociado con la corriente del Golfo. Tales casos, solo la intersección meridional más caliente ($t_1 > 15$) se utilizan en la comparación.

En la tabla 3.2, el algoritmo de detección de bordes (alg), y la detección subjetiva (sub), el método del gradiente (grd), y el método de inclinación (skw), donde los dos últimos métodos son algoritmo de detección de bordes el objetivo es utilizado en el estudio anterior (Cornillon P., C Gilman, L Stramma, O Brown, R Evans, J Brown, 1987) se compara. La detección subjetiva significa que el analista encuentra manualmente el extremo norte de la Corriente del Golfo. Por otra parte, el método del gradiente es un enfoque automatizado que se basa en el operador Sobel (Duda R O, and P E Hart , 1973) El método de inclinación consiste en el cálculo de la inclinación de los datos en la ventana de 7x7 pixeles y detectar un borde cada vez que los cambios de inclinación se firmen. Debido a los diversos métodos funciona de manera diferente, que asignan factores de calidad diferentes para los mismos bordes, el factor de calidad es diferente si el borde se estudia a nivel global, regional o local. Como el resultado de los factores de calidad para los diferentes métodos no son directamente comparables

	N			$m_{SAT-IES_{ortonal}}$				$\sigma_{SAT-IES_{ortonal}}$			
alg	Sub	skw	grd	alg	Sub	skw	grd	alg	Sub	skw	grd
39	45	49	42	-9.26	-13.32	-21.02	-23.58	14.12	13.29	20.90	21.87
87	85	82	90	-11.08	-13.52	-18.94	-23.97	15.65	13.46	18.40	22.48
110	113	110	109	-12.50	-13.59	-17.37	-24.50	15.61	14.62	18.97	21.92
131	141	131	126	-14.18	-13.80	-16.91	-25.56	17.17	14.50	18.14	22.40

Cuadro 3.2 Está estructurado de manera que en una fila es un caso particular y la inclinación y la desviación típica asociada a cada método se dan como una función de números N de interacciones, entre las líneas IES y el borde del norte de la Corriente del Golfo, que satisface un factor de calidad mínima. Las variaciones en el valor de N en una fila son particulares y no es significativa simplemente debido al hecho que N no es una función continua con respecto a 0.

En la comparación de los resultados en el cuadro 3.2, se observa lo siguiente primero la detección subjetiva que conduce a la dispersión más baja respecto a la media y en consecuencia, el siguiente método más exacto para localizar el borde norte de la Corriente del Golfo derivados por las imágenes de satélite. Sin embargo, la dispersión para los frentes de temperaturas obtenidos con el algoritmo de detección de bordes es muy cercana al obtenido por el método subjetivo. Los otros métodos de conducen $\sigma_{SAT-IES_{ortonal}}$que son más grande y están asociados con el método subjetivo y el algoritmo de detección de bordes. En el segundo lugar, las compensaciones de los medios asociados con el algoritmo de detección de bordes y el método subjetivo son los más pequeños y observados esto significa que el frente es más caliente (t_1>15) es más hacia el sur es decir más cerca de t_{15} de hecho, a menudo se puede detectar los dos frentes en la región del extremo norte de la Corriente del Golfo, en un primer momento es más débil entre las aguas cálidas y calientes, en un segunda más fuerte entre las cálidas y frías. Es el primer frente que este algoritmo de detección de bordes y los analistas son capaces de detectar, mientras que el gradiente y el método inclinación ser en general solo detecta el frente más fuerte y más al norte. (Cayula y Cornillon, 1992).

El tiempo de duración es el tiempo de procesamiento requerido por el algoritmo de detección de bordes para varias imágenes. El conjunto de las 98 imágenes, se utilizó un promedio de 30 s de detectar 5 000/200 de tiempo de CPU para procesar cada imagen.

3.7 El algoritmo Jean Francois Cayula y Peter Cornillon (2005)

En estudios posteriores, este algoritmo fue aplicado a los datos TSM de otros satélites de la serie NOAA (POES Ullman y Cornillon 1999), de 9 kilómetros de resolución espacial y versiones AVHRR Pathfinder TSM 4,0 y 4,1 (Belkin, I M and P C Cornillon, 2004) las imágenes de TSM obtenidos por el sensor MODIS de los satélites Aqua y Terra realizado por la NASA (MatiKahru), y para las imágenes de concentración de clorofila (Chl), obtenidos por el sensor SeaWiFS realizado por el satélite SeaStar (Bontempi, R S. and J A Yoder , 2004). El uso de registros de frentes TSM detectados in situ, (Ullman D S y P. C. Cornillon., 1999) fueron comparados con el rendimiento del algoritmo para varios otros métodos automatizados para la detección de los frentes de TSM, así como la clasificación manual y se encontró que este método funcionaba tan bien o mejor que todos.

El algoritmo original consiste en varias etapas (algoritmos explicados anteriormente), se filtra los pixeles nublados o de lo contrario no válidos, utilizando un algoritmo de nubes que es personalizado y desarrollado por Cayula y Cornillon. 1992 Se presenta un filtro mediana móvil de 3×3, que tiene un paso de 16 píxeles (es decir, se mueve 16 píxeles por paso). Se ejecuta un algoritmo de histograma para identificar ventanas que presentan una distribución bimodal, lo que sugiere que dos regiones distintas están presentes, y se determinar el valor (es decir, temperatura) que separa de manera óptima las dos regiones.

En las ventanas que exhiben distribuciones bimodales, se categoriza los píxeles en las dos regiones de acuerdo con el valor óptimo de separación y se aplica un algoritmo de cohesión

espacial para determinar si las dos regiones de agua están suficientemente separadas espacialmente. En la ventana se tiene región w_1 suficientemente separada, por los píxeles en cualquiera región son adyacentes a los píxeles de la otra región de agua (w_2). Estos son los píxeles que están a lo largo del frente que separa a las masas de agua. (x) Después que los píxeles a lo largo de todo la parte del borde, han sido identificados, se ejecuta un algoritmo de seguimiento de los contornos que se extiende por los frentes en cualquiera de los extremos, como un gradiente de temperatura suficientemente continúa en la dirección de la parte frontal.

En 2005, se tiene una versión Rational Fortran (Ratfor) del algoritmo (Cayula y Cornillon. 1992 de (Ullman D S y P. C. Cornillon., 1999)) A pesar de que se había modificado extensivamente de la versión de 1992, principalmente para incorporar un a algoritmo de detección de borde multi- imagen (MIED) (Cayula J. F, 1992) el código reprodujo fielmente la lógica descrita en el documento de 1992. Trabajando desde el código Fortran, se puede re-implementar el algoritmo de 1992 como un módulo de extensión de Python.

Esta aplicación difiere del algoritmo original de varias maneras: No implementa el paso del filtrado de nube del algoritmo original. En su lugar, se basa en la información de metadato del proveedor de datos para identificar las nubes.

Permite que todos los parámetros que rigen el algoritmo original, como el tamaño de la ventana, los coeficientes de cohesión, y así sucesivamente, se especifique como parámetros de entrada. Como se señaló anteriormente, configuramos los valores predeterminados de estos parámetros de manera diferente que el estudio original.

En la estimación de la cohesión territorial, se considera dos regiones más cerca, como se describe en el documento original. El código Ratfor parece considerar el más próximo. Esto marca los píxeles en cada lado de la parte del frontal, y no sólo en un lado, como se hizo en el código Ratfor.

Ofrece varias opciones para la limpieza de los frentes resultantes, incluyendo la opción de refinado para los frentes. Cayula y Cornillon implementadas adelgazamiento en el algoritmo (documento de 1996), pero no fue necesario en su algoritmo, ya que no producen los frentes que eran más gruesas que un píxel. Esta aplicación de dicho algoritmo puede producir frentes más gruesas, principalmente porque el parámetro Histograma de ventana que es pequeño y es menor que 1/2 del tamaño de la ventana.

Por otro lado, no implementa el paso de seguimiento de los contornos del algoritmo original. El código Ratfor para este paso era difícil de entender y el mismo autor no estaba seguro de que podía reproducir la lógica precisa en C + +.

CAPÍTULO IV RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4 Resultados y Discusiones

En este capítulo se muestra las imágenes de TSM y Chl, diarias obtenidas al aplicar el algoritmo de detección de bordes de Cayula y Cornillon (2005) para los meses de verano (Enero-Febrero-Marzo) y primavera (Setiembre-Octubre-Noviembre) del 2004 y 2005. Asimismo se realizó una pequeña discusión para cada uno de los resultados.

4.1 Frentes oceanográficos mediante el campo de TSM – verano 2004

En la Figura. 4.1 Se muestra la presencia de los frentes de talud, que estan constituida por zonas frontales de agua fría, que se desarrollan en el borde de la plataforma continental o talud continental, y presenta mejor temperatura (T<14 ºC) y nos brinda gran biomasa de fitoplancton y zooplancton, poseen un gradiente de temperatura de 2ºC/km según la escala de dicha figura a la vez estos frentes se relacionan directamente con el afloramiento costero descrito en el capítulo 1 y que concuerda con las dos zonas de afloramiento desde Supe, Huacho, hasta chancay y Pisco hasta San Juan. Figura. 1.3. (Morón, O, 2000). Así mismo, este hecho es favorecido por la presencia de vientos mayores a 10 m/s y como consecuencia de este forzante posea una escala espacial de 10 km hasta 1 000 km, con la misma relación del afloramiento costero. Por otro lado se observa la presencia de un frente oceánico, debido a la interacción de la Contra Corriente Sur Ecuatorial (CSPCH) con la Corriente Costera Peruana (CCP), esta corriente transporta un caudal de 6 millones de m^3/s a 200 m de profundidad, es la contribución de la Corriente Peruana a la Corriente Sur Ecuatorial. (Morón, O, 2000)

En la Figura 4.2 Se muestra al frente del Callao- Lima y una ligera dispersión de nubes en la parte sur de San Juan y el algoritmo de Cayula y Cornillon 2005 solo detecta un pequeño Frente Costero térmico ubicado al frente a San Juan y la presencia del afloramiento costero en los mismos lugares, pero de baja intensidad esto nos referimos a la escala de colores y de valores de la paleta en la figura. En la figura 4.3 se presenta un frente oceánico de mayor gradiente de temperatura aproximadamente de 4 ºC/km, debido a la presencia de las COP y CCP así como también tres pequeños frentes dispersos y dos frentes costeros de corta longitud al frente Pisco y San Juan. La existencia de estos frentes débiles de corta longitud será por la disminución del caudal de la CCP en esa época del año. (Moron, O., 1992)

En la figura 4.4 Se muestra una mayor nubosidad en Huacho, pero en otras zonas como el lima y Pisco es más despejado y es determinado por paleta de colores que se encuntra en esa imagen y el algoritmo detecto dos frentes entre Lima y Pisco de la misma manera tres pequeños frentes oceánicos. En cambio en la figura 4.5 aparecen un frente costero en forma de remolino, debido a

la presencia de la CSPCH y la CCP y cerca de Pisco y San Juan, dos pequeños frentes térmicos de bajo gradiente.

En la figura 4.6 donde se puede describe con claridad los doce frentes térmicos que convergen al frente de Pisco y al interior del mar un frente oceánico para el 11 de febrero, así mismo en la figura 4.7 se muestra dos grandes frentes de talud que se extiende desde Pisco a San Juan de Marcona. De la misma manera la segunda parte empieza Chala y Todo el sur del país. Por otro lado se puede describir tres grandes frentes oceánicos que se pueden extender del norte de Huacho hasta parte de Lima y posee una forma de remolino abriéndose en la parte central en Lima. El segundo frente oceánico parte desde Pisco abriéndose en los dos lados de San Juan y el tercero se encuentra casi continuando con el segundo frente oceánico, alejándose mar a dentro y al frente de Pisco.

En la Figura 4.8 se muestra un frente de talud, cercano a Pisco y San Juan pero debido a la presencia de nubosidad de color blanco, no se puede observar la costa, en cambio lejos de ahí se presenta de tres frentes oceánicos, cerca de Pisco, San Juan y parte de Chala. La figura 4.9, se presenta nubosidad al sur del país y pequeñas al norte de Huacho por consiguiente se puede ver nada más cuatro frentes oceánicos al frente de Lima- Callao y parte de Huacho en la segunda parte un frente grande al Pisco y San Juan.

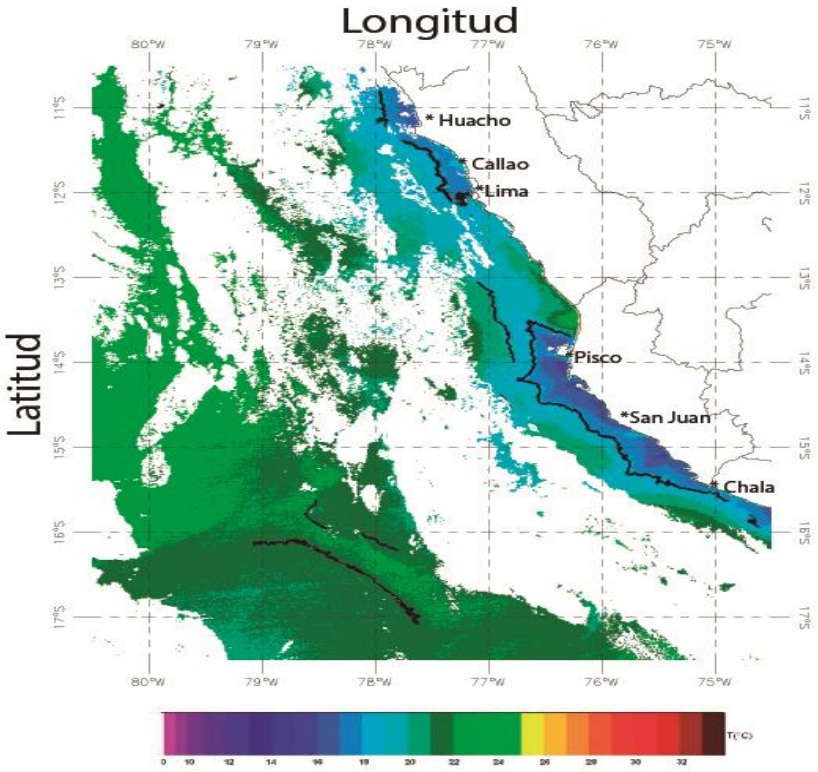


Figura. 4.1. El primer día del verano del 2004 se describe tres tipos de frentes cerca de San Juan hasta Chala, el siguiente al frente de Callao y el último es la más pronunciada es mar a dentro.

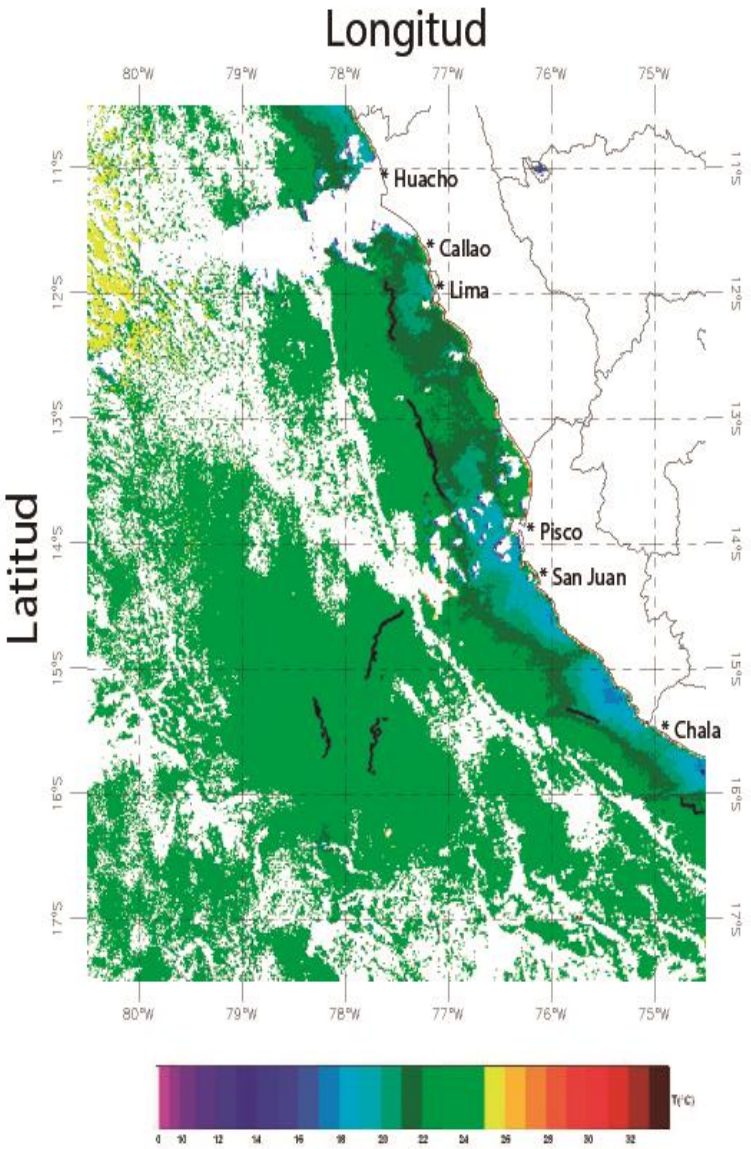


Figura 4.3 Para el 20 de enero continúa la dispersión de las nubes en nuestra área de estudio y el algoritmo solo detecta un frente costero

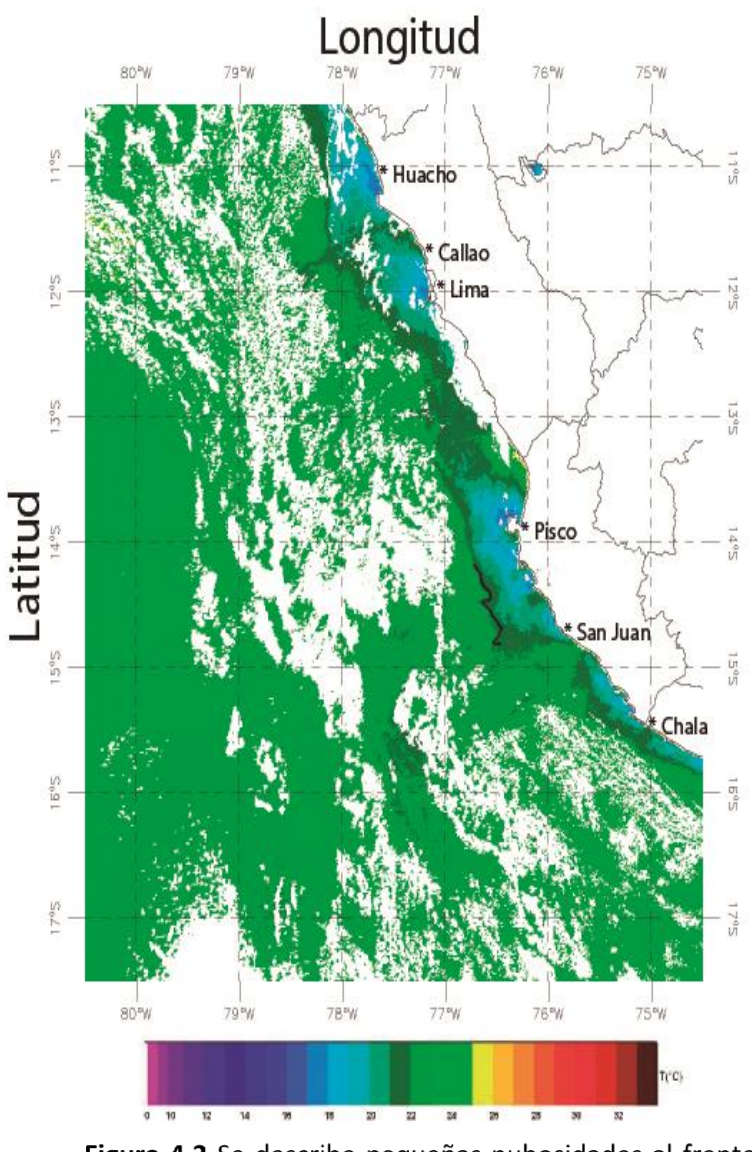


Figura 4.2 Se describe pequeñas nubosidades al frente de Callao- Lima y una ligera dispersión de nubes en la parte sur de San Juan, para el 17 de enero del 2004 solo el algoritmo detecta el frente de talud

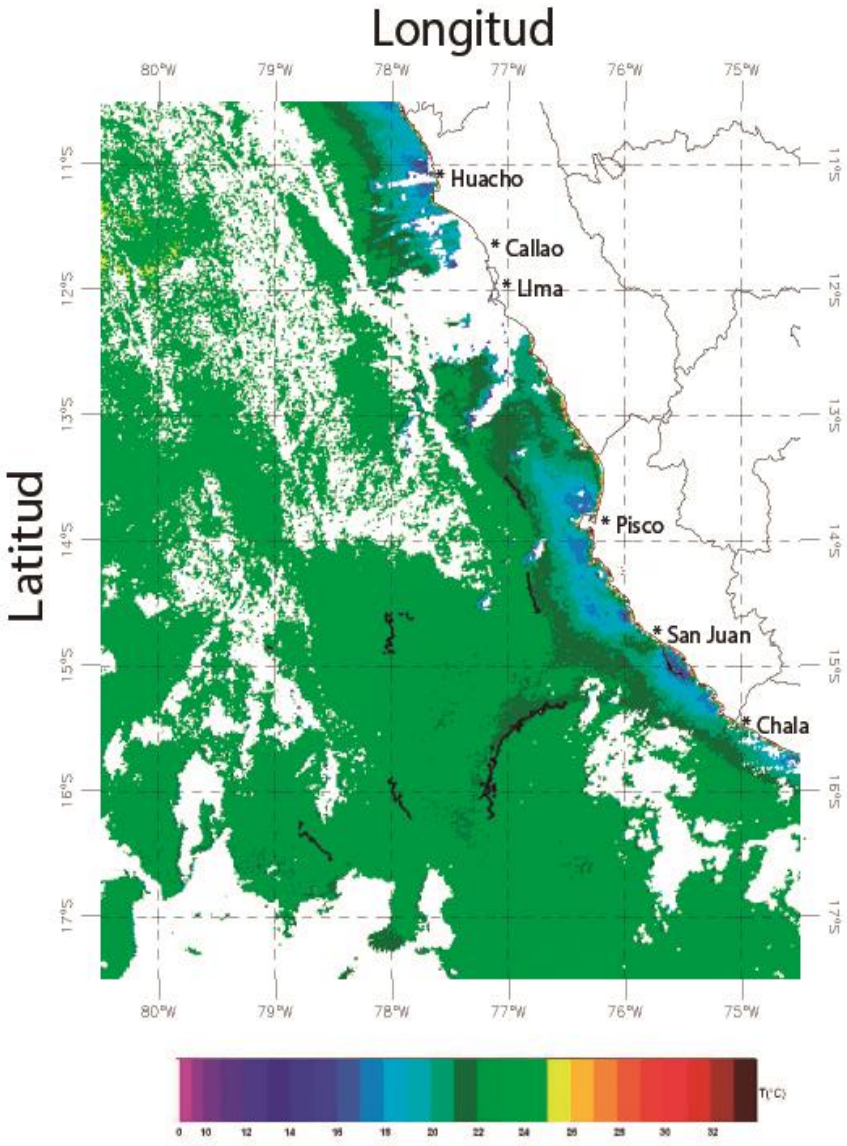


Figura 4.4 Se localiza un frente costero térmico al cercano a San Juan y cerca de Pisco

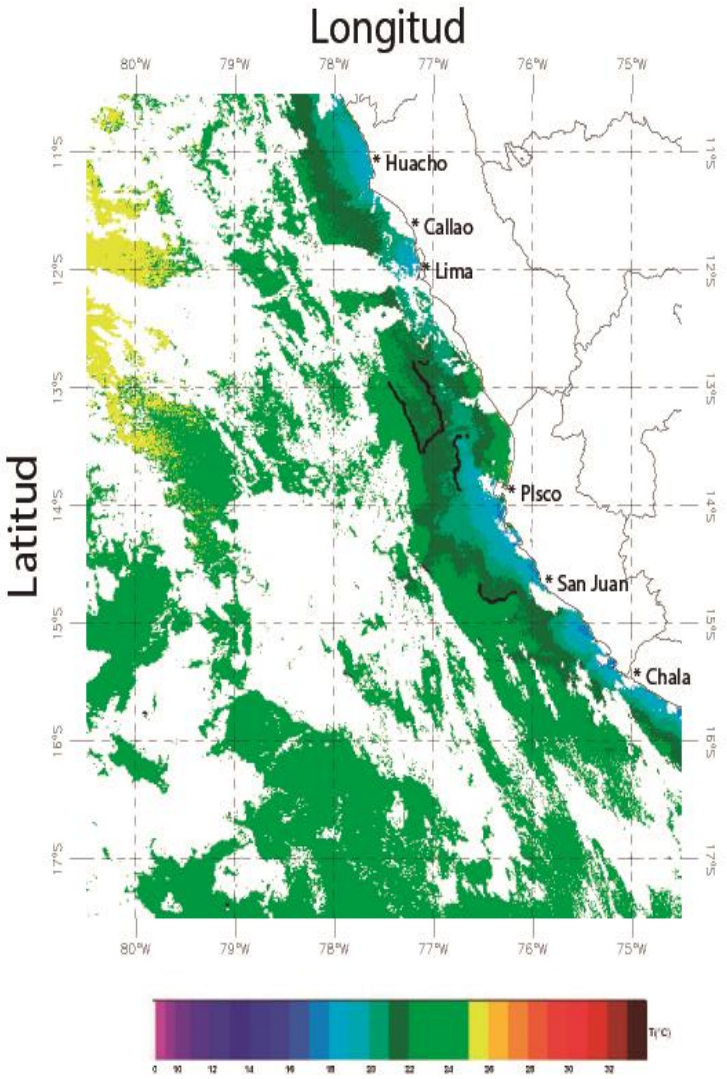


Figura 4.4 Se muestra una mayor nubosidad en Huacho pero en otras zonas como el lima y Pisco una presencia de frentes de Talud (29 de enero)

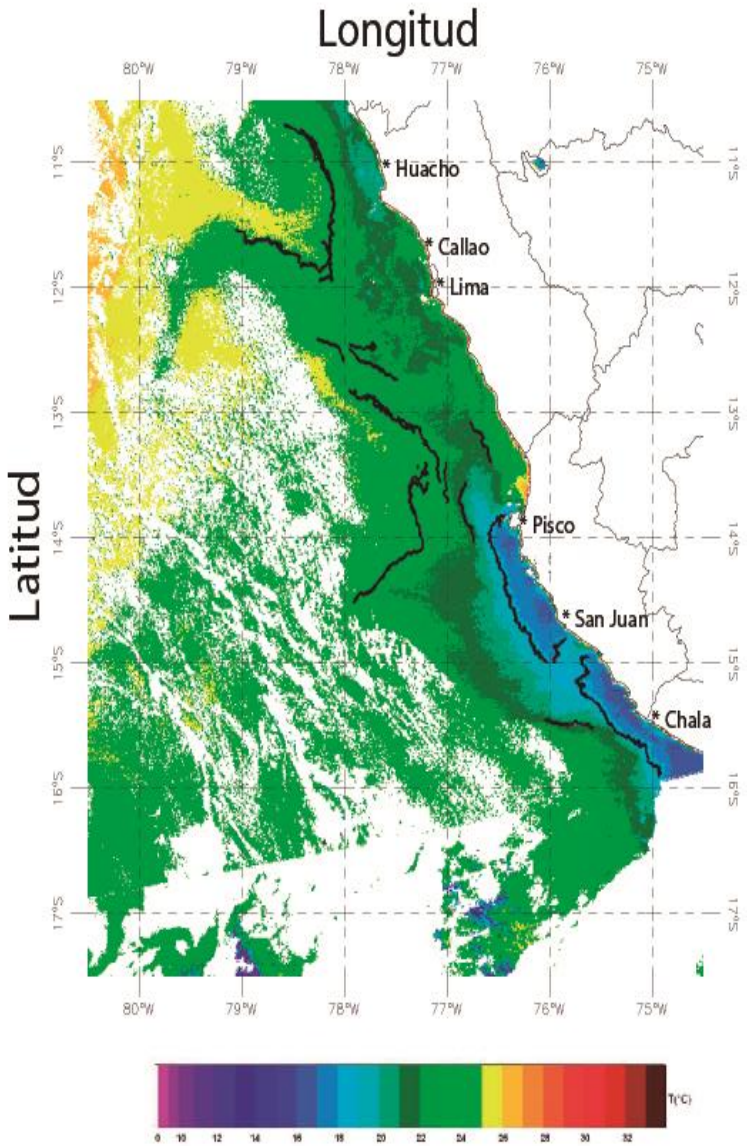


Figura 4.7 El 23 de febrero está despejado en Huacho, hasta Chala y se observa la presencia de frentes de talud y frentes térmicos

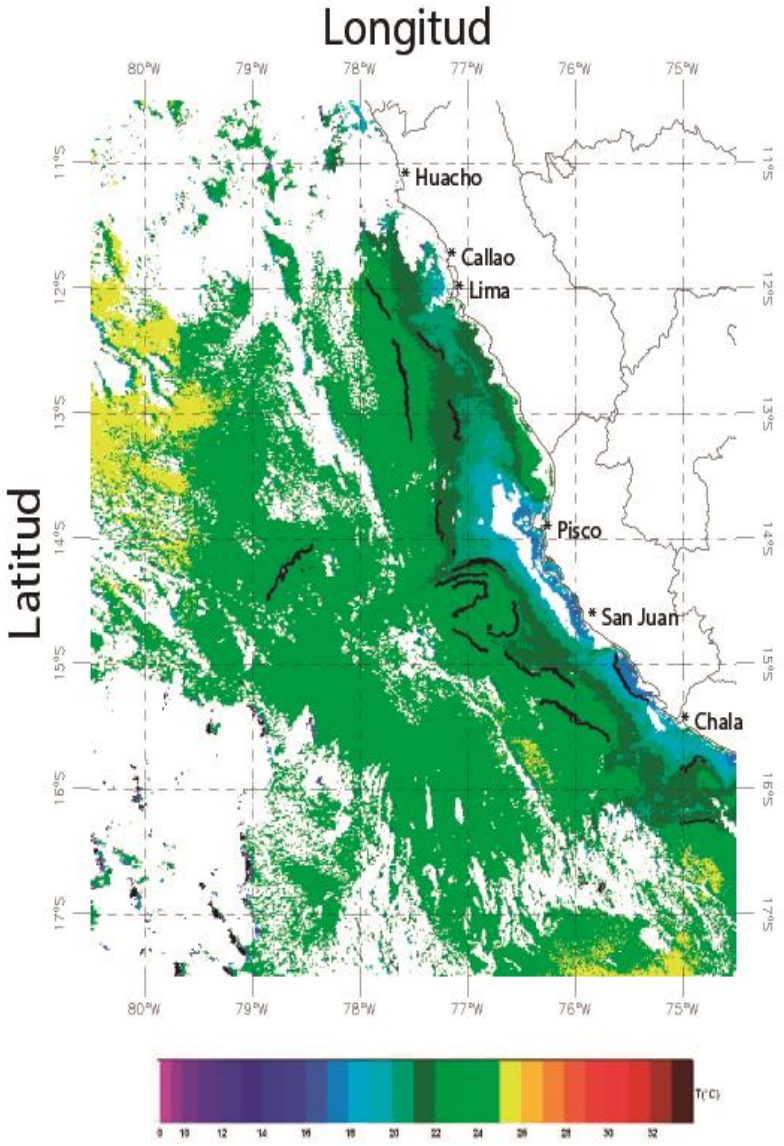


Figura 4.6 El algoritmo detecto cuatro frentes paralelo y algunos de forma de remolino entre Lima y Pisco Y al Sur de San Juan para el 2 de Febrero

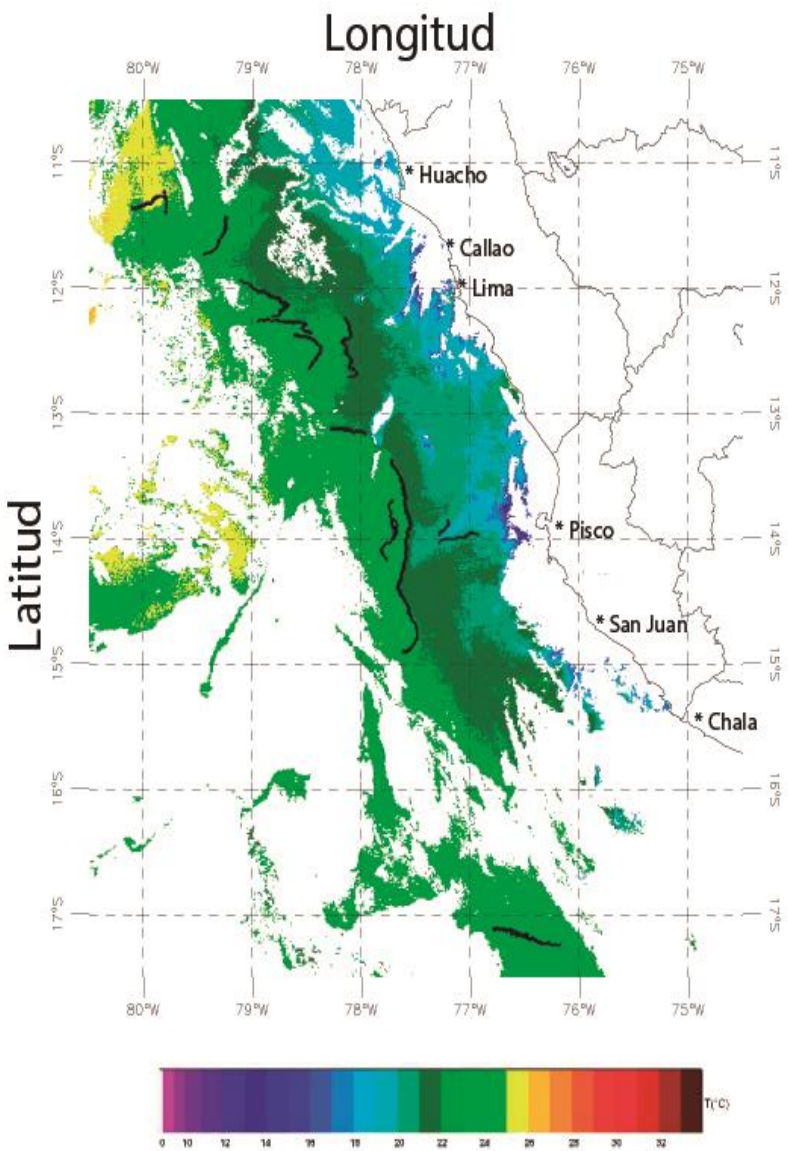


Figura 4.9 Se describe en la parte sur de Pisco hasta Chala el aumento de nubes y en el norte de Lima – Callao pero fuera de la costa se detectó algunos frentes costeros térmicos

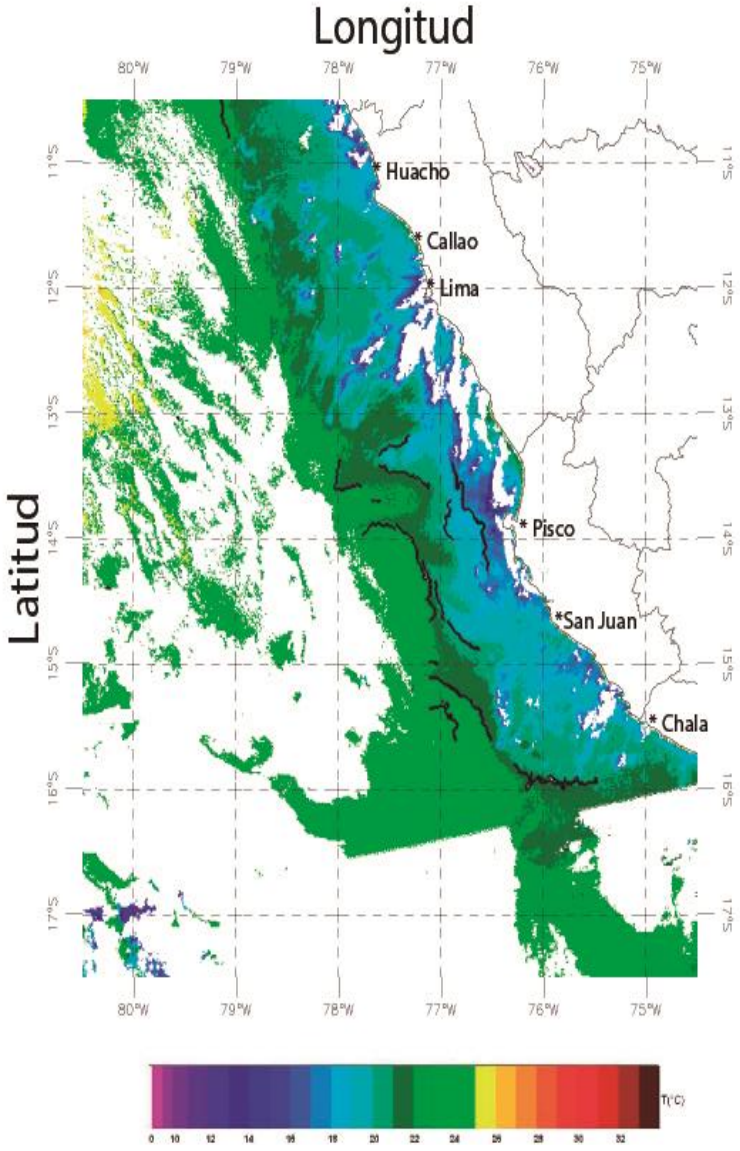


Figura 4.8 La presencia de nubes en la costa de Lima – Pisco no permite determinar los frentes de talud pero si podemos detectar los frentes térmicos

4.2 Frentes oceanográficos mediante el campo de TSM – primavera 2004

Considerando que el invierno terminó, se muestra en la figura 4.10 y 4.11 el inicio de la primavera pero en esta figura describe un desplazamiento en los frentes de talud, fuera de la costa esto se debe que en el invierno, los vientos alisios predominan en toda la costa peruana que va en la dirección SE, y está gobernado por el anticiclón del sur y se intensifican con una rapidez aproximadas a 5 m/s y en especial para Pisco y San Juan supera los 10 m/s. (Morón. O .1992)

Por otro lado se podría decir que el afloramiento se presenta en la costa del mar peruano son aguas costeras más frías (ACF) por su baja temperatura y alto contenido de nutrientes, estas se destacan superficialmente por la CCP y COP, la misma se destaca como corriente peruana su superficial, y parte de julio y setiembre forma un solo flujo con la CCP es situado al oeste de la línea de máxima acción del viento. Transporta un caudal de unos 8 000 000 de m^3/s como consecuencia del desplazamiento de los frentes costero que poseen menor TSM cercano a 10 ºC.

El inicio de la primavera se observa menor temperatura y a una disminución de los frentes de talud, el algoritmo detecta sólo un frente que se encuentra entre la Bahía de San Juan. en la figura 4.12, y otros tres frentes de talud cerca de San Juan, con pequeñas concentraciones de afloramiento en la figura 4.13, para el 12 de noviembre el algoritmo determina dos frentes de talud a lo largo de Lima, Pisco y San Juan con desplazamientos fuera de la costa y al sur dos pequeños frentes costeros- térmicos de largo longitud. (Fig. 4.14).

Al final del mes de noviembre se observa una mayor presencia de los frentes costero acompañado de concentraciones de afloramientos permanentes y constantes en la figura 4.15, así mismo a inicios de diciembre se puede describir las zonas de afloramiento costeros, con gradientes aproximados de 4 ºC/km. Asociados a los frentes costeros térmicos en la figura 4.16. Por consiguiente a inicios del verano el 27 y 29 de diciembre se presenta una reducción de longitud de los frentes costeros y afloramiento, por lo tanto el algoritmo solo detecta dos frentes, uno cercano a la Bahía de Huacho – Callao y San Juan y el otro cerca Chala, debido a que los vientos disminuye en la figura 4.17.

Por otro lado en la misma figura 4.17 se observa la presencia de frentes oceánicos en forma de meandro y remolinos oceánicos que alcanzan una escala espacial de 5 – 2 000 km y 20 - 500 km respectivamente, con una duración de escala temporal de dos a seis semanas de duración según (Garcia Soto, 2009) Los frentes oceánicos y algunos frentes asociados a remolinos y filamentos en el mar, debido al rompimiento de masas de agua de un tipo de masa agua correspondiente a otro tipo, con una forma de filamento que da lugar a dicho nombre en comparación los remolinos constituyen desprendimiento de masas de agua que quedan atrapadas en otro tipo de agua.

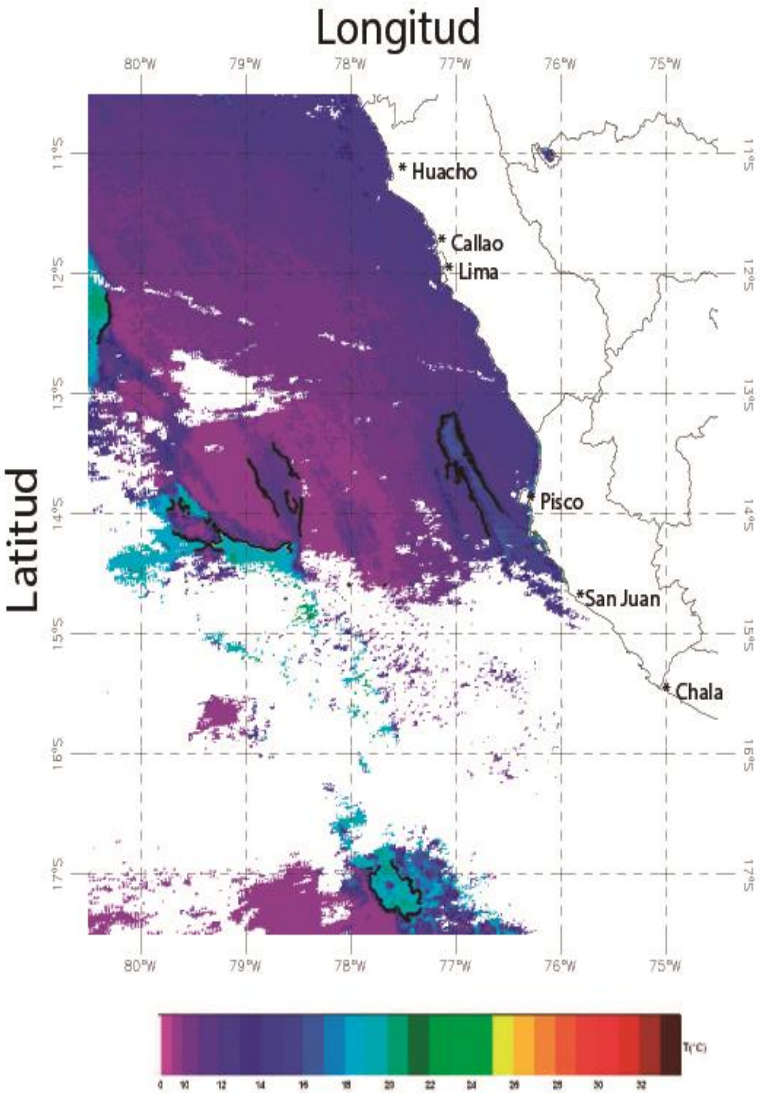


Figura 4.11 El 17 de setiembre se encuentra mayor cantidad de nubes en la parte sur del país y algunas zonas en la parte costera el algoritmo solo detecta un pequeño frente de talud cerca de Pisco y San Juan

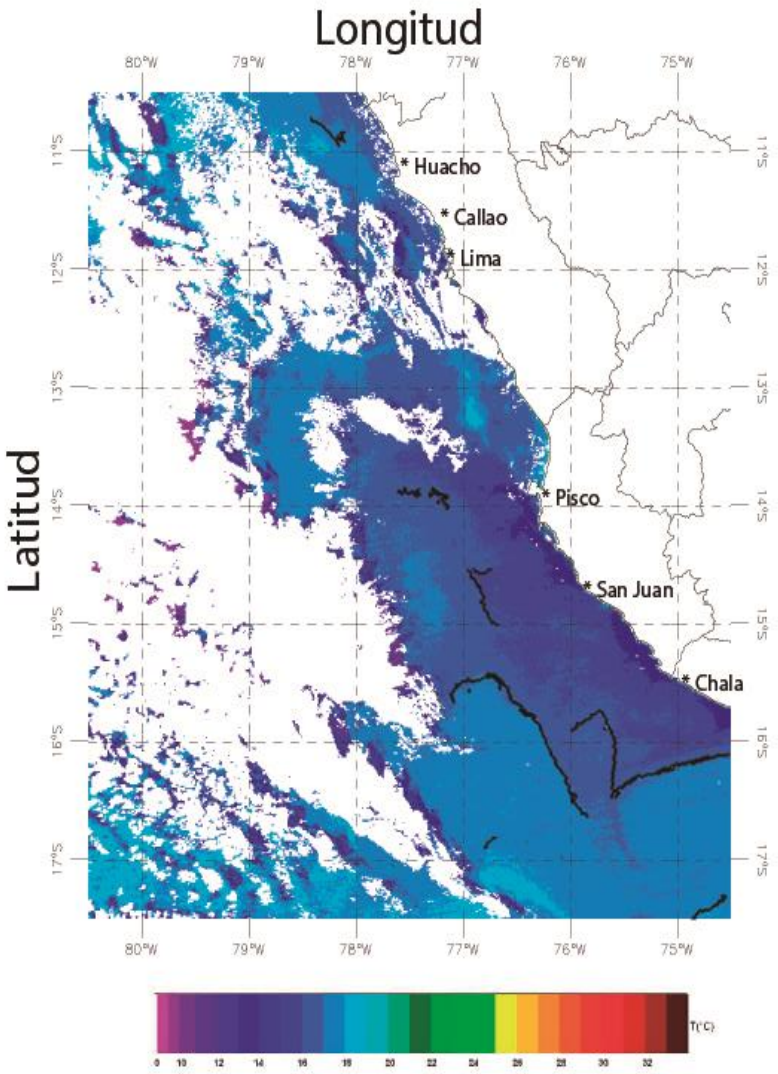


Figura 5.10 Para el 6 de Setiembre terminando el invierno, el frente de talud, se desplaza algunos kilómetros mar a dentro y también el afloramiento costero, solo se puede describir en la parte sur de San Juan pequeños frentes y uno largo en Chala

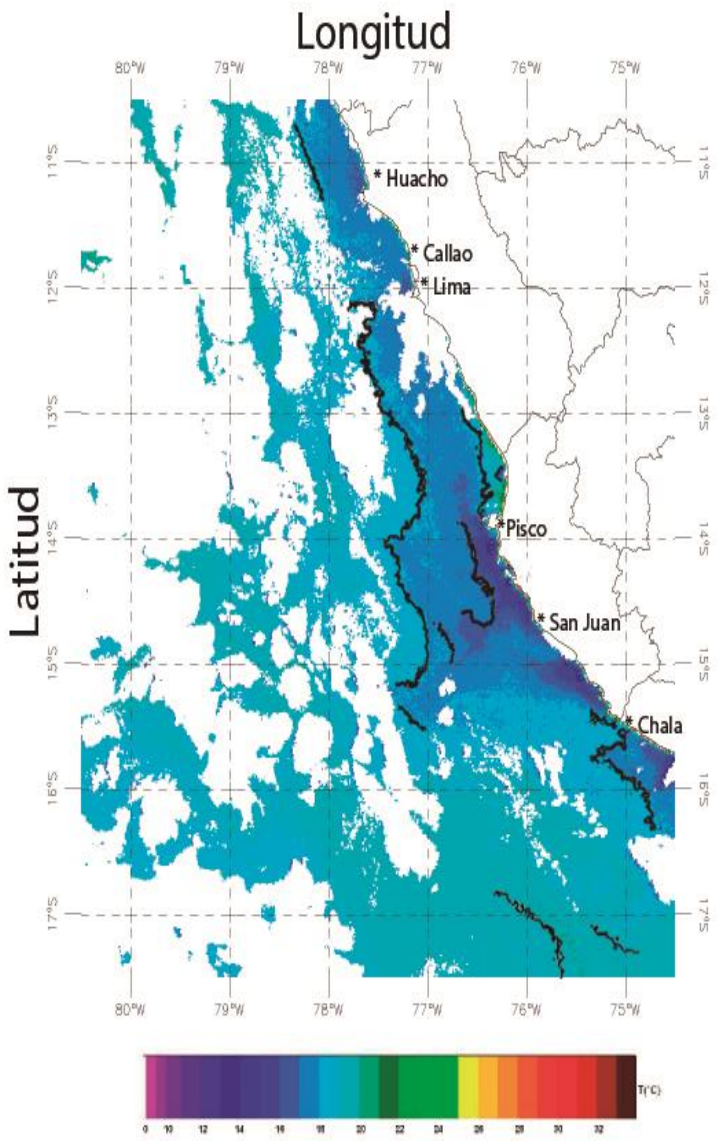


Figura 4.13 El algoritmo detecto tres tipos de frente el térmico y dos el frente de talud.

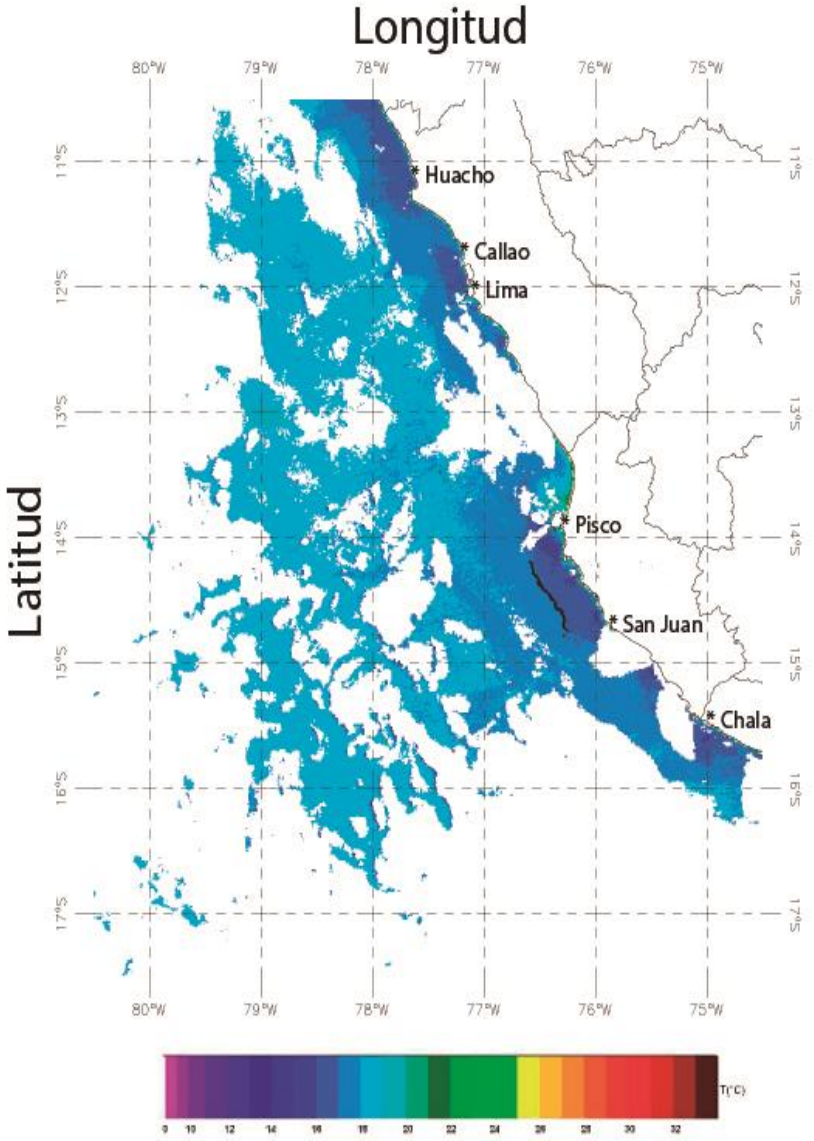


Figura 4.12 El 4 de octubre se observa un pequeño frente de talud, al frente de san Juan

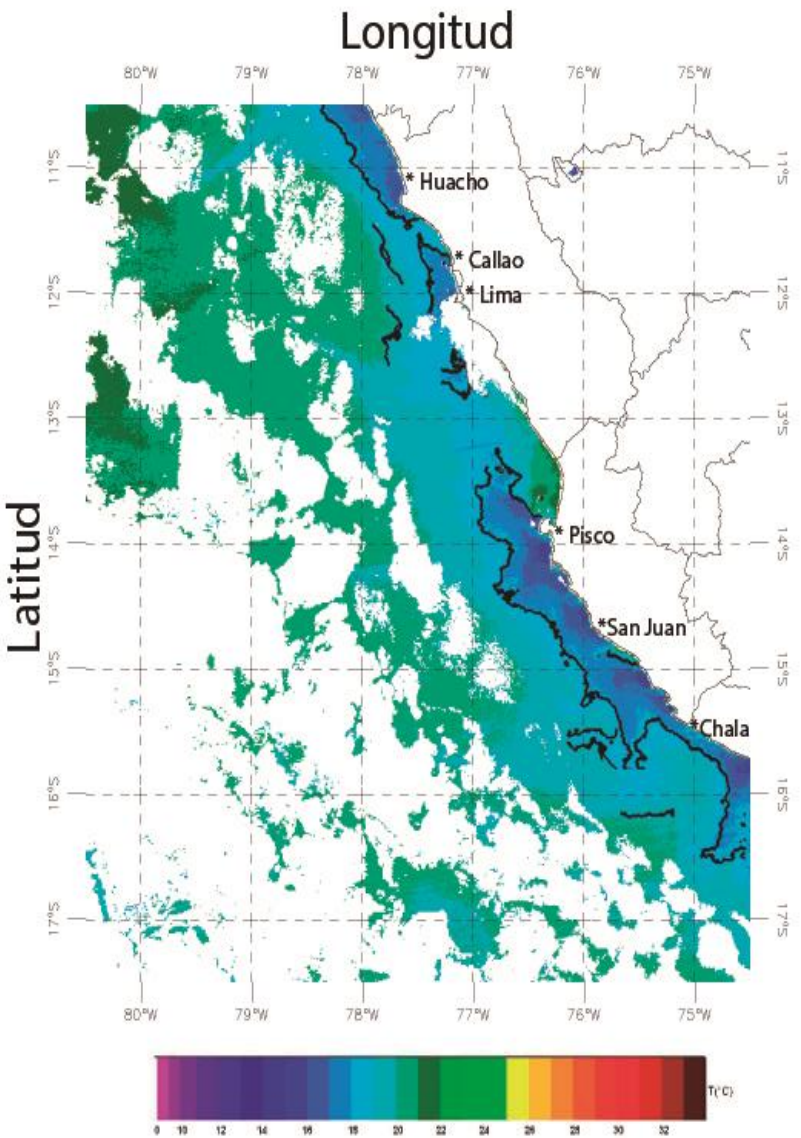


Figura 4.15 En esta figura se puede describir los frentes de talud pegado a la costa

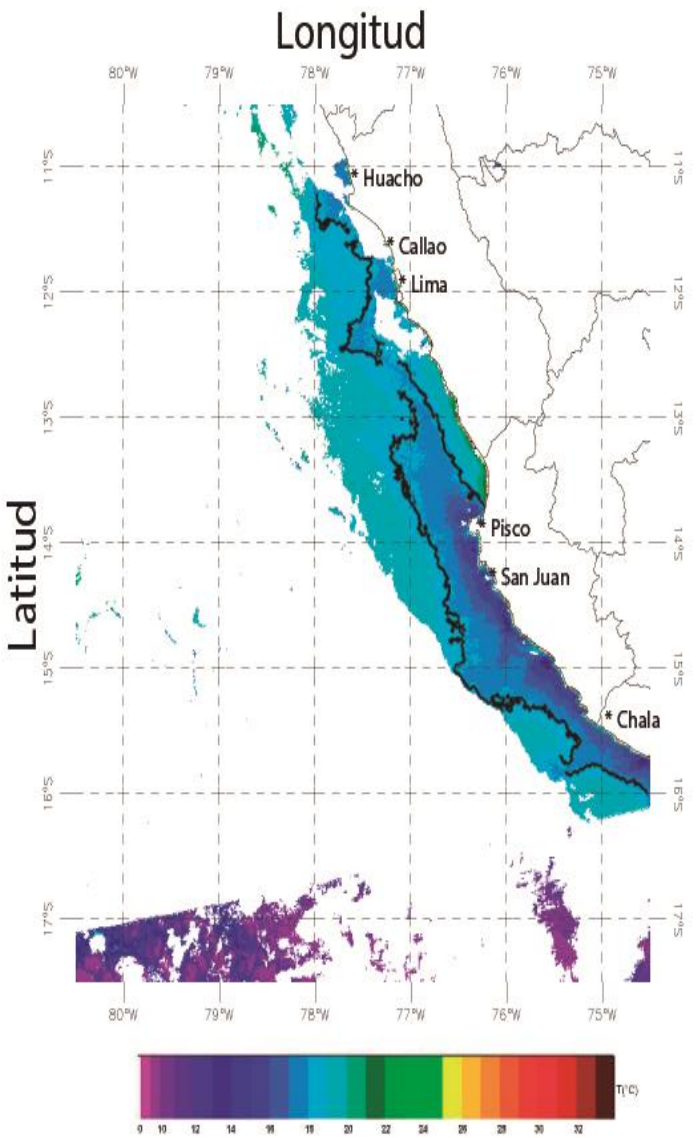


Figura 4.14 En esta figura se describe la presencia de los frentes costeros y los frentes de talud

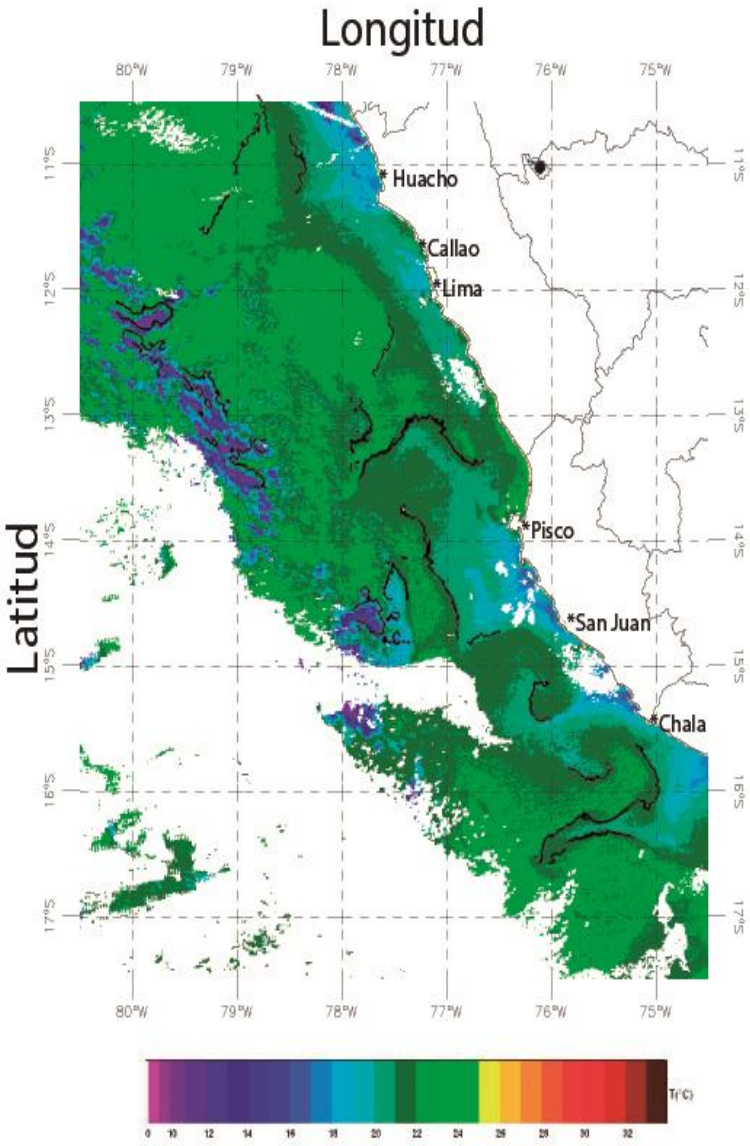


Figura 4.17 Se representa los frentes térmicos y algunos frentes de filamentos que se encuentra alejado de la costa eso es para el 29 de diciembre.

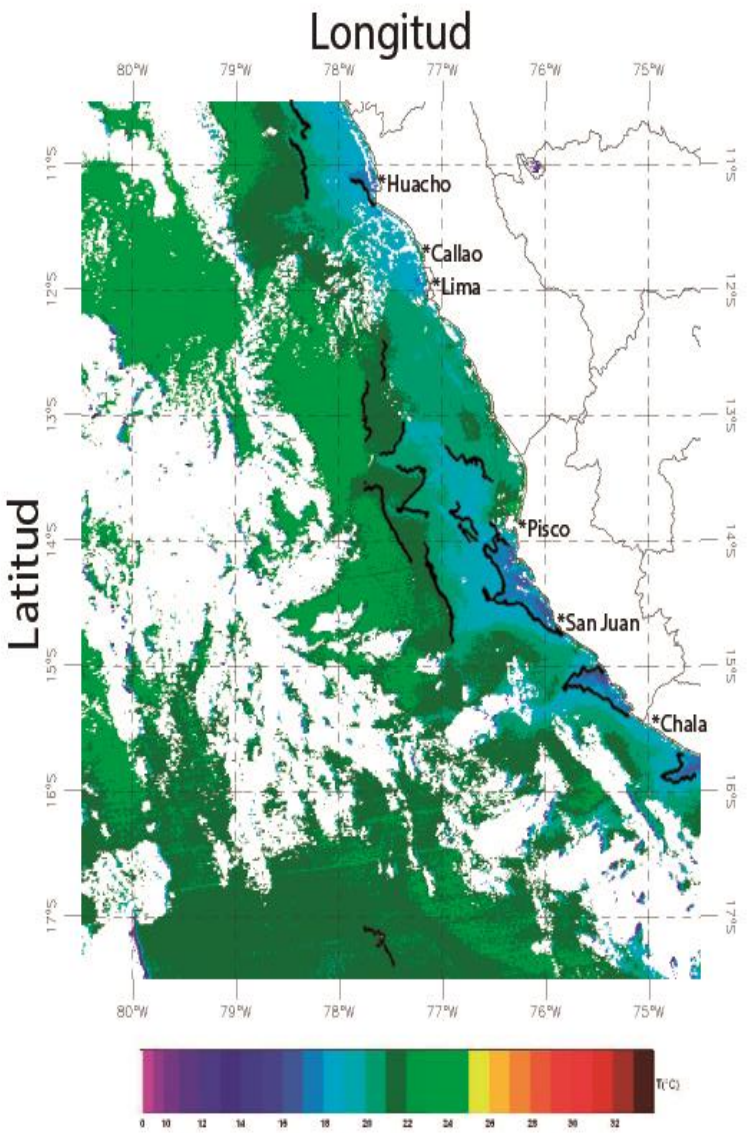


Figura 4.16 El 27 de diciembre se puede describir la presencia de los frentes de talud y el frente térmico y el más alejado los frentes oceánicos

4.3 Frentes oceanográficos mediante el campo Chl – Verano 2004

Según Bowman y Isaías, 1989; Nihoul, 1986; Sourina, 1994 mencionan que la concentración de los campos de Chl se relacionan con los frentes de productividad y el afloramiento costero, considerando que el algoritmo es creado solo para los campos de temperatura pero los resultado nos dieron una respuesta opuesta y se logró determinar los diferentes tipos de frentes, que a explicar.

A inicios del verano, se describe el afloramiento costero que se encuentran ubicados cerca a la costa y esto hace pensar que este afloramiento están asociado a los frentes de talud, debido a la presencia de aguas frías que afloran desde el fondo marino hacia la superficie y en ambas presentan propiedades físicas diferentes (Garcia Soto, 2009) en la figura 4.19 se observa tres frentes que coinciden con la zonas de afloramiento desde Huacho-Callao y Pisco – San Juan (Fig. 4. 19) (Morón. O .1992)

Hacia el 17 de enero, el algoritmo detecta cuarto frentes de talud, que se puede considerar de baja magnitud y acompañados por el afloramiento, pero de poca distancia debido a la cantidad de nubosidad presente en la zona (figura. 4.20) y. Para el 21, la presencia de nubes es menor al sur y se puede describir pequeñas concentración de afloramiento y algunos frentes de talud de corta distancia, debido a la interacción de dos corrientes a CCPCH y CCP existe una zona de mezcla que explicaría la presencia de algunas zonas de color rojo que vendría ser concentración de Chl de 8.4 mg/m^3, ubicado al frente de San Juan (Fig. 4.21 y 4. 22).

Para el 23 de febrero la concentración de Chl, se ubica a lado de la costa Huacho hasta Pisco y en el sur solo San Juan, esto está asociado a los vientos que presenta dicha zona en especial la zona de San Juan, el mayor gradiente detectado por el algoritmo es aproximado a 6 mg/m^3 y el menor es de 4 mg/m^3 será por la interacción del afloramiento y la Corriente Peruana Costera. Así mismo para el día 26 de febrero se describe un frente de clorofila ubicado al frente de San Juan en forma de círculos distorsionado y algunos frentes de bajo gradiente que se puede detectar menores a 2 mg/m^3 (Fig. 4.23).

Para el último mes de marzo, el algoritmo puede detectar una cantidad mayor de frentes que se encuentro más alejado de la costa considerado como frentes oceánicos y es debido al encuentro de dos corrientes marinas que vendría ser la CCP y COP; esto también se debe a la morfología del fondo marino en especial la cordillera sumergida de Nazca con su eje aproximadamente perpendicular a la líneas costeras frente a Punta de Doña María (14º 45’ S), se aproxima hasta 50 millas de la costa entre Pisco (14º 45’ S) y San Juan (15º 20’ S); la parte más alta de esta cordillera está cerca de los 850 m de la superficie del mar, alrededor de 400 mn de la costa peruana. (Macharé et al, 1986) (Fig. 5.24) y de la misma manera se puede observar la presencia de un frente térmico asociado a los frentes de clorofila cuya concentración de clorofila varían 5,4 a 8,4 mg/m^3 de mayor distancia ubicado desde Chala para el 18 de marzo (Fig. 4.25).

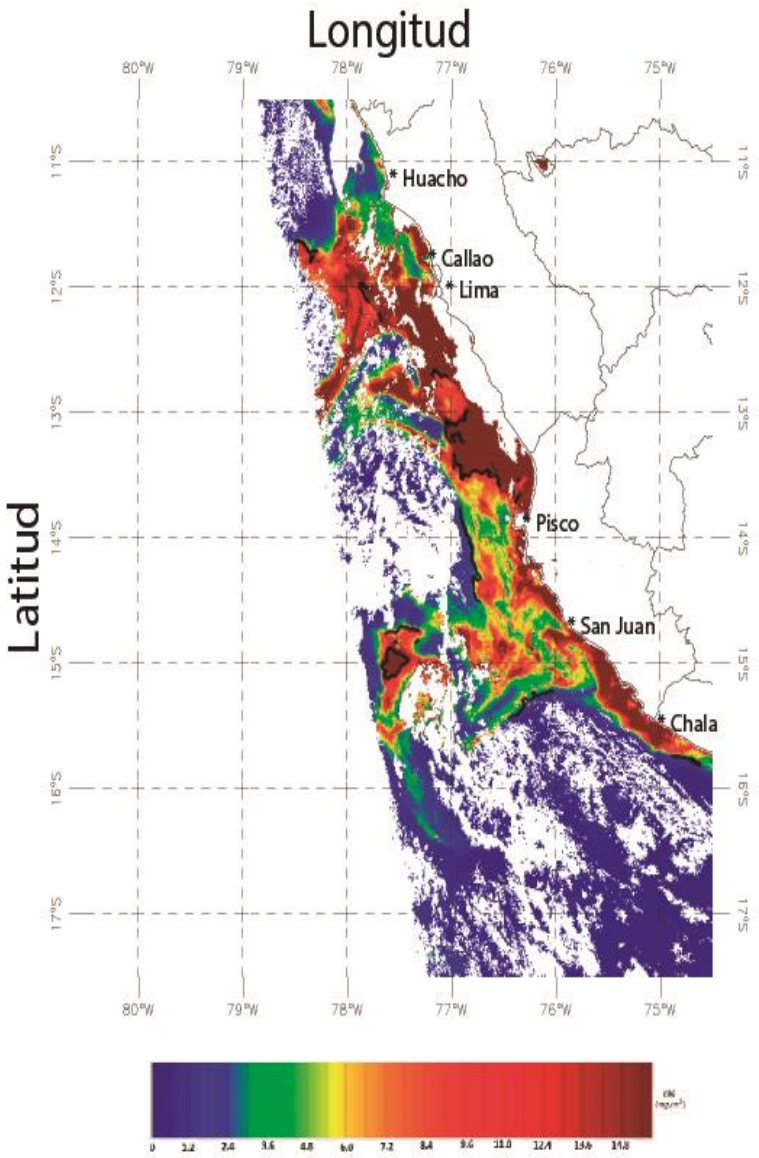


Figura. 4.20 Se presenta los 4 frentes de talud asociado a la concentración de clorofila y ubicado al norte de Pisco y al frente de San Juan

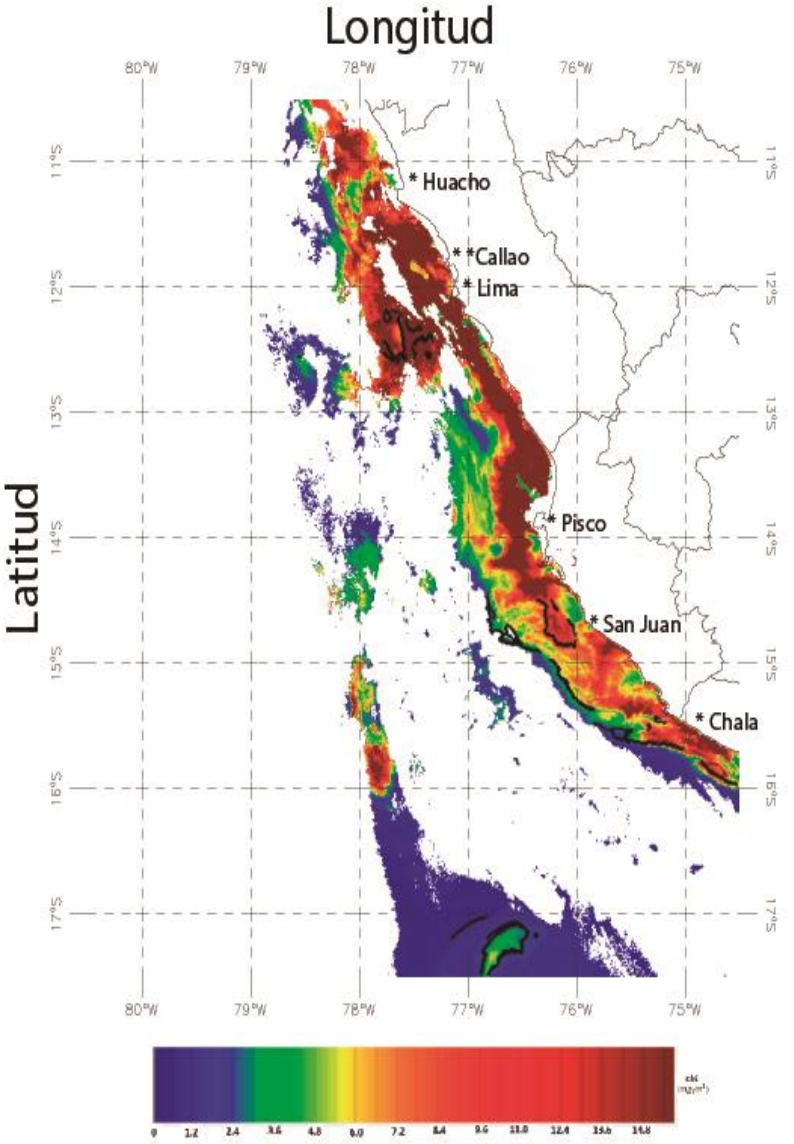


Figura 5. 19 Se describe el afloramiento costero asociados a los frentes de talud ya que el algoritmo solo determina una parte del frente (1 ro de enero del 2004)

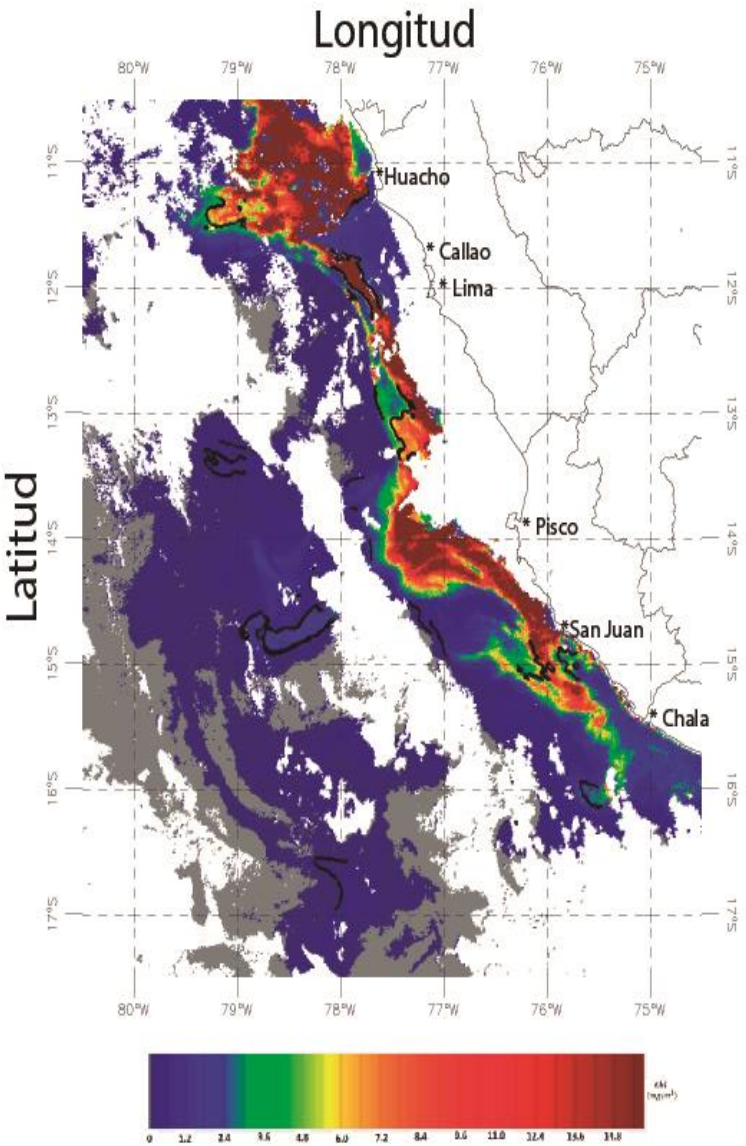


Figura 4. 22 El algoritmo detecta dos tipos de frentes (los de talud y oceánicos) considerando que hay mucha nubosidad en el área (23 de febrero)

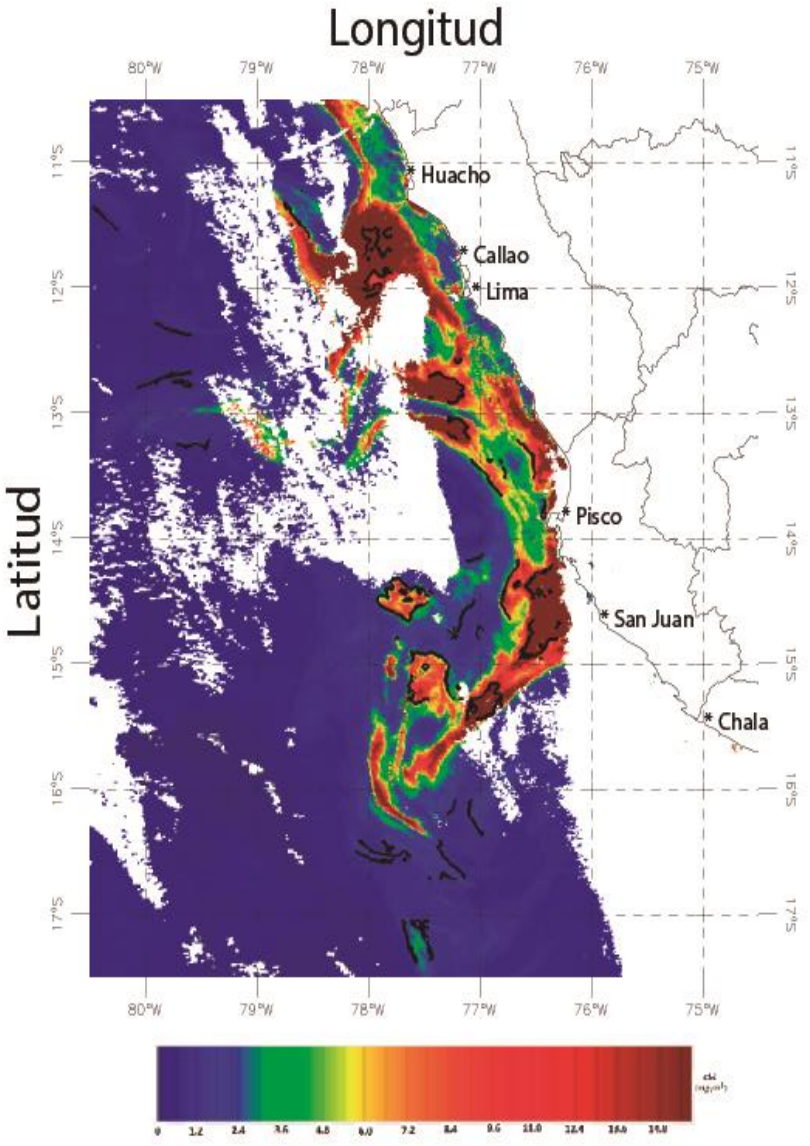


Figura 4.21 Para esta figura se describe partes de los frentes de talud y algunos frentes oceánicos que se encuentra mar a dentro (21 de enero)

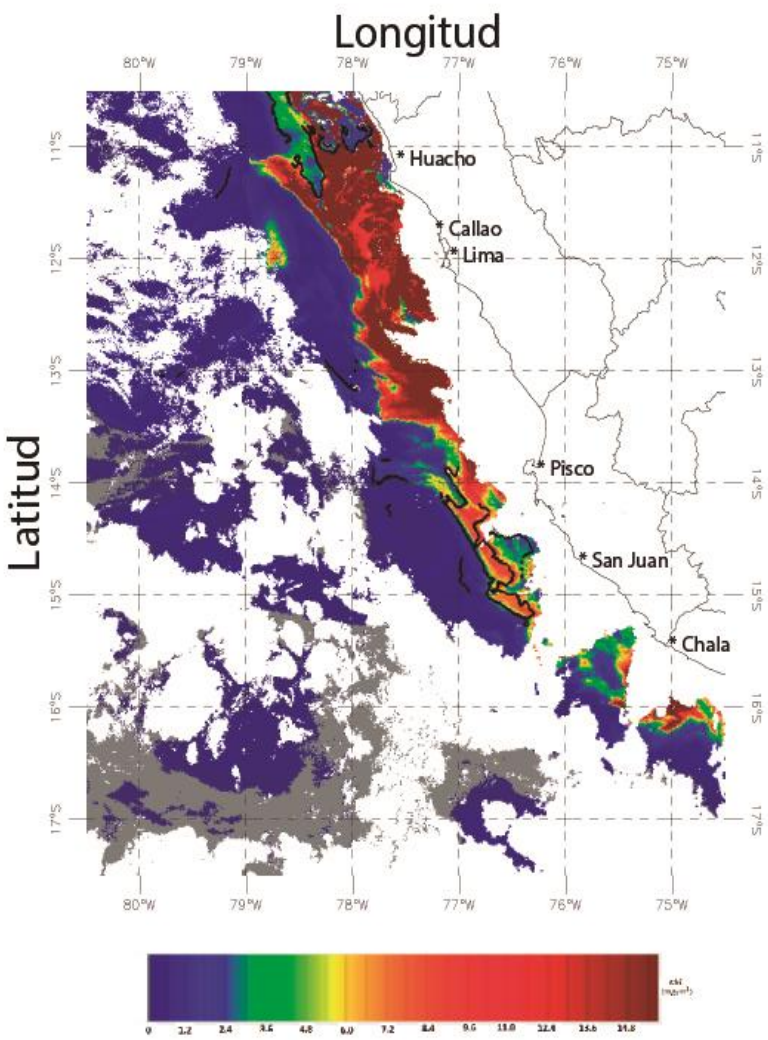


Figura 4.24 Para el 9 de marzo presenta mayor nubosidad en toda la costa (Sur de Huacho hasta Chala), y solo se puede localizarr algunos frentes de talud y pocos frentes de menor gradiente

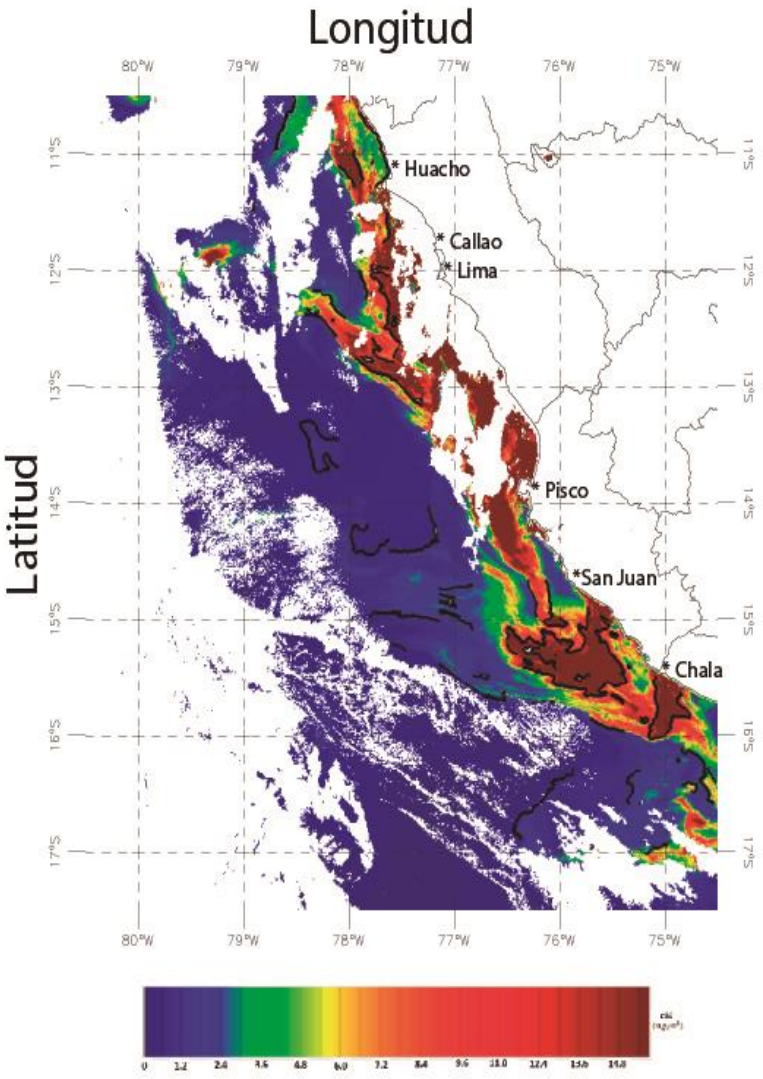


Figura 4.23 Se describe mayor nubosidad en la costa (Lima y Callao) pero se puede ver que el algoritmo puede detectar los frente de talud cuyo gradientes varían mayores a 6.4 mg /m^3 km y menores de 0.6 mg /m^3 .km, ubicados mar a dentro (26 de febrero)

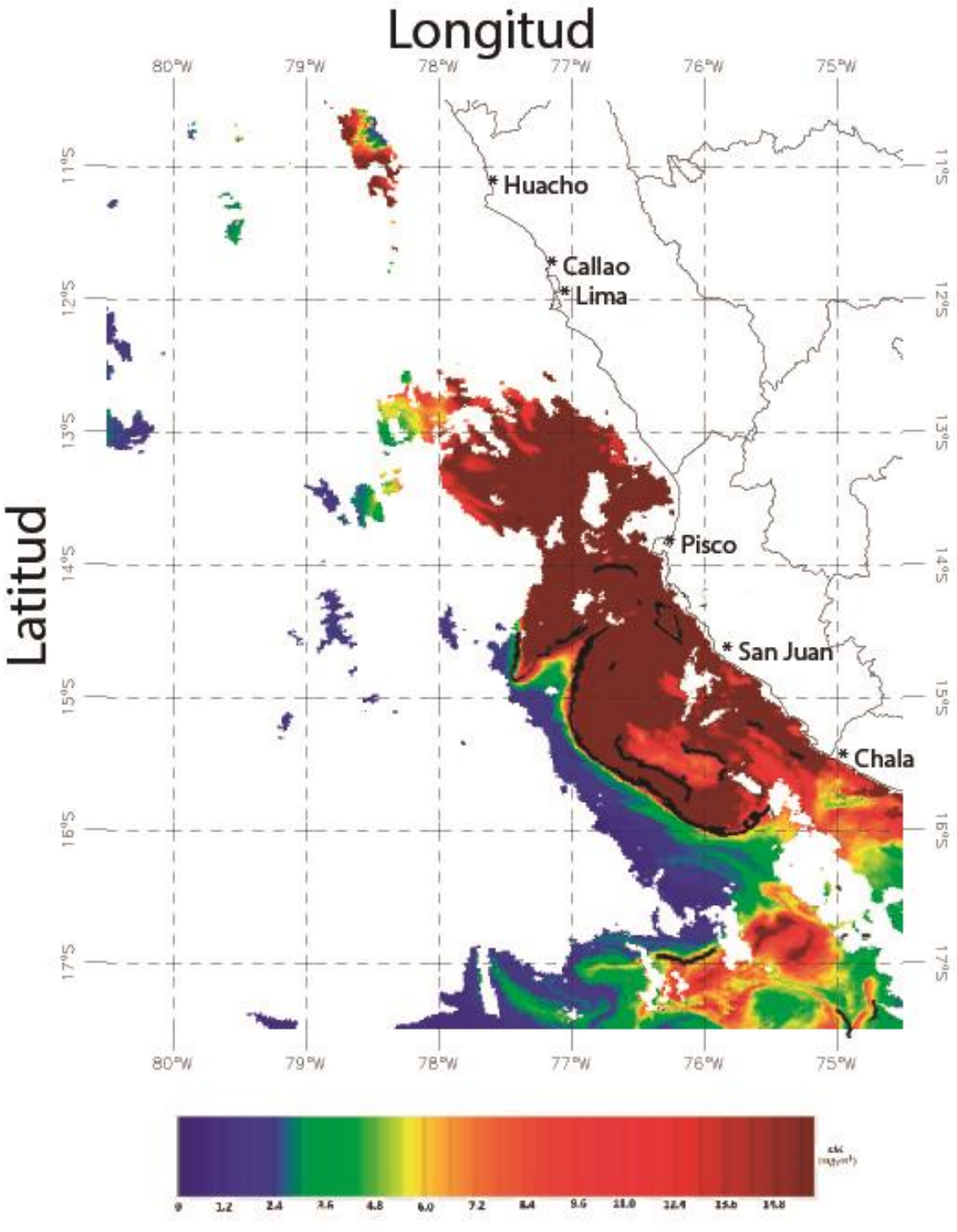


Figura. 4.25 Para el 18 de marzo se detectó un frente de talud que posee mayor distancia y está acompañado con el afloramiento costero, se encuentra ubicado entre Pisco y Chala

4.4 Frentes oceanográficos mediante el campo Chl – primavera 2004

A finales del invierno se observa la presencia del campos de Chl con mayor área y por consiguiente mayor presencia de frentes de talud y para 6 de setiembre el algoritmo determina un remolino costero asociado al afloramiento, que se ubica al sur de Chala, esto es debido a la circulación marina que presenta la costa peruana integrado por dos circulaciones uno es la superficial y el otro es subsuperficial que soportan el afloramiento costero a lo largo de la costa y por lo tanto el viento forzante, que permite mayor variabilidad de produce un desplazamiento. El origen del remolino costero podría ser superficialmente y esto constituyen con dos tipos la Corriente Peruana CCP y COP la misma que unen en las estaciones en invierno mientras que la Corriente Superficial Peruana Chilena conocido como CSPCH que se podría describir con mayor área de mezcla. (fig. 4.26). De la misma manera para el 26 de setiembre en plena primavera se logra observar presencia de nubes al sur y norte, pero en la parte central se logra varios desplazamientos de los frentes de talud acompañados de algunas concentraciones de clorofila, dirigidos a una distancia de la costa (fig. 4.27).

En la figura 4.28 Se observa dos tipos de frentes de talud y se detecta con mayor gradiente a 6,4 mg/m^3 y menores a 0,6 mg/m^3 asociados a menor temperatura y al afloramiento costero, pero el algoritmo detecta ciertas parte del frente, así mismo, en la siguiente figura 4.29 se presenta la presencia de pequeños frentes de talud, debido a la disminución de los vientos Alisios, esto presenta para el mes de octubre.

Para la figura 4.30 Se observa un frente de talud de mayor distancia asociado al afloramiento costero y está acompañado de dos estructuras semicirculares ubicadas al frente de la Bahía de Pisco y San Juan para el 16 de noviembre, debido a que el campo de Chl, es más homogéneo en esa masa de agua y en su concentración a comparación de otros días. De la misma manera se puede describir la existencia de un desplazamiento de los frentes a lo largo de un flujo de masa de agua, que se encuentra ubicado al frente de San Juan formándose un remolino Oceánico, para el 28 de noviembre esto podría ser por la placa de Nazca que se encuentra sumergida a la altura de San Juan que se puede relacionar con la topografía marina,

A continuación para el último mes, en la figura 4.32 se presenta la existe una disminución en el campo de Chl y que el algoritmo solo puede detectar pequeños meandros y remolinos costeros a lo largo de Pisco hasta Chala y esto podría ser a la disminución de los vientos en algunas partes del lugar, para el 7 de diciembre, así mismo la figura 4.33 Se observa una parte del océano que nos permite determinar dos frentes oceánicos. Esto es debido a la interacción de las dos corrientes la COP y CCP.

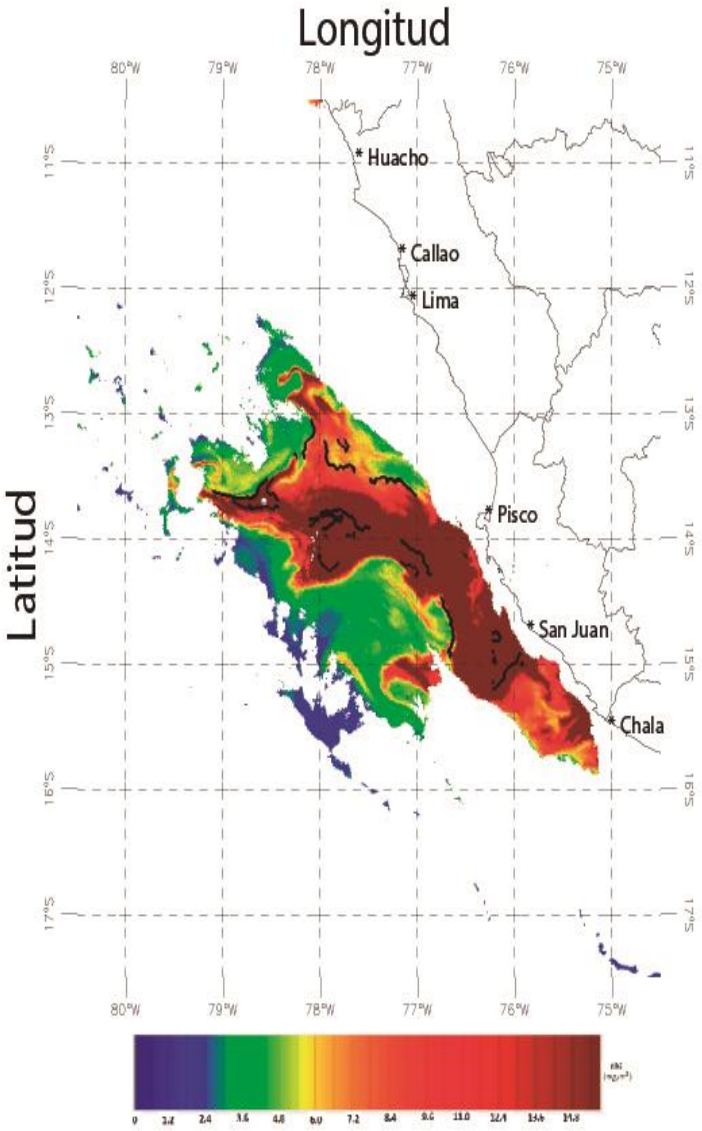


Figura 4.27 Se presenta mayo nubosidad en Huacho – Lima y Chala solo se puede determinar algunos frentes de talud asociado al afloramiento costero que se encuentra al frente de Pisco y San Juan

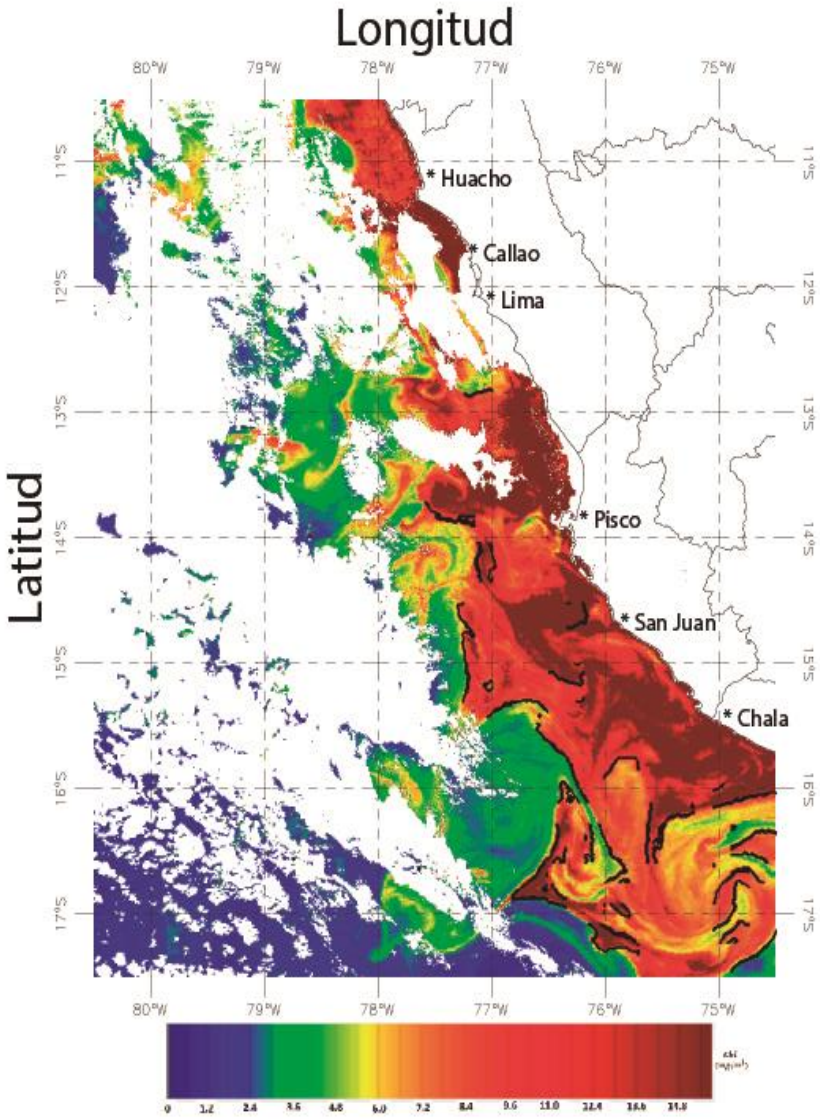


Figura 4.26 Se presenta un los frentes de talud con pequeñas partes y esto está asociado al afloramiento costero

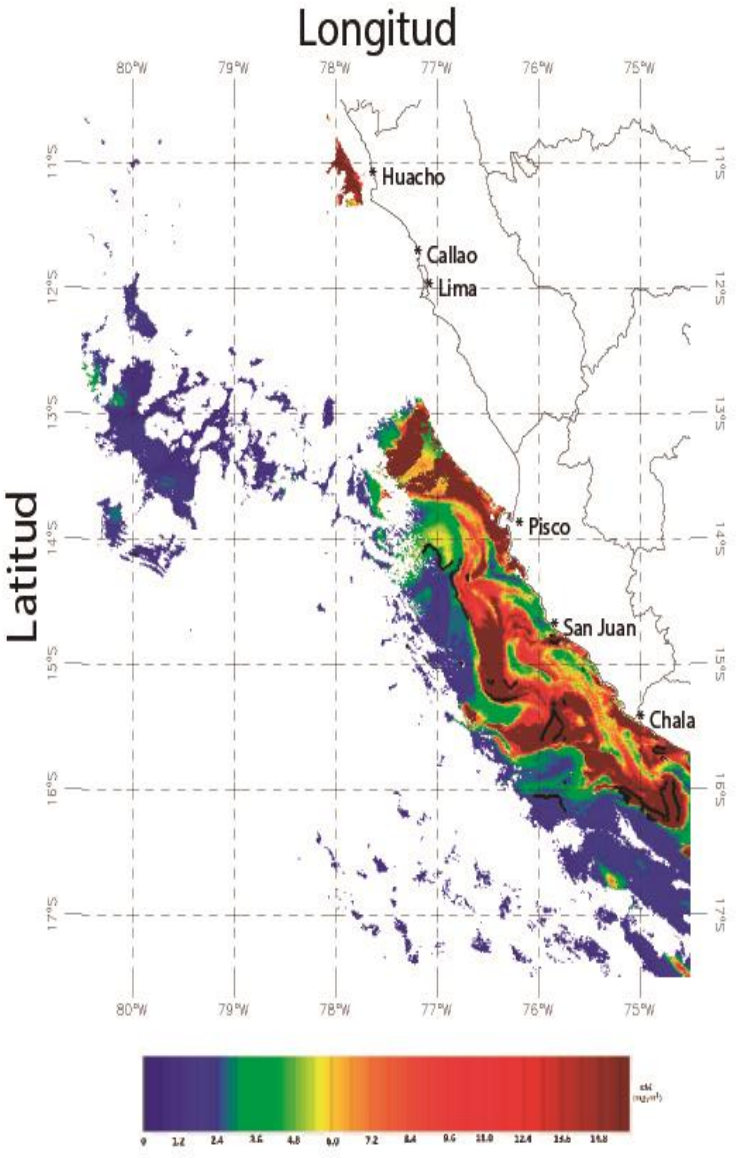


Figura 4.29 El 22 de octubre se detectó la presencia de pequeños frentes de talud

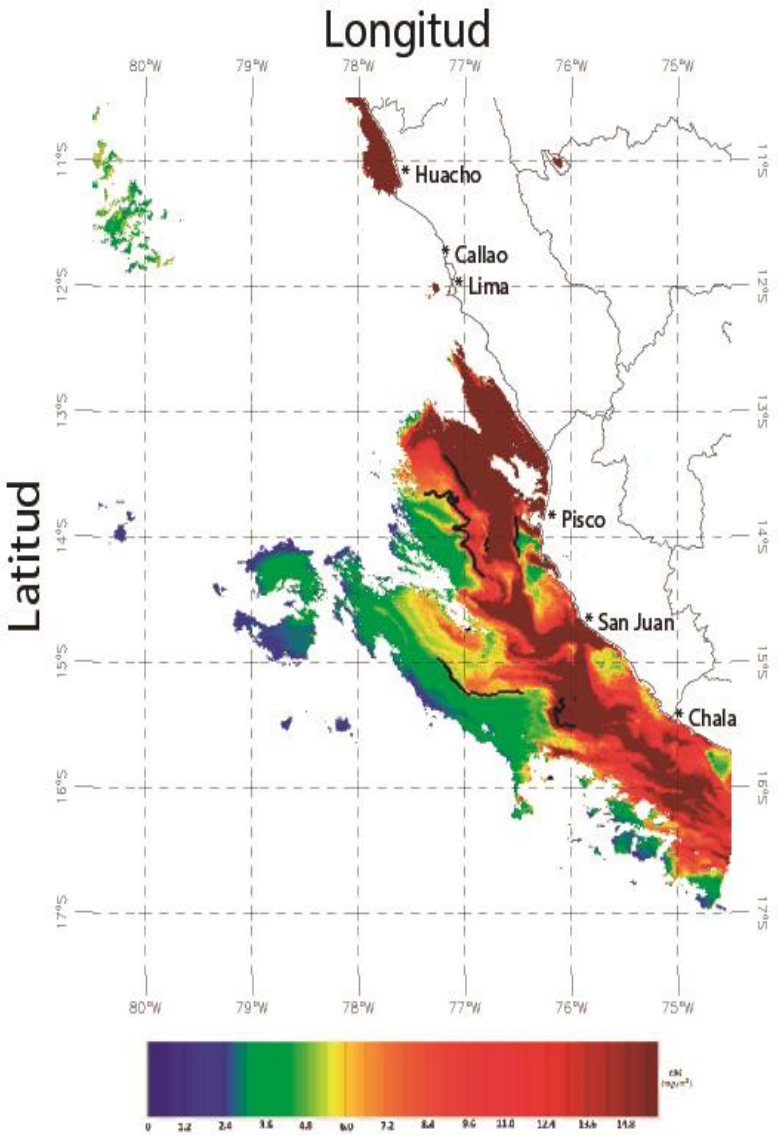


Figura 4.28 Se observa los frentes de talud de menor gradiente ubicada entre San Juan y Chala y una de mayor intensidad en Pisco

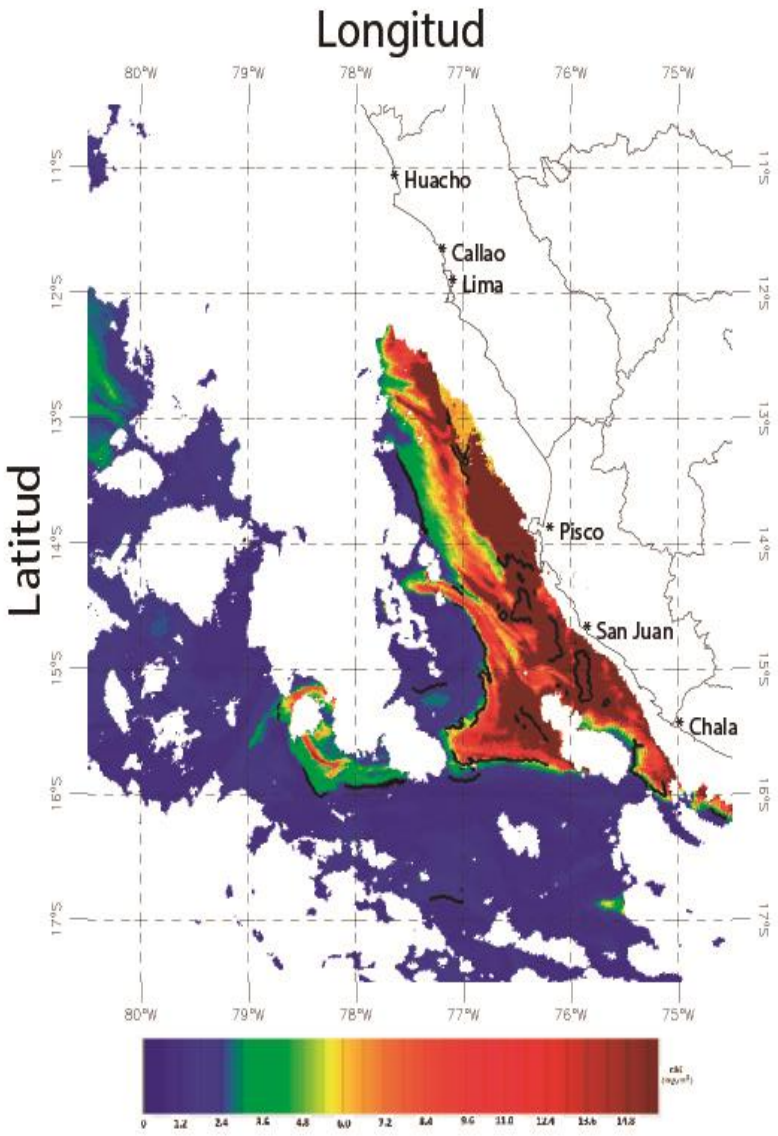


Figura 4.31 Se puede visualizar que para el 28 de noviembre detecta algunos frentes ubicado en Pisco y San Juan

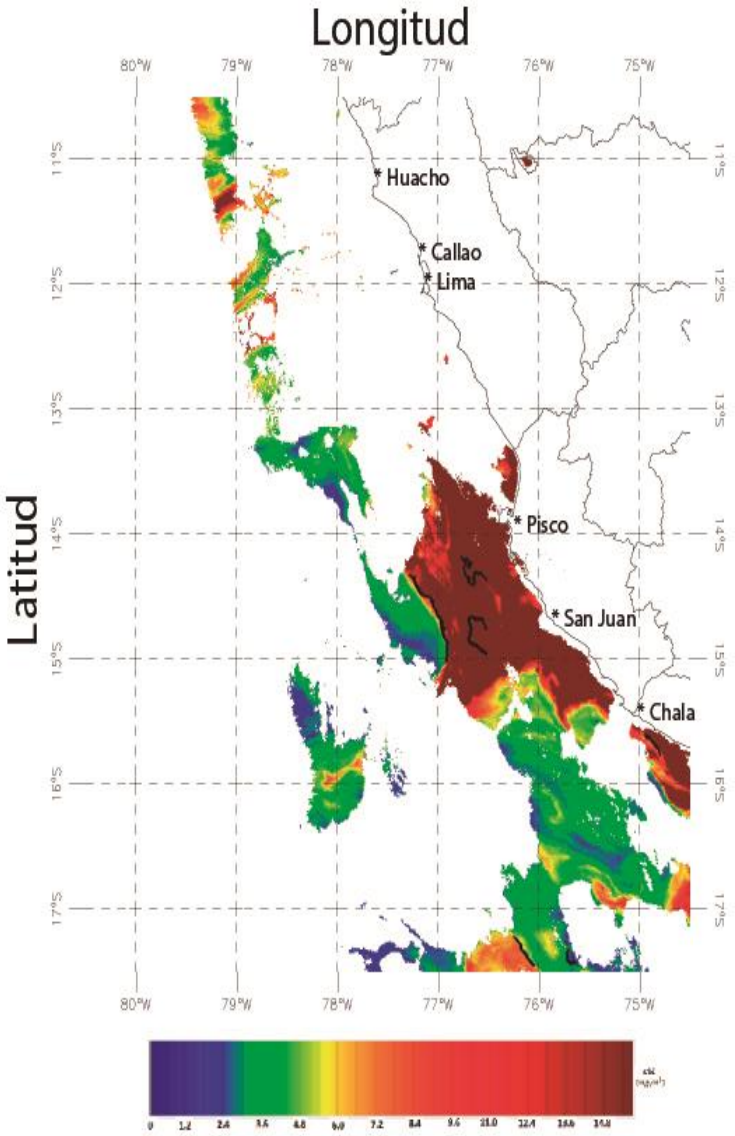


Figura 4.30 Se observa un frente de mayor longitud entre Pisco y San Juan

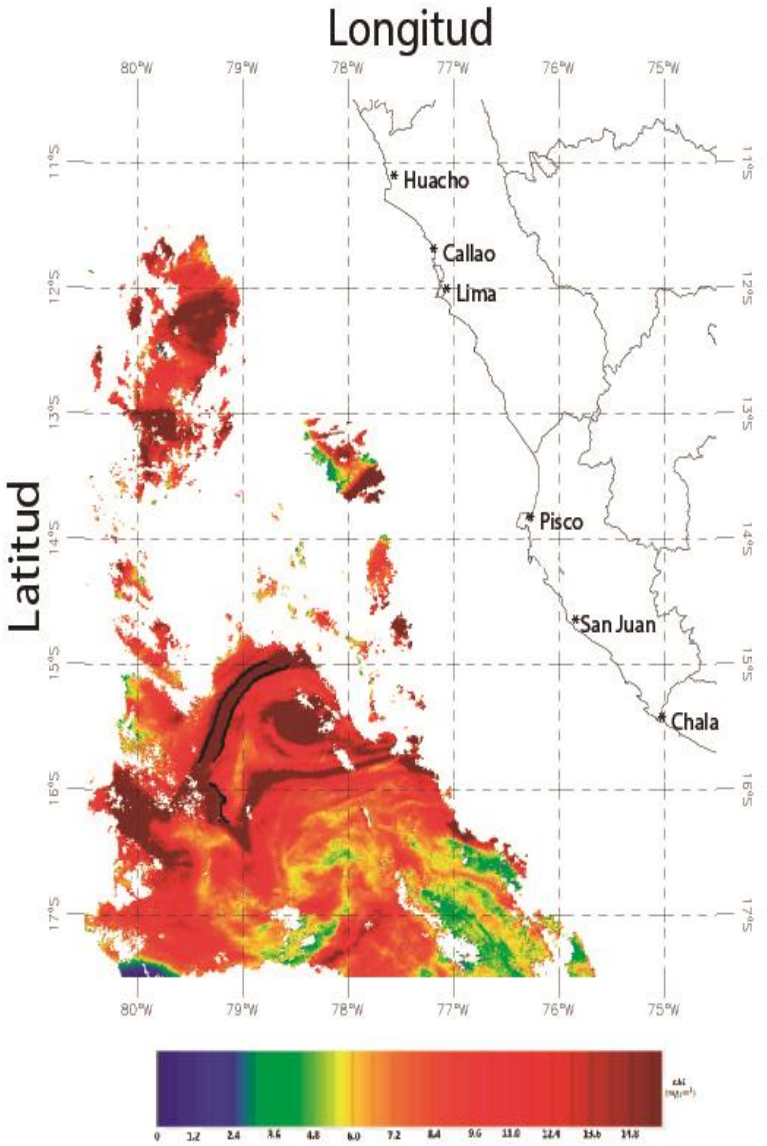


Figura 4. 33 Para el 14 de diciembre es un día muy nublado y no se permite detectar los frentes de talud y solo detecto dos frentes oceánicos en paralelos al frente de San Juan

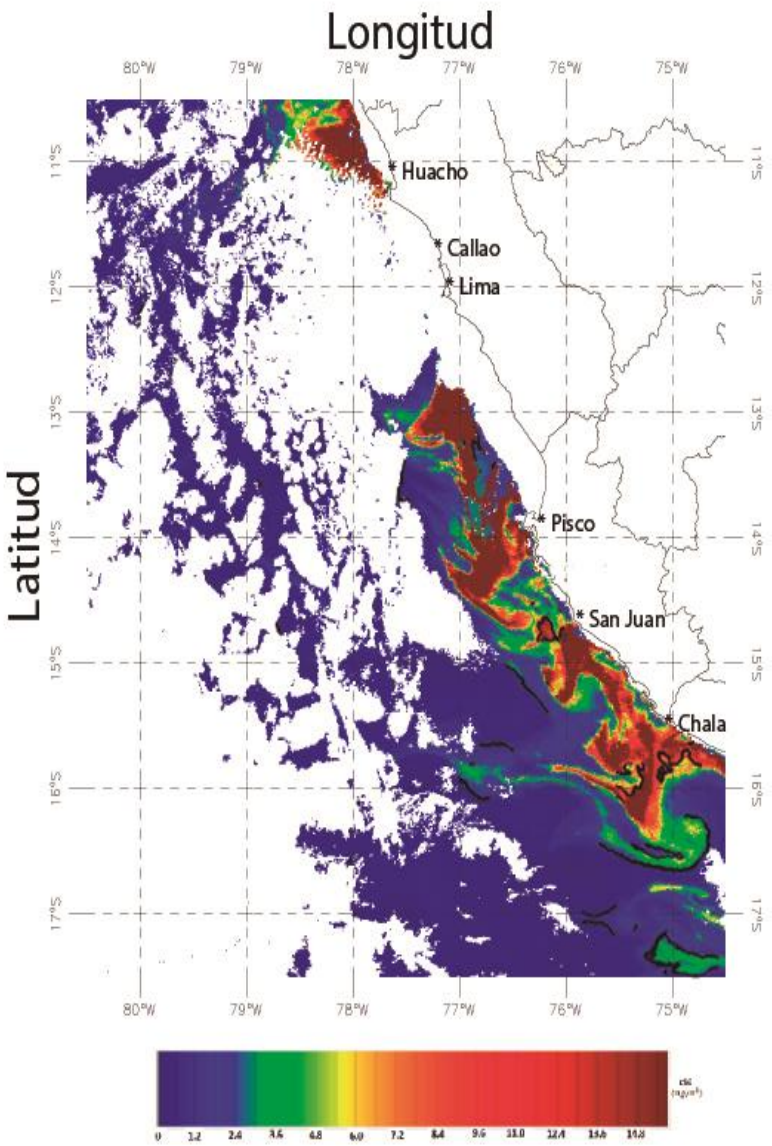


Figura 4. 32 Se Muestra que existe una disminución de los frentes de talud y que el algoritmo puede detectar pequeños remolinos y meandros costeros cercano a San Juan y Chala

4.5 Frentes oceanográficos mediante el campo TSM – Verano 2005

Para el mes de enero se presentó dos imágenes que se encuentra en la Figura 5.34 y 5.35 para los días 28 y 31 de enero respectivamente, se observa la con mayor facilidad 2 tipos de frentes uno está ubicado, desde Chancay, conocido como frentes costeros térmicas, debido a la diferencia de temperatura aproximadamente 2ºC/km, y el otro frente es un frente de talud, ubicado en San Juan de Marcona de pequeña longitud y está asociado al afloramiento costero en la parte sur de Mollendo. Así mismo se observa otro frente costero, de mayor longitud, y se ubica desde Lima-Callao, hasta Pisco para el último día de enero, esto es una consecuencia de la variabilidad de los vientos locales que existe entre Pisco y San Juan. Según (Moron, O., 1992), para los meses de verano son los más débiles.

El 4 de febrero, se observó la presencia de los frentes oceánicos en comparación del mes anterior, y se determinó más de 10 frentes y cuya diferencia de temperatura es de 2ºC/km, en todo el Océano Pacifico e incluso se visualizó varias formas de meandros, medios alargados, de regular tamaño y para el 13 de febrero, se desplazó de los frentes oceánicos, mar a dentro y así mismo se pudo ver que la presencia de los frentes costero térmicos, que se había reducido en cantidad notablemente, de la misma manera el 16 y 23 de febrero, los frentes de talud en San Juan, se redujeron en la misma proporción que el afloramiento (Fig. 5.38 y 5.39).

Para el 27 de febrero, se observa la presencia de un frente de 2 frentes costeros térmicos en el primero se define de Huacho hasta San Juan, cuya diferencia de temperatura es de 2ºC/km y algunos frentes costeros de corta longitud por otra parte se puede observar un pequeño frente de talud pegado a la costas de San Juan y Chala. Estos frentes oceánicos están regulados por la topografía marina y el forzante de fuerza que es el viento. (Fig. 27 de febrero).

Para el 4 de febrero en la figura 5.41, se presentó 3 frentes térmicos asociado a una diferencia de temperatura de 2 ºC/km y 2 frentes oceánicos que poseen el mismo gradiente de temperatura que comienza desde Huarmey y recorre el Callao, Pucusana y llega a Pisco por otra parte existe 2 frentes térmicos asociado a un mismo gradiente pero se desplazan mar a dentro y 3 frentes oceánicos de corta longitud de la misma manera, se desplazan en la misma dirección al frente de San Juan y sur de Chala.

En la figura 5.42 se puede observar que para el 17 de marzo continua el desplazamiento de los frentes térmicos al frente de Chancay y debido a la presencia de nubes se observa una parte de los frentes de talud asociado al afloramiento costero y que se encuentra ubicados al norte de San Juan. Y por último el 27 de marzo se observa un pequeño remolino oceánico al frente del Callao y Pucusana que rota en forma horaria y existe otro frente más alargado y que comienza desde Pisco hasta San Juan y en paralelo existe la presencia de un frente de talud asociado al afloramiento esto se observa en la figura 5.43.

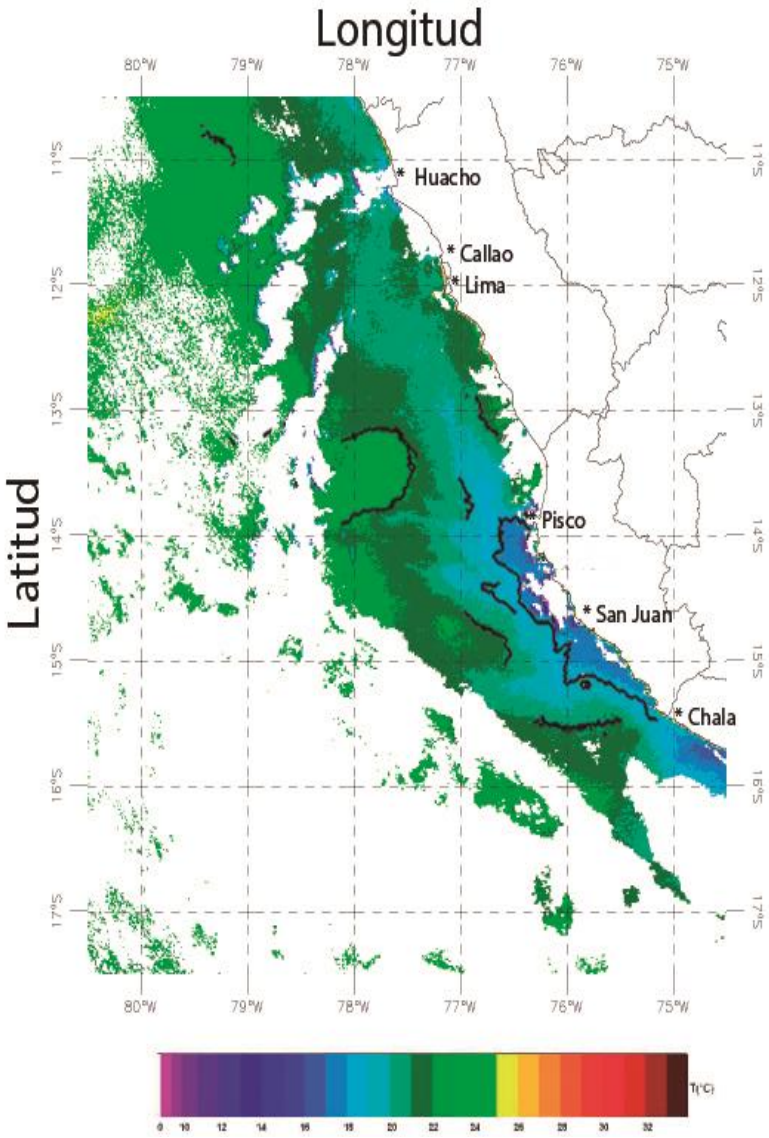


Figura 4. 35 El algoritmo logra detectar tres tipos de frentes el primero es un frente de talud (Pisco-Chala) y los otros dos frente térmico cerca de Pisco y Chala, para el 31 de enero

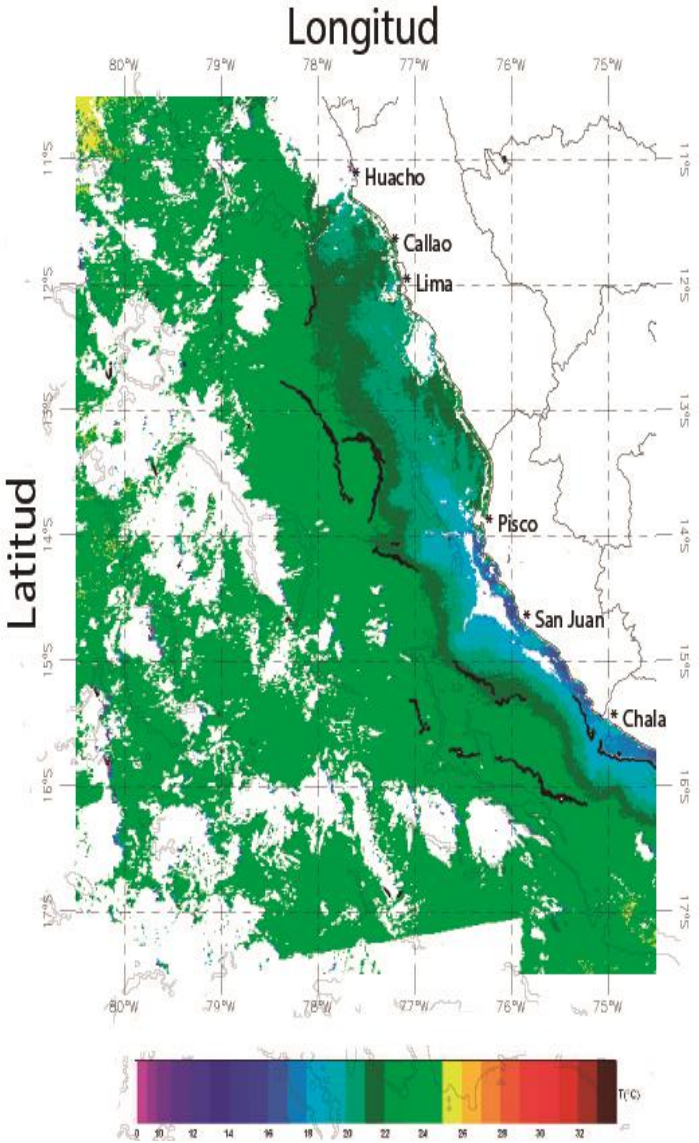


Figura 4.34 El 28 de enero se puede observar con mayor facilidad los frentes costeros térmicos y los frentes oceánicos cercanos a la costa desde Callao hasta Chala y un pequeño frente de talud en la parte sur de Chala.

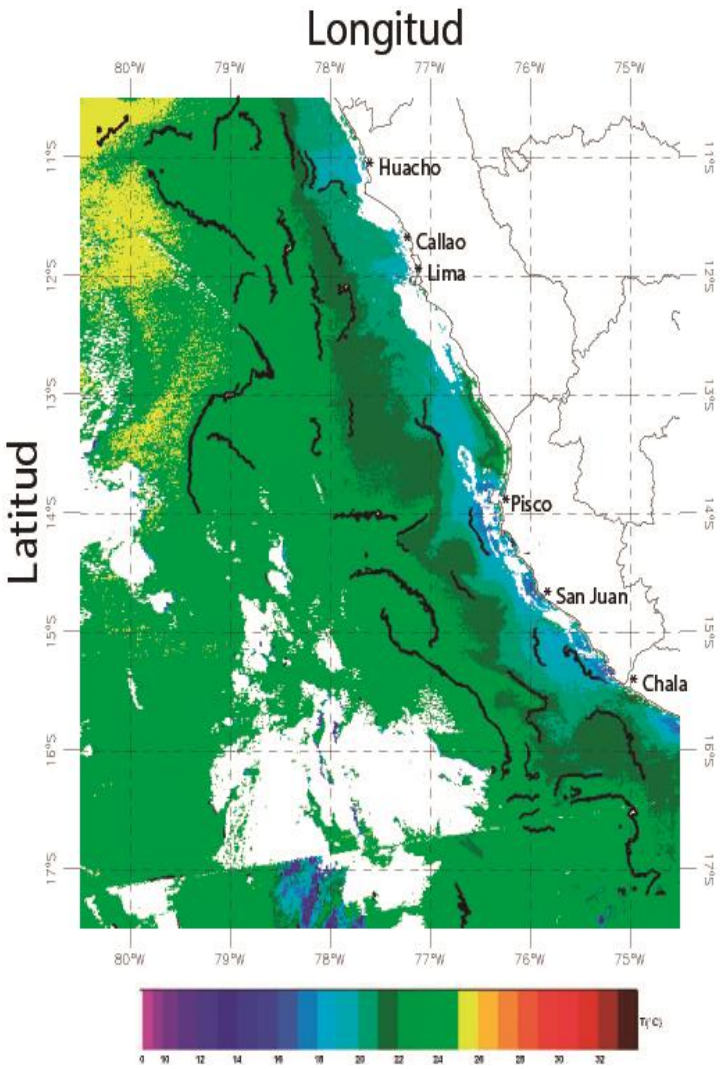


Figura 4.37 Se describe los 2 frentes de talud ubicado en Pisco y al norte de Chala así mismo 7 frentes costeros térmicos y por el último 4 frentes oceánicos y algunos frentes asociados a remolinos y filamentos se encuentran hacia fuera de la costa en forma de meandros a largados (13 de febrero)

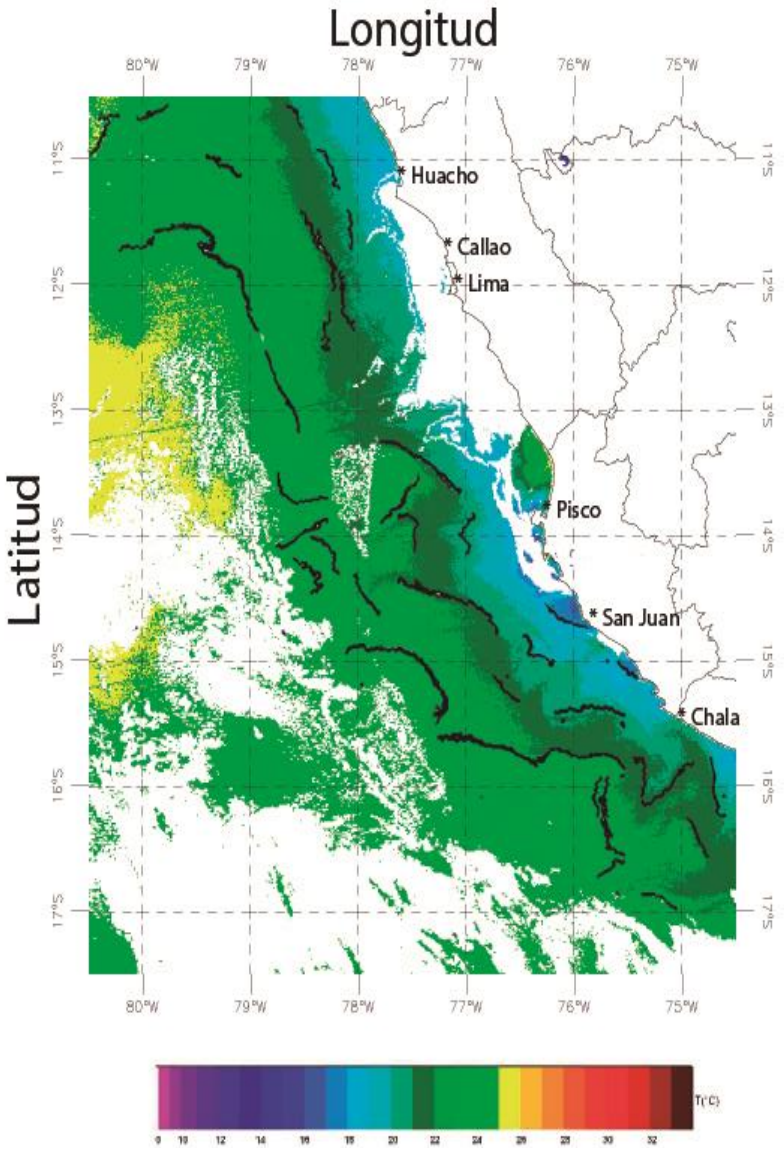


Figura 4. 36 El algoritmo detecto un gran número de frentes en toda el área de Huacho – Chala y pequeños frentes de talud para el 4 de febrero uno de los días más despejado.

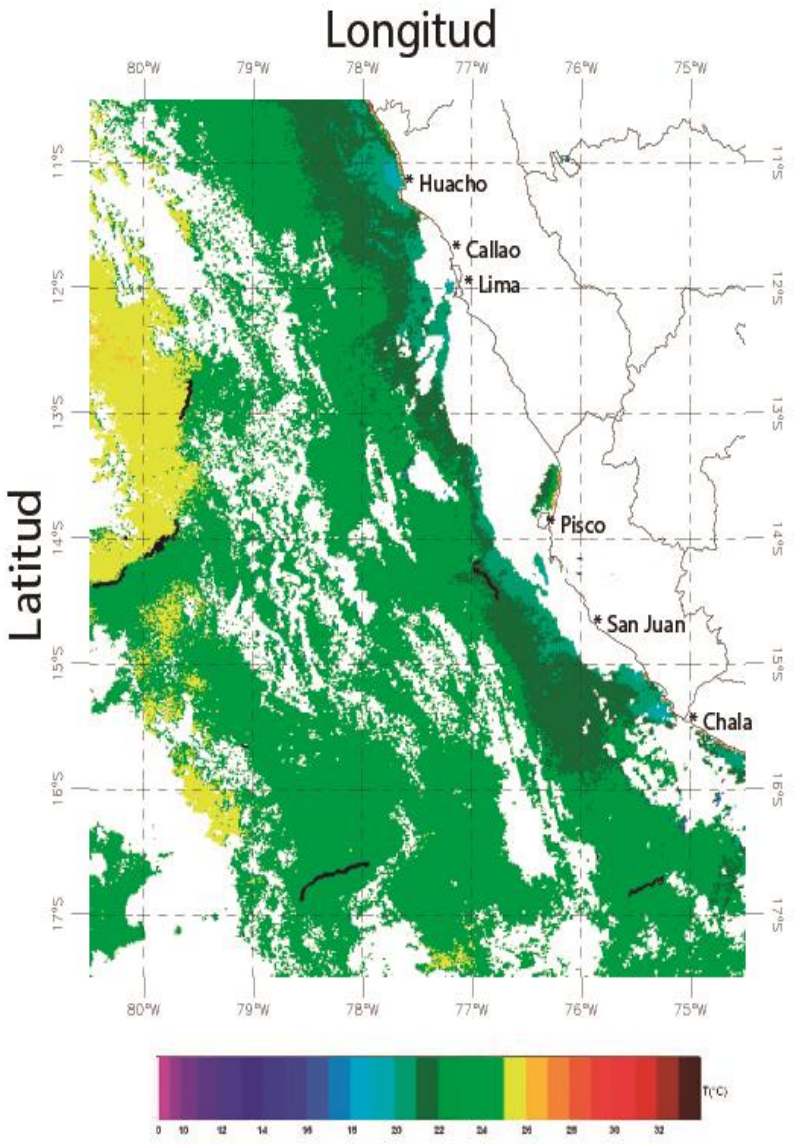


Figura 4. 39 El algoritmo detecta un frente térmico y otros frentes filamentos que se encuentra mar a dentro

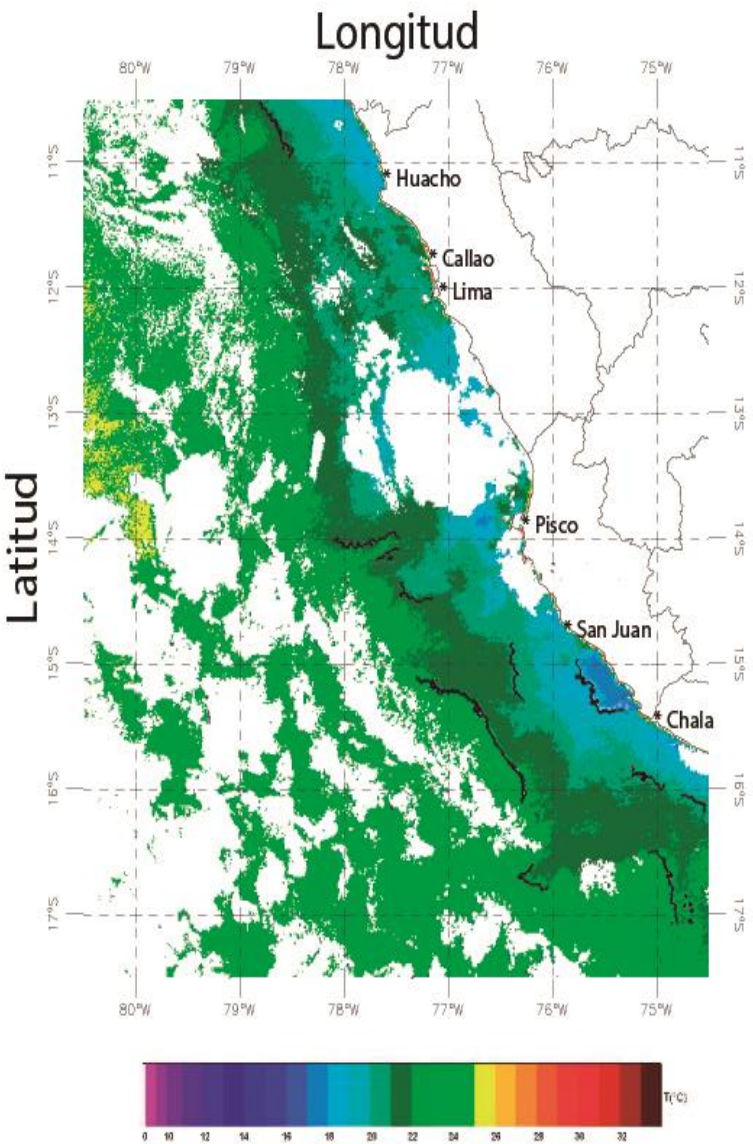


Figura 4.38 Existe un frentes de talud entre San Juan - Chala y otros frentes térmicos asociado al desprendimiento de masas de aguas

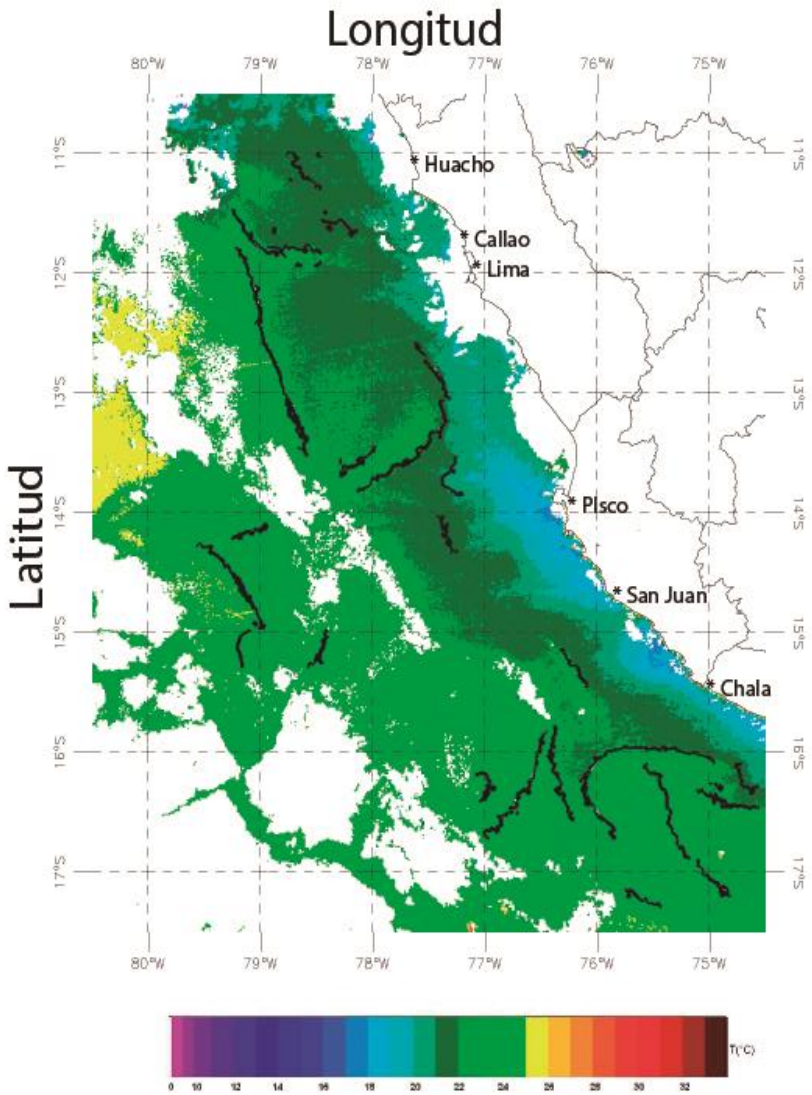


Figura 4.41 Desde Huacho se presenta tres frentes costeros y frente a Lima- Callao se ubica un frente costero de gran longitud que se desplazamiento a fuera de la costa cerca de Pisco y a partir de San Juan cuatro frentes costeros y algunos frentes oceánicos

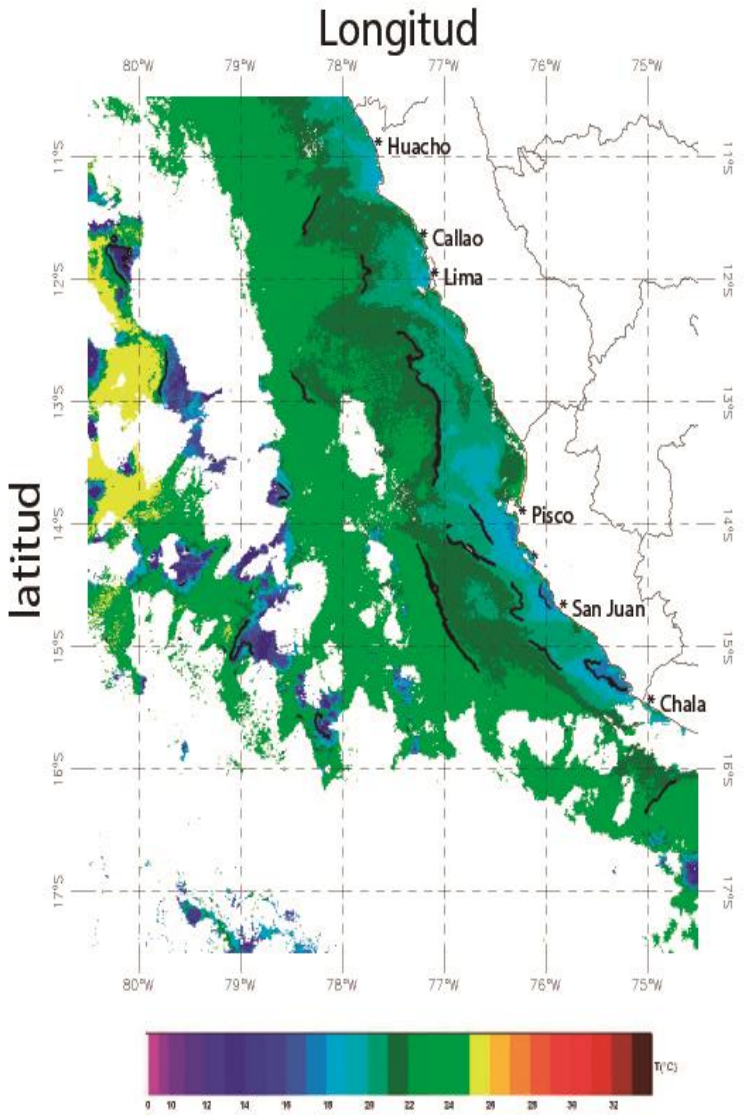


Figura 4. 40 El 27 de febrero, se puede detectar la presencia de los frentes térmicos, al frente de Huacho y algunas entre Lima - San Juan a si mismo dos frentes de talud cerca de San Juan y Chala

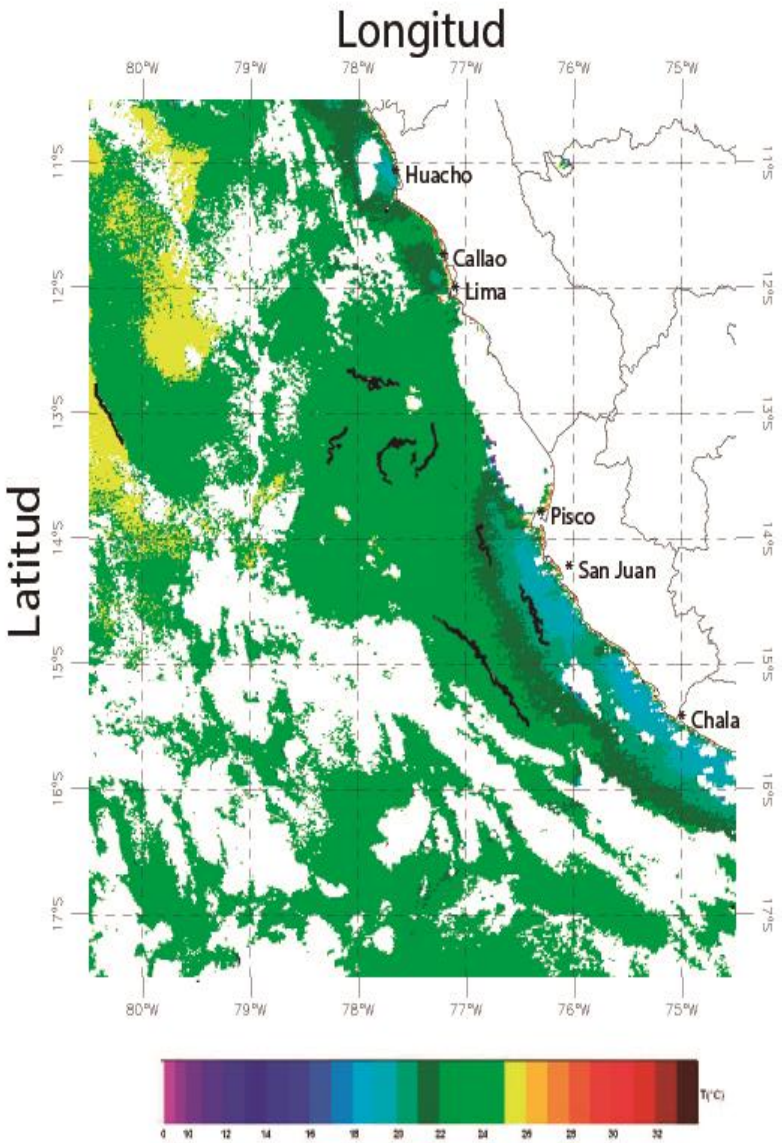


Figura 4.43 El algoritmo detecta un pequeño remolino que se encuentra entre Lima – Pisco que rota en sentido horaria y más al sur dos frentes paralelos norte de Sn Juan (27 de marzo)

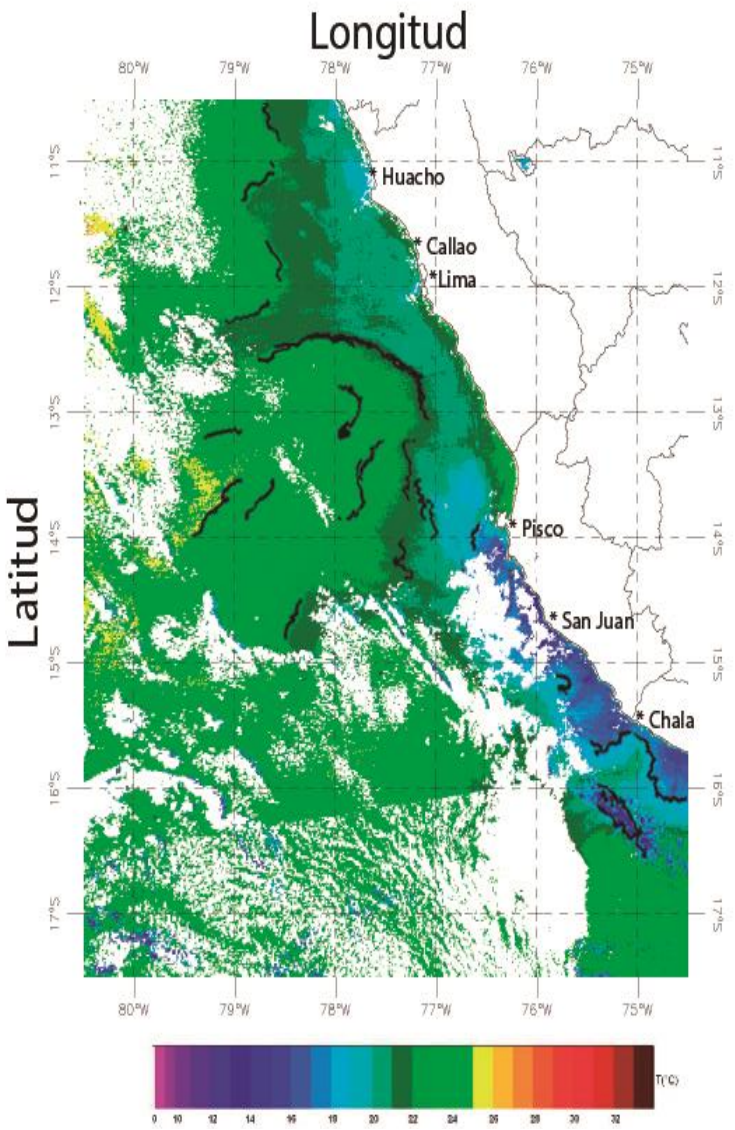


Figura 4.42 Se representa a los frentes costeros al frente de Huacho y algunos partes los frentes de talud en San Juan

4.6 Frentes oceanográficos del campo TSM – primavera 2005

Al concluir el invierno, el océano presenta baja temperatura cercano a 10 ºC y es en presencia del afloramiento, por consiguiente mucho menor, se observar el acompañamiento de los frentes de talud asociado a este tipo de fenómenos, debido a que existe mayor intensidad de vientos en Pisco y San Juan para la figura 4.44, se observa la mismas zonas de afloramiento cuyo gradiente de temperatura son mayores que 4 ºC/km. Así mismo sucede para el 22 de octubre persiste los frentes de talud asociado al afloramiento (Garcia Soto, 2009) de acuerdo con el apéndice 1 menciona una escala espacial de 10 a 1 000 km y cuya duración de semanas.

En la figura 4.45 se presenta una zona con mayor nubosidad en el norte de Lima, el algoritmo solo detecta dos frentes de talud para el 8 de octubre, para dichos frentes menciona una variabilidad de magnitud de gradiente de 1 a 2 ºC/km y su duración es de 2 a 200 km presenta una duración de días. (Garcia Soto, 2009) la duración de este tipo de frentes se puede describir por una partes de él, en la figura 4.46 el algoritmo detecta la permanencia de los frentes de talud sobre los lugares de afloramiento así mismo se puede ser localizado al frente de Pisco – San Juan y algunas zonas cerca a Chala

De la misma manera en la figura 4.47, el 23 de octubre se distingue algunos frentes costeros asociados al afloramiento pero de poca distancia al norte de Chala, el 3 de noviembre en la figura 4.48, el algoritmo puede localizar dos frentes de talud, ubicados al frente de Pisco hasta San Juan y algunos frentes de corta distancia cerca de Chala, esto es debido las corrientes y a los vientos en zonas locales. (Moron, O., 1992)De la misma manera se puede manifestar un frente costero térmico con valores de gradiente de 2 ºC/km que comienza de Pisco - San Juan y una parte de Chala, se debe a que estos frentes son el aportes de agua frías continentales hacia las aguas del mar abierto, por eso su baja gradiente de temperatura.

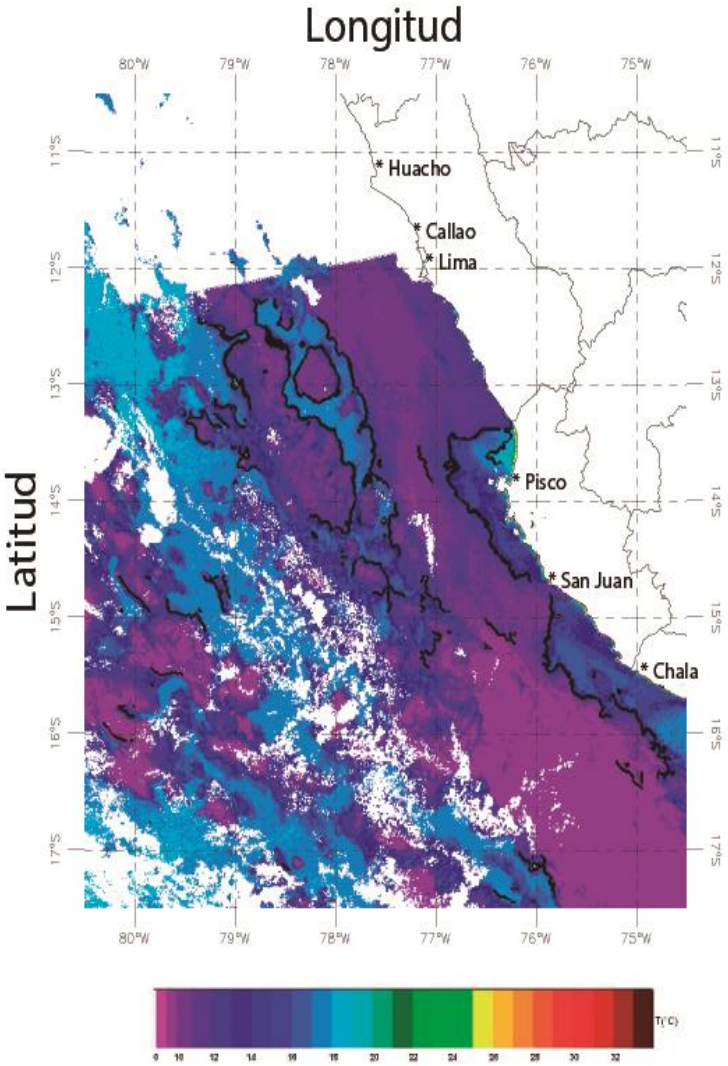


Figura 4. 45 Existe presencia de nubes en la parte norte de lima y el algoritmo puede detectar los frentes de talud y frentes de baja intensidad (8 de octubre)

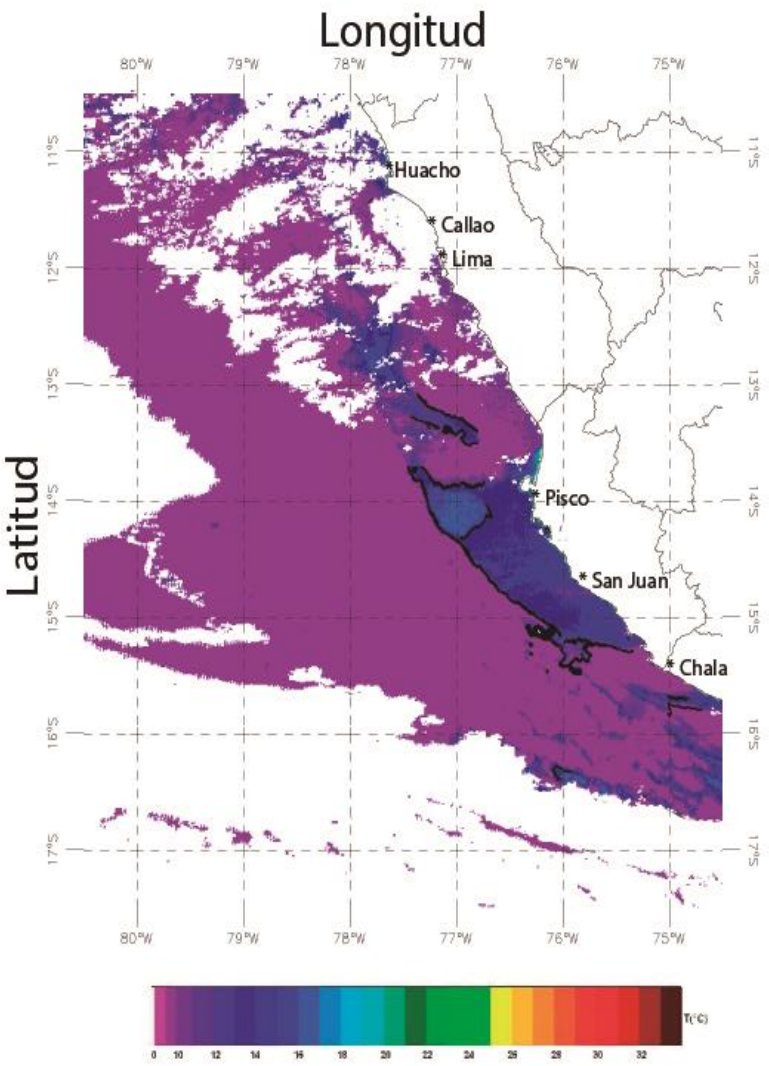


Figura 4.44 Se describe un frente de talud que comienza al sur de San Juan y llega al norte de Pisco, con mayor gradiente de temperatura de 6 ºC/Km

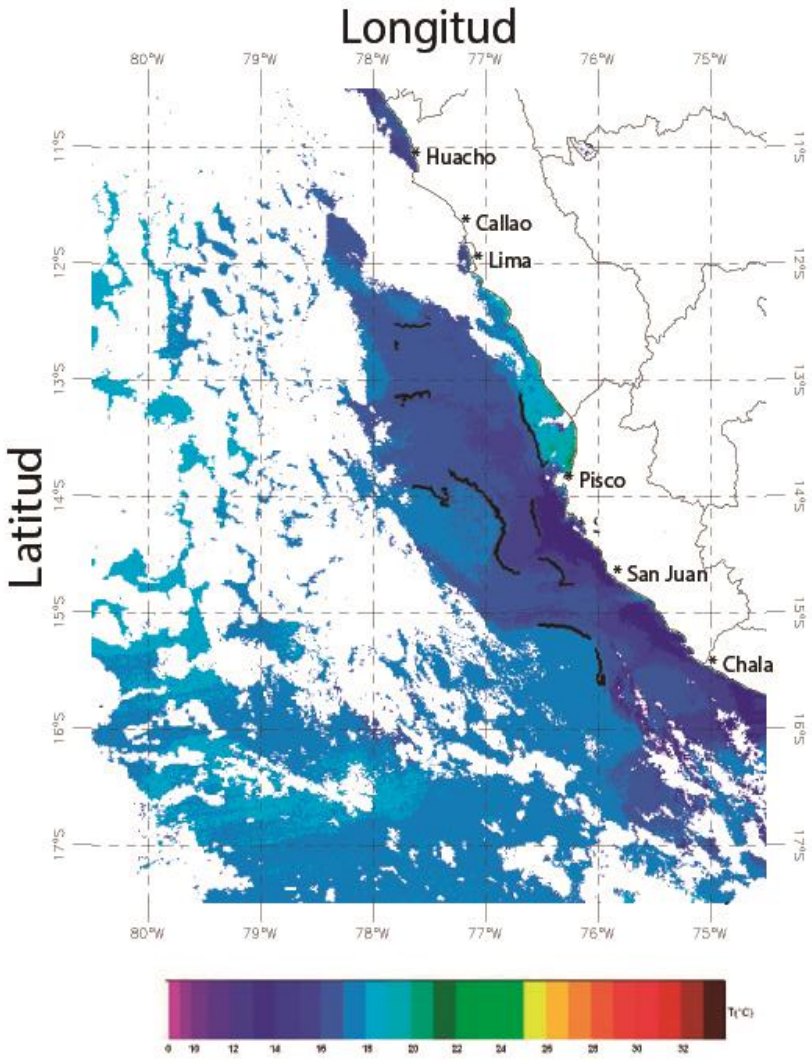


Figura 4.47 Se detectó dos frentes de talud, ubicados al frente de Pisco- San Juan y algunos frentes de corta distancia, para el 3 de noviembre

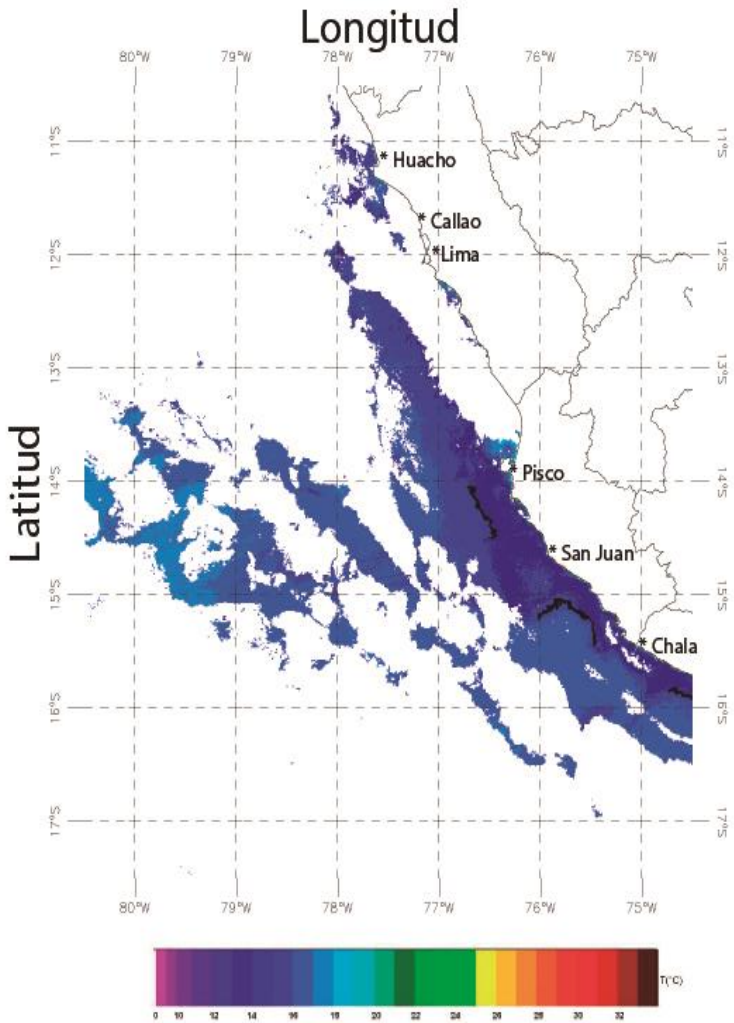


Figura 4.46 El algoritmo detecta la permanencia de los frentes de talud en los lugares de afloramiento así mismo se puede ver al frente de Pisco – San Juan y algunas zonas cerca a Chala

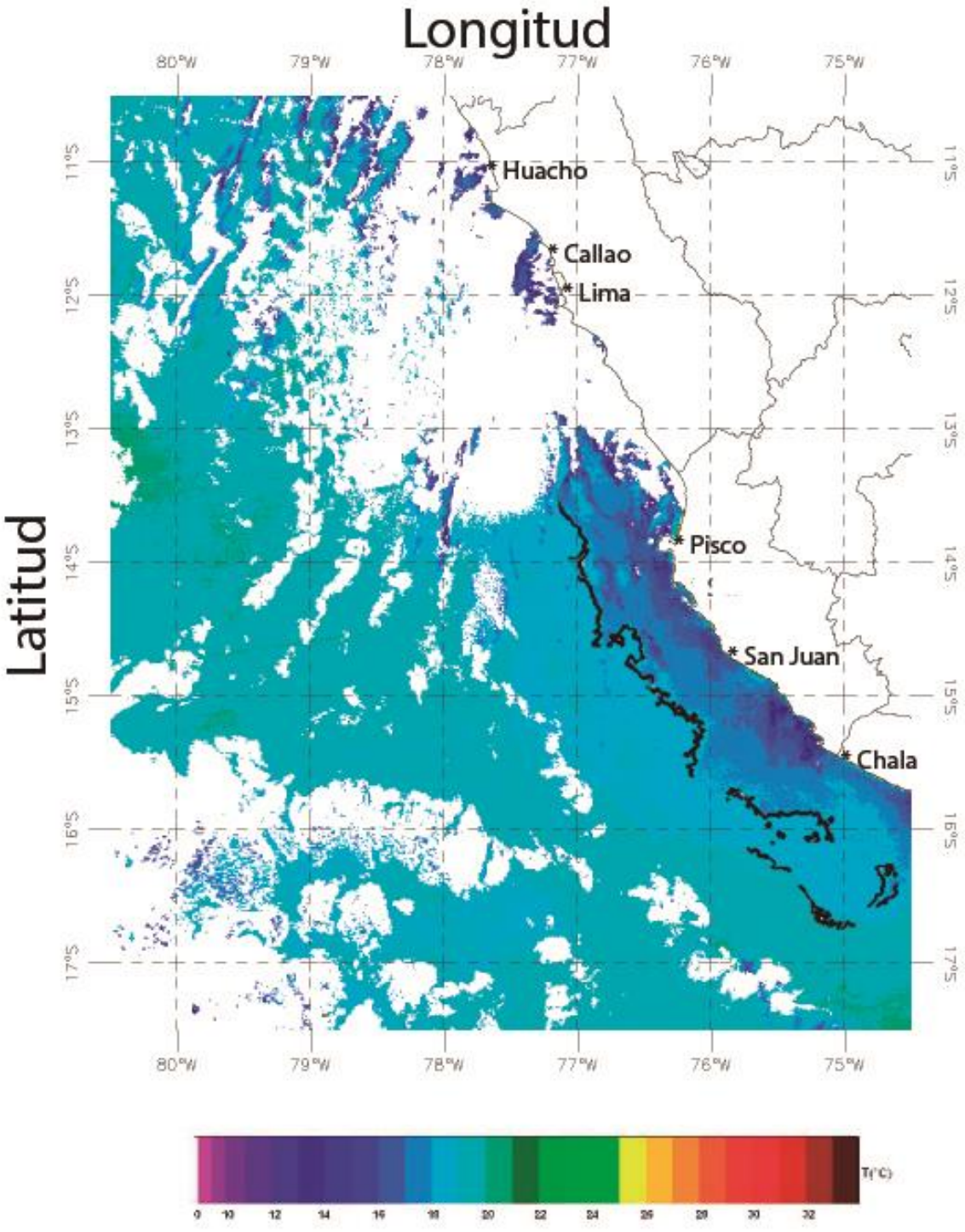


Figura 4.48 El algoritmo detecto un frente térmico asociado a un gradiente de 2 ºC/km que comienza en Pisco- San Juan y la otra parte Chala.

4.7 Frentes oceanográficos mediante el campo Chl – Verano 2005

A inicio del verano del 2005 se puede localizar la presencia de un frentes oceánico, cuyo gradiente es aproximadamente de 1.2 mg/m^3 km, con respecto a los campo de clorofila, esto está asociado a la interacción de dos sistemas de corrientes, en la figura 4.50 se describe dicha interacción y también se manifiesta un frente de talud con valores de gradientes mayores. 0.8 mg/m^3 km

De la misma manera, en la figura 4.51 se manifestó un frente de talud en el Callao-Lima hasta Pisco, esto es debido a la presencia de afloramiento en la zona y los vientos fuertes generan el desplazamiento de las agua frías que provienen del continente y esto interactúan con las aguas que se provienen del mar, dicha interacción de aguas presentan propiedades diferente se puede observar según la escala de valores para nuestra tabla el gradiente se aproxima a $3mg/m^3$ .km.

Para las figuras 4.52 y 4.53 el algoritmo puede detectar tres frentes de talud, que se encuentran al frente de Huacho, Callao- Lima y Pisco en forma de meandros, esto hace pensar que la topografía marina puede influenciar en el aparecimiento de los frentes de talud. Hoy en día la explicación más amplia y aceptada en la relación con la existencia de los frentes de talud involucra la generación de ondas interna, sobre la termoclina en el borde de la plataforma, donde el flujo originado por las mareas se encuentra con la topografía irregular del fondo marino (Longhurst A.R, 1998) De la misma manera, presencia de los frentes térmicos en la figura 4.54 se debe como consecuencia del aporte continental de aguas frías.

En la figura 4.55 se observa la disminución de los frentes de talud, esto podría ser a la disminución de los vientos alisios, en algunas estaciones del año, se presentan vientos locales más variables, con direcciones del S y SO. Cerca de la costa, o dentro de las bahías, se presentan esporádicamente y con muy corta duración, los denominados vientos locales. (Moron, O., 1992)

La existencia de los cuatro tipos de frentes se puede ver en la figura 4.56 el primero es el frente de talud, el segundo los frentes costeros térmicos de baja gradiente de clorofila, el tercero los frentes oceánicos y por último los frentes asociados a los frentes de filamentos, para este último se entiende que estos frentes es el desprendimiento de masas de aguas, que se quedan atrapadas en otro tipo, así mismo en la figura 4.57 se puede ver la presencia de nubes en el océano y solo se puede ver parte de los frentes costeros y en algunos casos de bajo gradiente de clorofila y por otro lado algunos frentes de talud en forma de círculos asociados al mismo afloramiento.

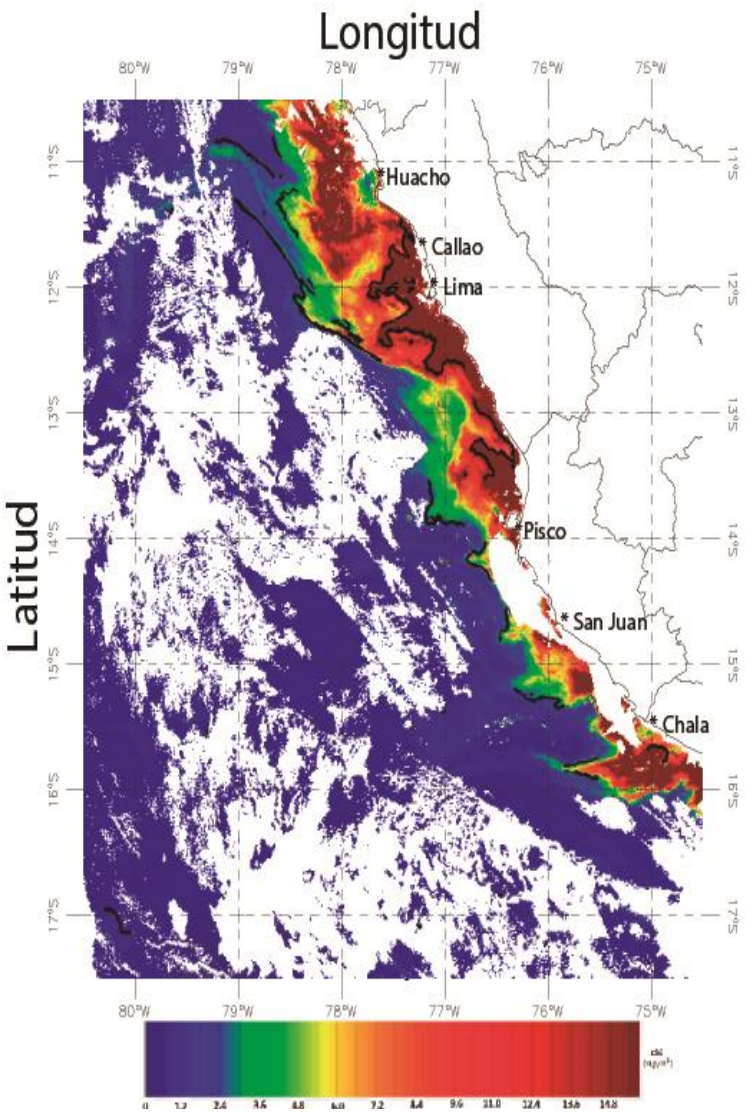


Figura 4.51 Se manifiesta un frente de Talud pegado a la costa de Callao-Lima hasta Pisco y de la misma manera puede localizar un frente costero por Huacho de baja concentración de Clorofila

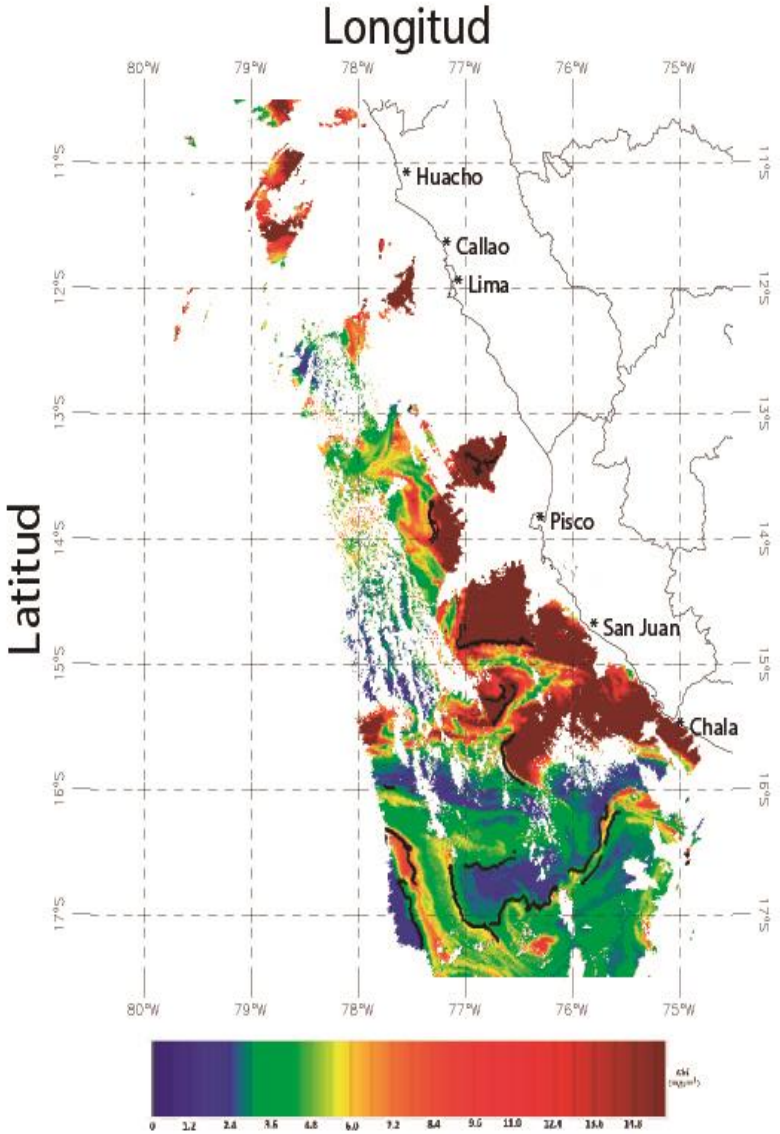


Figura 4.50 Se describe la presencia de un pequeño frente oceánico en forma de meandro y remolinos entre San Juan y Chala

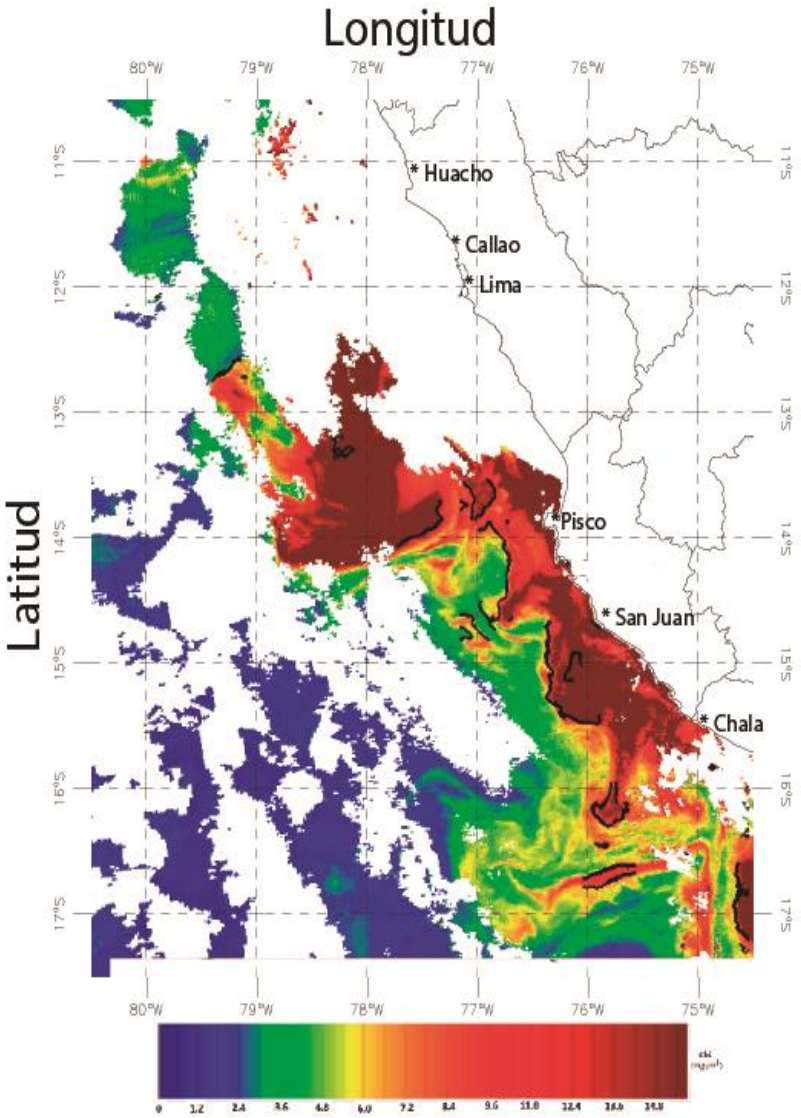


Figura 4.53 Se Localiza la permanencia de los frentes de talud asociado al afloramiento costero y la existencia de algunos frentes costero de baja concentración de clorofila.

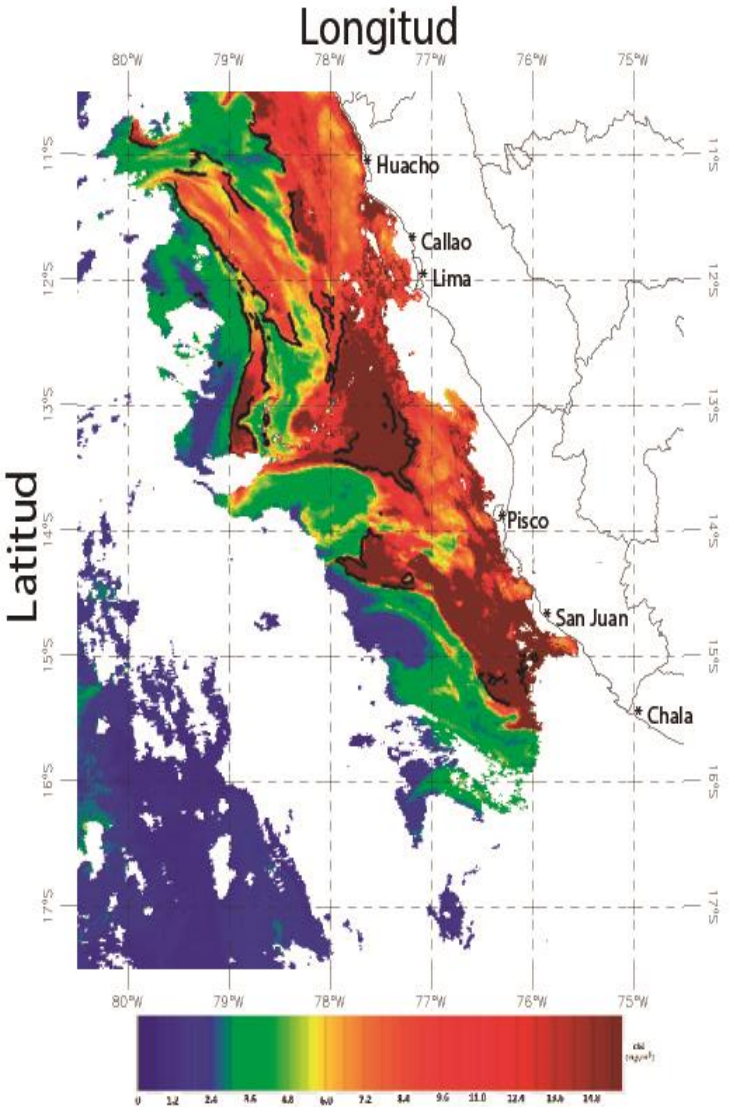


Figura 4.52 El algoritmo puede localizar tres frentes de talud, que se encuentra al frente de y algunos frentes costero de forma alargada que se alejan de la costa.

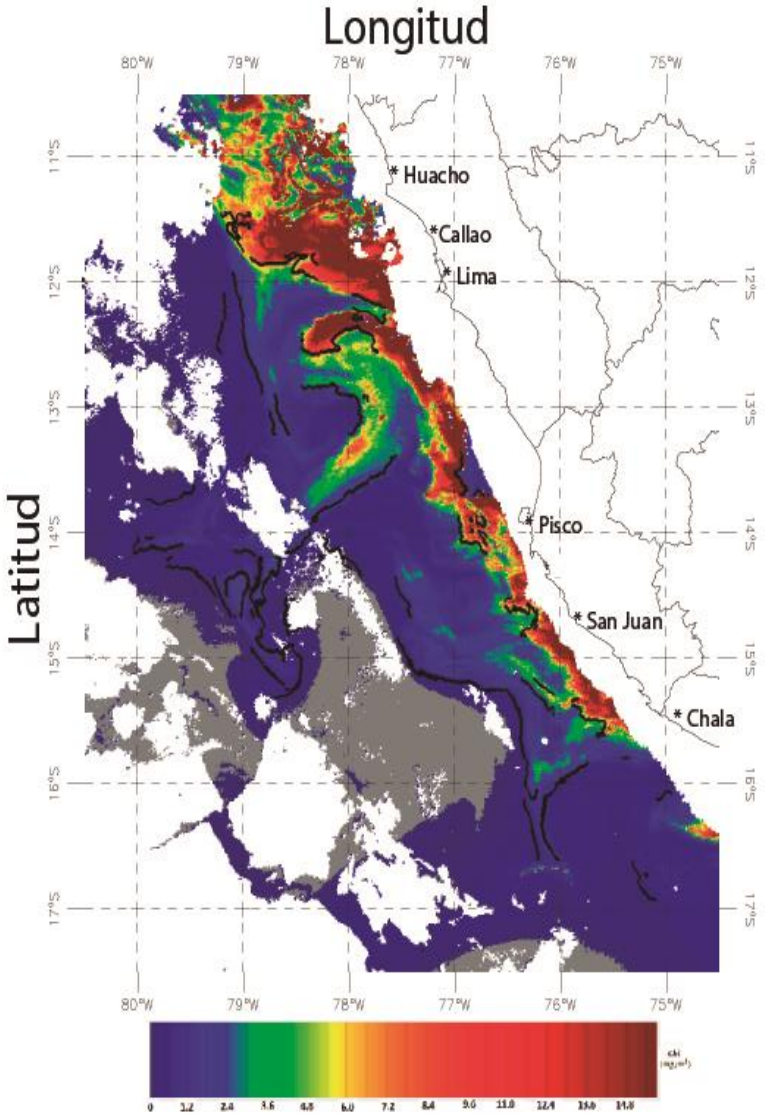


Figura 4.55 El algoritmo puede localizar frentes oceánicos de bajo concentración de clorofila y que se ubican fuera de la costa

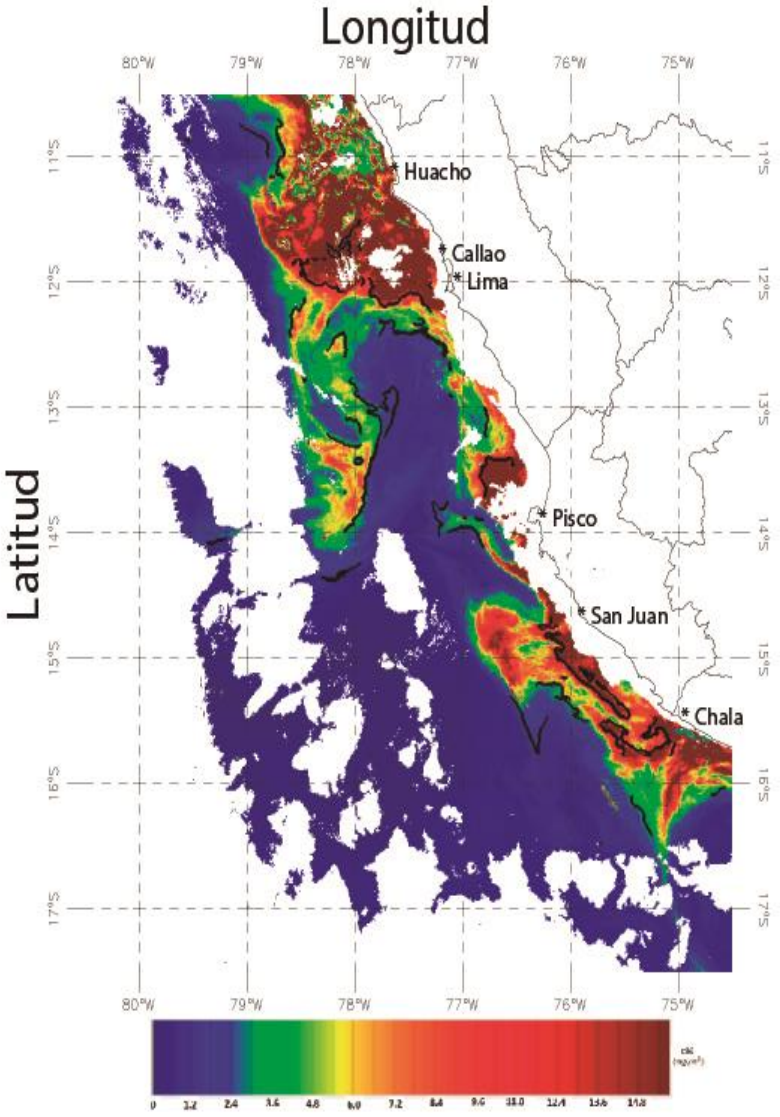


Figura 4.54 Se manifiesta el frente de talud entre Pisco y San Juan y algunos frentes de baja concentración de clorofila (17 de febrero).

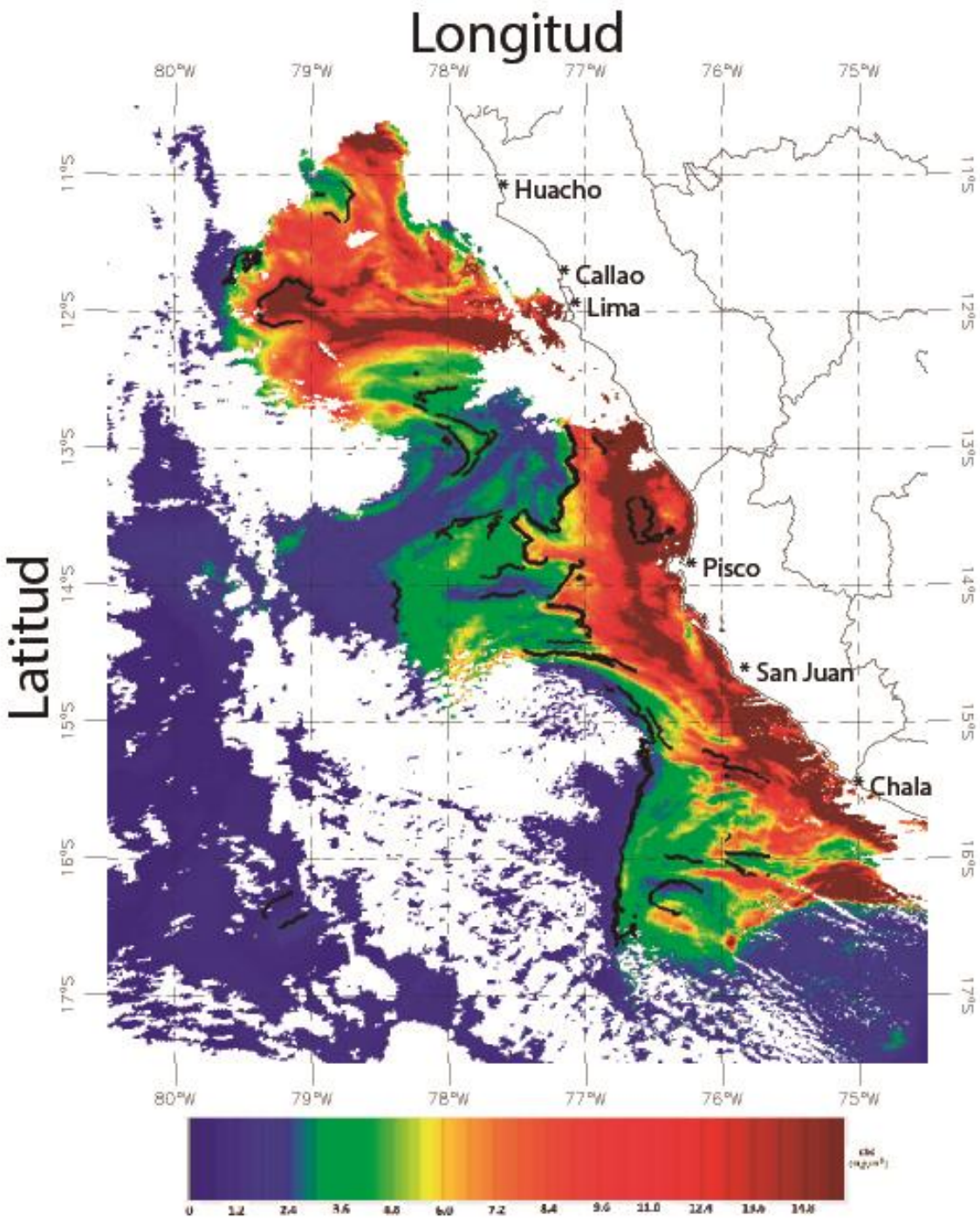


Figura 4.57 Se localiza algunos frentes oceánicos entre Pisco y Chala debido a la cantidad de nubes solo se logra manifestar los frentes de talud al norte de Pisco y algunos frentes de filamento en el océano.

4.8 Frentes oceanográficos mediante el campo Chl– primavera 2005

En esta última parte considera una figura por mes de setiembre, octubre, ya que existe mucha nubosidad en la zona de estudio.

Para este año se localizó la presencia y la permanencia de los frentes de talud a acompañados del afloramiento en la zona cuya concentración de clorofila es de 13.4 mg/m^3. km aproximadamente debido a la nubosidad presente en la zona solo el algoritmo detecta una parte central del frente de talud y en ciertas partes. De la misma manera en la figura 4.59, 4.60 se puede revelar la presencia de frentes de talud mediante el campo de Chl que se ubican en Pisco y algunas zonas más cercas como, Callao- Lima, podría ser por la topografía en la zona y los vientos locales. Pero para la ultima figura solo detecta partes del frentes y en algunos caso localiza otros de menor gradiente

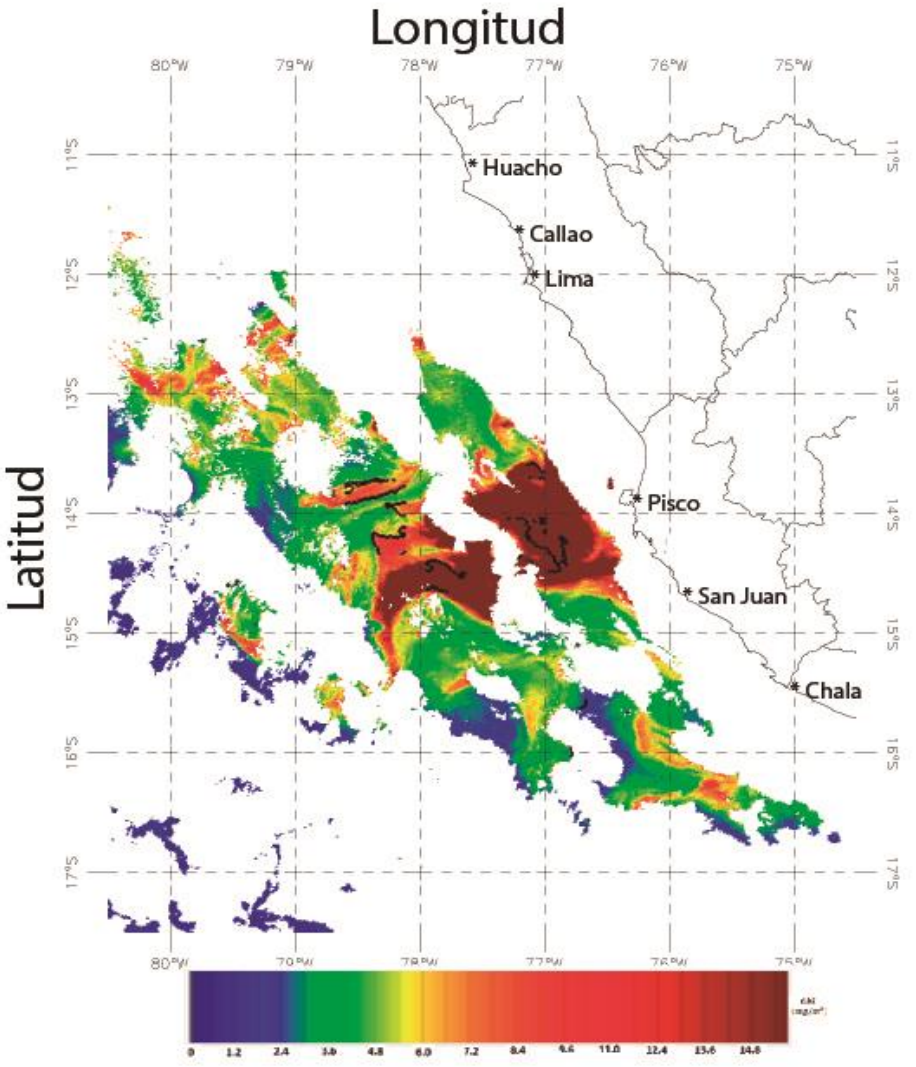


Figura 4.58 Se localiza la permanencia y presencia de los frentes de talud acompañado de su afloramiento costero en Pisco y San Juan (28 de setiembre)

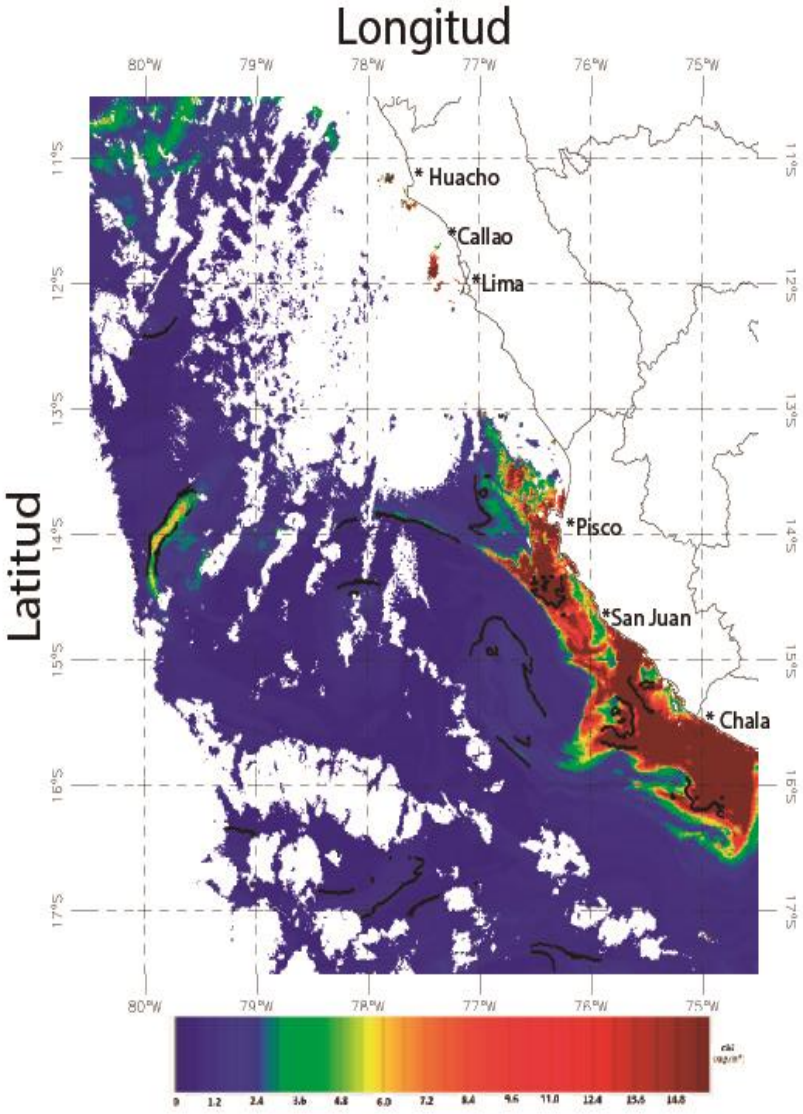


Figura 4.60 El algoritmo solo detecta parte del frente de talud pero en localiza otros de menor gradiente

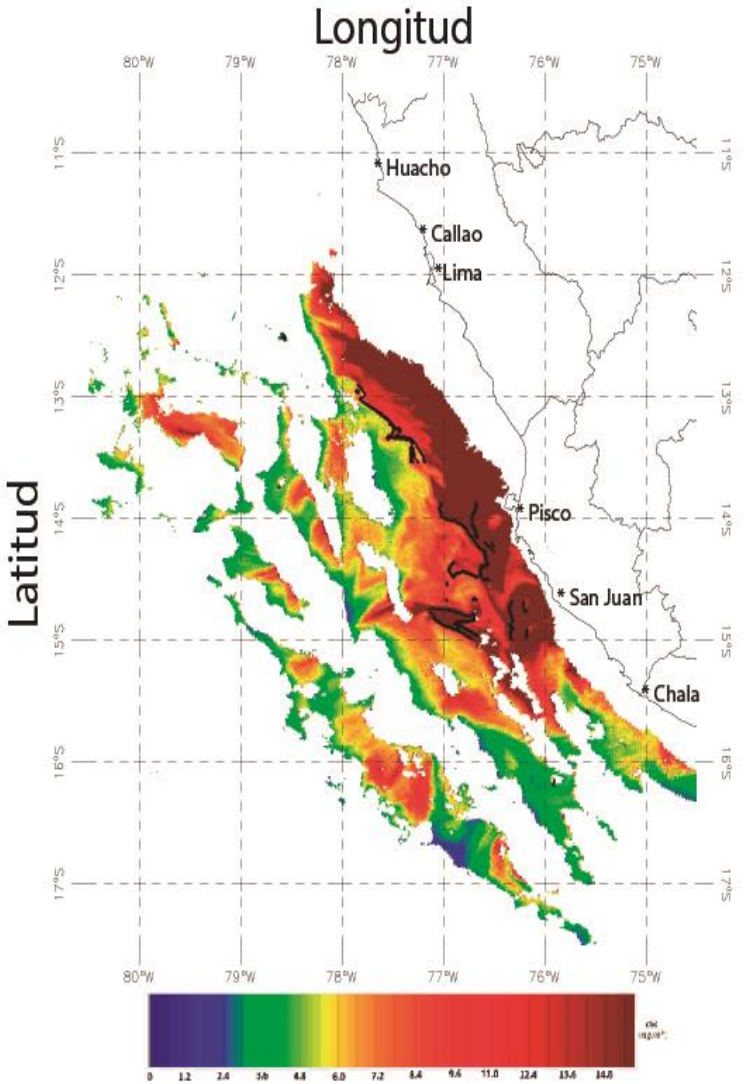


Figura 4.59 Se revela los frentes de talud mediante los campos de clorofila que van acompañados del afloramiento costero (14 de octubre)

CAPÍTULO V
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Conclusiones

Se localizaron los frentes oceánicos mediante el campo de TSM, en el verano del 2004 (ver Fig. 4.1 y 4.7), con valor de gradiente de 2 ºC/Km, ubicado entre de Pisco - San Juan, el mismo que esta relacionado con la interacción de la Corriente Oceánica Peruana (COP) y la Corriente Costera Peruana (CCP. Es probable que existan más frentes oceánicos, pero debido a la nubosidad en la región de interés no se han podido identificar. Por otra parte, en el verano del 2005 (ver Fig. 4.34, 4.36 y 4.37), se manifestaron algunos frentes oceánicos de corta distancia, ubicados frente a Huacho y Chala, además en la figura 4.41, y 4.42 se localizaron algunos frentes, que se desplazan en todo el océano como pequeños meandros alargados.

En caso de los frentes de Clorofila, el algoritmo no determino ningún frente oceánico, tanto para verano del 2004 – 2005, y la primavera del 2004 – 2005, debido a que la sensibilidad del algoritmo no es la adecauda o la cantidad de concentración de clorofila es muy baja en el océano. (Morón, O, 2000)

Se identificaron frentes de talud en el verano 2004 (ver figura 4.1 y 4. 7) y en la primavera del 2004, originados en la plataforma continental, lo cual da lugar a gran cantidad de biomasa y fitoplancton, presenta baja temperatura (Longhurst A.R, 1998). Asímismo, en la figura 4.14, 4.15, 4.16 y 4.17, se identificaron frentes de talud asociados directamente al afloramiento costero entre Pisco y San Juan, eso es causado por la topografía del lugar, ya que en ese lugar está presente la cordillera submarina de Nazca, y los vientos locales más intensos y persistentes en todo el año, esa zona es muy rica en nutrientes, los gradientes que se puede ubicar o determinar es de 2 ºC/km. De la misma manera, el algoritmo determino pocos frentes de talud para el verano del 2005.

Los frentes de talud para el campo de clorofila estan relacionados, por su ubicación, a la concentración de clorofila existente en la plataforma continental o talud continental. Considerando el análisis para el verano del 2004 (ver la figura 4.19, 4.21, 4.23 y 4.24), se ha notado que el algoritmo detecta cierta parte del frente con un gradiente máximo de clorofila 6.4 mg/m^3.km. En pequeñas regiones el algoritmo puede detectar menor gradiente. Asimismo, en la figura 4.25 el algoritmo detecta un frente de talud muy grande en forma de semicírculo esto es debido a la interacción de la Corriente Subsuperficial Peruana-Chilena (CSSPCH) con la Corriente Costera Peruana (CCP) (Vásquez. L, Tello E. 1998) de la misma manera para la primavera del 2004, se localizó los frentes de talud y se encontró un remolino que gira en forma

horaria en la parte de Chala. Para el verano del 2005 se identifico un frente de talud en el Callao – Lima y en algunas partes de Pisco, debido a los vientos que prevalecen en esa época del año. (fig. 4.51, 4.52). Asimismo, también se han identificado y localizado algunos frentes de talud cerca de Pisco.

Se la establecido la relación de los frentes costeros térmicos con la Corriente Costera Peruana, para eso se escogió los frentes costeros térmicos, que se origina con el aporte de las aguas continentales que poseen temperatura frías (T < 15 ºC) y que se desprende al mar y ambos presenta temperatura diferente y se determino que algunos frentes térmicos costeros se debe a la interacción directa con el encuentro de la CCP con el COP (Mezcla de aguas Costeras Frias) y los valores de gradientes que se puede encontrar es de 2 ºC/km.

Para poder hacer una categorización de los tipos de frentes según (Bava, J., 2004) y el aporte de este estudio incluimos el siguiente cuadro:

Cuadro 5.1 Localizacion de los tipos de frentes según a los dos campos de TSM y Chl obtenidos por el algoritmo de Cayula y Cornillon del 2005

Fenómeno	**Gradiente de TSM (ºC/km)**	**Gradiente de Chl (mg/m^3.km)**	**Origen**
Frentes de Talud	20 – 15 = 5	14,8 – 8,4= 6,4	Es la interacción de las masa de agua frías que provienen CSPCH con la CCP (fenómeno del afloriamiento costero)
Frentes Costeros térmicos	20 – 18 = 2	8,4 – 5,4=3,0	Es el encuentro de la CCP con el COP (Mezcla de aguas Costeras Frias)
Frentes Oceánicos	22 – 24 = 2	3,0 - 2,4=0,6	Es la interacción de mezcla de agua COP y CCP
Frentes de asociado a remolinos y los filamentos en el océano abierto	26 – 24 = 2	2,4-1,2=1,2	Es la interacción de COP dirigido por los vientos

5.2 Recomendaciones

Para trabajos futuros se sugiere:

Implementar el algoritmo en el lenguaje IDL, para la localizar de los frentes oceánicos permitiendo brindar algunos datos adicionales como dirección y distancia que presenta el frente, asi mismo procurar que exista mayor rendimiento para los dos campos.

Apéndices

Apendices 1

La información de los datos de TSM se puede describir algunos fenómenos oceanográficos que se pueden observar en ellos, este apartado concluyen recogiendo, a modo de sumario, la relación más extensa de eventos oceanográficos que se pueden detectar con la TSM. También se indican cuáles son sus escalas características y como deben representarse para su presencia se haga evidente en los datos de TSM (Garcia Soto, 2009)

Cuadro A.1 Fenómeno oceanográfico que se pueden detectar con datos de TSM registrada por sensores remotos situados en el espacio.

Fenómeno	Magnitud (ºC)	Escala espacial (km)	Escala Temporal	Proceso requerido
Distribución de TSM global	35	1000 -10 000	-------	Mapa de TSM
Variación estacional de TSM global	20	1000 -10 000	1 mes – 1 año	Secuencia de mapas mensuales de TSM
Variación intra e interanuales de la TSM global (El niño)	0,5 - 5	500 -5 000	Meses - años	Secuencia de mapas mensuales de anomalías de TSM
Episodios de monzones tropicales	0,5 - 5	200 – 2 000	2 semanas – 1 año	Secuencia de mapas mensuales semanales
Ondas planetarias oceánicas	0,2 - 3	200 – 10 000	Meses – años	Diagrama de Hovmöller de anomalías de TSM
Ondas de inestabilidades tropicales	0,2 - 5	200 – 2 000	1 semana – 4 meses	Diagrama de Hovmöller de anomalías de TSM
Grandes frentes oceánicos	0,5 - 5	10 – 2 000	1 mes - años	Mapas de TSM
Corriente de frontera occidental	1 – 8	5 – 2 000	--	Mapas de TSM

Meandros y remolinos en corrientes oceánicas y de frontera	1 – 8	5 – 2 000	2 semanas – 6 meses	Secuencia de mapas de TSM semanales
Remolinos oceánicos mesoescala	0,5 – 5	20 - 500	Semanas	Serie de mapas de TSM
Grandes regiones de afloramiento oceánicos	1 – 5	10 – 1 000	Semanas	Serie de mapas de TSM
Episodio de enfriamiento por convención profunda	0,2 - 2	10 - 200	Días	Anomalías de TSM
Grandes plumas fluviales en los océanos	0,2 – 2	50 – 1 000	--	Mapas de TSM
Episodio de blanqueamiento coralino	0,3 - 3	20 - 200	Días	Anomalías de TSM
Episodio de calentamiento diurno	0,5 - 5	5 - 200	1 – 12 horas	Anomalías de TSM
Fenómeno de mezcla por acción de viento locales	0,2 – 2	5 - 500	Horas	Serie de mapas de TSM
Mezcla en los bordes de la plataforma	0,2 – 2	2 - 200	Días	Serie de mapas de TSM
Frentes de mezcla mareal en mares de plataforma	0,5 – 5	2 - 200	Días	Serie de mapas de TSM
Circulación y mezcla en mares de plataforma	0,2 – 5	1 - 500	Días	Serie de mapas de TSM
Región de descarga de agua dulce	0,1 – 1	1 - 50	Días	Serie de mapas de TSM
Fenómeno inducidos por	0,2 – 2	1 - 100	Horas	Serie de mapas de TSM

vientos costeros				
Estructura térmica de estuarios	0,5 – 5	0,5 - 50	1 – 100 horas	Serie de mapas de TSM
Contaminación Térmica de estuarios	0,2 – 5	0,1 - 10	Horas	Serie de mapas de TSM

Apéndice 2

Determinacion del umbral de Cohesion .-El algoritmo analiza la distribución bimodal de cohesion y hace uso de los valores del umbral en los coeficientes de cohesion definido en este documento. En este apéndice, obtenemos los valores de umbral, cuando el ruido de la imagen se distribuye de forma independiente. Tenga en cuenta que aunque la hipostesis de independencia no siempre se verifica para las imágenes reales de TSM, los valores de umbral se derivan teóricamente y coincide con lo obtenido a través del experimento.

El algoritmo solo se aplica cuando las dos regiones (W_1 y W_2), se han detectado en el análisis del histograma (ecuación 3.22), mientras que W_1 y W_2 son dos regiones adyacentes reales y se define P_{e1} como la probabilidad de clasificación de error de una muestra perteneciente a W_1 y P_{e2} como la probabilidad de clasificación errónea de una muestra perteneciente a W_2

$$P_{e1} = P_{(X \in w`2 \,/\, x \in W_1)} \text{ y } P_{e2} = P_{(X \in w`1 \,/\, x \in W_2)} \quad (6\text{-}1)$$

Podemos asociar la probabilidad asociado a $w`_1$ y $w`_2$

$$P_{(w`1)} = P_{(W_1)}(1 - P_{e1}) + P_{(W_2)}P_{e2} \quad (6\text{-}2)$$

$$P_{(w`2)} = P_{(W_2)}(1 - P_{e2}) + P_{(W_1)}P_{e1} \quad (6\text{-}3)$$

Si solo existe una región entonces la ecuación (6-2) y (6-3) todavía mantiene la probabilidad para $P_{(W_1)} = 1$ y $P_{(W_2)} = 0$ o sea el otro caso $P_{(W_1)} = 0$ y $P_{(W_2)} = 1$.

Por lo general, el ruido añadido a la imagen es un proceso aleatorio, el valor esperado de ls coeficients de cohesion se puede determinar como una función de $P_{(W_1)}$, $P_{(W_2)}$, P_{e1} y P_{e2} . Esta relacionaes ayudaran a definir el valor de los coeficientes de cohesion que indica una segmentación fiable. Para obtener las ecucaciones (6-4) y (6-5), suponiendo que un pixel de W_1 y W_2 no puede ser un vecino cercano, el efecto para derteminar los coefcientes de cohesion debido a la presencia de un borde, donde las dos regiones están en contacto, se vuelve a introducir mas adelante:

$$C_1 = \frac{P_{(centro \in w`1 \text{ y el vecino} \in w`1)}}{P_{(w`1)}} \; ; \; C_1 = \frac{P_{(W_1)}(1-P_{e1})^2 + P_{(W_2)}{P_{e2}}^2}{P_{(W_1)}(1-P_{e1}) + P_{(W_2)}P_{e2}} \quad (6\text{-}4)$$

$$C_2 = \frac{P_{(centro \in w`2 \text{ y el vecino} \in w`2)}}{P_{(w`2)}} ; \; C_2 = \frac{P_{(W_2)}(1-P_{e2})^2 + P_{(W_1)}{P_{e1}}^2}{P_{(W_2)}(1-P_{e1}) + P_{(W_1)}P_{e1}} \quad (6\text{-}5)$$

El valor esperado del coeficiente de cohesion global puede ser obtenido como el promedio ponderado de C_1 (B-4) y C_2 (B-5) para su definición fundamental

$$C = P_{(w`1)}C_1 + P_{(w`2)}C_2 \text{ , } C = 1 - 2\left[P_{(W_1)}P_{e1} + P_{(W_2)}P_{e2}\right] + 2\left[P_{(W_1)}{P_{e1}}^2 + P_{(W_2)}{P_{e2}}^2\right] \quad (6\text{-}6)$$

Para la condición impuesta en la tabla 3.1 encontramos C = 0.625. Por lo general, el ruido no esta complentamente al azar y a pesar de que un frente no existe en la zona, C se puede ser mayor que 0.625. Sin embargo, si asumimos que un frente esta realmente presente a condiciones normales P_{e1} y P_{e2}, debe ser pequeño con respecto a la unidad y los términos cuadrático pueden ser

ignorados además, la ecuación (3.4) se puede utilizar en la ecuación (6-6), para obtener un aproximación simple para el valor esperado del coeficiente de cohesion mundial:

$$C \cong 1 - 2P(error) \quad (6\text{-}7)$$

Aunque los pixeles físicamente en el borde entre las regiones de W_1 y W_2 se han ignorado, su efecto sobre el valor de los coeficientes de cohesion no es completamente insignificante. Para una ventana de nxn pixeles, que contenga un borde recto que atraviese la ventana en diagonal, de esquina a esquina, el valor del factor de cohesion mundial se redujo en n^{-1} . En particular, para una ventana de 32x32 pixeles, C se reduce en 1/32

$$C \cong 0.92 - 2P(error) \quad (6\text{-}8)$$

Mientras el estudio del algoritmo basado en histograma en el caso de los datos eran distribuidos normalmente, se observo que era necesaria una relación de señal-ruido y sea menos de cuatro para obtener resultado fiable. Esta condición también es equivalente a una probabilidad máxima tolerancia al error, P(error), de aproximadamente 0.025. Mediante la sustitución de P(error) por su valor limite en la ecuación (6-8), se hace evidente que la estimación de C debe ser mayor que 0.92 para obtener una segmentación fiable. Se obtiene resultados similiares para C_1 y C_2, Sin embargo, hay que señalar que los efectos sobre C_1 y C_2. Debido al borde depende del tamaño de cada región. Además, debido a que las estimaciones de los coeficientes de parciales se calcula con un menor numero de muestras, menos fiables que C. como resultado, una asignación mas grande fue hecha para posible efectos de borde:

$$C_1 \cong 0.95 - 2P_{e1} \quad (6\text{-}9)$$

$$C_2 \cong 0.95 - 2P_{e2} \quad (6\text{-}10)$$

El valor minimo de C_1 y C_2., para aceptar la hipótesis de un frente, fue elegido para ser 0.90

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

6 Bibliografía

Mobley, CD. (1994). *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Water*. San Diego:: Academic Press.

Austin, R W. . (1980). *Gulf of Mexico ocean colour suface-truth -measurarement*. Bounday layer meterol 18, 269-87-271.

Bakun, A. (1996). *Patterns in the Ocean: Ocean Processes and Marine Population Dynamics*.

Bava, J. (2004). *Methologies for processing NOAA-AVHRR imges and their use in oceanographic and biological-Applications in the Southwestern Atlantic Ocean*. Buenos Aires.

Belkin, I M and P C Cornillon. (2004). *Surface thermal fronts of the Okhotsk Sea* . Pacific Oceanogrphy 2: 6-19.

Bontempi, R S. and J A Yoder . (2004). *Spatial variability in SeaWiFS imagery of South Atlantic bight as evidenced by gradients (fronts) in cholophyll a and water- leaving radiace Deep- Sea Research II 51(2004): 1019-1032*.

Canny, J. (1986). *A Comutational Approach to Edge Detection IEEE Transactions on Pattern Analysis anda Machine Intelligence, 8 (6) : 679-698*.

Cayula J. F, a. P. (1992). *Edge detection algorithm for SST images.* Journal of Atmospheric and Oceanic Tecnology 9: 67-80.

Cayula J. F. and P Cornillon . (1995). *Multi-imge edge detection for SST imge.* Journal of Atmospheric and Oceanic Tecnology 12:821-829.

Chaplin, G and D. R. Watts. (1984). *Inverted echo sounder development Ocean 84 Conferencia Record vol 1, 249-253*.

Chuvieco, E. (2010). *Teledeteccion ambiental*. Barcelona, España: Ariel es un sello editorial de planeta, S.A.

Cornillon P, and D. R. Watts . (1987). *Satellite thermal infrared and inverted echo sounder determination of the Gulf Stream northern edge*. J Atmos. Oceanic Technol, 4 712 -723.

Cornillon P., C Gilman, L Stramma, O Brown, R Evans, J Brown. (1987). *Processing and analysis of large volumes of satellite -derived thermal infrared data*. Journal of Geophysical Research 92: C12: 12993-13002.

Duda R O, and P E Hart . (1973). *Pattern Recongnition and Scene Analysis John Wiley and Souns, 482 pp*.

Eche Ll, J. (2009). *Estimacion y validacion de la temperatura de la superficie del mar peruano usando el softwares de procesamiento de imagenes AVHRR/ NOAA Pacha Ricraj*. Peru.

Garcia Soto, C. (2009). Oceanografia por Satelite. *Oceanografia y Satelital*. Madrid, España: Tebar, S.L.

Gonzales R.C y R. E. Woods . (1992). *Digital Image Processing Addison Wesley Publishig Company, New York*.

Gordon et al . (1975). *Estimation of the depht of sunlight penetration in the sea from remote sensing*. Appl Opt ; 14: 413-416 .

Hamner, W. E. (1988). *Topographically controlled fronts in the ocean and their biological influence*. Science, 241 ,177-181.

Huang, T S. . (1981). *Two- Dimensionai Digital Signal Processing II: Transforms and Median Filters,*. Springer- Verlag 222. pp.

IOCCG. (2000). Obtenido de http:// www.ioccg.org/reports/reprt3.pdf.

Jair A K. (1989). *Fundamentals of Digital Image Processing Prentice -Hall, Inc Englewood Cliffs, frist edition*.

Kitter, J . and D. Pairman. (1985). *Contextual pattern recognition applied to cloud detection and identification*. IEEE Trans Geosci Remote Sens. GE -23, 855-864.

Longhurst A.R. (1995). *Seasonal cycles of pelagic production and consumption.* . Prog. Oceanogr. 36, 77-167. .

Longhurst A.R. (1998). *Ecological Geo graphy of the Sea*. Academic Press, London, 398 pp.

Marr D, y E Hildreth. (1980). *Theory of Edge Detection Proceedings Royal Society London, B 207, 187-217, NIOZ*.

Miguelez, F. (2002). *Teledeteccion de Pesquerias y Predicciones de Mareas Toxicas*. España: Netbiblo, S. L. A Coruña, 2002.

Morel A, Prieur L. (1977). *Analysis of variations of ocean color* . Limnol Oceanogr 1977; 22: 709-722.

Morel A. Voss KJ, G. B. (1995). *Bi-directional reflectance of oceanic waters: A comparison of model and experimental result*. J Geophys Res. 19995;100 :13143-13150.

Morón O.y L Escudero. (1987). *Parámetros oceanográficos en Bahía Independencia, Perú, entre mayo de 1985 y julio de 1987.* Bol.Inst. Mar Perú.

Morón, O. (2000). *Caracteristicas del ambiente marino frente a la costa peruana Bol.* Lima: Boletin Institucion Mar Peru 19(1-2):179-204.

Moron, O y L. Escudero. (1991). Lima: boletin interno.

Moron, O y R, Marquina. (1997). *Aspecto oceanograficos del mar peruano desde Callao a Paita Crucero Bic Humboldt 9704*. Lima: informe interno -IMARPE.

Moron, O. (1992). *Caracteriticas oceanograficas durante el crucero 9201-02 Bic SNP-1.* Lima: Informe interno- IMARPE.

Morón. O . (2000). *Caracteristicas del Medio marino frente a la costa peruana*. Peru .

Munk, P. P. (1995). *Larval and small juvenile cod (Gadhus morhua) concentrated in the highly productive area of a shelf break front. Mar. Eco. Prog. Ser. 125: 21–30,l*.

Rourghgarden, J., S. Gaines, and H. Possingha. (1988). *Recruitment dynamics in complex life cycles.* Science 241: 1460-L466.

Shaw A G P, y DN Vennell. (2000). *A Front -Following Algorithm for AVHRR SST Imagery Remote Sensing of the Environment 72: 317-327*.

Simpson J J. (1990). *On The accurate detection and enhancement of ocean featurs observed in satellite data*. Remote sensing of Environment 33: 17-33.

Simpson J J. (1994). *Remote sensing in fisheries: a tool for better managemente in the utilization of a renewable resource* . Canada: Journal of Fissheries and Aquatic Sciences 51: 743-759.

Simpson, J J. (1992). *Remote sensing and geographical information systems: their past, present and future use in global marine Fisheries Oceanography 1: 238-280*.

Ullman D S y P. C. Cornillon. (1999). *Satellite -derived sea surface temperature fronts on the continental shelf off the northeast US coast* . Journal of Geophysical Research 104 (C10): 23459-23478.

Ullman, D. S. and P. C. Cornillon. (2000). *Evaluation of fronts detection methods for satellite-derived SST data using in situ observations*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 17: 1667-1675.

Vasquez, L E Tello. (1998). *Condiciones oceanograficas durante el Crucero BIC Humboldt 9803-05 de Evaluacion hidroascutica de recursos pelagicos desde Tumbres a Tacna* . Inf Inst Mar Peru: 135: 20-33.

Watts, D R and D R Jhons . (1982). *Gulf Stream meander: Observation on propagation ande growth* . J Geophys. Res. 87. 9467-9476.

Wolanski E and W M Hamner. (1988). *Topographically- controlled fronts in the ocean and their biological influence*. Science 241: 177-181.

Zuta, S y O Guiellen 1970. (s.f.). *Oceanografia de las Aguas Costeras del Peru* . Lima: Bol. Inst. Mar Peru Vol 2(5): 161-323.

Zuta, S y W. Urquizo. (1972). *Temperatura promedio de la superficie del mar frente a la costa peruana periodo (1982-1969)*. Lima, Peru: Bol. Inst. Mar Peru Vol 2(8): 459-520.