

EVENTOS OCEANOGRÁFICOS DETECTADOS MEDIANTE RADIOMETRIA INFRARROJA (NOAA) EN AGUAS OCEANICAS DEL GOLFO DE VIZCAYA

Javier URRUTIA y Carlos GARCIA-SOTO
Instituto para la Ciencia y Tecnología de la Oceanografía, Pesca y Alimentación (AZTI-SIO). Avda. Satrústegui, 8. 20008 SAN SEBASTIAN

RESUMEN

El estudio de una serie de diez años (1980-1989) de imágenes infrarrojas AVHRR ha permitido observar la presencia y evolución de algunos eventos oceanográficos del Golfo de Vizcaya. Se analizan en este trabajo aquellos que se han detectado en aguas no costeras y que constituyen un fenómeno persistente y reiterativo anualmente: la banda fría del talud continental, la masa cálida central del Golfo, el frente al NO de Galicia y los torbellinos.

Se presentan asimismo los mecanismos que participan en su formación y la correspondencia entre la imagen infrarroja con su estructura oceánica subsuperficial, a partir de una revisión de diversos trabajos de oceanografía clásica.

Palabras clave: AVHRR-NOAA, Eventos oceanográficos, Golfo de Vizcaya, Variabilidad temporal.

ABSTRACT

The study of a ten year series (1980-1989) of infrared AVHRR images allows observation of the presence and evolution of some oceanographic features in the Bay of Biscay. In this report, those offshore events which constitute a yearly persistent and repetitive event have been analyzed: the cold strip related to the continental slope, the front NW of Galicia, the warm central Gulf water mass and the eddies.

The mechanism which contributes to their development, as well as the correspondende between the infrared image and its subsurface oceanic structure, based on different classic oceanographic works, are also mentioned.

Key words: AVHRR-NOAA, Oceanographic events, Bay of Biscay, Temporal variability.

1. INTRODUCCION

Son diversos los estudios que presentan la utilidad de la percepción remota en sus aplicaciones, tanto oceanográficas (Cracknell, 1981; Maul 1985, Robinson, 1985), como aquéllas que contribuyen a la gestión de los recursos pesqueros (Fao, 1985; Butler et al. 1986; Petterson et al., 1989).

La actual presencia del sensor AVHRR de la serie NOAA como casi exclusiva fuente de información sobre el mar a gran escala, reduce notablemente la potencialidad de la percepción remota en los estudios sobre Oceanografía. No obstante, dicho sensor, merced a su elevada frecuencia, ofrece notables aportaciones al conocimiento de las estructuras oceánicas en áreas determinadas y permite establecer su evolución, persistencia, periodicidad, etc... Las estructuras oceanográficas puestas en evidencia por el sensor AVHRR tales como frentes costeros, afloramientos, frentes fluviales, remolinos, frentes de discontinuidad de masas de agua, etc... necesariamente han de prestarse a una estrecha relación con gradientes térmicos superficiales.

El Golfo de Vizcaya ha sido objeto de frecuentes estudios oceanográficos en el área Norte y Noreste mientras que en la sección más meridional se dispone de información reciente y poco abundante. Estos trabajos proporcionan una importante fuente de información de campo sobre oceanografía con enfoques variados: de física (Vincent, 1973; Le Cann, 1982; Fraga et al., 1987), química (Treguer et al., 1979; Morín et al. 1985; Botas et al. 1990) y biología (Grail et al, 1971; Le Tareau et al., 1983; Valencia, et al., 1986), lo cual hace posible la interpretación de las estructuras evidenciadas por la teledetección. Sin embargo, estos estudios adolecen en su ámbito de aplicación por ser de restringida escala espacial o de poca duración.

Las observaciones proporcionadas de forma continuada por el sensor AVHRR de la serie NOAA constituyen una estimable, aunque aún breve, serie temporal que en el presente trabajo se coteja con los resultados conocidos a través de la oceanografía tradicional.

2. MATERIAL Y METODOS

Se han utilizado dos diferentes series históricas de información radiométrica, ambas producidas a partir del sensor AVHRR de la serie NOAA. Por un lado, los extractos de temperaturas superficiales y frentes térmicos (gradientes de 1 ó más grados cada 5 km) en el período 1980-1989 que mensualmente facilita la estación de meteorología espacial de Lannion (Francia). El algoritmo empleado para obtener los valores absolutos de temperatura es una combinación lineal de los canales 4 y 5 de dicho sensor (Anónimo, 1989).

La segunda fuente son imágenes procesadas por la Universidad de Dundee (Escocia) durante los años 1987-1989. Están derivadas directamente del Canal 4 del sensor y han sido linearizadas para la corrección de la distorsión por la curvatura de la tierra.

La información oceanográfica es de diversa procedencia, correspondiendo a campañas realizadas en las áreas y épocas en que se ha dispuesto de información de satélite, todas ellas referenciadas en la Bibliografía.

3. EL GOLFO DE VIZCAYA: DESCRIPCION GENERAL

El Golfo de Vizcaya es una unidad geomorfológica del Atlántico NE bien diferenciada, con un plano abisal de 4.800 m de profundidad y un talud continental extremadamente pendiente. La plataforma continental cantábrica, en el Sur, es estrecha mientras que la plataforma continental francesa gana amplitud a medida que aumenta la latitud hasta dar lugar a la gran plataforma del mar Céltico. Numerosos cañones submarinos perpendiculares a la pendiente surcan el talud continental, llegando a formar valles tan profundos como el de Cap-Breton que representa uno de los cañones submarinos más conspicuos del litoral europeo (figura 1).

La corriente más superficial, que es la que realmente compromete a la radiometría de satélite, es la resultante de la circulación superficial del Océano Atlántico y de los vertidos de los ríos, de los que se destacan el Loira (Nantes) y el Garona (Burdeos). Las corrientes superficiales son el fruto de complejas interacciones en las que juegan importante papel los vientos y las corrientes de marea. En áreas del talud y plataforma, las corrientes de marea adquieren un protagonismo relevante como efecto de las ondas generadas que desplazan adelante y atrás ingentes masas de agua en dirección a la costa dos veces al día. Se encuentran rangos de mareas vivas que oscilan de 3 a 11 m y velocidades de corriente de marea de hasta 10 nudos, aunque lo más regular es que no sobrepasen los 3 nudos (Le Fevre, 1986).

La hidrografía del Golfo de Vizcaya manifiesta un esquema regular de variación anual: el calentamiento de las aguas superficiales en verano genera una termoclina a nivel de 40 m, estratificándose las aguas de forma que en la capa superficial llegan a escasear los nutrientes hasta el agotamiento, los cuales, sin embargo, abundan en la zona profunda no iluminada. Esto conduce a la presencia de un máximo de clorofila a nivel de la termoclina; por encima de él los valores son muy bajos, próximos a cero. El enfriamiento invernal genera una rápida mezcla vertical que permite el ascenso de las sales minerales a la zona fótica, generándose una respuesta positiva de los productores primarios (Flos, 1979; Arias et al., 1989; Estrada 1982; Valencia, et al. 1988), (figura 2).

4. EVENTOS OCEANICOS MAS DESTACABLES

La figura 3 expone la evolución de los fenómenos observados durante el año 1987, tanto oceánicos como costeros, y se presenta a modo de resumen generalizado de la serie estudiada.

4.1. LA BANDA DE AGUA FRIA DEL TALUD CONTINENTAL

Cuando se inicia el establecimiento de la termoclina en la parte más oceánica del Golfo de Vizcaya, por el mes de mayo, aparece una franja más fría a lo largo de todo el talud continental, bordeando las costas Armoricanas y el Mar Céltico. La Banda permanece hasta el invierno en que se produce la mezcla vertical.

Su desplazamiento espacial es escaso presentando únicamente variación en la intensidad del gradiente y pudiendo aparecer como un doble frente o un frente único. Este evento, repetido con regularidad

anualmente, se asocia a una elevada producción biológica, tanto a nivel de biomasa planctónica como de especies comerciales de peces (Arbault y Boutin, 1968; Lockwood et al., 1981; Le Tareau et al., 1983).

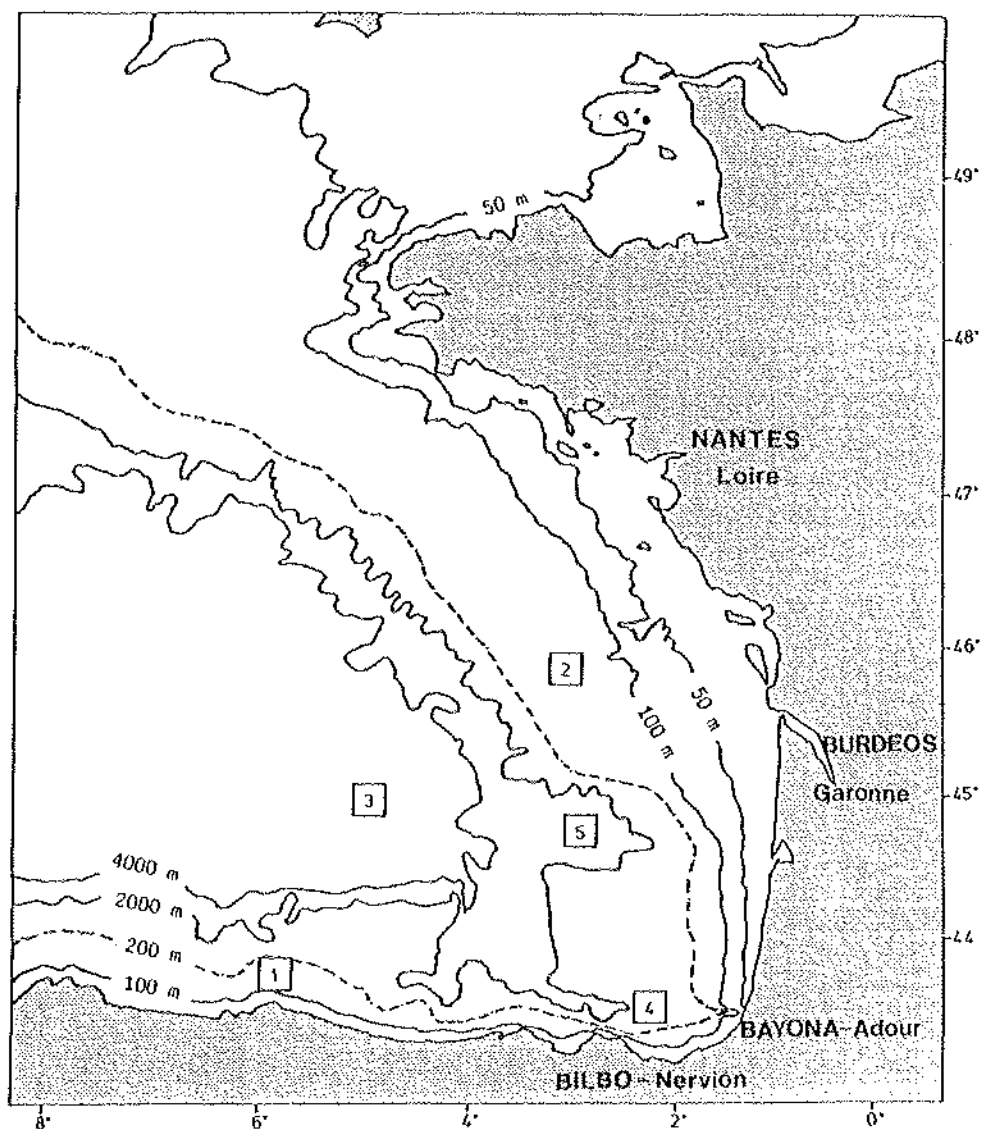


Figura 1.— Batimetría del Golfo de Vizcaya.

1. Plataforma cantábrica.
2. Plataforma francesa.
3. Llanura abisal.
4. Fosa de Cap-Breton.
5. Fosa de Cap-Ferret.

Cuando se reconoció esta banda de agua fría por primera vez a través de las imágenes de satélite, se pensó en la presencia de un afloramiento para el que se establecieron modelos con intervención de vientos en dirección a la costa (Heaps, 1980). Sin embargo, la banda fría persiste aún en ausencia de este tipo de viento. Igualmente, se habían estimado unas hipótesis actualmente mejor aceptadas, en las que se estudia la interacción entre la topografía del talud y la generación de ondas internas (Dickson et al., 1980), las cuales son muy importantes en esta región (Baines, 1982). Le Fevre (1986) ofrece una revisión de las diferentes hipótesis y mecanismos propuestos para explicar el fenómeno combinando elementos tales como la ruptura de ondas internas en la pendiente, su propagación por los cañones submarinos, la posible marea interna (marea baroclínica), la oscilación de la termoclina y su elevación hasta la superficie, la capa de mezcla originada por el viento y la advección por corrientes de marea. Parece ser que, al menos en ciertas condiciones, el origen del enfriamiento superficial sobre el talud resulta de la interacción entre la marea interna y la mezcla vertical inducida por el viento.

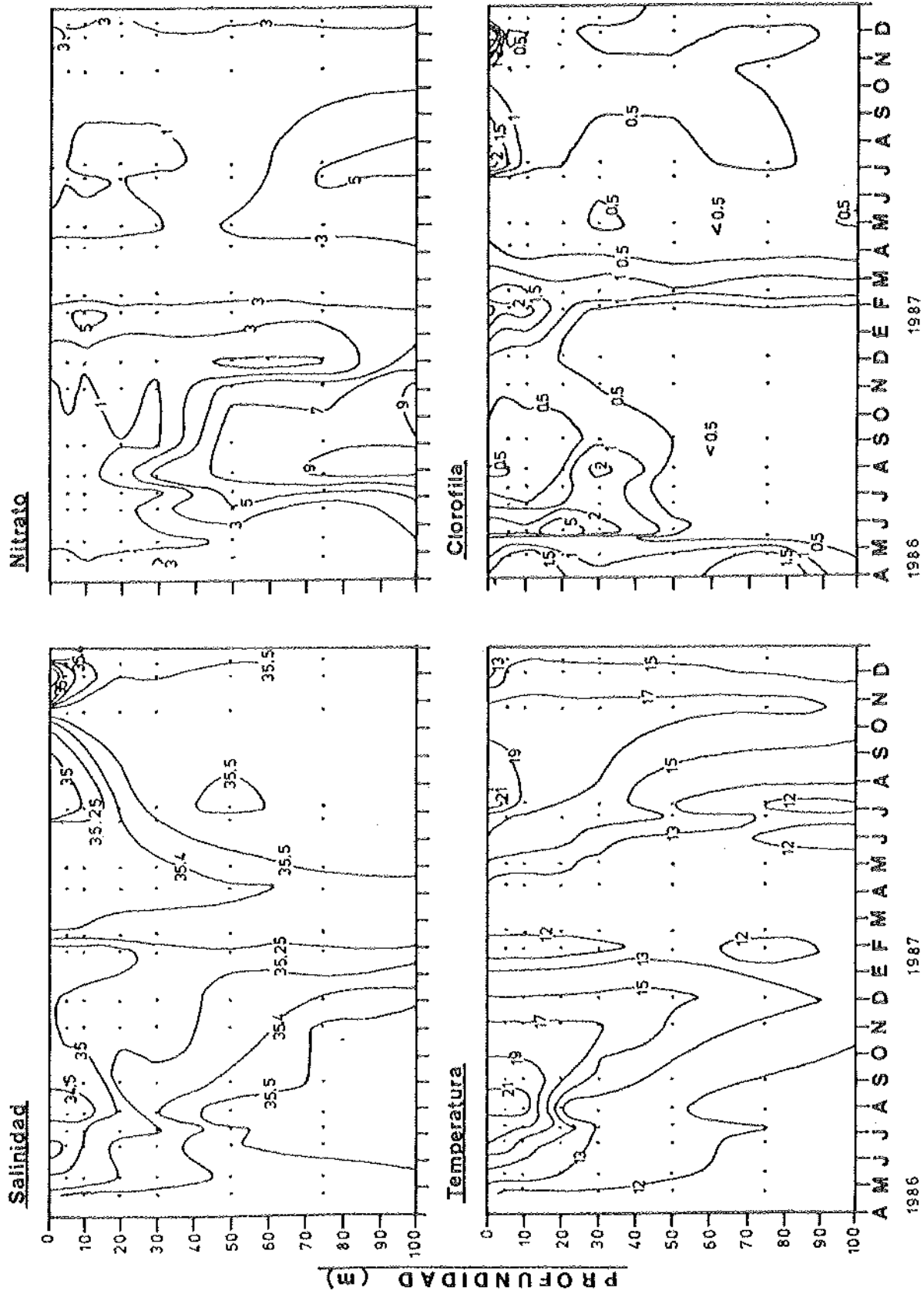


Figura 2.— Ciclo hidrográfico anual del Goifo de Vizcaya (Valencia et al. 1989).

Esta banda fría presenta gradientes elevados (hasta 3°C por km) y en la circunstancia en que se extiende lateralmente, se puede mezclar con el frente de marea del Canal de La Mancha.

4.2. MASA SUPERFICIAL CENTRAL DEL GOLFO

Durante el período de primavera a otoño se produce un calentamiento de la masa más interior del Golfo de Vizcaya. El calentamiento comienza ya a finales de abril, manifestándose en las aguas fronterizas entre España y Francia, para alcanzar toda el agua central del Golfo en los meses de verano. El área de la fosa de Cap-Breton llega a alcanzar 23°C en superficie, produciéndose una termoclina a nivel de 40 m donde la temperatura ha disminuido hasta 14°C en los meses de verano.

El desarrollo de esta gran masa de agua cálida es el fenómeno de mayor extensión geográfica y mejor observado a través de los sensores radiométricos de los satélites. Esta masa de agua encuentra sus límites precisamente en el frente frío del talud continental y en los frentes costeros que se analizan en Urrutia y García Soto, en este mismo volumen. Químicamente se caracteriza por ser un agua de escasa concentración de nutrientes, por lo que, en los meses de verano, la biomasa planctónica disminuye asombrosamente en este área central del Golfo.

El mecanismo de formación parece estar íntimamente asociado al calentamiento superficial veraniego, aunque debido a la ausencia de corrientes de marea se realza el factor de estratificación. Otras hipótesis que tratan de relacionar esta masa de agua con la capa de agua mediterránea que circula por debajo de 600 m en el borde del talud (Hemery y Wald, 1986) no parecen estar suficientemente fundamentadas. Sin embargo, es destacable que el límite de los máximos valores radiométricos se localizan en el Sur y en el Este, en la vertical de las isobatas 1.000 m y 2.000 m, según observaron en agosto de 1981 estos autores.

Hacia el final del período otoñal se produce la ruptura de la termoclina y una mezcla general vertical. Esto hace que en las imágenes de satélite aparezca una masa de agua homogénea y más bien fría que no presenta ninguna estructura particular. Evidentemente, siendo la causa la mezcla vertical, la imagen superficial obtenida por el satélite es un reflejo de la estructura térmica de las aguas subsuperficiales. El período otoñal caracteriza el cambio del comportamiento térmico de esta masa de agua, de ahí que en la única área costera ocupada por ella entonces, la plataforma del País Vasco y las Landas, sucedan acontecimientos de frentes cálidos costeros y la presencia de una lengua cálida que baña el área más litoral hasta la desembocadura del Loira, como se expone en Urrutia y García Soto, en este mismo volumen.

4.3. FRENTE AL NO DE GALICIA

La imagen del NOAA-10 de 5 de Septiembre de 1989 presenta una banda triangular de agua fría que desde el norte de Finisterre sale en dirección NO, internándose en el Océano Atlántico. Los límites de esta banda se disipan en torbellinos, así como el extremo NO de la banda. En su arranque costero, la banda fría superficial está totalmente conexas con los afloramientos gallego y cantábrico. Aunque este frente se produce regularmente en esta época con una localización similar a la de esta imagen o algo desplazado, sin embargo, pocas veces se puede contemplar con tanta claridad y en tan gran dimensión. Parece ser que ello depende de la orientación de los vientos, siendo favorables los vientos del S y SE, y más aún de la potencia de ambos afloramientos. Las dimensiones extraordinarias del afloramiento Cantábrico, durante este año, con el habitualmente potente afloramiento gallego, proporcionan una masa de agua fría superficial que actúa como marcador radiométrico de la presencia del frente.

La estructura subsuperficial correspondiente a este eje NO ha sido estudiada por diversos autores y especialmente definida por Fraga et al., 1982 y referida por el propio Fraga en 1990, aunque el fenómeno que representa está en la experiencia de otros oceanógrafos que han estudiado el área (Alicia Lavín, com. pers). La circulación del Agua Central NorAtlántica, a lo largo de la costa gallega, entre 100 y 400 m, es en dirección Norte, y forma frente común con el agua central del Golfo de Vizcaya, que se desplaza a lo largo de la costa cantábrica, en dirección O. Dicho frente limita las dos masas de agua, circulando ambas en dirección NO. Los diagramas T/S identifican ambas masas de agua, poniendo de relieve la mezcla lateral de ambos cuerpos de agua e incluso la penetración de una masa en otra a lo largo del eje de contacto (Fraga et al., 1982).

4.2. TORBELLINOS

A lo largo del período que media entre abril y enero, principalmente, es frecuente comprobar la presencia de numerosos torbellinos en las imágenes de satélite. Unos de tipo ciclónico y otros anticiclónico. A veces, su dimensión sobrepasa los 500 km de diámetro y muchos otros son de rango próximo a los 100 km de

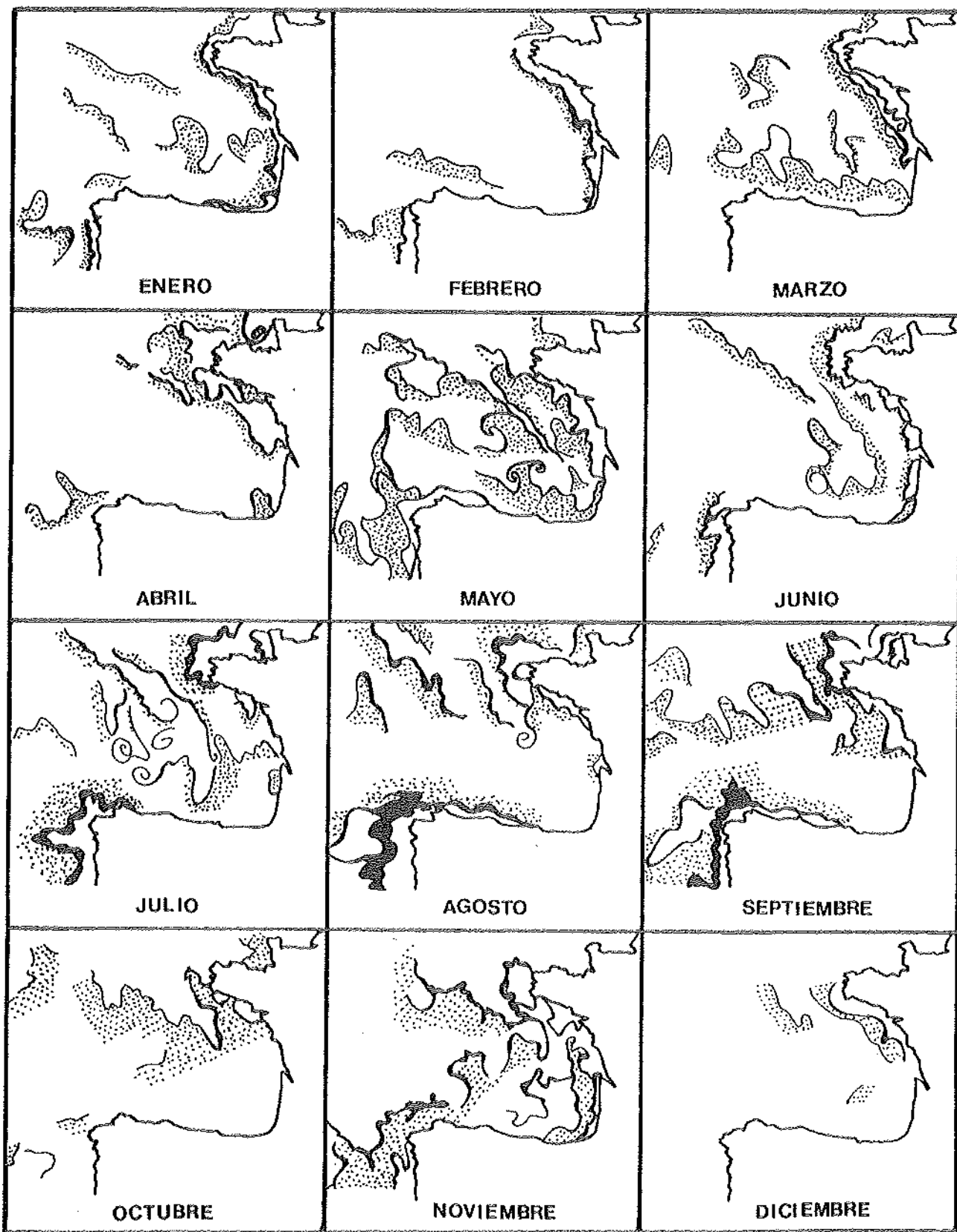


Figura 3.— Evolución anual de los frentes térmicos del Golfo de Vizcaya en el año 1987 por radiometría AVHRR. (Elaborado a partir de imágenes SATMER del Centro de Meteorología Espacial de Lannion).

diámetro. Esto viene a ser constante todos los años estudiados, si bien el cuadro de su variabilidad es determinado por el de las causas que los originan.

Fraga (1990) manifiesta que en el Golfo de Vizcaya se produce una circulación secundaria a base de torbellinos por los que se homogeniza la salinidad de las aguas. Este tipo de circulación es muy variable y no sigue ningún esquema permanente.

La génesis de los remolinos resulta de las características típicas de la circulación asociada a los frentes. La circulación debida a la advección mareal, coexistiendo con otra circulación a lo largo del frente, produce una inestabilidad que crea una onda de perturbación. Esta termina por formar un bucle que gana un sentido ciclónico generalmente debido a la influencia de la rotación de la tierra (Pingree, 1978, 1979; Le Fevre, 1986). La observación detallada de cualquiera de las imágenes radiométricas permite observar las distintas fases de su evolución en el entorno de los sistemas frontales. Pueden persistir algunos días desplazándose en dirección que se aleja del frente, terminando su existencia por una ruptura o cerrándose sobre ellos mismos. Se puede considerar que es un mecanismo por el que se produce un intercambio entre las masas de agua separadas por el frente.

Madelain y Kerut (1978) han realizado el seguimiento de algunos remolinos mediante boyas de deriva, y afirman que se propagan a profundidades de hasta 600 m, mientras se desplazan geográficamente. No obstante, es escasa la información de que se dispone. La variabilidad de su génesis y evolución, así como la magnitud de sus dimensiones, dificulta notablemente el estudio oceanográfico tradicional de estos eventos, y hasta ahora el método más adecuado parece ser el de la percepción remota.

BIBLIOGRAFIA

- Anónimo, 1989. Bulletin mensuel des renseignements océanographiques obtenus à partir de mesures satellitaires météorologiques sur la Méditerranée et le Atlantique Nord-Est. **SATMER 64**.
- Arbault, S. y Boutin, N., 1968. Ichthyoplankton: Oeufs et larves des poissons téléostéens dans Le Golfe de Gascogne en 1964. **Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Maritimes 32**: 413-476.
- Arias, E. et al. 1980. Hidrografía de la plataforma costera de Vizcaya y Guipúzcoa (febrero a diciembre de 1979). **Investigación Pesquera 44(1)**: 13-34.
- Baines, P.G. 1982. On internal tide generation models. **Deep Sea Research 29**: 307-338.
- Botas, J.A. et al. 1990. A persistent upwelling of the Central Cantabrian coast (Bay of Biscay). **Estuarine, Coastal and Shelf Science 30**.
- Butler, M.J.A., et al. 1988. **The application of remote sensing technology to marine fisheries, an introductory manual**. FAO Fisheries Technical Paper 295. Roma. 166 p.
- Cracknell, A.P. 1981. **Remote sensing in Meteorology, Oceanography and Hidrology**. Ellis Horwood Limited. Chichester. 542 p.
- Dickson, R.D., Gurbut, P.A. y Narayana Pillai, V. 1980. Satellite evidence of enhanced upwelling along the European continental slope. **Journal of Physical Oceanography 10**: 813-819.
- Estrada, M. 1982. Ciclo anual del fitoplancton en la zona costera frente a Punta Endata (Golfo de Vizcaya). **Investigación Pesquera 46 (3)**: 469-491.
- FAO, 1985. **Report of the ninth international training course on applications of remote sensing to aquaculture and inland fisheries**. RSC Series 27. Roma. 301 p.
- Flos, J. 1979. Interpretación de varios análisis de los componentes principales aplicados a un conjunto de datos oceanográficos de una zona nerítica del Golfo de Vizcaya. **Investigación Pesquera 43(3)**: 611-635.
- Fraga, F. et al. 1987. Campaña Galicia IX Oceánica, datos básicos. **Datos informativos del Instituto de Investigaciones Marinas 20**: 1-148.

- Fraga, F. 1990. Circulación de las masas de agua en el Golfo de Vizcaya. **Oceanografía del Golfo de Vizcaya**. J. Urrutia y A. Rallo (Eds.): U.P.V. San Sebastián. 9-22.
- Grall, J.R., Le Fèvre-Lehoërff, G. y Le Fèvre, J. 1971. Observations sur la distribution du plancton a proximité d'Ouessant en Juin 1969 et ses relations avec le milieu physique. **Cahiers Océanographiques 23**: 145-170.
- Heaps, N.S. 1980. A mechanism for local upwelling along the European continental slope. **Oceanologica Acta 3**: 449-454.
- Hemery, G. y Wald, L. 1986. Etude des fronts de marée et des déplacements des masses d'eau sur les côtes atlantiques françaises et en Manche occidentale. **Rapport final de Convention. C.R.B.P.O./M.E.R.** n° 82. 2040. Paris. 17 p.
- Le Cann, B. 1982. **Evolution annuelle de la structure hydrologique du plateau continental au Sud de la Bretagne: Modélisation numérique**: Thèse de Docteur Ingenieur. Université de Bretagne Occidentale. Brest.
- Le Fèvre, J. 1986. Aspects of the biology of frontal systems. **Advances in Marine Biology 23**: 163-299.
- Le Tareau, J.Y., et al. 1983. Envat 81, campagne multidisciplinaire en Atlantique: aspects météorologiques, chimiques, biologiques, hydrologiques et thermodynamiques. **Metmar 18**: 6-25.
- Lockwood, S.J., Nichols, J.H. y Dawson, W.A. 1981. the mackerel (***Scomber scombrus***,) spawning in the Bay of Biscay, Celtic Sea and West of Ireland. **Report V Meeting ICES 178**: 171-173.
- Madelain, F. y Kerut, E.g. 1978. Evidence of mesoscale eddies in the North East Atlantic from a drifting buoy experiment. **Oceanologica Acta 1**: 159-168.
- Maul, G.A. 1985. **Introduction to satellite Oceanography**. Kluwer Academic Publishers. Maine. 606 p.
- Morin, P., Le Corre, P y Le Fèvre, J. 1985. Assimilation and regeneration of nutrients off the West Coast of Britany. **Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom 65**: 677-695.
- Petterson, L.H. et al. 1989. **Application of remote sensing to fisheries. Vol. I**. Final Project reporte for the Comission of the European Communities (Joint Research Centre). Bergen 111 p.
- Pingree, R.D. 1978. Cyclonic eddies and cross-frontal mixing. **Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom 58**: 955-963.
- Pingree, R.D. 1979. Baroclinic eddies bordering the Celtic Sea in Late summer. **Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom 59**: 689-698.
- Robinson, I.S. 1985. **Satelite Oceanography, and introduction for oceanographers and remote sensing scientists**: Ellis Horwood Limited. Chichester. 455 p.
- Treguer, P., Le Corre, P. y Grall, J.A. 1979. The seasonal variation of nutrients in the upper waters of the Bay of Biscay region and their relation to phytoplankton growth. **Deep Sea Research 26A**: 1.121-1.152.
- Valencia, V., Motos, L. y Urrutia, J. 1988. **Estudio de la variación temporal de la hidrografía y el plancton en la zona nerítica frente a San Sebastián**. Informes técnicos del Departamento de Agricultura y Pesca, n° 20. Servicio central de publicaciones del Gobierno Vasco. 80 p.
- Vincent, A. 1973. Les variations de la situation thermique dans Le Golfe de Gascogne en 1969 et 1970. **Revue des travaux de l'Institut de Pêches Maritimes 37**: 5-18.
- Vincent, A. y Kurk, G. 1969b. Les variations de la situation thermique dans el Golfe de Gascogne et leur incidence sur la pêche de la sardine en 1968. **Revue des Travaux de l'Institut de Pêches maritimes 33**: 203-212.