

LAS AGUAS MARINAS

M. Ibáñez

Introducción:

El presente artículo refleja un resumen del contenido de una charla impartida el día tres de mayo del 2011, dentro del ciclo “EL AGUA: NATURALEZA Y GESTIÓN”.

Dada la extensión de la materia, se ha optado por exponer algunas pinceladas superficiales sobre los principales temas relacionados con las características oceanográficas a escala global, profundizando en algunos casos en detalles que afectan al Golfo de Vizcaya y al litoral de la Costa Vasca.

Dado el carácter estrictamente divulgativo de esta charla, hemos reducido al mínimo las referencias bibliográficas, acotando el vocabulario y restringido al mínimo el uso de tecnicismos. Finalmente hemos seleccionado alguna de las imágenes proyectadas en la charla, conservando su formato original, y que sirven para ilustrar los comentarios expuestos en el texto.

1.- El origen del agua de los océanos.

La molécula de agua procede de la unión de dos átomos muy comunes en el Universo: por una parte el **Hidrógeno**, elemento primigenio y que todavía, tras 13.700 millones de años después de su formación, es el más abundante en nuestro Universo, y el **Oxígeno**, uno de los primeros átomos formados en la nucleosíntesis que tiene lugar en el interior de las estrellas.

Así pues, cuando tras la explosión de una estrella donde se ha producido el ciclo C-O-N, los átomos de oxígeno son liberados al espacio, se produce su unión con el hidrógeno dando lugar a moléculas de agua primigenias (*Figura 1*).

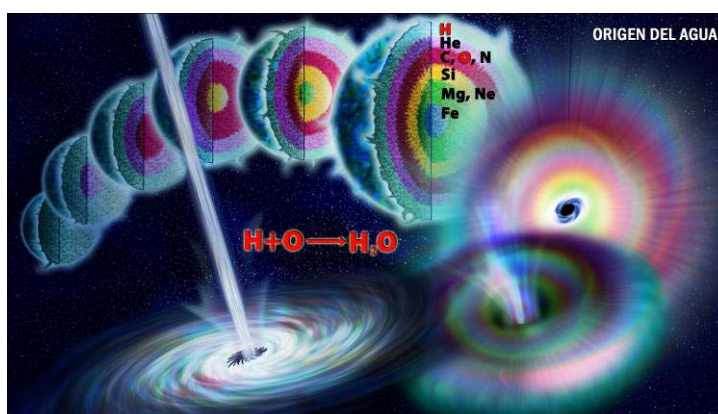


Figura 1

En el planeta Tierra, la mayor parte del agua se encuentra en los océanos (97%) y solamente el 3% restante está disponible como agua dulce en los casquetes polares, capas freáticas, lagos, ríos y atmósfera (*Figura 2*).

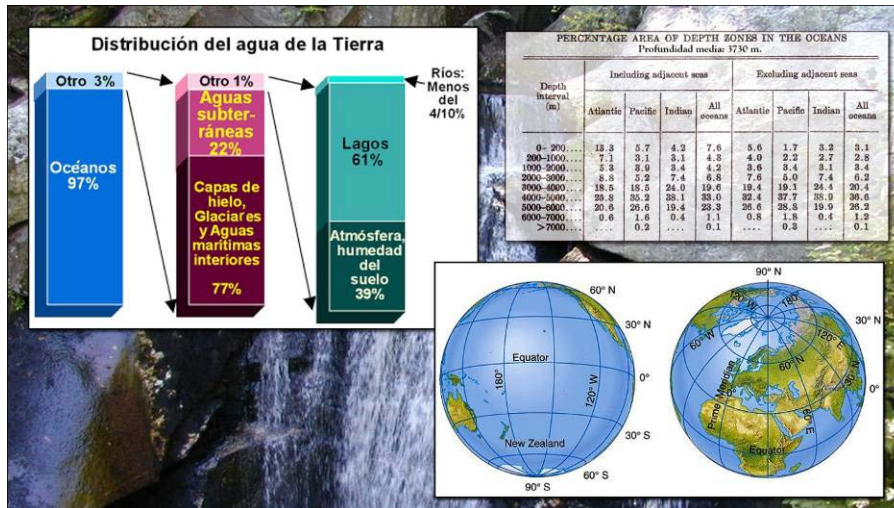


Figura 2

Así pues cuando hablamos del agua en nuestro planeta, fundamentalmente nos referimos a las aguas marinas que recubren el 71% de su superficie con una profundidad media de 3,7 Km., y las dos preguntas que pueden plantearse son, en primer lugar: ¿cuál es el origen de esta agua?, y la segunda: ¿cuál es la causa de su salinidad?.

El origen del agua en la Tierra, probablemente esté vinculado con el origen de la vida en nuestro planeta. En el año 1969 tuvieron lugar dos importantes acontecimientos, a partir de los cuales comienzan a tomar cuerpo las teorías sobre la formación del agua en nuestro Planeta. El 8 de febrero caía un meteorito cerca de la población de Allende en el estado de Chihuahua en México, y pocos meses más tarde otro meteorito impactaba cerca de la ciudad de Murchison en Australia, el 28 de septiembre (Figura 3). En ambos casos estos objetos existían antes de que se hubiera formado el Sistema Solar, y los análisis químicos realizados, especialmente en el segundo de ellos, revelaban la presencia de agua, aminoácidos y bases nitrogenadas, componentes básicos de los seres vivos, de forma que comenzó a tomar cuerpo la teoría de que tanto el agua como los componentes básicos para la vida, habían llegado a la Tierra a través de grandes meteoritos o asteroides.



Figura 3

Posteriormente se postuló con la hipótesis de que la mayor parte del agua terrestre podía provenir del impacto de grandes cometas cargados de agua en los instantes

inmediatamente posteriores a la consolidación del Planeta, pero esta teoría ha sido recientemente descartada a la vista de la relación entre el deuterio y el hidrógeno presentes en el agua de los cometas, que resultas ser el doble de lo observado en la Tierra, mientras que en el agua encontrada en meteoritos sólidos la proporción de isótopos se aproxima mucho más a la del agua en el Planeta. Posiblemente el origen sea mixto, aunque los cometas como mucho pudieron aportar un 10%, el resto pudo llegar a través de asteroides cubiertos de hielo que llegaron a la Tierra unos cien millones de años después de su formación, formando así los océanos que conocemos actualmente (Albadère, 2009). Hipótesis más especulativas plantean que la formación de nuestro Planeta pudo tener lugar en una zona más lejana del Sol y alguna gran colisión la sacó de su órbita y la acercó hasta su posición actual conservando así la capa de agua que le correspondería de haberse formado en un ambiente más frío (Figura 4).



Figura 4

Más sencillo resulta responder a la segunda cuestión referente a la salinidad del agua de mar, que al principio sería dulce, pero que con el paso del tiempo (más de 4.400 millones de años) ha ido disolviendo los componentes solubles de la superficie, especialmente los cationes de sodio, y se ha ido enriqueciendo progresivamente con el aporte volcánico de sustancias volátiles como el cloro.

Un ejemplo claro de la evolución de la salinidad lo tenemos observando el contenido en sales de nuestras propias células, que presentan valores menores de la mitad de la concentración en sal del agua de mar. Posiblemente hace dos mil millones de años, cuando como fruto de la simbiosis de varias procariontas, surgió la primera célula eucariota en los océanos, esa era la salinidad en los mares del Planeta.

2.- La Oceanografía.

La Oceanografía constituye una rama de las Ciencias de la Tierra cuya materia de estudio son los Océanos desde diferentes perspectivas, y así puede diferenciarse en Oceanografía geológica, física, química y biológica, más conocida esta última como “Biología Marina”.

El hombre ha utilizado los recursos del mar desde el Paleolítico, y podemos encontrar numerosas referencias a la biología de los seres marinos en los autores clásicos. Así Aristóteles (s. IV a.C.) en su *Historia animalium* establece un criterio de clasificación para las plantas y animales, utilizado hasta el siglo XVIII, y relata una serie de

características y costumbres de animales marinos, unas veces reales, fruto de la observación, y otras imaginarias. Del siglo primero ha llegado hasta nosotros la monumental obra del naturalista Plinio el Viejo “*Naturalis Historia*” en 27 volúmenes, cuyo libro noveno trata exclusivamente de la fauna marina. Algo más tarde, el poeta griego Oppiano (s. II-III d.C.) compuso el poema *Halieutica* sobre los peces y la pesca entre los años 177 y 180 de nuestra Era; el primer tratado de biología pesquera y de técnicas de captura de peces, y ¡escrito en verso!.

En el Renacimiento el francés Guillermo Rondelet publicó en 1554-5 el “*Libri de piscibus marinis in quibus verae piscium effigies expressae sunt*” traducido al francés dos años más tarde con el título “*L’histoire entière des poissons*”. A pesar de su título, incluye numerosas referencias a invertebrados y mamíferos marinos, y no sólo los describe en su aspecto externo, sino que como en el caso del erizo de mar, llega a hacer una detallada descripción de su estructura interna (*Figura 5*). Otra obra de esta época es “*De Piscibus*” del italiano Ulises Aldrovandi, y tal como ocurre con el libro de Rondelet, ambos recogen la información de los autores clásicos e introducen algunos animales fantásticos inexistentes.

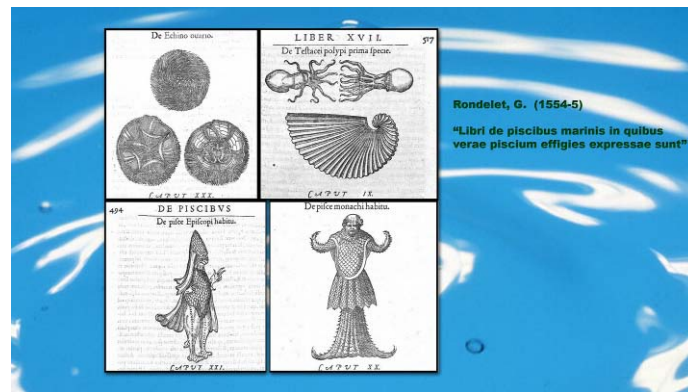


Figura 5

Sin embargo, podemos considerar que la Oceanografía como ciencia surge con la expedición británica interdisciplinaria del “Challenger”, realizada entre los años 1872 y 1876 con un recorrido de 127.000 Km. a lo largo de todos los océanos del Planeta (*Figura 6*) y donde se descubrieron 4.700 nuevas especies marinas y se alcanzó con una sonda la profundidad de 8.200 metros en la fosa de las Marianas (la máxima profundidad en dicha fosa es de 11.033 metros).

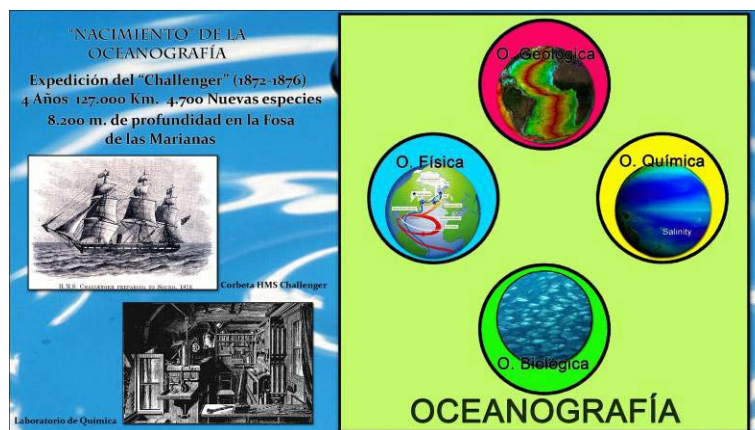


Figura 6

Una aportación muy importante de esta expedición, y que tendrá su reflejo en la posterior evolución de ciencias como la Ecología Marina, es que como resultado de la forzada convivencia las 24 horas del día, que durante largos períodos de tiempo científicos de distintas especialidades, biólogos, físicos, químicos..., están obligados a mantener, el contacto permanente favorece la interdisciplinariedad, y comienzan a relacionarse los datos de naturaleza física, química y biológica. De esta forma pueden establecerse principios de causalidad entre los diferentes fenómenos observados, surgiendo así la Ecología Marina como pionera en el campo de la Ecología (*Figura 6*).

2.1.- Oceanografía Geológica.

El Golfo de Vizcaya aparece como una cuña encajada entre Francia y España, presentando una acusada disimetría entre sus márgenes meridional (Cantábrico) y septentrional (Armoricano-Aquitano). Dentro de él, la estructura más significativa es la fosa abisal de Cap Breton, que discurre paralela a la cornisa cantábrica y se acerca a la costa francesa frente al accidente geográfico que le da nombre.

Aunque esta fosa es uno de los primeros cañones submarinos conocidos en los océanos del Planeta, el estudio batimétrico del Golfo de Vizcaya comenzó en los años cincuenta del siglo veinte, y a partir de esta información, comenzaron a formularse diversas hipótesis sobre los orígenes y proceso de formación del mencionado Golfo. Se intentó explicar en un principio la génesis de la fosa de Cap Breton a través de fenómenos de erosión submarina, siguiendo la hipótesis de las “corrientes de turbiedad” formulada por Daly en 1936, y que fue seguida ampliamente por otros autores para explicar, además de los cañones submarinos, la formación de la facies Flysch.

Los intentos de encontrar en esta fosa corrientes de turbiedad que pudieran ser responsables de este cañón submarino fracasaron, en cualquier caso la capacidad erosiva de las corrientes profundas se considera muy pequeña, pero ha podido tener relevancia en períodos de glaciación y en otras eras geológicas como ocurre con la erosión regresiva hallada en el cañón de Cap Ferret en el Golfo de Vizcaya.

El Golfo de Vizcaya viene a ser un modelo reducido de tectónica de placas, donde se dan: una zona de acreción ya extinguida, grandes fallas transformantes fósiles en los dominios oceánico y continental, así como un “punto triple”.

Aunque ya existían trabajos anteriores, es en el año 1971 cuando se aborda en profundidad la historia estructural del Golfo de Vizcaya en una serie de importantes contribuciones publicadas en dos volúmenes con el título de “*Histoire structural du Golfe de Gascogne*”.

En primer lugar, desde el punto de vista geológico, puede observarse una gran similitud entre el extremo NW de la cadena Herciniana Ibérica (Galicia) con el macizo Armoricano francés, sobre todo en repartición y naturaleza de las bandas metamórficas, así como la similitud entre los diferentes tipos de granitos herciniandos, similitudes observadas por Barrois y Mac Pherson en 1886, lo cual sugiere que la parte meridional del macizo Armoricano es la prolongación de Galicia (*Figura 7*).

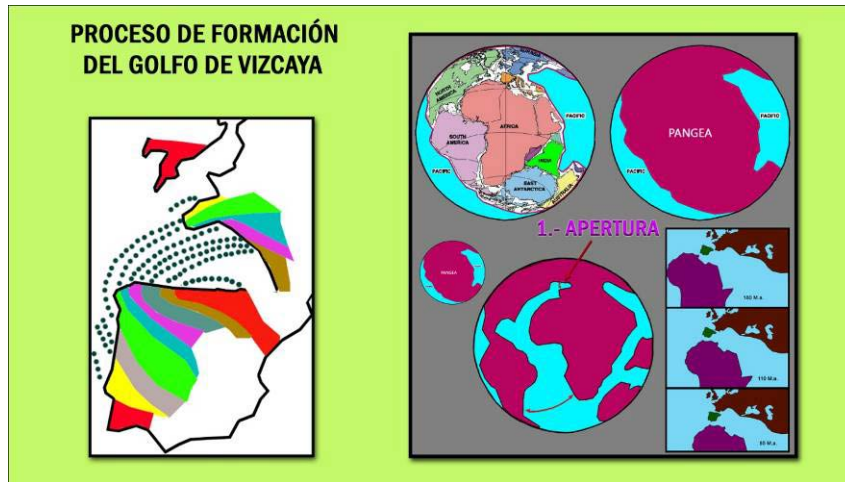


Figura 7

Alfred Wegener, autor de la teoría de la deriva continental, fue el que sugirió por vez primera que la costa Oeste de Francia y la costa Norte de España estaban unidas antes de la apertura del Golfo de Vizcaya. Dicho planteamiento se basaba en la similitud entre la orogenia Ibérica Hercínica y la Armórica francesa, aspecto que haría suponer su pertenencia a una misma cadena (Wegener, 1922).

Una hipótesis sobre la formación del Golfo de Vizcaya supone que la apertura del Golfo de Vizcaya es un fenómeno pasivo resultado de la distensión generada por la separación del continente africano y Sudamérica durante el Triásico. Tras un período de calma en el Jurásico, vuelve una gran actividad en el Cretácico Inferior, donde las tensiones, que se prolongan hasta el Cretácico Superior, son las responsables de la conformación del Golfo. Es precisamente entre el Cretácico superior e inferior, concretamente entre el Albiense y el Cenomanense, cuando se producen los fenómenos de turbiedad relacionados con la formación los característico Flysch que se alinea paralelamente a la costa, prolongándose hacia el este al norte de los Pirineos (Figura 8).

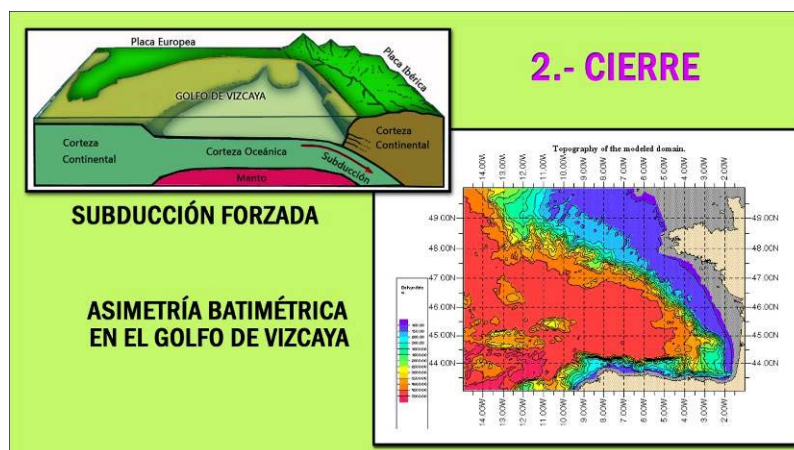


Figura 8

En esta época se produce una ruptura entre el dominio Asturiano y la plataforma de Las Landas, formándose el cañón de Torrelavega frente a Santander.

Tras la separación del zócalo herciniano en el Cretácico superior, en el Terciario se produce un fenómeno inverso de compresión, que da como resultado una subducción,

como consecuencia de la convergencia entre las placas Ibérica y Europea. Este fenómeno finaliza en el Eoceno medio y tiene cierta relación con las formaciones pirenaico-alpinas (*Figura 8*).

Así pues, y como resultado de esta evolución el margen sudarmoricano queda como un margen pasivo formado en el Mesozoico y que consta de dos plataformas superpuestas, la plataforma continental con 170 Km. de anchura y una pendiente del 6%, y una segunda plataforma entre los 800 y 1200 m. de profundidad; mientras que el margen cantábrico (límite meridional del Golfo) es notablemente más complejo y ha sido acortado y deformado entre el Cretácico superior y el Eoceno, con una plataforma muy corta de 30 a 40 Km. y una abrupta pendiente de 10-12% con frecuentes cañones encajados en ella.

Estos fenómenos geológicos tienen sus repercusiones en la pesca de altura, ya que la práctica inexistencia de plataforma continental frente al cantábrico hace que la pesquería de arrastre con base en los puertos de Pasajes y Ondárroa centrara sus esfuerzos en la gran plataforma francesa, pero tras la ampliación de las aguas jurisdiccionales a las 200 millas a finales de los años setenta del siglo veinte, la flota arrastrera vasca quedó sin caladeros donde faenar.

2.2.- Oceanografía Física.

2.2.1.- Corrientes.

Los desplazamientos de las masas de agua de los océanos son debidos a diversos factores que podríamos agrupar en torno a dos tipos diferentes de energía: mecánica y mecánica.

En el primer grupo, la causa fundamental son los vientos, que en definitiva se originan también por un efecto térmico sobre las capas atmosféricas (*Figura 9*). Cuando el viento sopla sobre el agua ejerce una fuerza sobre su superficie en la misma dirección, siendo la relación entra la velocidad del viento y la de la corriente generada inversamente proporcional al seno de la latitud, pero la componente de esta fuerza depende asimismo de la rotación de la tierra (efecto Coriolis) y de la presencia de barreras continentales.

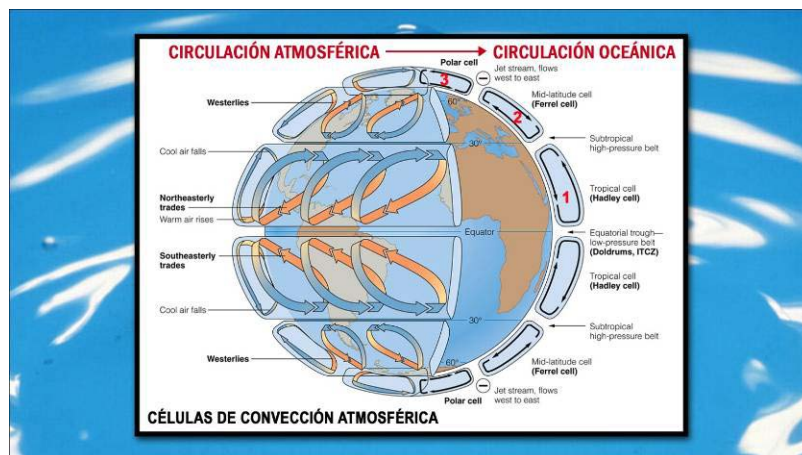


Figura 9

Un modelo hipotético de circulación oceánica se superpondría en parte al de la circulación atmosférica, con una estrecha corriente de W a E en el Ecuador denominada “contracorriente ecuatorial” de 300 a 50 Km de anchura y con un nudo de velocidad, por encima y por debajo, hasta los 30° N y S respectivamente la corriente fluye hacia el W. Entre los 40 y 50° la corriente vuelve a fluir hacia el E y ya por encima de los 50° encontramos en las regiones subpolares corrientes producidas por los vientos del E (Figura 10).



Figura 10

La dirección de la corriente puede variar en las capas inmediatamente inferiores a las superficiales por el efecto de la llamada “espiral de Ekman” Una masa de agua puede considerarse como un conjunto de láminas, la superior impulsada por el viento empuja a la inferior por rozamiento, así la velocidad de esta última capa es menor y su sentido se encuentra ligeramente desviado hacia la derecha en el hemisferio norte por efecto de las fuerzas Coriolis (Figura 11).

Un segundo grupo de causas no mecánicas o fuerzas internas puede considerarse a las variaciones de temperatura y salinidad, y por tanto de densidad, que presentan las diferentes aguas oceánicas, lo cual genera un movimiento de masas de agua. Las fuerzas internas que generan este tipo de corrientes se denominan “termohalinas” (Figura 11).

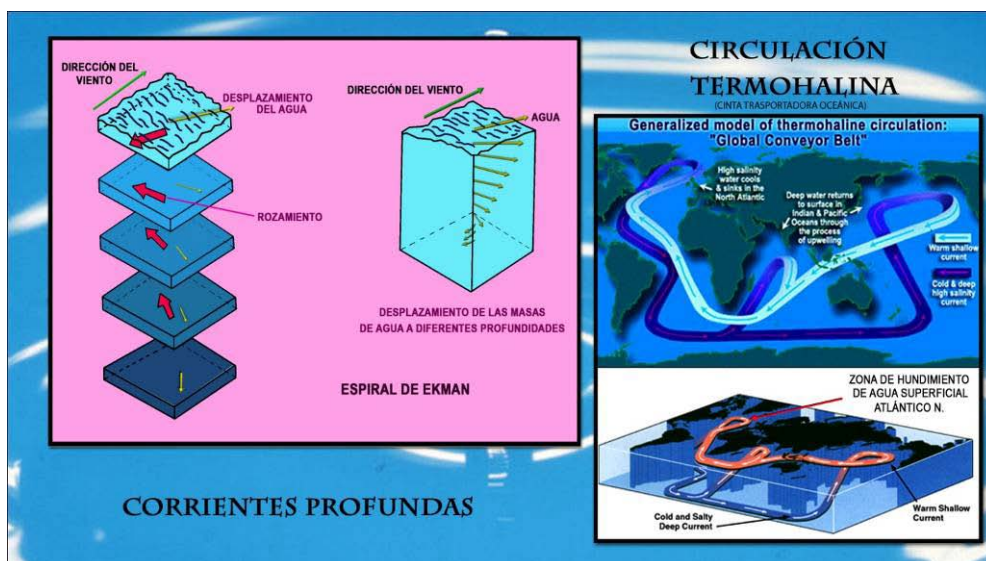


Figura 11

El papel de las fuerzas externas (vientos) e internas (termohalinas) ha sido motivo de discusión entre oceanógrafos, así la segunda teoría tuvo más fuerza antes de la década de los 50 del siglo veinte, posteriormente se puso de moda la primera, y actualmente se plantea un modelo mixto, así en latitudes medias y bajas, son los vientos el principal elemento generador de corrientes superficiales debido a la uniformidad y velocidad de los alisios, mientras que en latitudes altas las corrientes de densidad tendrían una mayor relevancia.

Las primeras observaciones sobre las corrientes superficiales del Golfo de Vizcaya datan de finales del siglo diecinueve y comienzos del veinte. Utilizando botellas de cristal con un mensaje en su interior lanzadas desde barcos en alta mar, se observó una deriva hacia el SE y SW con velocidades comprendidas entre las 8 y 30 millas diarias (*Figura 12*).

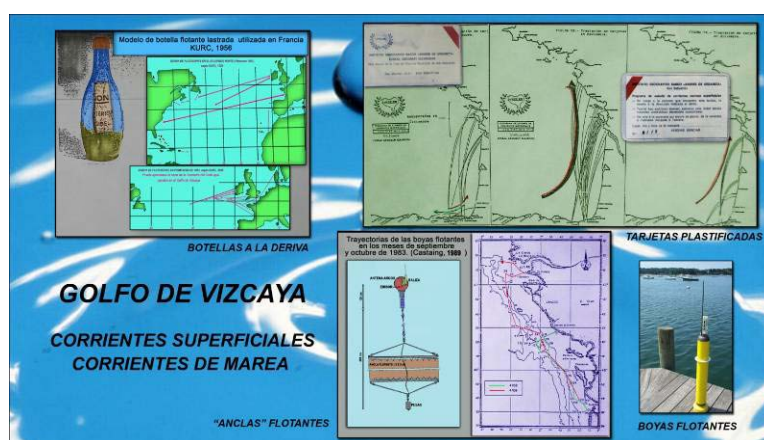


Figura 12

Las primeras botellas utilizadas, al no ir lastradas presentaban el inconveniente de que eran movidas más por el viento que por las corrientes marinas, y a mediados del siglo veinte comenzaron a usarse botellas lastradas con arena. Posteriormente las botellas fueron sustituidas por tarjetas de plástico o plastificadas. Las tarjetas de polietileno de baja densidad tienen una larga duración y pueden cruzar el Atlántico de un extremo a otro. Por ejemplo una tarjeta enviada en diciembre de 1976 desde la costa de Nantucket en Massachusetts por la NOAA, fue encontrada cinco años más tarde en la playa de Ondarreta en San Sebastián. En la actualidad se utilizan boyas flotantes con radiotransmisores, cuya evolución, vía satélite, puede seguirse instantáneamente (*Figura 12*).

La corriente del Golfo cruza el Atlántico dirigiéndose hacia el NE y mientras la rama principal asciende hacia el norte de Europa, otra rama gira al sur de las Islas Británicas para dirigirse al SE y luego al SW recorriendo el Golfo de Vizcaya en el sentido de las agujas del reloj.

De lo anteriormente expuesto podemos deducir un modelo para la circulación general en el Golfo de Vizcaya influido por la corriente del Golfo, que penetra por el norte a lo largo de la plataforma continental irlandesa y alcanza Finisterre (en Galicia) al cabo de más de dos años, lo cual supone una velocidad media de aproximadamente 1 cm/segundo.

En general el Golfo de Vizcaya se caracteriza por pequeños gradientes horizontales y por la gran homogeneidad de las estructuras verticales entre la termoclina principal y los 500 metros que marcan el límite superior de la influencia del agua de origen mediterráneo, con unas corrientes superficiales muy débiles.

A finales de los años 70 del siglo veinte, el Instituto Geográfico Vasco (INGEBA) abordó un estudio de las corrientes costeras de marea, con el fin de obtener información acerca de la deriva de los elementos flotantes que constituyen un importante componente en la contaminación de las playas (plásticos y otros objetos flotantes de origen antrópico). Se utilizaron tarjetas plastificadas arrojadas mensualmente desde diferentes puntos del litoral o desde el mar en zonas cercanas a la costa. De los datos obtenidos se pueden definir dos patrones bien distintos. Por una parte, en los meses invernales, frente a la cornisa cantábrica discurre una corriente de W a E que torna en S a N al llegar a la costa francesa. Para el año 1978 esta corriente alcanzó su máxima intensidad en los meses de febrero y noviembre. El segundo modelo de circulación se produce desde mediados de julio a finales de octubre con corrientes de tipo oscilatorio, siempre paralelas a la costa y con desplazamientos hacia el W en julio y agosto como consecuencia de los vientos dominantes (*Figura 12*).

Además de las corrientes superficiales en las capas profundas del océano también existen corrientes. En dos lugares situados al W del Atlántico N y en las cercanías de la Antártida, las aguas superficiales se hunden desde la superficie (*Figura 11*), con lo que el agua profunda es muy fría (un poco por encima del punto de congelación) e incluso en los trópicos se encuentra oxigenada al existir un continuo aporte de agua superficial a los fondos.

Otro fenómeno a destacar y que afecta especialmente al Golfo de Vizcaya es la corriente de agua mediterránea que entra en el Atlántico con un caudal de 30500 Km^3 al año. La topografía del fondo del estrecho de Gibraltar condiciona la profundidad a la que discurre en una primera etapa la corriente, posteriormente esta profundidad está condicionada por la densidad del agua atlántica, y a medida que avanza hacia el norte va ascendiendo a la vez que pierde sus características propias. La vena de agua mediterránea que atraviesa el estrecho de Gibraltar a una velocidad de 2,5 m/seg. se divide en varias ramas, una de las cuales, influenciada por las fuerzas Coriolis progresa paralelamente a la costa del Golfo de Cádiz y asciende paralela a la costa portuguesa circulando “a saltos” y con un límite inferior situado entre los 1300 y 1545 m. para penetrar en el Golfo de Vizcaya donde se va disgregando, formando núcleos de volumen variable que terminan dispersándose. Al alcanzar el Golfo, la velocidad de esta corriente se ha reducido a 18 m/hora (*Figura 13*).

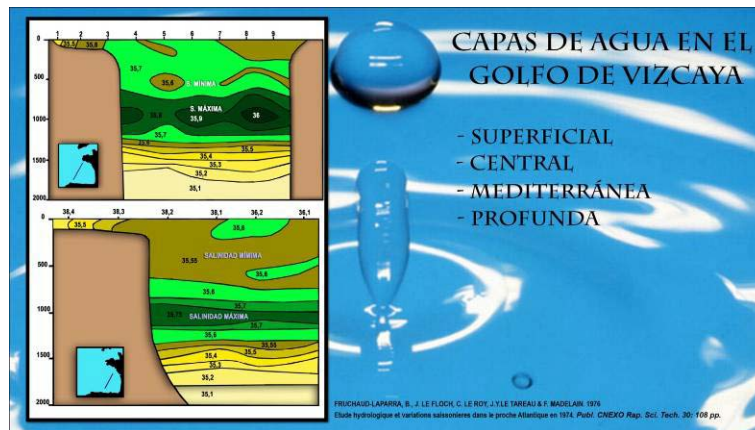


Figura 13

En cualquier caso, este aporte continuo de agua más salada de origen mediterráneo contribuye a que el Atlántico sea más salino que el Pacífico. Este modelo actual de circulación termohalina se inició hace 13,2 millones de años. Antes de esa fecha no existía agua profunda noratlántica ya que el cierre del Mediterráneo, ocurrido hace 6,2 millones de años produjo una disminución en la salinidad en las aguas del Atlántico que impidió que las masas de agua se hundieran en altas latitudes, hasta que volvió a abrirse la comunicación con el Mediterráneo a finales del Plioceno.

2.2.2.- Temperatura.

La temperatura del agua de mar juega un papel importante en la distribución y desarrollo de los organismos. Las variaciones de temperatura pueden ser consideradas según un gradiente horizontal (geográfico) o vertical (batimétrico). En el primer caso las aguas muestran una gran amplitud de temperaturas, desde los -2°C de las regiones polares hasta los $32\text{-}35^{\circ}\text{C}$ en el Golfo de México (Figura 14). En cualquier caso es preciso considerar también la longitud para la misma latitud, así es bien conocido cómo en el Atlántico entre los 40 y 70° , las costas europeas son más cálidas que las americanas debido a la Corriente del Golfo. (Gulf Stream).

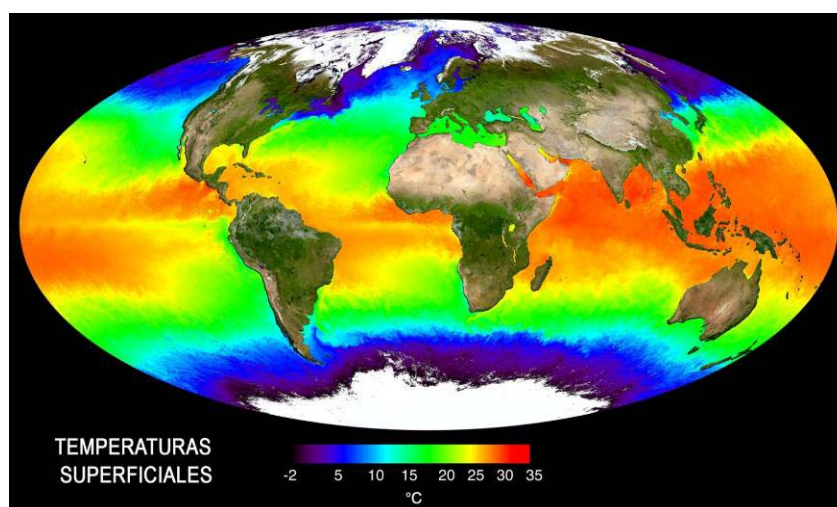


Figura 14

La atmósfera recibe la energía térmica que mantiene la circulación oceánica a gran escala, transformando la energía cinética del viento en circulación oceánica. Un paso

inverso, donde el calor del agua es transferido a la atmósfera se da en las franjas tropicales y en las zonas de corrientes oceánicas cálidas en latitudes medias y altas.

A escala local, la influencia de las temperaturas la podemos observar claramente en el extremo SE del Golfo de Vizcaya, justo en la costa vasca donde se presenta una marcada discontinuidad biogeográfica para varias especies de algas y animales litorales.

Las aguas superficiales son las que reciben el calor procedente del sol, lo que hace disminuir su densidad y las hace mantenerse “flotando” sobre una capa de aguas frías y más densas. Si a esto añadimos el aporte fluvial que disminuye la salinidad y por tanto la densidad de las aguas superficiales, el contraste y la estabilidad de la capa superficial se acentúa aún más.

La interfase entre ambas capas o más bien la zona donde la temperatura cambia bruscamente se denomina “termoclina” y al igual que ocurre en la zona fótica, su profundidad y características varían de un lugar a otro y con el tiempo.

En general en latitudes bajas y medias existe una termoclina permanente entre los 500 y 1000 metros de profundidad, y en latitudes medias como en el Golfo de Vizcaya encontramos una segunda termoclina estacional situada entre 30 y 50 metros, que se forma en junio para desaparecer en octubre.

Las primeras observaciones sistematizadas sobre la temperatura del agua de mar en las capas superficiales del Golfo de Vizcaya fueron realizadas en 1921 por E. Le Danois. Este autor observó un avance de aguas cálidas en primavera, que tras supuestamente cruzar Finisterre se adentraban en el Golfo de Vizcaya hasta la fosa de Cap Breton. Estas denominadas “transgresiones” pueden interpretarse como un progresivo calentamiento de las aguas del Golfo de Vizcaya, interrumpido en su extremo occidental por un afloramiento de aguas frías y profundas al N y W de Galicia y en el Cantábrico occidental.

Las variaciones biogeográficas observadas a lo largo del litoral de la costa cantábrica han sido explicadas de varias formas (variaciones de luminosidad según Lami, 1933; constitución geológica del sustrato: Feldmand & Lami, 1941...) pero se considera que la temperatura es el factor principal, dadas las anomalías térmicas que se presentan en el Golfo de Vizcaya.

El primer estudio sobre este particular fue llevado a cabo por Müller en 1941 para la marina de guerra alemana. Este documento, calificado como secreto militar, pasó a manos de los aliados al finalizar la guerra, y al descalificarse fue utilizado por Fischer-Piette para explicar el carácter meridional del extremo sudoriental del Golfo de Vizcaya.

En efecto, en el mapa de temperaturas medias anuales del agua superficial, se muestra una bolsa térmica en el fondo del Golfo de Vizcaya con una temperatura media de 17°C, mientras que en Galicia no se sobrepasan los 16°C y en las costas bretonas no llegan a los 13°C.

Considerando los valores medios de la temperatura superficial en un período que abarca 120 años (Servain, 1977), se aprecia como en el mes de abril ya aparece un núcleo de agua ligeramente más cálida en el fondo del Golfo de Vizcaya, núcleo que se mantiene

claramente en mayo, extendiéndose desde San Sebastián hasta la desembocadura del Loira y que se conserva en idéntica situación en junio para desplazarse en julio hacia el SW, permaneciendo durante este mes el máximo térmico centrado frente al Cabo de Ajo. Esta posición vuelve a modificarse en agosto y septiembre, encontrándose en octubre la bolsa térmica en posición similar a la observada en abril y mayo. En diciembre este núcleo térmico ha desaparecido completamente del extremo sudoriental del Golfo de Vizcaya (*Figura 15*).

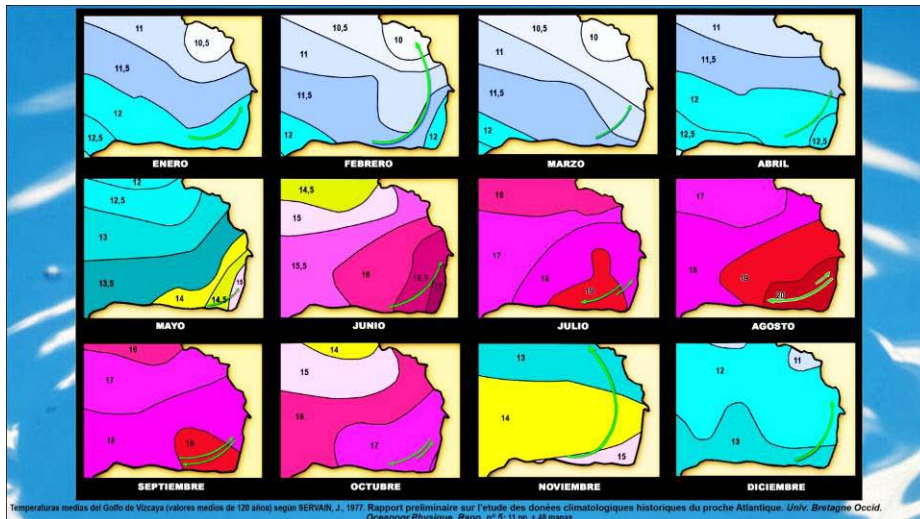


Figura 15

Comparando estos valores medios a lo largo del año frente a la costa vasca con los que se producen en el extremo noroeste peninsular, se aprecia como en los meses invernales la temperatura frente a la costa vasca es inferior, pero debido al afloramiento estival del NW, las temperaturas superficiales en Galicia se detienen en una cota máxima de 17°C, mientras que en la costa vasca siguen ascendiendo hasta superar los veinte grados.

Hace 18.000 años la temperatura frente a la costa vasca oscilaba entre los 3-4°C en invierno y los 8-10° en verano (Molina & Thiede, 1978), por el contrario en el noroeste peninsular la temperatura estival era de 14-15°C, no muy diferente de la que se da en la actualidad, es decir que durante la era glaciár el Golfo de Vizcaya sufría un efecto de “continentalización” a la inversa de lo que ocurre actualmente, con un enfriamiento estival de las capas de agua superficial en el extremo sudoriental afectadas ahora por un clima continental glaciár (*Figura 16*).

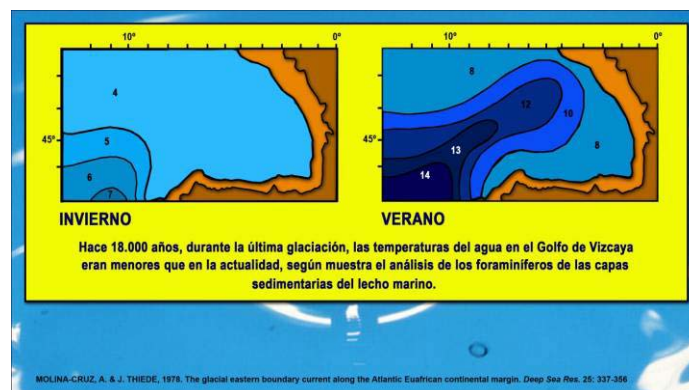


Figura 16

La influencia oceánica por el contrario, tanto en período glaciario como en la actualidad es acentuada en el noreste peninsular y la distribución de los cultivos de eucalipto en la franja costera refleja hasta donde llega esta influencia oceánica.

Este efecto de continentalización queda patente al comparar las gráficas aerohidrodinámicas de diferentes localidades costeras. Así se ve como en la costa vasca (Biarritz y San Sebastián) los máximos térmicos de la atmósfera y del agua de mar se cortan dando una amplia zona de intersección, que coincide con la época de recalentamiento estival y que va disminuyendo progresivamente conforme nos alejamos al norte en la costa francesa y hacia el oeste en el Cantábrico, para desaparecer totalmente en los extremos del Golfo (*Figura 17*).



Figura 17

2.2.3.- Mareas.

Las fuerzas causantes de las mareas son debidas a la atracción del sol y de la luna. Cuando el Sol, la Luna y la Tierra se encuentran alineados se producen las máximas amplitudes (marea viva equinoccial), mientras que cuando forman un ángulo recto, con la Tierra en su vértice, se produce la amplitud mínima (marea muerta solsticial) debido a la neutralización de ambas atracciones, solar y lunar.

En el Atlántico las mareas son semidiurnas, con un período de 12,42 horas, de forma de de un día a otro, la hora de la pleamar o bajamar varía en 50 minutos. En otros lugares, las mareas son diurnas, o presentan intervalos mixtos entre diurnas y semidiurnas.

La amplitud de las mareas varía mucho de unos lugares a otros, así los valores máximos se dan en la Bahía de Fundy (Canadá) con amplitudes máximas de 15,4 m. Por el contrario en el Mediterráneo o en el paralelo 20°N en la costa atlántica africana, la marea es casi inexistente y muy pequeña en Canarias (*Figura 18*).

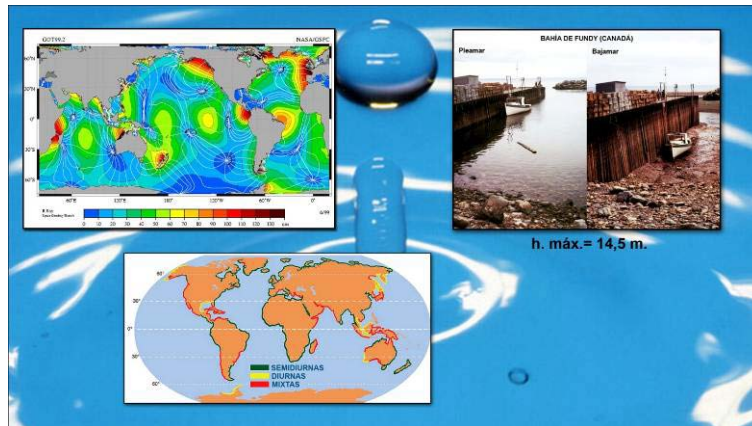


Figura 18

En la costa vasca encontramos una amplitud máxima de 4,4 metros en las mareas vivas, con un mínimo de 2,2 metros en mareas muertas. La “marea normal” o media presenta una amplitud de 2,8 metros (Figura 19).

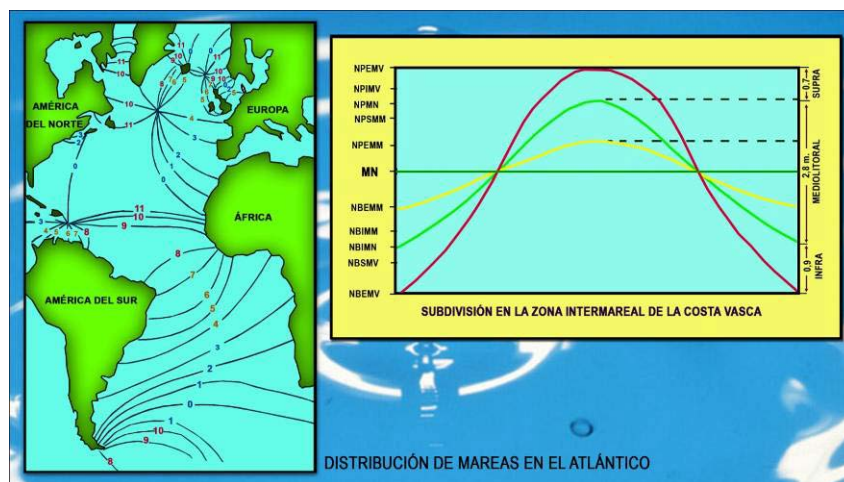


Figura 19

Estos valores pueden aumentar o disminuir en función de otros parámetros, así por ejemplo para la costa vasca podemos calcular valores excepcionales de más de seis metros:

- Marea astronómica máxima + 4,46 m.
- Marea meteorológica + 0,25 m
- Presión atmosférica + 0,4 m
- Rotura del oleaje + 0,9 m
- Total + 6,01 m**

2.3.- Oceanografía Química.

2.3.1.- Salinidad.

Se define como salinidad es el contenido total de materia sólida expresada en gramos por kilogramo de agua de mar, cuando se ha oxidado todo el carbonato presente, los ioduros y bromuros han sido reemplazado por cloruro, y toda la materia orgánica ha sido completamente oxidada.

El valor medio de la salinidad del agua de mar es del 35 por mil, con una variación situada entre 33 y 37 por mil. Los valores extremos en el Atlántico son de 37 en la costa de Brasil entre los 15 y 20°S de latitud, y los 20-32 por mil en el Polo Norte (Figura 20).

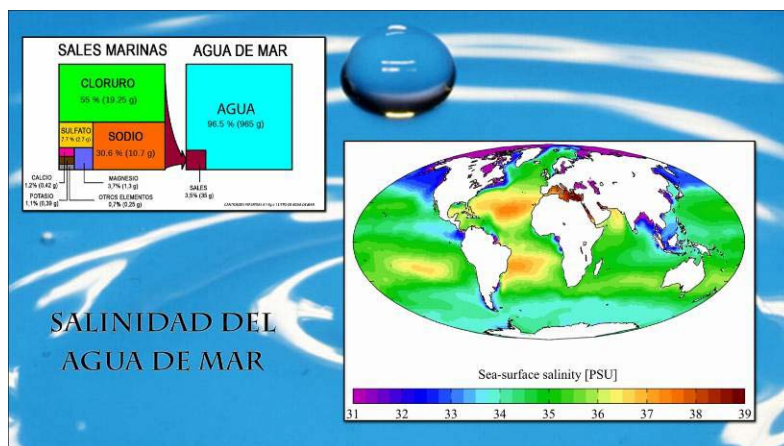


Figura 20

Estos valores de salinidad pueden ser más altos en mares cerrados debido a la evaporación de sus aguas, así encontramos valores de 39 por mil en el Mediterráneo o 41 por mil en el Golfo de Suez, o localmente muy bajos como un 2 por mil en el Golfo de Bothnia.

La salinidad de los océanos durante los últimos mil millones de años se ha mantenido constante entre 32-36 por mil. El progresivo aumento de salinidad se ha frenado por la deposición periódica de grandes cantidades de sales que arrastran metales pesados y hacen habitables los océanos.

Al hablar de las corrientes profundas, ya comentamos la entrada en el Golfo de Vizcaya de una vena de agua mediterránea a unos mil metros de profundidad (Figura 13).

Comentario aparte merecen las condiciones de salinidad de los medios estuarinos, que sufren un gradiente continuo que varía tanto con la época del año como con las oscilaciones de las mareas.

2.3.1.- Nutrientes.

Se definen como nutrientes las sales minerales, fundamentalmente nitratos, fosfatos y silicatos, necesarios para el desarrollo de los seres vivos autótrofos (algas) que constituyen la base de la red trófica marina (Figura 21).



Figura 21

Habitualmente estos nutrientes se encuentran formando parte de la biomasa y debido a la gravedad, acaban en el fondo de los océanos, incrementándose su velocidad de descenso debido a fenómenos como las migraciones verticales nocturnas de algunos animales. Por este motivo las condiciones más frecuentes son que en la superficie, donde llega la luz y puede darse la fotosíntesis, escasean estos compuestos, indispensables para el desarrollo de los organismos autótrofos.

En algunos lugares del planeta, cuando las aguas superficiales se alejan de la costa, impulsadas por fuertes y constantes vientos, se produce un ascenso de aguas profundas ricas en nutrientes, este fenómeno, denominado afloramiento, se caracteriza por un enfriamiento de las aguas superficiales y un gran desarrollo del fitoplancton, que se traduce en el resto de la red trófica y en un aumento de especies comerciales (Figura 22).

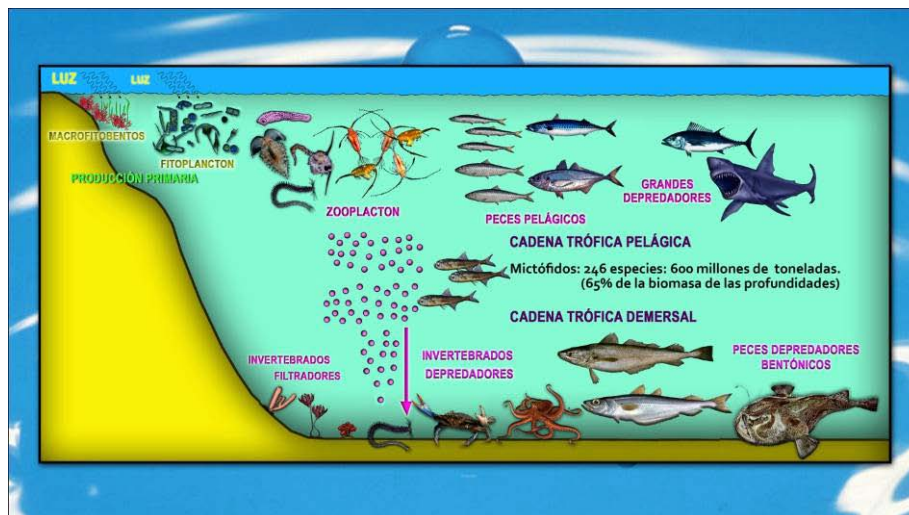


Figura 22

Existen en el Planeta varias zonas principales donde se dan estos afloramientos, frente a las costas de Perú y Chile y frente a las costas de California en el Pacífico, con sus áreas equivalentes en el Atlántico Sur en el Banco Sahariano y Sudáfrica, así como al Oeste de Australia y norte de la Antártida. A menor escala, este fenómeno se da en otras muchas partes, y como anteriormente señalamos, también se produce en el noroeste

peninsular en los meses estivales, contribuyendo a un enfriamiento en la zona occidental del Cantábrico.

2.4.- Oceanografía Biológica.

2.4.1.- Cadenas tróficas pelágicas y demersales.

La base de la cadena trófica en los océanos está en las algas, generalmente en los organismos que constituyen el fitoplancton, y que sirven de alimento a un conjunto de pequeños animales que integran el zooplacton, consumidos a su vez por peces pequeños, y así progresivamente hasta llegar a los grandes depredadores como los atunes o tiburones (*Figura 22*).

Sin embargo la alimentación de los animales que viven por debajo de la zona fótica, en los fondos de los océanos que constituyen más de la mitad de la superficie del Planeta, se realiza a partir de lo que “cae” desde la superficie. En este punto cabe destacar dos aspectos poco conocidos que contribuyen a dar vida a los fondos de los océanos del planeta. El primero es una especie de “maná” formado por pequeñas bolitas de materia orgánica, que como copos de nieve, cae constantemente sobre los fondos marinos, alimentando a una serie de invertebrados detritívoros, que serán a su vez la dieta de otros invertebrados y peces de mayor tamaño. Este “maná” no es otra cosa que “*fecal pellets*”, eufemismo con el que se designan las “caquitas” de invertebrados, generalmente pequeños copépodos que viven en el plancton de las capas superiores (*Figura 23*).



Figura 23

El segundo mecanismo que acelera el descenso de la materia orgánica, son las migraciones nocturnas de unos pequeños peces mesopelágicos que durante el día viven a unos mil metros de profundidad, pero que todas las noches ascienden a unos 100 metros para alimentarse. Cuando se desarrolló el sonar con el fin de detectar los submarinos enemigos durante la Segunda Guerra Mundial, se produjo más de un susto al observar unas gigantescas y fantasmagóricas manchas que por la noche ascendían a la superficie. Se trataba de enormes bancos de estos pececitos, que al estar provistos de vejiga natatoria llena de gas, producen un eco en el sonar similar al de un submarino. Esta misteriosa capa fue denominada “*Deep scattering layer*” y pronto se descubrió que no tenía nada que ver con la actividad humana, sino que era el resultado de las migraciones verticales de estos peces.

Como referencia, existen 246 especies diferentes de estos pequeños peces mictiódidos, cuya biomasa se estima en seiscientos millones de toneladas, el 65% de la biomasa total de las profundidades (como referencia las pesquerías mundiales del año 2008 supusieron menos de 90 millones de toneladas).

El Golfo de Vizcaya, debido a la gran variabilidad batimétrica, presenta una gran biodiversidad en su flora y fauna marina, especialmente en las especies demersales que viven cerca de los fondos (*Figura 24*).

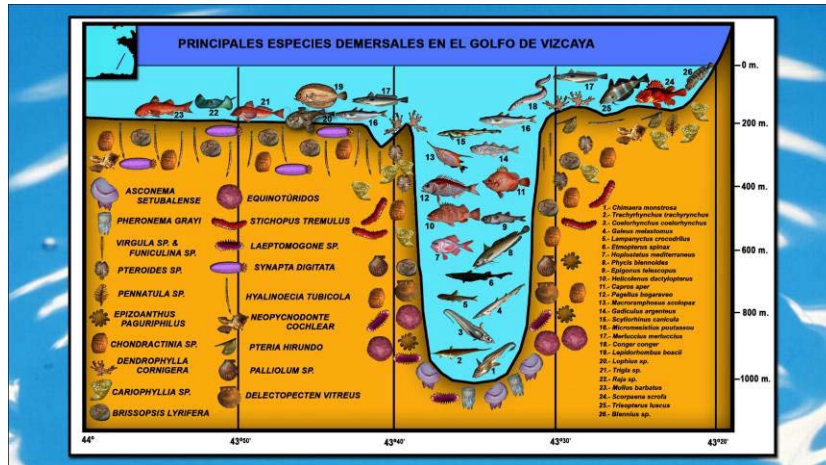


Figura 24

2.4.2.- Biogeografía de la Costa Vasca.

2.4.2.1.- El índice biogeográfico R/F.

Un elemento útil para evaluar diferencias biogeográficas en la zona litoral a escala mundial, es el índice R/F, es decir, el número de especies de algas rodofíceas dividido por el de feofíceas que existen en una determinada región. Feldman en 1938 ya señaló la importancia biogeográfica de este índice que varía desde valores cercanos a uno en las zonas boreales, hasta valores superiores a cuatro en los trópicos.

En la *Figura 25*, podemos ver como las zonas ubicadas en la costa vasca (costa vasco-francesa, Guipúzcoa y Vizcaya) presentan valores del R/F comprendidos entre 3,17 y 4,39, muy superiores a los que pueden observarse en las restantes localidades de la costa atlántica europea y similares a los que se dan en la costa mediterránea peninsular.

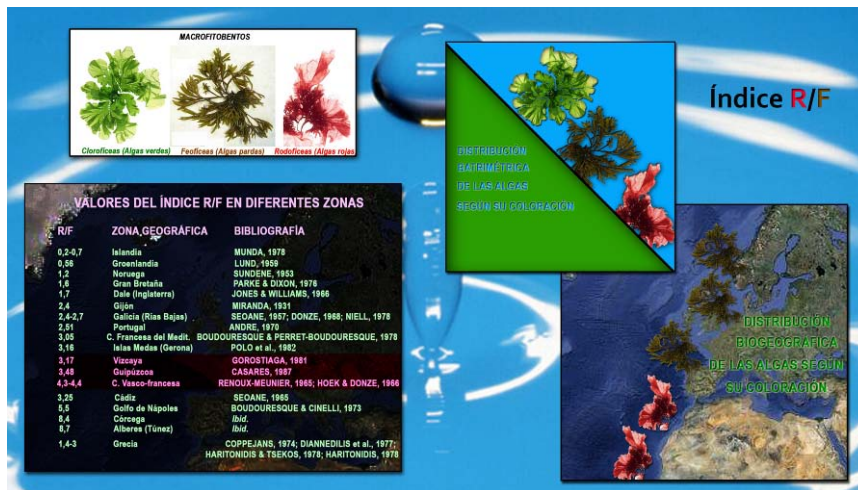


Figura 25

Hay que tener en cuenta que en la elaboración de estos índices influye sobre todo el elevado número de especies infralitorales, de forma que si se realizara una estimación cuantitativa (por ejemplo de biomásas), los resultados serían aún más espectaculares. Esta comparación por el momento es difícil de realizar debido por una parte a la carencia de estudios cuantitativos en muchos sectores del litoral y por otra a la heterogeneidad fisiográfica, diferentes grados de exposición al oleaje, así como las variaciones de amplitud de marea en las diferentes zonas.

2.4.2.2.-Biogeografía costera.

La presencia en el litoral de la costa vasca de especies de tendencia meridional, sobre todo algunas consideradas tradicionalmente como endémicas del Mediterráneo, así como la ausencia de otras de tendencia septentrional como las algas pardas fucáceas y laminariáceas, (Figura 26) constituyen un claro indicador de la anomalía biogeográfica que afecta al extremo sudoriental del Golfo de Vizcaya (Figura 17).

Las densas poblaciones de algas pardas que pueblan la zona intermareal en el Atlántico europeo desaparecen al llegar a la costa Vendeana y Aquitana, están ausentes en la costa vasca, y reaparecen progresivamente a partir de Santander y Asturias, de forma que las comunidades de algas macrofitas que pueblan la zona intermareal de la Bretaña francesa son similares a las poblaciones que aparecen en Galicia. Las especies de clara tendencia septentrional que viven al norte de la Bretaña, como el alga parda *Laminaria saccharina* tienen una distribución geográfica muy limitada en la Península Ibérica, reduciéndose a una zona muy concreta en las costas gallegas y Norte de Portugal; mientras que otras menos septentrionales como *Bifurcaria rotunda* poseen una distribución mucho más amplia y se extiende desde Guetaria hasta el Sur de Marruecos.

A lo largo de las últimas décadas hemos observado pequeñas variaciones, unas veces con aumentos prematuros de la temperatura de las aguas, y otras, con retrasos en el calentamiento estival, que ha permitido el desarrollo ocasional de algunas especies septentrionales. Un claro ejemplo de este fenómeno fue el aumento de la especie *Fucus spiralis* en las rías guipuzcoanas a finales de la década de los ochenta del pasado siglo, llegándose a formar un denso cinturón de esta especie en la desembocadura del Urumea, como resultado de unas primaveras frías seguidas de un rápido calentamiento estival que se prolongaba hasta bien avanzado el otoño, con un brusco y fuerte enfriamiento en

invierno. Parece previsible vaticinar que el “calentamiento” global acentuará en un futuro la tendencia meridional de la costa vasca, y tal vez ya no volveremos a ver cinturones de feofíceas en nuestras rías. Pero por el momento no disponemos de datos suficientes para poder evaluar y cuantificar los cambios que pueden estar produciéndose.

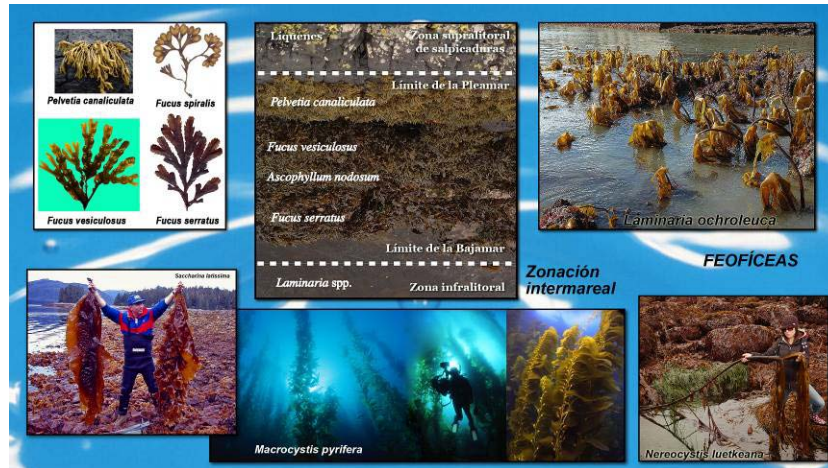


Figura 26

Tal como anteriormente comentamos, las comunidades intermareales de la costa vasca tienen una antigüedad menor de veinte mil años (desde el final de la última glaciación), por lo que son relativamente “nuevas” y todavía están en un proceso de readaptación. Por el contrario, podemos considerar que las comunidades de feofíceas ubicadas en el noroeste peninsular son “relictas”, es decir supervivientes del último período glacial.