

Taller y Tertulia de Oceanografía



Una visión interdisciplinar de la Oceanografía

Coordinadores:

Alonso Hernández Guerra

Santiago Hernández León

Melchor González Dávila

José Mangas Viñuela

Variabilidad anual y interanual del afloramiento de Cabo Blanco (Mauritania): correlación con la NAO.

Mohamed Ould El Mahfoud¹ y Pablo Sangrà²

¹ C.N.R.O.P. Nouadhibou. Mauritania. ² Departamento de Física, Universidad de las Palmas de Gran Canaria. 35017. Las Palmas de G.C.

La región de Cabo Blanco (Mauritania) forma parte del sistema de afloramiento costero africano siendo en esta región de carácter permanente. Por ello la producción biológica es muy alta, desarrollándose importantes pesquerías. Con el objeto de determinar la variabilidad anual e interanual del afloramiento en esta región así como la posible correlación del esta última con la NAO (North Atlantic Oscillation, Hurrell, 1995; Stepnemson, <http://www.met.reading.ac.uk/cag/NAO/main.html>) se procedió al análisis de las series temporales de temperatura superficial del mar, viento y presión en la región de Cabo Blanco (base de datos COADS) junto a las serie de presión de Ponta Delgada (Azores) y Stykkisholmur (Islandia).

El ciclo de anual de temperatura muestra un carácter claramente estacional observándose temperaturas más frías de enero a mayo (media de 18°C) y un máximo de temperatura los meses de agosto y septiembre (22°C). Sorprendentemente, los datos analizados indican que los vientos favorables al afloramiento de aguas frías alcanzan su máxima intensidad durante la época de aguas más cálidas (junio-julio-agosto). La razón de tal paradoja puede estar asociada a las migraciones estacionales del Frente de Cabo Verde (Mittelstaedt, 1991; Zenk et al., 1990, Ould El Mahfoud, 1995). Durante el invierno-primavera el frente se localiza en su posición mas meridional frente al Cabo Verde, mientras que en verano-otoño las aguas cálidas ascienden en latitud, posicionandóse el frente en la región de Cabo Blanco. De esta forma la temperatura superficial en la región de Cabo Blanco vendrá modulada principalmente por las oscilaciones del Frente de Cabo Verde y no por la variabilidad estacional del régimen de Alisios. Dado que la migración estacional del Frente de Cabo Verde parece estar ligada a la variabilidad del sistema Giro Subtropical- Afloramiento costero africano (Laíz et al, 2000), la región de cabo Blanco podría ser clave para el estudio de la variabilidad de dicho sistema.

La serie de anomalías de temperatura muestra una clara variabilidad interanual cuyos periodos más significativos son de 10-12, 6 y 3-2.5 años (figuras 1b, c). Cabe destacar periodos frío durante 1920-1935 y 1970-1975 y cálidos durante 1975-1992. Si se compara la serie NAO con la serie de anomalías de temperatura (figuras 1a,c) se observa una clara correlación entre ambas. En general, cuando la NAO es positiva (se refuerza el Anticiclón de la Azores) la anomalía de temperatura es negativa (aguas más frías, e.g. entre 1970-1975). Cuando la NAO es negativa (decrece la intensidad del anticiclón) las aguas son más cálidas (anomalía positiva, e.g. 1975-1980). Decir que para minimizar los efectos de las migraciones del Frente de Cabo Verde, para cada año se ha tomado tan sólo la media de los meses de diciembre a febrero.

Destacar que se observa un gran coherencia entre la NAO y la anomalía de temperatura en los períodos de tres y ocho años estando ambas series en oposición de

fase (NAO positivo-anomalía negativa, NAO negativo -anomalía positiva). De esta forma los análisis de las series sugieren que la variabilidad interanual de afloramiento en la región de Cabo Blanco pudiera estar en parte ligada a la NAO sobre todo en los que respecta a los períodos de ocho y tres años. Por otro lado, el análisis de los espectros cruzados de la diversas series sugiere que cuando la NAO es positiva se refuerza el anticiclón de las Azores, aumenta el gradiente de presión entre Azores y Cabo Blanco (Nouadhibou), se refuerza la intensidad del viento favorable al afloramiento y disminuye la temperatura de la superficie del mar.

Referencias

- Laíz I., P. Sangrà y J.L. Pelegrí y A. Marrero Díaz (2000). Sensitivity of an idealized subtropical gyre to the eastern boundary conditions. *Scientia Marina*, en prensa.
- Hurrell J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitations. *Science*, 269, 676-679.
- Mitteslataed F.(1991). The ocean boundary along the northwest Africa coast: circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Progress in Oceanography*, 26, 307-355
- Ould El Mahfoud M. (1995). L'upwelling le long du littoral Mauritanien: une étude préliminaire. *Proc. Int. Conf. "Coastal Change 1995"* Bordomer-IOC, Bordeaux, 296-301.
- Zenk W. , B: Klein y M Schröder (1991).Cape Verde Frontal Zone . *Deep-Sea Research*, 38, S505-\$530.

Acciones internacionales y nuevos aspectos de las actividades oceanográficas

Taller de Oceanografía, Las Palmas de G.C., nov. 2000

Gregorio Parrilla Barrera

A finales del siglo XIX empezó la época de las grandes expediciones oceanográficas. Aunque es cierto que la curiosidad científica fue uno de los motores que la impulsaron, no cabe duda que hubo otras motivaciones extracientíficas - colonización, enfrentamientos geopolíticos y, más reciente, gestión de un patrimonio común de la humanidad. G. Wust (1964) ha clasificado tales expediciones en cuatro grandes grupos. El primer grupo (entre 1873-1914) corresponde a la llamada era de la exploración, de las cuales son ejemplos clásicos las expediciones del Challenger y Planet. Entre 1925 y 1940, o sea entre la primera y segunda guerra mundial, tuvo lugar la época de las campañas sistemáticas, restringidas a áreas más limitadas del océano; lo que permitiría un estudio más detallado de los mecanismos físicos y las comunidades ecológicas que el llevado a cabo por las extensas y ralas campañas de la época anterior; ejemplo de ellas son las campañas del Discovery, Dana y Meteor. Después de la segunda guerra mundial, desde 1947, hasta 1957 se desarrolló la era de las nuevas tecnologías y métodos en todas las disciplinas, en particular en geofísica y geología pues ya se preveía la explotación de recursos marinos de las grandes profundidades. Por último, a partir de 1957 comenzó la era de la cooperación internacional, quizás no debida solo a una lógica tendencia a hacer más productiva las expediciones nacionales de gran alcance geográfico o a la aparición de un nuevo espíritu más fraternal, sino también al nacimiento de nuevos países que, aunque no particularmente interesados en la oceanografía de alta mar, sí les preocupaba, por diversos motivos, las actividades de barcos de otros países en sus aguas territoriales (M. Tomczak Jr. 1980). Ejemplo de esta era fueron las campañas realizadas dentro del Año Geofísico Internacional y otras auspiciadas por UNESCO en el Índico y los trópicos en los años 60 o experimentos más específicos en regiones localizadas (MEDOC en el Mediterráneo, POLYMODE dedicado al estudio de la circulación a mesoscala, etc.).

A partir de los 80 parece que se ha iniciado una nueva era. El debate sobre el cambio climático y su predicción, los problemas relacionados con la biodiversidad, el agotamiento de los recursos marinos vivos y no vivos, el aumento demográfico en la región costera y la consecuente degradación de esta, el aumento del tráfico marítimo, etc. y la vital y, en muchos casos, directa relación del estado y comportamiento del océano con todos estos asuntos ha promovido la creación de programas internacionales dedicados a los diferentes aspectos del océano y su comportamiento a distintas escalas espaciales y temporales (Oceans Studies Board, 1994). Entre ellos se pueden mencionar:

TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) que ha estudiado la relación entre los océanos tropicales y la atmósfera, especialmente El Niño.

WOCE (World Ocean Circulation Experiment) cuyo objetivo es conocer la circulación oceánica lo suficiente para modelar su estado actual, prever su futuro así como su interacción con el clima.

IGBP (International Geosphere Biosphere Programme). Programa que engloba varios proyectos núcleos que entienden de los diferentes efectos e interacciones de los cambios globales en la tierra: JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study), GLOBEC (Global Ocean Ecosystem Dynamics), LOICZ (Land Ocean Interaction in the Coastal Zone), etc.

ODP (Ocean Drilling Project) cuyo objetivo es reconstruir el registro paleoceanográfico de la Tierra.

Acciones internacionales y nuevos aspectos de las actividades oceanográficas

Taller de Oceanografía, Las Palmas de G.C., nov. 2000

Gregorio Parrilla Barrera

A finales del siglo XIX empezó la época de las grandes expediciones oceanográficas. Aunque es cierto que la curiosidad científica fue uno de los motores que la impulsaron, no cabe duda que hubo otras motivaciones extracientíficas - colonización, enfrentamientos geopolíticos y, más reciente, gestión de un patrimonio común de la humanidad. G. Wust (1964) ha clasificado tales expediciones en cuatro grandes grupos. El primer grupo (entre 1873-1914) corresponde a la llamada era de la exploración, de las cuales son ejemplos clásicos las expediciones del Challenger y Planet. Entre 1925 y 1940, o sea entre la primera y segunda guerra mundial, tuvo lugar la época de las campañas sistemáticas, restringidas a áreas más limitadas del océano; lo que permitiría un estudio más detallado de los mecanismos físicos y las comunidades ecológicas que el llevado a cabo por las extensas y ralas campañas de la época anterior; ejemplo de ellas son las campañas del Discovery, Dana y Meteor. Después de la segunda guerra mundial, desde 1947, hasta 1957 se desarrolló la era de las nuevas tecnologías y métodos en todas las disciplinas, en particular en geofísica y geología, pues ya se preveía la explotación de recursos marinos de las grandes profundidades. Por último, partir de 1957 comenzó la era de la cooperación internacional, quizás no debida solo a una lógica tendencia a hacer más productiva las expediciones nacionales de gran alcance geográfico o a la aparición de un nuevo espíritu más fraternal, sino también al nacimiento de nuevos países que aunque no particularmente interesados en la oceanografía de alta mar, sí les preocupaba, por diversos motivos, las actividades de barcos de otros países en sus aguas territoriales (M. Tomczak Jr. 1980). Ejemplo de esta era fueron las campañas realizadas dentro del Año Geofísico Internacional y otras auspiciadas por UNESCO en el Índico y los trópicos en los años 60 y experimentos más específicos en regiones localizadas (MEDOC en el Mediterráneo, POLYMOD dedicado al estudio de la circulación a mesoscala, etc.).

A partir de los 80 parece que se ha iniciado una nueva era. El debate sobre el cambio climático y su predicción, los problemas relacionados con la biodiversidad, el agotamiento de los recursos marinos vivos y no vivos, el aumento demográfico en la región costera y la consecuente degradación de esta, el aumento del tráfico marítimo, etc. y la vital y, en muchos casos, directa relación del estado y comportamiento del océano con todos estos asuntos ha promovido la creación de programas internacionales dedicados a los diferentes aspectos del océano y su comportamiento a distintas escalas espaciales y temporales (Oceans Studies Board, 1994). Entre ellos se pueden mencionar:

TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) que ha estudiado la relación entre los océanos tropicales y la atmósfera, especialmente El Niño.

WOCE (World Ocean Circulation Experiment) cuyo objetivo es conocer la circulación oceánica lo suficiente para modelar su estado actual, prever su futuro así como su interacción con el clima.

IGBP (International Geosphere Biosphere Programme). Programa que engloba varios proyectos núcleos que entienden de los diferentes efectos e interacciones de los cambios globales en la tierra: JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study), GLOBEC (Global Ocean Ecosystem Dynamics), LOICZ (Land Ocean Interaction in the Coastal Zone), etc.

ODP (Ocean Drilling Project) cuyo objetivo es reconstruir el registro paleoceanográfico de la Tierra.

En esta ocasión vamos a describir con más detalle dos de los programas de más reciente creación: CLIVAR y GOOS porque creo que tiene más relevancia a las futuras generaciones a las que este taller está dedicado.

CLIVAR (CLImate VARIability and Predictability) es parte del Programa de Investigación del Clima Mundial, patrocinado por la Organización Meteorológica Mundial (OMM, o WMO en inglés), la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI, IOC) y el Consejo Internacional de Uniones Científicas (CIUC, ICSU). CLIVAR es, hoy día, el mayor programa internacional sobre el clima que existe y tiene una duración prevista de 15 años, de los cuales ya se han cubierto los 3 primeros en la elaboración de sus planes científico y de ejecución (WCRP nº 89, WCRP nº 103).

Sus objetivos científicos, expuestos de una manera resumida, son:

Describir y entender los procesos físicos responsables de la variabilidad climática diferentes escalas temporales a través de la observación y modelización,

Extender el registro de tal variabilidad a otras escalas temporales (paleoclima),

Extender el rango y precisión de la predicción por medio del desarrollo de modelos globales acoplados,

Entender y predecir la respuesta del clima al aumento de gases que afectan la radiación aerosoles y detectar las modificaciones antropogénicas.

Las actividades dentro de CLIVAR están reunidas en 3 grupos:

* GOALS (Global Ocean Atmosphere Land System) donde se engloban los estudios de la variabilidad y predictibilidad climática desde escalas estacionales a interanuales.

* DecCen (Decadal to Centennial) se enfoca a estudios similares a los del grupo anterior pero, como su título indica, a escalas mayores, de décadas a siglo. En este caso desempeña un papel importante el océano, cuya "memoria climática" es mayor que la de la atmósfera.

* ACC (Anthropogenic Climate Change) dedicado al estudio de la respuesta del cambio climático a las actividades humanas.

Dentro de cada grupo existen varias áreas de investigación que se solapan en mayor o menor grado y que comparten temas comunes como modelización, observaciones, reanálisis, estudios empíricos, etc.

CLIVAR será la plataforma de lanzamiento de dos importantes experimentos: *Argo* (cubrir el océano mundial con 3000 boyas perfiladoras) y GODAE (Global Data Assimilation Experiment).

Este programa, así como los mencionados anteriormente, necesitan gran cantidad de datos, pero a pesar de los avances, tanto tecnológicos como metodológicos, en los últimos años, el muestreo en el océano sigue siendo deficiente cuando se compara al de otros medios. Al mismo tiempo el océano desempeña un importantísimo papel en una enorme cantidad de procesos que ocurren en la superficie de nuestro planeta. Influye sobre el medio humano y, a su vez, es afectado por el hombre. Sin embargo, a pesar de que llevamos más de un siglo de actividad científica en el mar, no existe, todavía, un sistema internacional coordinado que sirva para observar el océano de una manera sistemática y continua. Este sistema podría proveernos de datos y productos sobre los cuales se podría fundar una acción nacional colectiva; con ellos las industrias y servicios marinos podrían progresar y crecer de una manera responsable y rentable. En definitiva de lo que estamos hablando es del establecimiento de un servicio oceánico similar al meteorológico.

En 1992, la Conferencia sobre Ambiente y Desarrollo de las Naciones Unidas (UNCED) reconoció la necesidad de un sistema internacional coordinado, cuya creación urgió, de observación

sistemática y continua, a escala global, que posibilite un desarrollo sostenible del océano y los mares y su adecuada gestión, así como la previsión de cambios y variaciones en su estado. El establecimiento de tal sistema había sido requerido también en 1990 y con el mismo carácter de urgencia por la 2^a Conferencia Mundial del Clima, con el fin de proveer de datos al Sistema de Observación Global del Clima (GCOS). El Sistema de Observación Global de los Océanos (GOOS), iniciado formalmente en 1992 por el Comité Ejecutivo de la COI de la UNESCO en cooperación con WMO, UNEP e ICSU, intenta cubrir esas necesidades (UNESCO, 1998). En el foro de megaciencia, celebrado en Tokio en 1993, la OCDE organizó una reunión de expertos en oceanografía cuyas recomendaciones a los países miembros ayudó grandemente a la diseminación del concepto de GOOS

GOOS se concibe como un sistema semejante al del servicio internacional de observación y de previsión meteorológica. Servicio que funciona en la actualidad con el apoyo de los gobiernos nacionales y al que contribuyen las agencias y organizaciones nacionales y la industria, con la asistencia de organismos nacionales e internacionales dedicados a la gestión y distribución de los datos.

Dos son los principales objetivos de GOOS:

1. - Cubrir las necesidades de la humanidad respecto a aquellos datos e información marinos que ayuden al uso responsable, eficiente, seguro y racional del medio marino y a su protección, que, además, sean útiles para la previsión del clima y la gestión costera. Especialmente en asunto que requieren una información que los sistemas de observación nacionales no pueden proveer de una manera eficiente y que permita a las naciones más pequeñas y menos desarrolladas participar y obtener beneficios.

2. - Establecer un sistema internacional que provea la coordinación requerida y la utilización compartida de datos y productos que de otra manera no sería posible.

GOOS tiene varias agrupaciones regionales, en las que países que comparten áreas geográficas intereses socio-económicos comunes aplican, y llevan a cabo, las ideas y sugerencias elaboradas en un ámbito más universal. En particular existe un EuroGOOS (J. Woods et al, 1996) que representa los intereses de varios países europeos, entre los que se incluye España.

Referencias.

Ocean Studies Board, 1994. The Ocean's role in global change. National Academy Press, Washington DC: 85pp.

M. Tomczak Jr. 1980. A review of Wüst's classification of the major deep-sea expedition 1873-1960 and its extension to recent oceanographic research programmes. en "Oceanography the past" ed. por M. Sears and D. Merriman. Springer and Verlag, 189-194.

UNESCO, 1998. Strategic plan and principles for the GOOS (version 1.0) GOOS Report no. 41, IOC/INF-1091.

J. Woods et al, 1996. The Strategy for EuroGOOS. EuroGOOS publ. no. 1. SOC

WRCP no. 89. CLIVAR A study of climate variability and predictability. August 1995. WMO

WRCP no. 103. CLIVAR Initial Implementation Plan. June 1998. WMO

Wust, G. 1964. The major deep-sea expeditions and researchs vessel 1873-1960. A contribution to the History of Oceanography. Progress in Oceanography, Pergamon Press, Oxford, 2,1-52

Boundary Currents over the continental slope

Jose Luis Pelegrí, Sang-ki Lee and Pilar Pérez-Rodríguez
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

We investigate how the sloping bottom may modify the characteristics of boundary currents in both homogeneous and stratified fluids. For homogeneous fluids we show that the character of the solution is controlled by the slope contribution to the bottom stress torque, which provides an important source of vorticity over steep slopes. For stratified flows we discuss how the condition of zero normal diffusive flux perpendicular to the bottom, together with mass and momentum balance considerations for each isopycnic layer, imposes severe constraints to the shape of the isopycnals near the bottom.

EVALUACIÓN ACÚSTICA DE LOS RECURSOS EPIPELÁGICOS EN AGUAS DE LA PLATAFORMA Y TALUD INSULAR DEL ARCHIPIÉLAGO CANARIO. RESULTADOS DE LA CAMPAÑA ECOS 9904.

Antonio G. Ramos (1), Fernando Bordes (2), Antonio Barrera (2), Teresa Moreno (1), Franz Uiblein (3) Josep Coca (1)

(1)Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

(2) Instituto Canario de Ciencias Marinas

(3) Institute of Zoology, University of Salzburg (Austria)

(4) I.F.P. Náutico Pesquera de Lanzarote

RESUMEN

Entre los días 21 de Abril y 12 de Mayo de 1999, se realizó la campaña de prospección acústico-pesquera ECOS 0499 en aguas de la plataforma y talud del Archipiélago Canario a bordo del B/E *La Bocaina* en el marco de un proyecto financiado por la Viceconsejería de Pesca del Gobierno Autónomo de Canarias (GAC).

El objetivo fundamental del estudio consistía en evaluar los recursos epipelágicos costeros en aguas canarias (Albuquerque, 1954; Fischer *et al.*, 1981; Whitehead *et al.*, 1984; Brito, 1991) (caballa (*Scomber japonicus*), el boquerón (*Engraulis encrasicholus*) además del chicharro (*Trachurus trachurus* y *Trachurus picturatus*), la boga (*Boops boops*), el machuelo (*Sardinella maderensis*) y la sardina (*Sardina pilchardus*) habida cuenta de los problemas que se encontraron la flota de litoral y la flota artesanal atunera canaria en el período 1994-98 para su localización como cebo vivo en la pesquería de túnidos del área. Ello permitiría demostrar si se asistiera a una variación en las condiciones meteorológicas que han afectado esta pesquería durante dicho período, o que la pesquería se encontraba sobreexplotada como resultado de un esfuerzo extractivo intensivo. Un segundo objetivo consistió en el análisis de la capa de reflexión profunda y sus migraciones nictamerales.

La metodología consistió esencialmente en una prospección acústica sobre 1500 millas náuticas siguiendo transectos transversales y paralelos a la plataforma y talud del Archipiélago. Para ello se dispuso de los más avanzados sistemas de ecoevaluación y teledetección espacial en *tiempo real* y se realizaron 23 lances de arrastre epipelágico para la identificación, muestreo biológico y evaluación de las distintas especies epipelágicas y mesopelágicas entre 0 y 700 metros de profundidad.

En la biomasa evaluada predominó la caballa (56 %), seguida del boquerón (39,9%) las dos especies de chicharro (2,77%), la boga (0.93%), el machuelo (0.23%) y la sardina (0.1%). Los resultados sugieren una abundancia y composición específica anómala de pelágicos costeros (sobre todo de boquerón) habida cuenta de dos fenómenos concretos: La reducida temperatura superficial del mar registrada durante el período de análisis frente a años anteriores y la presencia de un filamento del afloramiento sahariano detectado a finales de abril, que exportó larvas y juveniles de peces epipelágicos hacia Canarias en un cuerpo de mar frío (15-17 ° C).

Mesoscale distribution of zooplankton biomass and metabolic activity in island-generated eddies

M. Gómez, S. Hernández-León, C. Almeida and S. Torres.

Biological Oceanography Laboratory, Facultad de Ciencias del Mar.
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus Universitario de Tafira.
35017 Las Palmas de G.C., Canary Islands, Spain.

Abstract.

Zooplankton biomass (as protein content), electron transport system (ETS) and glutamate dehydrogenase (GDH) activities have been studied around the island of Gran Canaria during the trade wind season. Four size classes (100-200, 200-500, 500-1000 and >1000 µm) were studied in order to know the contribution of each size fraction to the zooplankton distribution around the island. The highest zooplankton biomass values appeared related to the island shelf and also to the presence of an anticyclonic eddy southeast of the island. The smaller fractions (100-200 µm and 200-500 µm) showed maximum values on the shelf area while the higher values for the large fraction (>1000 µm) appeared related to the anticyclonic eddy. A common feature of all the fractions considered was the low biomass values at the center of the cyclonic eddy and an increase to their boundaries. Specific ETS and GDH activities showed two maxima at both the east and west sides of the island in the 100-200 µm fraction. Likewise, high values were observed in the cyclonic eddy boundaries. In the other size fractions, a maximum in the middle of the anticyclonic eddy was observed in addition to high values at the cyclonic eddy boundaries. The enhancement of biomass at the island shelf and the influence of the outward and inward effects of cyclonic and anticyclonic eddies observed in previous works are confirmed as a very important enrichment phenomenon affecting zooplankton accumulation and therefore the transport of organic carbon in the water column near the islands.

González-Dávila, Melchor, Santana-Casiano, J. Magdalena, Departamento de Química.
Universidad de Las Palmas G.C.
35017 Campus de Tafira, Las Palmas, Spain
MGLEZ@CICIE.ULPGC.ES, PHONE: 34 928 454448, FAX 34 928 452922

ABSTRACT TITLE: CO₂ variations in the North Atlantic Ocean

ABSTRACT:

From October 95 the CO₂ group of ULPGC has been studied the flux of CO₂ between atmosphere and Canary Oceanic region and has been participated on a series of research cruises at ESTOC station localized at 29°10'N, 15°30'W, at North of Gran Canaria, Canary Island. The Canary Oceanic region is a peculiar area that is influence by both Canary currents and Mediterranean waters. The structure of the Canary Current System is strongly influenced by the seasonally varying trade winds and the resulting upwelling regime off North West Africa before it also contributes to the North Equatorial Current.

pCO₂, Alkalinity, pH_t, oxygen, nutrients and chlorophyll were measured. In the vertical profiles a Mediterranean seawater signal appeared at 1200m of depth. Near to the African Coast an Antarctic intermediate water signal is observed at 900 m of depth. The CO₂ parameters were combined with the nutrient data to obtain the stoichiometric ratios of C/N, C/P, C/SiO₂, and C/O₂ of the waters. The pH_{t-25}, shows higher correlation with nitrate and phosphate and the alkalinity with silicate. The contribution of C anthropogenic has been determined.

Modelling the seasonal variability of the eastern North Atlantic Subtropical Gyre.

I. Láiz, P. Sangrà, J.L. Pelegrí

Departamento de Física. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017, Las Palmas,
irene.laiz@fisica.ulpgc.es

SUMMARY

The flow pattern of the North Atlantic Subtropical Gyre (NASG) is simulated using a one-layer quasi-geostrophic wind-driven model. The applied wind stress pattern corresponds to the climatology of Hellerman & Rosenstein. The novel feature of the model is the specification of new eastern boundary conditions to simulate the influence of the coastal upwelling system off Northwest Africa on the interior flow. The seasonal variability of the circulation pattern in the Canary Basin is studied both with and without the new eastern boundary conditions.

1. INTRODUCTION

The eastern region of the North Atlantic Subtropical Gyre (NASG) shows an anticyclonic loop formed by the Azores Current (AC), the Canary Current (CC), and the North Equatorial Current (NEC). The AC progressively turns to the south and southwest into the CC, before leaving the region towards the west as the NEC. A fraction of the CC recirculates southwest north of the Canary Archipelago or flows south between the islands, but a significant portion flows eastwards into the African slope in what may be called the eastern branch of the CC. This water flux needs to recirculate south close to the coast until it rejoins the interior ocean between 20°N and 25°N (Stramma, 1984; Stramma and Siedler, 1988). This region is an upwelling favorable region where we can find an intense quasi-permanent southward flowing coastal jet, which one could think that would be fed by the eastern branch of the Canary Current. Such an inflow from the CC would guarantee the continuity of the coastal jet even during periods of no local upwelling.

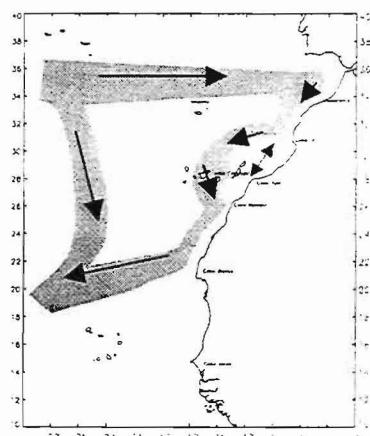


Figure 1 - Schematic representation of the geostrophic flow.

Data collected during the CANIGO project have improved our knowledge of the Canary Basin. Some of the measurements have been made very near the continental platform and confirm that the recirculation of the eastern branch of the CC takes place in a very narrow region (Pelegrí *et al.*, 1999). They have shown that the water flux sometimes continues southward between the Canary Islands

and the African coast, but other times it appears to rejoin the interior ocean at Cape Ghir before flowing south through the Canary Archipelago (Figure 1).

Several authors (Richardson & Wals, 1986; Siedler *et al.*, 1985; Stramma and Siedler, 1988; Stramma & Issen, 1988; Klein & Siedler, 1989; Stramma & Müller, 1989) have described the seasonal variability of this area. Basically, we can observe that the eastern NASG presents a latitudinal contraction during summer, and that the coastal upwelling, as well as the separation of the CC from the coast, are displaced to the south in winter. However, the magnitude of the transport does not change significantly (Figure 2).

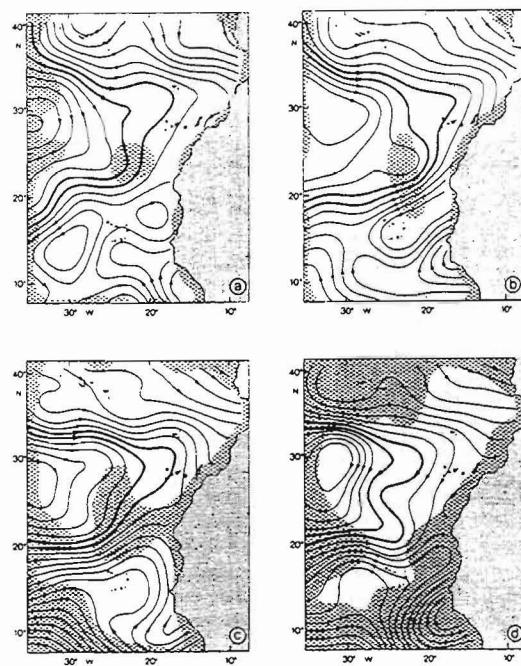


Figure 2 - Integrated volume transport (0 to 200 m) for (a) January through March (winter), (b) April through June (spring), (c) July through September (summer), and (d) October through December (fall). Each flow line represents 1 Sv. (From Stramma and Siedler, 1988).

A characteristic feature of the eastern subtropical gyre is the presence of the Cape Vert frontal region, which separates North Atlantic (NACW) from South Atlantic Central Waters (SACW), the latter appearing disconnected

with mean anticyclonic flow in the NASG. The flow south of the cape Vert frontal system, or shadow zone, is characterized by a cyclonic gyre. Siedler *et al.* (1992) have shown that this gyre is present during all the year, though it becomes stronger during summer.

The large-scale wind stress pattern of the Subtropical North Atlantic consists in an anticyclonic gyre formed by the trades and the westerlies. The seasonal variation of the trade winds is coupled with the meridional shift of the Azores High, which reaches its northernmost position during summer, and the position of the inter tropical convergence zone.

Because of the seasonal variation of trade winds, upwelling south of 20°N is intensified during winter and spring. Between 20°N and 25°N upwelling is permanent throughout the year, and north of 25°N it is intensified in summer and autumn (Mittelstaedt, 1991; Van Camp *et al.*, 1991; Hernández-Guerra and Nykjaer, 1997).

The seasonal variation of the flow pattern must be related with the seasonal variability of the large-scale wind stress pattern. The aim of this study is to examine how the wind stress pattern affects the seasonal circulation in the interior ocean and what may be the seasonal response of the eastern branch of the Canary Current. For this purpose we have used a very simple one-layer quasigeostrophic model (Laiz *et al.*, 2000), driven by realistic winds (Hellerman and Rosenstein, 1983), and modified the eastern boundary conditions to simulate the effect of the coastal ocean.

2. NUMERICAL MODEL

A simple quasigeostrophic one-layer model has been used to represent the circulation pattern of the NASG. The ocean basin has been idealised as a rectangular-basin with a flat bottom and constant depth, on a mid-latitude β -plane. It lies in the 77°W-15°W longitude and 10°N-40°N latitude bands. We have assumed a homogeneous and incompressible fluid. The model has been formulated using the quasigeostrophic barotropic vorticity equation and the Poisson equation (Pedlosky, 1987).

The novel feature of the model is the specification of new eastern boundary conditions to simulate the influence of the coastal upwelling system on the interior flow (Laiz *et al.*, 2000). The traditional eastern boundary condition of no normal flow has been removed to allow the existence of the mentioned coastward flow. Moreover, a condition of constant potential vorticity has been considered. This condition gives rise to anticyclonic vorticity at the boundary, which may be interpreted as generated by the coastal jet. The study of the sensitivity of the model to the eastern boundary conditions has shown that realistic results are obtained when imposing this boundary conditions between 20°N-27°N -the location of the permanent upwelling off northwest Africa- and between 32°N -40°N -the region from the boundary north of Cape Ghir and up to the Strait of Gibraltar, where significant onshore geostrophic flux has been observed (Stramma, 1984; Stramma and Siedler, 1988)-.

In this work we use the seasonally averaged Hellerman and Rosenstein wind stress climatology to study the seasonal variability of the circulation pattern.

3. RESULTS AND CONCLUSIONS

Figure 3a shows the model results when using standard boundary conditions. We can see that the main seasonal variations of the flow pattern are driven by the large-scale winds. We can observe that the eastern NASG presents a latitudinal contraction during winter. Nevertheless, the separation of the CC from the coast does not show any meridional shift. The shadow zone cyclonic gyre is strongest in winter.

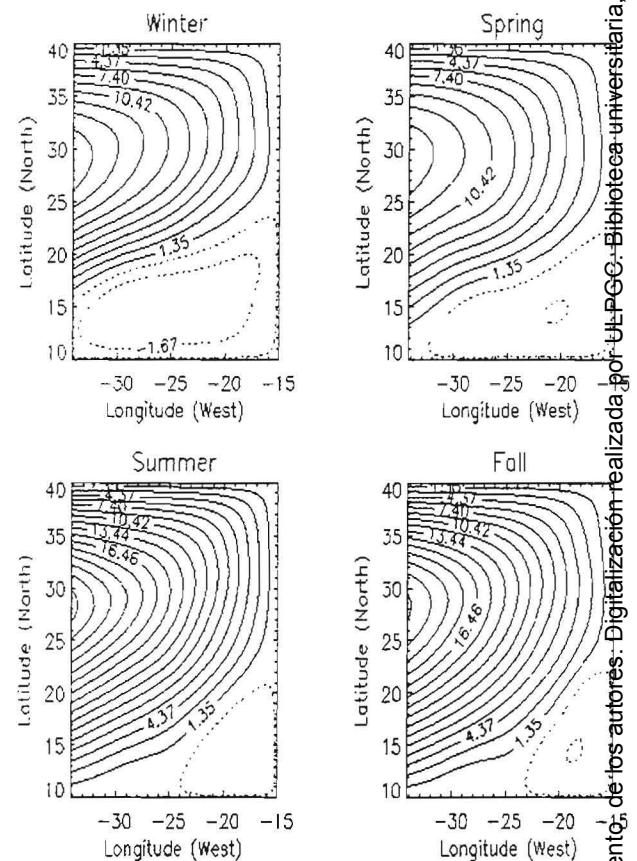


Figure 3a - Model results. Integrated volume transport (0 to 800 Sv) for Winter (January through March), Spring (April through June), Summer (July through September), and Fall (October through December). The flow lines are represented in Sv. Solid lines are anticyclonic values and dotted lines cyclonic ones. Case with standard eastern boundary conditions.

Figure 3b shows the results when modifying the eastern boundary conditions. We may appreciate some flow recirculating back and forth into the coastal ocean, in a rather large loop. This Figure illustrates what could be interpreted as the flow separation near Cape Ghir (at about 32°N), its reincorporation to the coastal ocean south of the Canary Islands, and its definitive separation near Cape Blanc. Several seasonal features appear, such as a

southward shift of the separation latitude of the CC from the coast in summer.

These results are in accordance with the applied wind stress pattern, though there are some contradictions with the seasonal variability in ocean currents inferred by Stramma and Siedler (1988). These differences may be due to inaccuracies either in the wind climatology or in the transport estimates (e.g. significant interannual variability). An analysis of different wind climatologies should help to elucidate the origin of this discrepant behavior.

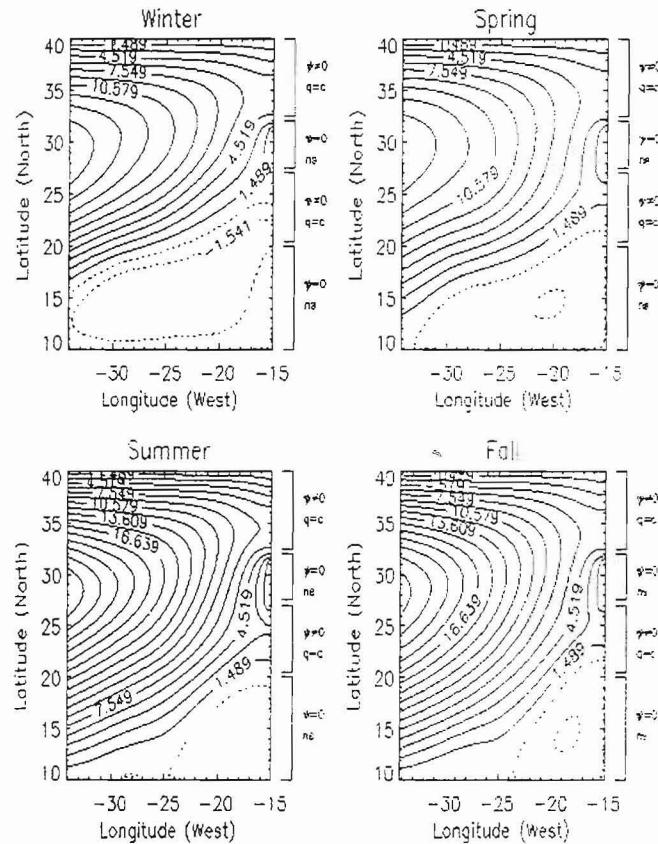


Figure 3b - Model results. Integrated volume transport (0 to 800 m) for Winter (January through March), Spring (April through June), Summer (July through September), and Fall (October through December). The flow lines are represented in Sv. Solid lines are anticyclonic values and dotted lines cyclonic ones. Case with modified eastern boundary conditions ($\psi=0$, no normal flow condition; $\psi\neq0$, normal flow condition; ns, no-slip condition; qc , constant potential vorticity condition).

4. REFERENCES

- Hellerman, S. & Rosenstein, M. (1983) - Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *Journal of Physical Oceanography*, 13:1093-1104.
- Hernández-Guerra, A. & Nykjaer, I. (1997) - Sea surface temperature variability off north-west Africa: 1981-1989. *Journal of Remote Sensing*, 18(12): 2539-2558.
- Klein, B. & Siedler, G. (1989) - On the origin of the Azores Current. *Journal of Geophysical Research*, 94:6159-6168.
- Laiz, I., Sangrà, P., Pelegri, J.L. & Marrero-Díaz, A. (2000) - Sensitivity of an idealized Subtropical Gyre to the eastern boundary conditions. *Scientia Marina*, in press.
- Mittelstaedt, E. (1991) - The ocean boundary along the Northwest African coast. Circulation and Oceanographic properties at the sea surface. *Progress in Oceanography*, 26: 307-355.
- Pedlosky, J. (1987) - *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, New York, 710 pp.

Pelegrí, J.L. et al. (1999). Hydrographic cruises off northwest Africa: The eastern branch of the Canary Current and the Cape Ghir filament. Proceedings of the CANIGO Conference, Las Palmas de Gran Canaria, 12 to 16 September 1999.

Richardson, P.L. & Walsh, D. (1986) - Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts. *Journal of Geophysical Research*, 91:10537-10550.

Siedler, G., Zenk, W. & Emery, W.J. (1985) - Strong current events related to a subtropical front in the northeast Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 15:885-897.

Stramma, L. (1984) - Geostrophic Transport in the Warm Water Sphere of the Eastern Subtropical North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 42:553-558.

Stramma, L. & Issemer, H.-J. (1988) - Seasonal variability of meridional temperature fluxes in the eastern North Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research*, 46:281-299.

Stramma, L. & Müller, T.J. (1989) - Some observations of the Azores Current and the North Equatorial Current. *Journal of Geophysical Research*, 94:3181-3186.

Stramma, L. & Siedler, G. (1988) - Seasonal changes in the North Atlantic Subtropical Gyre. *Journal of Geophysical Research*, 93(C7):8111-8118.

Van Camp, L. et al. (1991). Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations. *Progress in Oceanography*, 26:357-402.

Acknowledgements: This work has been supported by the Spanish Government through the projects TALUD (MAR96-1893) and FREINES (AMB95-0731) and by the European Union through the CANIGO project (MAS3-CT96-0060).

Análisis Wavelet de series de Ozono troposférico

Juan Manuel Martín González, Igor Arregui Acorta y Hector Alonso Hernández
Universida de Las Palmas de Gran Canaria

Anteriores trabajos realizados en las islas han demostrado que la señal de [O₃] troposférico puede ser buen indicador de procesos climatológicos del entorno de diferentes escalas.

En este trabajo (comunicación oral) se trata de validar algunos de estos procesos usando datos del Observatorio de Izaña (Tenerife) y mediante la técnica transformación-'wavelet'. Se muestran las ventajas de este tipo de análisis en series temporales ambientales.

Estructuras a mesoscala y distribución de clorofila en el Estrecho de Bransfield (Antártida): observaciones preliminares campaña CIEMAR 99/00.

P. Sangrà, A. Martínez y J. L. Pelegrí.

Departamento de Física. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017 Las Palmas de Gran Canaria. Spain. pablo.sangra@fisica.ulpgc.es

Los antecedentes más significativos de estudios interdisciplinarios llevados a cabo en la región en la región del Estrecho de Bransfield son los enmarcados dentro de los proyectos RACER86/87 (Huntley et. al. 1991), BIOANTAR 91/93 (Basterretxea y Arístegui 1999; Hernández Léon et al 1999; Arístegui y Montero 1995; García et al. 1994) y FRUELA 95/96 (García et al 1999, Gomis et al.. 1999, Rodríguez et al 1999). Como resultado de los anteriores estudios se ha podido obtener una imagen bastante completa de la circulación a escala regional en el Estrecho de Bransfield. En concreto se ha observado una estructura frontal doble, el Frente de Bransfield, separando las aguas cálidas/ligeras provenientes del Mar de Bellingshausen y Estrecho de Gerlache de las más frías/densas provenientes del Mar de Weddell (figura 1a). Asociada a la estructura frontal, se ha observado una corriente de chorro baroclina que se extiende a lo largo del talud de las Islas Shetland del Sur circulando en la parte septentrional del Estrecho hacia el NE. Asimismo, los estudios realizados han confirmado que las aguas más densas y salinas provenientes del Mar de Weddell penetran por la parte oriental del Estrecho fluyendo lentamente por su mitad meridional hacia el Oeste.

Si se analiza con detalle los campos hidrográficos obtenidos en dichos estudios se intuye un cierta actividad a mesoscala/submesoscala (remolinos/meandros) asociada el Frente de Bransfield. Sin embargo, como afirman los propios autores (Gomis *et al.*, 1999; García *et al.* 1994), la resolución espacial adoptada no fue suficiente como para resolverla de forma adecuada. El pasado mes de diciembre en el marco de la campaña interdisciplinaria CIEMAR 99/00 (integrada por investigadores de las Facultades de Ciencias del Mar de Vigo, Cádiz, Alicante y Las Palmas) se muestraron una serie de transectos a lo largo del Estrecho de Bransfield y Estrecho de Gerlache (Martínez *et al.*, este volumen) con una resolución media de 4 millas. Los resultados preliminares sugieren por una lado una importante actividad a mesoscala y submesoscala en ambas regiones, y por otro una gran correlación entre dicha actividad y la dinámica planctónica. En particular se muestreó parcialmente una serie de remolinos/meandros, de unos 30 km de diámetro no descritos previamente, asociados al Frente de Bransfield que podrían tener una gran importancia en la transferencia de propiedades físicas y biológicas a través del frente (figura 1).

Como se muestra en la figura 1c, en los remolinos/meandros se produce un aumento de la concentración de clorofila que podría ser resultado de la acumulación de biomasa asociada a la circulación antihoraria de dichas estructuras. Un indicio que podría apoyar ésta hipótesis es la sorprendente coincidencia de los máximos de respiración fitoplanctónica observados por Arístegui *et al.* (1995) con los remolinos/meandros observados a lo largo del Frente de Bransfield. Por otro lado, un problema que todavía no está resuelto es como y través de que mecanismos el flujo entrante por la parte oriental del estrecho se mezcla con las agua más cálidas que

penetran por el lado oriental para posteriormente recircular en sentido inverso y cumplirse así el balance de flujo (figura 1a). A este respecto, el sistema de remolinos meandros/meandros observado podría jugar un papel primordial en la mezcla de masas de agua a través del Frente de Bransfield.

Referencias

- Arístegui J. Montero M (1995). Plankton community respiration in the Bransfield Strait (Antarctic Ocean) during austral spring. *Journal of Plankton Research*, **17** (8), 1647-1695.
- Basterretxea G., Aristegui J (1999). Phytoplankton biomass and production durin late spring (1991) and summer (1993) in the Bransfield Strait. *Polar Biology*, **21**, 11-22
- García M.A., Castro C., Rios A.F., Doval M.D., Roson G., Gomis D., López O. (1999). Water masses and distribution of physico-chemical properties in the western Bansfield Strait and Gerlache Strait during austral summer 1995/96. *Deep Sea Research*. En prensa
- García M.A., López O., Sospedra M., Espino M., Gracia M., Morrison G., Rojas P. Figa J., Puig de Fabregas, Arcilla A.S.(1994). Mesoscale variability in the Bransfield Strait Region (Antarctica) during Austral summer. *Ann Geophysicae*, **12**, 887-902.
- Gomis D., García M.A., López O., Pascual A.(1999). Quasi-geostrophic 3D Circulation and Mass Transport in the western Bransfield Strait during Austral summer 1995/96. *Deep Sea Research*. En prensa
- Hernández-Léon S., Torres S, Gómez M., Montero M., Almeida C. (1999). Biomass and metabolism of Zooplankton in the Bransfield Strait (Antarctic Peninsula) during austral spring. *Polar Biology*, **21** (4), 214-219
- Huntley M., Karl D.M., Niller P., Holm-Hansen O. (1991). Research on Antarctic Coastal Ecosystem Rates (RACER): an interdisciplinary field experiment. *Deep Sea Research*, **38**, 911-941.
- Rodríguez J, Jiménez-Gómez F., Blanco J.M., Figueira F.L. (1999). Physical gradients and spatial variability of the size distribution and composition of phytoplankton in the Gerlache Strait (Antarctica). *Deep Sea Research*. En prensa

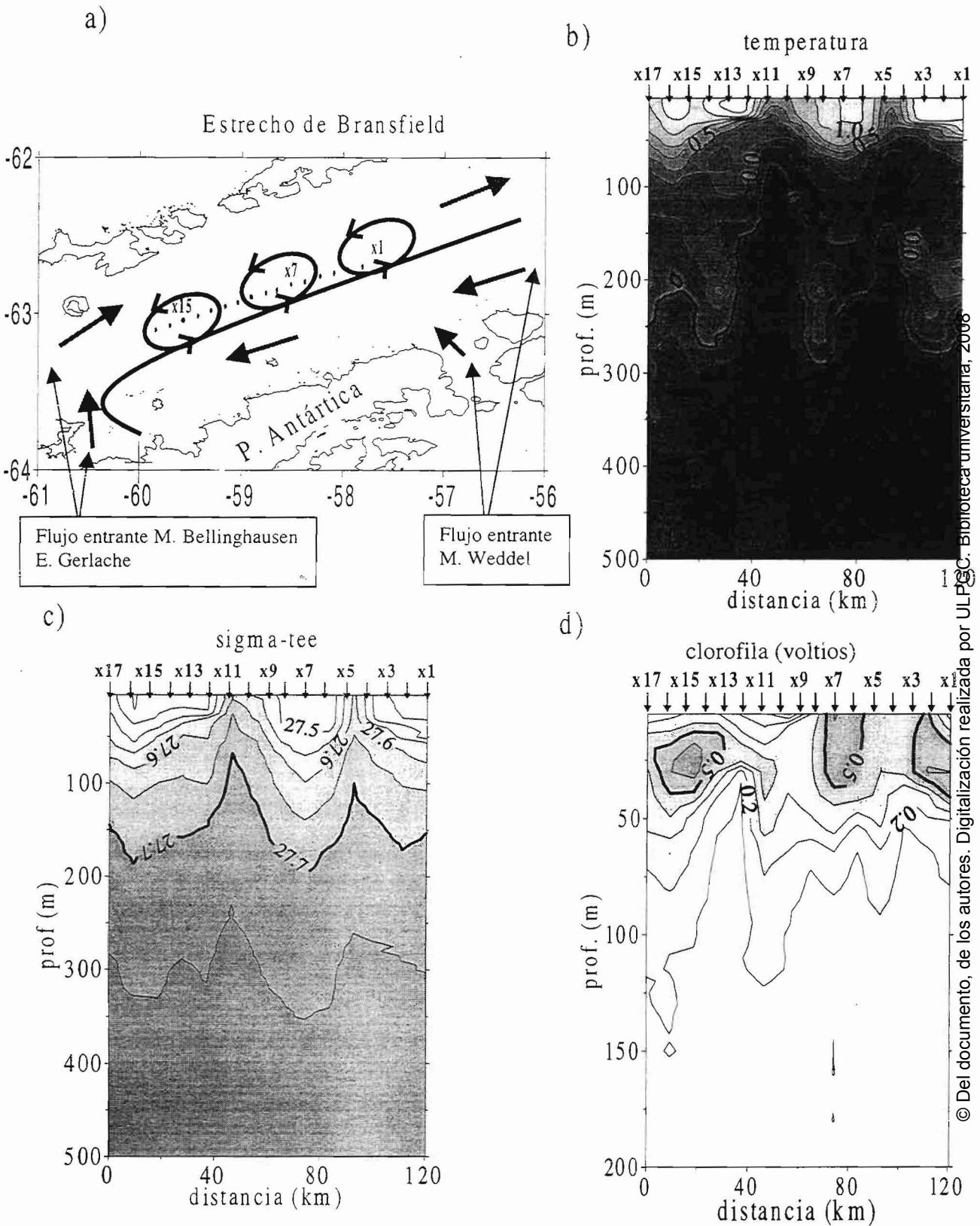


Figura 1.a) Esquema de circulación en el Estrecho de Bransfield donde se ha representado el sistema de remolinos/meandros asociados al Frente de Bransfield y cuya señal en el campo de temperatura, densidad (sigma-tee) y distribución de clorofila a lo largo de la sección vertical x17-x1 se muestra en las figuras b, c y d respectivamente.

Modes of interannual variability in the tropics: the SST dipole and an Atlantic ENSO

Terrence M. Joyce

Woods Hole Oceanographic Institution

Presented at the Taller et Tertulia, Las Palmas, November 2000

Abstract

Modes of interannual variability will be examined in the tropical Atlantic using a combination of meteorological data (from NCEP re-analysis) and XBT data covering a common time period from 1955 to 1999. Various quantities such as air and sea surface temperature, net heat flux, zonal and meridional wind stress and wind stress curl are compared to one another and to ocean signals such as sea surface temperature (SST) and heat content (surface to 150m depth). Empirical orthogonal function analysis is used to determine the basic spatial patterns and time variability of the leading modes of variability for each variable separately. Correlation analysis shows that groupings of different modes for collections of different variables are significantly correlated. Three main groups having the major joint correlations are the SST dipole (north-south temperature gradient), an Atlantic ENSO signal, and changes in intensity (not location) of the InterTropical Convergence Zone (ITCZ).

The SST dipole involves, besides SST, air temperature, sea level pressure, zonal and meridional wind stress, and wind stress curl. This group is significantly correlated with the North Atlantic Oscillation index and is therefore part of a tropical/extratropical teleconnection pattern in the Atlantic.

The Atlantic ENSO, as compared to its Pacific counterpart, is much weaker in magnitude. Yet zonal wind changes near the equator result in changes in zonal heat content gradient and mean zonal heat content in the tropics much like in the Pacific and with similar time scales. The direct connection with the Pacific ENSO will be considered.

ITCZ strength variations are seen in the change in low level convergence in the tropical meridional winds. This mode of variability is related to variations in interannual net air/sea heat flux and to equatorial precipitation changes over the ocean.

Each of these groupings will be discussed and their importance on tropical climate variability in the Atlantic Ocean considered, including rainfall changes over land in northeast Brazil and the Sahel and long-term trends in the NCEP 'dataset'.

Zooplankton biomass and indices of metabolism and growth in coastal waters of the Canary Islands

Santiago Hernández León, Carlos Almeida, May Gómez y Santiago Torres
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

Abstract

Zooplankton biomass and electron transfer system (ETS), glutamate dehydrogenase (GDH) and aspartate transcarbamylase (ATC) activities were studied in a coastal area off Gran Canaria Island (Canary Islands) during the development of the so-called Late Winter Bloom in these waters. From the indices of metabolism and growth, the bloom started in January but biomass increased in late February and at the beginning of April. ATC activity increased parallel to the availability of phytoplankton. The percentage of copepods in the samples and the biomass of zooplankton during the bloom showed a 30 days period, being the biomass uncoupled with the percentage of copepods. The pattern observed over the narrow shelf of the island is suggested to be produced by the recently described lunar cycle in zooplankton, the uncoupling between biomass and the full moon during the productive period and the effect of advection from oceanic to coastal waters.

IMPACTO DE LAS ENTRADAS EÓLICAS EN AGUAS DEL OCÉANO ATLÁNTICO CENTRAL

IMPACT OF EOLIC INPUTS IN CENTRAL ATLANTIC OCEAN

M. Torres Padrón, M^a D. Gelado-Caballero, C. Collado-Sánchez, J.J. Hernández-Brito, V. Siruela-Matos y P. Cardona-Castellano.

Chemistry Department. Faculty of Marine Sciences. P.O. Box. 550. University of Las Palmas de G.C. 35017. Tafira.

La atmósfera constituye una de las fuentes más importantes en el aporte de elementos trazas al océano. Las regiones áridas del planeta, en particular el Sahara y el Sahel, suministran grandes cantidades de material eólico al océano. Este material viaja a grandes distancias desde el continente llegando a alcanzar, en su recorrido, las costas americanas. Asimismo, este polvo mineral es transportado en la columna de agua produciendo una contribución significativa en los sedimentos marinos profundos.

Uno de los elementos trazas más interesantes para su estudio biogeoquímico es el aluminio, indicador del impacto de las entradas eólicas en la superficie oceánica. En aguas oceánicas, las concentraciones de este elemento son bajas (10^{-9} M), a pesar de ser el tercer elemento más abundante de la corteza terrestre. Este hecho se produce como consecuencia de su alta reactividad y su corto tiempo de residencia en aguas oceánicas. Además, la distribución del aluminio se ve afectada por los distintos procesos físicos (estratificación, presencia de masas de aguas de distinto origen, etc.) que tienen lugar en la columna de agua. Por otra parte, este elemento tiene un gran potencial como trazador de masas de agua en aguas intermedias y profundas del océano.

El Océano Atlántico Central y, en especial, la Región Canaria (13-19°N; 27-30°O) es un área de especial interés con respecto a la distribución del aluminio debido a la presencia de marcados procesos climáticos y oceanográficos característicos que ponen de manifiesto las claves que regulan su distribución en el océano abierto. Por una parte, el Archipiélago Canario es una zona particularmente interesante en la que estudiar las entradas de polvo africano, que procedente del desierto del Sahara, alcanzan el Atlántico Norte. Por otro lado, la presencia del afloramiento africano provoca un gradiente importante de materia orgánica entre el

área costera sahariana y las aguas oligotróficas oceánicas las cuales están sujetas a las variaciones estacionales del Giro Subtropical. La suma de estas características físicas pueden afectar a la distribución del elemento en aguas superficiales. Por otra parte, las masas de agua intermedia localizadas en la Región Canaria se ven afectadas por la inclusión del Agua Mediterránea (MW) y Agua Intermedia Antártica (AAIW), las cuales sufren variaciones temporales importantes que afectan a las distribuciones del aluminio.

El objetivo principal de esta presentación es (1) establecer la importancia de las entradas eólicas en el Atlántico Central y (2) su impacto en las aguas oceánicas, especialmente en el ciclo biogeoquímico del aluminio. Este elemento, debido a sus características químicas y el efecto de las variables físico-químicas ambientales que se producen durante el transporte e incorporación del aerosol mineral a las aguas superficiales, hacen que el aluminio pueda actuar como un buen indicador indicador de las deposiciones de polvo mineral en las distintas áreas oceánicas. Hemos elegido la estación ESTOC (15.3 °N, 29°O) y la campaña THALASSA 97 (Frente de las Azores) para el estudio de la variabilidad temporal y espacial de este elemento en aguas del Océano Atlántico Central.

MAGMATISMO EN ISLAS OCEÁNICAS: ESTUDIO DE XENOLITOS, CUMULADOS Y MEGACRISTALES ASOCIADOS A LAS ERUPCIONES RECIENTES DE BANDAMA Y PINOS DE GALDAR (GRAN CANARIA)

Mangas, J. y Pérez-Torrado F.J.

Departamento de Física, Campus de Tafira, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35.017
Las Palmas de Gran Canaria

(jose.mangas@fisica.ulpgc.es; torrado@cicei.ulpgc.es)

Gran Canaria está situada en el centro del Archipiélago Canario y por estudios geofísicos se sabe que debajo de la isla existe una típica litosfera oceánica con la discontinuidad de Moho a unos 13 kms. de profundidad. Todavía hoy en día es imposible conocer por métodos directos las características composicionales del basamento insular. Por ello el estudio de xenolitos, cumulados y megacristales transportados por los fundidos volcánicos hasta la superficie en las islas oceánicas aporta ciertos conocimientos geológicos sobre este basamento de la litosfera oceánica infrayacente. Teniendo esto presente, nuestra investigación se ha centrado en el estudio de xenolitos, cumulados y megacristales ultrabásicos y básicos asociados a los volcanes cuaternarios de Bandama (18 muestras) y Pinos de Galdar (15 muestras), junto con coladas de estas erupciones. En el trabajo se han llevado a cabo estudios volcanológicos, mineralógicos (microscopía óptica, microsonda electrónica, microtermometría de inclusiones fluidas y vítreas) y geoquímicos (análisis de elementos mayores) con el objeto de caracterizar las muestras y determinar procesos magmáticos que dieron lugar a estas dos erupciones volcánicas.

El complejo volcánico de Bandama está constituido por un cono estromboliano (Pico de Bandama) y una caldera de carácter explosivo-colapso (Caldera de Bandama) presentando materiales lávicos y depósitos piroclásticos estrombolianos freatomagmáticos. Por lo que se refiere al volcán de Pinos de Galdar, éste está formado por un cono estromboliano con depósitos piroclásticos de caída y escasos de oleadas piroclásticas, y una colada lávica.

Las lavas estudiadas en Bandama muestran composición basanítica (SiO_2 42% Álcalis 4%) y textura porfídica con fenocristales y microcristales de olivino (Fo_{70-89} , Ni/Ca: 0,3-2,2), clinopiroxeno (augita-diopsido: Wo_{40-52} , En_{27-54}) y en menor proporción espinela (Cr_2O_3 : 36 y 40%) e ilmenita. La lava analizada en Pinos de Galdar es también basanítica (SiO_2 43%; Álcalis 5%) y contiene olivino (Fo_{81-90}), augita-diopsido (Wo_{44-55} , En_{28-50}) y subordinadas, espinela (# Cr_{35-65}) y magnetita (# $\text{Cr}_{0.4-3.3}$).

Los depósitos piroclásticos de Bandama contienen xenolitos y cumulados, básicos y ultrabásicos, y megacristales de olivino, piroxeno y anfibol, con tamaños inferiores a 7 cms. Los análisis de microsonda electrónica de estos materiales muestran:

Xenolitos ultrabásicos ("dunita y lherzolita") con olivino (Fo_{83-89} , Ni/Ca: 1-20 y espinelas con Cr_2O_3 : 13-33%), ortopiroxeno (Fo_{84-85} y espinelas con Cr_2O_3 : 31%) y clinopiroxeno (Wo_{40-44} , En_{48-50}).

Cumulados básicos y ultrabásicos "dunitas, werhlitas, clinopiroxenitas con olivino y clinopiroxenitas" contenido olivino (Fo_{80-87} , Ni/Ca: 0,6-2,1 y espinela Cr_2O_3 : 14-31%) y clinopiroxeno (Wo_{39-51} , En_{36-55} , y espinela con Cr_2O_3 : 10-16%).

Megacristales de olivino (Fo_{77-89} , Ni/Ca: 0,5-2,2) contenido inclusiones de espinela (Cr_2O_3 : 34-36%), clinopiroxeno (Wo_{34-52} , En_{33-51} ; espinelas con Cr_2O_3 : 21-23%) y anfibol (Kaersutita desestabilizada a fassaita -- Wo_{54-57} , En_{31-34} --, rhönita, olivino y vidrio subsaturado).

Por su parte, los depósitos piroclásticos de Pinos de Galdar contienen:

Xenolitos ultrabásicos: "*dunita*" (olivino I: Fo₈₇₋₉₁, olivino II: Fo₈₉₋₉₃; espinela I: #Cr₉₅ y espinela II: #Cr₅₀₋₉₆); "*Iherzolita*" (olivino I: Fo₉₁; olivino II: Fo₉₁₋₉₄; ortopiroxeno: Fo₈₁₋₉₆; clinopiroxeno: Wo₄₁₋₄₇, En₅₀₋₅₇; espinela I: #Cr₉₀₋₉₁ y espinela II: #Cr₈₉₋₉₆); y "*harzburgita*" (olivino I: Fo₈₈₋₉₃; olivino II: Fo₈₂₋₉₇; ortopiroxeno: Fo₉₁₋₉₆; clinopiroxeno: Wo₄₀₋₄₇, En₄₈₋₅₈; espinela I: #Cr₈₆₋₈₇ y espinela II: #Cr₆₇₋₈₈).

Cumulados básicos y ultrabásicos: "*clinopiroxenitas con olivino*" (olivino: Fo₈₁₋₈₃; augita-diopsido: Wo₄₇₋₅₆, En₃₈₋₄₅; espinela: #Cr₄₀₋₅₇); "*clinopiroxenitas*" (olivino: Fo₈₁₋₈₃; augita-diopsido: Wo₄₆₋₅₅, En₃₉₋₅₁; espinela: #Cr₁₃₋₃₀); "*clinopiroxenita con horblenda*" (olivino: Fo₇₇₋₉₁; augita-diopsido: Wo₄₂₋₅₅, En₃₈₋₅₆; espinela: #Cr₁₅₋₄₄); "*clinopiroxenita con apatito y óxidos con Fe-Ti*" (augita-diopsido: Wo₅₀₋₅₃, En₃₉₋₄₄; magnetita: #Cr_{<2.9}; ilmenita: Ilm₅₅₋₆₆, Geik₁₆₋₃₄, Hem₁₀₋₁₇); y "*clinopiroxenita con apatito, titanita y óxidos de Fe-Ti*" (augita-diopsido: Wo₅₀₋₅₆, En₂₅₋₄₄; magnetita: #Cr_{<1.8}; ilmenita: Ilm₅₂₋₈₀, Geik₆₋₃₄, Hem_{<19}; hematites: Hem₉₆₋₁₀₀, Geik_{<1}, Pyroph_{<3}; y sulfuros de Fe).

Megacristales de *clinopiroxeno* (Wo₅₀₋₅₄, En₃₅₋₄₂) conteniendo inclusiones de apatito, hematites (Hem₉₈₋₁₀₀, Geik_{<1}, Pyroph_{<1}).

El estudio microtermométrico de inclusiones fluidas y vítreas en olivinos clinopiroxenos de Bandama muestra temperaturas de homogeneización entre 1.060-1.260°C, y temperatura de homogeneización de CO₂ entre -39 a 31°C en líquido, indicando estos valores profundidades mínimas de formación para esos minerales entre 10,5 y 25 km para los xenolitos, entre 4,5 y 27 Km para los cumulados, entre 12 y 18 Km para los megacristales, y entre 7,5 y 33 Km para los fenocristales de olivino de las coladas basaníticas.

En conclusión, podemos afirmar que las muestras estudiadas en Bandama y Pinos de Galdar tienen minerales con características de composición química, texturales y microtermométricas variadas, tanto si comparamos estas características entre similares xenolitos, cumulados y/o megacristales, como si los relacionamos con los estudiados en las coladas. Por ello, podemos concluir que los minerales presentes en estas dos erupciones se formaron bajo condiciones físico-químicas distintas y, por lo tanto, estos materiales tienen génesis y evoluciones magmáticas diferentes. Así, y teniendo en cuenta los datos aportados en Bandama, podemos generalizar indicando que los magmas basaníticos que dieron lugar a estos dos volcanes cuaternarios de Gran Canaria ascendieron desde el Manto Superior hasta la superficie insular (-33 km a 1 km), atrapando en su camino distintos xenolitos, cumulados y megacristales ultrabásicos y básicos de la litosfera oceánica (-27 a -4,5 km).

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto PB96-0243 de la DGES y una ayuda del Subprograma de Estancias de Investigadores Españoles en Centros de Investigación Extranjeros (1998).

Relationships between mesozooplankton displacement volume, dry weight, ash-free dry weight, protein content and ETS activity in the Canary Island waters

Almeida, C., S. Hernández-León, M. Gómez, A. Santana and S. Torres.

Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
Campus Universitario de Tafira, 35017. Las Palmas de Gran Canaria. Islas Canarias.

The relationships between mesozooplankton displacement volume, dry weight, ash-free dry weight, protein content and electron transport system (ETS) activity have been studied on different cruises carried out in the waters around the Canary Islands. Logarithmic transformations were computed between the biomass estimators, founding significant relationships. Taking account all data samplings, the regression slopes were no constants except between dry weight and ash-free dry weight. For the displacement volume, considerable differences appeared at the higher values. Relationships where the ash-free dry weight is taken into account gave the best results, confirming it as an useful biomass parameter which is easily obtainable. Relatively low values for the percentage of ash-free dry weight to dry weight were obtained, supporting the characteristic oligotrophy of the waters around this archipelago. The percentage of proteins in relation to the ash-free dry weight was in the same range as that observed in temperate waters, indicating that mesozooplankton from subtropical regions has a similar protein value with respect to organic matter. The relationship between proteins and ETS activity is also shown in orden to compare differents samplings. A strong correlation appeared between those parameters, as observed in previous works between biomass and respiration. We observed different slopes in relation to the different oceanographic conditions. This supports the findings of many authors in the literature in relation to the so-called “scaling exponent” and unadvise about the use of a constant (or theoretical) slope between biomass and respiration.

DETERMINACIÓN DE COMPUESTOS ORGANOCLORADOS EN MOLUSCOS MEDIANTE EXTRACCIÓN ASISTIDA POR MICROONDAS (MAE) Y CROMATOGRAFÍA LÍQUIDA DE ALTA EFICACIA.

Padrón Sanz, C., Sosa Ferrera, Z., Santana Rodríguez, J.J.

Department of Chemistry, Faculty of Marine Sciences, University of Las Palmas de G.C.,
35017 Tafira

Los bifenilos policlorados (PCBs) y dibenzofuranos policlorados (PCDFs) son compuestos ampliamente conocidos dentro el marco de la contaminación marina, que, desde hace ya algunas décadas, están siendo estudiados de forma intensiva. Estos contaminantes, que proceden normalmente de industrias papeleras, son altamente persistentes en el medio y su peligrosidad está en su efecto cancerígeno y en que, al ser liposolubles, pueden ser asimilados por organismos marinos, acumulándose en sus tejidos grasos.

Tal es el caso de los moluscos bivalvos, organismos filtradores que incorporan los PCBs y PCDFs presentes en el agua, y que provocan a su vez la contaminación de los organismos superiores que predan sobre ellos. Producéndose así, un efecto de biomagnificación en cadena, es decir, la concentración de contaminantes en los organismos va haciéndose superior a medida que aumenta el eslabón trófico, llegando hasta los mamíferos (1).

Hasta el momento son numerosas las metodologías desarrolladas para la determinación de PCBs y PCDFs en distintas matrices como agua, sedimentos (2) y organismos marinos (3), que hacen uso de distintas técnicas. Así por ejemplo se han empleado técnicas de extracción tradicionales como la extracción Soxhlet, extracción líquido-líquido, en las que se hace uso de disolventes orgánicos, para su posterior separación y determinación mediante técnicas cromatográficas (4), etc.

En esta ocasión se ha desarrollado un nuevo procedimiento de extracción usando el surfactante no iónico polyoxiyethylene 10 lauryl ether (POLE), que permite, al igual que otros surfactantes de este tipo (5), la extracción de los analitos de interés en soluciones acuosas, reduciendo además el coste y los posibles efectos tóxicos del proceso.

Por otro lado, la extracción asistida por microondas (MAE) es una técnica a partir de la cual se produce la interacción entre el extractante (surfactante) y la matriz sólida, a alta temperatura (6-8), lo que favorece el paso de los analitos de la matriz al solvente en un tiempo bastante inferior al empleado normalmente con otras técnicas tradicionales. De esta manera, una técnica extractiva como la MAE, junto con el uso de surfactantes, es una propuesta altamente interesante para el análisis de PCBs y PCDFs en una amplia variedad de matrices sólidas.

En el estudio que se presenta, se ha aplicado dicha técnica a la extracción de PCBs y PCDFs, como paso previo a su determinación por cromatografía líquida de alta resolución (HPLC) y detección fluorescente, en mejillones de la especie *Mytilus galloprovincialis*. Aparte de variables como el volumen y concentración de extractante (9) y pasos de lavado (10), también se han optimizado la potencia y tiempo de extracción.

En la Tabla 1, se puede observar la influencia de los parámetros estudiados en el porcentaje de extracción. Como se puede deducir, los mejores porcentajes de recuperación se obtienen para potencias altas y tiempos de extracción cortos.

A partir de estos resultados, se escogieron las siguientes condiciones finales del método: 4 pasos de lavado de 30 seg. cada uno, con la adición de 5 ml de surfactante y extracción a 550 W de potencia.

Utilizando estas condiciones, el método permite obtener porcentajes de recuperación entre el 65 y 80% para los PCBs, y entre el 80 y 95% para los PCDFs en mejillones.

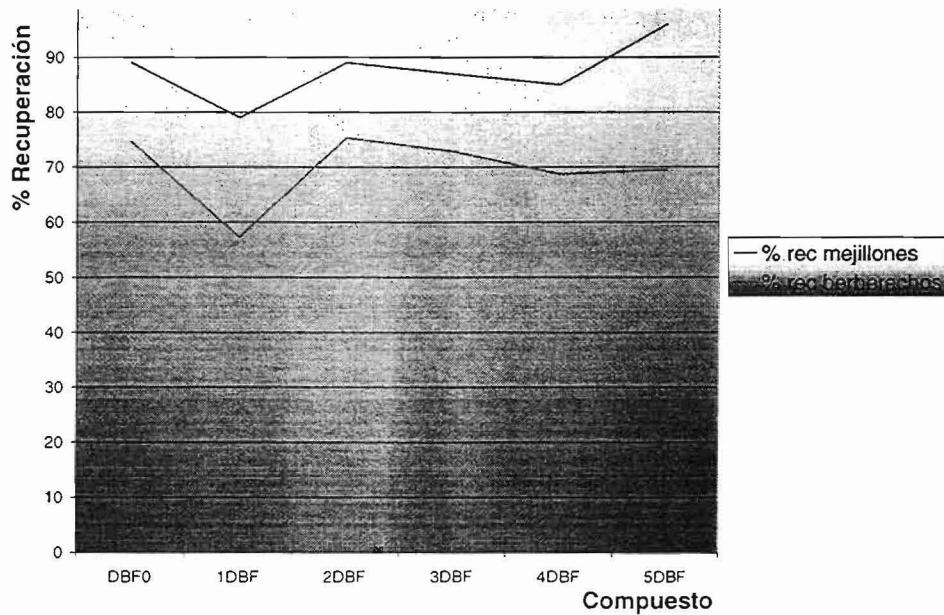
Posteriormente se aplicó el método a otros moluscos, concretamente berberechos de la especie *Cerastoderma edule* obteniéndose porcentajes de recuperación bastante aceptables. Ver Fig 1.

Tabla 1._ Importancia de la potencia y tiempo de extracción en el porcentaje de recuperación.

Compuesto	% rec. ^a		
	4 min ^b 412.5 W	1 min ^b 550 W	30 seg ^b 550 W
DBF	35	73	89
1-DBF	13	80	79
2-DBF	57	70	89
3-DBF	60	68	87
4-DBF	65	65	85
5-DBF	68	81	96
BF	32	64	65
MBF	39	71	78
DiBF	56	72	79
TriBF	61	67	69
TetraBF	68	67	76
PentaBF	68	69	75
HexaBF	63	74	75

^a Media de tres determinaciones.

^b Tiempo y potencia de extracción de cada paso de lavado.



Bibliografía:

- (1) Hummert, K., Vetter, W., Luckas, B. 1996 *Chromatographia* 42, 300-305.
- (2) Eiguren, A., Sosa, Z., Santana, J.J. 2000 *Chromatographia* (enviado).
- (3) Vetter, W., Weichbrodt, M., Scholz, E., Luckas, B., Oeschläger, H. 1999. *Mar. Poll. Bull.* 38, 830-836.
- (4) Alvarez, M.A., Simal, J., Lage, M^a A., Carril, S.T. 1996. *Talanta* 43, 487-491.
- (5) Madiche, C., Greenway, G.M., Mc Creedy, T. 1999 *Analytica Chimica Acta* 392, 39-46.
- (6) Ganzler, K., Salgó, A., Valkó, K. 1986. *Journal of Chromatography* 371, 299-306.
- (7) Lettelier, M., Budzinski H., Garrigues, P. 1999. *LC-GC International* 222-225.
- (8) Ackley, K.L. B'Hymer, C., Sutton, K.L., Caruso, J.A. 1999 *J. Anal. At. Spectrom.* 14, 845-850.
- (9) Eiguren, A., Sosa, Z., Santana, J.J. 2000 *Analytica Chimica Acta* (enviado).
- (10) Eiguren, A., Sosa, Z., Santana, J.J. 2000 *Luminiscence* 15, 94-95.

Hidrografía y distribución de clorofila en el Estrecho de Gerlache (Antártida): observaciones preliminares campaña CIEMAR 99/00.

A. Martínez, P. Sangrà y J. L. Pelegrí

Departamento de Física. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017 Las Palmas de Gran Canaria. Spain. antonio.martinez@fisica.ulpgc.es

El Estrecho de Gerlache es un relativamente angosto canal localizado entre la Península Antártica y Archipiélago de Palmer (figura 1a), rodeado de numerosos glaciares y donde la presencia de hielo es abundante a lo largo del verano austral. Su importancia radica en que es una región de alta producción biológica constituyendo una de las principales fuentes de producción biológica hacia el Estrecho de Bransfield (Basterretxea y Arístegui, 1999; Huntley *et. al.*, 1991). Con el objeto de investigar las causas de la alta productividad de esta región, durante el mes de diciembre de 1999, en el marco de la campaña interdisciplinar CIEMAR 99/00 (integrada por investigadores de las Facultades de Ciencias del Mar de Vigo, Cádiz, Alicante y Las Palmas) se muestraron una serie de transectos a lo largo y a través del Estrecho de Gerlache. La mayor resolución espacial respecto a estudios previos en la región (García *et al* 1999, Rodríguez *et al* 1999), ha permitido poner de manifiesto una alta variabilidad y correlación entre las propiedades físicas y biológicas.

Como se muestra en las figuras 1b y 1c la distribución superficial de temperatura (0-50 m) muestra una zona frontal somera que separa las aguas más cálidas de la mitad septentrional de las más frías localizadas en su mitad meridional. Las distribuciones de salinidad y densidad también reflejan esta distribución, observándose aguas superficiales menos densas y menos salinas en la parte meridional del estrecho. Esta circunstancia podría estar asociada a la mayor presencia de hielo en la mitad meridional y al consecuente flujo de agua dulce. La distribución de clorofila (figura 1c) muestra mayor concentraciones en la parte meridional asociada al agua menos salina y fría observándose concentraciones máximas en la zona frontal.

La distribución subsuperficial (50-300) de propiedades es bastante compleja. A modo de ejemplo el campo de temperatura muestra una lengua de agua cálida en la parte meridional así como núcleos aislados de agua cálida. Esta complejidad también se manifiesta en las distribuciones de salinidad y densidad observándose fuertes perturbaciones de las isohalinas/isopicnas. Todo ello sugiere una fuerte inestabilidad de la columna de agua relacionada posiblemente con procesos de subducción asociados con el deshielo. En lo concerniente a la distribución transversal de propiedades se observa una mayor homogeneidad y una desviación clara de las isopicnas respecto a la horizontal produciéndose una sobrelevación en el borde de la Península Antártica.

Referencias

- Basterretxea G., Aristegui J (1999). Phytoplankton biomass and production durin late spring (1991) and summer (1993) in the Bransfield Strait. *Polar Biology*, **21**, 11-22
- García M.A., Castro C., Rios A.F., Doval M.D., Roson G., Gomis D., López O. (1999). Water masses and distribution of physico-chemical properties in the western Bansfield Strait and Gelache Strait during austral summer 1995/96. *Deep Sea Research*. En prensa
- Huntley M., Karl D.M., Niller P., Holm-Hansen O. (1991). Research on Antarctic Coastal Ecosystem Rates (RACER).: an interdisciplinary field experiment. *Deep Sea Research*, **38**, 911-941.
- Rodríguez J, Jiménez-Gómez F., Blanco J.M., Figuereea F.L. (1999). Physical gradients and spatial variability of the size distribution and composition of phytoplankton in the Gerlache Strait (Antarctica). *Deep Sea Research*. En prensa

Radial Longitudinal Gerlache

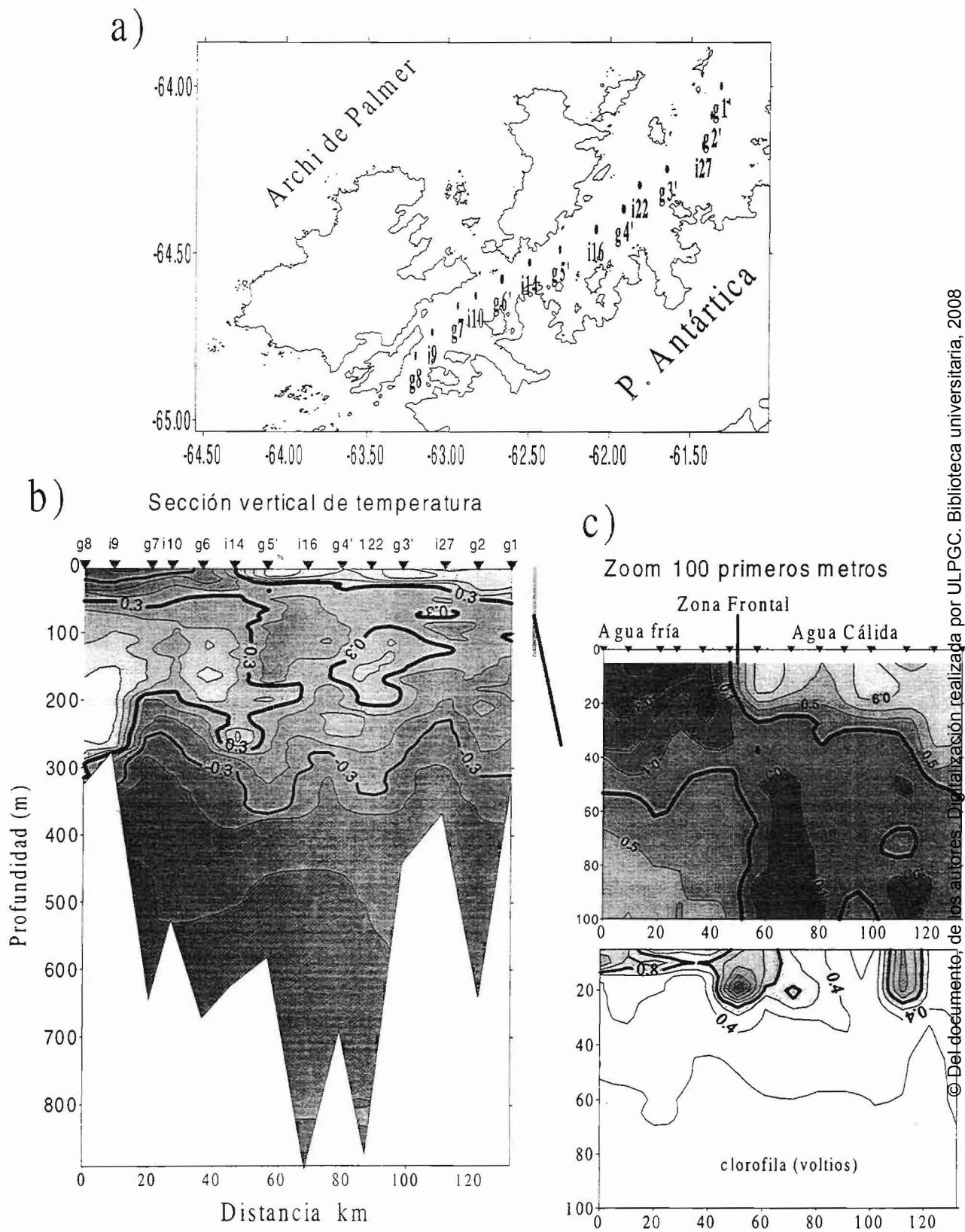


Figura 2. Distribución vertical de temperatura y clorofila a lo largo de una radial longitudinal a través del Estrecho de Gerlache.

Estimate of errors in spatial fields of dynamical variables inferred from objective analysis of CTD and ADCP data

Damià Gomis⁽¹⁾, Mike A. Pedder⁽²⁾, Simón Ruiz⁽³⁾

⁽¹⁾ Grup d'Oceanografia Física, IMEDEA (Universitat de les Illes Balears - CSIC), Palma de Mallorca, dfsdgb4@ps.uib.es

⁽²⁾ Dep. of Meteorology, Univ. of Reading, Reading (UK), M.A.Pedder@reading.ac.uk

⁽³⁾ Institut de Ciències del Mar (CSIC). Barcelona, sruiz@icm.csic.es

SUMMARY

In the last 20 years, diagnostic studies of ocean dynamics have evolved accordingly to theoretical and observational developments. Complete diagnostics of the 3D circulation have been undertaken even at the mesoscale, mainly basing on the framework of Quasi Geostrophic theory. However, none of these studies has so far produced a general and complete evaluation of the errors involved in the derivation of results. This is particularly crucial when critical dynamical fields such as relative vorticity or the vertical component of the velocity field are inferred from gridded values of observed variables. In order to evaluate the reliability of these fields, we have first extended the existing error formulation provided by OSI to derived variables that are linearly related to observed variables. Next, we have carried out a set of numerical experiments in order to estimate errors also for non-linear variables. Implicit basic assumptions are the synopticity of data and the knowledge of the statistical properties of true fields, which implies that results should be taken as a lower boundary for actual errors. We have obtained error-to-signal variance of the order of 1% for dynamic height, 10-15% for geostrophic vorticity and 6-25% for the vertical velocity (10%, 30-40% and 25-50%, respectively in terms of standard deviation ratios). These errors are demonstrated to come mainly from sampling limitations and not from instrumental errors. The problem is that, at the present stage, oceanographic cruises are a trade-off between spatial density and synopticity of observations, so that we cannot improve the first without worsening the later. Thus, it turns out that relevant fields such as vorticity or vertical velocity are reliable only to the point of estimating the sign and order of magnitude of sampled features, but it might be difficult to use results for either verifying quantitatively the output of a numerical model, or for testing the adequacy of different balance models.

1. INTRODUCTION

In the last 20 years, diagnostic studies of ocean dynamics have evolved accordingly to theoretical and, specially, observational developments. Former studies usually focused on the description of the general circulation, mainly basing on the concept of water masses or, in the best case, inferring the geostrophic circulation from the density field. Presently, complete diagnostics of the 3D circulation can be undertaken even at the mesoscale, basing mainly on the framework of the Quasi Geostrophic (QG) theory.

Despite the obvious progress related to technical developments such as remote sensing, lagrangian profilers or tomography, oceanographic cruises still provide the most complete, 3D near-synoptic view of a particular ocean region. This presentation deals with the data process that starts from the hydrodynamical variables measured during oceanographic cruises and ends with the representation of dynamically significant derived variables over the whole 3D domain. In particular, it will focus on evaluating the errors of the relative vorticity and vertical velocity fields inferred from CTD and ADCP observations.

Results presented here correspond to a case study in the Alborán Sea. We refer to Allen et al (1997), Gomis et al (2000) or Ruiz et al (2000) for a description of the cruise and the data set.

1.1 The spatial objective analysis of observed variables

From the 3D mass field (represented either by the density or the dynamic height fields) it is possible to infer the 3D circulation and other significant kinematic variables provided some kind of dynamical balance (e.g., the QG balance) is assumed. This involves the computation of spatial derivatives, which can be estimated by finite differences provided some representation of the mass field is available on a regular grid. The interpolation (referred to as "spatial objective analysis") of an observed variable onto a 3D grid may not be critical when the only purpose is the description (the "mapping") of the observed structures. However, when high-order spatial derivatives of the field are to be computed, the spatial analysis reveals as a very critical process.

For a review of different interpolation techniques we refer to Thiébaux and Pedder (1987) or Daley (1991). In this work we will mainly focus on Optimal Statistical Interpolation (OSI). The reason is two fold: first, the formulation of this method is specially suitable to address the quantification of errors; second, its extension to deal simultaneously with different variables (e.g., the mass and velocity fields) is achieved in a very natural way. Despite in principle it can operate in 3D space, it is usually applied onto (2D) horizontal levels,

which are subsequently overlapped to constitute the 3D field. An alternative to this process is presented in Pedder and Gomis (1998) and in Ruiz et al (2000).

Optimal Statistical Interpolation differs from empirical schemes such as distance weighted interpolation in that weight functions w_{xi} linking an interpolation point 'x' (typically a grid point) with an observation point 'i' are not simply a function of the distance separating both locations. Instead, they are derived through a minimization, in the statistical sense of ensemble averaging over independent realizations (hereafter denoted by $\langle \rangle$), of the variance of the differences between interpolated \hat{O}'_x and 'true' \tilde{O}'_x increment values:

$$\frac{\partial \langle (\hat{O}'_x - \tilde{O}'_x)^2 \rangle}{\partial w_{xi}} = 0 \quad (1)$$

where increments ('') refer to differences between absolute values (\hat{O}_x, \tilde{O}_x) and a (statistical) mean field or 'drift' D (i.e., $\hat{O}'_x = \hat{O}_x - D_x$, $\tilde{O}'_x = \tilde{O}_x - D_x$, D_x being the value of the drift at point 'x'). At station points, true increments \tilde{O}'_i differ from observed increments O'_i due to random observational errors ε_i (i.e., $O'_i = \tilde{O}'_i + \varepsilon_i$). Although in principle the error variance could be particular of each station, a constant error variance σ_ε^2 is usually assumed.

The solution to the minimization problem (1), (i.e., finding the N-vector of weights $\mathbf{W}_x = (w_{x1}, w_{x2}, \dots, w_{xN})$) to be applied onto the

N-vector of observation increments $\mathbf{O}' = (O'_1, O'_2, \dots, O'_N)$, is given in terms of the covariance between station pairs $\langle \tilde{O}'_i \tilde{O}'_j \rangle$ and between stations and every point 'x' at which the field is to be interpolated $\langle \tilde{O}'_i \tilde{O}'_x \rangle$. Alternatively, dividing all covariances by the variance of the (true) increment field $\tilde{\sigma}^2$, the solution can be given in terms of (dimensionless) correlations $C_{ij} = \tilde{\sigma}^{-2} \langle \tilde{O}'_i \tilde{O}'_j \rangle$, $C_{ix} = \tilde{\sigma}^{-2} \langle \tilde{O}'_i \tilde{O}'_x \rangle$, in the form:

$$\mathbf{W}_x^T = \mathbf{C}_x^T \bar{\gamma}^{-1} \quad (2)$$

so that

$$\tilde{O}'_x = D_x + \tilde{O}'_x = D_x + \mathbf{C}_x^T \bar{\gamma}^{-1} \mathbf{O}' \quad (3)$$

where $(\cdot)^T$ denotes transposition, $\mathbf{C}_x = (C_{x1}, C_{x2}, \dots, C_{xN})$ and matrix $\bar{\gamma}$ is defined as:

$$\bar{\gamma} = \mathbf{S} + \gamma I, \quad (4)$$

where \mathbf{S} is the station correlation matrix containing elements C_{ij} , I is the identity matrix and γ is the so called noise-to-signal ratio, defined as $\gamma = \sigma_e^2 / \tilde{\sigma}^2$.

A first key difference with respect to distance weighted interpolation is that OSI weights w_{xi} depend on the location of observations relative to each other through the correlation matrix \mathbf{S} [A typical example is that in OSI two stations very close to each other are given half a weight than a single station located at the same distance from point 'x'.] This makes OSI more suitable to deal with non-homogeneous station distributions.

Secondly, the output field is smoothed according to a given measure of the observational error γ , whereas distance weighted schemes do not explicitly deal with observational errors.

1.2 Computation of significant dynamical variables

Most diagnostic studies basing on data from quasi-synoptic oceanographic surveys are undertaken in the framework of QG dynamics (see for instance Tintoré et al (1991), Pollard and Regier (1992), Allen and Smeed (1995). Derived variables such as geostrophic current or geostrophic relative vorticity can be easily obtained by finite differencing the dynamic height field. Computation of the vertical velocity (w) is not as straightforward.

Eliminating the time derivatives between the QG vorticity and thermodynamic equations (Holton, 1979) and assuming that w varies with depth much more rapidly than density, yields a diagnostic equation known as the Omega equation:

$$\begin{aligned} N^2 \nabla_h^2 w + f_0^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} &= \\ f_0 \frac{\partial}{\partial z} (v_g \cdot \nabla_h \zeta_g) + \frac{g}{\rho_0} \nabla^2 (v_g \cdot \nabla_h \rho') & \end{aligned} \quad (5)$$

where N is the Brunt-Väisälä frequency, ζ_g is the geostrophic relative vorticity, ∇_h is the horizontal gradient and other symbols have conventional meanings. As shown in (5), the QG vertical forcing depends on the vertical derivative of vorticity advection by the geostrophic current and on the horizontal Laplacian of density advection. Because these two terms on the right hand side were shown to approximately cancel each other when dynamics is dominated by baroclinic instability), it was later re-ordered in such a way that cancellation problems were overcome. The result was the so called Q-vector form of the omega equation (Hoskins et al, 1978), which has often used to replace (5).

The Omega equation (either written as in (5) or in Q-vector form) is a Poisson equation that can be solved in a 3D domain provided that boundary conditions are specified. These can

reasonably be set to zero at the bottom and at surface, but lateral boundary conditions are more arbitrary. Nevertheless, the sensitivity of vertical velocity fields to lateral boundary conditions usually restricts to the few outermost rows and columns of the 3D grid, with no influence on the results obtained in the inner domain.

The accuracy of diagnosed derived variables can be limited by the hypotheses underlying the QG framework. Thus, in frontal regions the Rossby number can be substantially larger than 0.1 when dealing with energetic mesoscale features. However, these limitations are usually smaller than the effect of observational limitations.

2. ERRORS IN OBSERVED VARIABLE FIELDS

A first step in the error evaluation is to determine the accuracy of the representations of observed variables. Assuming that the synopticity of observations is adequate (see Allen 2000 for a discussion on this topic), the accuracy is then determined by observational errors. These come from both, instrumental errors in the observations and the limitations of the process aimed to reconstruct the 3D field from scattered observations (referred to as "representativity" errors or simply by sampling errors). An additional aspect of key importance linked to sampling errors is the concept of scale selection, which will be commented in a further section and is also referred to in Pedder (2000).

2.1 Evaluation of instrumental and sampling errors

In OSI, the effect of observational errors is accounted by the noise-to-signal parameter γ involved in the formulation. This parameter can be estimated using some kind of Cross-Validation method, which consist of withdrawing an observation from the input data set and then comparing that observation with the value predicted by the interpolation algorithm at the location of the withdrawn datum (repeating the procedure for all observations in order to obtain statistically significant results). The 'optimal' value for γ will be that leading to minimum deviations between observations and estimates, the so called 'prediction errors'.

Results from a case study in the Alborán Sea (see Ruiz et al, 2000, for a description of the cruise and data set) give dynamic height prediction errors of the order of 1 dyn cm at upper levels, decreasing smoothly with depth as the field variance decreases. This is the expected behaviour when representativity errors dominate over instrumental errors. In any case, prediction errors are still substantially smaller than the increment field variance even at low levels, where the field variance is small. This implies that dynamic height can be estimated rather accurately at all levels.

For current data, prediction errors are of the order of 5-10 cm/s, slightly decreasing with depth. This is the expected behaviour when observational errors are of the same order or larger than representativity errors. This is actually the case for the current field, for which prediction errors are only slightly larger than instrumental errors (a few cm/s). Unlike for dynamic height, current prediction errors are significantly smaller than the increment field variance only at upper levels (the ratio approaches unity at low levels). This implies that, at low levels, it might be difficult to obtain accurate estimates of coherent features in the observed current field.

2.2 The concept of scale selection

It is well known that the mean separation distance between stations sets a lower limit for the range of scales that can be successfully resolved by the analysis. Thus, the reconstruction of a 3D field from scattered observation can never pretend to reflect the "truth", this is, to include the whole range of scales present in the ocean. Instead, scales smaller than the limit imposed by the sampling must be filtered out from the analysis, otherwise they can produce spurious short-scale "noise" that amplifies with subsequent applications of differencing operators.

Very few studies include this step explicitly, though they do it implicitly (and often in a subjective way) by using correlation scales or noise-to-signal ratios larger than those inferred from the data.

However, the desired scale selection is not strictly ensured by increasing the noise-to-signal ratio, since this is only suitable for suppressing the purely 'white-noise' (spatially uncorrelated) part of the residuals. Instead, the required scale selection can be achieved either through a moving average filter applied to gridpoint values or, in a more optimal way, by convolving the weight functions of the interpolation scheme with a normal error filter (Pedder, 1993). The later results in larger effective correlation scales having the desired frequency response.

An optimistic assumption is that the smallest resolvable wavelength is equal to twice the separation distance between stations (the Nyquist wavelength). However, it is usually wiser to consider several times this wavelength as the lower limit. In any case, it is worth noting that when some kind of scale selection is applied, the station residuals and prediction errors cannot be used as a measure of the analysis accuracy. To do that, we shouldn't compare the analysis with the "truth" (approached here by observations), but only with that part of the truth (the spectral contents) included in the analysis.

2.3 Statistical formulation

Following OSI formulation, substituting (2) into the term minimized in (1) yields the variance of the analysis errors σ_{err}^2 :

$$\sigma_{err}^2 = \langle (\hat{O}'_x - \tilde{O}'_x)^2 \rangle = \tilde{\sigma}^2 (1 - C_x^T \bar{\gamma}^{-1} C_x) \quad (6)$$

It depends on the station distribution through the correlation vector C_x and matrix $\bar{\gamma}$ and also on the analysis parameters involved. Although statistical errors may underestimate actual analysis errors due to the simple shape assumed for the correlation model (Daley, 1991), they provide a reliable basis for what concerns their spatial distribution.

It is also relatively easy to demonstrate that the contribution of instrumental error to total errors given by (6) is

$$\sigma_{instr}^2 = \gamma \tilde{\sigma}^2 C_x^T \bar{\gamma}^{-2} C_x \quad (7)$$

which is obviously zero in the case that $\gamma = 0$. The difference between expressions (6) and (7) would account for the contribution of the interpolation process (the sampling errors) or, in other words, the errors that would result if the field was sampled without any instrumental error.

Usually, larger errors concentrate near the boundaries and in data voids, where the interpolation is handicapped by the asymmetry of the data distribution. As suggested by previous results, for hydrographic data the contribution of instrumental errors is much smaller than the sampling contribution, due to the small instrumental error of CTD probes.

For velocity data it is not that clear, since the magnitude of instrumental errors strongly depends on data acquisition conditions such as the availability of differential GPS. For an optimal acquisition process such as that reported by Allen et al (1997) (i.e., for ADCP rms errors of about 2 cm/s) the contributions of instrumental and sampling errors are of the same order. However, in less optimal conditions the contribution of instrumental errors could be higher than the sampling contribution.

When additional smoothing is applied, (6) should be replaced by

$$\sigma_{err}^2 = \tilde{\sigma}^2 (\bar{\bar{C}}_0 - \bar{C}_x^T \bar{\gamma}^{-1} \bar{C}_x) \quad (8)$$

where vector \bar{C}_x would contain the functions of spatial lag resulting from the convolution of the correlation function with a normal error filter (Pedder, 1993), and constant $\bar{\bar{C}}_0$ is the value, at zero distance lag, of the functions resulting from the double convolution of the correlation function with the filter function.

Results from a particular case study indicate that statistical errors can be reduced by about a half by using a cut-off wavelength equal

to several times the distance between stations. This clearly indicates that the analysis is doing a much better job for scales that are well resolved by the sampling than for shorter scales. Obviously errors could still decrease using a larger cut-off wavelength, but it would be at the expense of loosing scales which are, if not completely, at least fairly well resolved by the sampling.

Another important feature to comment is that when some smoothing is applied, the penetration of boundary effects inside the domain is larger. This derives from the larger effective characteristic scales resulting from the convolution of operators. However, this negative consequence of the filtering is usually largely compensated by the benefits of improving the analysis at resolved scales. In practice, the consequence of the penetration of boundary effects inside the domain will prevent from trusting results near the boundaries.

3. ERRORS IN DERIVED VARIABLE FIELDS

The statistical error approach provided by OSI only applies to observed variables. The problem is now how these errors propagate through the operators applied onto the interpolated fields of these variables to obtain the set of derived diagnostic variables. Because these operators are (linear and non-linear) combinations of spatial derivatives, the spatial correlation of the errors in the observed fields is more important than their magnitude. As a consequence, expressions (6) and (7) must be generalized in order to account for the spatial correlation.

For an observed variable ϕ (having increment field variance σ_ϕ^2), the symmetric MxM matrix (ζ_ϕ) accounting for the covariance between analysis errors at the M grid points is given by

$$\zeta_\phi = \tilde{\sigma}_\phi^2 (\&g - \&g^T \bar{\gamma}^{-1} \&g) \quad (9)$$

where $\&g$ is an NxM correlation matrix linking the M gridpoint location and the N station location, so that former correlation vector C_x would be the 'x' column of $\&g$. The MxM matrix $\&g$ is the gridpoint correlation matrix, equivalent to the NxN station correlation matrix $\&g$ appearing in (4). The relation between expressions (6) and (9) is that the trace elements of ζ_ϕ correspond to those given by (6) (i.e., the error variance at grid points), whereas the off-diagonal terms account for the covariance between errors at (spatially-distinct) points. The contribution of instrumental errors to (9) (i.e., the generalized version of (7)) is given by

$$\zeta_{\phi \text{ instr}} = \gamma \tilde{\sigma}_\phi^2 \&g^T \bar{\gamma}^{-2} \&g \quad (10)$$

3.1 Extension of the statistical formulation to linear operators

Now, let ζ be a vector of grid point values of a variable ζ , generated by operating linearly on the vector of gridpoint values ϕ , so that $\zeta = +^T \phi$. The MxM matrix $+^T$ is the discrete version of the continuous operator linking variables ζ and ϕ . It is not difficult to show that the analysis error covariance matrix of ζ is given by

$$(\zeta) = \tilde{\sigma}_\phi^2 +^T (\&g - \&g^T \bar{\gamma}^{-1} \&g) + \quad (11)$$

so that (ζ) and (ϕ) are simply related by $(\zeta) = +^T (\phi)$. Expression (11) is also useful when some kind of scale selection is applied. In that case, $+$ would represent the smoothing operator, so that $\&g$ would be the generalization of vector \bar{C}_x appearing in (8).

In practice, it is not necessary to evaluate the full matrix (ζ) in order to obtain useful information about the error characteristics of ζ . As for (9), its trace gives the error variance at grid points, and looking just at one row (or column) of (11) will give an idea of the

spatial correlation between a certain gridpoint error and the surroundings.

The above formulation allows to estimate analysis errors for diagnostic variables such as geostrophic velocity, relative vorticity or the vorticity gradient. Results indicate that in a region of sharp dynamic height gradients such as the Alborán sea (the increment standard deviation is of the order of tens of cm/s), using an homogeneous distribution of CTD stations separated about 10 km would allow to estimate geostrophic velocities with an accuracy of about 4 cm/s (except near the boundaries). This should be enough, for instance, to test simple balance assumptions such as the geostrophic balance against actual (ADCP) velocities. The accuracy of the diagnosed geostrophic vorticity field is of about 0.1f, which should be sufficient to identify the sign, scale and approximate magnitude of significant mesoscale features of the non-divergent part of the circulation in a region where the expected rms variation is of order 0.3f. However, it might be difficult rejecting any null hypothesis relating to a comparison between geostrophic vorticity and relative vorticity inferred from velocity observations.

3.2 Numerical simulations for non-linear operators

Other variables such as the vertical velocity are obtained through non-linear operators applied onto the dynamic height field, and therefore the previous approach cannot be applied.

Another way of looking to errors is to consider the error field associated with a single realization. In fact, this often provides a more direct impression of error features than looking at ensemble averaging over multiple realizations as in the previous section.

Let $\phi' = \mathbf{C}^{\phi \text{ T}} \mathbf{D}^{\phi}$ represent the Cholesky factorization of the correlation matrix associated with the grid locations. Then, one realization of the increment field sampled on those locations can be obtained simply by

$$\phi' = \mathbf{C}^{\phi \text{ T}} \mathbf{D}^{\phi} + \mathbf{E} \quad (12)$$

where \mathbf{E} is a vector of random numbers drawn from a normal distribution with zero mean and variance $\tilde{\sigma}_{\phi}^2$. Observation errors can be simulated by sampling a random-normal distribution with zero mean and variance equal to $\gamma \tilde{\sigma}_{\phi}^2$, and then added to ϕ' .

Results obtained for dynamic height, geostrophic velocity and vorticity are slightly larger than those predicted by OSI formulation, probably due to the discrete generation of the realizations. For the particular sampling described in the previous section, results indicate that total error-to-signal variance is of the order of 1% for dynamic height, 10-15% for geostrophic vorticity and 6-25% for the vertical velocity (10%, 30-40% and 25-50%, respectively in terms of standard deviation ratios). To give some values, vertical velocity errors are of the order of 20m/day in the particular context of the Alborán sea, where typical values are of the order of 50 m/day. These values should always be taken as a lower boundary, since the effect of the lack of synopticity is not considered and fields are assumed to obey the simple statistics of the assumed correlation model.

This means that vorticity and vertical velocity fields computed from oceanographic cruise data should allow to diagnose the sign and order of magnitude of the features, but it might be difficult to use the result for either verifying quantitatively the output of a numerical model, or for testing the sensitivity of results to different balance models (Pinot et al, 1996; Shearman et al, 2000).

APPENDIX: MULTIVARIATE OBJECTIVE ANALYSIS

OSI can easily be extended from a single variable problem to observations of different variables, provided that cross-correlation between increment values of different variables and the respective noise-to-signal ratios are known. Cross-correlations are strongly linked to the relationships between variables, so that the statistical basis of the method will actually reflect a physical (dynamical) balance condition. The main advantage of multivariate (hereafter

MV) analysis is that the spatial interpolation of any variable benefits from the information contained in observations of other, related variables.

It is not difficult to show that extending the minimization problem (1) to observations of different variables gives a solution very similar to (3). Thus, for the particular case of dynamic height ϕ and velocity components (u, v) , ϕ_x would be given by:

$$\phi_x = D_x^\phi + \mathbf{C}_x^{\phi \text{ T}} \mathbf{7}^{-1} \mathbf{O}' \quad (13)$$

where D^ϕ is the geostrophic stream function drift, $\mathbf{C}_x^\phi = (C_{x1}^{\phi \phi}, \dots, C_{xN\phi}^{\phi \phi}, C_{x1}^{\phi u}, \dots, C_{xNu}^{\phi u}, C_{x1}^{\phi v}, \dots, C_{xNv}^{\phi v})$, and $\mathbf{O}' = (\phi'_1, \phi'_2, \dots, \phi'_{N\phi}, u'_1, u'_2, \dots, u'_{Nu}, v'_1, v'_2, \dots, v'_{Nv})$. Here $C_{ij}^{\phi \phi}$, $C_{ij}^{\phi u}$, $C_{ij}^{\phi v}$ denote auto- and cross-correlations for the geostrophic stream function ϕ . It is worth noting that no restriction applies to the number or collocation of observations of the different variables.

The equivalent expressions for u_x and v_x can be easily derived from (13). Matrix $\mathbf{7}$ would be the same for all them, its definition simply being the generalization of expression (4). Namely, matrix \mathbf{C}_x will contain auto-correlations between increment pairs for each variable and cross-correlations between increment pairs of different variables. Assuming that observational errors of different variables are not correlated, they will still appear only in the diagonal of $\mathbf{7}$, as in (4), but now γ will be $\gamma_\phi = \sigma_{\epsilon\phi}^2 / \tilde{\sigma}_{\phi}^2$ for the first N_ϕ elements of the diagonal and $\gamma_v = \sigma_{\epsilon v}^2 / \tilde{\sigma}_v^2$ for the other $N_u + N_v$ elements (in principle there is no reason to assume different values for the two velocity components).

The statistical error formulation developed in previous sections can also be easily extended to the MV version. Results for a particular case in the Alborán sea indicate that MV errors are about 25% smaller than UV errors where errors are larger (Gomis et al, 2000). This illustrates a well known property of MV analysis since current data contain information on dynamic height gradients, they are specially useful to reconstruct the field in data voids from observations located nearby. In most of the well covered domain, MV errors were about 10% smaller than UV errors. In addition to smaller statistical errors, for the particular case examined in this work the MV approach clearly provided more realistic results than the standard OSI for high order derived variables such as vorticity of vertical velocity.

It must be stressed, however, that the benefits of the MV approach will strongly depend on the quality of ADCP data (i.e., on its acquisition and on the eventual presence of inertial and tidal currents).

REFERENCES

- Allen, J. T., D. A. Smeed (1995): "Potential vorticity and vertical velocity at the Iceland-Faeroes front". *J. Phys. Ocean.*, **26**, 2611-2634.
- Allen, J. T., D. A. Smeed, N. Crisp, S. Ruiz, S. Watts, P. J. Velez, P. Jornet, O. Rius, A. Castellón (1997): "Upper ocean underway operations on BIO Hespérides cruise OMEGA-ALGERS using SeaSoar and ADCP". *Internal Report 17*, Southampton Oceanography Centre .
- Allen, J. T. (2000): "SeaSoar oceanographic cruises. The synopticity problem studied from process model experiments". Workshop on Spatial Objective Analysis for diagnostic studies in Meteorology and Oceanography (*this issue*).
- Daley, R. (1991): "Atmospheric Data Analysis". Cambridge University Press, 457 pp.
- Gomis, D., S. Ruiz, M. A. Pedder (2000): "Diagnostic analysis of the 3D ageostrophic circulation from a Multivariate Spatial Interpolation of CTD and ADCP data." *Deep Sea Res.* (in press).
- Holton, J. R. (1979): "An introduction to dynamic meteorology". International Geophysical Series, vol. 23. Academic Press.
- Hoskins, B. J., I. Draghici, H. C. Davies (1978): "A new look at the omega equation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **104**, 31-38.

- Pedder, M. A. (1993): "Interpolation and filtering of spatial observations using successive corrections and gaussian filters". *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2889-2902 .
- Pedder, M. A., D. Gomis (1998): "Application of EOF Analysis to the spatial estimation of circulation features in the ocean sampled by high-resolution CTD samplings". *J. Atmos. Ocean Tech.*, **15**, 959-978 .
- Pedder, M. A. (1989): "What can we learn from spatial objective analysis Workshop on Spatial Objective Analysis for diagnostic studies in Meteorology and Oceanography (*this issue*)".
- Pinot, J. M., J. Tintoré, D. P. Wang (1996): "A study of the omega equation for diagnosing vertical motions at ocean fronts". *J. Mar. Res.*, **54**, 239-259.
- Pollard, R. T., L. Regier (1992): "Vorticity and vertical circulation at an ocean front". *J. Phys. Ocean.*, **22**, 609-625.
- Ruiz, S., D. Gomis, M. A. Pedder, J. Font (2000): "Multivariate, EOF-based 3D spatial analysis: applications to potential vorticity diagnostics in the Alborán sea". Workshop on Spatial Objective Analysis for diagnostic studies in Meteorology and Oceanography (*this issue*).
- Shearman, K., J. A. Barth, J. S. Allen, R. L. Haney (2000): "Diagnosis of the three-dimensional circulation in mesoscale features with large Rossby number". *J. Phys. Ocean.* (in press).
- Thiébaux, H. J., M. A. Pedder (1987): "Spatial objective analysis with applications in atmospheric sciences". *Academic Press*, 299 pp.
- Tintoré, J., D. Gomis, S. Alonso, G. Parrilla (1991): "Mesoscale dynamics and vertical motions in the Alborán Sea". *J. Phys. Ocean.*, **21**, 811-823.

INFLUENCIA DE UN FONDO INCLINADO EN LA CIRCULACIÓN LOCAL DE LA REGIÓN

P. Pérez-Rodríguez⁽¹⁾, J.L. Pelegrí⁽²⁾.

Facultad de Ciencias del Mar. Grupo de Oceanografía Física de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

⁽¹⁾ pilar.perez@fisica.ulpgc.es

⁽²⁾ joseluis.pelegrí@fisica.ulpgc.es

RESUMEN

El problema que proponemos consiste en examinar las características de la circulación en un área con fondo inclinado, para lo que se proponen varios casos teóricos de estratificación. Debido a la complejidad del problema se asumen diversas hipótesis que servirán como primera aproximación. Se ha escogido una región idealizada de pendiente fija y varios casos de estratificación donde las isopicnas presentan una inclinación también constante. En este escenario incluimos una capa límite de fondo (CLF) de espesor fijado en 50 m (Thorpe, 1987; Thorpe et al, 1990), aunque no hay que olvidar que las características de la CLF varían espacial y temporalmente dependiendo de factores como la intensidad y dirección de la corriente. Además es importante tener en cuenta que debe existir un proceso de interacción recíproca, es decir, que los patrones de circulación sobre la plataforma y el talud continental se verán a su vez modificados por las características de la CLF (Thorpe, 1987; Garret et al. 1993; Csanady y Pelegrí, 1995; Trowbridge y Lentz, 1991). Un aspecto muy importante de la CLF en el talud es que en ella pueden tener su origen posibles mecanismos de transferencia de masa y momento desde el fondo oceánico hacia el océano interior (Csanady, 1990; Garret et al, 1993), resultado que se corresponde con mediciones de campo que muestran elevados niveles de turbulencia en zonas oceánicas caracterizadas por fondo rugoso (Polzin et al. 1997).

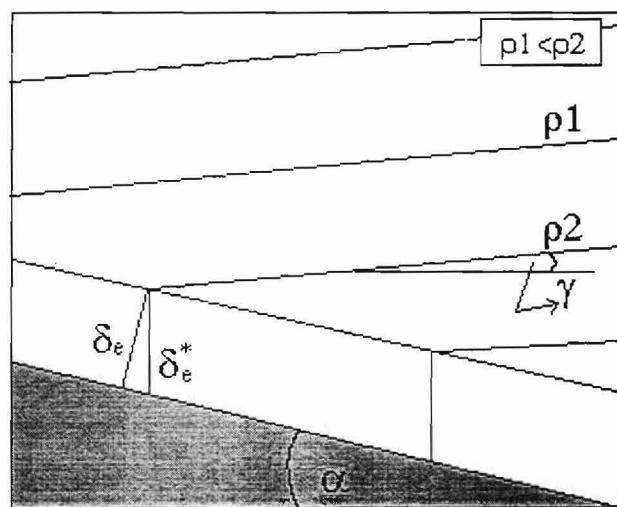


Figura 1. Esquema de la región de estudio.

En los casos de estratificación teórica que proponemos las isopicnas cercanas al fondo deben girar para caer perpendiculares al mismo, satisfaciendo de esta manera la condición de flujo nulo hacia dentro del talud. Admitimos, sin embargo, que la CLF es homogénea en la dirección vertical (figura 1), lo que no introduce un error significativo ya que la pendiente del talud es lo bastante pequeña como para que δe y δe^* ($\delta e^* = \delta e / \cos \alpha$) sean equiparables.

Para nuestro estudio de la influencia de la CLF utilizaremos la aproximación geostrófica. Esta es una primera aproximación al problema que se realiza debido a las dificultades que introduce la inclusión de otros términos en el balance de fuerzas, tales como la fricción en el fondo. Para el análisis geostrófico tomaremos como nivel de referencia (velocidad cero) una profundidad constante o el borde sólido cuando este sea más somero. A pesar de la aproximación geostrófica los resultados serán útiles para demostrar que la CLF origina un importante efecto en la circulación de toda la columna de agua.

Se examinan cinco casos, los dos primeros con una inclinación negativa de las isopicnas, el tercero con isopicnas planas, es decir, inclinación cero, y los otros dos casos con inclinaciones positivas. Para todos los casos el nivel de referencia en aguas profundas se ha elegido a 2000 m. Por el interés que tiene la comparación, se realizó una primera simulación para los cinco casos en océano abierto, sin bordes rígidos, para la cual la aproximación geostrófica es más adecuada. La segunda propuesta consiste en incluir un talud con una pendiente de 0.1 pero sin CLF. En este caso se observa el efecto del cambio de nivel de referencia sobre las corrientes. Y por último se añade al problema la presencia de una CLF de 50 m de espesor. Esto da lugar a la aparición de una corriente específica ocasionada por esta capa, con valores similares para los cinco casos, que provoca un claro efecto en toda la columna de agua, haciendo según cada caso que la intensidad de la corriente en la columna de agua aumente o disminuya. Para el cálculo de las velocidades geostróficas en el talud proponemos dos opciones. En la primera se repiten para cada estación los valores de las propiedades de la estación anterior más profunda dentro del talud, llevando a cero los gradientes y por tanto, la velocidad. La segunda opción consiste en utilizar el método propuesto por Csanady (1979), en el cual la altura dinámica se calcula mediante la integral de la densidad en el fondo oceánico a lo largo del mismo.

Según los resultados de este primer análisis cabría esperar que en las regiones de talud del borde este de la cuenca del Atlántico Norte se encuentre una corriente de fondo hacia el norte, mientras que en el borde oeste se encuentra una corriente de fondo que fluye hacia el sur. Además existe la posibilidad de un efecto similar debido a la presencia de la dorsal Atlántica. En todo caso la extensión espacial y magnitud de la corriente inducida por la presencia del fondo inclinado quedarán determinadas por la intensidad del flujo interior, la pendiente y el espesor de la capa de mezcla.

REFERENCIAS

Csanady, G.T., Pelegrí J.L., Vorticity balance of boundary currents, Journal of Marine research, 53, 171-187, 1995.

Csanady, G.T., Physical basis of coastal productivity, EOS Transactions, 71, 1060-1065, 1990.

Csanady, G.T., The pressure field along the western margin of the North Atlantic, Journal of Geophysical research, 84, 4905-4915, 1979.

Garret, G., MacGready P., Rhines P., Boundary mixing and arrested Ekman layers rotating stratified flow near a sloping boundary, Annual Review of fluid mechanics, 25, 291-323. 1993.

Polzin, K.L., Toole J.M., Ledwell J.R., Schmitt R.W., Spatial variability of turbulent Mixing in the abyssal Ocean. Science, 276, 93-96, 1997.

Thorpe S.A., Current and temperature variability on the continental slope, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 323, 471-517. 1987.

Thorpe S.A., Hall P., White M. The variability of mixing at the continental slope, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 331, 183-194. 1990.

Trowbridge, J.H., and S.J. Lentz. Asymetric behavior of an oceanic boundary layer above a sloping bottom, J. Phys. Oceanogr., 21, 1171-1185. 1990.

Study on benthic nitrogen regeneration and its contribution to sustain primary productivity in an Island Mass Effect on coastal shelf waters around Gran Canaria (Canary Islands).

S. Torres, S. Hernández-León y M. Gómez.

RESUMEN:

La producción de materia orgánica por fotosíntesis y su posterior metabolismo y remineralización son procesos centrales en el campo de la Oceanografía Biológica. La excreción de los organismos vivos es la forma por la cual la materia orgánica producida por los océanos es transformada en compuestos inorgánicos que pueden ser de nuevo utilizados por los productores primarios. Las tasas de producción primaria están limitadas a unos ciertos niveles máximos debidos a un nutriente en particular que limita el crecimiento del fitoplancton. Debido a procesos de mezcla vertical y a fenómenos de afloramiento los nutrientes pueden alcanzar las zonas iluminadas donde comienza un nuevo ciclo de producción. No obstante, la producción en el propio sistema es un proceso que prolonga el ciclo productivo durante un mayor período de tiempo, con lo que la producción regenerada puede ser considerable en relación a la producción total anual. La presencia de las Islas en el paso de la Corriente de Canarias y la especial situación de influencia del cercano afloramiento africano constituyen una serie de mecanismos responsables de incrementar los procesos productivos en el área de Canarias. Sin embargo, poco se sabe sobre la dependencia de los mecanismos de retroalimentación debido a la regeneración en el propio sistema.

Con el objeto de estudiar la medida en que los procesos bentónicos de regeneración contribuyen a una mayor producción en el ecosistema sobre la plataforma, hemos estudiado la actividad metabólica de la meiofauna. La medida de la actividad de las enzimas del Sistema de Transferencia de Electrones (ETS), ha sido tomada como índice metabólico de respiración y utilizada para cuantificar las tasas de regeneración de nitrógeno en áreas de estudio localizadas alrededor de Gran Canaria. Las tasas de regeneración de nitrógeno obtenidas se encuentran dentro del rango registrado por otros autores para el sedimento empleando métodos directos.

Los valores de regeneración de nitrógeno estimados fueron, respectivamente, de 9.02 ± 1.31 ; 9.81 ± 1.01 y $6.13 \pm 1.36 \text{ mg N} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$, para un área de turbulencia al Oeste, para un área a sotavento, y para un área de turbulencia al Este de la isla. Los resultados muestran que la regeneración de nitrógeno por la meiofauna puede suponer entre 18-25 % de los requerimientos para la producción primaria medida en el área. Estos valores sugieren que el sedimento representa un compartimento de relativa importancia como fuente de nitrógeno para el fitoplancton. La regeneración es estacional, y muestra máximos valores en invierno, mínimos en primavera, seguidos de un aumento hacia los meses de verano.

Se confirma la idea por la cual la regeneración bentónica acopla los procesos que tienen lugar en el sedimento con los que se desarrollan en la columna de agua. Su origen se centra en la liberación de nutrientes regenerados en el bentos, que mediante mezcla vertical inducida por el viento son accesibles para el primer eslabón de la cadena trófica. Las fluctuaciones en los procesos productivos del sistema planctónico se relacionan con la actividad de las comunidades bentónicas, de forma que éstas parecen responder a los aportes de materia orgánica al sistema.

CARACTERISTICAS GENERALES Y ORIGEN DE LOS “BEACHROCKS”

F. CALVET*

* Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 08071 Barcelona.

Definición y características de los “beachrocks”

Las arenas de playa litificadas mediante cementos carbonatados dan lugar una roca que se denomina “beachrock” (Ginsburg, 1953). Las playas son un emplazamiento ideal para la precipitación de cementos marinos, ya que las condiciones de alta energía (debida a la acción del oleaje y de las mareas) y de un sedimento en general de tamaño arena, con una alta porosidad y permeabilidad, aseguran volúmenes adecuados de agua supersaturada capaz de circular a través del sedimento produciendo su cementación (Moore, 1989). En general, esta cementación ocurre en la zona intermareal, pero también puede ocurrir en la parte alta de la zona submareal y en la parte baja de la zona supramareal (Holeil & Rashed, 1992).

Los “beachrock” se disponen paralelos, y a veces perpendiculares, a la línea de costa formando cuerpos continuos de hasta varias decenas de kilómetros a parches métricos discontinuos e incluso nódulos decimétricos (Bricker, 1971). Los “beachrocks”, en general, no exceden del metro de potencia, aunque se han citado hasta los 5 metros de potencia (Amieux *et al.*, 1991), y buzan suavemente (con un máximo de 15°) en dirección al mar siguiendo la disposición de la playa, desarrollándose en la parte alta del “shoreface”.

A menudo, los “beachrocks” están constituidos por diversos horizontes (“dalles”, “beds”, “bands”, “horizons”) de algunos cm o dcm de potencia. Según Meyers (1987) los “beachrocks” presentan una estratigrafía inversa, en los que el horizonte inferior sería el más moderno y el horizonte superior el más antiguo. Los horizontes, se generarían por un mecanismo de cementación diferencial, y serían independientes de la estratificación original (Alexandersson, 1972). Por el contrario, Moore (1973) considera que el “banding” de los “beachrocks” está relacionado con la estratificación y la laminación original de la playa.

La superficie superior de los “beachrocks” coincide con el nivel medio del mar (Moore, 1973). La superficie de los “beachrocks” es en general irregular. Las principales morfologías son “solution basins”, “cracks and channels” y “potholes”. Asimismo la superficie superior de los “beachrocks” presenta abundante actividad bioerosiva, en gran parte debido a la acción “grazing” de equinodermos y gasterópodos. En general, la base de los beachrocks es una superficie plana.

Los “beachrocks” afloran cuando la playa se degrada, y pueden fragmentarse mediante la acción de las tormentas dando lugar a cantos y bloques, los cuales se recementan formando niveles de bloques y conglomerados (Davaud & Strasser, 1984; Amieux *et al.*, 1989)

Distribución de los “beachrocks” recientes y holocenos

Muchos autores consideran que los “beachrocks” se desarrollan preferencialmente en climas tropicales y subtropicales (Bricker, 1971). Esta visión es relativamente simplista ya que se han citado “beachrocks” en áreas con clima templado e incluso climas relativamente fríos.

Las principales zonas de desarrollo de “beachrocks” actuales son: i) Zonas tropicales o subtropicales con clima húmedo como el Caribe (Ginsburg, 1953; Moore, 1973; Hanor, 1978; Davaud & Strasser, 1984; Beier, 1985; Kindler & Bain, 1985; Gischler & Lomando, 1997), África (Schroeder, 1979; Amieux *et al.*, 1989), Pacífico (Meyers, 1985; Bernier *et al.*, 1990; Font & Calvet, 1997, Neumaier, 1998), Australia (Neumaier, 1998, Webb *et al.*, 1999), Brasil (Chaves & Sial, 1998). ii) Zonas tropicales o subtropicales con clima árido o semiárido como el golfo Pérsico (Taylor & Illing, 1969), el golfo de Aqaba (Friedman & Gavish, 1971), el mar Rojo (Holail & Rashed, 1992, Neumaier, 1998). iii) Zonas de clima templado como el Mediterráneo (Friedman & Gavish, 1971; Alexandersson, 1972; El-Sayed, 1988; Bernier & Dalongeville, 1988; Strasser *et al.*, 1989; Holail & Rashed, 1992; Neumaier, 1998), Canarias (Tietz & Muller, 1971; Calvet *et al.*, 2000).

Ultimamente se ha citado la presencia de “beachrocks” en regiones con climas relativamente frías como es el caso de las costas de Escocia (Kneale & Viles, 2000).

Composición y textura

La composición petrográfica de los “beachrocks” es variable, desde un alto porcentaje de fragmentos volcánicos o un alto contenido de granos de cuarzo hasta un 100% de componentes carbonatados. El tamaño de los granos varía de arena media a grava, y como norma general la granoselección es buena. Los “beachrocks” recientes presentan la misma composición que el sedimento de las playas adyacentes (Beier, 1985).

Los “beachrocks” localizados a barlovento de barreras arrecifales están constituidos básicamente por componentes esqueléticos, la mayoría procedentes de la barrera arrecifal (Kindler & Bain, 1993; Font & Calvet, 1997). Los “beachrocks” de la zona del Caribe presentan un alto contenido en *Halimeda*, mientras que los de la zona indo-pacífico son ricos en foraminíferos y algas rodofíceas.

Los “beachrocks” pueden presentar, en general hacia la parte superior de la zona intermareal, texturas fenestral (Davaud & Strasser, 1984; Kindler & Bein, 1993).

Cementos

Los cementos de los “beachrocks” del Mediterráneo son básicamente de HMC (Alexandersson, 1972; Holeil & Rashed, 1992), mientras que los cementos de la zona del Caribe son preferencialmente de aragonito (Alexandersson, 1972). Los “beachrocks” también pueden presentar una distribución lateral de la cementación a nivel de afloramiento. En las zonas hacia tierra dominan los cementos de origen meteórico, mientras que hacia mar dominan los cementos de origen marino (Moore, 1973; Amieux *et al.*, 1989). Los cementos de los “beachrocks” presentan localmente variaciones verticales de distribución. Así, la parte superior de los “beachrocks” de la Isla Heron de la Gran Barrera australiana (Davies & Kinsey, 1973) tiene un 2% de cemento aragonito, mientras que a un metro de profundidad el volumen del cemento ha incrementado hasta un 30%.

Los principales tipos de cementos de los “beachrocks” son: i) El cemento micrítico de HMC, el cual forma envueltas alrededor de los granos; ii) El cemento fibroso de aragonito, muy común, el cual en la zona intermareal baja forma envueltas isópacas, ya que en esta zona los poros están llenos de fluidos durante la mayor parte del tiempo. En la zona intermareal media y alta las envueltas de aragonito son asimétricos y presentan disposiciones gravitaciones y menisco, ya que esa zona presenta características hidrológicas de zona vadosa; iii) El cemento “bladed” y/o fibroso de HMC presenta en general disposición isópaca.

y iv) La presencia de cementos de LMC es posible en la zona supramareal alta cuando existen influencias de aguas meteóricas.

La mayoría de los “beachrocks” presentan dos grandes fases de cementación: una primera fase constituida por cemento micrítico de HMC y una segunda etapa formada por cementos fibrosos de aragonito o cementos “bladed” de HMC (Friedman & Gavish, 1971; Moore, 1973; Davies & Kinsey, 1973; Davaud & Strasser, 1984; Bernier & Dalongeville, 1988; Amieux *et al.*, 1989; Strasser *et al.*, 1989; Bernier *et al.*, 1990; Holail & Rashed, 1992; Bernier & Dalongeville, 1993). La presencia de las dos fases de cementación implica la existencia de variaciones del medio ambiente, básicamente hidrodinámicas, y que podrían ser el resultado de variaciones del nivel del mar (Bernier & Dalongeville, 1993).

Origen de los beachrocks

El origen del cemento micrítico de HMC esta relacionado con la presencia de actividad microbiana (Moore, 1973; Bernier & Dalongeville, 1988; Strasser *et al.*, 1989; Amieux *et al.*, 1989; Bernier *et al.*, 1990; Bernier & Dalongeville, 1993), aunque otros autores consideran que no existe ninguna relación entre la formación del cemento micrítico y la actividad microbiana (Alexandersson, 1972).

De acuerdo Bernier & Dalongeville (1988) las cianobacterias (*Microcoleus*, *Lyngbya*, *Schizothrix*) juegan un papel muy importante en el desarrollo del cemento micrítico. La necesidad de luz para el desarrollo de las cianobacterias implica que la formación del cemento micrítico sea un proceso relativamente superficial (Bernier *et al.*, 1990; Bernier & Dalongeville, 1993). Los cementos de aragonito y de HMC se originan a partir del agua marina mediante mecanismos de evaporación y fuga de CO₂ (Hanor, 1978). El aporte (“pumping”) constante de agua marina se produce mediante la acción de las mareas y del oleaje, lo cual facilita la cementación de estas zonas intermareales. Asimismo, la acción de algas y bacterias contribuyen a la precipitación, especialmente del cemento micrítico.

Los principales factores que controlan la cementación de los “beachrocks” son:

i) Incremento de la temperatura del agua en los “beachrocks” (Ginsburg, 1953).

ii) Fuga de CO₂ (Ginsburg, 1953; Hanor, 1978; Meyers, 1987). Las variaciones temporales del químismo de las aguas intersticiales de los “beachrocks” actuales de la isla de Hawái sugieren que la fuga de CO₂ juega un papel muy importante en la génesis de los cementos de los “beachrocks”. Los cambios de presión parcial de CO₂ de las aguas intersticiales varían en función de la oscilación mareal, en los que durante las mareas altas los valores de la presión parcial de CO₂ serían más altos, mientras que durante las mareas bajas decrecerían. El “ratio” de saturación de la calcita está en relación directa con la proporción de CO₂. Los valores de saturación incrementan durante las mareas altas y decrecen durante las mareas bajas. Para Meyers (1987) estos datos sugieren que es la desgasificación del CO₂ que se produce durante los períodos de mareas bajas provocan la precipitación del cemento micrítico generado a partir del agua intersticial.

iii) Evaporación (Ginsburg, 1953; Taylor & Illing, 1969; Moore & Billings, 1971). La principal fuerza de la cementación es la evaporación, que se produce en la zona intermareal. La evaporación implica un incremento de la concentración de las aguas intersticiales, que favorece la precipitación del cemento de aragonito en la zona comprendida entre marea baja y marea alta.

iv) Mezcla de aguas (Schmalz, 1971; Moore, 1973)

La velocidad de formación de los “beachrocks” puede ser muy rápida (Bricker, 1971), incluso del orden de 10 a 15 años o de algunas decenas de años (Holail & Rashed, 1992). Numerosos afloramientos de beachrocks presentan artefactos de origen humano y algunos incluso procedentes de la segunda guerra mundial).

Bibliografía

- ALEXANDERSSON, T., (1972). Mediterranean Beachrock Cementation: Marine Precipitation of Mg-Calcite. In: D.J.Stanley (ed.) *The Mediterranean Sea*. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Pa.: 203-223.
- AMIEUX, P., BERNIER, P., DALONGEVILLE, R. & MEDWECKI, V., (1989). Cathodoluminescence of carbonate-cemented Holocene beachrock from the Togo coastline (West Africa): an approach to early diageneis. *Sedimentary Geology*, 65: 261-272.
- BEIER, J.A., (1985). Diagenesis of Quaternary Bahamian Beachrock: Petrographic and Isotopic Evidence. *Jour. Sed. Petrol.*, 55: 755-761.
- BERNIER, P. & DALONGEVILLE, R., (1988). Incidence de l'activité biologique sur la cimentation des sédiments littoraux actuels. L'exemple des Iles de Délos et de Rhénée (Cyclades, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307: 1901-1907.
- BERNIER, P. & DALONGEVILLE, R., (1993). Approches méthodologiques complémentaires des variations récentes du niveau marin: géomorphologie et cimentation littorale. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 53: 151-157.
- BERNIER, P., BONVALLOT, Y., DALONGEVILLE, R. & PRIEUR, A., (1990). Le beach-rock de Temae (Île de Moorea - Polynésie française). Signification géomorphologique et processus diagénétique. *Z. Geomorph. N.F.*, 34: 435-450.
- BRICKER, O.P., (1971). Introduction: Beachrock and intertidal cement. In: O.P. Bricker (ed.) *Carbonate Cements*. The Johns Hopkins Press. Baltimore and London: 1-3.
- CALVET, F., AGUILAR, A., CARRACEDO, J.C., PÉREZ-TORRADO, F., RECIO, C. & TRAVE, A. (2000). “Beachrocks” de La Palma , Islas Canarias. *Geotemas*, 1(3), 213-217.
- DAVAUD, E. & STRASSER, A., (1984). Progradation, cimentation, érosion, évolution sédimentaire et diagénétique récente d'un littoral carbonaté (Bimini, Bahamas). *Eclogae geol. Helv.*, 77: 449-468.
- DAVIES, P.J. & KINSEY, D.W. (1973). Organic and inorganic factors in recent beach rock formation, Heron Island, Great Barrier Reef. *Jour. Sed. Petrol.*, 43, 59-81.
- EL-SAYED, M.KH., (1988). Beachrock cementation in Alexandria, Egypt. *Marine Geology*, 80: 29-35.
- FONT, Y. & CALVET, F. (1997). “Beachrocks” Holocenos de la Isla de la Reunión, Océano Índico. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22, 87-111.
- FRIEDMAN, G.M. & GAVISH, E., (1971). Mediterranean and Red Sea (Gulf of Aqaba) Beachrocks. In: O.P. Bricker (ed.) *Carbonate Cements*. The Johns Hopkins Press, Baltimore and London: 13-16.
- GINSBURG, R.N., (1953). Beachrock in South Florida. *Jour. Sed. Petrol.*, 23: 85-92.
- GISCHLER, E. & LOMANDO, A.J. (1997). Holocene cemented beach deposits in Belize. *Sedimentary Geology*, 110, 277-297.
- HANOR, J.S. (1978). Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂ degassing. *Jour. Sed. Petrol.*, 48, 489-501.

- HOLAIL, H. & RASHED, M., (1992). Stable isotopic composition of carbonate-cemented recent beachrock along the Mediterranean and the Red Sea coasts of Egypt. *Marine Geology*, 106: 141-148.
- KINDLER, P. & BAIN, R.J., (1993). Submerged Upper Holocene beachrock on San Salvador Island, Bahamas: implications for recent sea - level history. *Geol. Rundsch.* 82: 241- 247.
- MEYERS, J.H., (1987). Marine Vadose Beachrock Cementation by Cryptocrystalline Magnesian Calcite - Maui, Hawaii. *Jour. Sed. Petrol.* 57: 558-570.
- MOORE, C.H., (1973). Intertidal carbonate cementation: Grand Cayman, West Indies. *Jour. Sed. Petrol.*, 43: 591-602.
- MOORE, C.H., (1989). *Carbonate Diagenesis and Porosity*. Developments in Sedimentology 46, Elsevier, Amsterdam, 338 pp.
- NEUMEIER, U. (1998). Le rôle de l'activité microbienne dans la cimentation précoce des beachrocks (sédiments intertidaux). Terre & Environnements 12, Section des Sciences de la Terre, Université de Genève, 183p.
- SCHROEDER, J.H., (1979). Carbonate diagenesis in Quaternary beachrock of Uyombo, Kenya: sequences of processes and coexistence of heterogenic products. *Geol. Rundsch.*, 68: 894-919.
- STRASSER, A., DAVAUD, E. & JEDOUI, Y.. (1989). Carbonate cements in Holocene beachrock: example from Bahiret el Biban, southeastern Tunisia. *Sedimentary Geology*, 62: 89-100.
- TAYLOR, J.C.M. & ILLING, L.V., (1969). Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology*, 12: 69-107.
- TIETZ, G. & MÜLLER, G., (1971). High-magnesian calcite and aragonite cementation in recent beachrocks, Fuerteventura, Canary Islands, Spain. In: O.P. Bricker (ed.). *Carbonate Cements*, The Johns Hopkins University, Baltimore and London: 4-8.
- WEBB, G.E., JELL, J.S. & BAKER, J.C. (1999). Cryptic intertidal microbialites in beachrock. Heron Island, Great Barrier Reef: implications for the origin of microcrystalline beachrock cement. *Sedimentary Geology*, 126, 317-334.

Variability in microplankton respiration around the Canary Islands: implications for regional carbon flux studies.

María F. Montero

Facultad de Ciencias del Mar

Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

The waters around the Canary Islands are characterized by high hydrographic variability. The perturbation of the Canary Current by the islands chain produces vertical mixing in the flanks of the islands, wakes of calm water in their leeward sides, and eddies which are spun off downstream of the islands. On the other hand, intrusions of cold surface waters from the nearby African upwelling system reach the eastern islands, advecting organic material into the Canary Islands region.

Here we present data from several cruises that show how microplankton respiration respond to local hydrography. South of the islands microplankton respiration increases two-fold in relation to the undisturbed waters north of the archipelago. In particular, local respiration maxima are located in the shearing sites of the current with the islands and in the margins of cyclonic eddies. Conversely, low respiration values are found in the nutrient rich waters upwelled waters at the core of cyclonic eddies and in waters exported from the African upwelling system. Our results indicate that, in order to address the role of an oceanic region as a biological source or sink of CO₂, it is necessary to understand the spatial and temporal variability of microbial respiration to achieve a realistic organic carbon budget.

ESTUDIO DE LOS DEPÓSITOS LITORALES DE LA PLAYA DE LAS CANTERAS, LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

F.J. PÉREZ TORRADO¹, F. CALVET², M.C. CABRERA¹ y J. MANGAS¹

¹ Departamento de Física-Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017 Las Palmas de Gran Canaria.

² Departament de Geoquímica, Petrologia i Prosecció Geològica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 08071 Barcelona

RESUMEN

Los depósitos litorales estudiados afloran de forma diseminada a lo largo de toda la playa de Las Canteras, fundamentalmente en los sectores comprendidos entre la Playa Chica y la calle Churruca (denominada zona interna), así como en todos los fragmentos de la barra (denominada zona externa). En ningún momento es visible el sustrato sobre el que se asientan estos depósitos, pero a juzgar por las observaciones submarinas a lo largo de la barra, así como por la presencia de grandes bloques fonolíticos como el denominado “Peña la Vieja”, parece bastante probable que pertenezca a la Formación Detritica de Las Palmas.

Los depósitos litorales de Las Canteras presentan una serie de unidades estratigráficas bien definidas que, de muro a techo, son:

1. Unidad laminada (Unidad 1): Se trata de una calcarenita de grano medio a grueso, compuesta de numerosas capas de unos 10-15 cm de potencia y con buzamientos del orden de 15° hacia el mar. Es visible en la Playa Chica y en el flanco septentrional (hacia mar abierto) de la Barra Grande, aunque aquí siempre de forma sumergida. El tamaño de grano aumenta conforme se acerca a la zona interna, mientras que el sorting aumenta hacia la parte externa. Localmente pueden distinguirse estructuras tractivas (laminaciones cruzadas) en el interior de alguna de estas capas.

Los principales componentes de las calcarenitas son fragmentos de algas rodofíceas (alrededor de un 50%), fragmentos de moluscos y litoclastos. Los componentes secundarios son foraminíferos y fragmentos de equinodermos entre otros. Los fragmentos de moluscos en la zona interna presentan una envuelta micrítica de HMC (entre 6.8 y 13.1 % de MgCO₃) en general muy desarrollada y abundantes microperforaciones mientras que en la zona externa la envuelta micrítica de HMC (10.9 % de MgCO₃) presenta un desarrollo mucho menor y pocas microperforaciones. Las calcarenitas están cementadas por cemento “bladed” de HMC en disposición isópaca y que en la zona interna presenta mayor desarrollo y mayor variabilidad en el contenido en MgCO₃ (entre un 7.0 a un 16.1%) que en la zona externa donde el contenido en MgCO₃ es menos variable (entre 8.6 y 14.0). Las calcarenitas de la zona externa presentan localmente una segunda generación de micrita de HMC (con un contenido de MgCO₃ que oscila entre un 11.5 y un 15.0%) y que es posterior al cemento “bladed” de HMC.

2. Unidad masiva (Unidad 2): Esta unidad se dispone claramente discordante sobre la unidad anterior, aflorando en la Playa Chica y a lo largo de todos los fragmentos de la barra, de la que constituye su parte emergida. Esta unidad comprende dos capas tabulares, con granoselección positiva no muy marcada, buzamientos muy suaves (< 5°) hacia el mar y espesores variables, aumentando hacia la zona externa (desde unos 30 cm en la Playa Chica hasta unos 2 m en la Barra Grande). Son calcarenitas de grano medio a grueso, aunque localmente en la zona interna se localizan niveles de ruditas de rodolitos y fragmentos de bivalvos.

Los principales componentes de las calcarenitas son fragmentos de algas rodofíceas (entre un 50 y un 75%), fragmentos de moluscos y litoclastos. Los componentes secundarios son foraminíferos y fragmentos de equinodermos entre otros. La proporción de algas rodofíceas incrementa en la zona externa mientras que los fragmentos de moluscos lo hacen en la zona interna. Los fragmentos de moluscos de la zona interna presentan una envuelta micrítica de HMC (entre 0.1 y 12.5 % de MgCO₃) en general muy desarrollada y abundantes microperforaciones mientras que en la zona externa la envuelta micrítica de HMC (8.9 % de MgCO₃) presenta un desarrollo mucho menor y pocas microperforaciones. Los granos de la zona interna, especialmente en la parte superior presentan “coatings” de micrita (entre 6.7 y 12.6 % de MgCO₃) de hasta 200 µm de espesor. Las calcarenitas están cementadas por cemento “bladed” de HMC en

disposición isopaca, y en la zona interna presenta mayor desarrollo y variabilidad en el contenido en MgCO₃ (entre un 7.9 y un 18.7%) que en la zona externa donde el contenido en MgCO₃ es menos variable (entre 9.5 y 15.6). Las calcarenitas de la zona externa presentan localmente una segunda generación de micrita de HMC (con un contenido de MgCO₃ que oscila entre 13.1 y 13.7 %) y que es posterior al cemento "bladed" de HMC.

3. Unidad bioturbada (Unidad 3): Recubre a la anterior unidad de forma irregular, con espesores que no sobrepasan los 30 cm. Se localiza solo en la zona interna, entre la Playa Chica y la calle Churruca. Se trata de un limo con abundantes rizocreciones (marcas de bioturbación vegetal) y gran contenido en gasterópodos (posiblemente terrestres).

4. Unidad laminada interna (Unidad 4): Aflora exclusivamente en las cercanías de la calle Churruca y generalmente aparece bastante cubierta por las arenas de la playa actual. Se trata de una calcarenita de grano fino, muy bien seleccionada, formando numerosas láminas de poco espesor (5-10 cm) que buzan del orden de unos 20° hacia tierra.

Los principales componentes de estas calcarenitas son las algas rodofíceas, litoclastos y fragmentos de bivalvos. Están cementadas por cemento esparítico de calcita en disposición isopaca, que localmente rellena la totalidad de la porosidad interpartícula, con cristales equidimensionales del orden de 50 a 150 μm de tamaño. El contenido de CO₃Mg del cemento esparítico oscila entre un 2.7 y un 5.5%, aunque la mayoría de cristales analizados están por debajo del 4%.

5. Unidad conglomerática (Unidad 5): Esta unidad solamente se localiza en la zona externa y concreto a techo de las calcarenitas masivas del nivel 2. Este nivel está formado por un conglomerado constituido por cantos redondeados de naturaleza fonolítica y basáltica de 1 a 30 cm de diámetro. La matriz del conglomerado es una calcarenita de fragmentos de lavas volcánicas, algas rodofíceas y fragmentos moluscos.

Los fragmentos de moluscos presentan localmente microperforaciones llenas de cemento micrítico de HMC (entre 9.4 y un 12.9 % de MgCO₃). El cemento dominante es el cemento "bladed" de HMC en disposición isópaca con un contenido en MgCO₃ que varía entre un 10.9 a 15.0 %. Localmente existe una segunda generación de micrita de HMC (con un contenido de MgCO₃ que varía entre 12.4 y 13.1%) y de cemento peletoidal de HMC.

Síntesis: A partir de los datos aportados, se pueden extraer las siguientes conclusiones:

1. Los depósitos litorales de la Playa de Las Canteras, se generaron en un ambiente de playa, siendo cada uno de ellos reflejo de los distintos sub-ambientes que en ella coexisten. Así, la unidad 1 es típica del foreshore (playa propiamente dicha), la unidad 4 del backshore o trasplaya (dunas eólicas), la unidad 2 de la barra o cordón litoral y la unidad 3 de lagoon.

2. Las principales estadios de cementación de los depósitos marinos (playas) son: i) una primera etapa de cementación mediante "coatings" de micrita magnesiana que solamente se desarrolla en la zona interna de algunos niveles y que estaría relacionado con condiciones de exposición supramareales; ii) Una etapa generalizada cementación mediante cemento "bladed" de HMC en disposición isopaca y que en la zona interna constituye la segunda etapa de cementación de las calcarenitas, mientras que en la zona externa forma la primera etapa de cementación; y iii) una última etapa de cementación mediante cemento de micrita DE HMC y/o peletoidal de HMC. Estos cementos, desarrollados solamente en la zona externa, se presentan en parches milimétricos en los que ocupa parte o la totalidad de la porosidad interpartícula.

El conjunto de cementos de los depósitos de playa han precipitado en condiciones marinas, por lo que se pueden considerar como "beachrocks".

3. Aunque aún no se poseen edades absolutas para estos depósitos, la posición relativa de los mismos y su contenido fosilífero, permitiría ubicarlos en el periodo denominado "Jandiense", hace unos 110.000 años.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por el Proyecto nº 68/98 de la Fundación Universitaria de Las Palmas. Los autores queremos expresar nuestro agradecimiento a la Cruz Roja por las facilidades prestadas durante la realización del mismo.

The Nuuanu and Wailau Giant Landslides, O'ahu, Hawai'i: Insights from Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) and Paleomagnetic Studies

Emilio Herrero-Bervera and George P.L. Walker

It is known that the Koolau volcano on the northeastern flank of O'ahu is the source area for one of the largest landslides on Earth, the Nuuanu debris avalanche. The offshore expression of this slide is an extensive rubbly field of debris extending approximately 230 km from the island across the Hawaiian Deep and onto the Hawaiian Arch. We have studied the subaerial lavas of the Koolau volcano as well as the deep-sea sediments on top of the Nuuanu and Wailau landslides by means of magnetostratigraphy and magnetic anisotropy studies to investigate the volcanic evolution, the plumbing of the Koolau volcano and the timing of the Nuuanu detachment. In addition, we have conducted deep-sea magnetostratigraphic studies of a 20-m and a 7-m piston cores recovered by the RV Kana Keoki and the RV Bertha Ann as well as five 7-m piston cores recovered by the RV Kairei to understand the origins of these giant landslides. The results derived from these investigations indicate that the plumbing of the Koolau volcano is characterized by a very coherent dike complex and by a high dike injection nature. Parts of the Koolau complex are a sheeted dike swarm as in ophiolites as demonstrated by geologic and AMS studies. On the other hand, the magnetostratigraphic results of the subaerial part of the Koolau complex indicate that at least one of the normal Reunion Subchrons (ca. 2.11 Ma) has been registered in two different locations. Deep-sea cores have recorded several reversals. The oldest one is the top of the Olduvai Subchron (ca. 1.78 Ma). The land and deep-sea paleomagnetic and plumbing investigations indicate that the collapse of the Koolau volcano had to be relatively rapid in a period of < 0.5 Ma due to forceful injection of dikes associated with extension and gravitational effects. Therefore, the timing of the main collapse of the Koolau volcano that originated the Nuuanu landslide had to occur between 2.1 to 1.78 million years ago based on the magnetostratigraphic evidence.

ORIGEN DE LOS “BEACHROCKS” DE LA ISLA DE LA PALMA, ISLAS CANARIAS

F. CALVET¹, F.J. PÉREZ TORRADO², J.C. CARRACEDO³, C. RECIO⁴, A. TRAVÉ¹, M.C. CABRERA² y J. MANGAS²

¹ Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 08071 Barcelona

² Departamento de Física-Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017 Las Palmas de Gran Canaria.

³ Estación Volcanológica de Canarias. CSIC. 38080 La Laguna, Tenerife.

⁴ Servicio General de Análisis de Isótopos Estables. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.

RESUMEN

Los “beachrocks” estudiados afloran a lo largo de la costa O y SO de la isla de La Palma, concretamente en las playas de Puerto Naos, Charco Verde, Las Zamoras, Chica y Echentive. Todas estas playas se han desarrollado sobre lavas del edificio volcánico Cumbre Vieja, construido en los últimos 150.000 años de actividad volcánica de la isla.

Los “beachrocks” presentan potencias de hasta 1.5 m, anchuras de decenas de metros y están constituidos por diversos horizontes de orden decimétrico que buzan de 2° a 15° hacia el mar. Texturalmente son conglomerados, microconglomerados y arenitas, compuestos exclusivamente por clastos de origen volcánico. La principal porosidad de los “beachrocks” es la intergranular y de forma secundaria intragranular (las vacuolas de las lavas basálticas).

El principal rasgo diagenético de estos “beachrocks” es la presencia de varias generaciones de cementos de aragonito (fundamentalmente el tipo fibroso) y de calcita magnesiana –HMC- (principalmente micrítico, peloidal y localmente botroidal). El cemento fibroso de aragonito presenta valores muy altos de estroncio y valores intermedios de sodio, mientras que los cementos de HMC presentan valores intermedios de estroncio y valores bajos de sodio. Los valores de la composición isotópica del oxígeno del cemento fibroso de aragonito varían entre –4.2 ‰ PDB y –2.4 ‰ PDB y los del carbono oscilan entre +4.0 y +4.9 ‰ PDB. Todos estos valores sugieren que la cementación de los “beachrocks” de La Palma se produjo a partir de aguas marinas con una ligera influencia de aguas meteóricas.

La datación de los “beachrocks” de la isla de la Palma se ha basado en: i) relaciones estratigráficas con las lavas infrayacentes (algunas de ellas históricas), y ii) mediante Carbono-14 sobre dos muestras de cemento aragonítico de los “beachrocks” de Charco Verde y playa Chica. Así, el “beachrock” de la playa de Charco Verde ha proporcionado una edad de 32.850 +/- 490 años BP, lo que lo convierte en el más antiguo de la isla de La Palma. Por su parte, el “beachrock” de la playa Chica ha proporcionado una edad de 14.090 +/- 130 años BP, y en tanto que la playa de Las Zamoras es la continuidad de la playa Chica, podría suponerse la misma edad para su “beachrock” (en gran parte destruido recientemente). El “beachrock” de la playa de Puerto Naos debe haberse formado con posterioridad a la erupción de 1585 y con anterioridad a la de 1949, mientras que el de Echentive ha de ser posterior a la erupción de 1677.

En base a los datos de campo, geocronológicos y geoquímicos obtenidos, se ha realizado un modelo de evolución para estos depósitos que comprende tres etapas: i) Desarrollo de las playas, las cuales constituyen la “roca encajante” de los “beachrocks”, ii) Formación de los “beachrocks”; y iii) Retrogradación y/o erosión de las playas.

Por otro lado, el estudio de estos depósitos ha aportado varias claves de interés geológico y paleoceanográfico como son:

1. La posición actual de los “beachrocks”, prácticamente a la misma altura que el nivel del mar actual, y su comparación con la curva de alta resolución de las fluctuaciones eustáticas para la etapa final del Cuaternario (SPECMAP), pone de manifiesto que la isla de La Palma ha debido sufrir un cierto levantamiento.

2. En tanto que los “beachrocks” de La Palma están constituidos exclusivamente por materiales volcánicos, el no aporte de estos materiales a la playa genera su retrogradación y la consecuente exposición de los “beachrocks”. La presencia de retazos o de amplias extensiones de “beachrock” implica que estas zonas de las playas no sean los espacios más aptos para el baño, pero, por otro lado, su existencia impide la desaparición total de las playas por la acción de la erosión marina.

3. Los espesores de todos los “beachrocks” estudiados (los jóvenes y viejos) son parecidos (entre 1 y 1.5 m) y coincidentes con el rango mareal medio actual para Canarias. Eso parece sugerir que el rango mareal en Canarias no ha cambiado mucho durante los últimos 34.000 años y que este parámetro parece independiente de las fluctuaciones ocurridas en el nivel del mar para este periodo.

4. Los “beachrocks” de La Palma se localizan exclusivamente en el litoral del edificio volcánico de “Cumbre Vieja”, que representa la parte activa de la isla. En el resto de la isla (edificios volcánicos de Garafía, Taburiente y Bejenado), si se formaron playas y “beachrocks”, han debido ser erosionados.

5. Además de localizarse en el litoral del edificio volcánico de “Cumbre Vieja”, sólo están en sus sectores O y SO. Estos sectores costeros presentan los valores pluviométricos más bajos de La Palma y están al abrigo de los vientos alisios. Estos parámetros favorecen una fuerte evaporación, factor fundamental en el desarrollo de los cementos de los “beachrocks”. Luego, todas estas condiciones climáticas parecen haberse mantenido constantes en la isla en los últimos 34.000 años.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por el Proyecto nº 68/98 de la Fundación Universitaria de Las Palmas y parte de los análisis por el proyecto CICYT PB97-0883.

The <Biological Pump> in island eddies

Javier Arístegui

Facultad de Ciencias del Mar

Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

Eddies are important not only because they may store and transport large amounts of energy and alter the mesoscale circulation of an area, but because they may accelerate the vertical transport of carbon through the water column.

Downstream of the Canary Islands, cyclonic and anticyclonic eddies are generated. In cyclonic eddies, nutrient-rich water upwells into the euphotic zone, leading to a change in the plankton community structure and enhancing the uptake of inorganic carbon by autotrophs. These cold-core eddies are characterized by a high (>1) production/respiration (P/R) ratio, with chlorophyll being concentrated in the margins of the ring during cyclogenesis. By contrast, in the anticyclonic warm-core eddies, respiration rates are higher (P/R <1) because of the concentration of organic matter in their centers. When cyclonic and anticyclonic eddies occur together, the <biological pump>, i.e., the production and downward flux of organic carbon in the ocean due to the biological activity, may work faster than in the surrounding waters.

In the Canary Islands region, these processes are especially important for several reasons: (1) Cyclonic and anticyclonic eddies are a common feature of the mesoscale circulation of the area (2) New production generated in the surface waters of cyclonic eddies may be advected to the surrounding oligotrophic waters (3) Water with a high content of organic matter transported offshore from the northwest Africa upwelling system can be either trapped and sunk down by anticyclonic eddies or exchanged to the oligotrophic open-ocean waters through a complex eddy path.

Zooplankton and biogeochemical cycles

Hans Dam

Department of Marine Sciences, University of Connecticut, USA

Zooplankton, through the process of consumption and subsequent utilization of particles, directly affect the stoichiometry of elements and the material fluxes between particulate and dissolved matter. Zooplankton allocate ingested elements into different pools: fecal matter, resired and excreted matter, and new biomass. Hence, the fate and the resident time of elements in the water column consumed by zooplankton depend on, among other things, to which pool the elements are allocated. For instance, allocation to the fecal-matter pool promotes export of material via gravitational sinking, which in turn reduces the residence time of the material. In contrast, allocation to new biomass promotes retention of material and increases its residence time in the water column. More generally, the biogeochemical functions of zooplankton may be identified as (Totterdell et al., 1993): (I) Grazing and control of populations, (II) Defecation, 3(III) Vertical migration (IV) Life history strategy (V) Particle scavenging and repackaging, (VI) Shell formation, (VII) Mortality. To this list, must be added excretion, respiration and growth. All of these functions are addressed to different degrees in the following sections, which represent two major areas of research.

I. Zooplankton controls on recycling processes and rates: new views

In this section we consider, for the sake of illustration, the case of nitrogen dynamics. When integrated over time periods longer than the residence time of nitrogen in the photic zone and excluding any long-term change in the nitrogen content of the

photic zone, the rate of new production and exported production must balance. This long-term balance must be maintained even if short-term steady state conditions are never achieved. Since new production depends on the rate of input of alloctonous nitrogen from below the euphotic zone or from the atmosphere, then the magnitude of exported production is constrained by physical processes. The implication is that export of nitrogen is independent of the grazer community. As the export efficiency of the grazer community changes, it is the regenerated production and primary production that change and export (when averaged over appropriate time scales) remains constant (Fig. 1). One infers then that the role of the grazer community is to control the recycling of nutrients in the upper water column, not the export. This general hypothesis can be recast as a null hypothesis: The variance in exported production is independent of the zooplankton community grazing and defecation rates. The data to test this hypothesis are at this time extremely limited. Future studies that address this hypothesis will be needed to achieve further progress in oceanic biogeochemistry. It is worth remarking, though, that most field studies do not take place during steady state conditions and tests of the above hypothesis should keep this fact in mind. Notice that the null hypothesis above emphasizes the linkages between rate processes, in contrast to previous studies that were more preoccupied with the magnitude of the zooplankton-mediated downward flux of POM (e.g., Small, 1999; LeBorgne and Rodier, 1997). Some freshwater studies (Elser et al., 1995; Sarnelle, 1998) have attempted to test the hypothesis that zooplankton control the export of material in the water column, but used zooplankton biomass as the independent variable. However, the drawback of this approach arises from the nonparallelism of zooplankton biomass and rate functions (Ikeda, 1985). Future studies

should employ rate functions such as zooplankton community grazing and defecation rates as the independent variables.

Emphasis on recycling processes by zooplankton leads to two major questions: 1) What is the role of zooplankton in modifying the downward flux of POM within and below the euphotic zone? 2) What is the role of zooplankton in DIM and DOM recycling and export? Both of these questions are addressed below.

Zooplankton modification of the downward POM flux:

The rapid decline in POM flux with depth (Wakeham and Lee, 1993) and the nonlinear relationship between primary production and downward POM flux (Wassmann, 1990) imply strong recycling of POM. Vertical material transport in the ocean presumably happens mainly through the sinking of large aggregates and fecal pellets (Fowler & Knauer, 1986). If aggregation processes were responsible for the downward flux of POM, then flux should increase as a power function of concentration of POM, with a power > 1 (Farley & Morel, 1986). However, observations suggest that flux scales to concentration with a power < 1 (Baines et al. 1994). These observations are consistent with the hypothesis of strong rates of recycling of POM within the euphotic zone, and raise two important questions: 1) To what extent is the decline in POM with depth due to the activities of zooplankton, 2) What is the role of zooplankton in modifying the chemical make up of the sinking POM?

Two forms of sinking POM, aggregates and fecal pellets, provide a food niche for zooplankton and fish (Lampitt et al. 1993, González & Smetacek, 1994) which further contribute to their remineralization. It has been suggested (Angel, 1989; Banse, 1990) that zooplankton and nekton might be responsible for reducing the vertical flux below the

euphotic zone. Some particular groups of zooplankters appear to colonize aggregates, inhabit them for shorter or longer period, and feed on their constituents. While this phenomenon has long been known (Alldredge 1972), only recently have quantitative investigations of the abundance of mesozooplankters inhabiting snow particles been undertaken (Shanks & Edmonson 1990; Steinberg et al. 1994).

Recent studies have documented steeply decreasing concentration profiles of suspended POM and decreasing fluxes of sinking POM in the euphotic zone (Wakeham and Lee, 1993). These features and molecular characteristics of POM are commonly interpreted as resulting from a combination of maximum primary production in the euphotic zone coupled with secondary consumption by heterotrophs in the epipelagic ocean. However, there has not been a quantitative reconciliation of the relative importance of bacterial reprocessing of organic matter and that mediated by all sizes of zooplankton (e.g., see contrasting views by Cho & Azam, 1998 and Banse, 1990). Feeding experiments have illustrated qualitative and quantitative changes in the chemical composition of organic matter as it passes through zooplankton (usually macrozooplankton) (Bradshaw and Eglinton, 1993), but to date these experiments have not been applied to field situations. Sediment trap experiments have been carried out to collect organic material for chemical analyses to compare with laboratory data, but hydrodynamic problems with traps deployed in turbulent surface waters and potential collection of ‘swimmers’ (even if physically removed) greatly confound and bias the results. Furthermore, organic biogeochemical studies have not been adequately coordinated with zooplankton biology studies in the upper ocean with the result that interpretations of modifications of organic matter composition are often made without

reference to the relevant biological processes. This discussion leads to the following questions: 1) By which mechanisms do zooplankton modify the quality of the sinking particles. 2) Are there appropriate biomarkers to study the effects of zooplankton in modifying the quality of the sinking particles?

Regarding the first question, it has long been known that zooplankton assimilate carbon and nitrogen with different efficiencies (reviewed in Tang & Dam, 1999), which results in carbon enrichment in zooplankton fecal pellets. A modelling study of the role of coprophagy in modifying the elemental ratios of suspended organic matter suggest that the effect is substantial (Anderson, 1994). Zooplankton may also influence the patterns in the vertical distribution of metals since assimilation efficiency of metals varies by < 10 to 90% (Reinfelder & Fisher, 1991). In addition, zooplankton require, among others, essential amino acids, essential fatty acids, and sterols (Provasoli et al., 1970) which are synthesized only by phytoplankton. The fate of these essential biochemical compounds locked up in food particles will then be a function of the degree of herbivory by zooplankton and the subsequent biochemical transformations of the ingested particles. There is, hence, a need to incorporate the wealth of information on zooplankton nutritional physiology in models of the magnitude and fate of materials in the oceans.

Regarding the use of biomarkers, some organic biomarkers are proving useful for distinguishing organic matter source and alteration processes. There are, however, few truly unambiguous biomarkers, notable examples being for phytoplankton and include dinosterol for dinoflagellates, long-chain alkenones for certain haptophytes (Brassell, 1993). Organic compositions of zooplankton tend to be much more uniform with the result that zooplankton-specific biomarkers are even fewer; an exception is wax esters of

calanoid copepods. Metabolism of organic matter in zooplankton guts alters the organic composition of dietary organic matter and, as shown in feeding experiments adds a few altered products that can be attributed to this reprocessing; some of the products are derived from gut flora while others are endogenous to the zooplankter. More work is needed to elucidate potential biomarkers for zooplankton processing of organic matter in the upper ocean and these studies need to include both laboratory and field work and be coordinated between zooplankton biologists, microbiologists, and organic biogeochemists.

Zooplankton effects on DIM and DOM recycling and export:

Zooplankton excretion is an important component of regenerated production (Caron & Goldman, 1990). This process has been extensively studied in the past and will not be discussed further here. A recent realization, however, is that zooplankton also enhance the magnitude of the exported production by metabolizing during the daytime in deep waters, material that was acquired in surface waters during the previous night—a process termed the active flux. The active flux has been estimated to increase the exported production from 5-30% (Longhurst et al., 1989; Dam et al., 1995a). In addition to the active flux due to diel migrators, another flux of importance among diel migrators is due to zooplankton mortality in deeper waters (Zhang & Dam, 1997). Current attempts to balance carbon budgets in open ocean regions have included some of these fluxes (Quay, 1997). Longhurst et al. (1989) hypothesized that the role of the active flux in the exported production becomes more important in the oligotrophic regions of the ocean. Further studies along gradients of latitude and productivity, akin to that of Ikeda (1985), are

necessary to test this hypothesis and to establish global generalizations of the role of zooplankton-mediated DIM fluxes.

Another new realization is that zooplankton may be as important a source of DOM as phytoplankton and that zooplankton enhance bacterial biomass and productivity (Hygum et al., 1997; Strom et al., 1997). Moreover, contrary to theoretical predictions (Jumars et al., 1989), the release of DOC from fecal pellets appears to be relatively slow (Urban-Rich, 1999), or insignificant unless pellets are broken down (Strom et al., 1997). These observations suggest several questions for future research: 1) What is the role of zooplankton in supporting the microbial loop? 2) What are the mechanisms of DOC production by zooplankton and what is their relative importance in the economy of the sea? 3) Is the biochemical composition of the DOC produced by zooplankton different from that produced from algal exudation, and if so, what are the consequences for bacterial production?

II. Food-web dynamics and biogeochemical cycles

The interactions of producers and their consumers and how they take place have profound consequences for the biogeochemistry of the ocean (Longhurst, 1991). Two issues of food-web dynamics, that deserve fuller attention by zooplanktologists, seem to be particularly important to a mechanistic understanding of oceanic biogeochemistry. 1) What are the roles of grazing and predation in controlling growth of populations and maintaining ecosystem stability in the open ocean (e.g., Frost and Franzen, 1992, Landry et al., 1997)? 2) How should food-web interactions be nested in models of biogeochemical cycles (Legendre & Rassoulzadegan, 1996; Verity & Smetacek, 1996)?

Regarding the first issue, we know that most of the phytoplankton consumption in the ocean takes place by microzooplankton—both protozoa and small metazoa (Paffenhöfer, 1998)— and that over vast areas of the open ocean phytoplankton growth and losses due to grazing are more or less in balance (reviewed in Landry et al., 1997). However, what controls herbivorous microzooplankton growth? In principle, mesozooplankton grazing represents the closure term for herbivorous microzooplankton, and there is some evidence of this top-down effect for the equatorial Pacific (Dam et al., 1995b, Roman and Gauzens, 1997). In contrast, Calbet and Landry (1999) concluded that in the oligotrophic subtropical North-Pacific, mesozooplankton are insignificant predators of the main herbivorous microzooplankton. These contrasting observations point out the need for experimental studies that examine the cascading trophic effects of predatory micro- and mezooplankton in open-ocean systems. Techniques to perform such studies already exist (Lehman, 1980; Gifford 1991).

Regarding the second issue, we know that food-web interactions are considerably more complex than what is depicted in the typical highly aggregated biogeochemical models (e.g., Fasham et al.. 1990). That these models produce output that are not grossly at odds with observational constraints is paradoxical (Longhurst, 1991). This paradox raises two questions: 1) Are the details of food-web structure irrelevant (noise) to predicting biogeochemical fluxes (Rivkin et al., 1996)? 2) Are the models parameters set so that they agree with observational constraints (Longhurst, 1991)? Perhaps food-web complexity is not as important because a few key players in the food web dominate most of the fluxes (Verity & Smetacek, 1996). Modelers prefer the minimalist view because of computational constraints and because confidence in model predictions decreases with

the complexity of the model (Totterdell et al., 1993). Although the minimalist view is here to stay (at least for the near future), zooplanktologists can contribute to modelling efforts in at least two ways. One is to work closely with modellers in formulating rules for aggregation within the models. Another is to challenge modellers to justify the choice of processes and the type of parameterizations included in models, and to investigate the dependence of model results on these choices.

References:

- Alldredge AL (1972) Abandoned larvacean houses: a unique food source in the pelagic environment. *Science* 177: 885-887.
- Anderson TR (1994) Relating C:N ratios in zooplankton food and faecal pellets using a biochemical model. *J Exp Mar Biol Ecol* 184: 183-199
- Angel, MV (1989) Does mesopelagic biology affect the vertical flux? In: Berger WH, Smetacek V, Wefer G (eds) *Productivity of the Ocean: Present and Past*. Wiley, Chichester, p. 155-173.
- Baines SB, Pace ML, Karl DM (1994) Why does the relationship between sinking flux and planktonic primary production differ between lakes and oceans? *Limnol Oceanogr* 39: 213-226
- Banse K (1990) New views on the degradation and the disposition of organic particles as collected by sediment traps in the open ocean. *Deep-Sea Res* 37: 1177-1195
- Bradshaw SA, Eglington G (1993) Marine invertebrate feeding and the sedimentary lipid record. In: Engel MH, Macko SE (eds) *Organic Geochemistry*. Plenum, New York. p. 225-235.
- Brassell SC (1993) Applications of biomarkers for delineating marine paleoclimate fluctuations during the Pleistocene. In: Engel MH, Macko SE (eds) *Organic Geochemistry*. Plenum, New York. p. 699-738.
- Cho BC, Azam F (1998) Major role of bacteria in biogeochemical fluxes in the ocean's interior. *Nature* 332: 441-443
- Calbet A, Landry MR (1999) Mesozooplankton influences on the microbial food web: Direct and indirect trophic interactions in the oligotrophic open-ocean. *Limnol Oceanogr*. 44:1370-1380.
- Caron DA, Goldman JC (1990). Protozoan nutrient regeneration. In: Capriulo GM (ed) *Ecology of Marine Protozoa*, Oxford University Press. Oxford. p. 283-306.
- Dam HG, Roman MR, Youngbluth, MJ (1995a) Downward export of respiratory carbon and dissolved organic nitrogen by diel-migrant mesozooplankton at the JGOFS Bermuda time-series station. *Deep-Sea Res I*. 42: 1187-1197.
- Dam HG, Zhang X, Butler M, Roman MR (1995b) Mesozooplankton grazing and metabolism at the equator in the central Pacific: Implications for carbon and nitrogen fluxes. *Deep-Sea Res II*. 42: 735-756.

- Elser JJ, Foster DK, Hecky RE (1995). Effects of zooplankton on sedimentation in pelagic ecosystems: Theory and tests in two lakes of the Canadian Shield. *Biogeochemistry* 30: 143-170.
- Farley KJ, Morel FMM (1986) Role of coagulation in the kinetics of sedimentation. *Environ. Sci. Technol.* 20: 187-195.
- Fasham MJR, Ducklow HW, McKelvie DS(1990) A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *J Mar Res* 48: 591-693
- Fowler SW, Knauer GA (1986) Role of large particles in the tranport and organic compounds through the oceanic water column. *Progr Oceanogr* 16: 147-194
- Frost BW, Franzen NC (1992) Grazing and iron limitation in the control of phytoplankton stock and nutrient concentration: a chemostat analogue of the Pacific equatorial upwelling zone. *Mar Ecol Progr Ser* 83: 291-303
- Gifford D (1991) The protozoan-metazoan trophic link in pelagic ecosystems. *J Protozool* 38: 81-86
- González, HE. Smetacek V (1994) The possible role of the cyclopoid copepod *Oithona* in retarding the vertical flux of zooplankton faecal material. *Mar Ecol Progr Ser* 113: 233-246
- Hygum BH, Petersen JW, Søndergaard (1997) Dissolved organic carbon released by zooplankton grazing activity—a high-quality substrate pool for bacteria. *J Plankton Res* 19: 97-111
- Ikeda T (1985) Metabolic rates of epipelagic marine zooplankton as a function of body size and temperature. *Mar Biol* 104: 1-11
- Jumars PA, Penry DL, Baross JA, Perry MJ, Frost BW (1989) Closing the microbial loop: dissolved carbon pathway to heterotrophic bacteria from incomplete ingestion, digestion and absorption in animals. *Deep-Sea Res* 36: 483-495
- Lampitt RS, Wishner KF, Turley CM, Angel MV (1993) Marine snow studies in the northeast Atlantic ocean: Distribution, composition and role as food source for migrating plankton. *Mar Biol* 116: 689-702
- Landry MR, Barber RT, Bidigare RR, Chai F, Coale KH, Dam HG, Lewis MR, Lindley ST, McCarthy JJ, Roman MR, Stoecker DK, Verity PG, White JR (1997) Iron and grazing constraints on primary production in the central equatorial Pacific: An EqPac synthesis. *Limnol Oceanogr* 42: 405-418

- LeBorgne R, Rodier M (1997) Net zooplankton and the biological pump: a comparison of the oligotrophic and the mesotrophic equatorial Pacific. *Deep-Sea Res II* 44: 2003-2023
- Legendre L, Rassoulzadegan F (1996) Food-web mediated export of biogenic carbon in oceans: hydrodynamic control. *Mar Ecol Progr Ser* 145: 179-193.
- Lehman JT (1980) Release and cycling of nutrients between planktonic algae and herbivores. *Limnol Oceanogr* 25: 620-632
- Longhurst AR (1991) Role of the marine biosphere in the global carbon cycle. *Limnol Oceanogr* 36: 1507-1526.
- Longhurst AR, Bedo AW, Harrison WG, Head EJ, Sameoto DD (1989) Vertical flux of respiratory carbon by oceanic diel migrant biota. *Deep-Sea Res* 36: 1705-1719.
- Mills EL (1989) Biological Oceanography: An Early History, 1870-1960. Cornell University Press, Ithaca.
- Noji TT (1991) The influence of macrozooplankton on vertical particulate flux. *Sarsia* 76: 1-9.
- Paffenhöfer G (1998) Heterotrophic protozoa and small metazoa: feeding rates and prey-consumer interactions. *J Plankton Res* 20: 121-133
- Provasoli L, Conklin DE, D'Agostino AS (1970) Factors inducing fertility in aseptic Crustacea. *Helgolander wissenschaftliche Meeresuntersuchungen* 20: 443-454
- Quay P (1997) Was a carbon balance measured in the equatorial Pacific during JGOFS? *Deep-Sea Res II* 44: 1765-1781
- Reinfelder JR, Fisher NS (1991) The assimilation of elements ingested by marine copepods. *Science* 251: 794-796.
- Rivkin R, Legendre L, Deibel D, Tremblay JE, Klein B, Crocker K, Roy S, Silverberg N, Lovejoy C, Mesplé F, Ina A, Therriault JC, Wesson J, Bérubé C, Ingram RG (1996) Vertical fluxes of biogenic carbon in oceans: Is there food web control? *Science* 272: 1163-1166.
- Roman MR, Gauzens AL (1997) Copepod grazing in the equatorial Pacific. *Limnol Oceanogr* 42: 613-622
- Sarnelle O (1999) Zooplankton effects on vertical particulate flux: Testable models and experimental results. *Limnol Oceanogr* 44: 357-370.

- Shanks AL, Edmonson EW (1990) The vertical flux of metazoans (holoplankton, meiofauna, and larval invertebrates) due to their association with marine snow. Limnol Oceanogr 35: 455-463
- Small LF, Landry MR, Epley RW, Carlucci AF (1989) Role of plankton in the carbon and nitrogen budgets of Santa Monica Basin, California. Mar Ecol Progr Ser 56: 57-74.
- Steinberg DK, Silver MW, Pilskaln CH, Coale SL, Paduan JB (1994) Midwater zooplankton communities on pelagic detritus (giant larvacean houses) in Monterey Bay, California. Limnol Oceanogr 39: 1606-1620
- Strom SL, Benner R, Dag MJ (1997) Planktonic grazers are a potentially important source of marine dissolved organic carbon. Limnol Oceanogr 42: 1364-1374
- Tang KW, Dam HG (1999). Limitation of zooplankton production: beyond stoichiometry. Oikos 84: 537-542.
- Totterdell IJ, Armstrong RA, Drange H, Parslow JS, Powell TM, Taylor AH (1993) Trophic resolution. In: Evans GT, Fasham MJR (eds) Towards a Model of Ocean Biogeochemical Processes. NATO ASI Series, Series I, Global Environmental Change, Vol. 10. Springer-Verlag, Berlin. p. 71-92.
- Urban-Rich J (1999) Release of dissolved organic carbon from copepod fecal pellets in the Greenland Sea. J Exp Mar Biol Ecol 232: 107-104
- Verity PG, Smetacek V (1996) Organism life cycles, predation and the structure of marine pelagic ecosystems. Mar Ecol Progr Ser 130: 277-293
- Wakeham SG, Lee C (1993) Production, transport and alteration of particulate organic matter in the marine water column. In: Engel MH, Macko SE (eds) Organic Geochemistry. Plenum, New York. P. 145-169.
- Wassmann P (1990) relationship between primary and export production in the boreal coastal zone of the North Atlantic. Limnol Oceanogr 35: 464-471.
- Zhang X, Dam HG (1997) Downward export of carbon by diel migrant mesozooplankton in the central equatorial Pacific. Deep-Sea Res II. 44: 2191-2202.

A model of the diel vertical migration of zooplankton in the Canary Island waters: Implication for the active carbon flux.

PUTZEYS, S. and S. Hernández-León

Biological Oceanography Laboratory

Facultad de Ciencias del Mar

Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

Abstract:

Diel vertical migrations are acknowledged to be a universal phenomenon. They are influenced by many parameters including light. Active vertical fluxes of organic and inorganic particulate and dissolved materials are linked to the vertical diel migrations, and are significative with respect to the passive flux of sedimentation. Here, we present a one-dimensional model concerning the diel vertical migration of zooplanktonic fraction. It simulates the temporal and vertical variation of the zooplankton in the water column from 0 to 1000 m depth. This model calculate metabolic rates of respiration and ingestion, thus the estimation of carbon flux in the water column. This model is considered that the light is the more important factor in the diel vertical migration and the vertical movements depend particularly on the intensity of the absolute light and on the irradiance rate of change during the simulation time. The results obtained with this model are in the same range of experimental data found in the Canary Islands waters which are used to initialize the simulation. However, other factors intervening in the diel vertical migrations like the vertical gradient of food available, the thermocline and the oxycline have to be taken into account for further development of the model.

Key words: **model 1D, Diel vertical migrations, migrating zooplankton.**

Períodos dominantes de la TSM en la Cuenca de Canarias y sus posibles forzamientos con las variables atmosféricas

Rafael Borges Méndez
 Alonso Hernández Guerra
 Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

El objetivo de este trabajo es el estudio de las variabilidades de las magnitudes físicas características de la superficie del mar, así como de su interacción y forzamientos con las variables atmosféricas. Para ello se han seleccionado tres bases de datos que permiten un estudio sinóptico de la superficie del océano; del sensor remoto *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), los históricos *Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set* (COADS) y los atmosféricos del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF).

Los datos suministrados en el formato de escenas bidimensionales los reducimos al de series temporales seleccionadas sobre una malla regular que barre la región. El conjunto de series temporales resulta ser no equiespaciado por lo que los métodos convencionales en el análisis de frecuencias no son aplicables. El análisis del periodograma es la técnica adecuada para determinar el espectro de este tipo de series.

Una vez elegido el método adecuado lo aplicamos a las series temporales, así como a las series de residuos de primer, segundo y tercer orden. El período dominante de forma generalizada en las series de TSM es el anual asociado a la estacionalidad.

El período dominante en las series de residuos es el semianual, pero no de forma generalizada en contra de lo defendido por otros autores, sino en la zona central de la región. El origen de este segundo armónico no es sencillo de explicar en términos físicos, puesto que no existe un campo de fuerzas a quien atribuir directamente el origen de esta periodicidad.

Para determinar la posible correlación entre la variabilidad semianual en la temperatura superficial y las variables atmosféricas, se ha recurrido a los datos ECMWF. Realizamos el análisis espectral de series temporales de presión atmosférica, módulo de la tensión del viento y las componentes u y v de la tensión del viento. Ninguna de estas magnitudes presenta variabilidad

semianual con la misma distribución que el armónico de igual frecuencia en la temperatura superficial del mar.

Existe una magnitud atmosférica derivada que puede estar tras esta variabilidad, es la componente z del rotacional de la tensión del viento, con efectos asociados al bombeo de Ekman. El cálculo los valores de esta magnitud es bastante complejo pues exige, por la vía clásica, el cálculo de derivadas direccionales de funciones numéricas implícitas. Estas derivadas las realizamos por el método numérico de extrapolación al límite, auxiliado por splines bidimensionales. Con ello, se obtienen las series de esta nueva magnitud que analizamos en frecuencias. La componente semianual de esta magnitud presenta una distribución análoga al mismo armónico de la temperatura superficial, por lo que parece estar en el origen de esta variabilidad.

Otro resultado interesante es la presencia de una periodicidad de 25-30 días en las series de la componente z del rotacional de la tensión del viento desde el sur de Gran Canaria hasta el sur de El Hierro, asociada a fenómenos a mesoscala como el desprendimiento de remolinos al sur de las Islas Canarias.

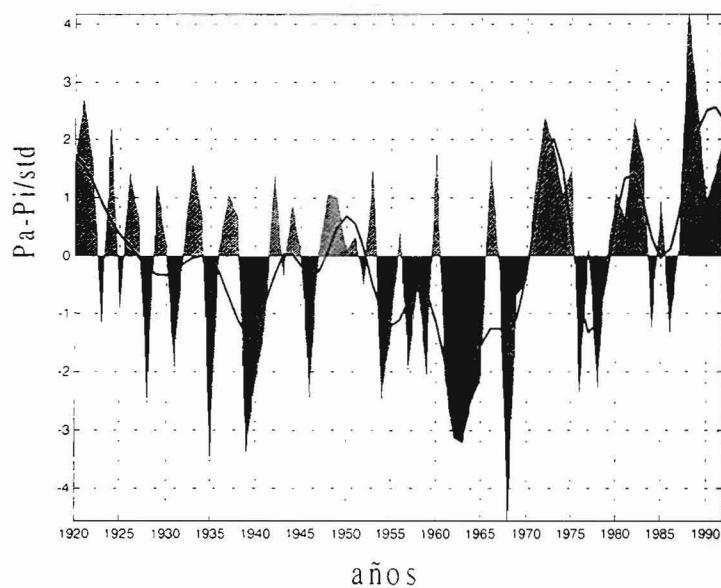
A las series de residuos de segundo orden se les aplica el mismo procedimiento y se detecta otra señal armónica de período 4 años. Este armónico lo localizamos al noreste de la Isla de Lanzarote, al sur de las Islas Canarias y en torno a Cabo Verde.

El origen de este tercer armónico es bastante complicado de explicar en términos físicos. Según la literatura, esta frecuencia no parece estar relacionada con el fenómeno de El Niño, ni con la NAO, ni con variabilidades interanuales en la circulación, tampoco con la generación de ondas de Rossby. Para determinar si alguna magnitud atmosférica esta tras esta variabilidad, analizamos en frecuencia series temporales de parámetros atmosféricos COADS. Seleccionamos esta base por estar extendidas a un período temporal lo suficiente largo como para contener armónicos interanuales, lo que no ocurre con la versión que disponemos de los ECMFW. Como resultado del análisis no encontramos correlaciones entre el armónico detectado y los de mismo período en las magnitudes atmosféricas.

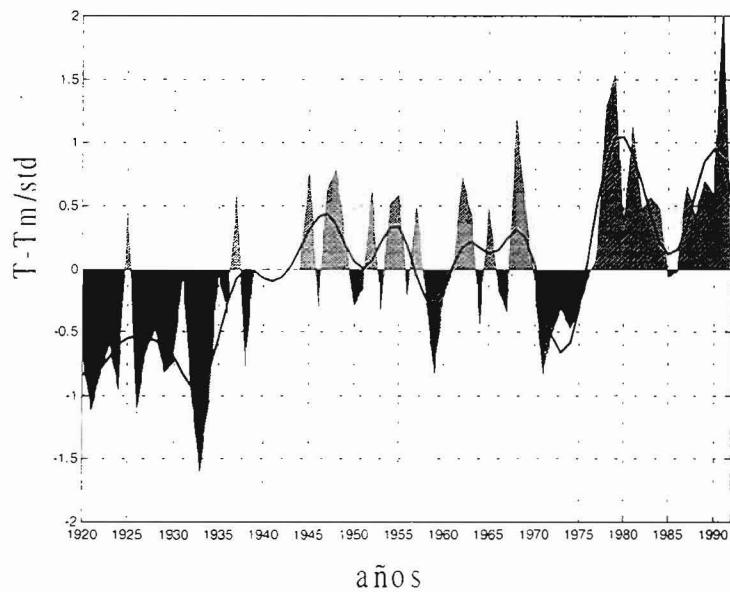
El origen parece estar asociado a las variabilidades interanuales en las interacciones atmósfera-océano, así como su impacto en la variabilidad del clima y la oceanografía de la zona, detectadas en el Atlántico Tropical por el proyecto PIRATA.

Indice Nao 1920-1992

a)



b) Anomalías de temperatura Cabo Blanco 1920-1992



Espectro año. de temperatura

c)

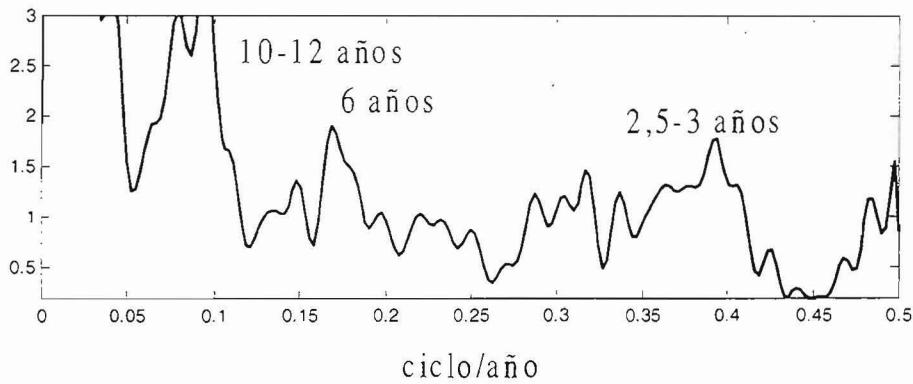


Figura 1.a) Indice NAO: diferencia de presión normalizadas entre Azores y Islandia. b) anomalías de temperatura normalizadas en Cabo Blanco. En ambos casos, para cada año se ha tomado la media de los meses invernales (diciembre-febrero). Las líneas a trazo grueso son el resultado de haber filtrado los datos con un filtro de paso bajo de 4 años. c) Espectro de frecuencias correspondiente a la anomalía de temperatura.

MEJORA DEL MODELO DE BRICAUD Y STRAMSKI SOBRE LOS ESPECTROS DE FITOPLANCTON Y DETRITO.

Autores: Fraile, E., Arístegui, J., Basterretxea, G.

RESUMEN

La campaña antártica Mast realizada en Agosto de 1993 tuvo como primer objetivo un estudio por aguas canarias a las que pertenecen estas muestras, gracias a las cuales hemos podido mejorar el modelo realizado por Bricaud y Stramski de la Universidad de Pierre et Marie Curie (Francia) en 1990. Bricaud y Stramski determinaron coeficientes de absorción de materia particulada total (biógena) en aguas mesotróficas del upwelling de Perú y oligotróficas del mar de los Sargazos. Sólo utilizaron 31 muestras para realizar el método numérico de aproximación del espectro de fitoplancton y detrito.

Nosotros hemos comparado 53 estaciones con una media de 5 profundidades por estación, obteniendo una mejor relación, con menor desviación estándar, y por tanto, mejor ajuste de las curvas de fitoplancton y detrito. Con estos resultados y los de fitoplancton real de las 53 estaciones, hemos generado unas nuevas relaciones para la construcción del modelo de aproximación en aguas del archipiélago canario hasta una profundidad de 100 metros.

Este método reduce considerablemente el trabajo de recogida y procesamiento de muestras, ya que con tan sólo analizar el espectro total, obtendríamos directamente el espectro de fitoplancton y el del detrito con un mínimo error. Con este nuevo método, podemos observar la evolución del detrito en nuestras aguas, y compararlo con muestras de POC(Carbono Orgánico Particulado) y transmitancia, con lo que obtendremos una nueva perspectiva de sus flujos en Canarias.

Funciones Empíricas Ortogonales de la Corriente de Canarias.

Autores: Machín, F., Hernández-Guerra, A., López-Laatz, F.

Resumen

En los años 1997 y 1998 se llevaron a cabo mediciones oceanográficas de interés en aguas de las Islas Canarias, dentro del proyecto CANIGO. Entre estas, cabe destacar las series de larga duración realizadas al este de las islas de Lanzarote y Fuerteventura. El objetivo era el estudiar, en detalle, la distribución de las masas de agua y su variabilidad dinámica en la región de Canarias.

En este estudio, se muestra las series temporales de velocidad, así como una estadística básica de las variables medidas.

En segundo lugar, se realiza los pasos necesarios para calcular las funciones empíricas ortogonales (EOF) de la corriente, en el eje de máxima varianza.

La región del estudio se encuentra en la zona más oriental del giro subtropical del Atlántico Norte, de manera que estará influenciada por dicho giro, dando lugar a la Corriente de Canarias, que está presente desde la superficie hasta unos 500 m de profundidad (Figuras 3-6). Por otro lado, recientemente se han encontrado señales importantes de Agua Intermedia Antártica (AAIW) en la zona de Canarias (Figuras 4, 5 y 6), a unos 900 m de profundidad, presentando una variabilidad anual. Además, el Agua Mediterránea se hace notar a profundidades mayores (Figura 4), en torno a los 1100-1200 m.

Se ha realizado un análisis de la variabilidad medida en la zona, mediante el cálculo de funciones empíricas ortogonales, haciendo uso de la velocidad en el eje de máxima varianza. Los resultados principales son los siguientes:

- Las tres primeras funciones explican el 80 % de la variabilidad total de correntímetros.
- La primera estructura de variabilidad espacial tiene el mismo signo en toda la cuenca, siendo más importante entre los anclajes EBC3 y EBC4, entre 300 y 900 m. Analizando esta estructura de manera conjunta con la serie temporal de la amplitud, se puede relacionar con la componente barotrópica de la Corriente de Canarias.
- La segunda estructura espacial muestra un desfase entre la zona superficial y la profunda, que se comportan de manera opuesta, estando el corte sobre los 500 m de profundidad. Con la serie temporal de la amplitud, podemos relacionar esta EOF con la Corriente de Canarias y con la presencia de AAIW en profundidad.
- La tercera y última estructura la podemos relacionar con un evento que tuvo lugar entre noviembre del año 1997 y enero de 1998.

Testing for Determinism in single snapshots

Juan Manuel Martín González, Patrick Marcos-Nicolau
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

Spatiotemporal patterns have been widely explored in recent years involving physical, chemical and ecological systems.

In the last case, a big deal of theoretical results is changing our view of ecosystems as nonlinear entities. But, as in the analysis of ecological time series (typically short) few information is known about the spatial structure. Usually, only a few or even a single snapshot of the spatial pattern is available.

The underlying question under consideration is: can we know if a deterministic process is behind a given spatial snapshot, where only the population size at each patch is available at a given time?

Here we present a simple test of determinism that can distinguish between low-dimensional spatial chaos and white or correlated noise, as it is shown by means of several numerical examples.

Medidas de pH y alcalinidad en el medio marino

Iván Rodríguez Ucha, J. Magdalena Santana Casiano y Melchor González-Dávila
Grupo de Química Marina. Departamento de Química. ULPGC.

Durante la campaña Poseidón 247 el grupo de Química Marina de la ULPGC realizó medidas de pH y Alcalinidad total en el área de Canarias. En el poster se presenta el instrumental utilizado y los resultados obtenidos. La alcalinidad se midió con un sistema de valoración potenciométrico en célula cerrada automatizado. El pH con un sistema espectrofotométrico usando como indicador para la medida de pH el verde de bromocresol. Se muestran los perfiles verticales de distribución de pH y alcalinidad total en la columna de agua. A través de los valores de pH y alcalinidad total obtenidos se pueden identificar las diferentes masas de agua características de la zona.

Determinación de pCO₂ en la región Canaria

Marcos Bravo García, Melchor González Dávila y J. Magdalena Santana Casiano
Grupo de Química Marina. Departamento de Química. ULPGC.

Desde 1995 en el área de Canarias se han venido realizando medidas de pCO₂ en la atmósfera y en el agua de mar. Se muestra en este poster el instrumental utilizado y algunos de los resultados obtenidos en esta zona, concretamente en la estación ESTOC (European Station for Time Series in the Ocean Canary Islands) para el pCO₂. El comportamiento fuente o sumidero del océano es función de la época del año que principalmente condiciona la temperatura del agua superficial y por lo tanto la solubilidad del CO₂ y el intercambio de CO₂ a través de la interfase atmósfera-océano. En la columna de agua se ha determinado la concentración de CO₂ de origen antropogénico