

UNA REVISION DE LAS MEDICIONES DEL NIVEL DEL MAR EN LAS ISLAS DEL PACIFICO TROPICAL

Por:

S. P. HAYES (1)

ABSTRACT

Low frequency (periods longer than tidal) sea level observations on islands have proved to be a powerful tool for the study of variations of currents in the tropical Pacific. Much of the pioneering work on the interpretation of these data has been done by Wyrcki (1974 a,b) who used sea level changes to infer seasonal and interannual variations in transport of the zonal currents. At higher frequencies, Groves and Miyata (1967) observed spectral peaks in sea level records which have subsequently been interpreted as evidence for equatorial trapped waves (Wunsch and Gill, 1976). In this manuscript we review the interpretation of sea level measurements in the tropical ocean, discuss some reported observations (largely in the western Pacific) and briefly discuss a new observational program of sea level measurements on the Galápagos Islands.

RESUMEN

Observaciones de bajas frecuencias (períodos mas largos que los de marea) del nivel del mar en las islas, han probado ser una herramienta poderosa para el estudio de las variaciones de las corrientes en el Pacífico Tropical. Muchos de los trabajos iniciados en la interpretación de estos datos ha sido efectuado por Wyrcki (1974 a,b) quien usó los cambios del nivel del mar para inferir variaciones estacionales e interanuales en el transporte de las corrientes zonales. En frecuencia mas altas, Groves and Miyata (1967) observaron picos espectrales en el registro del nivel del mar lo cual subsecuentemente ha sido interpretado como evidencia de ondas ecuatoriales atrapadas (Wunsch y Gill, 1976). En este manuscrito revisamos la interpretación de las mediciones del nivel del mar en el océano tropical, discutimos algunas observaciones reportadas (mayormente en el Pacífico Occidental) y brevemente discutimos en nuevo programa observacional de mediciones del nivel del mar en las Islas Galápagos.

INTERPRETACION DEL NIVEL DEL MAR

La elevación de la superficie del mar responde a una variedad de cambios internos (densidad, olas) y externo (presión atmosférica, viento, mareas). En este artículo nos referimos solamente a movimientos de baja frecuencia e ignoramos las señales de mareas. El efecto de marea puede ser removido de los registros del nivel del mar por un filtro apropiado (Godin, 1972) o por el cálculo de las componentes de marea (Munk y Cartwright, 1966) para luego restarlo del registro. El significado dinámico de los cambios de altura de la superficie del mar se describe mejor en términos de la presión del fondo puesto que es el gradiente de esta presión el que aparece en la ecuación geostrofica para la corriente integrada con profundidad (barotrópico).

La presión del fondo, p , puede ser expresada por la ecuación hidrostática:

$$p = p_a + \rho_0 g \eta + g \int_0^H \rho(z,t) dz \quad (1)$$

(1) Pacific Marine Environmental Laboratory
3711 - 15th Avenue N.E., Seattle, Washington 98195.

donde p_a es la presión atmosférica; η es la altura del nivel del mar sobre su nivel medio H ; $\rho(z,t)$ es el perfil de densidad; y ρ_0 es la densidad superficial. Unos pocos grados de latitud al norte o al sur de el ecuador donde la aproximación geostrofica es válida, la corriente barotrópica puede ser expresada como:

$$U_0 = g/f \frac{dp}{dy} \quad (2a)$$

$$V_0 = g/f \frac{dp}{dx} \quad (2b)$$

donde U_0 es la velocidad en el sentido este-oeste (dirección x) integrado con profundidad; V_0 es la velocidad en el sentido norte-sur (dirección y); g es la aceleración gravitacional; y $f=2\Omega \sin\phi$ es el parámetro de coriolis en la latitud ϕ . Estas ecuaciones, las cuales están escritas para la velocidad del estado estacionario y los gradientes de presión, se espera que permanezcan válidas para cantidades que varían lentamente. Estas contienen el razonamiento básico para la interpretación de los datos de nivel del mar. Puesto que, en forma general, nosotros no podemos establecer una absoluta diferencia de nivel del mar entre dos sitios, podemos observar estos cambios relativos del nivel del mar y compararlos a fluctuaciones en corrientes.

Considerando el primer término en la ecuación (1), p_a expresa la dependencia de la presión del fondo en la presión atmosférica. En su estudio de las observaciones del nivel del mar en Bermuda, Wunsch (1972) mostró que para escalas de tiempo menor que un año, las fluctuaciones del nivel del mar sin las mareas fueron dominadas por el efecto del "barómetro inverso". Por "barómetro inverso" queremos decir que cuando p_a aumenta en un determinado lugar, el nivel del mar η responde rápidamente (en una escala de tiempo menor que f^{-1}) y es deprimido en una cantidad equivalente. Puesto que 1 cm. de elevación del nivel del mar corresponde aproximadamente 1 mbar, el efecto de barómetro invertido es a menudo estimado añadiendo al nivel del mar los cambios de presión atmosférica expresado en unidades apropiadas. Si consideramos que el efecto del barómetro inverso es válido, entonces la presión en el fondo no es afectada por los cambios de presión atmosférica. De esta manera un gradiente de presión atmosférica no estimula directamente una corriente oceánica barotópica. En medias y altas latitudes, las grandes variaciones en p_a están bien correlacionadas con el nivel del mar η (Wunsch 1972, Hayes y Schumacher, 1976). En el Pacífico Tropical los cambios de presión atmosférica son pequeños y pobremente correlacionados con el nivel del mar (Roden 1963; Wunsch y Gill, 1976) para períodos mayores de aproximadamente dos semanas. Por ejemplo en la Isla Canton, Wunsch y Gill (1976) calcularon el espectro y coherencia de nivel del mar, y presión atmosférica, figura 1.

En la mayoría de las frecuencias, la densidad de variancia del nivel del mar (en $\text{cm}^2/\text{ciclo/hora}$) fue en orden de magnitud mayor que la densidad de variancia de la presión atmosférica (en $\text{mbar}^2/\text{ciclo/hora}$). Para períodos más largos que 10 días la coherencia fue escasamente significativa; sin embargo, al nivel del mar estuvo 180° fuera de fase con la presión atmosférica, lo que indica un efecto de barómetro inverso. Debido a las pequeñas variaciones en la presión atmosférica y a su pobre correlación con el nivel del mar, la mayoría de los estudios de fluctuaciones de baja frecuencia del nivel del mar en los trópicos asume que la presión atmosférica no es importante. En estudios de frecuencia más altas como las ondas ecuatoriales atrapadas, no es claro que dicha asunción esté garantizada. Comparaciones posteriores del nivel del mar y presión atmosférica serán de gran interés.

Sin la presión atmosférica, la presión en el fondo en la ecuación 1 es la suma de la elevación de la superficie y de la densidad integrada con profundidad. Cambios en este último término son a menudo referidos como el efecto estérico. Si los cambios en el nivel del mar compensan los cambios en densidad entonces la presión del fondo es constante en tiempo. En su estudio del nivel del mar

en Bermuda, Wunsch (1972) encontró una correlación entre el nivel del mar y la altura dinámica medida en las proximidades, para períodos de 6 meses a un año aproximadamente. Estudios similares a lo largo de la plataforma continental (e.g., Reid y Mantyla, 1976) también mostraron correlación entre los términos en la escala de tiempo estacional. Wyrcki (1974 a) comparó los cambios estacionales de altura dinámica de la superficie del mar relativa a 500 dbar con observaciones del nivel del mar en varias islas. Esto mostró una buena concordancia entre los patrones observados (ver Fig. 3 y la discusión en la sección 3). Debido a la alta correlación observada en la señal estacional, Wyrcki (1974 b) pudo extender el uso del nivel del mar como una herramienta de muestreo para estudiar las variaciones no estacionales de largo término en el sistema de corrientes. Esta alta correlación entre el nivel del mar y la altura dinámica relativa a 500 dbar implica que muchas de las señales del nivel del mar es inducida por cambios baroclínicos de densidad (dependientes de profundidad). Con frecuencia se asume que estos efectos baroclínicos dominan el nivel del mar. Entonces la presión en algún nivel profundo es constante y las fluctuaciones del nivel del mar dan una medida de los cambios en altura dinámica de la superficie, y demás, de los cambios en las corrientes próximas a la superficie. A pesar de que es dudoso que esta asunción sea enteramente válida hay razones para creer que las fluctuaciones de presión barotrópica son más pequeñas y de mayor amplitud en la extensión norte-sur (Wunsch y Gill, 1976) que la dominante señal baroclínica. Se han propuesto experimentos para medir los cuatro términos en la ecuación (1) desde una estación en una isla en medio del Pacífico a fin de establecer su relativa importancia.

Antes de dejar esta sección sobre interpretación debería observarse que los comentarios aquí hechos acerca del nivel del mar en las islas también se aplica al nivel del mar en las zonas costeras. Varios estudios recientes (e.g., Beardsley, et al., 1977; Hayes, 1979) han empleado el nivel del mar costero y mediciones de presión en el fondo para estudiar corrientes a lo largo de la plataforma continental. Las estaciones del nivel del mar tanto en la costa como en las islas proveen una técnica económica para el muestreo de los cambios oceánicos por períodos largos. Previo a su completa explotación, sin embargo, algunos experimentos son requeridos para estudiar detalladamente las relaciones entre corrientes, nivel del mar y las fluctuaciones de densidad.

OBSERVACIONES DEL NIVEL DEL MAR

a) Baja frecuencia.

Una representación idealizada del promedio del sistema superior de corrientes oceánicas en el Pacífico ecuatorial se muestra en la Figura 2. La mayor información sobre estas corrientes es derivada de cálculos geostroficados y de unas pocas de mediciones directas de corrientes. Comenzando por el norte, la corriente Nor-ecuatorial (CNE) rigurosamente coincide con la región de los alisios del nor-este. La Contra Corriente (CCE) corresponde a la región de vientos de baja velocidad entre los alisios del Noreste y Sureste; y la corriente Surecuatorial (CSE) corresponde a los alisios del Sureste. Por debajo de la CSE, que fluye hacia el oeste en el ecuador, está la Subcorriente Ecuatorial (SCE) o corriente de Cronwell que fluye hacia el este. La porción baja de la Figura 2 muestra el nivel medio del mar, el cual acompañaría estos flujos asumiendo una superficie de presión horizontal en aproximadamente 500 dbar y en balance geostrofico. Con estas asunciones, los cambios en el nivel del mar, observados en las islas que atraviesan al Ecuador de 20°N a 10°S , pueden ser usados para inferir cambios en las corrientes superficiales.

Wyrcki (1974 a) examinó la variación estacional del nivel del mar en 10 islas oceánicas en el Pacífico occidental y comparó estas fluctuaciones con la señal estacional en altura dinámica de la superficie de el mar relativa a 500 dbar. Las fluctuaciones de altura dinámica mostraron que tanto la CNE y la CCE estuvieron fuertes de Septiembre a Noviembre y débiles de Marzo a Julio.

Este efecto también fue inferido de los datos del nivel del mar. La figura 3 muestra los promedios mensuales de la diferencia de altura dinámica a través de la CNE y de la CCE para el Pa-

cífico central (180°W a 140°W). Estas alturas dinámicas están basadas en promedios zonales de datos históricos. También se muestran los promedios mensuales de la diferencia del nivel del mar entre tres islas, Honolulu, Hawaii (21°N) y Kwajalein (9°N) se extienden sobre CNE; sin embargo están separadas razonablemente por algo más de 3000 km. De tal manera que la diferencia entre ellas representa un complicado promedio zonal y meridional. Sin embargo la amplitud y fase de la señal estacional es poco similar a la observada en la diferencia de altura dinámica a través de CNE. Similarmente la diferencia del nivel del mar entre Kwajalein y las Islas de Pascua concuerdan con los cambios de altura dinámica de CCE. La concordancia observada indica que al nivel del mar puede servir como un monitor de los cambios de corrientes geostrofica y que el sistema de corrientes ecuatoriales tiene largas escalas zonales.

Usando la misma base de datos del nivel del mar y altura dinámica, Wyrcki (1974 b) examinó las variaciones interanuales de las corrientes superficiales, empleó la desviación mensual del nivel del mar de un promedio de 20 años para perturbar zonal y temporalmente el promediado perfil de altura dinámica de norte a sur. Esta técnica dió un estimativo de la diferencia del nivel del mar a través de las principales corrientes zonales como una función de tiempo. La Figura 4 muestra los promedios anuales de la diferencia del nivel del mar basado en la media corrida de 12 meses. De esta serie de tiempo Wyrcki (1974 b) concluyó que la CNE y la CCE varían en fase, pero la CSE estuvo fuera de fase con relación a las otras. El relacionó la fuerza de las corrientes con la posición de los alisios. Cuando los alisios del noreste son fuertes y ubicados al sur (Enero-Junio) la CEN y la CCE son débiles; cuando los alisios del noreste son débiles y localizados al norte (última mitad del año), la CNE y la CCE son más fuertes. La habilidad para obtener estimativos de la serie de tiempo de estas corrientes a partir de observaciones del nivel del mar fue fundamentalmente para establecer su interrelación y los efectos del campo de vientos.

De sus estudios del nivel del mar, corrientes y vientos Wyrcki (1975) desarrolló un modelo para describir el fenómeno de "El Niño" como una respuesta de todo el Pacífico ecuatorial a los cambios en la fuerza del viento. Durante períodos de fuertes alisios del sur-este la CSE se incrementa y hay un aumento de la pendiente este-oeste en la superficie del mar. Cuando los vientos aflojan, las corrientes que fluyen hacia el este se incrementan y el gradiente presión este-oeste disminuye. Esta respuesta del océano causa una profundización de la capa cálida superficial en el Pacífico Oriental. La respuesta ecuatorial y su propagación a lo largo de la costa puede ser descrita como ondas Kelvin (McCreary, 1976; Hurlburt et al, 1976).

Wyrcki (1977) utilizó el nivel del mar para seguir el evento de El Niño de 1972. La figura 5 muestra el nivel del mar en Baltra en las Islas Galápagos (90°W) y en Anewa Bay en las Islas Salomon (155°E) las cuales se encuentran en los extremos de la cuenca del Pacífico. Antes de El Niño el nivel del mar fue alto en el lado occidental de la cuenca y bajo en el lado oriental. A principios de Mayo de 1971 el nivel del mar decreció en Anewa Bay y en Diciembre de 1971 comienza un incremento del nivel del mar en Baltra. Nivel del mar alto en Baltra se presentó en dos picos, uno en Abril de 1972 y el otro en Diciembre de 1972. Después de este tiempo las dos estaciones tuvieron niveles del mar aproximadamente normales. De un análisis de estos datos y registros similares de otras estaciones costeras e Insulares, Wyrcki (1977) verificó su hipótesis básica concerniente a la generación y propagación de la anomalía ecuatorial.

Este repaso ha tomado solamente una parte de las muchas discusiones de los cambios de baja frecuencia en el nivel del mar Ecuatoriano. La importancia de estos datos reside en su estrecha relación con las corrientes zonales y su potencialidad como sistema monitor. Desafortunadamente hay un gran vacío desde 150°W a 90°W debido a la no existencia de islas. Sistemas anclados, bastante caros, han sido considerados para llenar estos vacíos. Sin embargo, todavía hay más estudios que pueden ser hechos dentro del grupo de islas. Invertir en mediciones utilizando sistemas anclados es importante para explotar completamente la existencia de estas islas como bases de observaciones.

b) Ondas Ecuatoriales Atrapadas.

Los estudios de baja frecuencia del nivel del mar han ayudado en el estudio de corrientes en el Pacífico ecuatorial. Algunas fluctuaciones observadas tales como la propagación hacia el este de los cambios de nivel del mar de El Niño pueden ser ejemplos de ondas ecuatoriales atrapadas. Sin embargo la demostración más convincente de tales ondas proviene de un análisis de los cambios de frecuencias más altas por Wunsch y Gill (1976). Los análisis previos de Groves y Miyata (1967) han mostrado picos prominentes en el espectro del nivel del mar en las islas, con un período de aproximadamente 4 días y picos menores de 2.7 y 5 días.

La figura 1 es un ejemplo de tal espectro. Interpretaciones preliminares sugirieron que este pico fue una respuesta a un pico de 4 días en el campo de vientos de la zona ecuatorial. Sin embargo, el análisis de Wunsch y Gill (1976) no mostró ningún pico de energía en el viento impulsor. Por el contrario, ellos interpretaron la respuesta del nivel del mar como una resonancia oceánica. La amplitud de la oscilación de 4 días en la Isla Canton, a pesar de que tuvo buena resolución en el espectro, es solamente de 1 cm. Su análisis mostró que dicha oscilación del nivel medio podría acompañar una onda interna de gravedad ecuatorialmente atrapada. La frecuencia y estructura latitudinal del nivel de energía (Figura 6) estuvo de concordancia con el segundo modo meridional de una onda de inercia gravedad atrapada. Obsérvese la rápida variación latitudinal predicha para tales ondas. La distribución de islas no es lo suficientemente completa para resolver la distribución de energía entre 1° N y 1° S. Además, los datos de un amplio rango de longitudes son agrupados asumiendo una homogeneidad zonal. Variaciones zonales en el forzamiento y en la estructura de la densidad oceánica pueden contribuir para la desviación entre la teoría y los experimentos sin embargo, la concordancia general es clara. Más aún, Wunsch y Gill (1976) fueron capaces para armonizar picos de energía en 5.6 días y en 3 días con los modos meridionales $m=1$ y $n=4$. Estos logros soportan fuertemente la interpretación del espectro en términos de ondas ecuatoriales atrapadas.

Los picos observados de alta frecuencia fueron consistentes con las localmente forzadas ondas de gravedad atrapadas ecuatorialmente. A frecuencias más bajas es también posible encontrar soluciones para las ondas de Rossby gravedad y ondas Kelvin mezcladas. Sin embargo puesto que ninguno de estos tiene una velocidad de grupo cero un pico espectral en el espacio de frecuencia es poco probable.

Aún no han sido reportados los estudios de la propagación zonal de estas ondas a partir de los registros del nivel del mar en el Pacífico.

EL EXPERIMENTO EN LAS ISLAS GALAPAGOS

Los rápidos cambios meridionales los cuales son característicos de las ondas ecuatoriales atrapadas (figura 6) indican que un arreglo en pequeña escala es necesario para resolver estas ondas. Como se mencionó anteriormente no hay islas cerca del ecuador desde los 155° W hasta las Islas Galápagos en 90° W. Este archipiélago se extiende a través del ecuador desde 1.5° S a 1.5° N; y está ubicado aproximadamente a 1000 km. de la costa de Sur América. Su localización la convierte en un sitio natural para ser instrumentado en un intento para observar ondas ecuatoriales atrapadas cerca del extremo oriental del sistema de corriente ecuatoriales. En esta sección discutimos los problemas asociados con la observación de ondas ecuatoriales en las Galápagos y un experimento, el cual está en marcha, que intentará resolver la estructura meridional del nivel del mar en estas islas.

Las Islas Galápagos se muestran en la Figura 7. La Isla Isabela abarca la región de 1° S hasta el ecuador y presenta una barrera al flujo hacia el este de la subcorriente ecuatorial y a la propagación desde el oeste de ondas atrapadas. Esta gran masa de tierra inducirá perturbaciones en el movimiento de las ondas y un entendimiento de estas perturbaciones es requerida antes de que las mediciones del nivel del mar en las islas pueda ser interpretado. Rowlands (1979) consideró el problema general de

las ondas ecuatoriales atrapadas de Kelvin colisionando con una delgada barrera meridional (islas). Su análisis fue una extensión del trabajo de Anderson y Rowlands (1976) el cual consideró el efecto de una costa meridional en ondas ecuatoriales. En la aplicación de su análisis teórico a la Isla Galápagos, Rowlands (1979) observó que estas islas están razonablemente próximas a la costa y que al este de las islas los efectos asociados tanto en la costa como con las islas deben ser importantes.

Se han efectuado varios estudios de flujo en la vecindad de las Galápagos Knauss (1960, 1966) reportó estudios de la Subcorriente ecuatorial desde 140° W a las Galápagos. Precisamente, al oeste de las isla la subcorriente ecuatorial tiene un gran componente hacia el norte y al este de las islas el flujo más fuerte fue al norte de el ecuador. Esto condujo a Knauss (1966) a sugerir que la Subcorriente Ecuatorial pasa por el norte de la Isla Isabela. Adicionalmente Hnauss (1966) y Christensen (1971) sugirieron que la subcorriente Ecuatorial se profundiza y ensancha en las Islas pero no ocurren pérdidas de transporte. Stevenson y Tarf (1971) localizó la subcorriente Ecuatorial por su asociación con un núcleo subsuperficial de alta salinidad. Concluyeron que la subcorriente Ecuatorial pasa al sur de las islas. White (1973) encontró que la subcorriente ecuatorial tiene ramales en ambos lados, al norte y al sur de las islas, y una estructura compleja hacia el este lo cual interpretó como una estela.

Rowlands (1979) mostró que las propiedades observadas en las cercanías de las Islas Galápagos estuvieron en concordancia cualitativa con su teoría. El decrecimiento en velocidad de la Subcorriente Ecuatorial y el mayor transporte hacia el norte son los resultados esperados. Las observaciones no determinan, pero sugieren, que los movimientos dependientes en tiempo tales como ondas ecuatoriales atrapadas pueden ser importantes. White (1973) notó dos corrientes al este de las islas las cuales pueden ser manifestaciones de las fuertes corrientes en el borde meridional de las islas, predichas en la teoría de Rowlands (1979).

La conclusión a ser establecida a partir de las observaciones y de la teoría es que el flujo cerca de las islas Galápagos es complicado pero sus principales características pueden ser entendidas en un modelo lineal. Las observaciones del nivel del mar en el lado occidental de las islas ofrece más esperanzas de obtener resultado relativamente no contaminados que las observaciones dentro o al este del grupo de islas (v.g., Baltra). Con estas consideraciones en mente se ha iniciado un experimento cooperativo entre Ecuador y EE.UU. de América para estudiar las variaciones del nivel del mar a través del ecuador en las Islas Galápagos. Las cruces en la figura 7 muestran la localización de los tres sensores de presión subsuperficiales los cuales serán instalados en Junio de 1979. Este arreglo será mantenido por varios años para obtener un largo historial de las fluctuaciones. Los sensores serán instalados a 20 m. de profundidad para de esta manera medir esencialmente las variaciones del nivel del mar. Una descripción de los sensores de presión y su calibración se encuentra en Hayes, et al (1978). La estabilidad de largo término de el sensor de presión es bastante buena y esperamos una deriva de aproximadamente 1 mbar por año. A medida que el experimento progrese sensores adicionales podrán ser agregados para investigar fluctuaciones de presión bajo la termoclina y en otras localidades a lo largo de las islas.

SUMARIO

El nivel del mar ha sido usado aproximadamente para estudiar las corrientes y movimientos de las ondas en el Pacífico ecuatorial. El éxito de estas simples mediciones, para la obtención de grandes registros, ha sido animado por el monitoreo de los cambios interanuales. Mediciones en el Pacífico occidental, las Islas Galápagos, y a lo largo de la costa de América del sur ofrecen la oportunidad para un estudio unificado de los procesos transecuatoriales. El intenso programa observacional que ha sido planeado e iniciado, indica que en 1980 veremos un avance significativo en nuestro entendimiento del Océano Ecuatorial y su importancia en la circulación general.

BIBLIOGRAFIA

- Anderson, D.L.T., P.B. Rowlands (1976) The role of inertia-gravity and planetary waves in the response of a tropical ocean to the incidence of an equatorial Kelvin wave on a meridional boundary. *J. Mar. Res.*, 34, 295-312.
- Beardsley, R. C., H. Mofjeld, M. Wimbush, C. N. Flagg, and J. A. Vermersch, Jr. (1977) Ocean tides and weather induced bottom pressure fluctuations in the middle-Atlantic bight. *J. Geophys. Res.* 82, 3175-3182.
- Christense, N., Jr. (1971) Observations of the Cromwell Current near the Galápagos Islands. *Deep-Sea Res.*, 18, 27-33.
- Godin, G. (1972): The analysis of tides. University of Toronto Press. 264 oo.
- Groves, G. W. and M. Miyata (1967): On weather induced long waves in the equatorial Pacific. *J. Mar. Res.*, 25, 115-128.
- Hayes, S.P. (1979): Variability of current and bottom pressure across the continental shelf in the N.E. Gulf of Alaska. *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 88-103.
- Hayes, S. P. and J. D. Schmacher (1976): Description of wind, current, and bottom pressure variations on the continental shelf in the Northeast Gulf of Alaska from February to May 1975. *J. Geophys. Res.*, 81, 6411-6419.
- Hayes, S. P., J. Glenn and N. Soreide (1978): A shallow water pressure temperature gauge (PTG): Design, calibration, and operation. *NOAA Tech. Memo.*, PMELL, ERL, Seattle, 31 pp.
- Hurlburt, H. E., J.C. Kindle and J.J. O'Brien (1976): A numerical simulation of the onset of El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 621-631.
- Knauss, J.A. (1960) Measurements of the Cromwell Current. *Deep-Sea Res.*, 6, 265-268.
- Knauss, J.A. (1966) Further measurements and observations on the Cromwell Current. *J. Mar.*, 24, 205-240.
- McCreary, J. (1976): Eastern tropical ocean response to changing wind systems: with application to El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 632-645.
- Munk, W.H. and D.E. Cartwright (1966) Tidal spectroscopy and prediction. *Phil. Trans. Roy. Soc. of London Ser. A*, 259, 533-581.
- Reid, J.L. and A.W. Mantyla (1976) The effect of geostrophic flow upon coastal sea elevations in the northern North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 81, 3100-3110.
- Roden, G. I. (1963): On sea level, temperature, and salinity variations in the central tropical Pacific and on Pacific Ocean islands. *J. Geophys. Res.*, 68, 455-472.
- Rowlands, P.B. (1979): The flow of equatorial Kelvin waves and the Equatorial Undercurrent around islands. (Submitted to *J. Mar. Res.*).
- Stevenson, M.R. and B.A. Taft (1971): New evidence of the Equatorial Undercurrent east of the Galápagos Islands. *J. Mar. Res.*, 29, 103-115.

- White, W.B. (1973):** An oceanic wake in the Equatorial Undercurrent downstream from the Galapagos Archipiélago. *J. Phys. Oceanogr.* 3, 156-161.
- Wunsch, C. (1972):** Bermuda sea level in relation to tides, weather, and baroclinic fluctuations. *Rev. Geophys. Space Phys.* 10, 1-49.
- Wunsch, C. and A.E. Gill (1976):** Observations of equatorially trapped waves in Pacific sea level variations. *Deep-Sea Res.*, 23, 371-390.
- Wyrtki, K. (1974a):** Sea level and seasonal fluctuations of the Equatorial Currents in the western Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 91-103.
- Wyrtki, K. (1974b):** Equatorial currents in the Pacific 1950 to 1970 and their relation to the trade winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 372-380.
- Wyrtki, K. (1975):** El Niño - the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 572-584.
- Wyrtki, K. (1977):** Sea level during the 1972 El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 779-787.

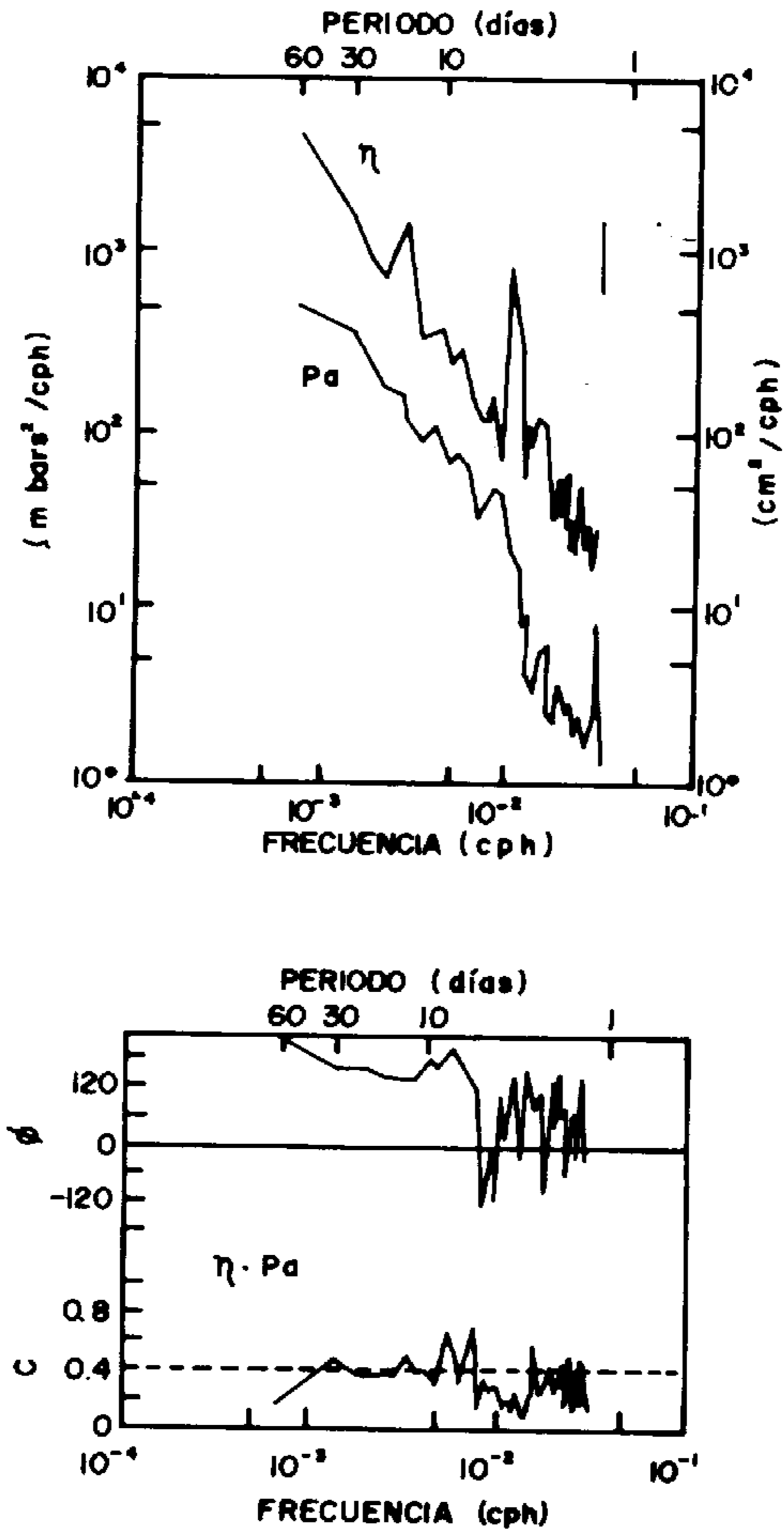


Fig. 1. De Wunsch y Gill (1976): Espectro del nivel del mar (η) y presión atmosférica (pa) y la coherencia (c) y fase (ϕ) entre ellos. Mediciones hechas en la Isla Canton.

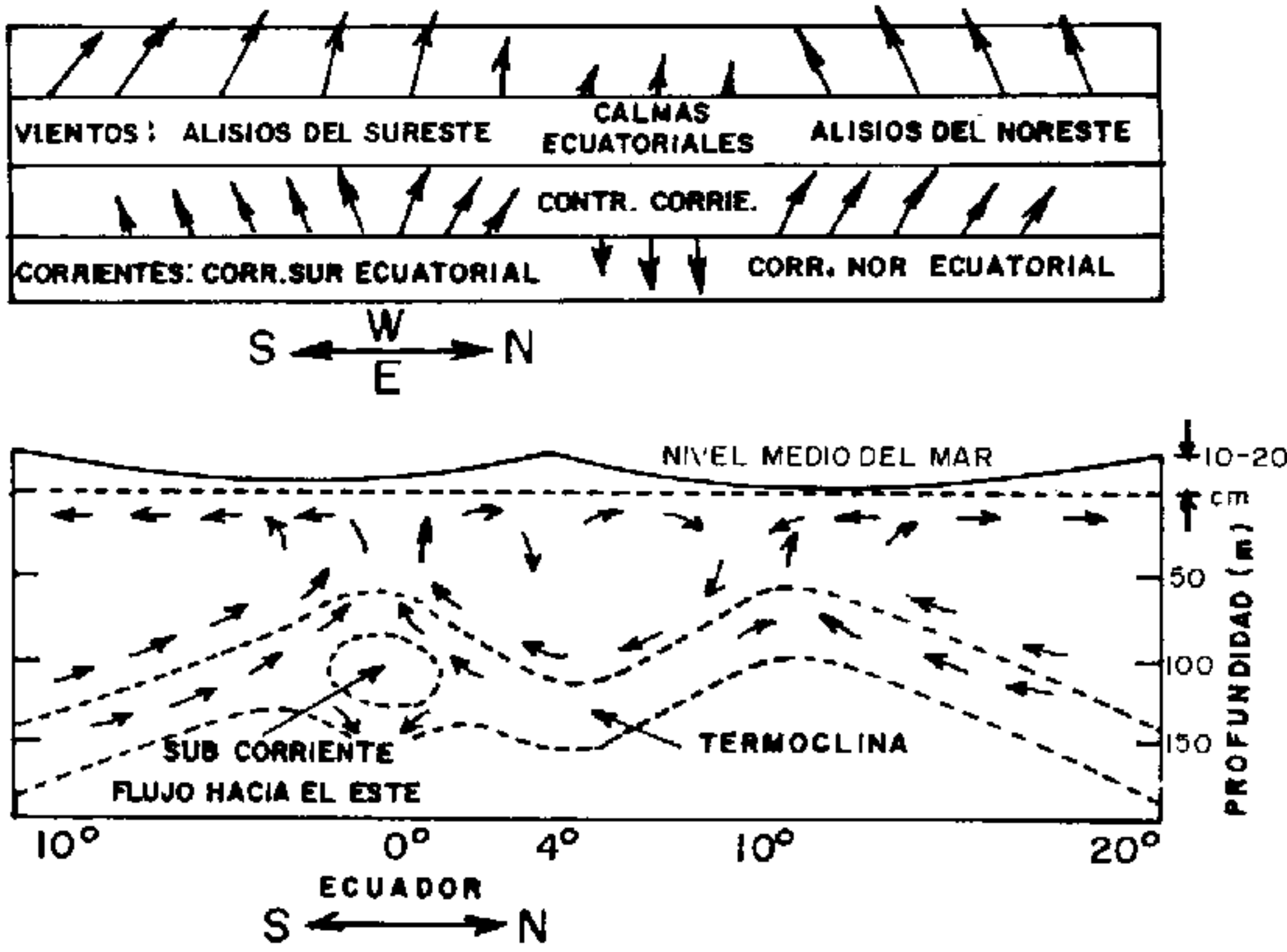


Fig. 2. Representación esquemática de la corriente ecuatorial y sistema de vientos.

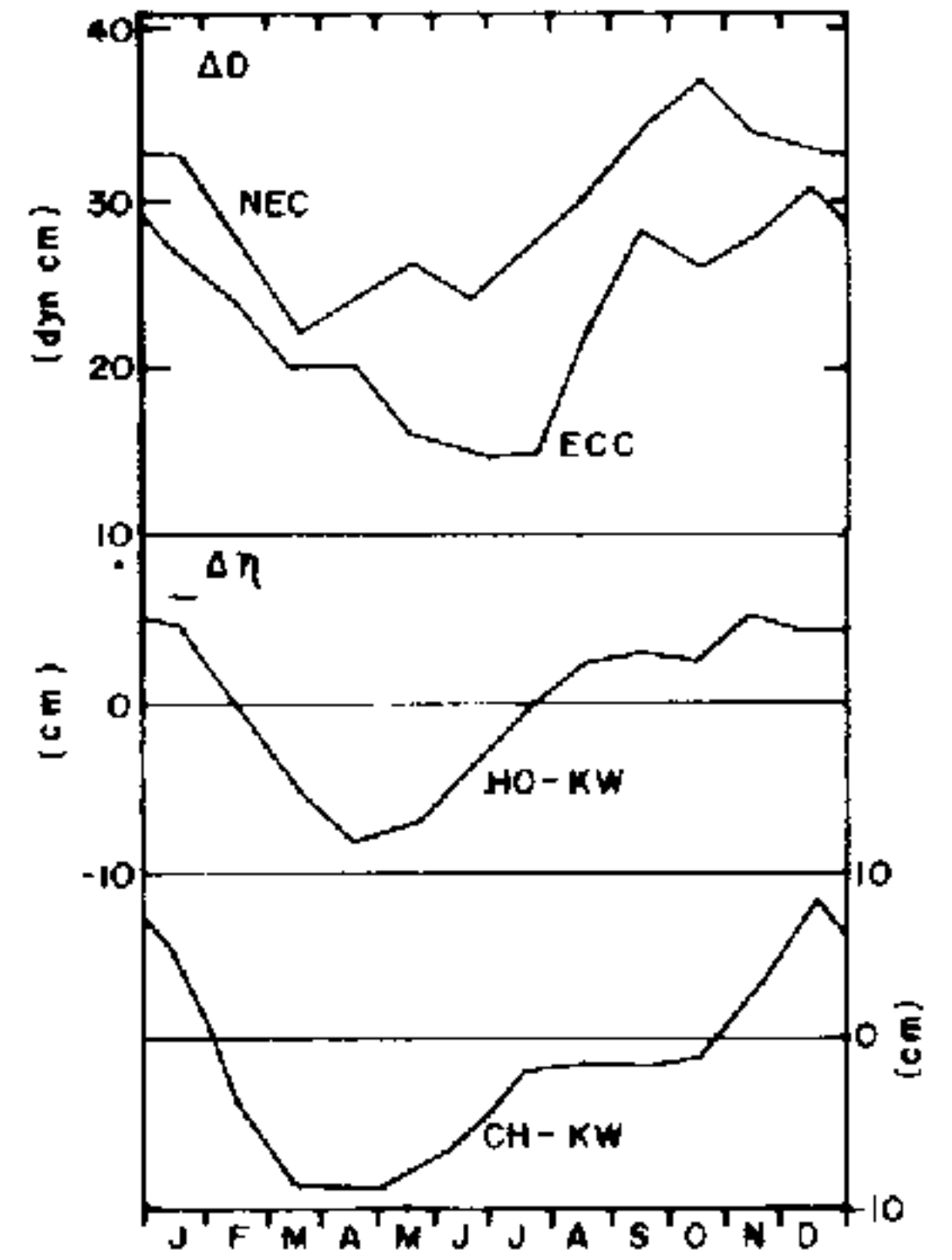


Fig. 3.

De Wyrtki (1974 a): D es la diferencia promedio de altura dinámica a través de la corriente Norecuatorial (CNE) y de la contracorriente ecuatorial (CCE); η es la diferencia del nivel del mar entre las islas que se extienden sobre la CNE (HO = Honolulu, KW = Kwajalein) y la CCE (CH = Christmas Island). Note la fuerte señal estacional.

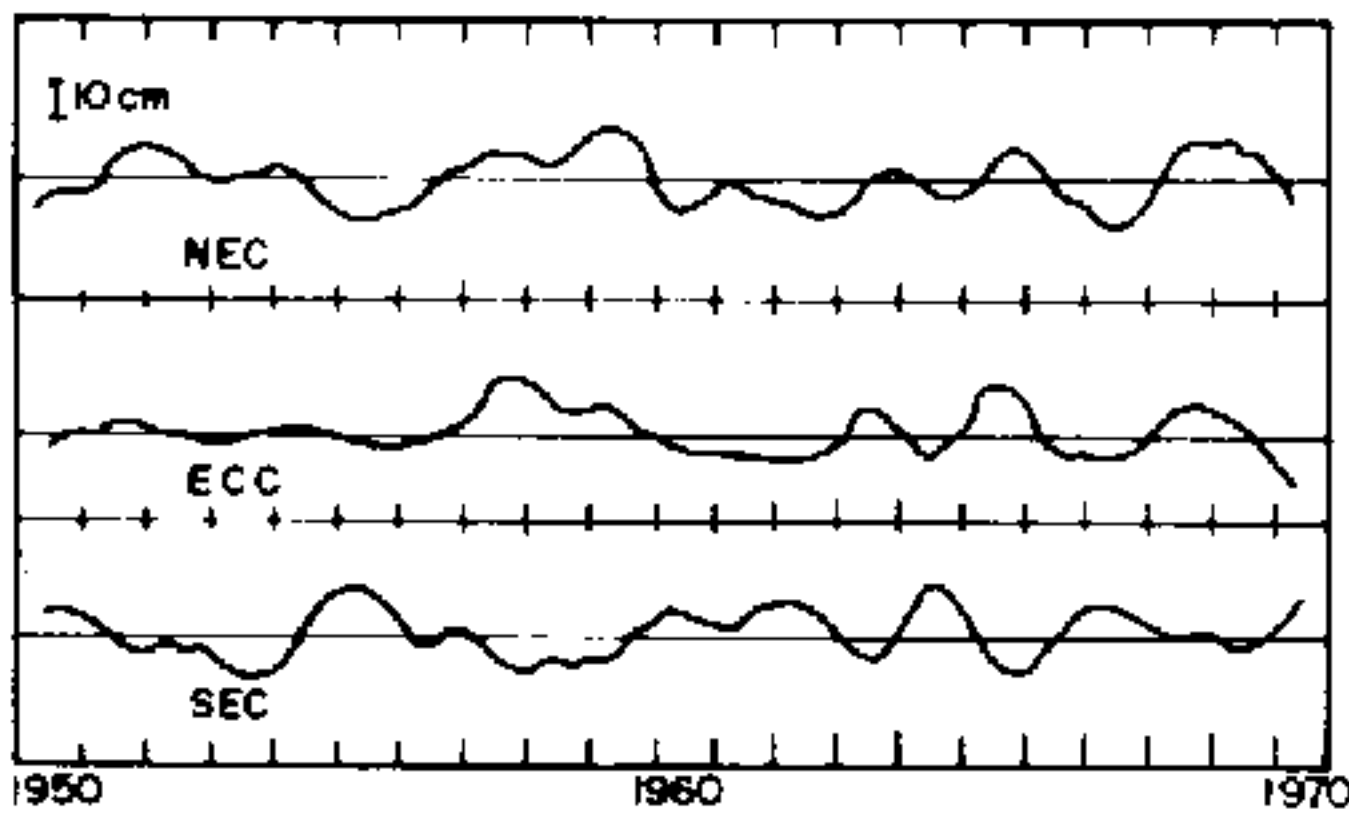


Fig. 4. De Wyrtki (1974b): Series de tiempo de la diferencia anual del nivel del mar a través de las corrientes ecuatoriales.

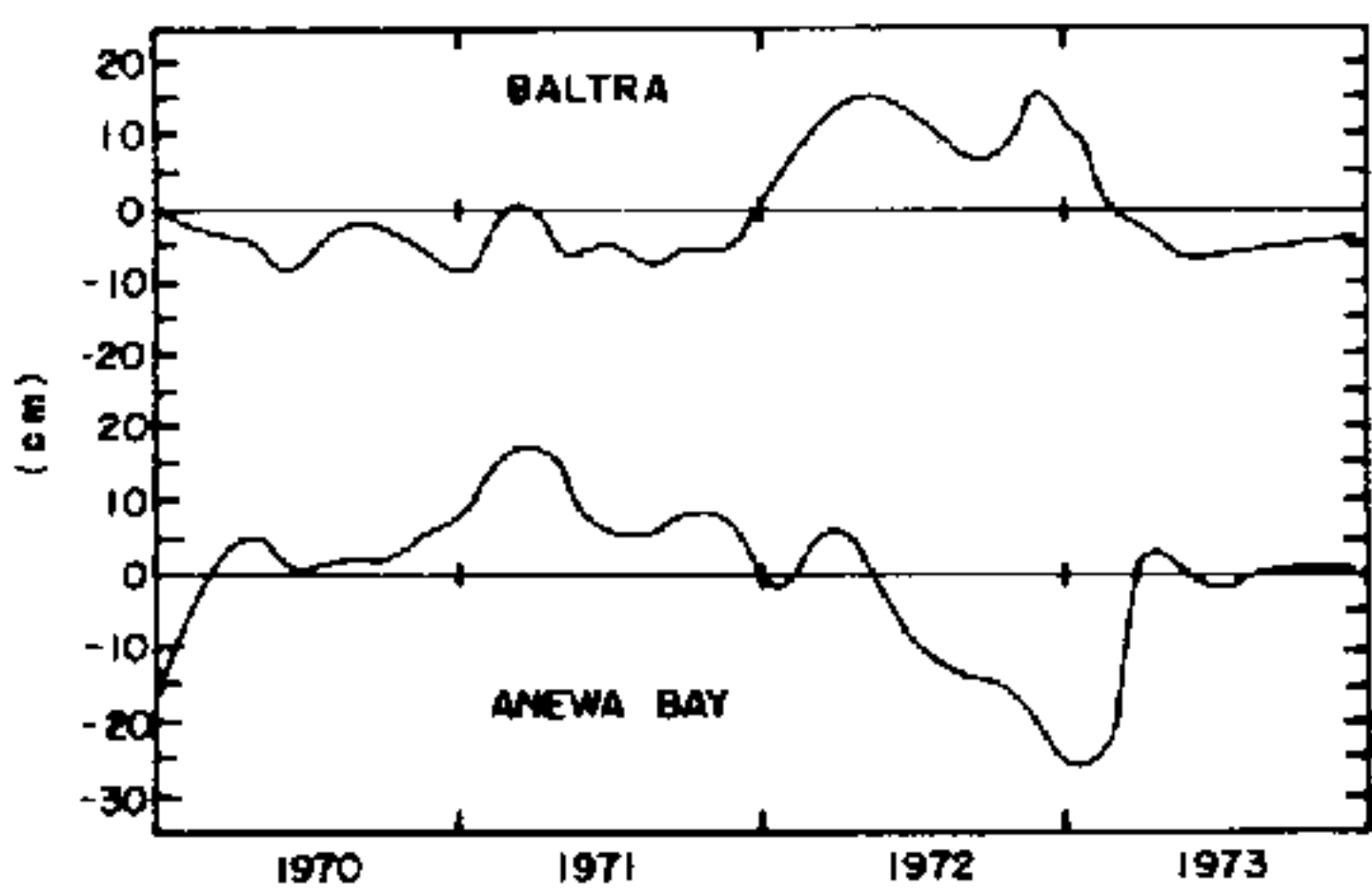


Fig. 5. De Wyrtki (1975): Nivel del mar filtrado usando un filtro de paso bajo en Baltra en las Islas Galápagos y en Anewa-Bay en las Islas Salomón.

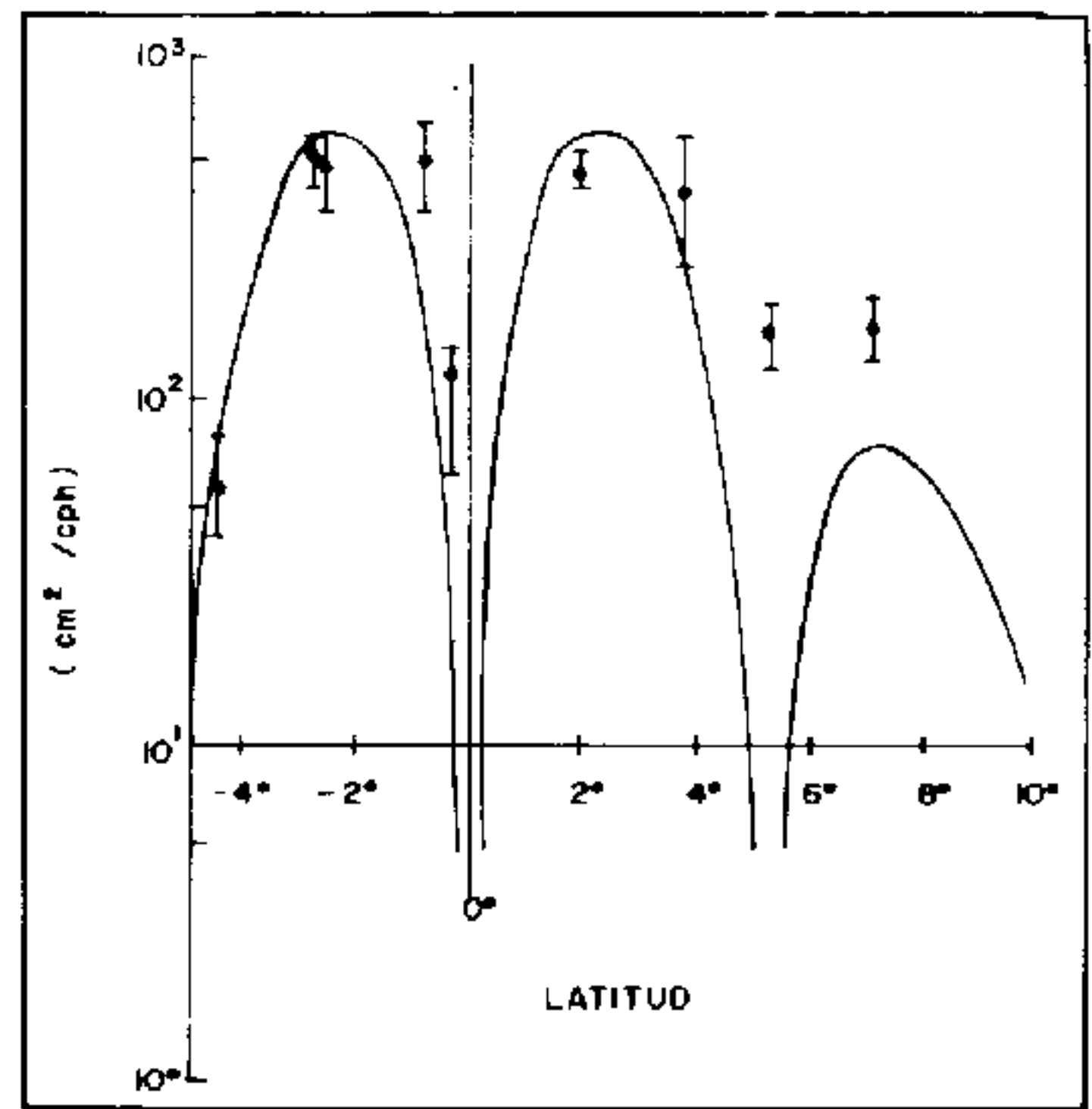


Fig. 6. De Wunsch y Gill (1976): Niveles de Energía de las fluctuaciones del nivel del mar en las islas con un período de aproximadamente 4 días ploteados en función de latitud. Todas las islas están en el Océano Pacífico Occidental. Curvas indican distribución teórica de energía meridional para un segundo modo de las ondas internas de gravedad ecuatorialmente atrapadas.

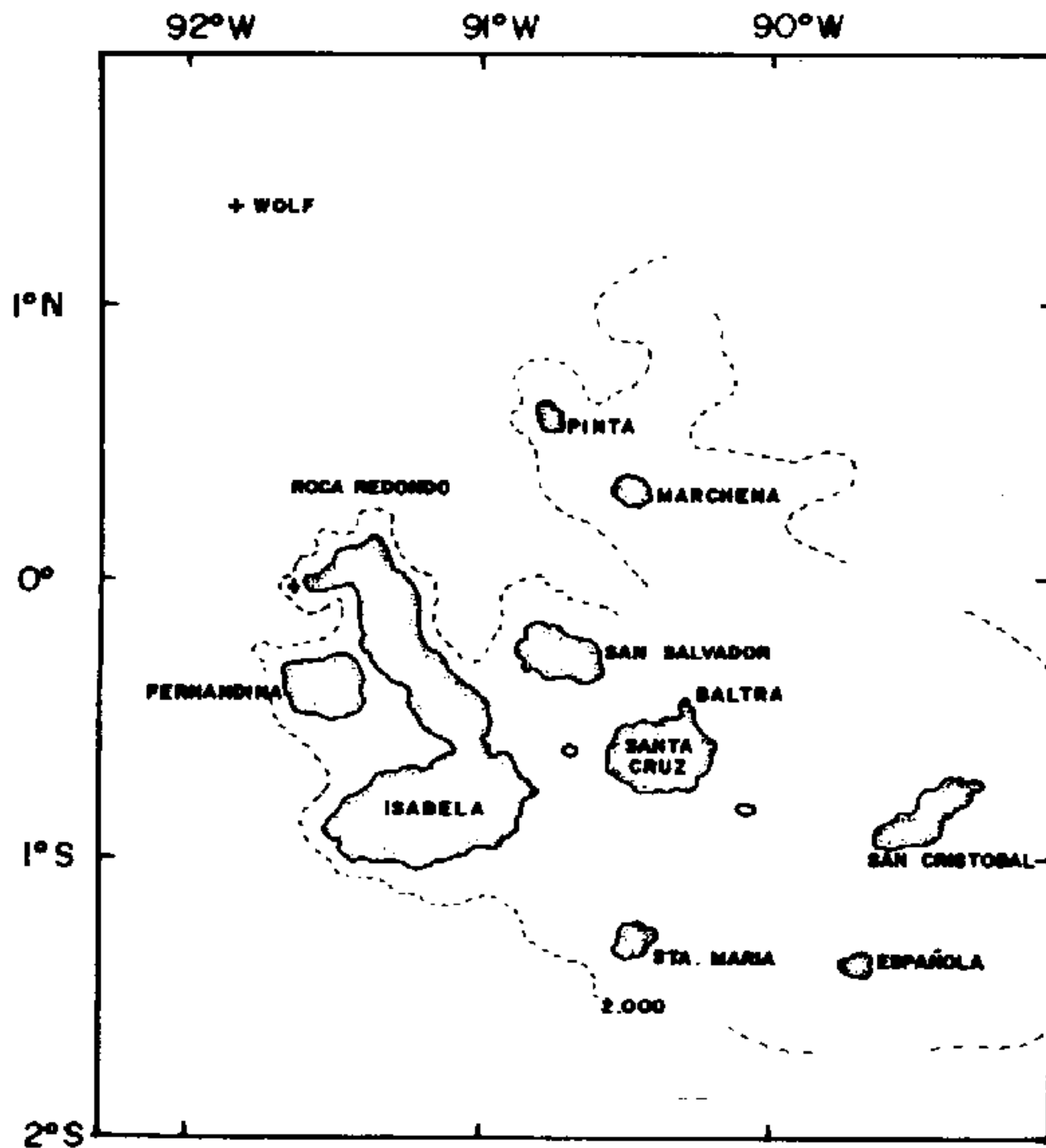


Fig. 7. Las Islas Galápagos con la indicación de la localización propuesta para instalar los sensores de presión (+) y mareógrafos (.)