

CIRCULACION Y DISTRIBUCION DE LA MASA DE AGUA EN EL GOLFO DE MEXICO *

T. ICHIYE **

RESUMEN

Se analizan los datos oceanográficos colectados por el "Alaska" y el "Jakulla" en el Golfo de México, entre 1951 y 1955. La circulación de la capa superior se encuentra grandemente influenciada por el empuje del viento, como lo muestra la ubicación de agua de baja salinidad. Según el cambio estacional de temperatura y salinidad, la masa de agua en la capa superior se clasifica en cinco tipos: tres costeros y dos en altamar. Las correlaciones estadísticas T-S densidad-oxígeno y densidad-fosfatos muestran pequeña diferencia entre las partes occidental y oriental en la capa a mayor profundidad de 1,000 m. En la capa intermedia, sin embargo, la diferencia entre ambas partes se hace más clara debido a la penetración de agua en la sección oriental a través del Canal de Yucatán. Se encuentran remolinos anticiclónicos semi-permanentes en la parte oriental sobre una topografía dinámica, superficies sigma-t y normas isotérmicas a 200 m de profundidad. Estos vórtices parecen estar en contacto, de manera ocasional, con el escurrimiento a través del Canal de Yucatán. Una comparación con el Mar de Japón sugiere que la convección vertical es más intensa en ese mar, cuya masa de agua de naturaleza uniforme se extiende ampliamente en las capas intermedia y profunda.

Tres problemas dinámicos se discuten en los apéndices. Primeramente, el empuje del viento en una cuenca circular con plataforma se deduce y aplica al Golfo de México. Los resultados indican que hay bastante acuerdo con el cambio estacional observado en la circulación de la capa superior del Golfo de México, manifestada por normas de isohalinas. En segundo lugar, los perfiles verticales de la temperatura y salinidad en la capa superior son explicados por soluciones de la ecuación de difusión de remolinos y advección de calor y masa de agua. En tercer lugar, se discuten los meandros de la Corriente de Yucatán y la estabilidad horizontal de los remolinos.

INTRODUCCION

La hidrografía del Golfo de México fue estudiada, por primera vez, de manera amplia por Parr (1935), basándose especialmente en datos recogidos por la Expedición del

* *Contribución del Instituto Oceanográfico, Núm.*

** *Instituto Oceanográfico, Universidad del Estado de Florida, Tallahassee, Fla., U.S.A.*

CIRCULATION AND WATER MASS DISTRIBUTION IN THE GULF OF MEXICO *

T. ICHIYE **

ABSTRACT

Oceanographic data collected by the "Alaska" and the "Jakulla" in the Gulf of Mexico from 1951 to 1955 are analyzed. The circulation of the upper layer is greatly influenced by the wind drift, as seen in the location of the low salinity water. According to seasonal change of the temperature and salinity, the water mass in the upper layer is classified into five types: three coastal and two off-shore. The statistical T-S oxygen-density and phosphate-density correlations show little difference between the western and eastern parts in the layer deeper than 1,000 m. In the intermediate layer, however, the difference between two parts becomes more distinct due to the water flowing in the eastern part through Yucatan Channel. Semi-permanent anticyclonic gyres are found in the eastern part on dynamic topography, sigma-t surfaces and isotherm patterns at 200 m depth. These vortices seem to be in contact with the flow through Yucatan Channel occasionally. Comparison with the Japan Sea suggests that vertical convection is more intense in that sea, where the water mass of uniform nature spreads widely in the intermediate and deep layer.

Three dynamic problems are discussed in the appendices. Firstly, the wind drift in a circular basin with a shelf is derived and applied to the Gulf of Mexico. The results indicate a good agreement with observed seasonal change of the circulation in the upper layer of the Gulf of Mexico manifested by patterns of isohalines. Secondly, the vertical profiles of the temperature and salinity in the upper layer are explained by solutions of the equation of eddy diffusion and advection of heat and water mass. Thirdly, meandering of the Yucatan Current, and horizontal stability of gyres are discussed.

INTRODUCTION

The hydrography of the Gulf of Mexico was first studied comprehensively by Parr (1935) based largely on data gathered by the "Mabel Taylor" Expedition of 1932 and

* *Oceanographic Institute Contribution No.*

** *Oceanographic Institute, Florida State University, Tallahassee, Fla., U.S.A.*

"Mabel Taylor", de 1932 y la Expedición del "Atlantis", de 1934. En ese trabajo, Parr discutió las relaciones de la distribución de la masa de agua en el mismo Golfo y en las Corrientes de Yucatán y Florida, apoyándose principalmente en las curvas T-S. Por desgracia, los datos usados por Parr tienen una validez dudosa, ya que no se usaron termómetros sin protección para determinación de la profundidad.

Desde 1934 se han realizado varios cruceros oceanográficos en el centro del Golfo, particularmente el amplio trabajo del "Alaska", del U. S. Fish and Wildlife Service y por el "Jakulla", del A and M College of Texas, desde 1951. Leipper (1954) revisó los estudios oceanográficos en el Golfo hasta 1951 y algunos resultados de exploraciones, desde 1951, fueron trabajados por Austin (1955) y Chew (1955). Sin embargo, no se ha llevado a cabo un estudio comprehensivo desde que lo hizo Parr (1935), a pesar de los abundantes datos que se han acumulado desde aquel tiempo.

El presente estudio intenta describir, en una amplia perspectiva, la hidrografía del Golfo de México usando los datos recogidos desde 1951, con preferencia a describir resultados derivados de observaciones individuales. Consecuentemente, el promedio de características de las masas de agua de las partes occidental y oriental del Golfo se discuten usando curvas T-S, $\sigma_t - 0_2$ y $\sigma_t - P$. Se estudian los cambios estacionales del agua superior, con base en la relación en la distribución de agua de baja salinidad y el empuje del viento. Además, se hacen algunas comparaciones entre el Golfo y el Mar de Japón con respecto a la circulación y a la estratificación de la masa de agua.

LAS AGUAS SUPERIORES

Para discutir la distribución de la masa de agua en la capa superior es necesario tomar en cuenta sus cambios estacionales. A este respecto, los datos que se usan ahora son muy incompletos puesto que no están igualmente distribuidos en cada estación. Por ello, no se intenta en este lugar una discusión sistemática de cambios estacionales, sino considerar la diferencia entre las condiciones de invierno y verano usando las distribuciones de salinidad, que revelan más claramente las características de la masa de agua.

En las Figs. 1, 2 y 3, la distribución horizontal del promedio de salinidad de los 50 metros superiores se muestra para la primavera, el verano y el invierno. La escasez de datos para el otoño hace inútil reproducir la distribución otoñal. La norma de distribución primaveral indica que agua de salinidad menor de 36.0 ‰ se encuentra en dos partes en el Golfo: a lo largo de la plataforma del norte y a lo largo del curso de la Corriente de Florida. Aparentemente, en el primer caso, el origen se encuentra en el aporte del Mississippi y otros ríos y en el segundo, se debe al agua menos salina del Mar Caribe que transporta la Corriente. En la parte occidental del Golfo, agua con una salinidad mayor de 36.4 ‰ se distribuye uniformemente. El agua dulce de la plataforma a lo largo de la costa norte es menos salina al oeste del Mississippi que al este, como Parr (1935)

the "Atlantis" Expedition of 1934. In this work, Parr discussed the relationships between water mass distribution in the Gulf proper and in the Yucatan and Florida Currents, based chiefly on T-S curves. Unfortunately, the data used by Parr are of questionable validity, since unprotected thermometers were not used for depth determination.

Since 1934, several oceanographic cruises have been carried out in the Gulf, with particularly extensive work by the "Alaska" of the U. S. Fish and Wildlife Service and by the "Jakulla" of the A and M College of Texas since 1951. Leipper (1954) reviewed oceanographic studies in the Gulf through 1951, and some of the results of surveys since 1951 were worked out by Austin (1955) and Chew (1955). However, no comprehensive study has been done since Parr (1935), notwithstanding the abundant data that have been accumulated since that time.

The present study attempts to present a broad perspective of the hydrography of the Gulf of Mexico by use of data gathered since 1951, rather than to describe results derived from individual observations. Therefore, the average characteristics of water masses of the western and eastern parts of the Gulf are discussed using T-S curves, $\sigma_t - 0_2$ curves and $\sigma_t - P$ curves. Seasonal changes of the upper water are studied, based on the relationship between the distribution of lower salinity water and wind drift. Further, some comparisons between the Gulf and the Japan Sea are made with respect to circulation and water mass stratification.

THE UPPER WATERS

To discuss water mass distribution in the upper layer, it is necessary to take into account its seasonal changes. In this respect the data used here are rather incomplete, since they are not equally distributed in each season. Therefore, no systematic discussion of seasonal changes is attempted here; instead, the difference between winter and summer conditions is discussed by use of salinity distributions which reveal the water mass characteristics more clearly.

In Fig. 1, 2 and 3, the horizontal distribution of the average salinity of the upper 50 meters is shown for spring, summer and winter. Scarcity of data for autumn makes it almost useless to reproduce the autumn distribution. The spring distribution pattern indicates that water of salinity less than 36.0 ‰ is found in two parts of the Gulf: along the northern shelf, and along the course of the Florida Current. The former apparently has its origin in the Mississippi and other river drainage; the latter is due to the less saline water of the Caribbean Sea which is transported by the Current. In the western part of the Gulf, water with salinity of more than 36.4 ‰ is distributed uniformly. The fresh shelf water along the northern coast is less saline to the west of the Mississippi than to the east, as Parr (1935) indicated. However, there is no tongue of less saline

lo indicó. Sin embargo, no hay una lengua de agua menos salina al este del Mississippi que corresponda a la indicada en la Fig. 10 del trabajo de Parr (1935).

En conjunto, el contraste en salinidad es más conspicuo que lo indicado por Parr. Ello es particularmente aparente en la parte oriental, donde agua de baja salinidad descargada por la Corriente de Florida se extiende al noroeste, eliminando agua salina hacia el este.

La distribución de las estaciones veraniegas (Fig. 2) no corresponde a las estaciones primaverales porque las últimas abundan más en la parte suroccidental y escasean en la parte occidental. Consecuentemente, es difícil hacer una comparación entre ambas estaciones. En la parte occidental, la salinidad del agua de altamar es mayor que en la primavera y casi uniforme horizontalmente. En la plataforma del norte, la salinidad es mucho menor que en la primavera. Aunque los datos son escasos para la parte suroriental, donde el efecto de la Corriente de Florida puede verse, la parte oriental generalmente resulta menos salina en verano que en primavera.

La distribución invernal de salinidad (Fig. 3) muestra que en la parte occidental la salinidad, excepto en la plataforma del norte, es menor que en verano. Esta disminución se debe a la fuerte advección del agua menos salina del norte por el empuje del viento, intensificado en invierno (Apéndice I) y también por el efecto de la mezcla convectiva de la capa superior con agua más profunda. La aparición de masas de agua aisladas con salinidad menor en la sección occidental indica la deriva espontánea hacia el sur del agua de la plataforma, empujada por vientos intermitentes del norte. En la parte oriental la norma de isohalinas es similar a la primaveral en el sentido que en unión de agua de baja salinidad aportada por el drenaje en el área de la plataforma del norte, los remolinos (véase Apéndice II) y la extensión de la Corriente de Yucatán producen la lengua de agua de baja salinidad hacia el noroeste, en el Golfo.

Es muy notable que las normas de isohalinas sean, en conjunto, muy similares entre sí, excepto en diferencia de promedio de valores de salinidad de una a otra estación. En particular, el agua menos salina que se origina en apariencia en los ríos Mississippi y otros en la costa del norte, está casi toda limitada a la plataforma del norte y también el agua menos salina que viene a través del Canal de Yucatán sigue el curso de la Corriente de Yucatán y su extensión al Golfo como remolinos. Esos rasgos sugieren que la salinidad superior está íntimamente relacionada con la corriente de deriva en general y con la Corriente de Yucatán en la parte suroriental. Como se describe en el Apéndice I, la norma de transporte computada del sistema de viento predominante sobre el Golfo muestra que a través del año, el transporte superior en la cuenca profunda se dirige al norte y al noreste, impidiendo la difusión de agua de baja salinidad hacia el área central. Otro importante factor para tal confinamiento del agua de baja salinidad dentro de la plataforma del norte es el aumento del coefi-

water east of the Mississippi corresponding to the one indicated in Fig. 10 of Parr's paper (1935).

As a whole, salinity contrast is more conspicuous than indicated by Parr. This is particularly apparent in the eastern part, where the low salinity water discharged from the Florida Current extends to the northwest, cutting off saline water to the east.

The distribution of summer stations (Fig. 2) does not correspond to that of spring stations because the latter is more abundant in the southwestern part, but scarce in the western part. Therefore, comparison between the two seasons is hard to make. In the western part, the salinity of offshore water is higher than in spring and almost uniform horizontally. In the north shelf the salinity is much lower than in spring. Although data are scarce for the southeastern part where the effect of the Florida Current might be seen, generally the eastern part becomes less saline in summer than in spring.

Winter distribution of salinity (Fig. 3) shows that in the western part the salinity except on the northern shelf is less than in summer. This decrease is due to the strong advection of the northern less saline water by the intensified wind drift in winter (Appendix I) and also due to the effect of convective mixing of the upper layer with deeper water. The appearance of isolated water masses with slightly less salinity in the west section indicates the spontaneous southward drift of the shelf water pushed by intermittent northerly winds. In the eastern part the pattern of isohalines is similar to that of spring in a sense that, in addition to the low salinity water due to drainage on the northern shelf area, gyres (see Appendix II), extension of the Yucatan Current, produce the tongue of low salinity water to the northwest in the Gulf.

It is rather noteworthy that the patterns of isohalines are, as a whole, very similar to each other, except difference in average values of salinity from season to season. Particularly, less saline water which apparently originates from the Mississippi and other rivers on the northern coast is limited mostly to the northern shelf and also less saline water coming through Yucatan Channel seems to follow the course of the Yucatan Current and its extension in the Gulf, gyres. These features suggest that the upper salinity is closely related to the drift current, as a whole, and to the Yucatan Current in the southeastern part. As described in Appendix I, the pattern of transport computed from the predominant wind system over the Gulf shows that throughout the year, the upper transport in the deep basin is directed to north and northeast, preventing spread of the low salinity water to the central area. Another important factor to such confinement of the low salinity water within the northern shelf is the increase of diffusion coefficient in the deep basin from the shelf due to depth

ciente de difusión en la cuenca profunda, desde la plataforma, debido a la mayor profundidad (Apéndice II, Ichiye, 1960). Así, el agua dulce que llega a la cuenca profunda pierde su identidad mezclándose rápidamente con agua más salina. En realidad, exploraciones aéreas frente al delta del Mississippi indicaron la repentina desaparición de agua turbia fuera de la plataforma (Scrutton, P. C. y D. G. Moore, 1953).

CLASIFICACION DE TIPOS DE AGUA SUPERIOR

La inspección de las Figs 1 a 3 nos sugiere que hay varios tipos de agua superior en las diferentes localidades del Golfo. Obviamente, hay diferencias conspicuas en salinidad entre la plataforma somera y la cuenca profunda. También el contraste entre las partes oriental y occidental tanto en la plataforma como la región de altamar es notable. Por ello, en su conjunto, el Golfo puede dividirse en cinco partes regionales, como lo muestra la Fig. 4, donde el límite entre las partes oriental y occidental se indica por una línea discontinua, en tanto que la separación entre las regiones costeras y oceánicas se fija en la línea de 100 brazas. Las mayúsculas E, NW, y SW en los nombres de estas partes significan este, noroeste y suroeste y C y O significan costera y oceánica, respectivamente.

Todas las temperaturas y salinidades en las estaciones, cuyas localidades se muestran en las Figs. 2 y 3, fueron

increase (Appendix II, Ichiye, 1960). Thus, the fresh water coming into the deep basin loses its identity by mixing rapidly with more saline water. In fact, aerial surveys off Mississippi delta indicated the sudden disappearance of turbid water off the shelf (Scrutton, P. C. and D. G. Moore, 1953).

CLASSIFICATION OF UPPER WATER TYPES

Inspection of Fig. 1 to Fig. 3 suggests to us that there are several types of upper water in different locations of the Gulf. Obviously, there is a conspicuous difference in salinity between the shallow shelf and deep basin. Also the contrast between the eastern and western parts both in the shelf and in the off-shore region is remarkable. Therefore, the whole Gulf can be divided into five regional parts, as shown in Fig. 4, in which the boundary between eastern and western parts is indicated with a broken line and the one between the coastal and oceanic region is taken as 100 fathom line. The capital E, NW, and SW in the names of these parts mean east, northwest, and southwest, and C and O mean coastal and oceanic, respectively.

All temperature and salinity at the stations, the locations of which are shown in Fig. 2 and 3, are averaged at each

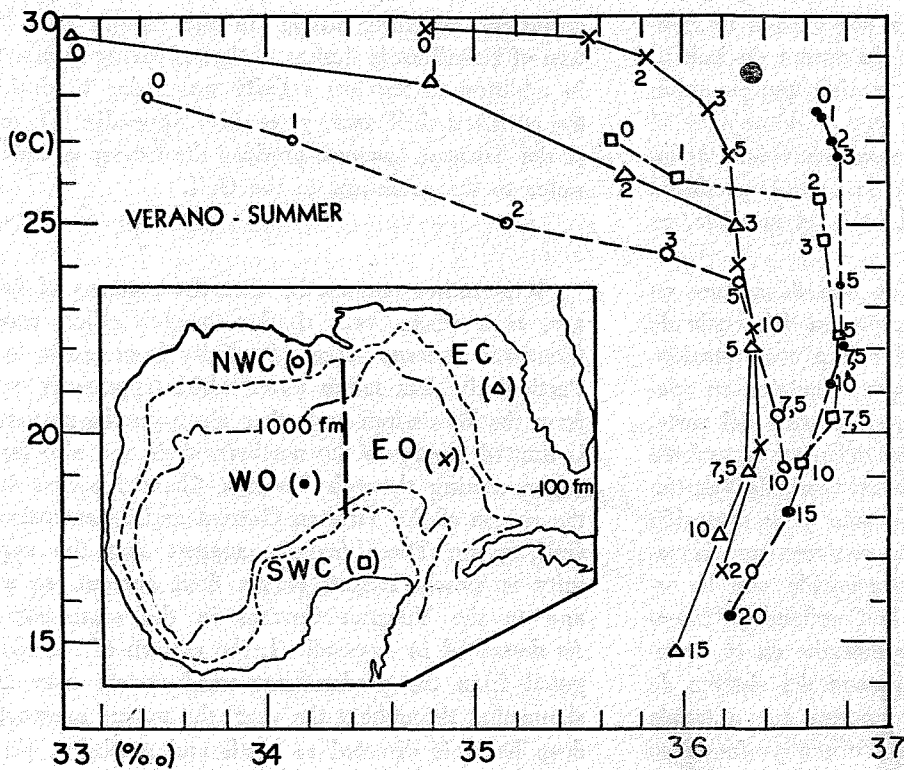


Fig. 4. Cinco partes de tipos de agua superior (cartela) y diagramas de promedios T-S en verano e invierno (Los números cerca de cada punto T-S indican la profundidad de 10 metros).

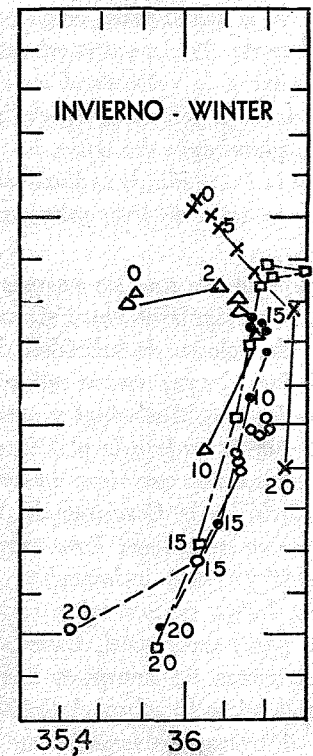


Fig. 4. Five parts of upper water types (insert chart) and average T-S diagrams in summer and winter (The numbers besides each T-S point indicate the depth in 10 meters).

promediadas a cada profundidad para el invierno y el verano. Los diagramas de promedio T-S se dibujaron en la Fig. 4. La clasificación es bastante arbitraria, pero el diagrama T-S de cada tipo de agua tiene un rasgo distintivo. En verano, las curvas T-S por encima de la profundidad de 100 metros forman dos grupos, perteneciendo el agua costera suroccidental al mismo grupo de la oceánica occidental, excepto los 10 metros superiores. El otro grupo se considera más de tipo costero, pues tiene mayor salinidad y más alta temperatura. En invierno, la mayoría de tipos de agua son casi uniformes en sus relaciones T-S, excepto el agua oceánica oriental que tiene más alta temperatura y salinidad en la capa profunda, tal vez por su mezcla con el agua del Mar de Caimanes. Las aguas oceánica occidental y costera suroccidental se hacen menos salinas en invierno, al contrario de las tendencias de aguas de otros tipos, como se declara en otro capítulo. En suma, la variación anual de salinidad tiene mayor significación para contribuir a la variación anual de densidad que los cambios de temperatura en el Golfo. La disminución de salinidad y densidad por debajo de 50-100 m en el invierno puede explicarse como resultado de mezclarse agua superior menos salina con la capa profunda por efecto de convección resultante de enfriamiento superficial. Sin embargo, la disminución invernal de salinidad en la capa superior del agua oceánica occidental se debe generalmente a la mezcla horizontal, por razón de la relativa alta temperatura del agua superficial que impide mezcla activa de las capas superiores a pesar de la alta salinidad superficial.

CARACTERÍSTICAS ESTADÍSTICAS DEL AGUA DEL GOLFO

Para estudiar las características del agua y comparar las aguas de las partes occidental y oriental del Golfo, el método iniciado por Cochrane, Pollak y Montgomery (1957) fue aplicado y se menciona como el método CPM en lo que sigue. En cada parte se escogieron 37 estaciones con todas las observaciones desde 1951, lo que proporciona datos sobre aguas a profundidad mayor de 1,000 m. Cada estación se consideró como representativa de una área de casi 1.4×10^4 Km² en la sección occidental y de 0.9×10^4 Km² es la parte oriental, respectivamente, cuando el dominio de cada sección es más profundo de 100 brazas en los cálculos. El volumen total de agua en cada parte es de 1.295×10^6 Km³ en la parte occidental y de 1.026×10^6 Km³ en la parte oriental, respectivamente, según los datos morfométricos de Olson (1959) para el Golfo. Las características estadísticas de las masas de agua están expresadas por el porcentaje de volumen de agua que tiene algún cambio de temperatura y salinidad en vez de su volumen real, como en el método CPM. Los intervalos de temperatura y salinidad se han tomado a 2°C y 0.2 ‰ para el agua total y a 1°C y 0.1 ‰ para agua más fría de 8°C, porque el porcentaje de volumen de agua más fría de 8°C ocupa la mayor parte del agua del

depth for winter and summer. The average T-S diagrams are plotted in Fig. 4. The classification is rather arbitrary, but the T-S diagram of each type of water has a distinguishing feature. In summer, the T-S curves above 100 meters depth fall into two groups, with the southwestern coastal water belonging to the same group as the western oceanic water, except in the upper 10 meters. The other group is considered to be more of coastal type, because it has lower salinity and higher temperature. In winter, most of the water types are almost uniform in their T-S relationships, except eastern oceanic water which has higher temperature and salinity in the deeper layer, presumably because of its admixture with the water in the Cayman Sea. The western oceanic and southwestern coastal waters become less saline in the winter, contrary to the trends of waters of other types, as is stated elsewhere. As a whole, the annual range of salinity is more conspicuous in its contribution to the annual variation of density than is variation of temperature in the Gulf. The decrease of the salinity and density below 50-100 m in the winter can be explained as the result of mixing of the less saline upper water with the deeper layer owing to convection resulting from surface cooling. However, the winter decrease of salinity of upper layer in western oceanic water is mostly due to horizontal mixing, because the relatively high temperature of the surface water prevents intense mixing in the upper layers, notwithstanding high salinity at the surface.

STATISTICAL CHARACTERISTICS OF GULF WATER

In order to study the characteristics of the water and to compare the waters of western and eastern parts of the Gulf, the method initiated by Cochrane, Pollak and Montgomery (1957) has been applied, which is referred as CPM method hereafter. In each section 37 stations have been selected from all observations since 1951, which give the data on water deeper than 1,000 m. Each station is considered as representative of the area of about 1.4×10^4 Km² in the western part and 0.9×10^4 Km² in the eastern part, respectively, when the domain of each part deeper than 100 fathoms is considered. The total volume of the water in each part is 1.29×10^6 Km³ in the western part and 1.02×10^6 Km³ in the eastern part, respectively, from Olson's (1959) morphometrical data of the Gulf. Statistical characteristics of water masses are expressed by the volume percentage of the water having a certain range of temperature and salinity instead of actual volume, as in CPM method. The intervals of temperature and salinity have been taken as 2°C and 0.2 ‰ for entire water and 1°C and 0.1 ‰ for water colder than 8°C, because the volume percentage of the water colder than 8°C occupies the greater part of the water of the Gulf. Observations on the layer deeper than 1,000 m are

Golfo. Escasean las observaciones en capas más profundas, de 1,000 m y por ello, intervalos menores de 1°C y 0.1 ‰ carecen de significación aunque son deseables en las capas profundas, como se usa en el método CPM. Además, en vez de la frecuencia bivariante del método CPM el promedio de profundidad de cada escala de temperatura y salinidad se indica, lo cual da una idea de la profundidad de cada punto del promedio de relaciones T-S (Fig. 5).

Generalmente el 70% del agua en el Golfo tiene una salinidad y temperatura que varían de 4° a 8° y de 34.8 a 35.2 ‰, respectivamente. Por consecuencia, el agua tiene una relación T-S bastante uniforme y la diferencia entre las partes oriental y occidental no es tan conspicua como se esperaba. Tal diferencia se observa casi solo en agua profunda más fría de 8°C. El promedio de relaciones T-S en profundidades intermedias es muy similar en ambas partes, excepto que las profundidades de puntos T-S individuales son más someras en la parte occidental por cerca de 50 m que en la parte oriental. En la capa profunda, el agua occidental señala más dispersión de valores de salinidad que el agua oriental, como lo indica el dominio del volumen 50%; también aquella agua tiene salinidad ligeramente más alta para la misma temperatura que la otra.

El método de representación del porcentaje de volumen fue aplicado a las relaciones $O_2 - \sigma_t$ y $P - \sigma_t$ y sus resultados se muestran en las Figs. 6 y 7. Debido a la escasez de datos de oxígeno y fosfatos, los números de estaciones usadas para obtener los diagramas fue sólo de 32 (occidental) y 21 (oriental) para oxígeno y de 13 (occidental) y 22 (oriental) para fosfatos, respectivamente. Aquí también los intervalos de σ_t mayores de 27.2 han sido tomados como 0.1 (unidad), pero los datos de capas profundas con σ_t mayores de 27.7 eran demasiado escasos para analizarse de esta manera, por lo cual sólo se muestran los porcentajes totales. Las aguas con σ_t mayores de 27.7 tienen un porcentaje de volumen de más de 55% en ambas partes, por lo cual son necesarios más datos de oxígeno y fosfatos en tales aguas para la completa discusión de la comparación entre masas de agua. La comparación de ambas relaciones $O_2 - \sigma_t$ en las capas intermedias con σ_t menor de 27.4, indica que el promedio de contenido en oxígeno de la parte occidental es mayor que en la sección oriental para los mismos valores de σ_t . Aparentemente eso se debe a que la profundidad de la misma superficie σ_t es menor en la parte occidental por unos 50 a 100 m que en la parte oriental. La amplia dispersión de valores de oxígeno para σ_t mayores de 27.4 sugiere poca mezcla lateral en las capas profundas y complicados procesos bioquímicos en ellas. La capa de oxígeno mínimo se sitúa entre 26.6 y 27.2 en σ_t con promedio de valores de 2.4 ml/L en la parte occidental y entre 26.8 y 27.4 en σ_t con promedio de valores de 2.3 ml/L en la parte oriental. Los módulos dobles de distribución de porcentajes de O_2 entre $\sigma_t = 27.4$ y 27.6 en la sección oriental se deben a la capa de oxígeno mínimo que ocasionalmente se encuentra en una variación de 27.4 a 27.6 en σ_t .

scarce, and thus intervals less than 1°C and 0.1 ‰ are almost meaningless, although they are desirable in the deep layer, as used in CPM method. Further, instead of bivariate frequency of CPM method, the average depths of each temperature and salinity scale are shown, which give an idea about the depth of each point of the average T-S relationships (Fig. 5).

Generally 70% of the water in the Gulf has the temperature and salinity within a range of 4° to 8°C and 34.8-35.2 ‰, respectively. Therefore, the water has rather uniform T-S relation, and the difference between the western and eastern parts is not so conspicuous as expected. Such a difference is mainly observed only in deep water colder than 8°C. The average T-S relationships in intermediate depths are very much alike in both parts, except that the depths of individual T-S points are shallower in the western part by about 50 m than in the eastern part. In the deep layer the western water indicates more scattering of salinity values than the eastern water as indicated by 50% volume domain; also, the former has a slightly higher salinity for the same temperature than the latter.

The volume percentage representation method was applied to the $O_2 - \sigma_t$ and $P - \sigma_t$ relationships, the results of which are shown in Figs. 6 and 7. Owing to the scarcity of oxygen and phosphates data, the numbers of stations used to obtain the diagrams are only 32 (western) and 21 (eastern) for oxygen and 13 (western) and 22 (eastern) for phosphates, respectively. Here again the intervals of σ_t greater than 27.2 have been taken as 0.1 (unit), but data from deep layers with σ_t larger than 27.7 were too scarce to be analyzed in this way; so only the total percentages have been shown. The waters with σ_t greater than 27.7 have a volume percentage of more than 55% in both parts, so that more data of oxygen and phosphates of such water are needed for the complete discussion of the comparison of the water masses. The comparison of the two $O_2 - \sigma_t$ relationships indicates, in the intermediate layers with σ_t of less than 27.4, that the average oxygen content of the western part is greater than that of the eastern part for the same σ_t values. This is apparently due to the fact that the depth of the same σ_t surface is less in the western section by about 50 m to 100 m than in the eastern part. The large scattering of oxygen values for σ_t larger than 27.4 suggests poor lateral mixing in deep layers and complicated biochemical processes there. The oxygen minimum layer lies between 26.6 and 27.2 in σ_t with average values of 2.4 ml/L in the western part and between 26.8 and 27.4 in σ_t with average values of 2.3 ml/L in the eastern part. The double modes of percentage distribution of O_2 between $\sigma_t = 27.4$ and 27.6 in the eastern part is due to the oxygen minimum layer which occasionally is found in a range of 27.4 and 27.6 in σ_t .

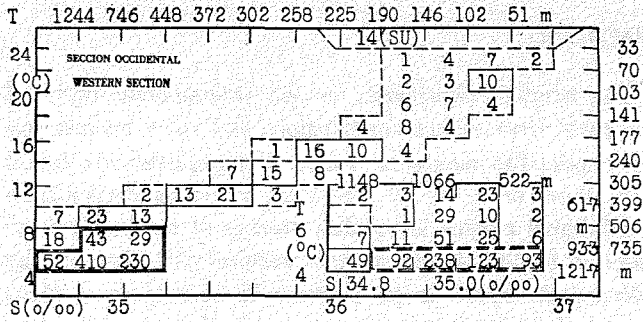


Fig. 5. Diagrama de estadística T-S

(Izquierda) Sección Occidental (Derecha) Sección Oriental

Cada número indica el porcentaje del volumen de agua con el correspondiente cambio en temperatura y salinidad (la unidad es 0.1%). La representación detallada por debajo de 8°C se muestra abajo a la derecha. Los límites para 0.1% y 1% o más se indican con líneas discontinuas delgadas y líneas continuas delgadas, respectivamente. Las áreas rodeadas por líneas continuas dobles y líneas discontinuas dobles corresponden al 75% y 50% del volumen total, respectivamente. Los números en la hilera superior o columna derecha indican los promedios de profundidad del agua con salinidad o temperatura correspondiente a la hilera inferior o columna izquierda. "SU" significan agua sub-superficial.

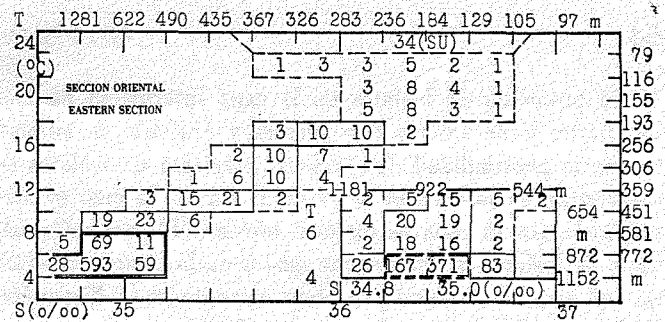


Fig. 5. Statistical T-S diagram

(Left) Western Section (Right) Eastern Section

Each figure indicates the volume percentage of the water with corresponding temperature and salinity range (Unit is 0.1%). The detailed representation below 8°C is shown in the lower right. The boundaries for 0.1% and 1% or more are indicated with thin broken lines and thin full lines, respectively. The areas surrounded by double full lines and double broken lines correspond to 75% and 50% of the total volume, respectively. Figures in the upper row or right column indicate the average depths of the water with salinity or temperature corresponding to the lower row or left column. "SU" means the subsurface water.

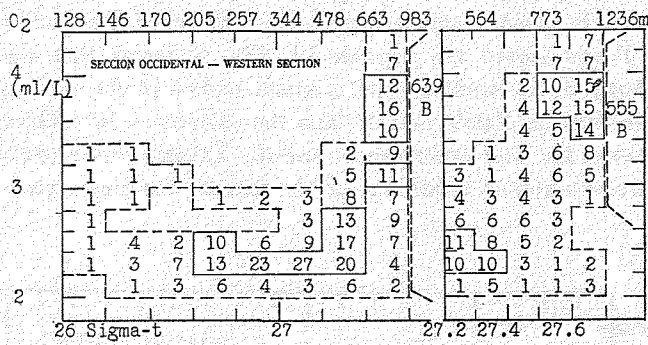


Fig. 6. Diagrama de estadística oxígeno- σ_t .

La concentración en oxígeno se expresó por ml/L.

Los números en la hilera superior indican el promedio de profundidad del agua con σ_t correspondiente a la hilera inferior. Las relaciones detalladas para el agua con σ_t mayor de 27.7 se muestran a la derecha. "B" significa agua del fondo con σ_t mayor de 27.6 en la mitad izquierda o 27.7 en la mitad derecha. Cada número indica el porcentaje de volumen en 0.1%. Las líneas discontinuas delgadas son límite para 0.1% o más y las líneas continuas delgadas son límite para 1% o más.

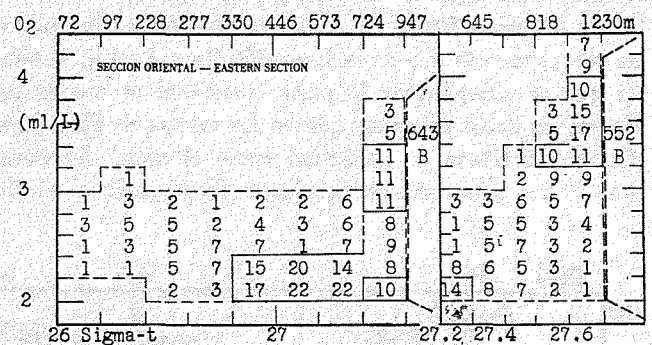


Fig. 6. Statistical oxygen- σ_t diagram.

The oxygen concentration is expressed in ml/L.

The figures in the upper row indicate the average depth of the water with σ_t corresponding to the lower row. The detailed relations for the water with σ_t larger than 27.2 are shown to the right. "B" means bottom water with σ_t larger than 27.6 in the left half or 27.7 in the right half. Each figure means the volume percentage in 0.1%. Thin broken lines are boundary for 0.1% or more and thin full lines are boundary for 1% or more.

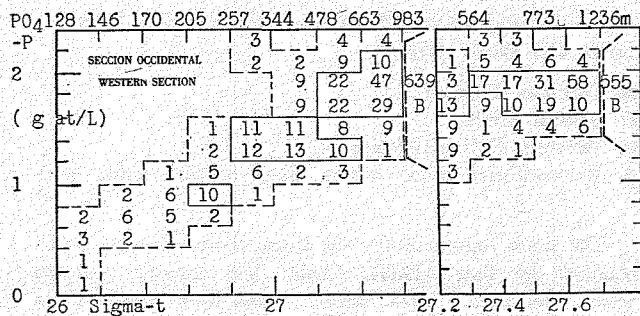


Fig. 7. Diagrama de estadística de fosfatos (PO₄)- σ_t .

La concentración de fosfatos (PO₄) está expresada en μ g atm/L. Para otros símbolos véase el texto de Fig. 7.

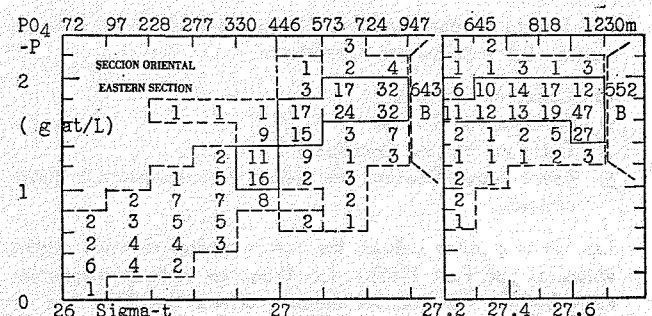


Fig. 7. Statistical phosphate (PO₄)- σ_t diagram.

The phosphate (PO₄) concentration is expressed in μ g atm/L. For other symbols, see legend of Fig. 7.

El promedio de fosfatos en la capa intermedia de ambas partes tiene valores casi iguales y muestra un aumento con la profundidad. Los valores máximos de fosfatos se encuentran en la capa de $\sigma_t = 27.3$ a 27.6 , la cual es más profunda que la capa de oxígeno mínimo. El promedio máximo de fosfatos es ligeramente mayor en la parte occidental que en la parte oriental y no hay aumento en la dispersión de valores de fosfatos en las capas profundas con σ_t mayor de 27.4 en contraste con las relaciones oxígeno- σ_t .

The average phosphates in the intermediate layer of both parts have almost equal values and show an increase with depth. The maximum values of phosphates are found at the layer of $\sigma_t = 27.3$ to 27.6 , which is deeper than the minimum oxygen layer. The average of maximum phosphates is slightly larger in the western part than in the eastern part. There is no increase in scattering of phosphates values in the deep layers with σ_t more than 27.4 , in contrast to the oxygen- σ_t relationships.

CARACTERISTICAS DE LAS MASAS DE AGUA EN LAS DIFERENTES SECCIONES

WATER MASS CHARACTERISTICS IN DIFFERENT SECTIONS

Parr (1935) destacó la diferencia entre las masas de agua en las profundidades medias de las Corrientes de Yucatán y Florida y en el mismo Golfo, con base en los diagramas T-S cerca de la capa de salinidad máxima.

Parr (1935) emphasized the difference of water masses of the middle depths in the Yucatan and Florida Currents and the Gulf proper based on the T-S diagrams near the salinity maximum layer.

Los datos presentes se han comparado con sus datos. En la Fig. 8 se han incluido diagramas T-S representativos para aguas del Canal de Yucatán, Estrecho de Florida y parte occidental del Golfo en invierno y primavera (los datos para ambos estrechos faltan en verano); también se reproducen las curvas medias T-S de la figura de Parr. La Fig. 8 muestra que la salinidad de la parte occidental es mucho más alta en los datos presentes que en las curvas de Parr y por ello, la diferencia en salinidad entre el agua del mismo Golfo y las aguas de las Corrientes de Yucatán y Florida

The present data are compared with his data. In Fig. 8 representative T-S diagrams are plotted for the waters of Yucatan Channel, the Florida Straits and the western part of the Gulf in winter and spring (the data from the two straits in summer are lacking); also the mean T-S curves in Parr's figure are reproduced. Fig. 8 shows that the salinity of the western part is much higher in the present data than in Parr's curves, thus the difference in salinity between the Gulf water proper and the Yucatan and Florida Current water is reduced near the salinity maximum part.

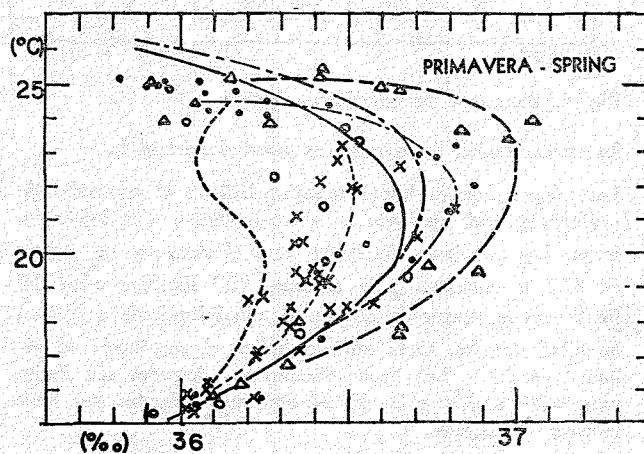
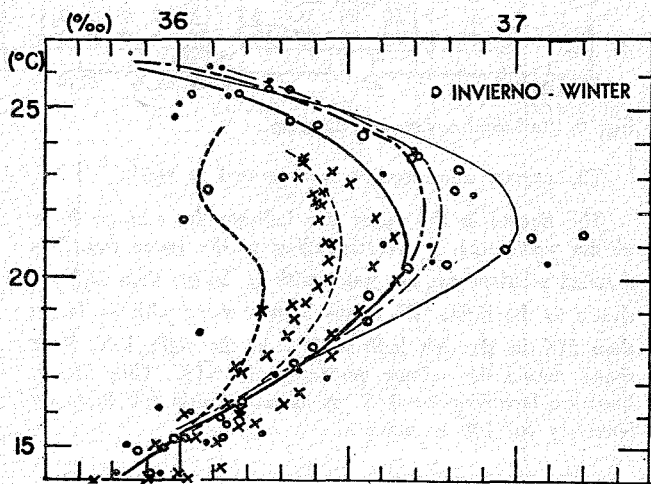


Fig. 8. Puntos representativos T-S en tres regiones en invierno (izquierda) y primavera (derecha).

Fig. 8. Representative T-S points at three regions in winter (left) and spring (right).

- Canal de Yucatán
- Estrechos de Florida
- × Golfo de México Occidental
- △ Aguas extraordinariamente salinas encontradas en la parte central.

- Yucatan Channel
- Florida Straits.
- × Western Gulf of Mexico
- △ Extraordinary saline waters found at the central part.

Las líneas gruesas indican las curvas medias de cada región obtenidas por Parr (1935). Las líneas en cadena indican los Estrechos de Yucatán, las líneas continuas los Estrechos de Florida y las líneas discontinuas el Golfo de México occidental. Las líneas delgadas muestran burdamente el promedio de los presentes datos.

The thick lines indicate the mean curves of each region obtained by Parr (1935). Chain lines indicate Yucatan Straits, full lines Florida Straits, broken lines West Gulf of Mexico. Thin lines show roughly the average of the present data.

se reducen cerca del máximo de salinidad, especialmente en primavera. Además, la diferencia entre aguas de ambos estrechos no es tan clara como lo dijo Parr, según puede verse en la amplia dispersión de salinidad en los puntos T-S de estas aguas en la Fig. 8.

El agua de mayor salinidad para datos de la primavera se encontró en el centro de la parte oriental. Esto indica que en el proceso, el agua del Canal de Yucatán puede aumentar su salinidad por evaporación en el Golfo y eventualmente escurrir hacia los Estrechos de Florida, causando salinidad ligeramente mayor en los Estrechos que en el Canal de Yucatán.

Las relaciones $O_2 - \sigma_t$ se han representado en la Fig. 9 para ambos Estrechos y la parte occidental del Golfo en unión de la curva media del Mar de Sargazos (Richards y Redfield, 1955). La masa de agua del Golfo aparentemente tiene una concentración mucho menor de oxígeno que el agua del Mar de Sargazos en las profundidades superior y media con σ_t menor de 27.5, sugiriendo mezcla incompleta en la capa superior del agua del Golfo propiamente dicho, por lo cual las relaciones $O_2 - \sigma_t$ indican la diferen-

cialmente en spring. Further, the difference between the waters of two straits is not so clear as Parr has claimed, as seen in the large scatter in salinity of T-S points of these waters in Fig. 8.

The highest salinity water in the spring data was found in the middle of the eastern part. This fact suggests the process that the water from Yucatan Channel might increase its salinity by evaporation in the Gulf, eventually flow out into the Florida Straits and cause slightly higher salinity in the Straits than in Yucatan Channel.

The $O_2 - \sigma_t$ relations are plotted in Fig. 9 for the two Straits and the western part of the Gulf together with the mean curve of the Sargasso Sea (Richards and Redfield, 1955). The bulk of the Gulf water apparently has a much lower oxygen concentration than the Sargasso Sea water, in the upper and middepth having σ_t less than 27.5 suggesting poorer mixing in the upper layer of the Gulf water proper. Thus the $O_2 - \sigma_t$ relations indicate the difference of both waters more clearly than the T-S curves

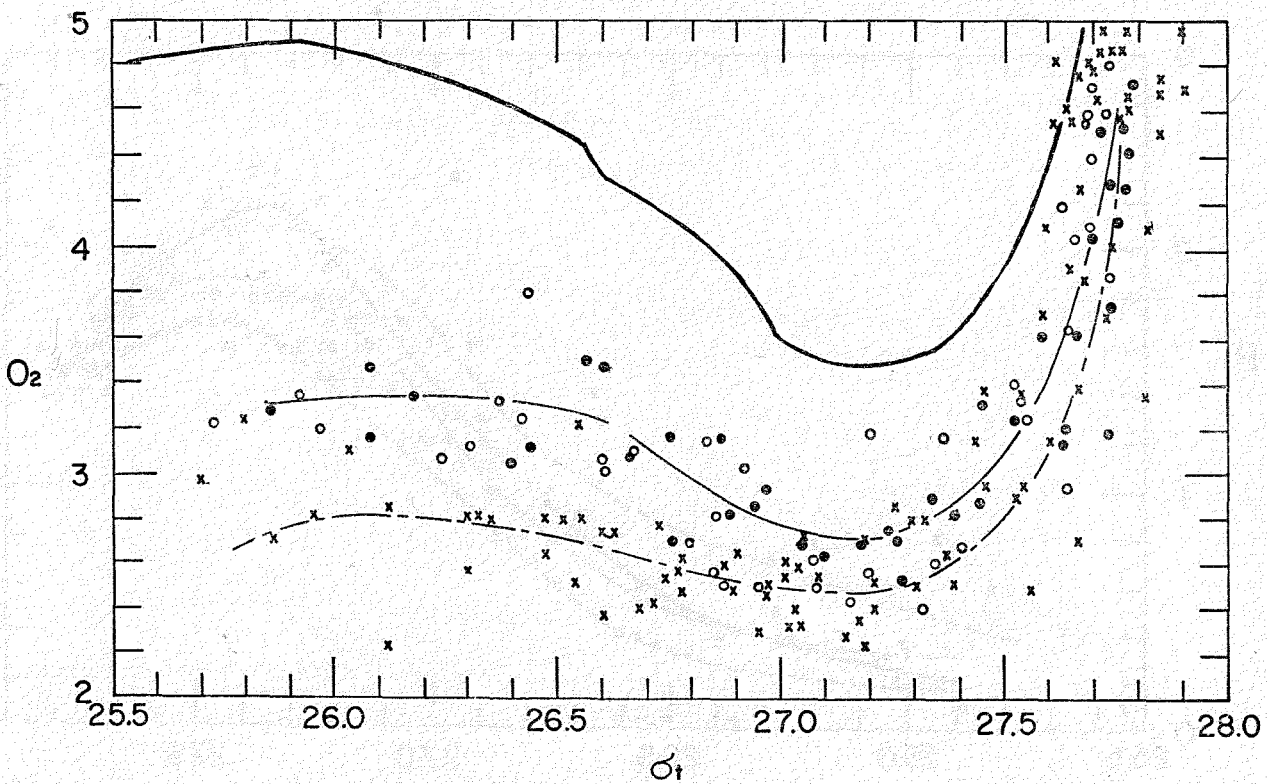


Fig. 9. Relaciones oxígeno (ml/L)—sigma-t en diferentes regiones

- Estrechos de Yucatán
- Estrechos de Florida
- × Golfo de México Occidental

Las líneas gruesas indican la curva de promedios para el Mar de Sargazos (Richards y Redfield, 1956). Las líneas continuas delgadas muestran los promedios para el Canal de Yucatán y los Estrechos de Florida y la línea delgada en cadena muestra el promedio para el Golfo de México Occidental.

Fig. 9. Oxygen (ml/L)—sigma-t relationships in different regions

- Yucatan Straits
- Florida Straits
- × Western Gulf of Mexico

The thick line indicates the average curve for the Sargasso Sea (Richards and Redfield, 1956). The thin full line shows the average for Yucatan Channel and the Florida Straits, and the thin chain line shows the average for the Western Gulf of Mexico.

cia entre ambas aguas más claramente que las curvas T-S, porque el Golfo es más rico en oxígeno que el Mar de Sargazos. La menor concentración de oxígeno en la parte occidental se debe a una convección más débil como se explica en el Apéndice II.

En la Fig. 10, las relaciones $P - \sigma_t$ están representadas con las curvas medias de los Mares de Sargazos y Caimanes (Rakestraw y Smith, 1937). El contenido en fosfatos es más alto en el Golfo que en el Mar de Sargazos. También el agua occidental del Golfo tiene más fosfatos que el agua de las Corrientes de Florida y Yucatán.

Tales hechos vuelven a sugerir claramente que el agua del Golfo, en general y el agua occidental del Golfo, en particular, están más estancadas que el agua del Mar de Sargazos y que el agua que fluye a través de ambos estrechos (Richards y Redfield, 1955).

El contenido mínimo en oxígeno se encuentra en la capa de $\sigma_t = 27.2$ mientras que el contenido mínimo en fosfatos está en la capa de $\sigma_t = 27.4$. El contenido en oxígeno, particularmente en esta capa de mínimo, muestra la diferencia tanto en las aguas del Golfo como en el agua del Mar de Sargazos, más claramente que los fosfatos. La Fig. 11 muestra la línea de profundidad de la superficie de $\sigma_t = 27.2$

because the gulf is richer in oxygen than the Sargasso Sea. The poorer oxygen concentration in the western part is due to weaker convection as stated in Appendix II.

In Fig. 10, the $P - \sigma_t$ relations are plotted with the mean curves in the Sargasso and Cayman Sea (Rakestraw and Smith, 1937). The phosphate content is higher in the Gulf than in the Sargasso Sea. Also, the western Gulf water has higher phosphates than the Florida and Yucatan Currents water.

These facts again suggest clearly that the Gulf water in general and the western Gulf water in particular are more stagnant than the Sargasso Sea water and the water flowing through both Straits (Richards and Redfield, 1955).

The minimum oxygen content is found at the layer of $\sigma_t = 27.2$, whereas the minimum phosphate content is at the layer of $\sigma_t = 27.4$. The oxygen content particularly in this minimum layer, shows the difference of both of the Gulf waters from the Sargasso Sea water more clearly than the phosphates. Fig. 11 shows the depth contour of the $\sigma_t = 27.2$ surface which approximately corresponds to the

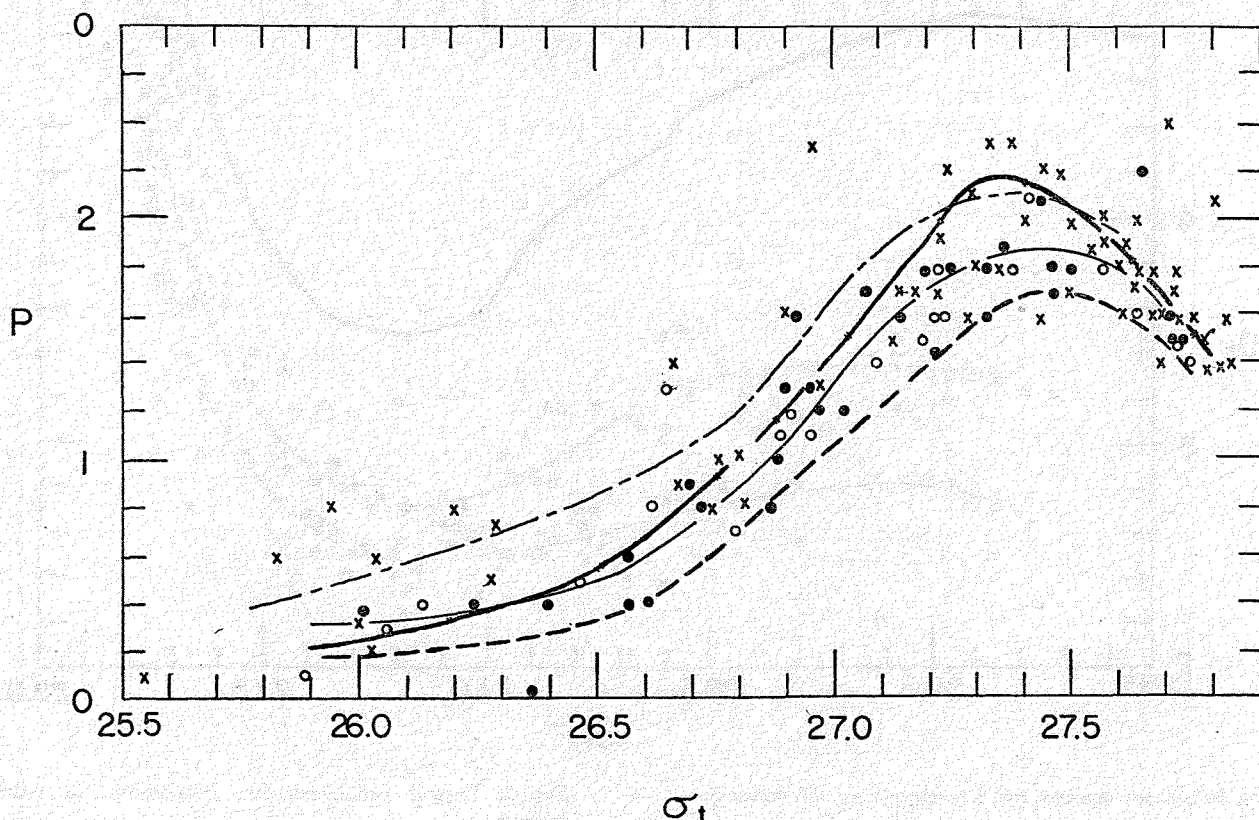


Fig. 10. Relaciones fosfatos—sigma-t en diferentes regiones (El símbolo en cada punto tiene el mismo significado que en la Fig. 9). La línea continua gruesa y la línea discontinua gruesa indican la curva de promedios para los Mares de Caimanes y Sargazos, respectivamente (Rakestraw y Smith, 1937). La línea continua delgada y la línea en cadena delgada representan el promedio del agua de la Corriente de Florida y del Golfo de México Occidental, respectivamente.

Fig. 10. Phosphate—sigma-t relationships in different regions (The symbol of each point has the same meaning as in Fig. 9). The thick full line and the broken line indicate the average curve for the Cayman and the Sargasso Seas, respectively (Rakestraw and Smith, 1937). The thin full line and the thin chain line are for the average of the Florida Current water and for the Western Gulf of Mexico water, respectively.

que aproximadamente corresponde a la capa de oxígeno mínimo. Esta capa generalmente es más profunda en la región de los Estrechos que en el mismo Golfo. El contenido más bajo en oxígeno en esta capa en el mismo Golfo, sin tomar en cuenta su poca profundidad, indica menos mezcla vertical que en la región de los Estrechos donde fluye la fuerte corriente. Puesto que la topografía de una superficie con σ_t constante indica aproximadamente las líneas de corriente (Montgomery, 1938), puede verse que dos o tres vórtices separados del sistema de las Corrientes de Yucatán y Florida forman remolinos anticiclónicos en la parte oriental.

oxygen minimum layer. This layer is generally deeper in the Straits region than in the Gulf proper. The lower oxygen content in this layer in the Gulf proper, notwithstanding its shallowness, indicates poorer vertical mixing there than in the Straits region where the strong current flows. Since the topography of a constant σ_t surface approximately indicates the stream lines (Montgomery, 1938), it is seen that two or three vortices separated from the Yucatan-Florida Current system form anticyclonic gyres in the eastern part.

LAS MASAS PROFUNDAS DE AGUA

THE DEEP WATER MASSES

Parr (1935) indicó en la Fig. 28 de su estudio que el agua de las Corrientes de Yucatán y Florida es menos salina que el agua del mismo Golfo para igual temperatura de unos 6°C, que corresponde a la salinidad mínima. Aunque los datos presentes muestran mayor dispersión en los diagramas T-S que los suyos, la distribución de salinidad en

Parr (1935) indicated in Fig. 28 of his paper that the water of the Yucatan and Florida Currents is less saline than the Gulf water proper for the same temperatures of about 6°C which corresponds to the minimum salinity. Although the present data show more scattering in T-S diagrams than his, the salinity distribution in the salinity

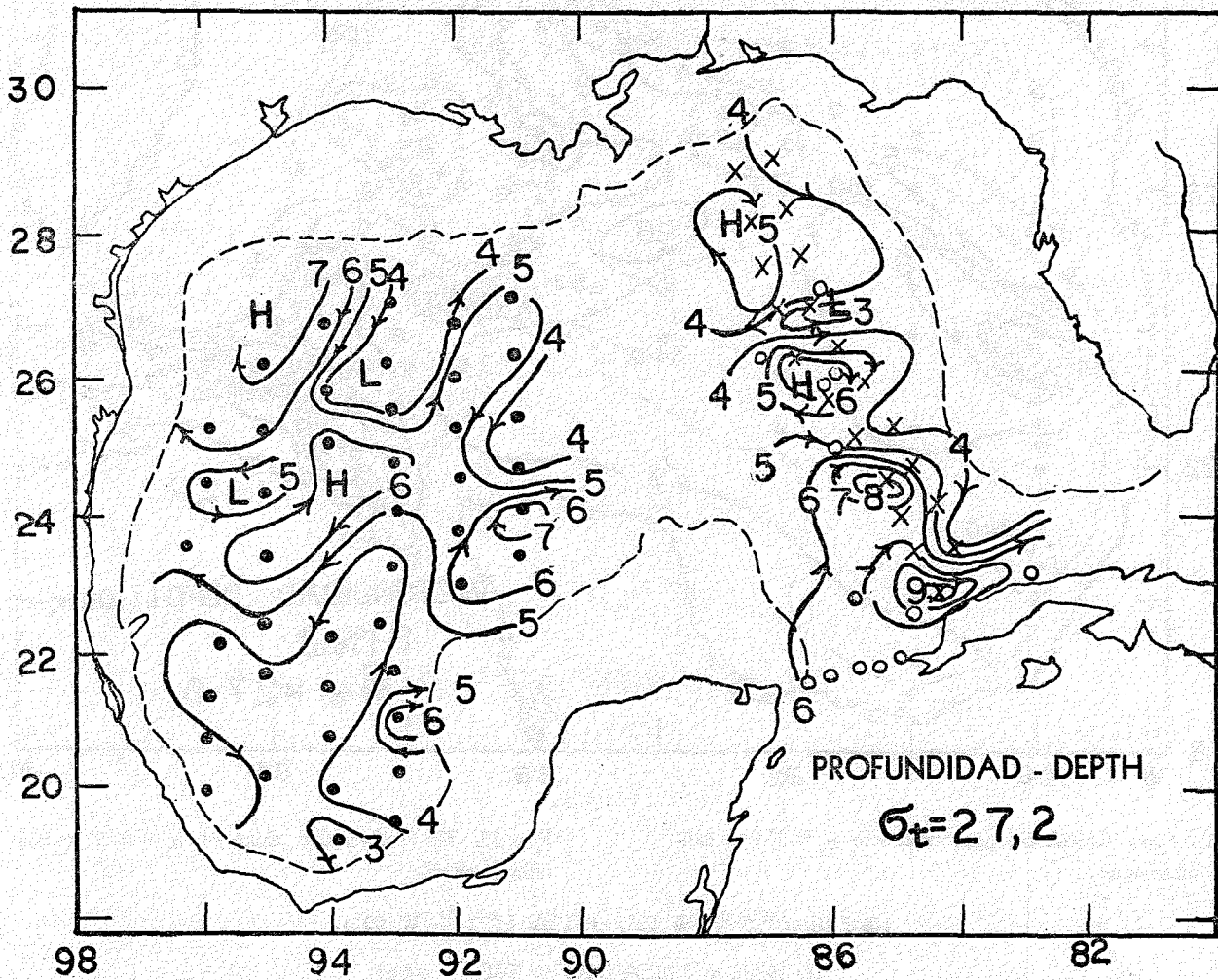


Fig. 11. Cata batimétrica para superficie $\sigma_t = 27.2$. (Los números indican la profundidad en hectómetros).

Fig. 11. The bathymetric chart of $\sigma_t = 27.2$ surface. (Figures indicate the depth in hectometers.)

la capa de salinidad mínima todavía es útil para precisar los orígenes de las masas de agua en el Golfo (Montgomery, 1938).

Ya que la salinidad mínima corresponde a la superficie de $\sigma_t = 27.5$, las líneas de profundidad e isohalinas de esta superficie se muestran en la Fig. 12. Los datos para esta figura son diferentes que en la Fig. 11, pero las líneas de profundidad de dos superficies sigma-t constantes indican que varias masas de agua separadas del sistema de las Corrientes de Yucatán-Florida forman remolinos anticiclónicos. Algunas de esas masas de agua se reconocen por su baja salinidad, que es característica del agua que viene a través del Canal de Yucatán desde el Mar de Caimanes. El vórtice anticiclónico cercano a 24°N en la sección occidental también parece originarse en los remolinos al este, pero no puede ser cierto ya que los datos son escasos.

minimum layer is still useful in tracing origins of water masses in the Gulf (Montgomery, 1938).

Since the minimum salinity corresponds to the surface of $\sigma_t = 27.5$, the depth contours and isohalines of this surface are shown in Fig. 12. The data for this figure are different from those in Figure 11, but the depth contours of two constant sigma-t surfaces indicate that several water masses separated from the Yucatan-Florida Current System form anticyclonic gyres. Some of these water masses are recognized by their low salinity which is characteristic of the water coming through the Yucatan Channel from the Cayman Sea. The anticyclonic vortex around 24°N in the western section also seems to originate from the gyres to the east but this is not certain, since the data are scarce.

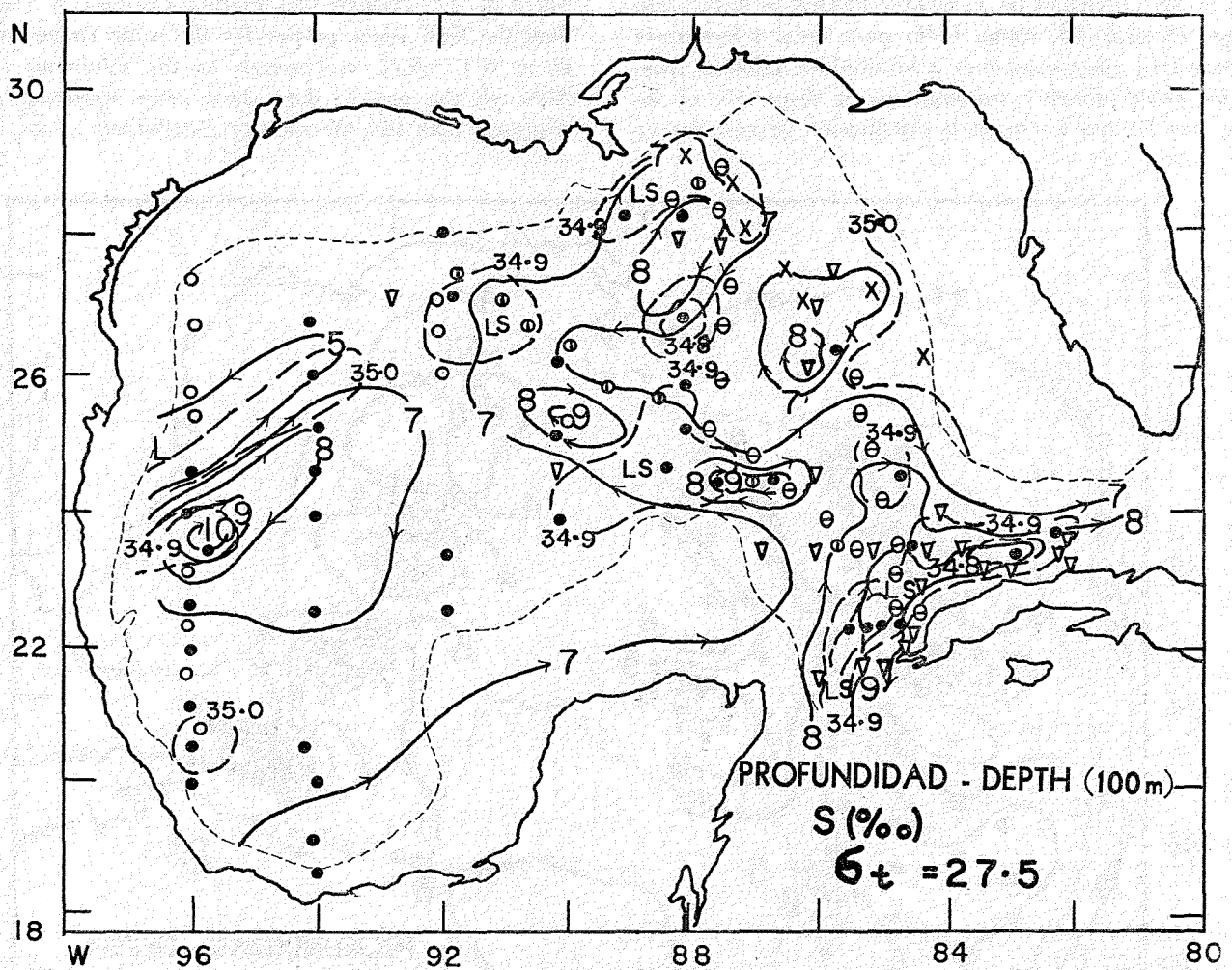


Fig. 12. Carta batimétrica para superficie $\sigma_t = 27.5$ y salinidad sobre ella

Fig. 12. The bathymetric chart of $\sigma_t = 27.5$ surface and salinity on it.

(●) 2-1B (oeste de W 90°) y 1-1A (este de W 90°),

(○) 10-2B, (x) 3-10, (⊙) 5-2C, (⊕) 8-3C, (▽) 4-2A

(La profundidad se muestra en líneas continuas y la salinidad en líneas discontinuas).

(The depth is shown in full lines and salinity is shown in broken lines.)

En general, ambas líneas de corrientes en las Figs. 11 y 12 indican que no hay entrada directa de agua a la sección occidental desde la Corriente de Yucatán, lo cual se debe a que la profunda cuenca del Golfo es demasiado angosta en dirección norte-sur para permitir a la Corriente de Yucatán que forme una corriente limitante occidental por efecto β como en un gran océano (Stommel *et al.*, 1958). En otras palabras, la norma de corrientes en el Golfo corresponde a un régimen de corrientes en que el efecto de la fricción de frontera o curvatura de la corriente predomina sobre la vorticidad planetaria.

In general, both stream lines of Figs. 11 and 12 indicate that there is no direct inflow of the water into the western section from the Yucatan Current. This is because the deep basin of the Gulf is too narrow in the north-south direction to allow the Yucatan Current to form the western boundary current by a β effect as in a large ocean (Stommel *et al.*, 1958). In other words, the current pattern of the Gulf corresponds to a current regime in which the effect of boundary friction or curvature of the current predominates over the planetary vorticity.

LAS CORRIENTES EN EL GOLFO

THE CURRENTS IN THE GULF

Las corrientes en el Golfo fueron discutidas en detalle usando la topografía dinámica de Austin (1955). Ya que las relaciones T-S son casi similares en la parte total del Golfo, excepto en la capa superior, sigma-t puede burdamente expresarse sólo como una función de T. La anomalía de profundidad dinámica también se vuelve aproximadamente dependiente sólo de T (Stommel, 1950). Las temperaturas a profundidades de 100 m y 200 m se computaron

The currents in the Gulf were discussed in detail by use of dynamic topography by Austin (1955). Since T-S relations are almost similar in the whole part of the Gulf, except in the upper layer, sigma-t can roughly be expressed as a function of T only. The dynamic depth anomaly becomes also approximately dependent on T only (Stommel, 1950). The temperatures of 100 m and 200 m depth are plotted against Δ_{1000} , the dynamic depth anomaly referred

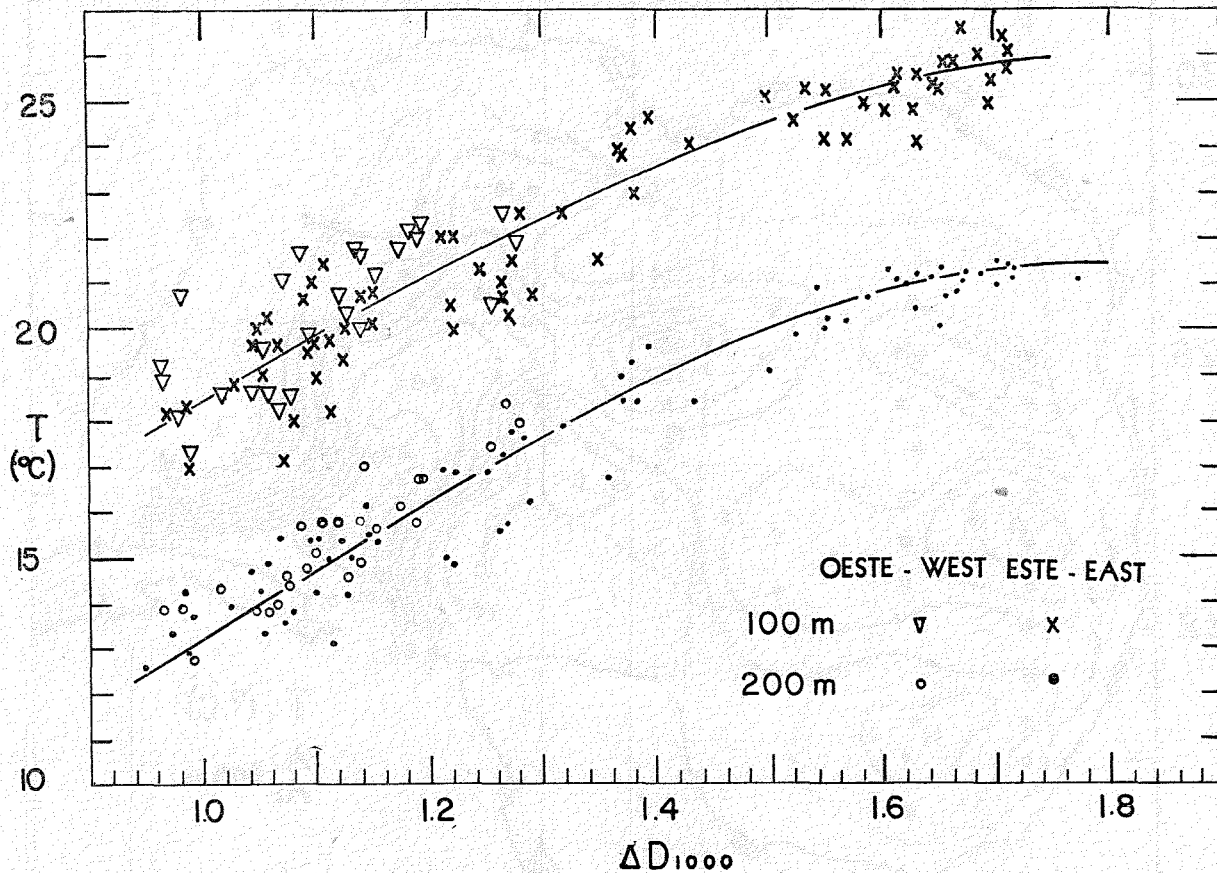


Fig. 13. Correlaciones entre temperaturas a profundidades de 100 m y 200 m y Δ_{D1000}

Fig. 13. Correlations between temperatures at 100 m and 200 m depth and Δ_{D1000}

(Temperaturas para 100 m: Δ parte occidental, \times parte oriental; temperaturas para 200 m: \circ parte occidental, \bullet parte oriental).

(For 100 m temperatures: Δ western part, \times eastern part; for 200 m temperatures; \circ western part, \bullet eastern part).

sobre Δ_{1000} , la anomalía de profundidad dinámica referida a la capa de 1,000 d-bar en la Fig. 13, la cual da una buena correlación particularmente entre la temperatura de 200 m y la anomalía de profundidad dinámica. Tales correlaciones son casi las mismas en las partes oriental y occidental, aunque en la parte oriental la anomalía de profundidad dinámica es generalmente más baja que en la parte occidental debido al agua más pesada en aquella parte. La Fig. 13 indica que la distribución de temperatura a una profundidad de 200 m representa las corrientes en el Golfo con una buena aproximación. Esto sugiere la posibilidad de una revisión sinóptica de las corrientes en el Golfo, cuando los datos de temperatura puedan obtenerse con batitermógrafos a bordo de varios botes que cubran extensas áreas en períodos cortos.

En la Fig. 14, la distribución de temperatura a una profundidad de 200 m se representó con los mismos datos usados en la Fig. 2 del trabajo de Austin (1955). La norma de temperatura es casi igual a las líneas de corrientes indicadas por la anomalía de altura dinámica computada por Austin. La carta indica que la extensión más septentrional

to the 1,000 d-bar layer in Fig. 13 which gives a particularly good correlation between temperature at 200 m depth and dynamic depth anomaly. Such correlations are almost the same in the eastern and western parts, though in the eastern part the dynamic depth anomaly is generally lower than in the western part owing to heavier water in the former part. Fig. 13 indicates that the temperature distribution at 200 m depth represents the currents in the Gulf with a good approximation. This suggests a possibility of a synoptic survey of the currents in the Gulf, in which temperature data may be obtained with bathythermographs on board several boats covering extensive areas within a short period.

In Fig. 14 temperature distribution at 200 m depth is plotted from the same data as used in Fig. 2 of Austin's paper (1955). The temperature pattern is almost similar to the streamlines indicated by the dynamic height anomaly computed by Austin. The chart indicates the northernmost extension of the current from the Yucatan Channel and an

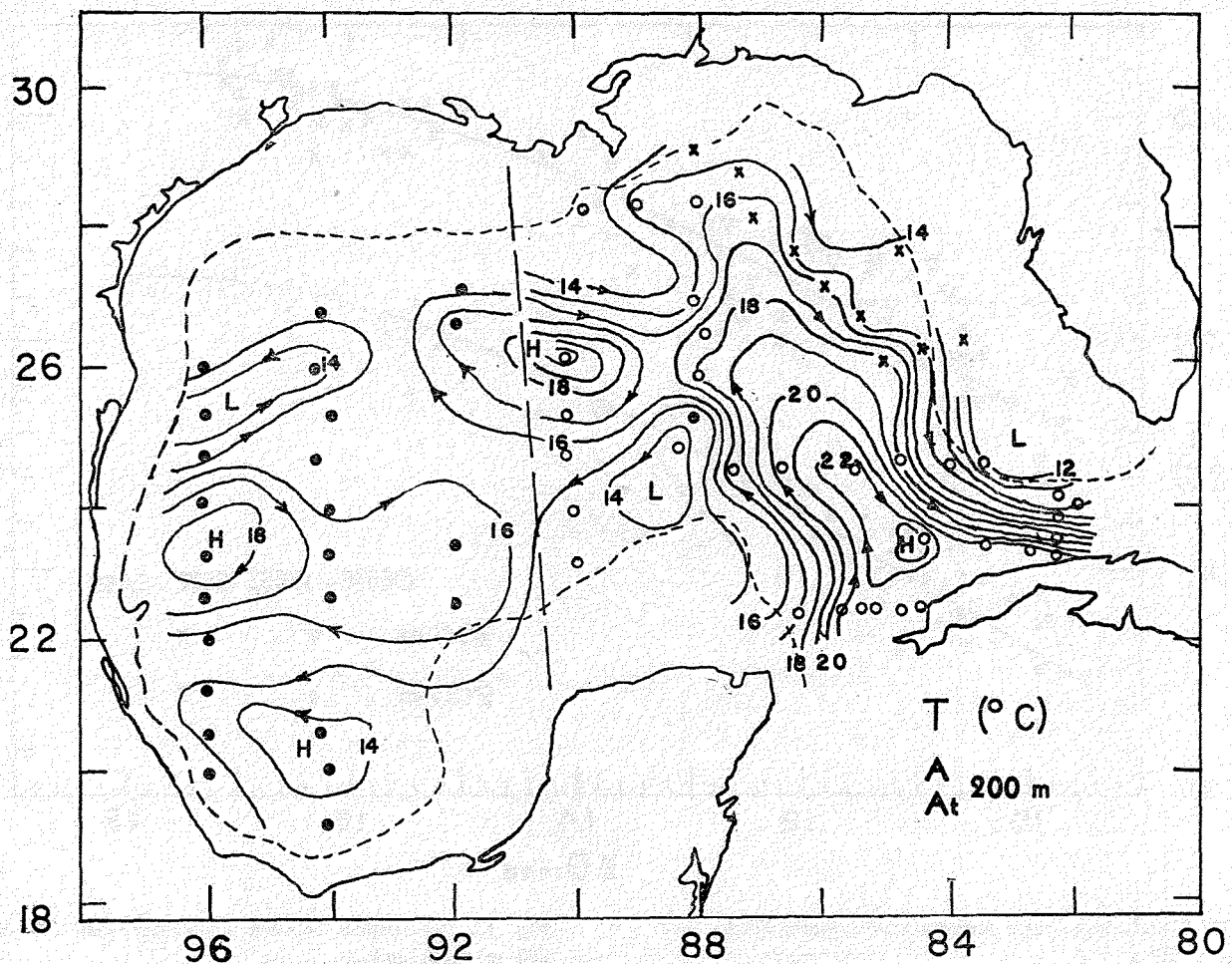


Fig. 14. Distribución de temperaturas a profundidad de 200 m. O 1-1A, ● 2-1B, X 3-10, Abril a Agosto de 1951.

Fig. 14. Distribution of temperatures at 200 m depth O 1-1A, ● 2-1B, X 3-10, April to August, 1951.

de la corriente desde el Canal de Yucatán y un remolino anticiclónico formado por el agua se separaron de la Corriente de Yucatán en el Golfo central.

Como otro ejemplo, la temperatura a una profundidad de 200 m, según el registro del "Mabel Taylor", en 1932, se representó en la Fig. 15. Este reconocimiento se hizo entre el 8 de Febrero y el 25 de Abril, de manera que los datos registrados no pueden considerarse como representando condiciones sinópticas. Sin embargo, la norma general de las corrientes es sorprendentemente similar a los resultados recientes de la Fig. 14. En particular, dos remolinos anticiclónicos de agua cálida en la parte occidental parecen ser un rasgo consistente, aunque sus áreas y ubicaciones puedan cambiar de tiempo en tiempo.

COMPARACION CON EL MAR DE JAPON

El Mar de Japón tiene algunos rasgos comunes con el Golfo, por ejemplo, (1) ambos son profundas cuencas semi-cerradas con profundidades mayores de 2,000 m; (2) ambos están conectados con mares abiertos por angostos estrechos, y (3) fuertes corrientes (la Corriente de Yucatán-Florida y la Corriente de Tsushima) fluyen a las dos cuencas. En otros aspectos, tales como la distribución de masas de agua y especialmente la estratificación del agua, difieren ampliamente las dos áreas.

En la Fig. 16, los diagramas T-S y $0_2 - \sigma_t$ se indicaron para varias estaciones representativas en el Mar de Japón,

anticyclonic gyre formed by the water separated from the Yucatan Current in the central Gulf.

As another example, the temperature at 200 m depth from the survey of the "Mabel Taylor" in 1932 is plotted in Fig. 15. This survey extended from February 8 to April 25, so that the recorded data cannot be considered as representing a synoptic condition. However, the general pattern of the currents is surprisingly similar to the recent results of Fig. 14. In particular, two anticyclonic gyres of the warm water in the western part seem to be a consistent feature, although their areas and locations might change from time to time.

COMPARISON WITH THE JAPAN SEA

The Japan Sea has a few features in common with the Gulf; for instance, (1) both are semi-enclosed deep basins with depths of more than 2,000 m; (2) both are connected with open seas by narrow straits; and (3) in both basins strong currents (the Yucatan-Florida Current and the Tsushima Current) flow. In other respects, such as the water mass distribution, and particularly the stratification of the water, the two areas differ widely.

In Fig. 16, the T-S and $0_2 - \sigma_t$ diagrams are plotted for several representative stations in the Japan Sea, the locations

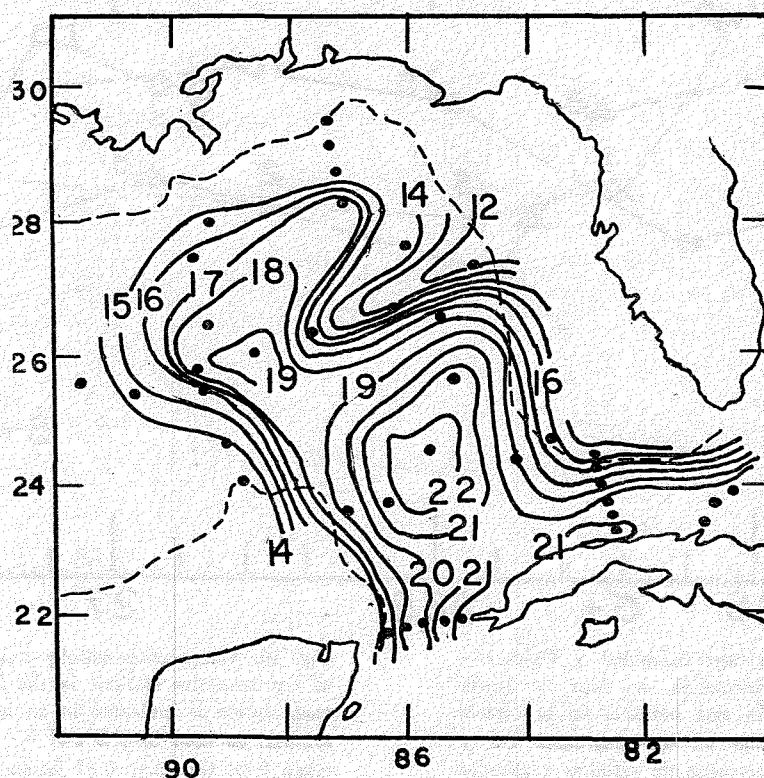


Fig. 15. Distribución de temperaturas a profundidad de 200 m con datos del "Mabel Taylor" en Febrero-Abril, 1932.

Fig. 15. Distribution of temperatures at 200 m depth with the data of "Mabel Taylor" in February-April, 1932.

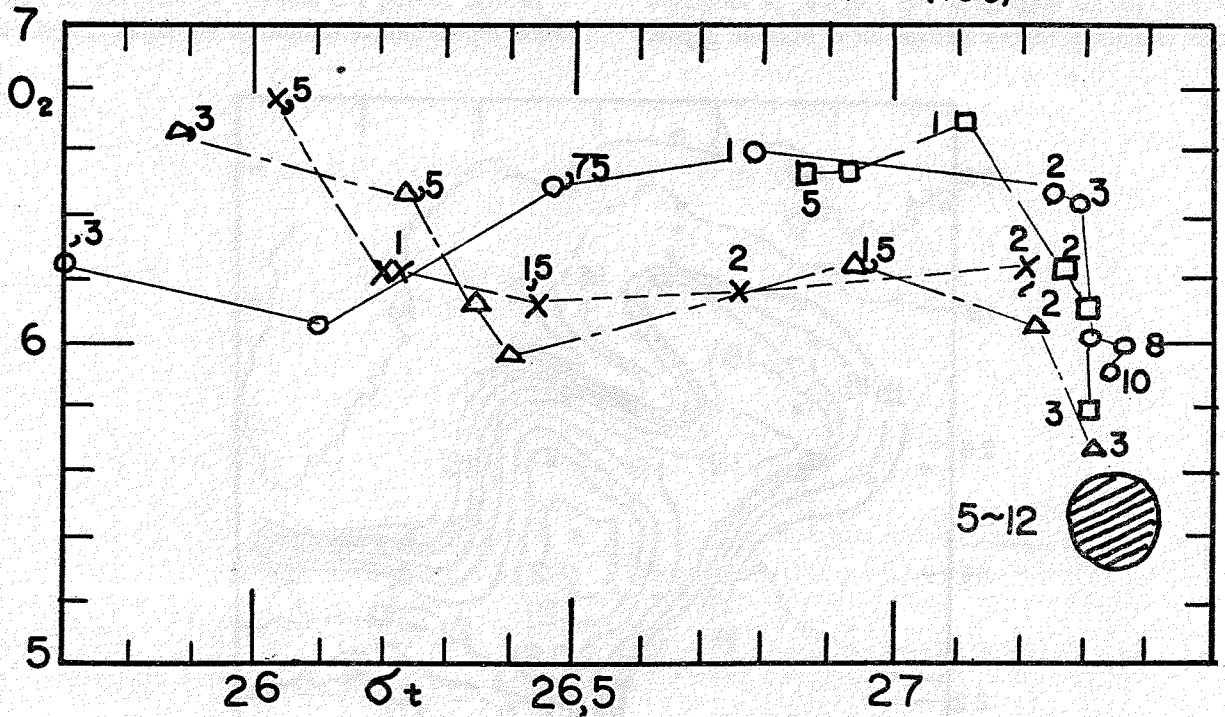
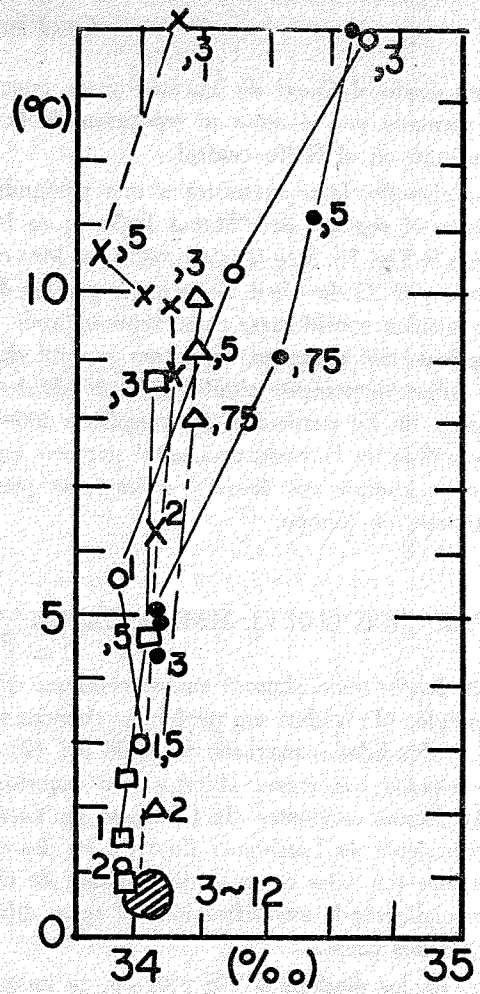
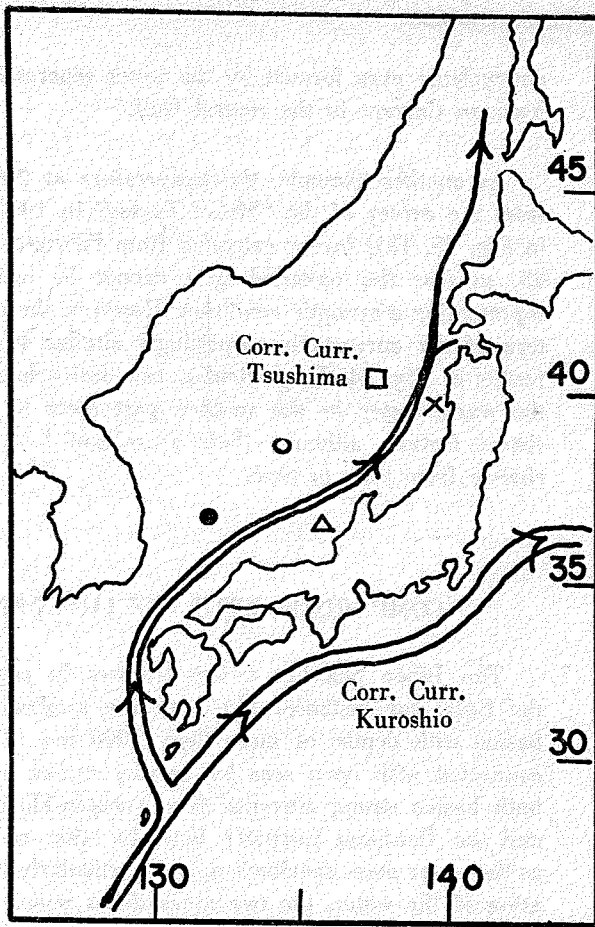


Fig. 16. Diagramas de Temperatura-Salinidad y Oxígeno—sigma-t en una estación representativa del Mar de Japón (La ubicación de cada estación está indicada en la cartela con los mismos símbolos usados en los diagramas T-S y O_2 —sigma-t. Los datos están tomados de estudios realizados por barcos de la Oficina Hidrográfica Japonesa durante el verano de 1953: *Hydrographic Bulletin*, No. 51, 1956, de la Oficina Hidrográfica Japonesa).

Fig. 16. Temperature-Salinity and Oxygen—sigma-t diagrams at representative stations in the Japan Sea (The location of each station is indicated in an inserted chart with the same symbols as used in T-S and O_2 —sigma-t diagrams. Data are taken from the surveys of Japanese Hydrographic Office vessels during the summer of 1953: *Hydrographic Bulletin*, No. 51, 1956, by Japanese Hydrographic Office.)

cuyas ubicaciones también se muestran. Los diagramas T-S indican que el agua inferior a 200-300 m tiene una temperatura casi uniforme de 0° a 1° y salinidad que varía entre 34.0 y 34.1 ‰ en todo el Mar de Japón, aunque el agua cálida más salina en la capa de 100 m superiores es transportada por la Corriente de Tsushima. Los diagramas $O_2 - \sigma_t$ también muestran una tendencia similar. En general, el contenido en oxígeno es mucho mayor en el Mar de Japón que en el Golfo. La uniformidad en los diagramas T-S y alto contenido en oxígeno a mayor profundidad en el Mar de Japón indican una intensa convección vertical, particularmente durante las estaciones de fuertes monzones (Ichiye, 1954). En el Golfo la convección vertical es menos intensa y hay una fuerte estratificación entre el agua superior, cálida y menos salina y el agua profunda, que produce contenido más bajo de oxígeno en el agua profunda del Golfo. En la capa superior hay un claro frente entre agua fría y menos salina del propio Mar de Japón y agua cálida y salina de la Corriente de Tsushima, mientras en el Golfo la diferencia entre el agua del mismo Golfo y el agua de la Corriente de Yucatán-Florida es bastante pequeña.

of which are also shown. The T-S diagrams indicate that the water below 200-300 m has an almost uniform temperature of 0° to 1° and salinity ranging between 34.0 to 34.1 ‰ all over the Japan Sea, though there is the warm and more saline water in the upper 100 m layer transported by the Tsushima Current. The $O_2 - \sigma_t$ diagrams also show a similar tendency. In general, the oxygen content is much greater in the Japan Sea than in the Gulf. The uniformity of the T-S diagrams and high oxygen content to greater depth in the Japan Sea indicate the intense vertical convection, particularly during strong monsoon seasons (Ichiye, 1954). In the Gulf, the vertical convection is less intense and there is a strong stratification between the upper warm less saline water and the deep water, causing poorer oxygen content in the deep water of the Gulf. In the upper layer, there is a clear front between cold and less saline water of the Japan Sea proper and warm and saline water of the Tsushima Current, whereas in the Gulf the difference between the Gulf proper water and the water of the Yucatan-Florida Current is rather small.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAPHY

- AUSTIN, JR., G. B. 1955. Some recent oceanographic surveys of the Gulf of Mexico. *Trans American Geophys. Union*, 36(5):885-892.
- CHEW, F. 1955. On the offshore circulation and a convergence mechanism in the red tide region off the west coast of Florida. *Trans American Geophys. Union*, 36(6):963-974.
- COCHRANE, J. D. 1958. The frequency distribution of water characteristics in the Pacific Ocean *Deep-Sea Res.*, 5(2):111-127.
- ICHIYE, T. 1949. On the drift current in an enclosed sea. *Oceanogr. Mag.* 1(2):
- 1952a. On the annual variations of water temperature. *Mems. Kobe Mar. Obs.*, 10:11-24.
- 1952b. On the use of T-S diagrams in shallow water *Mems. Kobe Mar. Obs.*, 10:25-45.
- 1954. On the distributions of oxygen and their seasonal variations in the adjacent seas of Japan (I) and (II). *Oceanogr. Mag.*, 6(2):41-100.
- 1956a. On the behavior of the vortex in the polar front region (Hydrography of the polar front region I). *Oceanogr. Mag.* 6(2):115-132.
- 1956b. On the properties of the isolated cold and fresh water along the edge of the Kuroshio (Hydrography of the polar front region IV). *Oceanogr. Mag.* 8(1):53-64.
- & C. ICHIYE. 1957. On the variation of oceanic circulation (VIII). *Oceanogr. Mag.*, 9(1):
- LEIPPER, F. 1954a. Marine meteorology of the Gulf of Mexico, a brief review. *Fishery Bull* (Fish & Wildlife Serv.), 89:89-98.
- 1954b. Physical oceanography of the Gulf of Mexico. *Fishery Bull* (Fish & Wildlife Serv.), 89:119-137.
- MONTGOMERY, R. B. 1958. Water characteristics of Atlantic Ocean and of world ocean. *Deep-Sea Res.*, 5(2):134-148.
- OLSON, F. C. W. 1959. Morphometry of the Gulf of Mexico (unpublished manuscript).
- OLSON, F. C. W. & T. ICHIYE. 1959. Horizontal diffusion. *Science*, 130(3384):1255.

- PARR, A. E. 1935. Report on hydrographic observations in the Gulf of Mexico and the adjacent straits made during the Yale Oceanographic Expedition on the "Mabel Taylor" in 1932. *Bull. Bingham Oceanogr. Coll.*, 5(1):1-93.
- 1937. A contribution to the hydrography of the Carribean and the Cayman Seas. *Bull. Bingham Oceanogr. Coll.*, 5(4):1-110.
- PETTERSEN, S. 1956. *Weather analysis and forecasting* (2nd Ed.), New York, Vol. I, pp. 305-318.
- POLLAK, M. J. 1958. Frequency distribution of potential temperatures and salinities in the Indian Ocean. *Deep-Sea Res.*, 5(2):128-133.
- RAKESTRAW, N. W. and H. P. SMITH. 1937. A contribution to the chemistry of the Caribbean and Cayman Seas. *Bull. Bingham Oceanogr. Coll.*, 6(1):1-41.
- RICHARDS, F. A. & A. C. REDFIELD. 1955. Oxygen-density relationships in the western North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, 3(3):214-228.
- ROSSBY, C. G. 1940. Planetary flow pattern in the atmosphere. *Quart. Jour. Royal Meteor. Soc.*, Supp. to 66.
- SCRUTON, P. C. & D. G. MOORE. 1953. Distribution of surface turbidity off Mississippi Delta. *Bull. American Ass. Petr. Geol.*, 37(5):1067-1074.
- STOMMEL, H. 1947. Note on the use of T-S correlation for dynamic height anomaly computations. *Jour. Mar. Res.*, 6(2):85-92.
- 1948. On the westward intensification of wind-driven ocean circulation. *Trans. American Geophys. Union*, 29(2):202-207.
- 1949. Horizontal diffusion due to Oceanic turbulence. *Jour. Mar. Res.*, 8(1):199.
- STOMMEL, H., A. B. ARONS & A. J. FALLER. 1958. Some examples of stationary planetary flow patterns in bounded basins. *Tellus*, 10(2):179-187.
- TEXAS A & M COLLEGE. 1952-1957. Oceanographic Survey of the Gulf of Mexico, physical and meteorological data. No. 1 to No. 6.

APÉNDICE I – EMPUJE DEL VIENTO EN UN MAR CERRADO
CON UNA PLATAFORMA CONTINENTAL

I-1. ECUACIONES FUNDAMENTALES. Suponiendo que la plataforma continental y la cuenca profunda tengan, respectivamente, una profundidad h y h_1 , las ecuaciones de movimiento en cada región son dadas por

$$-fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{T_x}{h} - ku, \quad fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{T_y}{h} - kv \quad (1)$$

para la plataforma continental, en la cual u , v , T_x y T_y son las componentes de velocidad y de esfuerzo del viento, ζ la elevación de la superficie del mar y k un coeficiente de fricción. Las ecuaciones con el sufijo 1 para u , v , ζ , k y h son para la cuenca profunda. La ecuación de continuidad es dada por

$$\partial(uh)/\partial x + \partial(vh)/\partial y = 0 \quad (2)$$

y la correspondiente ecuación para la cuenca profunda se obtiene añadiendo el sufijo 1 a u , v y h .

Cuando h y h_1 son constantes, la integración de estas ecuaciones es dada por la solución de

$$k \nabla^2 \Phi = \text{curl } \underline{T} \quad (3)$$

donde where

$$vh = \partial\Phi/\partial x, \quad uh = -\partial\Phi/\partial y, \quad \underline{T} = (T_x, T_y).$$

Las condiciones de frontera entre la plataforma y la cuenca profunda requieren la continuidad de ζ y Φ en ella.

I-2. CUENCA CIRCULAR CON ESFUERZO CONSTANTE DEL VIENTO. Suponiendo un esfuerzo constante del viento en la cuenca circular de radio a , con una cuenca profunda concéntrica de radio b , la solución de (3) es dada simplemente por

$$\Phi = \left(r - \frac{a^2}{r}\right) (A \frac{\text{sen}}{\sin} \theta + B \cos \theta), \quad (\text{for } b < r < a)$$

y and

$$\Phi_1 = r (A_1 \frac{\text{sen}}{\sin} \theta + B_1 \cos \theta), \quad (\text{for } 0 < r < b) \quad (4)$$

La condición de frontera en que $\phi = \phi_1$, en $r = b$ da

$$A_1 = -\alpha A, \quad B_1 = -\alpha B; \quad \alpha = (a/b)^2 - 1 \quad (5)$$

La continuidad de ζ en $r = b$ da

APPENDIX I – WIND DRIFT IN A CLOSED SEA WITH A CONTINENTAL SHELF

I-1. FUNDAMENTAL EQUATIONS. Assuming that the continental shelf and deep basin have a depth h and h_1 , respectively, the equations of motion in each region are given by

for the continental shelf, in which u , v and T_x , T_y are velocity and wind stress components, respectively, ζ is the elevation of the sea surface and k is a frictional coefficient. The equations with suffix 1 to u , v , ζ , k and h are for the deep basin. The equation of continuity is given by

and the corresponding equation for the deep basin is obtained by attaching suffix 1 to u , v and h .

When h and h_1 are constant, the integration of these equations is given by the solution of

The conditions on the boundary between the shelf and deep basin require the continuity of ζ and Φ there.

I-2. CIRCULAR BASIN WITH CONSTANT WIND STRESS. Assuming a constant wind stress in the circular basin of radius a with a concentric deep basin of radius b , the solution of (3) is given simply by

The continuity of ζ at $r = b$ gives

$$fu - (T\theta/h) - kv = fu_1 - (T_\theta/h_1) - k_1 v_1 \tag{6}$$

donde $T_\theta = -T \sin \theta$ es una componente tangencial del esfuerzo del viento, que se supone tener una dirección $\theta = 0$ y u, u_1, v y v_1 son componentes de velocidad radial y tangencial, respectivamente. Esta relación da

$$A = T (h_1 - h) K / (K^2 + H^2), B = T (h_1 - h) H / (K^2 + H^2) \tag{7}$$

donde where

$$K = k h_1 \beta + k_1 h \alpha, H = f (h_1 - h) \alpha; \beta = (a/b)^2 + 1 \tag{8}$$

En la ecuación (4b) puede verse que el transporte de masa (o velocidad) con $r < b$ es constante tanto en magnitud como en dirección, ya que si en la región $r < b$, \bar{U} y \bar{V} se ponen como las componentes x e y del transporte de masa.

where $T_\theta = -T \sin \theta$ is a tangential component of the wind stress, which is assumed to have a direction of $\theta = 0$ and u, u_1 and v, v_1 are radial and tangential components of velocity, respectively. This relation gives

From the equation (4b), it is seen that the mass transport (or velocity) within $r < b$ is constant both in magnitude and direction, since, if in the region $r < b$, \bar{U} and \bar{V} are put as the x and y - component of the mass transport,

$$\begin{aligned} \bar{U} &= -\cos \theta (1/r) (\partial\Phi_1/\partial\theta) - \frac{\sin \theta}{\sin \theta} (\partial\Phi_1/\partial r) = -A_1 \\ \bar{V} &= \frac{\sin \theta}{\sin \theta} (1/r) (\partial\Phi_1/\partial\theta) + \cos \theta (\partial\Phi_1/\partial r) = B_1 \end{aligned} \tag{9}$$

Consecuentemente, cuando M es el valor absoluto del transporte de masa y Φ el ángulo entre el transporte de masa y la dirección del viento,

Therefore, when M is the absolute value of the mass transport and Φ is the angle between the mass transport and wind direction,

$$M = \alpha T (h_1 - h) (K^2 + H^2)^{-\frac{1}{2}}, \phi = \tan^{-1} (H/K) \tag{10}$$

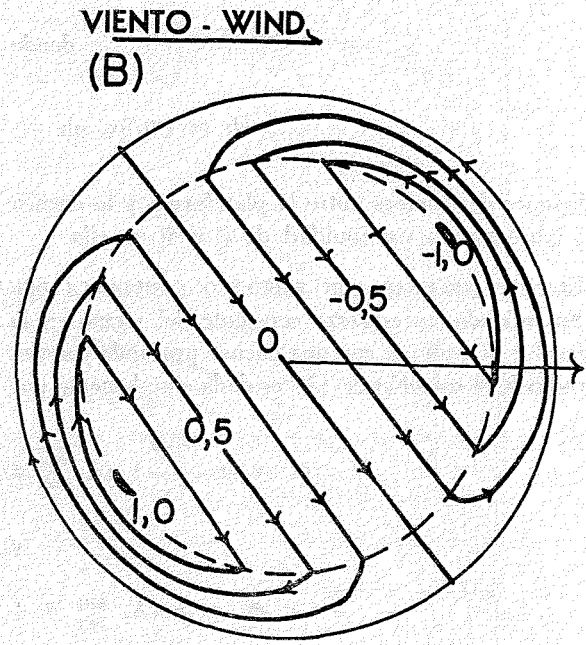
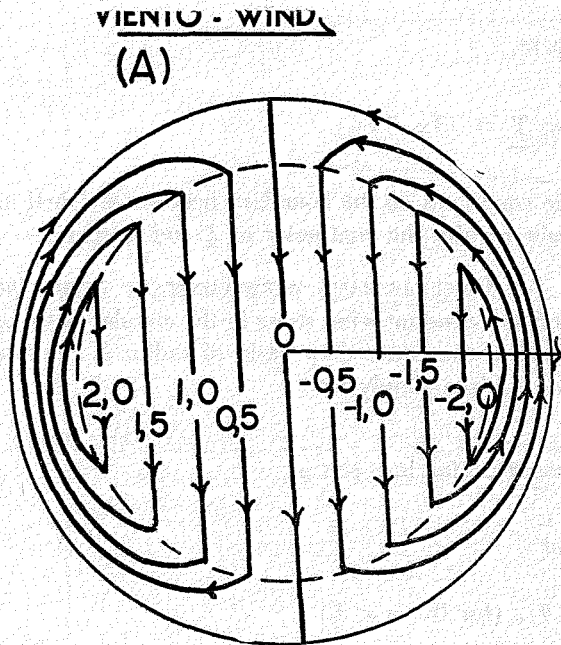


Fig. A-1. Distribución teórica de la función de corriente del transporte de masas causado por empuje del viento en una cuenca circular con plataforma (Los números indican Φ/aT en 10^4 c.g.s.)

Fig. A-1. The theoretical distribution of the stream function of the mass transport caused by the wind stress in a circular basin with a shelf (The figures indicate Φ/aT in 10^4 c.g.s.)

(A) $\gamma = 0.01$ (B) $\gamma = 0.1$

suponiendo que $k = \gamma h^{-1}$, $k_1 = \gamma h_1^{-1}$ con la constante, γ , según Stommel (1948). La norma de funciones de corriente Φ y Φ_1 , depende solamente de la configuración geométrica de la cuenca. En la Fig. A-1, la distribución de las funciones de corriente ϕ y ϕ_1 , con $b/a = 0.75$, $h_1 = 500$ (m) y $h = 100$ (m) se muestran para $\gamma = 0.01$ y $\gamma = 0.1$. El valor de $\gamma = 0.02$ corresponde al dado por Stommel (1948) en su modelo de circulación del Océano Atlántico Norte. Realmente, el coeficiente γ parece ser mayor en el Golfo que en el océano abierto, debido al efecto limitante de la costa, pero es difícil dar su estimación cuantitativa. Estas dos normas indican que el aumento de fricción reduce el transporte en la cuenca profunda y también reduce el ángulo entre el viento y el transporte de masa. Además, la norma completa se divide en dos cédulas y la circulación en la plataforma causa el flujo de retorno de la corriente en la cuenca profunda.

En la Fig. A-2 se muestra que el cambio de M y Φ para diferentes valores de h_1 con $b/a = 3/4$ y $h = 100$ (m) tomando $\gamma = 0.02$ y 0.1 . Así, para cada valor de γ , las cantidades M y Φ aumentan bastante rápidamente a los valores asintóticos para h_1 infinita, en tanto que la profundidad h_1 supera dos o tres veces a h . Además, estos valores asintóticos de M y Φ disminuyen mientras γ aumenta, indicando que

assuming that $k = \gamma h^{-1}$, $k_1 = \gamma h_1^{-1}$ with constant γ , according to Stommel (1948). The pattern of the stream functions Φ , Φ_1 depends on the geometrical configuration of the basin only. In Fig. A-1, the distributions of stream functions ϕ and ϕ_1 with $b/a = 0.75$, $h_1 = 500$ (m) and $h = 100$ (m) are shown for $\gamma = 0.01$ and $\gamma = 0.1$. The value of $\gamma = 0.02$ corresponds to that given by Stommel (1948) in his circulation model of the North Atlantic Ocean. Actually, the coefficient γ seems to be larger in the Gulf than in the open ocean, due to the effect of coastal boundary; but it is difficult to give its quantitative estimation. These two patterns indicate that the increase of friction decreases the transport in the deep basin and also diminishes the angle between the wind and the mass transport. Further, the whole pattern is divided into two cells and the circulation in the shelf forms the return flow of the current in the deep basin.

In Fig. A-2 it is shown that the change of M and Φ for different values of h_1 with $b/a = 3/4$ and $h = 100$ (m) by taking $\gamma = 0.02$ and 0.1 . Thus, for each value of γ , quantities M and Φ increases rather rapidly to the asymptotic values for infinite h_1 as the depth h_1 exceeds two or three times h . Further, these asymptotic values of M and Φ decrease as γ increases, indicating that the effect of friction

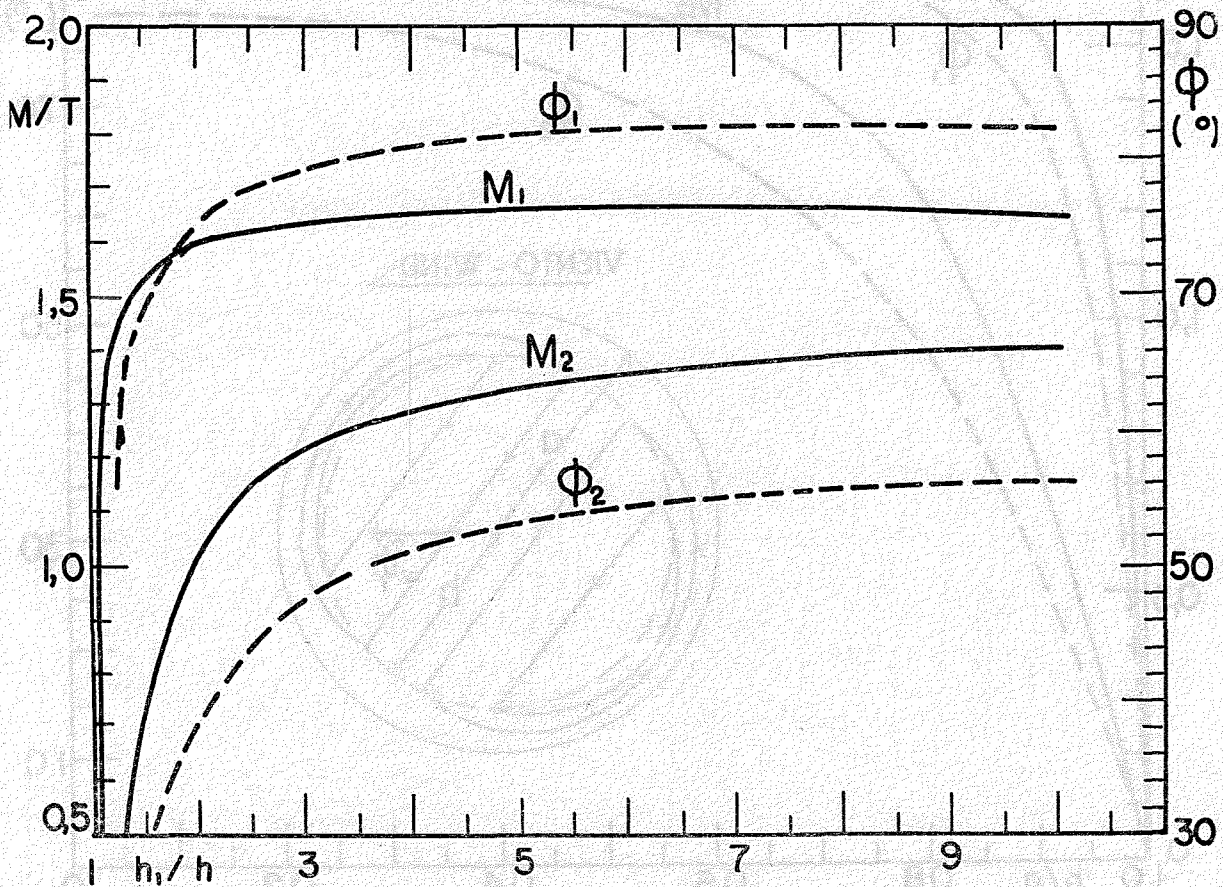


Fig. A-2. Magnitud del transporte de masa M/T (en 10^4 c.g.s.) en la cuenca profunda y su ángulo ϕ (en grados) según la dirección del viento como funciones del coeficiente de profundidad h_1/h .

Fig. A-2. The magnitude of the mass transport M/T (in 10^4 c.g.s.) in the deep basin and its angle ϕ (in degrees) from the wind direction as functions of the depth ratio h_1/h .

el efecto de fricción disminuye el transporte de masa y el ángulo entre el viento y la corriente. En la Fig. A-3 se muestra el cambio de M y ϕ para un cociente distinto de la plataforma y de la cuenca profunda tomando $h_1 - h = 400$ (m). Es razonable que el transporte de masa desaparezca cuando el océano cerrado sea completamente ocupado por una cuenca profunda con profundidad constante (Ichiye, 1949). Al principio, parece muy paradójico que el transporte de masa aumente en la cuenca profunda mientras disminuye su área, pero puede entenderse así ya que el aumento del área de la plataforma proporciona suficiente espacio para el flujo de retorno al transporte de masa producido en la cuenca profunda. También en este caso el aumento de fricción disminuye el transporte de masa y el ángulo entre el viento y la corriente.

decreases the mass transport and the angle between the wind and the current. In Fig. A-3, the change of M and ϕ for the different ratio of the shelf and deep basin by taking $h_1 - h = 400$ (m) is shown. It is reasonable that the mass transport vanishes when the closed ocean is occupied completely by a deep basin of the constant depth (Ichiye, 1949). At first, it seems rather paradoxical that the mass transport increases in the deep basin as its area decreases, but it is understandable because the increase of the area of the shelf gives enough space for returning flow to the mass transport produced in the deep basin. In this case also, the increase of friction decrease the mass transport and the angle between the wind and the current.

I-3. LA APLICACIÓN AL GOLFO DE MÉXICO. La ecuación de vorticidad para la variable h es dada por comparación cruzada de (1) y x e y , siendo el resultado

I-3. THE APPLICATION TO THE GULF OF MEXICO. The vorticity equation for the variable h is given by cross-differentiating (1) with x and y , and the result is

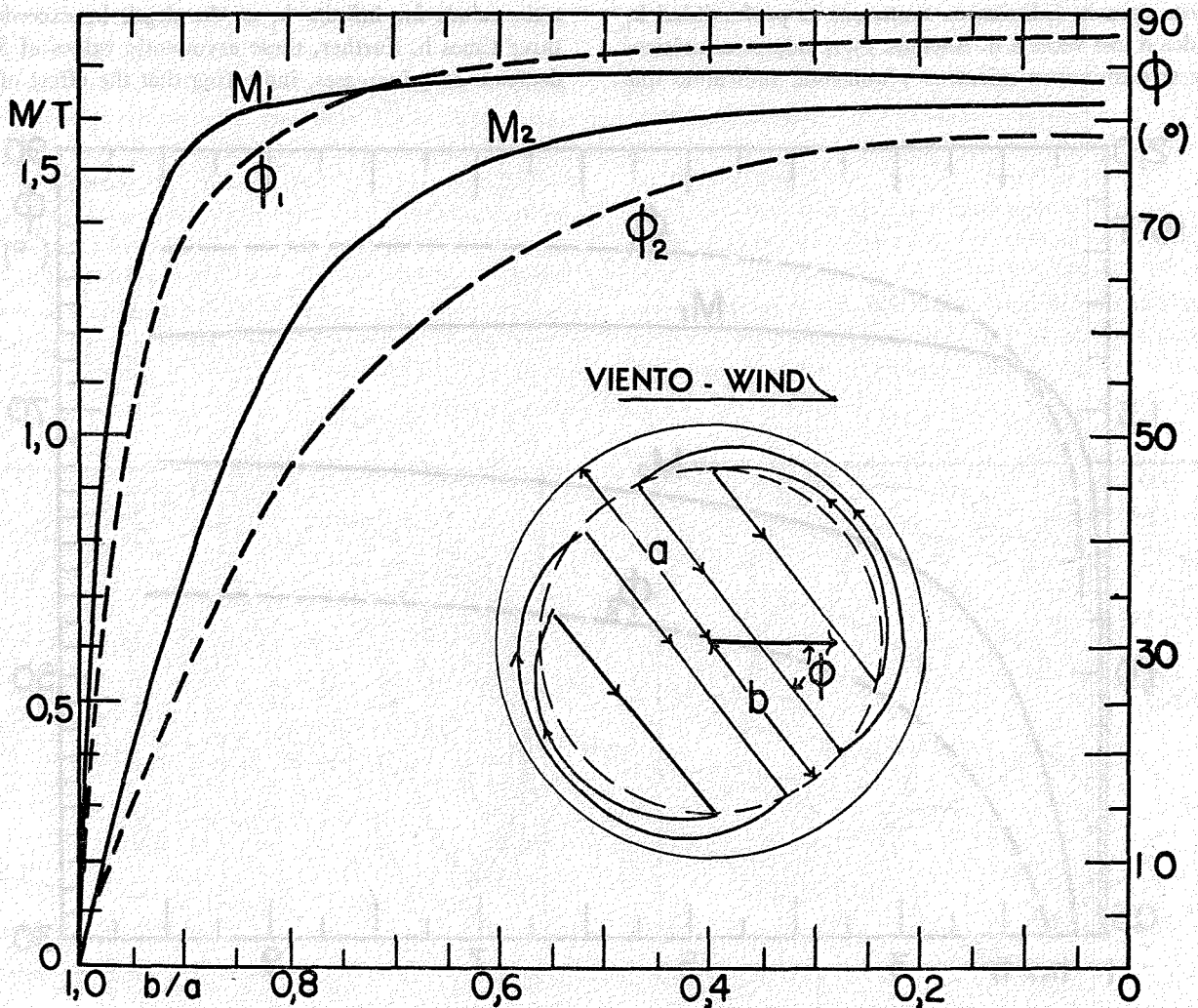


Fig. A-3. M/T (en 10^4 c.g.s.) y ϕ (en grados) como funciones del coeficiente del radio de la cuenca profunda respecto a la cuenca total.

Fig. A-3. M/T (in 10^4 c.g.s) and ϕ (in degrees) as functions of the ratio of the radius of deep basin to that of the whole basin.

$$\frac{f}{h^2} \left(\frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial \Phi}{\partial y} - \frac{\partial h}{\partial y} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right) = \text{rizo} \left(\frac{\underline{T}}{h} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{k}{h} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{k}{h} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) \quad (11)$$

Se supone que la profundidad h es variable sólo en dirección x con la costa paralela al eje y . Además, cuando se desprecia la fricción al principio, se obtienen las siguientes relaciones sobre el transporte de masa y la dirección del viento. Para un viento constante en alta mar $\underline{T} = (T_x, 0)$,

$$\partial \Phi / \partial y = 0$$

según (11), por lo cual la corriente se extiende exactamente a lo largo de la playa. Por otra parte, para un viento a lo largo de la playa $\underline{T} = (T_y, 0)$,

$$\partial \Phi / \partial y = - (T_y / f)$$

de tal manera que la componente de la corriente en altamar es producida por una acción del viento, salvo muy cerca de la costa. Desde luego, el efecto de fricción modifica esa norma simple. A pesar de ello, al suponerse que se aplica en la cuenca profunda el resultado de la sección previa, puede computarse la norma de circulación del empuje del viento en el Golfo mediante el promedio de viento en Enero y Julio (Leipper, 1955a), con una pequeña modificación en el resultado de la plataforma continental usando la ecuación (11). Según lo muestra la Fig. A-4, los resultados explican cómo el aporte del Mississippi y otros ríos del norte está confinado a la plataforma en la parte occidental. En la sección oriental, el transporte de la Corriente de Florida tiene un gran efecto sobre la circulación superior inducida primordialmente por viento.

It is assumed that the depth h is variable only in x -direction with the coast parallel to y -axis. Further, at first, when we disregard friction, the following relationships about the mass transport and the direction of the wind is obtained. For off-shore constant wind $\underline{T} = (T_x, 0)$,

from (11), thus the current is exactly long-shore. On the other hand, for long-shore wind $\underline{T} = (T_y, 0)$,

so that off-shore component of the current is produced by a wind action except very close to the coast. Of course, the effect of friction modifies such a simple pattern. However, when assuming that in the deep basin the result of the previous section is applied, the circulation pattern of the wind drift in the Gulf can be computed for the average wind in January and July (Leipper, 1955a) with a slight modification of the results on the continental shelf by use of the equation (11). The results, show in Fig. A-4, explain how the drainage of the Mississippi and other northern rivers is confined on the shelf in the western section. In the eastern part, the transport of the Florida Current has a great effect on the upper circulation induced primarily by wind.

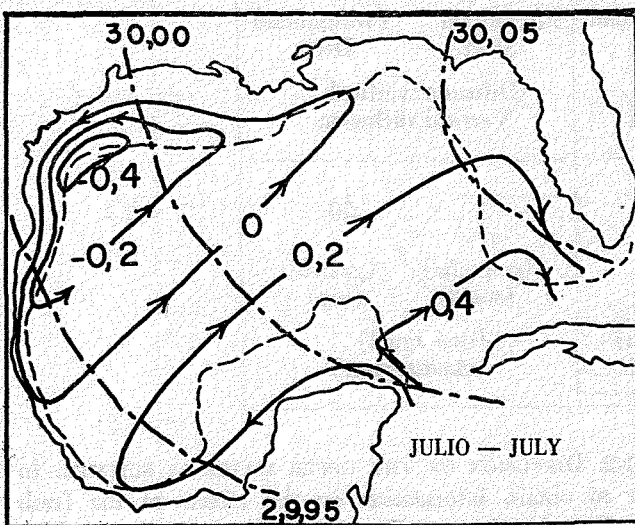


Fig. A-4. Distribuciones de transporte de masa por empuje del viento computadas teóricamente del promedio de vientos observados en Julio y Enero (línea continua: transporte de masas en $10^6 \text{ m}^2/\text{seg.}$); línea en cadena: isobara observada.

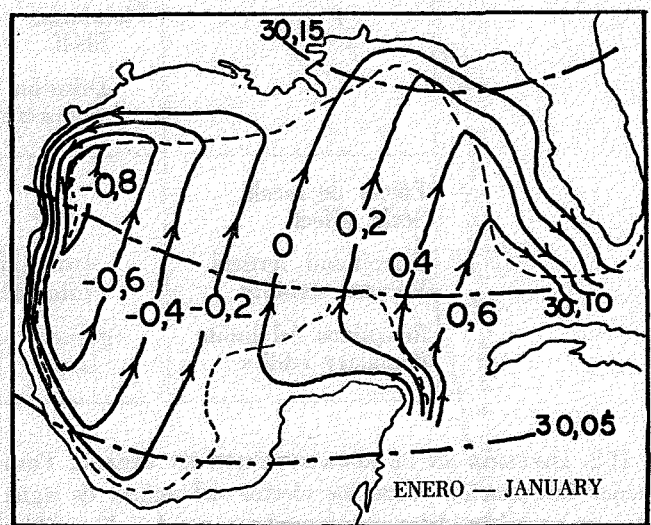


Fig. A-4. Distribuciones of mass transport of wind drift computed theoretically from the observed average wind in July and January (Full line: mass transport in $10^6 \text{ m}^2/\text{sec.}$; chain line: observed isobar).

APÉNDICE II – LA DIFUSIÓN EN LA CAPA SUPERIOR

II-1. DIFUSIÓN SOBRE LA PLATAFORMA CONTINENTAL. Los factores que gobiernan la difusión en la capa superior del océano son demasiado complicados para discutirse en detalle aquí; por consiguiente, sólo se propone el tratamiento cualitativo del problema. Como se menciona en el cuerpo del texto, únicamente se encuentra agua dulce proveniente de los ríos de la costa del norte sobre la plataforma continental aún en la capa superior. Probablemente eso se debe, en parte, a la norma de la deriva superficial, pero también parece importante el efecto de difusión. Como se vio en la teoría estadística de la turbulencia (Stommel, 1949; Olson e Ichiye, 1959), la difusividad de los vórtices aumenta como la potencia $\frac{4}{3}$ de la escala de movimiento, de modo que especialmente la mezcla vertical aumenta de manera conspicua desde la plataforma hacia la cuenca profunda. En la plataforma, a la cual llegan los ríos, la estabilidad vertical cerca de la superficie reduce la mezcla vertical.

Cuando el agua dulce llega hasta la cuenca profunda, el aumento de mezcla vertical debido al incremento de profundidad determina que el agua se mezcle más rápidamente con el agua salina. Así, la disminución de la estabilidad vertical acelera la mezcla vertical en unión del aumento de mezcla horizontal debida al incremento de la escala horizontal de movimiento. Como resultado, se produce una gran discontinuidad de la salinidad superior a lo largo del límite de la plataforma. Aunque los remolinos del límite de la plataforma continental pueden incrementar la mezcla horizontal, tal vez contribuyen a dispersar el agua dulce más a lo largo de la costa que aguas afuera.

Esquemáticamente los efectos de varios factores sobre los coeficientes de difusión se describen como

	Plataforma Shelf	Profundidad Deep	Plataforma Shelf	Profundidad Deep
	Difusión horizontal Horizontal diffusion		Difusión vertical Vertical diffusion	
Efecto de escala Scale effect	1	6	1	50
Estabilidad vertical Vertical stability	(casi igual) (almost same)		(pequeña) (small)	(grande) (big)
Remolinos del límite Boundary eddies	(grande) (big)	(pequeña) (small)	(casi igual) (almost same)	

II-2. DIFUSIÓN EN EL AGUA SUPERIOR EN VERANO. Para obtener información sobre los efectos del aporte de agua dulce, se necesitan datos más completos que los disponibles ahora sobre el ciclo anual de distribución de salinidad y temperatura, la convección en la capa superior, etc. Por consiguiente, sólo se aplica aquí un modelo matemático de difusión muy simple.

APPENDIX II – THE DIFFUSION IN THE UPPER LAYER

II-1. DIFFUSION ON THE CONTINENTAL SHELF. The factors which govern the diffusion in the upper layer of the ocean are too complicated to be discussed in detail here; therefore, only the qualitative treatment of the problem is proposed. As mentioned in the main text, fresh water from the drainage of the northern coast is found only in a continental shelf even in the upper layer. This is probably due partly to the pattern of surface drift, but the effect of diffusion seems to be important, too. As seen from the statistical theory of turbulence (Stommel, 1949, Olson and Ichiye, 1959), the eddy diffusivity increases as the $\frac{4}{3}$ power of the scale of the motion, so that particularly vertical mixing increases very conspicuously from the shelf to the deep basin. In the shelf, into which the rivers flow, the vertical stability near the surface decreases vertical mixing.

When the fresh water flows out into the deep basin, the increase of the vertical mixing due to the increase of depth causes the water to mix more rapidly with the saline water. Then the decrease of vertical stability accelerates vertical mixing, accompanied with the increase of horizontal mixing due to the increase of horizontal scale of motion. As a result, there is a great discontinuity of the upper salinity along the boundary of the shelf. Although boundary eddies in the continental shelf may increase the horizontal mixing, this perhaps contributes to diffuse the fresh water more along the coast than off the coast.

Schematically effects of various factors on the diffusion coefficients are described as

II-2. DIFFUSION OF THE UPPER WATER IN SUMMER. In order to obtain information on the effects of the fresh water drainage, the annual cycle of salinity and temperature distribution, the convection in the upper layer, etc., more complete data than available at present are needed. Therefore, only a very simple mathematical model of diffusion is applied here.

Las distribuciones verticales medias de temperatura y salinidad de la Fig. 4 están basadas sobre los datos de verano e invierno, promediados por un período de casi tres meses y sobre un espacio horizontal. Por consiguiente, la derivada de tiempo de las cantidades desaparece por efecto de la condición de dichas estaciones que corresponden al máximo o mínimo de cada cantidad. Los efectos horizontales en la ecuación de difusión son también pequeños para estas cantidades medias.

Así, la ecuación de difusión que describe la distribución vertical de tales cantidades se convierte a

$$F(S) + w(\partial S/\partial z) = \partial(K\partial S/\partial z)/\partial z \quad (1)$$

en que w es la velocidad vertical y $F(S)$ la función desconocida que corresponde a los términos de mezcla advectiva y horizontal promediados sobre cierta área (Ichiye, 1954). La estabilidad vertical es muy grande cerca de la superficie y la temperatura decrece casi linealmente con la profundidad en cada área, particularmente en el verano. Ello sugiere que la convección es casi insignificante. Así, para la temperatura T , la relación simple siguiente se deduce de (1)

$$-Q = K(\partial T/\partial z) \quad (2)$$

con las constantes K y de flujo térmico Q . Al igual que la primera aproximación, Q es uniforme sobre la totalidad del Golfo y la difusividad vertical de remolinos K es inversamente proporcional al gradiente de temperatura. Por otra parte, las distribuciones de salinidad tienen un máximo en la capa sub-superficial y la relación (2) no se mantiene más (Ichiye, 1952b). Aparentemente ello puede deberse a la llegada del aporte de los ríos, expresado matemáticamente por el término $u(\partial S/\partial x)$ en que tanto u como $\partial S/\partial x$ disminuyen rápidamente mientras aumenta la profundidad. Por consiguiente, en vez de (2) la siguiente ecuación se usa para la salinidad.

$$A \exp(-\alpha z) = K(\partial S/\partial z) \quad (3)$$

así, Then,

$$S = S_b - (A/\alpha K) \exp(-\alpha z) \quad (4)$$

en que S_b es la salinidad en el fondo de la capa superior de mezcla. En esta ecuación α y $A/\alpha K$ pueden determinarse con las curvas de la Fig. 4 usando el método de mínimos cuadrados. Cuando se supone que los valores de salinidad K son iguales a las temperaturas, las magnitudes relativas de K y A en cada sección pueden determinarse por los perfiles de temperatura y salinidad. En la siguiente tabla se muestran los valores de α (en 100 m^{-1}) y los valores relativos de K y A (el valor de la parte oceánica oriental se toma como unidad).

The average vertical distributions of temperature and salinity of Fig. 4 are based on the data of summer and winter, averaged over a period of about three months and over a horizontal space. Therefore, the time derivative of the quantities vanishes, due to the condition that these seasons correspond to maximum or minimum of each quantity. Horizontal effects in the diffusion equation are also small for these average quantities.

Then the diffusion equation which describes the vertical distribution of these quantities becomes

in which w is vertical velocity and $F(S)$ is the unknown function corresponding to the advective and horizontal mixing terms averaged over a certain area (Ichiye, 1954).

Particularly in summer vertical stability is very great near the surface and temperature decreases almost linearly with depth at each area. This suggests that the convection is almost insignificant. Then, for temperature T , the next simple relation is deduced from (1)

with constant K and constant heat flux Q . As the first approximation, Q is uniform over the whole Gulf and the vertical eddy diffusivity K is inversely proportional to the temperature gradient. On the other hand, the salinity distributions have a maximum at the sub-surface layer and the relation (2) does not hold any more (Ichiye, 1952b). This seems to be apparently due to the inflow of drainage from the river, mathematically expressed by a term such as $u(\partial S/\partial x)$, in which both u and $\partial S/\partial x$ decrease rapidly as the depth increases. Therefore, instead of (2) the next equation is used for salinity

in which S_b is the salinity at the bottom of the upper mixing layer. In this equation α and $A/\alpha K$ can be determined from the curves of Fig. 4 by use of the least square method. When it is assumed that the values of K for salinity are equal to those for temperature, the relative magnitudes of K and A at each section can be determined by temperature and salinity profiles. In the next table are shown the values of α (in 100 m^{-1}) relative values of K and A (the value at Eastern Oceanic part is taken unity).

	EO	WO	NEC	NWC	SWC
α	5.0	5.3	7.6	4.5	4.6
K	1	1.14	0.68	0.83	0.92
A	1	0.08	2.11	1.61	0.66

La difusividad vertical es más pequeña en las áreas de plataforma, como debe esperarse de las conclusiones generales en II-1. Los valores de A son considerados como indicadores del efecto del drenaje, el cual puede despreciarse en la parte occidental oceánica y también en la plataforma suroccidental. El valor relativamente grande de A en el agua oceánica oriental, se debe al efecto del agua menos salina que viene a través del Canal de Yucatán.

II-3. DIFUSIÓN EN EL INVIERNO. En invierno el agua superficial se enfría iniciándose la convección cerca de la superficie. Sin embargo, ya que la salinidad superficial es aún baja en comparación con el mar abierto, tal convección parece estar limitada sólo a una capa sub-superficial. Como la velocidad vertical w desaparece en las superficies, la suposición más simple es

$$w = -\beta K z^{m-1}, \quad (m > 1) \quad (6)$$

Así, la solución de (1) para $F(S) = 0$ es dada por

$$T = T_b + T_o \exp(-\beta z^{m-1}) + F_o \exp(-\beta z^{m-1}) \int_0^z \exp(\beta \eta^2) d\eta \quad (7)$$

que se obtiene para la temperatura T , ya que el flujo térmico en la capa superior F_o se considera como constante con la profundidad en invierno y en verano (Ichiye, 1952a). Como las distribuciones de temperatura en la Fig. A-5 sugieren que $\partial T/\partial z$ casi desaparece cerca de la superficie excepto en el agua costera noroccidental, la ecuación (7) puede aún simplificarse más. Por ello, suponiendo valor constante de $T_b = 5^\circ\text{C}$, los parámetros β y m pueden determinarse de las curvas observadas en la Fig. A-5. Los resultados son como sigue:

	EO	WO	NEC	NWC	SWC
β	0.12	0.09	0.13	0.05	0.19
m	1.3	1.4	2.0	4.2	2.8

(z en 100 m). Usando estos parámetros, las curvas teóricas indican bastante buena concordancia con los datos observados en la Fig. 4, a lo menos en los 150 m superiores,

The vertical diffusivity is smaller in shelf areas, as expected from the general conclusion in II-1. The values of A are considered as the indicator of the effect of the drainage, which is almost negligible in the western oceanic part and also the southwestern shelf. The relatively large value of A in eastern oceanic water is due to the effect of the less saline water coming through the Yucatan Channel.

II-3. DIFFUSION IN WINTER. In winter the surface water is cooled and convection is initiated near the surface. However, since the surface salinity is still low compared with that of the open sea, such convection seems to be limited only in a sub-surface layer. Since the vertical velocity w vanishes at the surface, the simplest assumption is

Then the solution of (1) for $F(S) = 0$ is given by

which is obtained for temperature T , since the heat flux at the upper layer F_o is considered as constant with depth in winter as in summer (Ichiye, 1952a). As the temperature distributions in Fig. A-5 suggest that $\partial T/\partial z$ almost vanishes near the surface except in North Western Coastal water, the equation (7) can be simplified further. Then, assuming constant value of $T_b = 5^\circ\text{C}$, the parameters β and m can be determined from the observed curves of Fig. A-5. The results are as follows:

(z in 100 m). The theoretical curves by use of these parameters indicate fairly good agreement with the observed data of Fig. 4, at least in the upper 150 m, as seen in

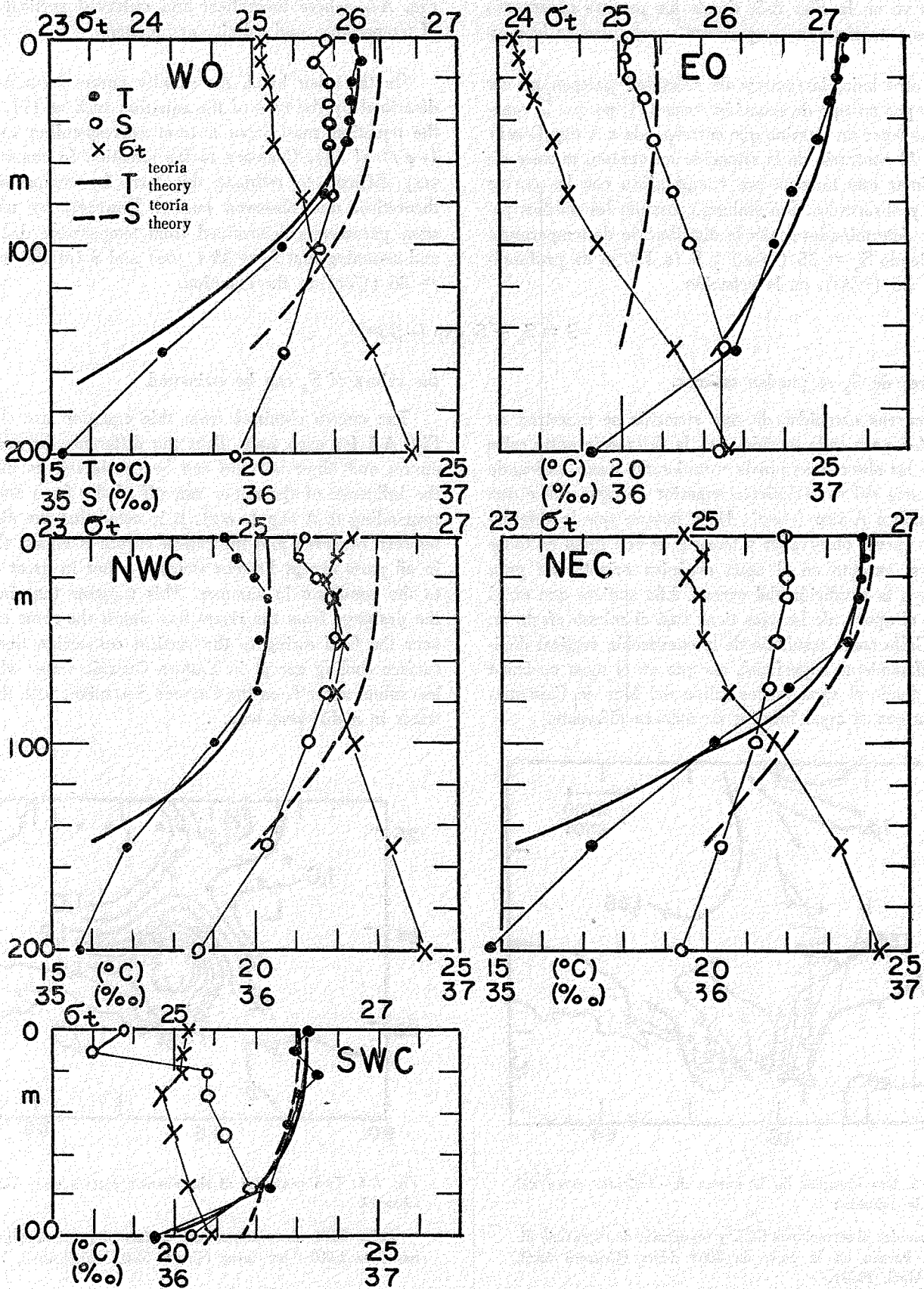


Fig. A-5. Perfiles verticales observados y teóricos de promedios de temperatura, salinidad y sigma-t en invierno en la capa superior de tipos de agua diferentes. Ver la Fig. 4 para distribución de cada tipo de agua (WO significan agua occidental oceánica; NWC significan agua de la plataforma continental del noroeste, etc.).

Fig. A-5. Observed and theoretical vertical profiles of average temperature, salinity and sigma-t in winter in the upper layer of different water types. Refer to Fig. 4 for distribution of each water type (WO means western oceanic water; NWC means northwestern continental shelf water, etc.).

como se ve en la Fig. A-5, donde los perfiles observados verticales y teóricos de temperatura y salinidad se han incluido.

Por otro lado, las curvas de salinidad parecen no ser descritas por un tipo de ecuación como (7), porque la ecuación debe tener un término que corresponda a $A \exp(-\alpha z)$ de (3). Al contrario de la situación en verano, es muy difícil estimar este término por comparación con las curvas teóricas y observadas. Sin embargo, usando los mismos parámetros determinados según la distribución de temperatura y suponiendo que $S_0 = 35$ (‰) y S (a 150 m de profundidad) = 36 (‰), en la ecuación

$$S = S_0 + S_0 \exp(-\beta z^m) \quad (8)$$

los valores de S_0 se pueden estimar.

Las curvas obtenidas de esta ecuación se muestran en la Fig. A-5 para cada sección. Así, la diferencia entre estas curvas y las observadas puede considerarse como indicando la influencia del escurrimiento superior de agua dulce que corresponde a $A \exp(-\alpha z)$. Debe notarse que la diferencia entre curvas observadas y teóricas es casi igual en todas las partes, excepto en el agua oceánica oriental en gran contraste a la condición del verano. Ello sugiere que en el invierno el aporte de los ríos tiene casi el mismo efecto en todo el Golfo como resultado de la convección vertical debida al enfriamiento superficial, excepto en el agua oceánica oriental donde el agua menos salina del Mar de Caimanes se mezcla con el agua inferior de manera diferente.

Fig. A-5, where theoretical and observed vertical profiles of temperature and salinity are plotted.

On the other hand, the salinity curves seem not to be described by the type of the equation such as (7), because the equation must have a term corresponding to $A \exp(-\alpha z)$ of (3). Contrary to the situation in summer, it is very difficult to estimate this term by comparison with theoretical and observed curves. However, by using the same parameters determined from temperature distribution and assuming that $S_0 = 35$ (‰) and S (at 150 m depth) = 36 (‰) in the equation

the values of S_0 can be estimated.

The curves obtained from this equation are shown in Fig. A-5 for each part. Thus the difference between these curves and observed ones can be considered as indicating the influence of the upper run off of the fresh water corresponding to $A \exp(-\alpha z)$. It is noted that the difference between observed and theoretical curves is almost the same in all parts except Eastern Oceanic water in great contrast to the condition in summer. This suggests that in winter the drainage from the rivers has almost the same effect all over the Gulf owing to the vertical convection due to the surface cooling except in Eastern Oceanic water where the less saline water from the Cayman Sea mixes with the lower water in a different way.

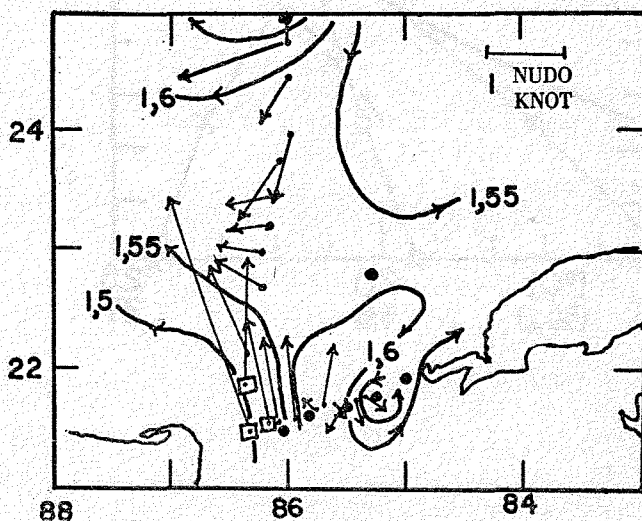


Fig. A-6. Dos ejemplos de la norma de corrientes cerca del Canal de Yucatán:

Izquierda: observaciones GEK y topografía de superficie dinámica basada en la capa de 1000 d-bar (Crucero 55/3, Marzo-Abril, 1955).

- Estaciones para cálculo dinámico
- Datos GEK usados para computación de estabilidad.

Derecha: Topografía de superficie dinámica basada en la capa 1000 d-bar (Crucero 5/20; Mayo-Junio, 1952).

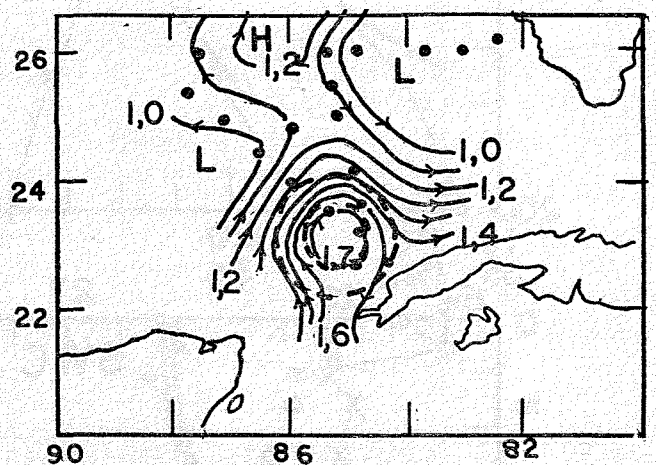


Fig. A-6. Two examples of the current pattern near Yucatan Channel.

Left: GEK observations and surface dynamic topography based on 1,000 d-bar layer (Cruise 55-3, March-April, 1955).

- Stations for dynamic calculation
- GEK data used for computation of stability.

Right: Surface dynamic topography based on 1,000 d-bar layer (Cruise 5/20; May-June, 1952).

APÉNDICE III — ANÁLISIS DINÁMICO DEL SISTEMA DE LAS CORRIENTES DE YUCATÁN-FLORIDA

III-1. NORMAS DE CIRCULACIÓN DEL SISTEMA DE LAS CORRIENTES DE YUCATÁN-FLORIDA. Las distribuciones de temperatura a 200 m de profundidad en las Figs. 14 y 15 indican dos rasgos del Sistema de las Corrientes de Yucatán-Florida. Uno es un gran remolino anticiclónico de la corriente y otro es un vórtice anticiclónico aislado al norte de la principal corriente. Sin embargo, ambos rasgos tienen obviamente la misma causa, ya que la intensificación de los meandros de la corriente causa la separación de los vórtices (Ichiye, 1956a; Ichiye e Ichiye, 1957). El Sistema de las Corrientes de Yucatán-Florida no está gobernado simplemente por una relación geostrofica, como es el caso del mar abierto, sino influenciado por términos de inercia y fricción. Por consiguiente, es bastante difícil especificar causas de intensificación de los meandros. A pesar de ello, ciertamente la condición del Canal de Yucatán tiene una gran influencia sobre el curso de la corriente en el Golfo.

El curso de los meandros de una corriente oceánica puede determinarse por el método de la Trayectoria Constante de Vorticidad Absoluta, suponiendo que la corriente sea reducida en anchura (Rossby, 1940; Ichiye, 1956a). Si suponemos que el Sistema de las Corrientes de Yucatán-Florida corresponde a la primera mitad de longitud de onda de un meandro, la máxima distancia de la corriente hacia el norte desde su entrada y_0 es dada por

$$y_0 = [2q (1 - \cos \phi_0) / \beta]^{-\frac{1}{2}}$$

donde β es el valor de variación del coeficiente de Coriolis con las latitudes, q el promedio de velocidad de la corriente y ϕ_0 el ángulo de la corriente con el este a la entrada. Ya que ϕ_0 es de unos 90° y casi constante, q se vuelve un factor que causa el cambio en y_0 dando 220 Km con $q = 1$ Km, que corresponde a la condición del remolino.

III-2. ESTABILIDAD DE LA CORRIENTE DE FLORIDA. La vorticidad absoluta $\partial v / \partial y - \partial u / \partial x$ de la corriente que da el criterio de estabilidad horizontal difícilmente puede determinarse debido a la falta de observaciones detalladas de la corriente. Sólo un ejemplo mostrado en la parte superior de la Fig. A-5, que representa los datos G E K, permite la computación directa de $(\partial v / \partial y - \partial u / \partial x)$ dando el valor de -5.1×10^{-5} (seg^{-1}) para tres estaciones indicadas en la figura ($\partial v / \partial y \approx -3.7 \times 10^{-5}$, $\partial u / \partial x \approx 1.4 \times 10^{-5}$ en seg^{-2}). Ya que $f = 5.4 \times 10^{-5}$ (seg^{-1}), esto da una vorticidad negativa notablemente ancha, lo que hace muy pequeña a la estabilidad. Tal condición parece ser muy rara o local en el océano, no obstante lo cual su existencia sugiere que la variabilidad de la norma de corriente en el Golfo tiene su origen en la condición cercana a su entrada, como se dijo en la última sección.

En casos ordinarios, la estabilidad de la Corriente de Florida es mucho más fuerte, aun dentro de la región del

APPENDIX III — DYNAMIC ANALYSIS OF THE YUCATAN-FLORIDA CURRENT SYSTEM

III-1. FLOW PATTERNS OF THE YUCATAN-FLORIDA CURRENT SYSTEM. Temperature distributions at 200 m depth shown in Figs. 14 and 15 indicate two features of the Yucatan-Florida Current System: one is a big anticyclonic gyre of the current and the other is an isolated anticyclonic vortex to the north of the main current. However, these two features are manifest of the same cause, since intensified meandering of the current causes separation of vortices (Ichiye, 1956a; Ichiye and Ichiye, 1957). The Yucatan-Florida Current System is not governed simply by a geostrophic relation as is the case in an open sea but is influenced by inertia terms and friction. Therefore, it is rather difficult to specify causes of intensification in meandering. However it is certain that the conditions at Yucatan Channel have a great influence on the course of the current in the Gulf.

The meandering course of an ocean current can be determined by the method of Constant Absolute Vorticity Trajectory under an assumption that the current is narrow in width (Rossby 1940; Ichiye, 1956a). If we assume that the Yucatan-Florida Current System corresponds to the first half wave length of a meander, the maximum northward distance of the current from the entrance y_0 is given by

$$y_0 = [2q (1 - \cos \phi_0) / \beta]^{-\frac{1}{2}}$$

where β is the rate of variation of Coriolis' coefficient with latitudes, q is the averaged velocity of the current and ϕ_0 is the angle of the current with east at the entrance. Since ϕ_0 is near 90° and almost constant, q becomes a factor causing the change in y_0 , giving 220 km with $q = 1$ k, not which correspond to the condition of the gyre.

III-2. STABILITY OF THE FLORIDA CURRENT. The absolute vorticity $\partial v / \partial y - \partial u / \partial x + f$ of the current which gives the horizontal stability criterion is very hard to be determined owing to the lack of detailed current observations. Only one example shown in the upper part of Fig. A-5 which represents the G E K data makes the direct computation of $(\partial v / \partial y - \partial u / \partial x)$ possible, giving the value of -5.1×10^{-5} (sec^{-1}) for three stations indicated in the figure. ($\partial v / \partial y \approx -3.7 \times 10^{-5}$, $\partial u / \partial x \approx 1.4 \times 10^{-5}$ in sec^{-1}). Since $f = 5.4 \times 10^{-5}$ (sec^{-1}), this gives rather unusually large negative vorticity, which makes the stability very small. Such a condition seems to be very extraordinary or local in the ocean, and yet its existence suggests that the variability of the current pattern in the Gulf has its origin in the condition near the inlet as stated in the last section.

In ordinary cases, the stability of the Florida Current is much stronger than this, even in a region of the right side

lado derecho de la corriente con curvatura anticiclónica si computamos la vorticidad geostrófica (Pettersen, 1956; Ichiye, 1956b). En la parte baja de la Fig A-5, se muestra la topografía dinámica de la región con máxima vorticidad negativa, usando círculos de referencia para la computación. En este ejemplo la vorticidad se computa con la fórmula

$$(\partial v/\partial x) - (\partial u/\partial y) = f^{-1} \nabla^2 D = 4 (\bar{D} - D_0) (f \pi R^2)^{-1}$$

en que D es la altura dinámica, D_0 y \bar{D} son los valores en el centro y el promedio sobre el círculo con radio R . Los valores computados de la vorticidad relativa son -1.8×10^{-5} (seg^{-1}) para $R = 30$ (n. millas) y -2.2×10^{-5} (seg^{-1}) para $R = 60$ ((n. millas), que son ligeramente mayores en magnitud que los valores a lo largo del lado derecho de la Kuroshio (Ichiye, 1956b).

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento al Dr. Sidney W. Fox por su apoyo, al Dr. F. C. W. Olson por permitirle usar datos morfométricos inéditos y a los Dres. Donn Gorsline y Gordon W. Groves por su lectura crítica. Este trabajo fue ayudado por un contrato entre la Oficina de Investigaciones Navales y la Universidad del Estado de Florida, NONR-988 (06) y por un subsidio de la National Science Foundation a la Universidad del Estado de Florida, NSF-G15727.

of the current with an anticyclonic curvature, if we compute the geostrophic vorticity (Pettersen, 1956; Ichiye, 1956b). In the lower part of Fig. A-5 the dynamic topography of the region with the largest negative vorticity is shown, with the reference circles for the computation. In this example the vorticity is computed from the formula

in which D is the dynamic height, D_0 and \bar{D} are the value at the center of and the average over the circle with a radius R . The computed values of the relative vorticity are -1.8×10^{-5} (sec^{-1}) for $R = 30$ (n. miles) and -2.2×10^{-5} (sec^{-1}) for $R = 60$ (n. miles), which are slightly larger in magnitude than the values along the right side of the Kuroshio (Ichiye, 1956b).

ACKNOWLEDGEMENTS

The author would like to express his thanks to Dr. Sidney W. Fox for his encouragement, Dr. F. C. W. Olson for making available unpublished morphometric data, and to Dr. Donn Gorsline and Dr. Gordon W. Groves for his critical reading. This work was aided by a contract between the Office of Naval Research and the Florida State University and by a grant of the National Science Foundation to the Florida State University, NSF-G15727.