

**INTER-AMERICAN TROPICAL TUNA COMMISSION  
COMISION INTERAMERICANA DEL ATUN TROPICAL**

**Bulletin — Boletín**

**Vol. 12, No. 2**

**SURVEY OF EL NIÑO 1957-58 IN ITS  
RELATION TO TROPICAL PACIFIC METEOROLOGY**

**ESTUDIO DE EL NIÑO 1957-58 EN  
RELACION A LA METEOROLOGIA  
DEL PACIFICO TROPICAL**

**by — por**

**Jacob Bjerknes**

**Professor of Meteorology, U.C.L.A.**

**La Jolla, California**

**1966**

---

**CONTENTS – INDICE**  
**ENGLISH VERSION – VERSION EN INGLES**

	Page
ABSTRACT .....	3
INTRODUCTION .....	3
THE SEASONAL VARIATION OF ATMOSPHERIC CIRCULATION AND THAT OF THE SEA TEMPERATURE IN THE EASTERN TROPICAL PACIFIC .....	4
THE INTER-ANNUAL CHANGE IN SEA TEMPERATURE IN THE EASTERN TROPICAL PACIFIC .....	5
METEOROLOGICAL INDICATORS OF CHANGING STRENGTH OF THE PACIFIC TRADE-WIND SYSTEMS .....	7
THE ABUNDANCE OF WARM WATER ALONG THE EQUATOR IN 1957 AND 1958 .....	11
SUGGESTED MODELS OF NORMAL AND ANOMALOUS FLOW PATTERNS IN THE EQUATORIAL OCEAN .....	12
SELECTED ISLAND RECORDS OF SEA TEMPERATURE IN THE CENTRAL TROPICAL PACIFIC .....	13
THE 1957-58 MINIMUM OF SEA TEMPERATURE IN THE WESTERN TROPICAL PACIFIC .....	16
THE VARIATIONS IN THE WEST-TO-EAST DOWNSLOPE OF THE SEA SURFACE OF THE PACIFIC OCEAN .....	17
DISCUSSION .....	18
FIGURES – FIGURAS .....	21-42

**VERSION EN ESPAÑOL – SPANISH VERSION**

	Página
EXTRACTO .....	43
INTRODUCCION .....	43
LA VARIACION ESTACIONAL DE LA CIRCULACION ATMOSFERICA Y LA DE LA TEMPERATURA DEL MAR EN EL PACIFICO ORIENTAL TROPICAL .....	44
CAMBIOS INTERANUALES EN LA TEMPERATURA DEL MAR EN EL PACIFICO ORIENTAL TROPICAL .....	45
INDICADORES METEOROLOGICOS DE LA FUERZA VARIABLE DEL SISTEMA DE LOS VIENTOS ALISIOS DEL PACIFICO .....	48
LA ABUNDANCIA DE AGUA CALIDA A LO LARGO DEL ECUADOR EN 1957 Y 1958 .....	52
MODELOS SUGERIDOS DE LOS PATRONES DE LOS FLUJOS NORMALES Y ANOMALOS EN EL OCEANO ECUATORIAL .....	53
REGISTROS SELECCIONADOS DE LAS ISLAS, DE LA TEMPERATURA DEL MAR EN EL PACIFICO CENTRAL TROPICAL .....	54
EL MINIMO EN 1957-58 DE LA TEMPERATURA DEL MAR EN EL PACIFICO OCCIDENTAL TROPICAL .....	57
LAS VARIACIONES DEL GRADIENTE DESCENDENTE OESTE-A-ESTE DE LA SUPERFICIE DEL OCEANO PACIFICO .....	58
DISCUSION .....	59
LITERATURE CITED – BIBLIOGRAFIA CITADA .....	62

**SURVEY OF EL NIÑO 1957-58 IN ITS  
RELATION TO TROPICAL PACIFIC METEOROLOGY<sup>1</sup>**

by

**Jacob Bjerknes**

**Professor of Meteorology, U.C.L.A.**

**ABSTRACT**

The survey aims at demonstrating the close relationship between anomalies of sea temperature observed along the tropical Pacific coast of the Americas and those observed in the oceanwide tropical belt. The survey also covers the variations, from 1952 to the present, of the trade-wind circulations which prove to be responsible for the major part of the anomalies in sea surface temperature. Finally, the thermal feedback effects of the oceanic anomalies upon the large-scale circulation of the atmosphere are treated in a preliminary fashion.

**INTRODUCTION**

Since the publication in 1961 in this Bulletin, Vol. V, No. 3, of: "El Niño study based on analysis of ocean surface temperatures 1935-57" (hereafter referred to as I), our knowledge of the hydrography of the ocean off Peru has been substantially improved through the findings of the STEP-I expedition in September-December 1960 (Wooster 1961). With the new expedition data it was for the first time possible to make a dynamical analysis of the ocean waters between 5°S and 24°S extending from the coast of Peru to 2000 km off-shore (Wyrтки 1963). That investigation is of such fundamental importance for the understanding of the El Niño problem that the present paper must start with a description of the emerging new picture of the current system in the upper part of the ocean off Peru.

Figure 1 is reproduced from Figure 17 in Wyrтки's 1963 publication. It shows the best estimate hitherto available of the dynamic topography of the ocean surface of the eastern Pacific south of the equator. The arrowheads indicate the direction of the geostrophic part of the motion of the surface water.

The "Peru Ocean Current" is seen in the southwestern corner of the map. It arrives from the south and turns westward into the "South Equatorial Current." The bulk of the Peru Current remains well south of 10°S, but some branching northward across that latitude seems to take place west of 88°W. The "Peru Coastal Current" enters the map area along the coast of Chile and continues along the coast of Peru as far north as Callao. The horizontal mass

<sup>1</sup>The research reported on in this article has been sponsored by the National Science Foundation under contract GP 3193.

***ERRATUM:***

*The correct pagination of this Bulletin is 25-86. It should be cited as Volume 12, No. 2, p. 25-86.*

transport of that geostrophic current decreases rapidly from  $15^{\circ}\text{S}$  northward where it has to supply upwelling water that is to be carried oceanward by the wind drift current as well as sinking water that flows oceanward along the bottom.

The "Peru Countercurrent," a new feature in the mapping of currents, flows southward between the Peru Ocean Current and the Peru Coastal Current. The Peru Countercurrent is concealed under a shallow drift current maintained by the SE trade winds, but has a much greater water transport (11 million  $\text{m}^3/\text{sec}$  off Cape Aguja) than that of the drift current. The water supply of the Peru Countercurrent must originate from the Equatorial Sub-surface Current entering the map area south of the Galapagos Islands. The picture of geostrophic flow completed in this manner explains how water of almost equatorial temperature can suddenly appear at the surface of the ocean off Peru when the southeast trade winds during some unusual summer seasons become too weak to produce a drift current overcompensating the geostrophic flow. This is evidently what sets the stage for El Niño conditions.

#### THE SEASONAL VARIATION OF ATMOSPHERIC CIRCULATION AND THAT OF THE SEA TEMPERATURE IN THE EASTERN TROPICAL PACIFIC

The weakening of the trade winds from late winter to late summer is a systematical occurrence over the tropical East Pacific. Figure 2 (reproduced from Figure 1 in I) illustrates that seasonal oscillation by a map showing the observed pressure change from August to March. During that part of the year pressure rises by about 5 mb off Baja California and falls by about 6 mb off northern Chile. At the equator the atmospheric pressure follows the annual rhythm of the southern hemisphere and falls on the average by about 2 mb from August to March (somewhat less near South America). The lines of equal pressure change also represent the streamlines of the vectorial change of geostrophic wind with the direction of such vectorial change indicated by the arrowheads. The greatest increase of trade-wind strength from August to March takes place in the northeast trades from the coast of Southern Mexico and Central America to about  $130^{\circ}\text{W}$ , and simultaneously the southeast trades off the coast of Peru and the easterlies along the equator decrease (the vectorial change there being directed against the prevailing wind).

The influence of this seasonal change of the trade winds upon sea temperature is seen in Figure 3 (reproduced from Figure 8 in I). A zone of maximum fall in sea temperature from August to March is there seen to extend from Baja California westsouthwestwards to  $140^{\circ}\text{W}$ , and a zone of maximum rise in sea temperature is located off the coast of Peru and continues along the equator. These two analogous features in Figure 3 are caused by the seasonal oscillation of the oceanic heat loss (mainly as latent heat) to the at-

mosphere, such loss reaching maximum amplitude where the trade winds have their maximum amplitude of seasonal change.

The greater seasonal amplitude of sea temperature off Peru than in the analogous region off Baja California must be due largely to the shallowness of the wind-driven water layer above the Peru Countercurrent. In the Peru Ocean Current, with its deep mixed layer, the sea surface temperature must necessarily have less seasonal amplitude than in the shallow layer on top of the Peru Countercurrent at corresponding latitude. It is remarkable that the Peru coastal current, whose seasonal amplitude of temperature is boosted by a strong maximum of upwelling in winter, also fails to attain as big a seasonal temperature change as the contiguous open ocean above the Peru Countercurrent.

West of 120°W (Figure 3), the greatest seasonal range of surface temperature is observed in the cold strip of upwelling water at the geographical equator. The upwelling mechanism is maintained by a rather steady wind from ESE which is part of the trade-wind system of the southern hemisphere. The time of maximum intensity of those winds is the southern spring, and October is accordingly the month of lowest temperature, and March that of highest temperature, in the equatorial upwelling water. Once at the surface, the upwelling water moves westward by wind drift and spreads laterally, presumably by eddies. The width of the equatorial zone of cold water is several hundred kilometers, but in years of unusually weak east winds lateral invasions of warm surface water may temporarily cover up the cold water domain.

#### THE INTER-ANNUAL CHANGE IN SEA TEMPERATURE IN THE EASTERN TROPICAL PACIFIC

The inter-annual changes in the geostrophic ocean current pattern in Figure 1 will also call for consideration in a study of the causes of El Niño occurrences. The tidal gauge records now available from several coastal locations from Peru to Panama (Figure 4) may help us visualize the nature of these changes. The following important pieces of information can be gathered from them:

- a. The sea level at the coast of Ecuador and Peru during the period October-November 1960, to which most of the data in Figure 1 refer, was rather close to normal.
- b. The coastal sea level during the 1957-58 El Niño was above normal, in some months even averaging as much as 0.49' above normal.
- c. The coastal sea level during the cold years 1954 and 1955 was below normal.

The sea-level anomalies probably decrease from the coast toward the open ocean and, if so, the cold years 1954 and 1955 must have had an equator-ward component of geostrophic flow superimposed on the "normal" flow pattern of Figure 1, whereas during the warm El Niño years a geostrophic flow component from the equator must have been superimposed.

The excessive warmth of the ocean west of Peru during El Niño years can thus in part be due to geostrophic anomalies weakening the Peru Coastal Current and strengthening the Peru Countercurrent, while, at the same time, the ocean is losing heat at a less than normal rate to the weaker-than-normal southeasterly trade wind.

Figures 5a-d summarize in isopleth form the season-by-season succession of sea temperatures from 1935 to 1941 and from 1947 to 1965 in a trans-equatorial profile from Peru to Costa Rica. Each entry consists of the average of three monthly averages of sea temperature in  $2^\circ$  by  $2^\circ$  squares of latitude and longitude. The varying degree of reliability of these data can be judged by the number of individual observations plotted below the temperature figures. The reliability is best in the waters of great shipping density near Costa Rica, rather poor from there to the equator, and a little better again along the coasts of Ecuador and Peru.

Figure 6 with its two time series of temperature anomalies of the coastal water at Puerto Chicama, Peru,  $7^\circ 48'S$  and La Libertad, Ecuador,  $2^\circ 13'S$ , provides the additional information as to whether the oceanic fluctuations depicted in Figure 5 did reach inshore.

The agreement between Figures 5 and 6 is rather close most of the time. The warming from 1938 to 1939 (Fig. 5a and 5b) is moderate and gradual near the equator and also at La Libertad, whereas Puerto Chicama shows the disappearance of the anomalously cold water at the time of New Year as a very quick process. The same sudden warming is indicated in Figure 5a and 5b to extend as far as  $11^\circ S$ . The ensuing change from 1939 to 1940 was small except for the southern coast of Peru where the summer and autumn of 1940 became much warmer than the year before. During the last months of 1940 the real El Niño warming reached inshore to Puerto Chicama and culminated in January 1941 with a positive anomaly of about 3.9 C. The open ocean at  $7^\circ S$  also reached higher temperatures in the southern summer of 1940-41 than in that of 1939-40 but not by as much as in the coastal water. The change between the two summers must have consisted in the elimination of a narrow strip of upwelling water which still prevented a coastal El Niño in 1939-40.

The first post-World War II years (Figure 5b) passed with rather small year-to-year changes in the Puerto Chicama temperatures until 1950 came as a definitely cold year followed by the seesaw pattern: 1951 warmer, 1952 colder, and 1953 quite warm; 1951 and 1953 could have rated as minor El

Niño years were it not for the fact that in 1951 the maximum positive anomaly occurred in winter and in 1953 the warming did not reach the coast until late in autumn after a summer with slightly negative anomaly. Farther offshore the autumn of 1953 had positive anomalies comparable to those in the real El Niño cases.

The coastal ocean levels recorded in Figure 4 at selected points from Peru to Costa Rica are fairly well in phase with the coastal sea temperatures in Figure 6, thus indicating that anomalous geostrophic components of water motion parallel to the coast may have been directed away from the equator during the warm years 1951 and 1953 and toward the equator in the cold years 1952 and 1954-56. Such alternating anomaly-currents along the coast would make important advective contributions toward the observed coastal temperature changes in Ecuador and northern Peru where the sea isotherms are closely packed, but much less so along the coasts of Colombia, Panama, and Costa Rica.

The El Niño of 1957-58 (Figure 5c) started in early 1957 with a sudden burst of warming at Puerto Chicama and La Libertad (Figure 6) accompanied by large rises in ocean level at all Peruvian stations (Figure 4) and somewhat lesser rises north of the equator. Just as in 1952-53 the warming came a little too late to establish El Niño conditions from the beginning of the summer quarter (Dec-Feb in Figure 5c). After the following relatively mild winter and spring the summer of 1957-58 had a big El Niño temperature surplus off the entire Peruvian coast, and briefly also at Puerto Chicama. The early 1958 El Niño was also recorded as a separate maximum in height of sea level from Peru to Costa Rica (see Puerto Armuelles in Figure 18 and Tumaco and La Libertad in Figure 19).

#### METEOROLOGICAL INDICATORS OF CHANGING STRENGTH OF THE PACIFIC TRADE-WIND SYSTEMS

It is the purpose of this article to look for anomalies in the atmospheric circulation that can have produced the anomalies of sea temperature in the eastern tropical Pacific described in the previous section. It is obvious that the atmospheric analysis based on the very scant observations from ships at sea, and the records from widely separated Pacific Islands, cannot give any clue to the causes of the finer detail in the observed fluctuations of sea temperature. Only the longer trends in the time series of sea temperature can possibly be explained as by-products of corresponding long trends in the behavior of the atmospheric circulation. Such research will also aim at looking for feedback effects from the oceanic temperature anomalies upon the energy supply for the atmospheric circulation. This latter question can only briefly be referred to in this article.

The long trends in eastern tropical Pacific ocean temperatures to be studied have been condensed into the two time series in Figure 7 applying to selected  $2^\circ$  by  $2^\circ$  squares centered respectively at  $9^\circ\text{N}$ ,  $85^\circ\text{W}$  and  $7^\circ\text{S}$ ,  $81^\circ\text{W}$ . The choice of the two locations has been dictated by the density of shipping. The northern check area, off the coast of Costa Rica, has the best data coverage and inherently provides the most reliable averages. The southern check area has less ship density and, moreover, it samples a region with strongly varying temperature from the coast of Peru to the open ocean, which leads to somewhat erratic averages. However, the large-scale features of both curves should be reliable enough for our discussion.

The northern check area samples water from the North Pacific Countercurrent which forms the oceanic thermal equator. The seasonal range of temperature, shown at the right-hand edge of the diagram, amounts to only 2.3 F with a maximum in the northern spring (the sunny season) and minimum in the autumn (the rainy season).

The southern check area samples a more complicated mixture of water from the Peru Coastal Current and the Peru Countercurrent influenced by a varying amount of upwelling. The seasonal range of temperature is large, 7.1 F, with a maximum between the southern summer and autumn and a minimum between winter and spring. Notice that the temperature scale for the southern time series has been chosen half of that for the northern.

What the two curves in Figure 7 mainly show is the similarity in long trends with very little, if any, phase lag. As for amplitudes the southern check area is subject to much greater deviations from normal than the northern. The El Niño years 1953, 1957-58, and (presumably) 1965-66 are at the maxima of the time series both in the northern and southern check areas.

Figure 8 shows some time series of atmospheric pressure, reduced to sea level, at South Pacific islands selected to give indications of the changing strength of the trade-wind system. The data have been gathered from Monthly Climatic Data for the World published by the U. S. Weather Bureau.

Juan Fernandez and Easter Island are located in the subtropical high pressure belt of the South Pacific. When their recorded pressures are above normal it can be assumed that the pressure gradient from the islands to the equator, and hence also the strength of the trade winds, are above normal. This assumption is based on the additional assumption that the atmospheric pressure at the equator is less variable than in the subtropical South Pacific. There is no long island record available near the equator in the eastern Pacific to substantiate this lesser variability of pressure, but the central Pacific has the evidence. The time series for Canton Island ( $2^\circ46'\text{S}$ ,  $171^\circ43'\text{W}$  in Figure 8) and Tarawa ( $1^\circ21'\text{N}$ ,  $172^\circ56'\text{E}$  in Figure 9) illustrate the relatively small amplitudes of pressure near the equator both in the seasonal and the longer trend variations.



Returning to the Juan Fernandez curve in Figure 8 we see a remarkable shift in pressure from the relatively high values during 1952-55 to lower values in 1958. We take that as a likely indication of a weakening of the southeasterly trade winds off South America from 1955 to 1958 which, in turn, must have been the meteorological trend that caused the 1957-58 El Niño. This reasoning, which was tentatively put forward in I on the basis of Juan Fernandez data up to 1959, seems to be receiving a good corroboration from the reported very low pressures in 1965 occurring in conjunction with the El Niño condition toward the end of 1965. The intervening pressure maximum at Juan Fernandez, which apparently came along in 1962, coincided with the coldest winter and spring in the ocean off Peru (Figures 5 and 7). The summers and autumns in the same location became progressively warmer from 1962-63 to 1965-66.

Juan Fernandez and Easter Island are through their pressure records the best available indicators of the southern hemisphere trade-wind strength in the eastern Pacific, but they are by no means ideal indicators. They are too far from the equator to serve as good sensors for the important trade-wind fluctuations near the equator, and they are occasionally influenced by the travelling disturbances in the extra-tropical westerlies. This is evident by the many deviations from the normal seasonal variation of pressure shown at the right-hand edge of Figure 8. Normally the lowest pressure should occur in the autumn quarter, but there are several exceptions. The sharp pressure maximum in spring is a more regularly recurring feature and is of course associated with the known maximum of the equatorial easterlies at that time of the year.

The pressure time series at Tahiti and Apia (Samoa) show a much closer adherence in each individual year to the normal seasonal oscillation. The minimum with few exceptions occurs during the summer and the maximum in winter, that is, about one quarter earlier than in Easter Island and Juan Fernandez. Tahiti shares with the two eastern islands the declining atmospheric pressure from 1955 to 1958-59 and this decline is greatest in the summer season. Hence, the pre-El Niño weakening of the southern hemispheric trade winds in general, and particularly so the summertime trade winds, did extend from South America to the central Pacific. The same holds true for the pre-El Niño years 1962 to 1965.

Apia at  $13^{\circ}48'S$  and Canton Island at  $2^{\circ}46'S$  are located in almost the same longitude ( $171^{\circ}47'$  and  $171^{\circ}43'W$ ) and their pressure difference provides a convenient indicator of the strength of the low latitude flank of the trade winds. The time series of that pressure difference is entered at the bottom of Figure 8. The variations in that time series most strongly resemble those of Apia which have greater amplitude than those of Canton Island. In some summers the Apia-minus-Canton pressure difference becomes negative, meaning that such summer seasons did not have any prevailing trade wind

but doldrum conditions with variable winds slightly more from the west than from the east. If we dare trust the pressure difference to the nearest millibar, or better, the indication would be that the summer seasons 1954-55, 1956-57, 1957-58, 1958-59, 1963-64, and 1964-65 had doldrum conditions south of the equator around  $170^{\circ}\text{W}$ , whereas the summers 1955-56, 1960-61, and 1961-62 had a prevailing trade wind. The difference between these two groups of southern summers has important implications for the equatorial ocean. When the trade winds of the southern hemisphere extend to the equator and beyond there is divergence of the Ekman drift from the geographical equator with concomitant equatorial upwelling. When the winds at the equator are variable and with a resultant, however weak, from the west, the upwelling must cease. We may thus interpret the Apia-minus-Canton curve to the effect that cessation of equatorial upwelling in the mid-Pacific is only a brief summertime interlude. All other seasons are liable to have equatorial upwelling.

Figure 9 contains time series of pressure which can be expected to have a bearing on the changes with time of the northern hemisphere part of the Pacific trade winds. Hilo (Island of Hawaii) and Wake Island both between  $19^{\circ}$  and  $20^{\circ}\text{N}$ , represent the south side of the northern high pressure belt. The seasonal maximum usually occurs in early summer and the minimum between autumn and winter in Hilo, and in the autumn at Wake Island. There are, however, many exceptions in individual years.

Tarawa represents equatorial conditions. Its barometer probably reads a little too high, or else Canton Island a little too low, because the two station pressures must be nearly the same. The seasonal pressure variation at the two stations on either side of the equator is almost the same with a definite minimum in the early months of the calendar year. In other words, it is the southern hemisphere summertime pressure minimum that extends across the equator. The resulting pressure gradient for the mid-Pacific northern trade winds, as measured by the Wake-minus-Tarawa pressure difference, is always positive with a maximum in winter and a minimum in the autumn. The return from weak trade winds in the autumn to strong trade winds in winter is therefore rather sudden. It is noteworthy that the strongest pressure gradients for the trade winds in the longitude of Wake,  $166^{\circ}37'\text{E}$ , occurred in the winter of 1957-58.

Going still farther west (Figure 10) we see the same rise in wintertime pressures from 1955-56 to 1957-58 in the Philippines as in Wake and Hilo, but the corresponding year-to-year change in the pressure gradient for the trade wind (in the Legaspi-minus-Zamboanga curve) is practically nil.

Figure 11 summarizes in map form the wintertime pressure distributions over the North Pacific in 1955-56, 1956-57, and 1957-58. The pressure rise in Hilo, Wake, and the Philippines can be seen to have been part of the building of a high pressure bridge from China to northern Mexico. Also north of that high pressure bridge great changes have taken place. The pressure gradi-

ent for the middle latitude westerlies was very weak the first two winters but intensified together with the intensification of the wintertime trade winds between 1956-57 and 1957-58. The main intensification of the whole North Pacific wind system actually took place during November 1957 just when the El Niño process introduced a new extensive heat source for the atmospheric circulation in the form of warm surface water in the equatorial zone.

There is undoubtedly a causative relation between the sudden appearance of an anomalously warm equatorial heat source and the immediate vitalization of the whole atmospheric circulation over the North Pacific, but the discussion of that problem will not be pursued here. We will next turn our attention to the oceanic processes resulting from the described year-to-year changes of the trade winds.

#### THE ABUNDANCE OF WARM WATER ALONG THE EQUATOR IN 1957 AND 1958

The following description of the temperature maximum of the ocean surface along the equator, which occurred contemporaneously with the 1957-58 El Niño, does not pretend to cover in detail the whole wide-ranging phenomenon from South America westward to the dateline. Most of the equatorial zone, one earth quadrant in west-east extent, is very sparsely covered with data from commercial shipping. It was therefore a stroke of luck that some well-timed BT-profiles across the equator could be assembled and analyzed by Austin into the picture reproduced here as Figure 12. Austin's (1960) story, briefly recapitulated, follows below.

The diagram of Figure 12 contains several transequatorial BT-profiles taken near 145°W. The 60 and 70 F (15.6 and 21.1 C) isotherms, and the shading between them, show the position of the thermocline. The 80 F (26.7 C) isotherm serves to delineate the space occupied by the warmest water, which mainly belongs to the North Equatorial Countercurrent. That current from the west is, in all the separate diagrams in Figure 12, situated where the thermocline drops from shallow depth at 10°N to greater depth around 5°N. A thermocline sloping in this sense can be considered as a "Margules surface" between upper water moving geostrophically to the east and deep water moving very little.

Whereas these Countercurrent features can be identified without much basic variation from case to case in Figure 12, quite dramatic differences in thermal structure did take place south of the Countercurrent. The normal condition can be said to be represented by the profiles marked September 1955 and October 1957, both showing upwelling water colder than 80 F at the equator spreading from there two or three degrees northward and about twice as far southward. December 1955, part of an unusually cold year, shows a wider equatorial belt of upwelling water colder than 80 F, whereas Decem-

ber 1957 shows no equatorial upwelling at all. The 80 F isotherm actually has its greatest depth of 500-600 feet at the equator. The great equatorial warming down to such a depth from October to December 1957 must have come about by sinking motion, possibly aided somewhat by anomalous water advection from the west.

These findings by Austin bring us to a consideration of what mechanism is involved in creating sinking water motion instead of the normal upwelling at the equator.

#### SUGGESTED MODELS OF NORMAL AND ANOMALOUS FLOW PATTERNS IN THE EQUATORIAL OCEAN

Reid's map (Reid 1961) of the normal topography of the surface of the Pacific Ocean (Figure 13) is by definition also a streamline map of the geostrophic flow of the water near the surface.<sup>2</sup> In the low latitudes with which we are concerned the zonal components of the geostrophic flow dominate. Passing from north to south on the map we see the westward-flowing North Equatorial Current as the southern part of the large subtropical anticyclonic gyre centered south of Japan. South of the topographic depression extending from the Mindanao coast at 8°N to the Central American coast at 10°N the meridional slope of the ocean maintains the eastward geostrophic flow of the North Equatorial Countercurrent. The southern flank of that current runs along a topographic ridge located only one or two degrees north of the equator in the western Pacific but roughly 5°N in the eastern half of the ocean. Finally, a trough of the surface topography runs along the geographical equator straight across the ocean and maintains the westward component of geostrophic flow both north and south of the trough line.

Along the equatorial trough the ocean level is rising from South America to New Guinea by about 0.7 dynamic meters due to the wind stress of the prevailing equatorial easterlies. The largely zonal geostrophic flow on either side of the equator therefore has a systematic, albeit small, component toward the equator. Such geostrophic convergence of surface water must prevail at the equator at all times, because the zonal slope of the equatorial ocean, although somewhat variable with time, never ceases to be directed downhill from west to east.

We can now combine the geostrophic and the wind drift motion into a composite schematic flow model applicable in the vicinity of the equator (Figure 14). The model is based on existing theories of ocean currents, particularly those of Ekman (1902) and Montgomery and Palmén (1940). The profile along the equator in the upper left drawing shows the sea surface sloping down from west to east with maximum inclination near 130°W longitude in accordance with Reid's topographic map in Figure 13. The thermo-

<sup>2</sup>The charts and maps of this paper include corrections for variations in atmospheric pressure. A 1 mb deviation from standard pressure is assumed to equal 1 cm change in the topography.

cline has the opposite slope whose locus of maximum inclination is also near  $130^{\circ}\text{W}$ . The inclination of the thermocline is between two and three orders of magnitude steeper than that of the sea surface and is adjusted such that the isobaric surfaces are refracted from their tilting position, induced by the tilting sea surface, into a quasi-horizontal position in the deep water. With that kind of pressure field the zonal flow component of the water must be negligible below the thermocline, while being eastward-directed and rather strong just above the thermocline. This is the Equatorial Undercurrent. It does not normally extend up to the surface because there it is over-compensated by the westward wind drift.

In the extreme case of a cessation of the easterly wind the wind drift would immediately cease too, while the eastward gravity flow would continue as long as the ocean surface is tilting. This condition is illustrated in the lower left part of Figure 14. All the water above the thermocline would then flow to the east. This is the so-called "surfacing" of the Equatorial Undercurrent which does occur temporarily when the westward wind stress becomes too weak to balance the eastward downhill component of gravity.

The two right-hand sketches in Figure 14 show the flow components in meridional profiles applicable where the ocean surface has a definite zonal tilt. In the normal case with westward wind drift (upper right) there is a divergence of the wind drift from the equator. This wind drift divergence is rapidly decreasing with depth and is over-compensated by the geostrophic convergence in the lower part of the mixed layer. Approximately at the thermocline also the geostrophic convergence vanishes and the deepwater remains virtually motionless. Upwelling at the equator from depths not exceeding that of the thermocline completes the meridional flow picture.

The cessation of the easterly winds (Figure 14, lower right) permits the geostrophic convergence to act unopposed also at the ocean surface. If remaining sufficiently long such flow would make the ocean surface bulge upward at the equator instead of downward, and the water sinking at the equator would depress the thermocline. The latter process was probably responsible for most of the descent of the thermocline from October to December 1957 shown in Figure 12. However, the horizontal water advection from the west, if extending a little beneath the thermocline, would also contribute somewhat toward the observed change with time of the field of temperature.

#### SELECTED ISLAND RECORDS OF SEA TEMPERATURE IN THE CENTRAL TROPICAL PACIFIC

Figure 15 illustrates by means of time series the changes in ocean temperature anomaly observed during the years 1955 to 1960 at Johnston and Christmas Islands to the north of the equator and Canton and Samoa Islands to the south. The temperature maximum in 1957-58, indicated by the BT-

profiles in Figure 12, shows up clearly in the temperature anomalies of Christmas Island  $1^{\circ}59'N$ , located at the northern fringe of the tongue of equatorial upwelling water, and Canton Island  $2^{\circ}48'S$  at the southern fringe of the same cold tongue. The warming-up by the invasion of warm water from the north and the south is shown to be a gradual process over the years 1956 and 1957. The sustained rise in temperature anomalies ends in October 1957 at Canton Island and in December 1957 at Christmas Island after having brought a warming of 6 to 7 F from the preceding minimum by the end of 1955.

In October 1957, when the BT-profile in Figure 12 still showed the normal temperature distribution indicative of equatorial upwelling, the temperature anomaly at Christmas Island, ten to fifteen degrees longitude farther west, was already +1.8 F, and at Canton Island, another fourteen degrees farther west, the temperature anomaly was +3.2 F and had reached a preliminary peak. This earlier start of the warming farthest west must have resulted from the early weakness (or elimination) of the trade winds shown by the Apia-minus-Canton pressure difference (Figure 8) at the beginning of 1957. Tahiti, at the approximate longitude of the BT-profiles, did not have as pronounced a pressure minimum in the summer of 1956-57 as shown by Apia, and the first real cessation of the trade winds and upwelling near the equator north of Tahiti must have come in the summer of 1957-58. The pressure at Tahiti in that summer averaged 1 mb lower than the summer before. This agrees well with the observed timing of the first cessation of upwelling in Figure 12, namely between October and December 1957.

The resumption of upwelling was not observed by BT, but we may assume that it came well before the southern winter of 1958 when the trade wind must have been established as it always is in that season. The Christmas Island anomaly started decreasing right after December 1957 and that of Canton Island after February 1958. Thereafter the time series of the two islands are rather similar and reach a minimum in October-November 1958. The equatorial upwelling through the southern winter and spring of 1958 had by that time reduced the positive temperature anomalies by 1.8 F at both islands.

A new cessation of upwelling is indicated by the rise of the Christmas and Canton temperature anomalies to a last peak around New Year 1958-59 and by the simultaneous negative extreme of the Apia-minus-Canton (and Tahiti-minus-Canton) pressure difference in Figure 8.

The following southern winter of 1959 ends the positive temperature anomalies at Christmas and Canton Islands, and the following southern summer fails to produce a trade-wind minimum of sufficient amplitude to permit a repetition of the warming performance of the preceding years. Not until the summers of 1963-64 and 1964-65 do we observe (Figure 8) the same low pressure extremes in Apia and Tahiti which should introduce El Niño conditions, again with Apia reaching the extreme one summer earlier than Tahiti.

The temperature variations recorded in Figure 15 by Johnston Island in the northern, and Apia and Pago Pago in the southern, trade-wind belt are much smaller than those just discussed near the equator. The relatively large temperature rise in the intermittent record at Apia from 1956 to 1957 must be considered rather doubtful since neighboring Pago Pago does not show any comparable rise. In subsequent years, 1958 to 1960 inclusive, there is a reasonable similarity between these two stations, and their pattern of variations has none of the large extremes observed near the equator.

Figure 16 demonstrates, by means of seasonal pressure time series for Hilo (Island of Hawaii), the complexity of the behavior of the northern hemisphere trade-wind circulation compared to its southern counterpart. Tahiti, a southern analogue to Hilo, only two degrees closer to the equator and five and a half degrees farther east, is also represented in Figure 16 with the pressure time series for the two extreme seasons, summer and winter. The southern summer curve in particular shows very little short-period irregularity, so that the long trends stand out very clearly with three minima marking the El Niño conditions (the first apparently related to the abortive El Niño off South America in 1953, the second representing the full-scale El Niño in 1957-58 and the third evolving in 1965). The southern winter curve at Tahiti runs at higher pressure than the summer one at all times and with rather little year-to-year variations. The southern spring and autumn curves (not entered) are at all times located at pressures between the summer and winter ones.

Not so at Hilo. The four seasonal time series of pressure have very different shapes and are entered in Figure 16 with a staggered pressure scale to avoid confusion. The summer and autumn time series, shown on a joint pressure scale, are the only ones showing the pressure minimum, and in terms of winds, also the trade-wind minimum associated with the 1957-58 El Niño. The long trend of decrease in the autumn pressures from 1017.3 mb in 1953 to 1013.7 mb in 1958 looks in retrospect as a useful warning sign of a pending El Niño and also seems to perform the same service from 1962 to 1965. Anyway, the time series of autumn pressure at Hilo (or Honolulu) seems to be a more useful predictor than the time series of Honolulu annual pressure which was tentatively recommended in I. It is also quite natural that the autumn, which each year brings the equatorial low pressure system to its farthest north position, should record an El Niño in the making by a descending time series of pressure at Hilo. The progressive decrease of autumn pressures in Hilo does, however, not necessarily indicate a year-to-year northward displacement of the doldrum trough of low pressure. From 1955 to 1958, for instance, the Tahiti spring season pressures decreased by 2.7 mb, practically the same as the simultaneous decrease in Hilo autumn pressure by 2.6 mb. Keeping in mind that the equatorial pressures change much less from year to year than in adjacent zones north and south, we have thus in terms

of winds from 1955 to 1958 a weakening of the southern hemisphere spring-time trade winds with its simultaneous parallel in the weakening of the northern hemisphere autumn trade winds.

The weakness of the northern summer and autumn trade winds in 1957 shown in Figure 16 led to the maximum positive anomaly of sea temperature at Johnston Island (Figure 15) in October and November that year. But an immediate drop followed in December 1957 and continued in January 1958. This was apparently caused by the already-mentioned strengthening of the trade winds (Figure 11) which took place in the winter hemisphere as a feedback effect of the sudden expansion of the warm-water area in the equatorial zone (Figure 12).

The lower latitudes, represented in Figure 16 by Christmas Island and the check point at  $9^{\circ}\text{N}$ ,  $85^{\circ}\text{W}$  off Costa Rica, also record the temperature drop due to the strengthening northeasterlies in early 1958. At both locations, however, the temperature anomalies increased to another maximum in January 1959. The abruptness of the following cooling at Christmas Island is of course due to the resumption of upwelling at the equator under the influence of the 1959 southern winter maximum of trade winds. The check point off Costa Rica as could be expected got the same cooling more slowly, and by less amount, through lateral mixing of cold equatorial water into the warmer Countercurrent water.

#### THE 1957-58 MINIMUM OF SEA TEMPERATURE IN THE WESTERN TROPICAL PACIFIC

The island stations of Guam ( $13^{\circ}26'\text{N}$ ,  $144^{\circ}39'\text{E}$ ) and Truk ( $7^{\circ}27'\text{N}$ ,  $151^{\circ}51'\text{E}$ ) whose time series of sea temperature anomalies are exhibited in Figure 17, had a relatively cool winter in 1957-58 while the eastern tropical Pacific was anomalously warm. In the Guam and Truk area only the winter and spring have a persistent and relatively strong trade wind. The summer and autumn winds are more variable and become southerly or southwesterly over the Philippines (the Asian Summer Monsoon). The winds responsible for the observed cooling of the ocean at Guam, and to a lesser degree at Truk, from 1956 to the end of 1957 must have been the trade winds of winter and spring. The increase of the trade winds from the winter 1955-56 to that of 1957-58, observed through the Wake-minus-Tarawa pressure gradient (Figure 9), may have applied also to the Guam and Truk region and, if so, would explain the negative sea temperature anomalies under consideration. As for Truk, upwelling may also have been a cooling factor as demonstrated by Figure 18.

The ocean level time series from tidal gauges at Davao (Mindanao) ( $7^{\circ}5'\text{N}$ ,  $125^{\circ}38'\text{E}$ ), Truk ( $7^{\circ}27'\text{N}$ ,  $151^{\circ}51'\text{E}$ ), and Kwajalein ( $8^{\circ}44'\text{N}$ ,  $167^{\circ}44'\text{E}$ ), which have been assembled in Figure 18, show a remarkable minimum



by the end of 1957. At Davao the December 1957 average went 0.8 feet or 24 cm below normal, a value which is probably not quite representative of the open ocean, because the strong south-flowing Mindanao Current probably maintains coastal eddies. However, the monthly averages of 17 to 18 cm below normal at Truk and Kwajalein must represent a real lowering of the ocean surface. The three stations are located along the trough of ocean topography (Figure 13) marking the limit between the west-flowing North Equatorial Current and the east-flowing Countercurrent. Guam at  $13^{\circ}26'N$  does not show any trace of the minimum in height of ocean level displayed by the three stations along the ocean trough and, consequently, the ocean slope north of the trough and the geostrophic part of the North Equatorial Current must have had a sharp maximum at the time of maximum depth of the ocean trough. Most likely the same reasoning applies also to the Countercurrent south of the ocean trough, but no tidal gauge is available there to check the idea.

The response of an ocean with thermocline structure to the sudden intensification of an ocean trough must be the build-up of the thermocline ridge beneath. While this goes on upwelling takes place in the ocean trough. When the ocean trough afterwards weakens to its normal shape the internal water motion is reversed and sinking replaces upwelling. As for the sea surface temperature, it should fall during the upwelling and rise again during sinking of the recently upwelled water, hence the sea surface temperature would pass through a minimum at the time of deepest ocean trough. This is also what the combination of the time series of sea level anomalies (Figure 18) and that of sea temperature anomalies at Truk (Figure 17) would suggest. As for the making of quantitative estimates of this effect compared to that of ocean-atmosphere heat transfers, further specialized measurements would be necessary.

#### THE VARIATIONS IN THE WEST-TO-EAST DOWNSLOPE OF THE SEA SURFACE OF THE PACIFIC OCEAN

Figure 18 also displays for comparison one of the Central American records of ocean level changes. The selected recording station, Puerto Armuelles, is located at approximately the same latitude as the west-Pacific stations in the same diagram. The opposition in the trends of ocean level changes in the western and eastern Pacific is quite striking, the western stations having their maximum negative anomaly of height of ocean level at the same time as the maximum positive anomaly at the Central American coast. At that time, December 1957, the dynamic height difference of the ocean surface from Kwajalein to Puerto Armuelles must have been about 0.28 dynamic meters below its normal. Judging from the normal ocean topography in Figure 13, the December 1957 anomaly must have just about flattened the ocean slope to zero between Kwajalein and Puerto Armuelles.

Figure 19 displays some time series of sea level anomalies at stations close to the equator. Unfortunately none are available west of the dateline. Canton Island and Christmas Island had rising water level from June to November 1957 in opposition to the simultaneous falling level at Kwajalein. It seems impossible to ascribe this difference simply to the change in geographical longitude. Rather, we must interpret the rise at Canton and Christmas as the filling of the equatorial ocean trough in conjunction with the temporary surfacing of the equatorial undercurrent, which is shown in the BT-profiles at  $145^{\circ}\text{W}$  in Figure 12. The same phenomenon is repeated over a shorter period of time and with less amplitude toward the end of 1958. Also, a double maximum of ocean level is shown at Canton Island in the two El Niño-type disturbances 1957-58 and 1958-59, perhaps indicating two brief periods of surfacing. But such detail, of course, cannot be analyzed with certainty without more oceanographic data.

Tumaco and La Libertad on the coast of Colombia and Ecuador show the 1957-58 maximum sea level anomaly as a bigger feature than the repeated maximum in early 1959, while at Canton Island they were both of about equal magnitude.

Since the big deviations from normal sea level are of the same sign and similar amplitude at all stations in Figure 19, the height difference between the equatorial mid-Pacific water level and that at the coast of Colombia and Ecuador always remains positive. The same is of course true for the steepest part of the slope along the equator, namely from the dateline to about  $110^{\circ}\text{W}$ . That is the stretch where the Equatorial Undercurrent is most strongly propelled by gravity and where the geostrophic convergence sometimes overcompensates the wind drift divergence. At the approach toward the Galapagos Islands ( $90^{\circ}\text{W}$ ) the Undercurrent is finally retarding and spreading out while flowing uphill for some distance.

## DISCUSSION

The survey in this article repeatedly shows the importance of studying South Pacific meteorology and oceanography in order to find the causes of El Niño occurrences. El Niño is a summer phenomenon of the southern hemisphere and the high sea temperature measured in that season is a by-product of the annual insolation maximum, especially in the trade-wind belt where there is little cloud. Real El Niño summers are rare and differ from the average summer by anomalously weak trade winds.

In weak trade-wind regimes the heat transfer to the atmosphere, both in sensible and latent form, is below normal, and more than normal amounts of heat remain stored in the ocean thus raising its surface temperature. The resulting positive anomalies of sea temperature are not very great but extend over vast ocean areas. The surplus heat stored in such areas is a significant

potential source of thermal energy for the atmosphere as soon as the trade winds pick up strength.

Weakness of the trade winds has more sudden and spectacular ocean effects in terms of temperature induced by the cessation of upwelling. The areas directly affected are a narrow coastal strip off Chile and Peru plus an equatorial, not quite so narrow, strip extending westward to the dateline. Wherever an area of upwelling water happens to be covered up by the invasion of warm surface water the atmosphere is exposed to a new heat source creating vertical convective exchange and rainfall. The disappearance of the equatorial cold water zone (Figure 12) over much of its whole length, more than half way across the Pacific, is an event of great consequences in the atmosphere. The strengthened equatorial heat source stimulates the atmospheric circulation far and wide, especially in the winter hemisphere (Figure 11). Thereby the increasing winter trade winds also tap increasing amounts of ocean heat that were stored during the period of trade-wind weakness, thus adding magnitude to the new burst of energy of the total atmospheric circulation.

The time series representing in the simplest form the long-term variations of the southern trade winds were obtained from Tahiti and Apia (Figures 8 and 16). The pressure at those stations records with great regularity a winter maximum and a summer minimum and, moreover, rather smooth long trends in the summertime pressure surpassing in amplitude the wintertime long trends. The amplitudes of seasonal and long trend variations decrease decisively toward the equator (shown in Figure 8 by Canton Island), so that the Tahiti and Apia pressure time series can be interpreted in terms of pressure gradients (usually directed toward the equator) and likewise in terms of trade-wind strength.

A long-term cycle in the South Pacific trade-wind circulation, say from 1955 to 1961, seems to proceed as follows:

In the pre-El Niño years 1955 to 1957 the maximum summertime width of the equatorial trough of low pressure increases from year to year and the summertime trade winds become weaker from year to year. The tapping of the heat surplus of the oceans in the trade-wind belt then sinks below normal efficiency in the summertime and the sea temperature rises from year to year. This in turn widens the summertime low pressure trough, thus completing one cycle of our reasoning. Repetition of the cycles leads toward El Niño conditions with the crowning in 1957-58 of the cessation of equatorial upwelling and the concomitant sudden increase of warm water area.

The pre-El Niño trend in the North Pacific trade-wind belt proceeded analogously as far as northern summer and autumn are concerned. But the northern winters reversed the trend of decreasing trade winds after a minimum of strength in 1955-56 to a maximum in 1957-58, the latter northern winter coinciding with the maximum warmth of the equatorial ocean. This

stimulation of the North Pacific trade winds must have been caused first by the increased latent heat transfer within the trade-wind belt, thereafter also from the anomalously warm equatorial ocean.

The corresponding intensification of the wintertime trade winds in the South Pacific could be expected to be less pronounced, because equatorial upwelling was again operating in the winter of 1958. Tahiti's winter pressures (and trade winds) actually show a remarkable constancy from pre-El Niño to post-El Niño years, whereas summertime pressures (and trade winds) decrease from 1955-56 to 1958-59 and increase to a maximum in 1961-62. The observed increase of summer trade winds in post-El Niño years can be assumed to take place by a reversal of the processes schematically described above for the pre-El Niño trend.

For a complete understanding of the nature of the mid-Pacific anomaly trends of trade winds and sea temperature, and for a possible prediction of such trends, much more data collection in the ocean and the atmosphere will be needed. A regular repetition of BT-profiles from Hawaii to Tahiti (or Apia) around the seasons, and covering several years, would be a logical next step. The rhythm of changes in ocean conditions near the tropical coast of the Americas is so well correlated with mid-Pacific trends that an advancement in the understanding of the latter would be beneficial also to coastal fishery interests.

While waiting for the extended collection and transmission of mid-Pacific BT-profiles, the best shortcut toward forecasting of El Niño's may be to watch the time series of the Apia to Canton Island atmospheric pressure gradient. The trade winds corresponding to that pressure gradient weakened sufficiently for the equatorial upwelling to be more or less eliminated already during the southern summer 1956-57, one year before full-scale El Niño conditions established from the mid-Pacific to South America. Similar early notice was served before the next El Niño in that the critical trade-wind weakness at the Apia-Canton Island longitude,  $172^{\circ}\text{W}$ , occurred already in the summer of 1963-64.

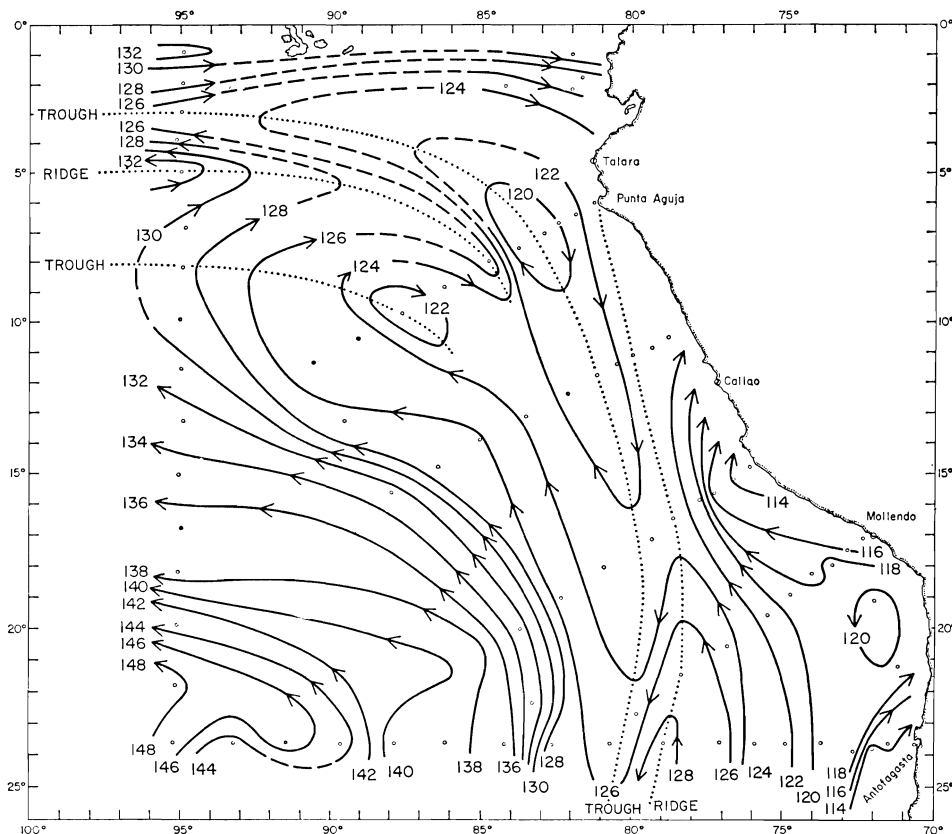
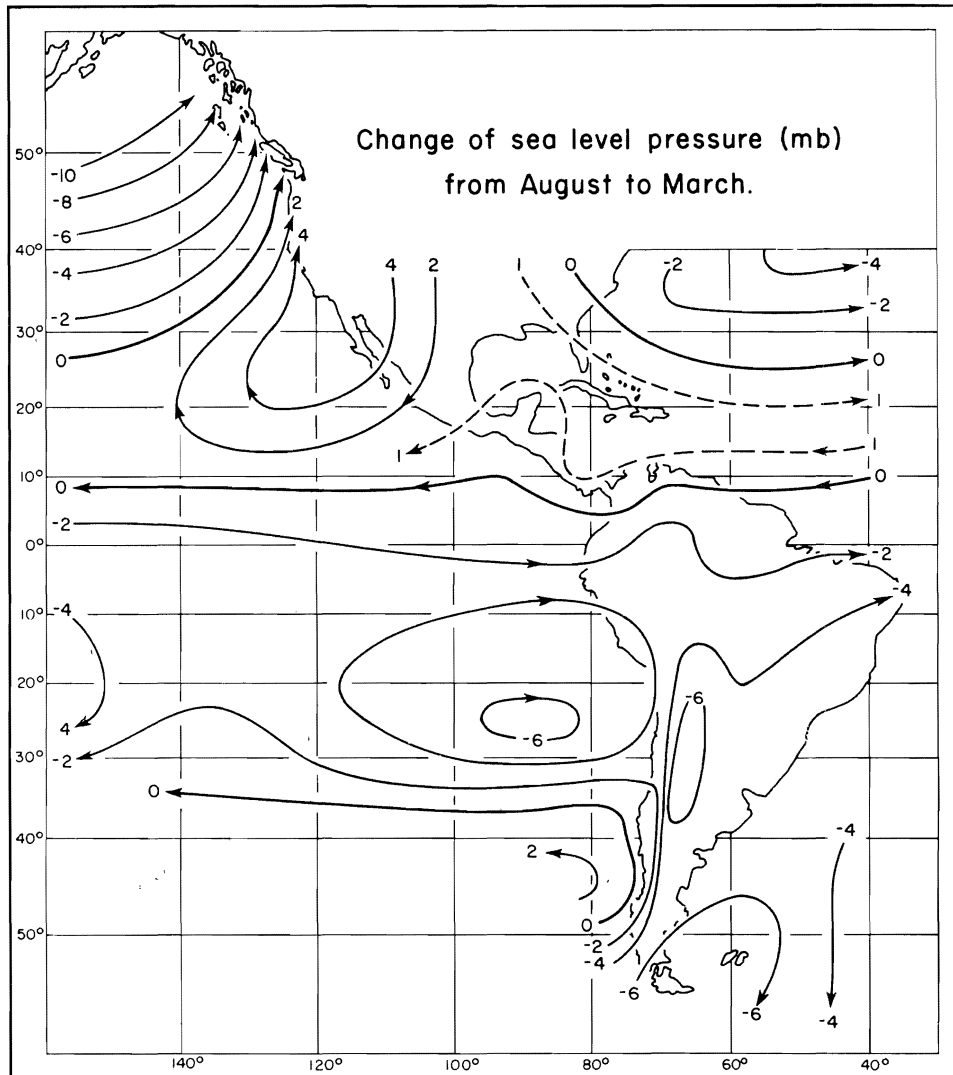


FIGURE 1. Geopotential topography of the sea surface relative to the 1000-decibar surface in dynamic cm. The position of troughs and ridges are indicated. Broken lines represent extrapolation (from Wyrki 1963).

FIGURA 1. Topografía geopotencial de la superficie del mar relativa a la superficie de 1000-decibares en cm dinámicos. La posición de las concavidades y depresiones son indicadas. Las líneas interrumpidas representan extrapolación (según Wyrki 1963).



**FIGURE 2.** Pressure change (mb) from August to March.  
**FIGURA 2.** Cambio de presión (mb) de agosto a marzo.

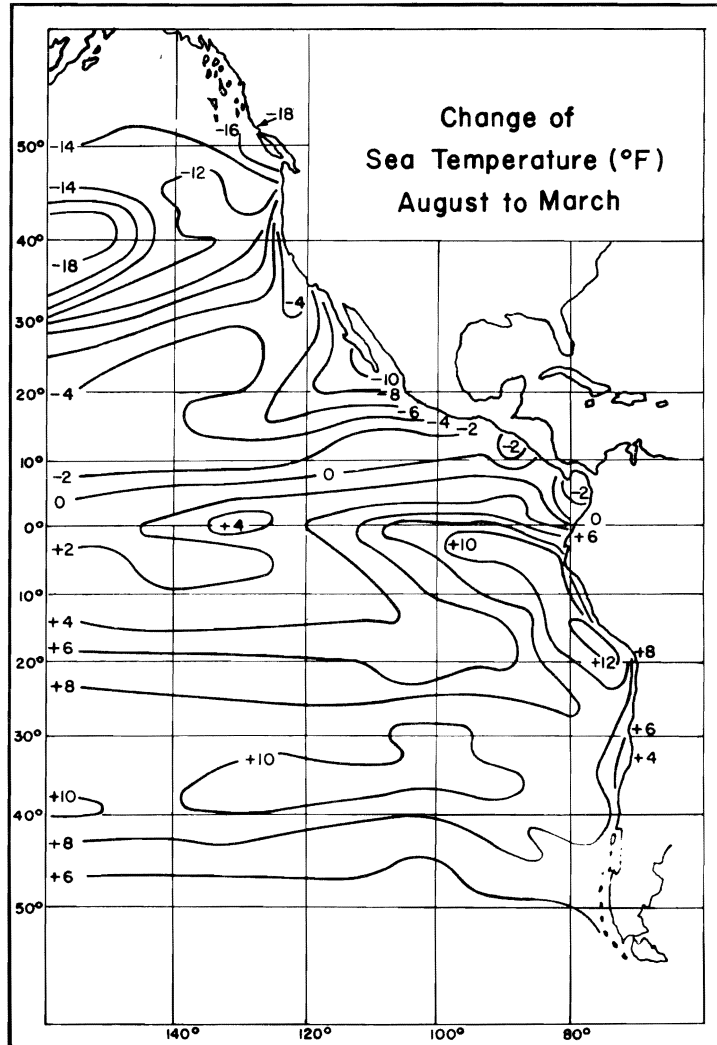


FIGURE 3. Change of sea temperature (°F) From August to March.  
FIGURA 3. Cambio de la temperatura del mar (°F) de agosto a marzo.

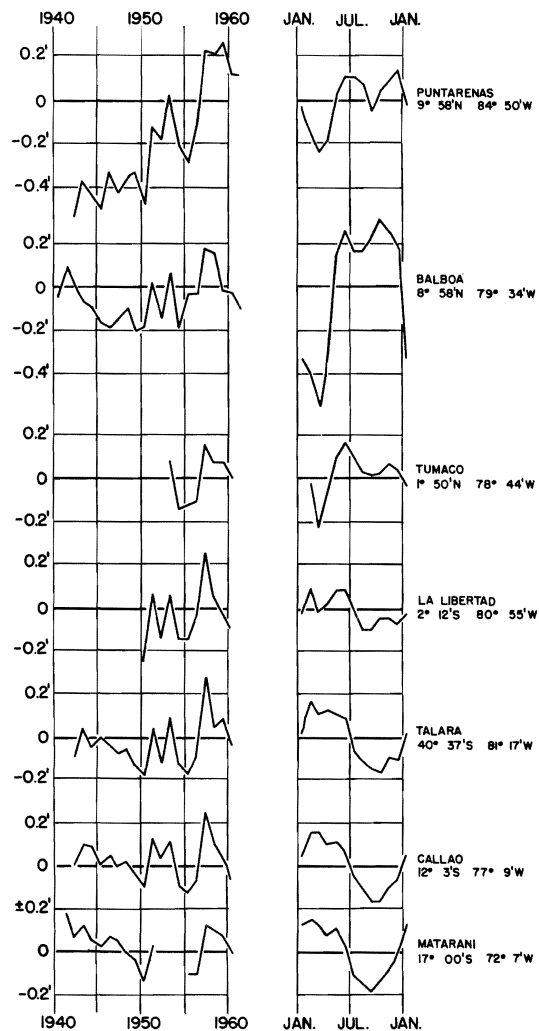


FIGURE 4. Tidal gauge records (heights in feet) at selected ports from Costa Rica to Peru, 1940-1960. Average monthly values are plotted on the right to illustrate average seasonal changes.

FIGURA 4. Registros del mareógrafo (elevación en pies) en puertos seleccionados de Costa Rica al Perú, 1940-1960. Los valores medios mensuales se grafican al lado derecho para ilustrar el promedio de los cambios estacionales.



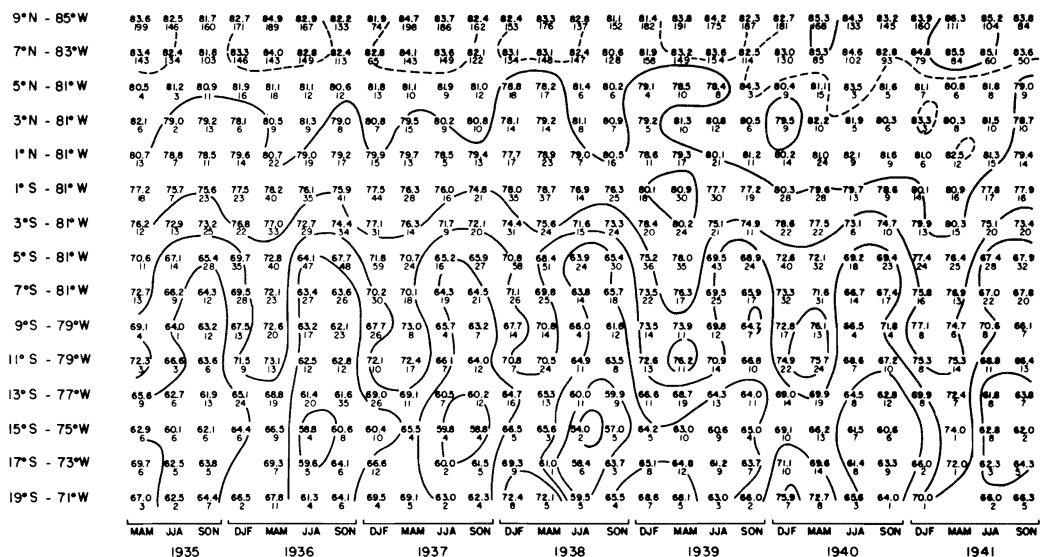


FIGURE 5a. Sea temperature (°F) isopleths from 1935 to 1941 for a transect from Costa Rica to Peru.

FIGURA 5a. Isopletas de la temperatura del mar (°F) de 1935 a 1941, correspondientes a un perfil transeccional desde Costa Rica al Perú.

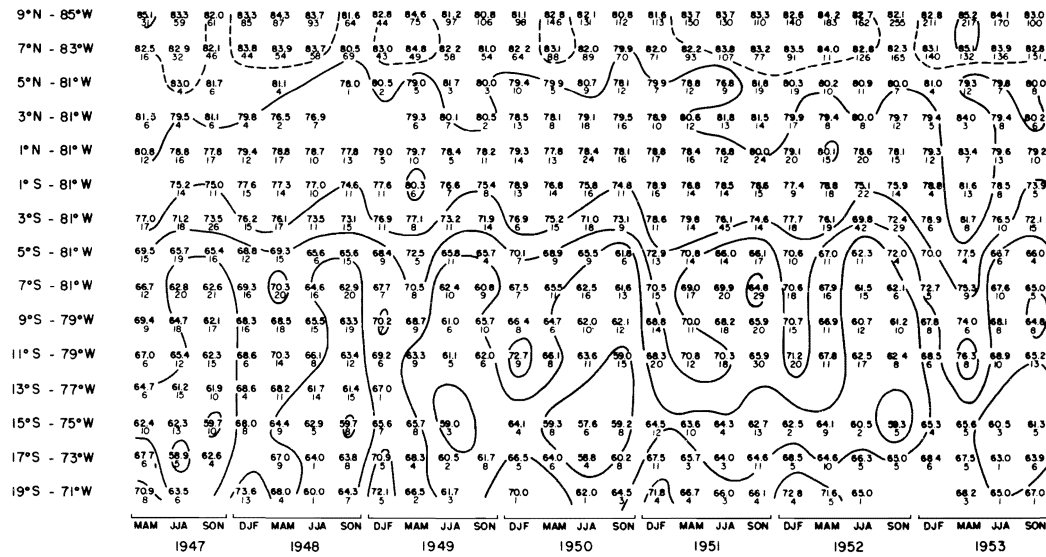


FIGURE 5b. Sea temperature (°F) isopleths from 1947 to 1953 for a transect from Costa Rica to Peru.

FIGURA 5b. Isopletas de la temperatura del mar (°F) de 1947 a 1953, correspondientes a un perfil transecuatorial desde Costa Rica al Perú.

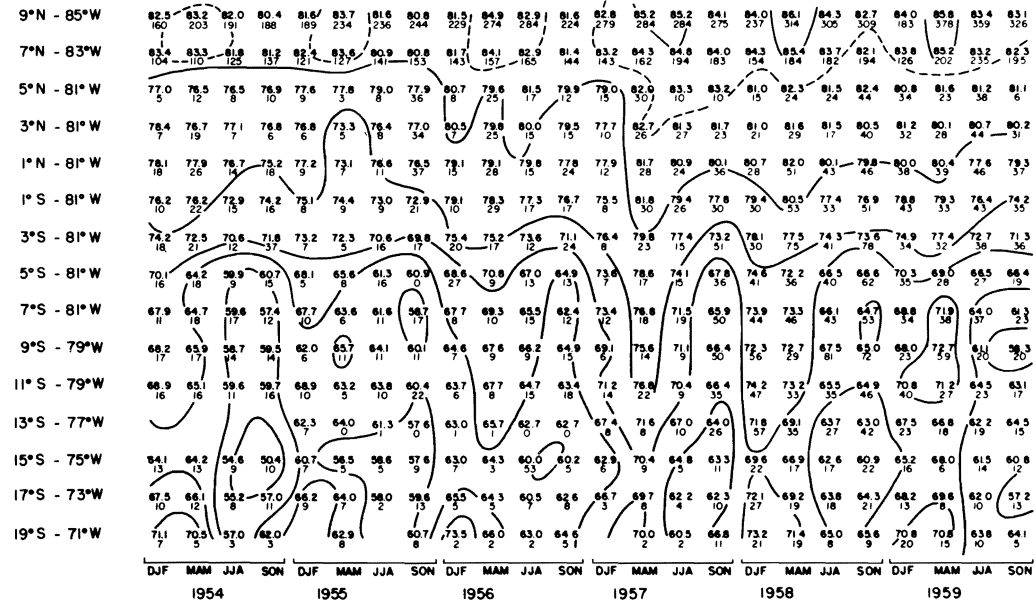


FIGURE 5c. Sea temperature (°F) isopleths from 1954 to 1959 for a transect profile from Costa Rica to Peru.

FIGURA 5c. Isopletas de la temperatura del mar (°F) de 1954 a 1959, correspondientes a un perfil transectorial desde Costa Rica al Perú.

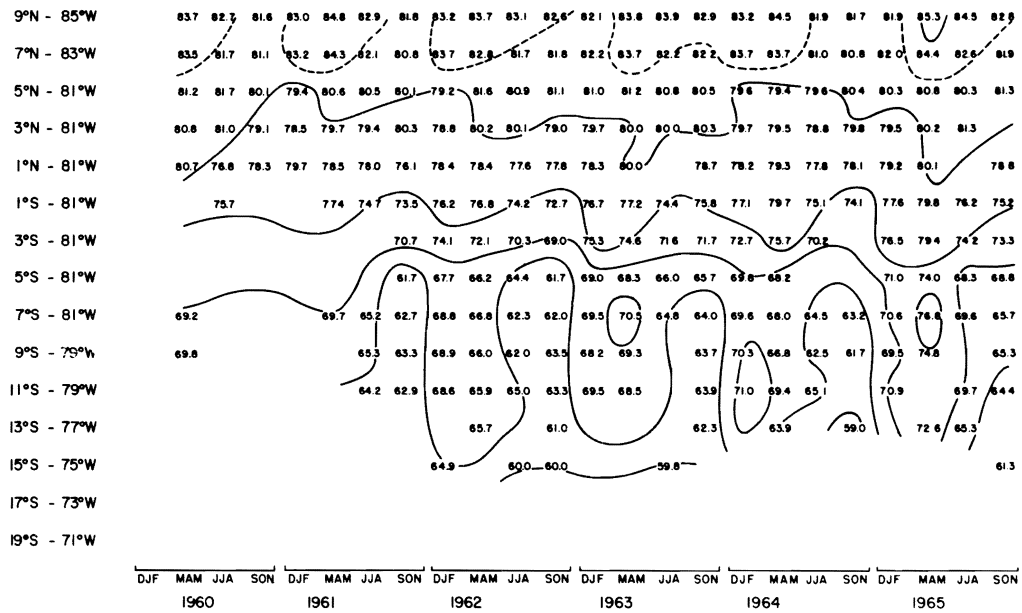


FIGURE 5d. Sea temperature (°F) isopleths from 1960 to 1965 for a transequal profile from Costa Rica to Peru.

FIGURA 5d. Isoplethas de la temperatura del mar (°F) de 1960 a 1965, correspondientes a un perfil transecual desde Costa Rica al Perú.

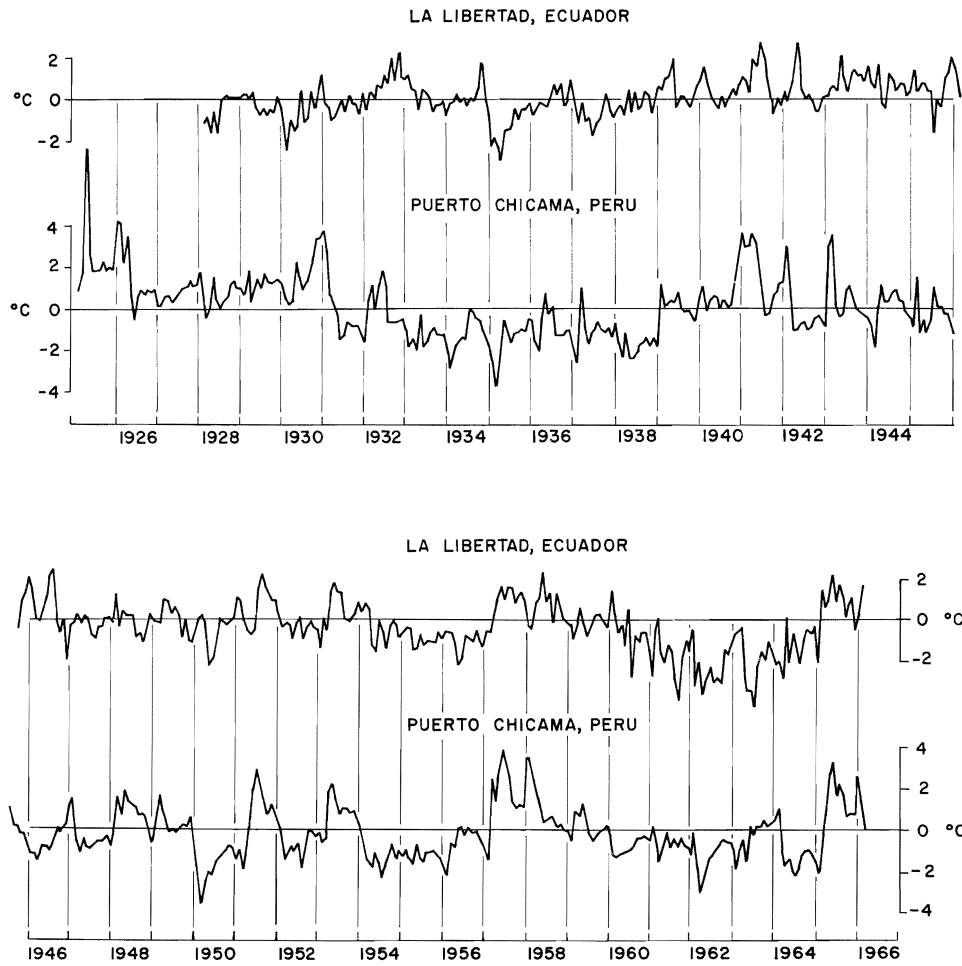


FIGURE 6. Time series of monthly temperature anomalies ( $^{\circ}\text{C}$ ) at La Libertad ( $2^{\circ}21'\text{S}$ ,  $80^{\circ}55'\text{W}$ ) and Puerto Chicama ( $7^{\circ}42'\text{S}$ ,  $79^{\circ}27'\text{W}$ ).

FIGURA 6. Serie de las anomalías mensuales de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) en la Libertad ( $2^{\circ}12'\text{S}$ ,  $80^{\circ}55'\text{W}$ ) y Puerto Chicama ( $7^{\circ}42'\text{S}$ ,  $79^{\circ}27'\text{W}$ ).

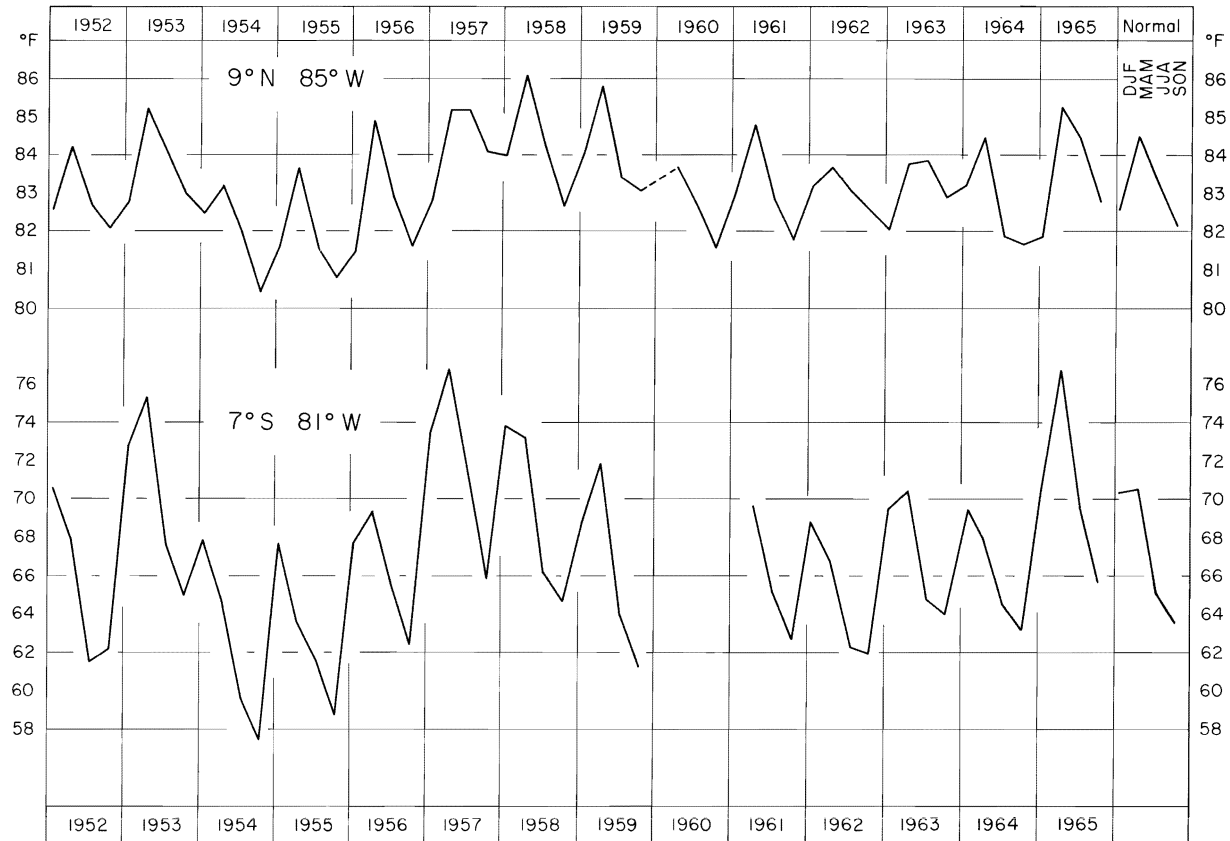


FIGURE 7. Time series of quarterly sea temperatures ( $^{\circ}\text{F}$ ) in  $2^{\circ}$  by  $2^{\circ}$  check areas centered  $9^{\circ}\text{N}$ ,  $85^{\circ}\text{W}$  and  $7^{\circ}\text{S}$ ,  $81^{\circ}\text{W}$ . Note that the temperature scale for the southern area is half that for the northern area.

FIGURA 7. Serie cronológica de las temperatura trimestrales del mar ( $^{\circ}\text{F}$ ) en áreas cuadradas de  $2^{\circ}$  por  $2^{\circ}$ , centralizadas a los  $9^{\circ}\text{N}$ ,  $85^{\circ}\text{W}$  y  $7^{\circ}\text{S}$ ,  $81^{\circ}\text{W}$ . Obsérvese que la escala de temperaturas del área meridional es la mitad de la del área septentrional.

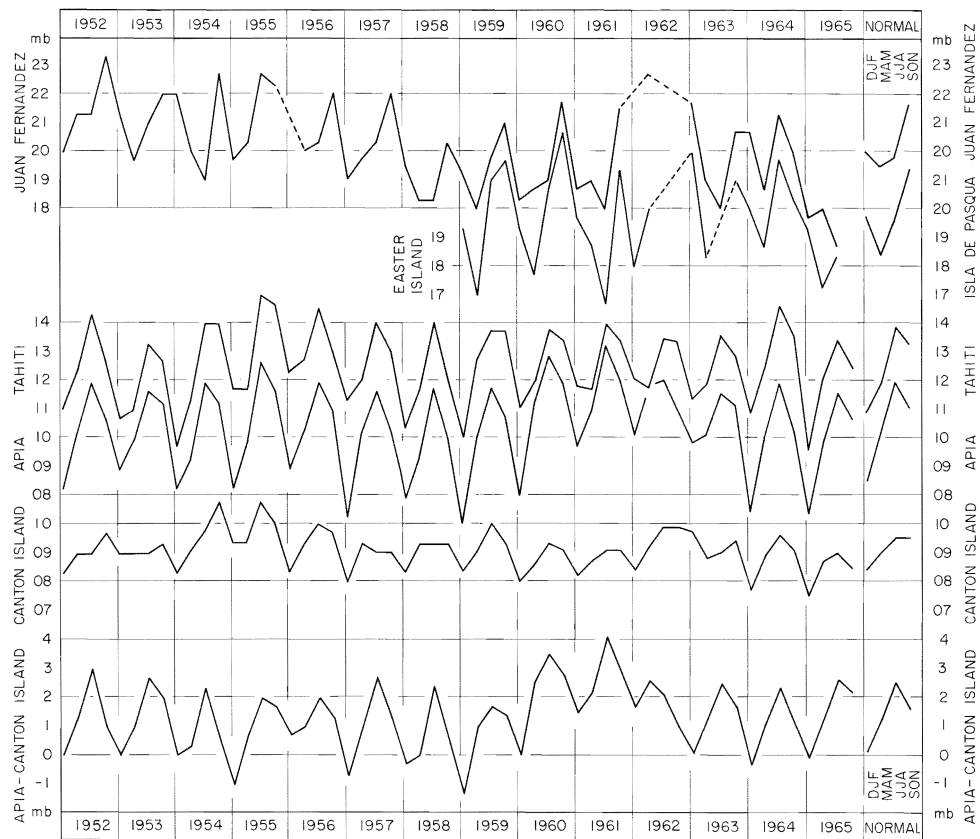


FIGURE 8. Time series of quarterly surface pressure at selected island stations in the South Pacific — Juan Fernandez (33°37'S, 78°52'W); Easter Island (29°9'S, 109°27'W); Tahiti (17°33'S, 149°37'W); Apia (13°48'S, 171°47'W); and Canton Island (2°46'S, 171°43'W). A time series of pressure differences, Apia minus Canton, is shown at the bottom.

FIGURA 8. Serie de la presión trimestral superficial en las estaciones de islas seleccionadas en el Pacífico Sur — Juan Fernández (33°37'S, 78°52'W); Isla de Pascua (29°9'S, 109°27'W); Tahiti (17°33'S, 149°37'W); Apia (13°48'S, 171°47'W); e Isla Cantón (2°46'S, 171°43'W). Una serie cronológica de las diferencias de presión entre Apia y Cantón, es presentada en la parte inferior del gráfico.

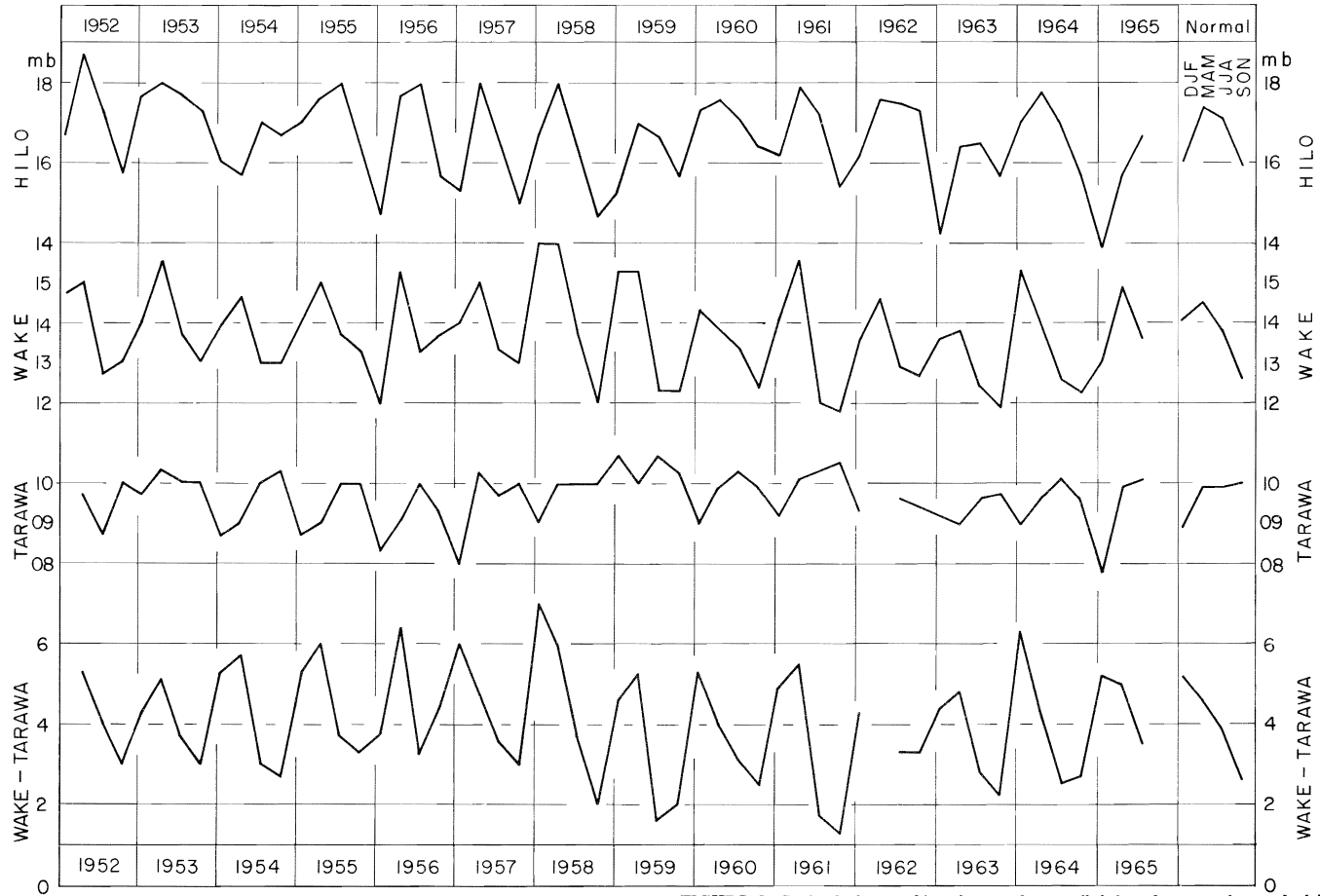


FIGURE 9. Time series of quarterly surface pressure at selected island stations in the North Pacific — Hilo ( $19^{\circ}44'N$ ,  $155^{\circ}4'W$ ); Wake Island ( $19^{\circ}17'N$ ,  $166^{\circ}39'E$ ); and Tarawa ( $1^{\circ}21'N$ ,  $172^{\circ}56'E$ ). A time series of pressure differences, Wake minus Tarawa, is shown at the bottom.

FIGURA 9. Serie de la presión trimestral superficial en las estaciones de islas seleccionadas en el Pacífico Norte — Hilo ( $19^{\circ}44'N$ ,  $155^{\circ}4'W$ ); Isla Wake ( $19^{\circ}17'N$ ,  $166^{\circ}39'E$ ) y Tarawa ( $1^{\circ}21'N$ ,  $172^{\circ}56'E$ ). Una serie cronológica de las diferencias de presión entre Wake y Tarawa, es presentada en la parte inferior del gráfico.



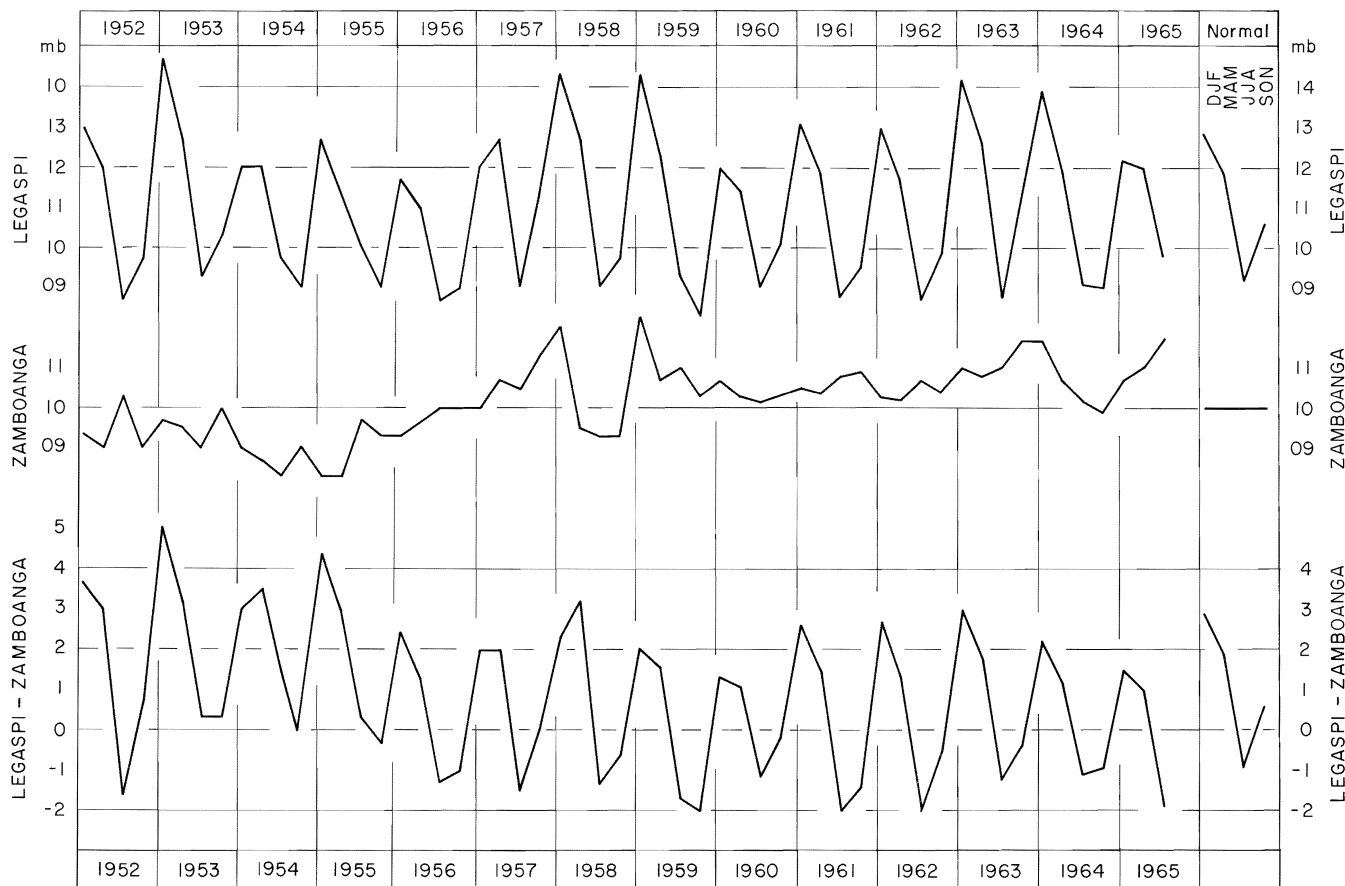


FIGURE 10. Time series of quarterly surface pressure in the Philippines—Legaspi (13°8'N, 123°44'E) and Zamboanga (6°54'N, 122°4'E). A time series of pressure differences, Legaspi minus Zamboanga, is shown at the bottom.

FIGURA 10. Serie de la presión trimestral superficial en las Filipinas—Legaspi (13°8'N, 123°44'E) y Zamboanga (6°54'N, 122°4'E). Una serie cronológica de las diferencias de presión entre Legaspi y Zamboanga, es presentada en la parte inferior del gráfico.

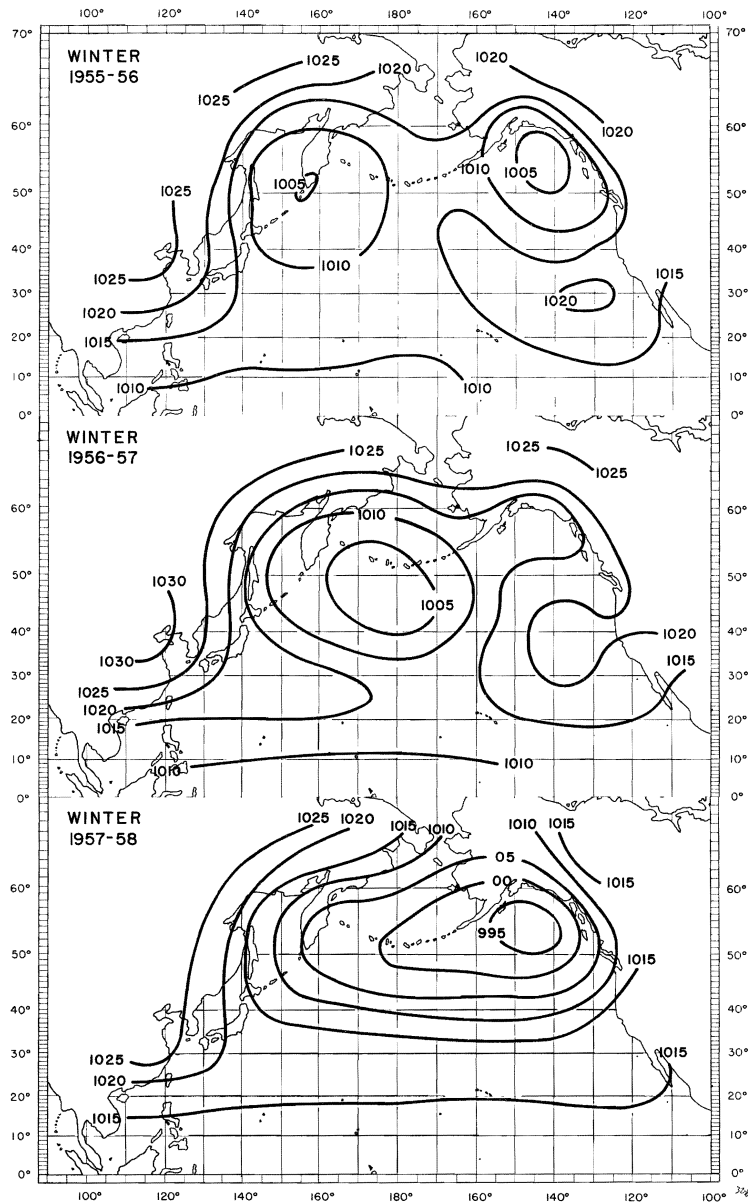


FIGURE 11. North Pacific pressure distribution (mb) in the winter quarters of 1955-56, 1956-57, and 1957-58.  
FIGURA 11. Distribución de la presión (mb) del Pacífico Norte en los trimestres invernales de 1955-56, 1956-57, y 1957-58.

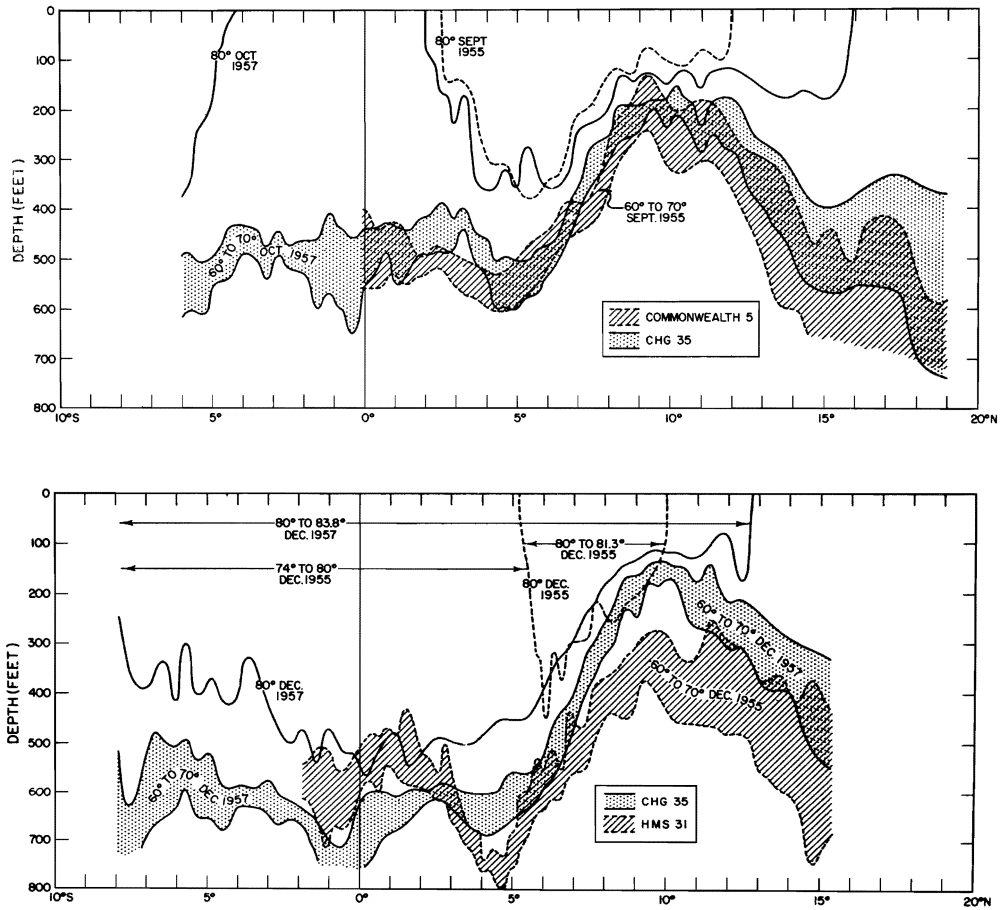


FIGURE 12. Transequatorial profiles of temperature (80, 70, and 60 F isotherms) from bathythermograph soundings in the longitude sector 140°-150°W. Upper diagrams: September 1955 (dashed isotherms) and October 2-7, 1957 (solid isotherms). Lower diagram: December 1955 (dashed isotherms) and December 1957 (solid isotherms) (from Austin 1960).

FIGURA 12. Perfiles transecutoriales de temperatura (isotermas de 80, 70 y 60 F) de sondajes batitermográficos en el sector de longitud de 140°-150°W. Diagrama superior: septiembre 1955 (isotermas a guiones) y octubre 2-7, 1957 (isotermas sólidas). El diagrama inferior: diciembre 1955 (isotermas a guiones) y diciembre 1957 (isotermas sólidas) (según Austin 1960).

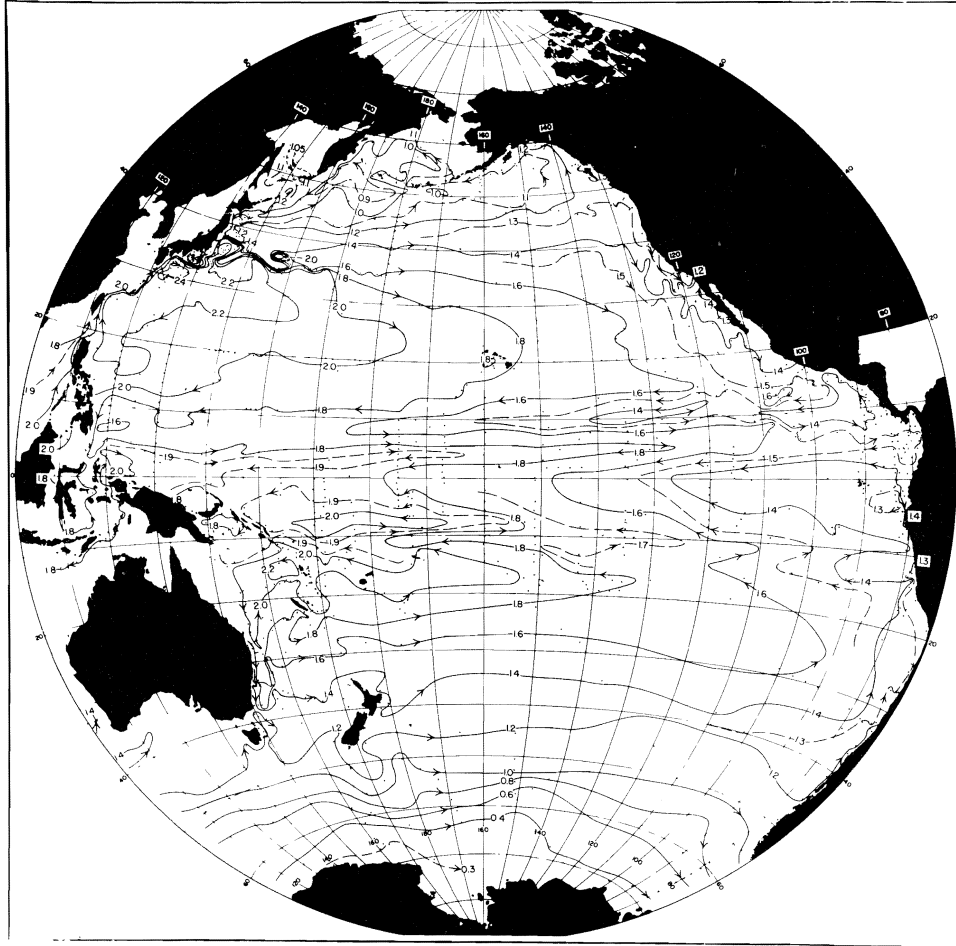


FIGURE 13. The anomaly of geopotential distance between the zero- and the 1000-decibar surfaces interpreted as the approximate topography of the ocean surface (unit dyn. m). Arrowheads indicate direction of geostrophic flow near the ocean surface. At the equator gravity flow goes eastward in the narrow Equatorial Undercurrent, but is normally over-compensated by opposite wind drift at the surface (from Reid 1961).

FIGURA 13. La anomalía de la distancia geopotencial entre las superficies de cero y de 1000-decibares interpretada como la topografía aproximada de la superficie oceánica (unidad dinámica m). Las flechas indican la dirección del flujo geostrófico cerca de la superficie oceánica. En el ecuador el flujo de la gravedad se dirige hacia el este en la estrecha Subcorriente Ecuatorial, pero está normalmente sobrecompensado por la corriente del viento, contraria en la superficie (según Reid 1961).

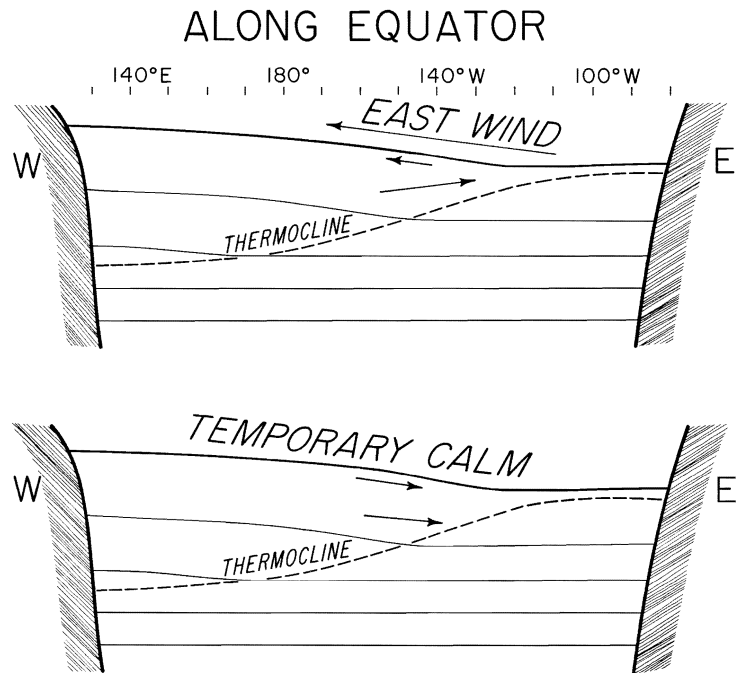


FIGURE 14. Schematic equatorial flow patterns, with and without westward wind stress.

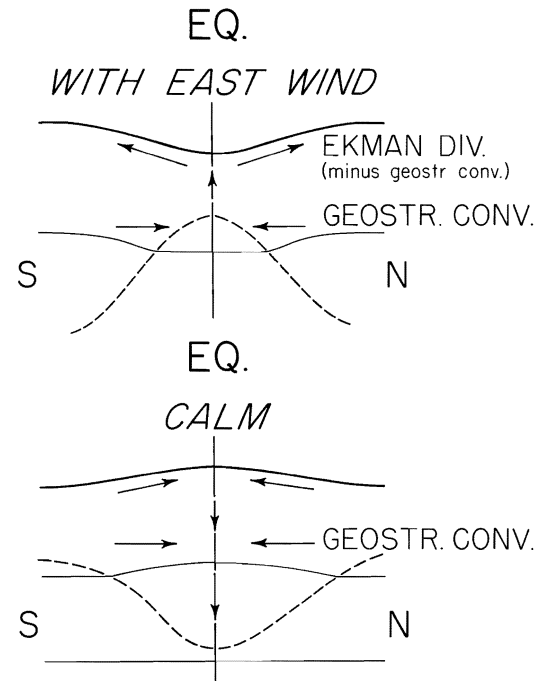


FIGURA 14. Patrones esquemáticos del flujo ecuatorial, con y sin la fuerza del viento del poniente.

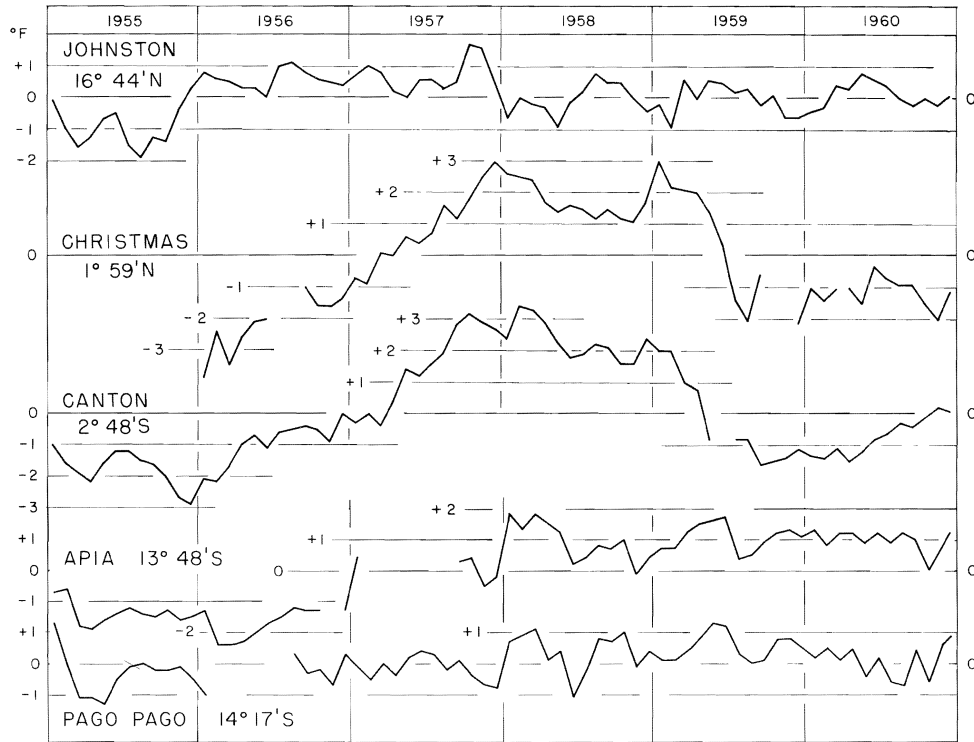


FIGURE 15. Time series of mid-Pacific sea temperature anomalies — Johnston Island ( $16^{\circ}45'N$ ,  $169^{\circ}31'W$ ), Christmas Island ( $1^{\circ}59'N$ ,  $157^{\circ}29'W$ ), Canton Island ( $2^{\circ}48'S$ ,  $171^{\circ}43'W$ ), Apia ( $13^{\circ}48'S$ ,  $171^{\circ}46'W$ ), and Pago Pago ( $14^{\circ}17'S$ ,  $170^{\circ}41'W$ ).

FIGURA 15. Serie de las anomalías de la temperatura del mar del Pacífico Central—Isla Johnston ( $16^{\circ}45'N$ ,  $169^{\circ}31'W$ ), Isla de Christmas ( $1^{\circ}59'N$ ,  $157^{\circ}29'W$ ), Isla de Cantón ( $2^{\circ}48'S$ ,  $171^{\circ}43'W$ ), Apia ( $13^{\circ}48'S$ ,  $171^{\circ}46'W$ ), y Pago Pago ( $14^{\circ}17'S$ ,  $170^{\circ}41'W$ ).

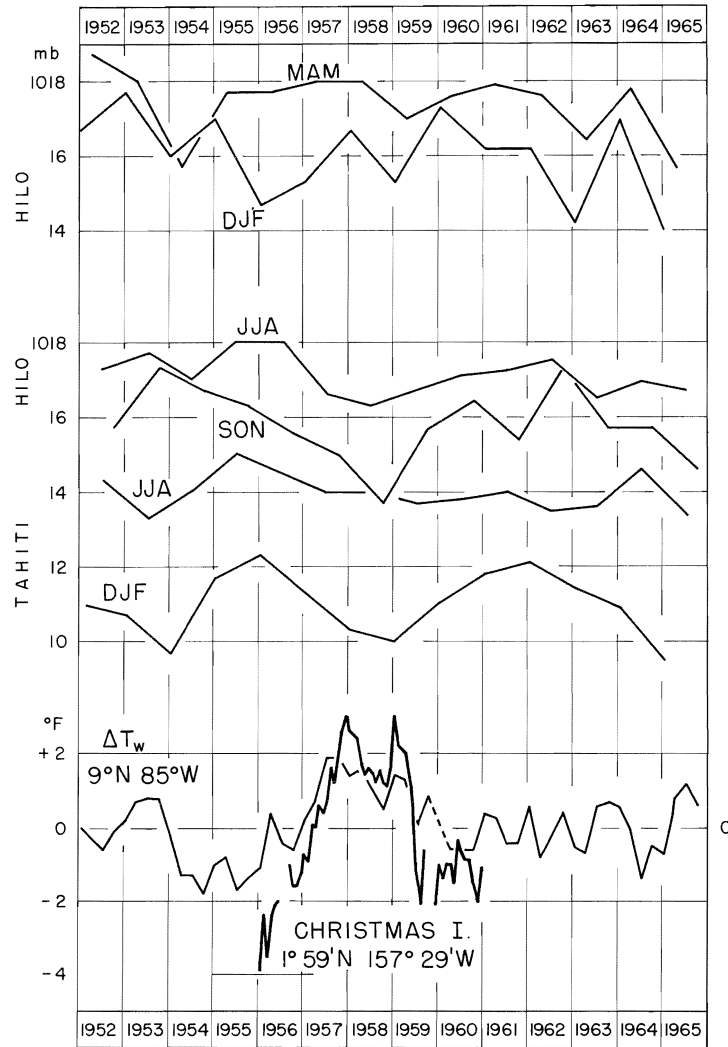


FIGURE 16. Time series of pressure at Hilo and Tahiti by seasons. Sea temperature anomaly at Christmas Island by months and at check point 9°N, 85°W by seasons.

FIGURA 16. Serie de la presión en Hilo y Tahití por temporadas. Anomalia de la temperatura del mar por meses en la Isla Christmas y en el punto verificado 9°N, 85°W, por temporadas.

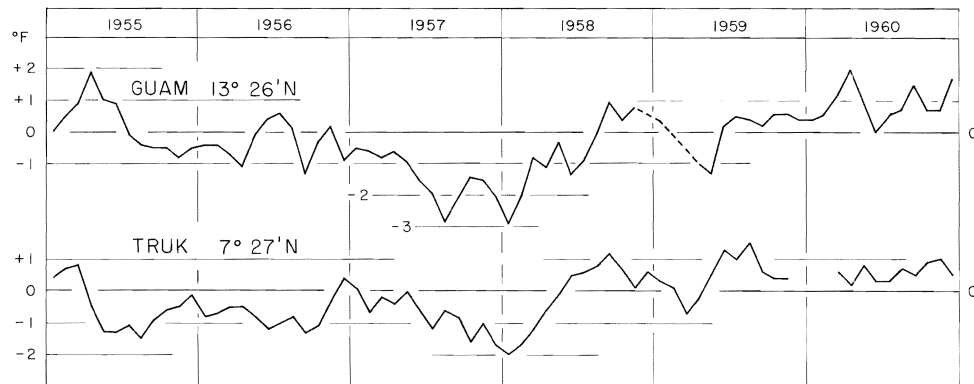


FIGURE 17. Time series of sea temperature anomaly at Guam (13°26'N, 144°39'E) and Truk (7°27'N, 151°51'E).

FIGURA 17. Serie de las anomalías de la temperatura del mar en Guam (13°26'N, 144°39'E) y Truk (7°27'N, 151°51'E).



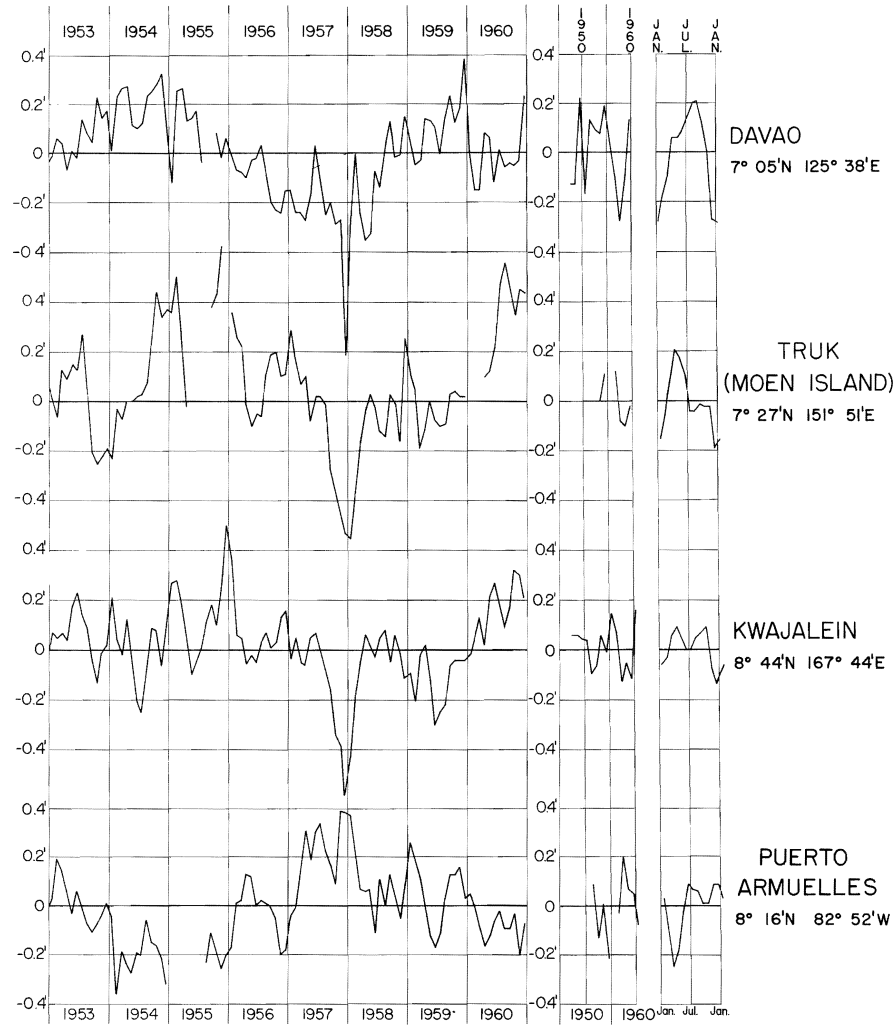


FIGURE 18. Time series of monthly anomalies of ocean level (heights in feet) at Davao (Philippines), Truk, Kwajalein, and Puerto Armuelles (Panama). Panels on the right show annual and monthly anomalies.

FIGURA 18. Serie de las anomalías mensuales del nivel oceánico (elevación en pies) en Davao (Filipinas), Truk, Kwajalein, y Puerto Armuelles (Panamá). Los recuadros al lado derecho presentan las anomalías anuales y mensuales.

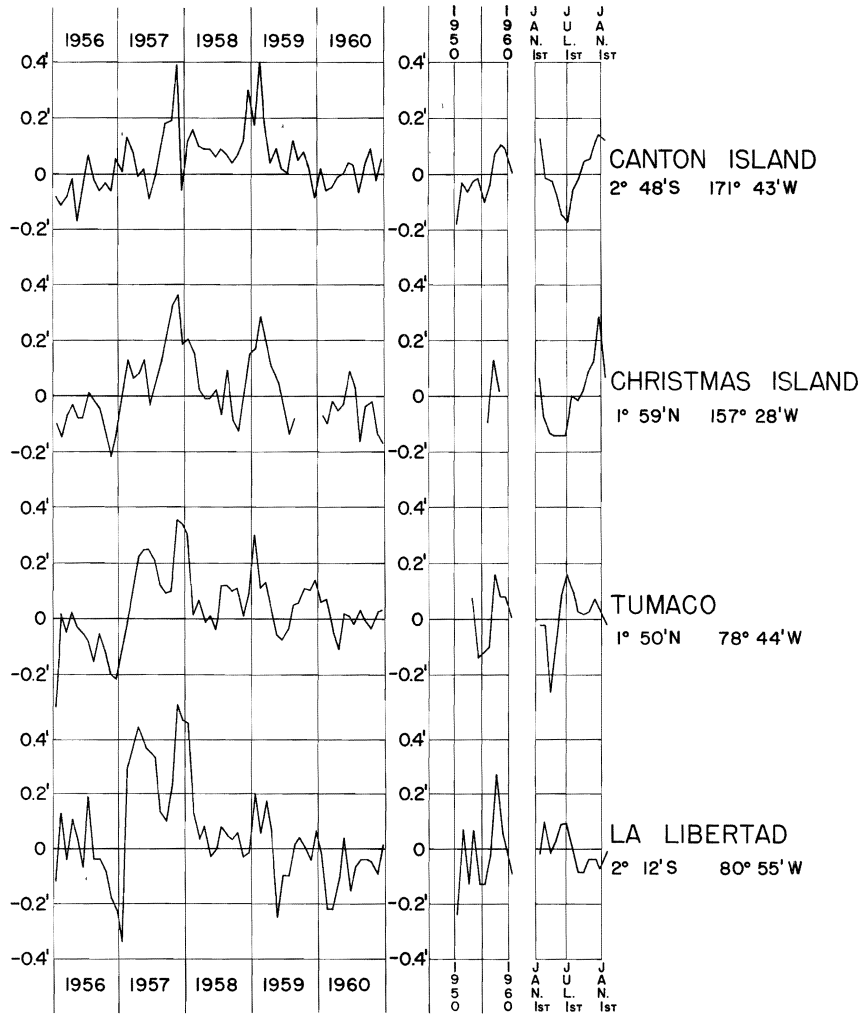


FIGURE 19. Time series of monthly anomalies of ocean level (heights in feet) at Canton Island, Tumaco (Colombia), and La Libertad (Ecuador). Panels on the right show annual and monthly anomalies.

FIGURA 19. Serie de las anomalías mensuales del nivel oceánico (elevación en pies) en Isla Cantón, Tumaco (Colombia) y La Libertad (Ecuador). Los recuadros al lado derecho presentan las anomalías anuales y mensuales.

**ESTUDIO DE EL NIÑO 1957-58 EN  
RELACION A LA METEOROLOGIA  
DEL PACIFICO TROPICAL<sup>1</sup>**

por

**Jacob Bjerknes**

**Profesor de Meteorología, U.C.L.A.**

**EXTRACTO**

El estudio trata de demostrar la estrecha relación que existe entre las anomalías observadas de la temperatura del mar a lo largo de la costa tropical de las Américas y las observadas en la faja tropical de todo el océano. El estudio incluye también las variaciones, desde 1952 hasta el presente, de la circulación de los vientos alisios que demuestra ser responsable por la mayor parte de las anomalías de temperatura de la superficie del mar. Finalmente los efectos termales de las anomalías oceánicas sobre la circulación en gran escala de la atmósfera son tratados en forma preliminar.

**INTRODUCCION**

Desde la publicación en 1961 en este Boletín, Vol. V, No. 3, de: "Estudio de El Niño basado en el análisis de las temperaturas de la superficie del océano de 1937-57" (referido en adelante como I), nuestro conocimiento de la hidrografía del océano frente al Perú ha sido substancialmente perfeccionado a través de los hallazgos de la expedición STEP-I en septiembre-diciembre de 1960 (Wooster 1961). Con los datos de la nueva expedición fue posible hacer por primera vez un análisis dinámico de las aguas oceánicas entre los 5°S y 24°S que se extienden desde la costa del Perú hasta 2000 km mar adentro (Wyrтки 1963). Esta investigación es de una importancia tan fundamental para el conocimiento del problema de El Niño, que el presente estudio debe empezar con una descripción del nuevo cuadro que ha surgido del sistema de corrientes en la parte superior del océano frente al Perú.

La Figura 1 se ha reproducido según la Figura 17 de la publicación de 1963 de Wyrтки. Muestra el mejor estimativo hasta ahora disponible de la topografía dinámica de la superficie del océano del Pacífico oriental al sur del ecuador. Las flechas indican la dirección de la parte geostrofica del movimiento de la superficie del agua.

La "Corriente Oceánica del Perú" puede verse al lado sudoeste del mapa. Llega del sur y voltea hacia el oeste dentro de "La Corriente Ecuatorial del Sur." La mayor parte de la Corriente Oceánica del Perú permanece bien al sur de los 10°S, pero alguna bifurcación hacia el norte de dicha latitud parece ocurrir al oeste de los 88°W. La "Corriente Costera del Perú" entra en el

<sup>1</sup>La investigación presentada en este artículo ha sido patrocinada por el National Science Foundation bajo el contrato GP 3193

área del mapa a lo largo de la costa de Chile y continúa a lo largo de la costa del Perú tan lejos hacia el norte como Callao. El transporte de la masa horizontal de esta corriente geostrófica disminuye rápidamente al norte de los 15°S donde tiene que suplir el agua de afloramiento que será llevada hacia el océano por la deriva de la corriente causada por el viento, lo mismo que suplir el agua que se hunde hacia el océano a lo largo del fondo.

La "Contracorriente del Perú," una nueva característica en la cartografía de las corrientes, fluye hacia el sur entre la Corriente Oceánica del Perú y la Corriente Costera del Perú. La Contracorriente del Perú se halla oculta bajo una corriente de poca profundidad sostenida por los vientos alisios del SE, pero tiene un transporte de agua muy superior (11 millones m<sup>3</sup>/seg frente a Cabo Aguja) que la de la deriva de la corriente. El abastecimiento de agua de la Contracorriente del Perú debe originarse en la Corriente Ecuatorial Subsuperficial entrando en el área del mapa al sur de las Islas Galápagos. El esquema del flujo geostrófico completado en esta forma interpreta cómo el agua de temperatura casi ecuatorial puede aparecer repentinamente en la superficie oceánica frente al Perú, cuando en algunas épocas inusitadas de verano los vientos alisios llegan a ser tan débiles, que son incapaces de producir una corriente de aire que pueda sobrecompensar el flujo geostrófico. Esto evidentemente es lo que establece las condiciones de El Niño.

#### LA VARIACION ESTACIONAL DE LA CIRCULACION ATMOSFERICA Y LA DE LA TEMPERATURA DEL MAR EN EL PACIFICO ORIENTAL TROPICAL

El debilitamiento de los vientos alisios de fines del invierno a fines del verano, es un fenómeno de ocurrencia sistemática sobre el Pacífico oriental tropical. La Figura 2 (reproducida según la Figura 1 en I) ilustra las oscilaciones estacionales por medio de un mapa que presenta el cambio de presión observado de agosto a marzo. Durante esa parte del año la presión sube hasta cerca de 5 mb frente a Baja California y desciende cerca de 6 mb frente al norte de Chile. En el ecuador la presión atmosférica sigue al ritmo anual del hemisferio meridional y desciende en promedio cerca de 2 mb de agosto a marzo (algo menos cerca a Sudamérica). Las líneas de un cambio igual de presión también representan la trayectoria del cambio vectorial del viento geostrófico, con la dirección de tal cambio vectorial indicado por las flechas. El mayor incremento de la fuerza de los vientos alisios de agosto a marzo, ocurre en los vientos nordestes desde la costa del sur de México y de Centro América hasta aproximadamente los 130°W. Simultáneamente los vientos sudestes frente a la costa del Perú y los de levante a lo largo del ecuador disminuyen (siendo dirigido el cambio vectorial ahí, contra el viento prevaleciente).

La influencia de este cambio estacional de los vientos alisios sobre la temperatura del mar se puede ver en la Figura 3 (reproducida según la Figura

8 en I). Una zona de una caída máxima en la temperatura del mar de agosto a marzo se ve allí, que se extiende desde Baja California hacia el oesudoeste hasta los  $140^{\circ}\text{W}$ , y una zona de ascensión máxima en la temperatura del mar está localizada frente a la costa del Perú y sigue a lo largo del ecuador. Estas dos características análogas en la Figura 3 son causadas por la oscilación estacional de la pérdida del calor oceánico (principalmente como calor latente) en la atmósfera, alcanzando tal pérdida una máxima amplitud en donde los vientos alisios tienen su máxima amplitud de cambio estacional.

La amplitud estacional más grande de la temperatura del mar frente al Perú que la de la región análoga frente a Baja California, se debe más que todo a la poca profundidad de la capa de agua impulsada por el viento sobre la Contracorriente del Perú. En la Corriente Oceánica del Perú, con su capa profunda mezclada, la temperatura de la superficie del mar debe necesariamente tener una amplitud estacional menor a una latitud correspondiente, que la que tiene la capa superficial sobre la Contracorriente del Perú. Además es extraordinario, que la corriente costera del Perú, cuya amplitud estacional de temperatura es elevada por un fuerte máximo de afloramiento en invierno, falla en alcanzar un cambio de temperatura estacional tan grande como el de alta mar, sobre la Contracorriente del Perú.

Al oeste de los  $120^{\circ}\text{W}$  en la Figura 3, se observa la variación estacional más grande de la temperatura superficial, en una cinta de agua fría aflorada en el ecuador geográfico. El mecanismo del afloramiento es mantenido por un viento bastante permanente del ESE que forma parte del sistema de los vientos alisios del hemisferio meridional. La época del máximo de estos vientos es en la primavera meridional, octubre es por consiguiente el mes de temperatura más baja y marzo el de temperatura más alta en el afloramiento ecuatorial. Una vez en la superficie, el agua aflorada se mueve hacia el oeste debido a la deriva producida por el viento, y se esparce lateralmente, presumiblemente por medio de remolinos. El ancho de la zona ecuatorial de agua fría es de varios cientos de kilómetros, pero en años en que los vientos del este son inusualmente débiles, invasiones laterales de aguas superficiales cálidas pueden cubrir temporalmente el dominio del agua fría.

#### CAMBIOS INTERANUALES EN LA TEMPERATURA DEL MAR EN EL PACIFICO ORIENTAL TROPICAL

Los cambios interanuales en el modelo de la corriente oceánica geostrófica en la Figura 1, atraerán también la consideración para estudiar las causas que ocasionan las apariciones de El Niño. Los registros de las mareas de varias localidades costeras desde el Perú hasta Panamá (Figura 4), ahora disponibles, nos pueden tal vez ayudar a representar la naturaleza de estos cambios. Se pueden reunir las siguientes piezas importantes sobre la información de estos récords:

a. El nivel del mar en la costa del Ecuador y el Perú durante el período octubre-noviembre 1960, al que se refieren la mayor parte de los datos en la Figura 1, estuvo más bien cerca a lo normal.

b. El nivel costero del mar durante El Niño de 1957-58 fue superior a lo normal, con un promedio en algunos meses, tanto como de 0.49 sobre lo normal.

c. El nivel costero del mar durante los años fríos de 1954 y 1955 fue inferior a lo normal.

Las anomalías del nivel del mar disminuyeron probablemente de la costa hacia alta mar, y, si es así, los años fríos de 1954 y 1955 han debido tener un componente hacia el ecuador de un flujo geostrófico superpuesto sobre el modelo del flujo "normal" de la Figura 1, mientras que durante los años cálidos del El Niño un componente del flujo geostrófico del ecuador debe haberse superpuesto.

El excesivo calentamiento del océano al oeste del Perú durante los años de El Niño, puede por lo tanto deberse a las anomalías geostróficas que debilitan la Corriente Costera del Perú y fortalecen la Contracorriente del Perú, mientras que al mismo tiempo, el océano pierde calor a una razón inferior a lo normal debido a los vientos alisios del sudeste, más débiles que lo normal.

Las Figuras 5a-d resumen en forma de isopletas la sucesión estacional de las temperaturas del mar desde 1935 hasta 1941 y desde 1947 hasta 1965, en un perfil transecuatorial desde el Perú hasta Costa Rica. Cada entrada consiste en el promedio de tres promedios mensuales de la temperatura del mar en cuadrados de  $2^\circ$  de latitud por  $2^\circ$  de longitud. El grado variable de confianza de estos datos puede ser juzgado por el número de observaciones individuales graficadas debajo de las cifras de temperatura. La confianza es mayor en las aguas de gran actividad marítima cerca a Costa Rica, más bien pobre de ahí al ecuador, y de nuevo un poco mejor a lo largo de las costas del Ecuador y Perú.

La Figura 6 con las dos series de anomalías térmicas de las aguas costeras en Puerto Chicama, Perú,  $7^\circ 48'S$ , y La Libertad, Ecuador,  $2^\circ 13'S$ , proveen la información adicional de cómo es que las fluctuaciones oceánicas descritas en la Figura 5 alcanzaron a llegar a aguas costeras.

El acuerdo entre las Figuras 5 y 6 es más bien similar la mayor parte del tiempo. El calentamiento desde 1938 a 1939 que puede verse en la (Fig. 5a y 5b), es moderado y gradual cerca del ecuador y también en La Libertad, mientras que en Puerto Chicama se presenta como un proceso muy rápido la desaparición del agua fría, anómala en esa época del Año Nuevo. El mismo calentamiento repentino está indicado en la Figura 5a y 5b, extendiéndose tan lejos como los  $11^\circ S$ . El cambio sucedido desde 1939 hasta 1940 fue pequeño, con excepción de la costa meridional del Perú en donde el verano y

el otoño de 1940 llegaron a ser mucho más cálidos que los del año anterior. Durante los últimos meses de 1940 el verdadero calentamiento de El Niño alcanzó el litoral en Puerto Chicama y culminó en enero de 1941 con una anomalía positiva de cerca de 3.9C. En alta mar a los 7°S también se alcanzaron temperaturas más altas en el verano sureño de 1940-41 que en el de 1939-40, pero no tanto como en las aguas costeras. La diferencia entre ambos veranos debe haber consistido más, en la eliminación de una estrecha faja de agua aflorada que seguía previniendo un El Niño costero en 1939-40.

Los primeros años después de la segunda guerra mundial transcurrieron con cambios de temperatura relativamente pequeños de año a año en Puerto Chicama, hasta que 1950 se presentó como un año definitivamente frío, seguido por una pauta alternante: 1951 cálido, 1952 frío y 1953 bastante cálido. Los años de 1951 y 1953 pueden calificarse como años secundarios de El Niño, si no hubiese sido por el hecho de que en 1951 la anomalía máxima positiva ocurrió en el invierno y en 1953 el calentamiento no alcanzó la costa sino a fines del otoño, después de un verano con una anomalía ligeramente negativa. Más lejos mar adentro, el otoño de 1953 tuvo anomalías positivas comparables a las de los casos verdaderos de El Niño.

Los niveles del océano costero registrados en la Figura 4 en puntos seleccionados desde el Perú hasta Costa Rica, están claramente en fase con las temperaturas del mar costero en la Figura 6, lo que indica que los componentes anómalos geostroficados del movimiento del agua paralelos a la costa, pueden haber sido alejados del ecuador durante los años cálidos de 1951 y 1953 y dirigidos hacia el ecuador en los años fríos de 1952 y 1954-56. Tales corrientes anómalas alternantes a lo largo de la costa harán contribuciones *advectivas*\* importantes hacia los cambios observados de la temperatura costera en el Ecuador y al norte del Perú, en donde las isotermas del mar están estrechamente unidas; pero mucho menos a lo largo de las costas de Colombia, Panamá y Costa Rica.

El Niño de 1957-58, empezó a principios de 1957 con una repentina explosión de calor en Puerto Chicama y La Libertad (Figura 6), acompañado por grandes alzamientos del nivel oceánico en todas las estaciones peruanas (Figura 4), y alzamientos un poco inferiores al norte del ecuador. Lo mismo que en 1952-53 el calentamiento llegó un poco tarde para haber podido establecer las condiciones de El Niño desde el comienzo del trimestre del verano (dec-feb en la Figura 5c). Después del siguiente invierno relativamente suave y de la primavera, el verano de 1957-58 tuvo un exceso de temperatura de El Niño frente a toda la costa peruana, y brevemente también en Puerto Chicama. Se registró también la ocurrencia temprana de El Niño en 1958 como un máximo separado en la altura del nivel del mar desde Perú hasta Costa Rica (véase Puerto Armuelles en la Figura 18 y Tumaco y La Libertad en la Figura 19).

\**Advectivas* palabra tomada del inglés "advection" que significa transporte horizontal por el viento (International Dictionary of Applied Mathematics).

### INDICADORES METEOROLOGICOS DE LA FUERZA VARIABLE DEL SISTEMA DE LOS VIENTOS ALISIOS DEL PACIFICO

El propósito de este artículo es el de buscar anomalías en la circulación atmosférica que puedan haber producido las anomalías de la temperatura del mar en el Pacífico oriental tropical, descritas en la sección anterior. Es evidente que el análisis atmosférico basado en las escasísimas observaciones obtenidas de los barcos en el mar, y de los registros de islas lejanas en el Pacífico, no puede dar ninguna clave a las causas del detalle minucioso en las fluctuaciones observadas de la temperatura del mar. Únicamente las tendencias de plazos más largos en las series de la temperatura del mar, en el tiempo, pueden ser explicadas como un derivado de las correspondientes tendencias en la conducta de la circulación atmosférica. Tal investigación tratará también de ver los efectos autoregulatorios de las anomalías de la temperatura oceánica sobre la energía provista por la circulación atmosférica. En este artículo solo se puede referir brevemente a esta interrogante.

Las mayores tendencias de temperatura en el océano Pacífico oriental tropical que se han de estudiar, han sido condensadas en dos series de tiempo en la Figura 7 aplicándose los cuadrados seleccionados de  $2^\circ$  por  $2^\circ$ , centralizados respectivamente a los  $9^\circ\text{N}$ ,  $85^\circ\text{W}$  y  $7^\circ\text{S}$ ,  $81^\circ\text{W}$ . La selección de estas dos localidades ha sido dictada por la densidad marítima. El área septentrional de comprobación frente a la costa de Costa Rica posee los mejores datos y provee esencialmente los promedios más reales. El área meridional de comprobación tiene menos densidad marítima y además representa una región con temperaturas fuertemente variables desde la costa del Perú hasta alta mar, lo que conduce un poco a promedios erráticos. Sin embargo, las características en gran escala de ambas curvas deben ser suficientemente fidedignas para nuestra discusión.

El área septentrional de comprobación muestra el agua de la Contracorriente del Pacífico Norte que forma el ecuador oceánico termal. La variación estacional de temperatura, que se presenta al lado derecho del diagrama, alcanza solo a  $2.3^\circ\text{F}$  con un máximo en la primavera del norte (la temporada soleada) y un mínimo en el otoño (temporada de lluvias).

El área meridional de comprobación muestra una mezcla más compleja de agua de la Corriente Costera del Perú y de la Contracorriente del Perú, influenciada por una cantidad variable de afloramiento. El cambio estacional de temperatura es grande,  $7.1^\circ\text{F}$ , con un máximo entre el verano y el otoño del sur y un mínimo entre el invierno y la primavera. Obsérvese que la escala de temperatura escogida para la serie cronológica del sur es la mitad de la del norte.

Las dos curvas en la Figura 7 muestran principalmente la similitud en las tendencias a largo plazo con muy poco retardo de fase, si alguno existe. En cuanto a amplitudes el área meridional de comprobación está sujeta a



desviaciones muy superiores a las normales, en comparación a las que están sujetas las del norte. Los años de El Niño 1953, 1957-58, y (presumiblemente) 1965-66, están en el máximo de la serie de tiempo tanto en el área de comprobación del norte como del sur.

La Figura 8 presenta algunas series de presión atmosférica reducidas al nivel del mar, en las islas del Pacífico Sur, elegidas para indicar el cambio en la fuerza del sistema de los vientos alisios. Los datos han sido recogidos del "Monthly Climatic Data for the World" publicados por el U.S. Weather Bureau.

Juan Fernández y la Isla de Pascua están situadas en la faja de alta presión del Pacífico Sur. Cuando las presiones registradas pasan de lo normal se puede suponer que el gradiente de presión de las islas al ecuador, y por lo tanto también la fuerza de los vientos alisios, son superiores a lo normal. Esta suposición está basada sobre la posibilidad adicional de que la presión atmosférica en el ecuador es menos variable que la del Pacífico Sur subtropical. No hay un registro extenso disponible de las islas próximas al ecuador en el Pacífico oriental, que pueda comprobar esta variabilidad menor de la presión, pero se tiene la evidencia en el Pacífico central. La serie de tiempo para la Isla de Cantón  $2^{\circ}46'S$   $171^{\circ}43'W$  en la Figura 8 y Tarawa  $1^{\circ}21'N$   $172^{\circ}56'E$  en la Figura 9, ilustran las amplitudes relativamente pequeñas de presión cerca del ecuador tanto estacionales como de las variaciones a largo plazo.

Al regresar a la curva de Juan Fernández en la Figura 8, vemos un cambio notable en la presión de valores relativamente altos durante 1952-55, a valores inferiores en 1958. Tomamos esto como una indicación probable de un debilitamiento de los vientos alisios hacia el sudeste frente a Sudamérica desde 1955 hasta 1958, que a su vez, ha debido ser la tendencia meteorológica que causó El Niño de 1957-58. Este razonamiento, que se intentó poner anteriormente en I basado en los datos obtenidos hasta 1959 de Juan Fernández, parece haber recibido una buena colaboración según el informe de las presiones muy bajas en 1965 que ocurrieron en conjunción con las condiciones de El Niño hacia fines de 1965. La máxima presión intermedia en Juan Fernández, que aparentemente apareció en 1962, coincide con el invierno y primavera más fríos en el océano frente al Perú (Figuras 5 y 7). Los veranos y los otoños en la misma localidad llegaron a ser progresivamente cálidos desde 1962-63 hasta el presente, 1965-66.

Juan Fernández y la Isla de Pascua son debido a sus registros de presión, los mejores indicadores disponibles de la fuerza de los vientos alisios del hemisferio meridional en el Pacífico oriental, pero de ninguna manera son los indicadores ideales. Están muy lejos del ecuador para que sirvan como buenos medios sensoriales de las fluctuaciones importantes de los vientos alisios cerca del ecuador, y ocasionalmente están influenciados por las perturbaciones viajeras de los vientos extratropicales del oeste. Esto es evidente a causa de las muchas desviaciones de la variación estacional normal de la

presión presentada al lado derecho de la Figura 8. Normalmente la presión más baja debe aparecer en el trimestre del otoño, pero hay varias excepciones. El máximo agudo de presión en la primavera es una característica que se repite más regularmente y está por lo tanto asociada con el máximo conocido de los vientos ecuatoriales orientales en esa época del año.

Las series de presión en Tahití y Apia (Samoa) indican una adhesión mucha más estrecha de cada año individual a la oscilación estacional normal. El mínimo con pocas excepciones ocurre durante el verano y el máximo en invierno, esto es cerca de un trimestre antes que en la Isla de Pascua y Juan Fernández. Tahití comparte con las dos islas orientales la presión atmosférica declinante desde 1955 hasta 1958-59, y esta declinación es superior en la estación de verano. De aquí que el debilitamiento de los vientos alisios del hemisferio meridional en general, prior a El Niño, y especialmente los vientos alisios del tiempo de verano, se extendieron desde Sudamérica hasta el Pacífico central. Se sostiene esto mismo para los años de 1962 hasta 1965 piores a El Niño.

Apia a los  $13^{\circ}48'S$  y la Isla de Cantón a los  $2^{\circ}46'S$  están situadas casi en la misma longitud ( $171^{\circ}47'$  y  $171^{\circ}43'W$ ) y la diferencia en sus presiones provee un indicador conveniente de la fuerza lateral de baja latitud de los vientos alisios. La serie de tiempo de esta diferencia de presión se ha colocado en la parte inferior de la Figura 8. Las variaciones en esa serie semejan fuertemente a las de Apia que tienen una mayor amplitud que las de la Isla de Cantón. En algunos veranos la diferencia de presión entre Apia y Cantón se vuelve negativa, lo que significa que dichas estaciones de verano no tuvieron ningún viento alisio prevaleciente, pero sí condiciones de calma ecuatorial con vientos ligeramente variables más del oeste que del este. Si nos atrevemos a confiar en la diferencia de presión al milibar más cercano, o mejor, la indicación sería que las estaciones de verano de 1954-55, 1956-57, 1957-58, 1958-59, 1963-64 y 1964-65 tuvieron zonas de calmas ecuatoriales al sur del ecuador cerca de los  $170^{\circ}W$ , mientras que los veranos de 1955-56, 1960-61 y 1961-62 tuvieron vientos alisios prevalecientes. La diferencia entre estos dos grupos de veranos meridionales tiene complicaciones importantes para el océano ecuatorial. Cuando los vientos alisios del hemisferio sur se extienden hacia el ecuador y más allá, aparece la divergencia de la deriva de Ekman del ecuador geográfico con el afloramiento ecuatorial concomitante. Cuando los vientos en el ecuador son variables y con una consecuencia sin embargo débil, el afloramiento del oeste debe cesar. Por lo tanto debemos interpretar la curva entre Apia y Cantón en el sentido de que la suspensión del afloramiento ecuatorial en el Pacífico central es únicamente un breve interludio estival. Todas las demás estaciones están sujetas a tener afloramiento ecuatorial.

La Figura 9 contiene series de presiones de las que se puede esperar tengan una orientación sobre los cambios, en el tiempo, de los vientos alisios

del Pacífico en el hemisferio septentrional. Hilo (isla de Hawai) y la Isla Wake ambas entre los  $19^{\circ}$  y  $20^{\circ}$ N, representan el costado sur de la faja de alta presión del norte. El máximo estacional aparece habitualmente a principios del verano y el mínimo entre el otoño y el invierno en Hilo, y en el otoño en la Isla Wake. Sin embargo, hay muchas excepciones en años individuales.

Tarawa representa las condiciones ecuatoriales. Su barómetro probablemente tiene una lectura un poco alta, o bien la Isla de Cantón un poco baja, porque la presión de las dos estaciones debe ser casi la misma. La variación de la presión estacional en las dos estaciones a cada lado del ecuador es casi la misma, con un mínimo definitivo en los primeros meses del año calendario. En otras palabras, es la presión mínima del verano en el hemisferio meridional la que se extiende a través del ecuador. El gradiente de presión resultante para los vientos alisios norteros del Pacífico central, conforme ha sido medido por la diferencia de presión entre Wake y Tarawa, es siempre positivo con un máximo en invierno y un mínimo en el otoño. El cambio de los vientos alisios débiles en el otoño a fuertes vientos alisios en invierno es por lo tanto más bien repentino. Es digno de atención que los gradientes de fuerte presión para los vientos alisios en la longitud de Wake,  $166^{\circ} 37'E$ , ocurrieron en el invierno de 1957-58.

No obstante alejándose más hacia el oeste (Figura 10) vemos la misma alza en las presiones de invierno desde 1955-56 a 1957-58 en las Filipinas como en Wake e Hilo, pero el cambio correspondiente de año a año en el gradiente de presión de los vientos alisios (en la curva entre Legaspi y Zamboanga) es prácticamente nulo.

La Figura 11 resume en forma de mapa la distribución de las presiones de invierno sobre el Pacífico Norte en 1955-56, 1956-57 y 1957-58. La presión que se levanta en Hilo, Wake y las Filipinas puede observarse que ha sido parte de la formación del puente de alta presión desde China hasta el norte de México. Además, al norte de ese puente de alta presión han ocurrido grandes cambios. El gradiente de presión para la latitud media de los vientos del oeste fue muy débil los dos primeros inviernos pero se intensificó junto con la intensificación de los vientos alisios invernales entre 1956-57 y 1957-58. La intensificación principal de todo el sistema de vientos del Pacífico Norte, tuvo actualmente lugar durante noviembre de 1957, justamente cuando el proceso de El Niño introdujo una nueva y extensa fuente de calor para la circulación atmosférica en forma de agua cálida superficial en la zona ecuatorial.

Hay indudablemente una relación causante entre la súbita aparición de una fuente de calor ecuatorial anómalamente cálida y la inmediata vitalización de toda la circulación atmosférica sobre el Pacífico del Norte, pero la discusión de ese problema no se ha de proseguir aquí. Nosotros volveremos a continuación nuestra atención a los procesos oceánicos resultantes de los cambios descritos de año a año de los vientos alisios.

### LA ABUNDANCIA DE AGUA CALIDA A LO LARGO DEL ECUADOR EN 1957 y 1958

La siguiente descripción del máximo de temperatura de la superficie oceánica a lo largo del ecuador, que ocurrió contemporáneamente con El Niño de 1957-58, no pretende incluir detalladamente toda la vasta extensión del fenómeno desde el occidente sudamericano hasta el límite fijado en el mapa para el cambio de fecha. La mayor parte de esa zona ecuatorial, un cuadrante de la tierra en un punto oeste-este, está pobremente cubierto con datos de navíos comerciales. Consecuentemente, fue un golpe de suerte que Austin pudiera reunir y analizar oportunamente dentro de un diseño reproducido aquí como Figura 12, algunos perfiles batitermográficos a través del ecuador. Sigue a continuación la historia de Austin brevemente recapitulada.

El diagrama de la Figura 12 contiene varios perfiles-BT transecuatoriales tomados cerca de los 145°W. Las isotermas de 60° y 70°F (15.6° y 21.1°C), y el sombreado entre ellas, muestran la posición de la termoclina. La isoterma de 80°F (26.7°C) sirve para delinear el espacio ocupado por el agua más cálida, que pertenece principalmente a la Contracorriente Ecuatorial del Norte. En todos los diagramas separados de la Figura 12, la corriente del oeste está situada a los 10°N, en donde la termoclina cae desde una profundidad somera a una profundidad mayor cerca de los 5°N. Una termoclina inclinándose en este sentido puede considerarse como una "superficie Margules" con un agua encima que se mueve geostroficamente hacia el este y un agua profunda que se mueve muy poco.

Mientras que se pueden identificar las características de esta Contracorriente sin una variación mayormente básica de un caso a otro caso en la Figura 12, al sur de la Contracorriente hubo diferencias bastante dramáticas en la estructura termal. Puede decirse que la condición normal puede ser representada por los perfiles marcados en septiembre 1955 y octubre 1957, mostrando ambos, agua de afloramiento más fría que los 80°F en el ecuador, extendiéndose de ahí dos o tres grados hacia el norte y casi el doble de lejos hacia el sur. En diciembre de 1955, parte de un año inusualmente frío, se presenta una ancha faja ecuatorial de agua de afloramiento más fría que los 80°F, mientras que en diciembre de 1957 no se presenta ningún afloramiento. La isoterma de 80°F tiene actualmente su mayor profundidad de 5-600 pies en el ecuador. El gran calentamiento ecuatorial que desciende a tal profundidad desde octubre a diciembre de 1957 ha debido efectuarse por medio de la moción de hundimiento, ayudado posiblemente en alguna forma por una advección de agua anómala del oeste.

Estos hallazgos de Austin nos inducen a considerar qué mecanismo se halla incluido en la creación de la moción de hundimiento del agua, en vez del afloramiento normal en el ecuador.

<sup>2</sup>Los gráficos y mapas de este estudio contienen las correcciones de las variaciones de la presión atmosférica. Se supone que una desviación de 1 mb de la presión *standard*, equivale al cambio de 1 cm en la topografía.

### MODELOS SUGERIDOS DE LOS PATRONES DE LOS FLUJOS NORMALES Y ANOMALOS EN EL OCEANO ECUATORIAL

El mapa de Reid de la topografía normal de la superficie del Océano Pacífico (Figura 13) es también por definición un mapa trayectorio del flujo geostrófico del agua cerca a la superficie.<sup>2</sup> En las latitudes bajas en las que estamos interesados, dominan los componentes zonales del flujo geostrófico. Al pasar de norte a sur sobre el mapa, vemos la Corriente Ecuatorial del Norte que fluye hacia el oeste y forma la parte sur del gran giro anticiclónico subtropical centralizado al sur del Japón. Al sur de la depresión topográfica que se extiende desde la costa de Mindanao a los 8°N hasta la costa de Centroamérica a los 10° N, el gradiente original del océano mantiene el flujo geostrófico hacia el este de la Contracorriente Ecuatorial del Norte. El flanco meridional de esa corriente, corre a lo largo de un arrecife topográfico localizado únicamente uno o dos grados al norte del ecuador en el Pacífico occidental, pero aproximadamente 5°N en la parte media oriental del océano. Finalmente, una continua topografía superficial corre a lo largo del ecuador geográfico, directamente a través del océano y mantiene el componente occidental del flujo geostrófico tanto al norte como al sur de la línea continua.

A lo largo de toda la parte ecuatorial, el nivel del océano asciende desde Sudamérica hasta Nueva Guinea aproximadamente 0.7 metros dinámicos, debido a la fuerza prevaleciente de los vientos orientales ecuatoriales. El gran flujo geostrófico zonal a cada lado del ecuador, tiene por lo tanto, aunque pequeño, un componente sistemático hacia el ecuador. Tal convergencia geostrófica del agua superficial debe prevalecer en el ecuador en todo momento, a causa de que el gradiente zonal del océano ecuatorial, aunque algo variable con el tiempo, nunca deja de ser conducido en pendiente del oeste al este.

Podemos combinar ahora el movimiento geostrófico y la corriente del viento en un modelo esquemático compuesto del flujo, aplicable a la vecindad del ecuador (Figura 14). El modelo está basado en teorías existentes de las corrientes del océano, especialmente las de Ekman, Montgomery y Palmén. El perfil a lo largo del ecuador en el dibujo izquierdo superior muestra la superficie del mar inclinándose hacia abajo, del oeste al este, con su inclinación máxima cerca a la longitud de los 130°W de acuerdo al mapa topográfico de Reid en la Figura 13. La termoclina tiene el gradiente opuesto cuyo lugar de inclinación máxima está también cerca a los 130°W. La inclinación de la termoclina está entre dos o tres categorías de magnitud más inclinada que la de la superficie del mar, y está ajustada de tal manera que las superficies isobáricas están refractadas de su posición ladeada, producida por la inclinación de la superficie del mar, a una posición casi horizontal en aguas profundas. Con esa clase de presión inductora, el componente del flujo zonal del agua debe ser insignificante debajo de la termoclina mientras que es dirigida hacia el este y más bien fuerte justo encima de la termoclina. Esta es la Subcorriente Ecuatorial. No se extiende normalmente hasta la superficie porque ahí está sobrecompensada por la corriente occidental del viento.

En el caso extremo de una suspensión del viento oriental, la corriente del viento cesaría también inmediatamente, mientras que el flujo de gravedad oriental continuaría hasta tanto que la superficie del mar se esté inclinando. Esta condición está ilustrada en la parte inferior de la Figura 14. Toda el agua encima de la termoclina fluiría entonces hacia el este. Esto es lo que se llama "salida a la superficie" de la Subcorriente Ecuatorial, que ocurre temporalmente cuando la fuerza del viento occidental llega a ser muy débil para equilibrar el componente de gravedad inclinado hacia el este.

Los dos esquemas del lado derecho en la Figura 14, presentan los componentes del flujo en los perfiles meridionales aplicables donde la superficie oceánica tiene una inclinación zonal definitiva. En el caso normal con la corriente del viento hacia el oeste (lado derecho superior), hay una divergencia de la corriente del viento ecuatorial. Esta divergencia de la corriente del viento disminuye rápidamente con la profundidad y está sobrecompensada por la convergencia geostrófica en la parte inferior de la capa mixta. Aproximadamente en la termoclina, la convergencia geostrófica también desaparece y el agua profunda permanece virtualmente sin movimiento. El afloramiento en el ecuador a profundidades que no exceden las de la termoclina, completa el cuadro del flujo meridional.

La suspensión de los vientos orientales (Figura 14, lado inferior derecho) permite que la convergencia geostrófica actúe también sin oposición a la superficie oceánica. Si permanece un tiempo suficientemente largo, dicho flujo hará combiar la superficie del mar hacia arriba en el ecuador en vez de hacia abajo, y el agua que se sumerge en el ecuador reducirá la termoclina. El último proceso fue probablemente responsable por la mayor parte del descendimiento de la termoclina desde octubre a diciembre de 1957 que se indica en la Figura 12. Sin embargo, si se extiende un poco por debajo de la termoclina, la advección del agua horizontal del oeste, ella contribuirá también en alguna forma hacia el cambio observado con el tiempo en el campo de la temperatura.

#### **REGISTROS SELECCIONADOS DE LAS ISLAS, DE LA TEMPERATURA DEL MAR EN EL PACIFICO CENTRAL TROPICAL**

La Figura 15 ilustra por medio de una serie de tiempo los cambios observados en la temperatura del océano durante los años de 1955 a 1960, en las islas de Johnston y Christmas hacia el norte del ecuador y las islas de Cantón y Samoa hacia el sur. El máximo de temperatura en 1957-58, indicado por los perfiles-BT en la Figura 12, se indican claramente en las anomalías de temperatura de la Isla de Christmas  $1^{\circ}59'N$ , situada en el margen al norte de la lengua de agua del afloramiento ecuatorial, y la Isla de Cantón  $2^{\circ}48'S$  en el margen meridional de la misma lengua de agua fría. El calentamiento producido por la invasión de aguas cálidas del norte y del sur, se indica como un proceso gradual en los años de 1956 y 1957. El alza sostenida de las anoma-

lías de la temperatura termina en octubre de 1957 en La Isla de Cantón, y en diciembre de 1957 en la Isla Christmas, después de haber aportado un calor de  $6^{\circ}$  a  $7^{\circ}\text{F}$  sobre el mínimo anterior a fines de 1955.

En octubre de 1957, cuando el perfil-BT en la Figura 12 seguía indicando la distribución de temperatura normal indicativa del afloramiento ecuatorial, la temperatura anómala en la Isla de Christmas, de diez a quince grados de longitud más lejos hacia el oeste, era ya  $+1.8^{\circ}\text{F}$ , y en la Isla de Cantón, otros catorce grados más al oeste, la temperatura anómala fue  $+3.2^{\circ}\text{F}$  y había alcanzado un pico preliminar. Este comienzo temprano del calentamiento lejos, al oeste, ha debido ser el resultado del debilitamiento temprano (o eliminación) de los vientos alisios, indicado por la diferencia de presión entre Apia y Cantón (Figura 8) a principios de 1957. Tahití, a la longitud aproximada de los perfiles-Bt, no tuvo un mínimo de presión tan pronunciado en el verano de 1956-57 como lo muestra Apia, y la primera suspensión real de los vientos alisios y del afloramiento cerca del ecuador al norte de Tahití, ha debido presentarse en el verano de 1957-58. La presión en Tahití en ese verano tuvo el promedio de 1 mb inferior al verano anterior. Esto concuerda bien con el tiempo observado de la primera suspensión del afloramiento en la Figura 12, principalmente entre octubre y diciembre de 1957.

La renovación del afloramiento no fue observada por BT, pero podemos deducir, que llegó mucho antes que el invierno del sur en 1958, cuando los vientos alisios se han debido establecer como siempre lo hacen en esa temporada. La anomalía de la Isla de Christmas empezó a disminuir inmediatamente después de diciembre de 1957 y la de Isla de Cantón después de febrero 1958. Después de esto la serie de tiempo de las dos islas fue más bien similar, alcanzando un mínimo en octubre-noviembre 1958. El afloramiento ecuatorial durante el invierno del sur y la primavera de 1958 había para ese tiempo reducido las anomalías positivas de temperatura por  $1.8^{\circ}\text{F}$  en ambas islas.

Una nueva suspensión de afloramiento está indicado por el alza hasta un punto culminante de las anomalías de temperatura en Cantón y Christmas, aproximadamente en Año Nuevo 1958-59 y por el extremo negativo simultáneo de la diferencia de presión en la Figura 8 entre Apia y Cantón (y entre Tahití y Cantón).

El invierno consecutivo del sur de 1959, puso fin a las anomalías positivas de temperatura de las islas de Christmas y de Cantón, y el verano consecutivo del sur falló en producir un mínimo de vientos alisios de suficiente amplitud como para permitir una repetición del calentamiento de los años precedentes. Hasta los veranos de 1963-64 y 1964-65 (Figura 8) no observamos los mismos límites de presión baja de Apia y Tahití, los que deben presentar las condiciones de El Niño, y Apia alcanza nuevamente el ápice un verano anterior al de Tahití.

Las variaciones de temperatura registradas en la Figura 15 para la Isla

Johnston en el norte, y Apia y Pago Pago al sur de la faja de los vientos alisios, son mucho más pequeñas que aquellas cerca del ecuador, que se acaban de discutir. La alza relativamente alta de la temperatura en el registro intermitente de Apia desde 1956 a 1957, debe considerarse bastante dudosa, ya que Pago Pago que está en la vecindad, no presenta ninguna alza comparable. En los años siguientes de 1958 a 1960 inclusive, se encuentra una similitud razonable entre estas dos estaciones y la pauta de variaciones no tiene ninguno de los ápices observados cerca del ecuador.

La Figura 16 demuestra para Hilo (isla de Hawai), por medio de la serie cronológica de la presión estacional, la complejidad del comportamiento de la circulación de los vientos alisios del hemisferio norte comparado con su contraparte del sur. Tahití, una isla meridional análoga a Hilo, únicamente dos grados más cerca del ecuador y cinco y medio grados más lejos al este, está también representada en la Figura 16 con la serie de presión para las dos temporadas extremas, verano e invierno. La curva del verano del sur muestra especialmente un período de irregularidad muy pequeño y corto, así que las tendencias de largo tiempo se destacan muy claramente con tres mínimos marcando las condiciones de El Niño (el primero relacionado aparentemente con el amago de El Niño en 1953 frente a Sudamérica, el segundo representando la escala total de El Niño en 1957-58 y el tercero desarrollándose en 1965). La curva del invierno del sur en Tahití sigue siempre un curso de una presión más alta que la del verano, con variaciones más bien pequeñas de un año a otro. Las curvas de la primavera y el otoño del sur (no anotadas) se hallan situadas en todo tiempo entre las presiones del verano y el invierno.

No así en Hilo. Las cuatro series cronológicas estacionales de presión tienen formas muy diferentes y están insertadas en la Figura 16 con una escala de presión escalonada para evitar confusión. Las series de verano y otoño que se muestran en una escala de presión conjunta, son las únicas que muestran el mínimo de presión, en función de vientos, y el mínimo de los vientos alisios asociados con El Niño de 1957-58. La tendencia prolongada de la disminución de las presiones de otoño de 1017.3 mb en 1953 a 1013.7 mb en 1958 se mira retrospectivamente como una señal útil, preventiva de un El Niño pendiente y parece también que presta el mismo servicio de 1962 a 1965. De cualquier modo, la serie de la presión de otoño en Hilo (o Honolulu) parece ser un pronóstico más útil que el de la serie de la presión anual de Honolulu que se había recomendado tentativamente en I. También es muy natural que el otoño, que cada año lleva el sistema de la presión baja ecuatorial a su posición más lejana al norte, debe registrar un El Niño en la estructura por medio de la serie descendente de la presión en Hilo. La reducción progresiva de la presión otoñal en hilo no indica, sin embargo, necesariamente un desplazamiento hacia el norte de año a año de la zona de calmas ecuatoriales a través de presión baja. Desde 1955 a 1958, por ejemplo, las presiones de la estación primaveral en Tahití disminuyeron 2.7 mb, prácticamente lo mismo que la disminución simultánea en Hilo de las presiones otoñales de 2.6 mb. Teniendo



en cuenta que las presiones ecuatoriales cambian mucho menos de año a año que en las zonas adyacentes norte y sur, tenemos así en función de vientos desde 1955 a 1958, un debilitamiento de los vientos alisios primaverales del hemisferio meridional, con su paralelo simultáneo en el debilitamiento de los vientos alisios otoñales del hemisferio norte.

El debilitamiento de los vientos alisios del verano y del otoño del norte en 1957, presentado en la Figura 16, conduce a la anomalía máxima positiva de la temperatura del mar en la Isla Johnston (Figura 15) en octubre y noviembre de ese año. Pero siguió una caída inmediata en diciembre de 1957 y continuó en enero de 1958. Esta fue causada aparentemente por la consolidación antes mencionada de los vientos alisios (Figura 11) que tuvo lugar en el hemisferio norte como un efecto autoregulado de la súbita expansión del área de agua cálida en la zona ecuatorial (Figura 12).

Las latitudes bajas, representadas en la Figura 16, por la Isla de Christmas y el punto de comprobación a los  $9^{\circ}\text{N}$   $85^{\circ}\text{W}$  frente a Costa Rica, también registraron la caída de temperatura causada por el fortalecimiento de los vientos nordestes a principios de 1958. Sin embargo, en ambas localidades las anomalías de temperatura aumentaron hasta otro máximo en enero de 1959. La precipitación del siguiente enfriamiento en la Isla de Christmas es sin duda debido a la reanudación del afloramiento en el ecuador bajo la influencia del máximo de los vientos alisios en el invierno del sur de 1959. El punto de comprobación frente a Costa Rica como podía esperarse, tuvo el mismo enfriamiento pero más lentamente y en menor grado, a través de la mezcla lateral del agua fría ecuatorial dentro del agua cálida de la Contracorriente.

#### EL MINIMO EN 1957-58 DE LA TEMPERATURA DEL MAR EN EL PACIFICO OCCIDENTAL TROPICAL

Las estaciones isleñas de Guam,  $13^{\circ}26'\text{N}$   $144^{\circ}39'\text{E}$ , y Truk,  $7^{\circ}27'\text{N}$   $151^{\circ}51'\text{E}$ , cuyas series de las anomalías de la temperatura del mar están representadas en la Figura 17, tuvieron un invierno relativamente frío en 1957-58, mientras el Pacífico oriental tropical fue anómalamente cálido. En el área de Guam y Truk solamente el invierno y la primavera tienen fuertes vientos alisios persistentes y relativos. Los vientos del verano y el otoño son más variables y llegan a ser vientos del sur o del sudoeste sobre las Filipinas (el Monzón del verano asiático). Los vientos responsables por el enfriamiento observado del océano en Guam, y en grado menor Truk, desde 1956 hasta fines de 1957 debieron ser los vientos alisios del invierno y la primavera. El desarrollo de los vientos alisios desde el invierno de 1955 hasta el de 1957-58, observado a través del gradiente de presión entre Wake y Tarawa (Figura 9), debió también ser aplicado a la región de Guam y Truk y, si así fue, explicaría las anomalías negativas de la temperatura del mar que están bajo consideración. En cuanto al afloramiento de Truk puede haber sido un factor de enfriamiento como lo demuestra la Figura 18.

Las series del nivel oceánico según el mareógrafo en Davao (Mindanao)  $7^{\circ}5'N$   $125^{\circ}38'E$ , Truk  $7^{\circ}27'N$   $151^{\circ}51'N$ , y Kwajalein  $8^{\circ}44'N$   $167^{\circ}44'E$ , han sido reunidas en la Figura 18, muestran un mínimo notable a fines de 1957. En Davao el promedio de diciembre 1957 fue 0.8 pies o 24 cm inferior a lo normal, un valor que probablemente no es muy representativo de alta mar, a causa de la fuerte Corriente de Mindanao que fluye al sur manteniendo probablemente remolinos costeros. Sin embargo, los promedios mínimos mensuales de 17 a 18 cm en Truk y Kwajalein deben representar un descenso real, inferior a lo normal, de la superficie del océano. Las tres estaciones están situadas a lo largo de la depresión topográfica oceánica (Figura 13) que marca el límite entre el flujo occidental de la Corriente Ecuatorial del Norte y el flujo oriental de la Contracorriente. Guam a los  $13^{\circ}26'N$  no muestra ninguna señal del mínimo a la altura del nivel oceánico desplegado por las tres estaciones a lo largo de la depresión oceánica y, consecuentemente, el gradiente norte de la depresión y de la parte geostrofica de la Corriente Ecuatorial del Norte ha debido tener un máximo agudo en el período de la profundidad máxima de dicha depresión oceánica. Lo más probable es que el mismo razonamiento se aplique también a la Contracorriente del sur de la depresión oceánica, pero no se dispone allí de ningún mareógrafo para chequear esta idea.

La respuesta de un océano con estructura de termoclina a la súbita intensificación de una depresión oceánica debe ser la formación de una elevación en la termoclina. Mientras esto prosigue, el afloramiento toma lugar en la depresión oceánica. Cuando después la depresión oceánica se debilita a su forma normal, el movimiento interno del agua se invierte y el hundimiento reemplaza el afloramiento. En cuanto a la temperatura de la superficie del mar, ésta debe descender durante el afloramiento y ascender de nuevo durante el hundimiento del agua recientemente aflorada, consecuentemente la temperatura de la superficie del mar pasará por un mínimo en el período de la depresión oceánica más profunda. Esto es también lo que la combinación de las series de las anomalías del nivel del mar (Figura 18) y las anomalías de la temperatura del mar en Truk (Figura 17) sugerirían. En cuanto a hacer las estimaciones cuantitativas de este efecto comparadas a las transposiciones del calor atmosférico del océano, serían necesarias medidas más especializadas.

#### **LAS VARIACIONES DEL GRADIENTE DESCENDENTE OESTE-A-ESTE DE LA SUPERFICIE DEL OCEANO PACIFICO**

La Figura 18 también exhibe como comparación uno de los registros centroamericanos de los cambios del nivel oceánico. La estación seleccionada, registrada, de Puerto Armuelles, está situada aproximadamente a la misma latitud que las estaciones del Pacífico occidental en el mismo diagrama. La oposición en las tendencias de los cambios del nivel oceánico en el Pacífico oriental y occidental es bastante sorprendente, teniendo las estaciones occidentales su anomalía máxima negativa de elevación del nivel oceánico, al mismo tiempo que la anomalía máxima positiva de la costa centroamericana.

En ese período, diciembre 1957, la diferencia de la altura dinámica de la superficie oceánica de Kwajalein a Puerto Armuelles ha debido ser aproximadamente de 0.28 metros dinámicos inferior a lo normal. Al juzgar por la topografía normal del océano en la Figura 13, la anomalía de diciembre 1957 ha debido poco más o menos allanar la pendiente oceánica a cero entre Kwajalein y Puerto Armuelles.

La Figura 19, exhibe cierta serie cronológica de las anomalías del nivel del mar en estaciones próximas al ecuador. Desafortunadamente no se dispone de ninguna al oeste del límite fijado para el cambio de fecha. La Isla de Cantón y la Isla Christmas tuvieron el nivel creciente del agua de junio a noviembre de 1957, en oposición al nivel descendente simultáneo de Kwajalein. Parece imposible el atribuir esta diferencia simplemente al cambio de la longitud geográfica. Más bien, debemos interpretar el ascenso en Cantón y Christmas como el abastecimiento de la depresión oceánica ecuatorial en unión del nivelamiento temporal de la subcorriente ecuatorial, que se muestra en los perfiles-BT a los  $145^{\circ}\text{W}'$  en la Figura 12. El mismo fenómeno se repite de nuevo por un corto período de tiempo y con menos amplitud hacia fines de 1958. Además, un máximo doble del nivel oceánico se muestra en la Isla de Cantón en las dos perturbaciones tipo El Niño 1957-58 y 1958-59, tal vez indicando dos períodos breves de alisamiento. Pero tal detalle, naturalmente, no puede analizarse con seguridad sin más datos oceanográficos.

Tumaco y La Libertad sobre la costa de Colombia y Ecuador respectivamente, muestran el máximo de la anomalía del nivel del mar en 1957-58, como una característica mayor que el máximo repetido a principios de 1959, mientras que en la Isla Cantón fueron ambos aproximadamente de igual magnitud.

Ya que las grandes desviaciones del nivel normal del mar son del mismo signo y de amplitud similar en todas las estaciones en la Figura 19, la diferencia de altura entre el nivel del agua ecuatorial del Pacífico medio y la de la costa de Colombia y Ecuador siempre permanece positiva. Naturalmente, lo mismo es verdad en lo correspondiente a la parte más precipitada del gradiente a lo largo del ecuador, principalmente desde el límite fijado para el cambio de fecha hasta cerca de los  $110^{\circ}\text{W}$ . Ese es el tramo en el que la Subcorriente Ecuatorial está impulsada más fuertemente por la gravedad y donde la convergencia geostrófica sobrecompensa la divergencia de la corriente del viento. Al aproximarse a las Islas Galápagos ( $90^{\circ}\text{W}$ ) la Subcorriente finalmente se demora y se extiende afuera mientras fluye cuesta arriba por alguna distancia.

## DISCUSION

El estudio en este artículo muestra repetidamente la importancia que tiene, el estudiar la meteorología y oceanografía del Pacífico Sur, con el fin de encontrar las causas de las ocurrencias de El Niño. El Niño es un fenómeno

de verano del hemisferio sur y la alta temperatura medida en esa estación es un derivado del máximo anual de insolación, especialmente en la faja de los vientos alisios donde hay poca nubosidad. Los veranos reales de El Niño son raros y difieren del verano corriente a causa de los vientos alisios anómalamente débiles.

En los regímenes de los vientos alisios débiles, el traslado de calor hacia la atmósfera, tanto en forma sensible como latente, es por debajo de lo normal y cantidades de calor superiores a lo normal permanecen almacenadas en el océano elevando por lo tanto la temperatura de su superficie. Las anomalías positivas resultantes de la temperatura del mar no son muy grandes pero se extienden sobre las áreas del vasto océano. El calor sobrante almacenado en dichas áreas es una fuente potencial significativa de energía termal para la atmósfera tan pronto como los vientos alisios cogen fuerza.

El debilitamiento de los vientos alisios tiene efectos más súbitos y espectaculares en el océano en función de la temperatura producida por la suspensión del afloramiento. Las áreas directamente afectadas son una faja costera estrecha frente a Chile y Perú, además de una faja ecuatorial, no tan estrecha, que se extiende hacia el oeste hasta el límite fijado para el cambio de fecha. Dondequiera que suceda que un área de agua aflorada se cubra por la invasión de agua cálida superficial, la atmósfera se encuentra expuesta a una nueva fuente de calor formándose un cambio vertical conductivo y lluvia. La desaparición de la zona de agua fría ecuatorial (Figura 12) sobre la mayor parte de su longitud total, más de la mitad del camino a través del Pacífico, es un suceso de grandes consecuencias en la atmósfera. El fortalecimiento de la fuente de calor ecuatorial estimula lejos y ampliamente la circulación atmosférica, especialmente en el hemisferio invernal (Figura 11). Con lo cual los crecientes vientos alisios invernales absorben la creciente cantidad de calor oceánico que fue almacenado durante el período de debilitamiento de los vientos alisios y así agregan magnitud a la nueva explosión de energía de la circulación atmosférica total.

Las series que representan en la forma más sencilla las variaciones de largo plazo de los vientos alisios del sur fueron obtenidas de Tahití y Apia (Figuras 8 y 16). La presión de estas estaciones registra con gran regularidad un máximo invernal y un mínimo estival y, además, tendencias a largo plazo más bien suaves en la presión estival que sobrepasan en amplitud las tendencias a largo plazo invernales. Las amplitudes de las variaciones estacionales de las tendencias a largo plazo, se reducen decisivamente hacia el ecuador (se indican en la Figura 8 para la Isla de Cantón), por lo que las series de presión de Tahití y Apia pueden interpretarse en función de gradientes de presión (comúnmente dirigidas hacia el ecuador) y asimismo en función de la fuerza de los vientos alisios.

Un ciclo de largo plazo en la circulación de los vientos alisios del Pacífico Sur, dígame desde 1955 a 1961, parece proseguir en la siguiente forma:

En los años de 1955 a 1957 piores a El Niño, la amplitud máxima estival de la concavidad ecuatorial de baja presión, aumentó de año en año y los vientos alisios estivales se debilitaron cada año. La transmisión del excedente de calor de los océanos a la faja de los vientos alisios, disminuyó por debajo de la eficiencia normal en el verano y la temperatura del mar ascendió de año en año. Esto a su vez extendió la concavidad de baja presión estival, completando así un ciclo de nuestro razonamiento. La repetición de los ciclos conduce hacia las condiciones de El Niño con el remate de la suspensión del afloramiento ecuatorial en 1957-58 y con el aumento súbito concomitante del área de agua cálida.

La dirección de la faja de los vientos alisios en el Pacífico del Norte, prior a El Niño, prosiguió similarmente en cuanto a lo que se refiere al verano y al otoño del norte. Pero los inviernos del norte invierten la tendencia de los vientos alisios reducidos después de un mínimo de fuerza en 1955-56, a un máximo en 1957-58, el último invierno nortero coincidió con el calentamiento máximo del océano ecuatorial. Este estímulo de los vientos alisios del Pacífico Norte ha sido causado primero por el aumento de la transferencia del calor latente a la faja de los vientos alisios, y después por el océano ecuatorial anómalamente cálido.

La intensificación correspondiente de los vientos alisios invernales en el Pacífico Sur puede esperarse que sea menos pronunciada, debido a que el afloramiento ecuatorial estaba de nuevo operando en el invierno de 1958. Las presiones invernales en Tahití (y los vientos alisios) muestran actualmente una notable constancia desde los años anteriores a El Niño hasta los años posteriores del mismo, mientras las presiones estivales (y los vientos alisios) disminuyeron de 1955-56 a 1958-59 y aumentaron hasta un máximo en 1961-62. Se supone que el aumento observado de los vientos alisios estivales en los años posteriores a El Niño, toma lugar por una inversión de los procedimientos esquemáticamente antes descritos, referentes a la tendencia prior a El Niño.

Para un conocimiento completo de la naturaleza de las tendencias anómalas en el Pacífico Central, de los vientos alisios y de la temperatura del mar, y para una posible predicción de tales tendencias, se ha de necesitar mucha más recolección de datos del océano y de la atmósfera. Una repetición corriente de los perfiles-BT de Hawái a Tahití (o Apia) alrededor de las estaciones, con inclusión de varios años sería lógicamente la próxima etapa. El ritmo de los cambios en las condiciones oceánicas cerca de la costa tropical de las Américas está tan bien correlacionado con las tendencias del Pacífico Central, que un progreso en el conocimiento de esto último sería también beneficioso a los intereses de la pesquería costera.

Mientras se espera la ampliación de la recolección y la transmisión de los perfiles-BT del Pacífico Central, el camino más corto y mejor hacia la predicción de El Niño debe ser la vigilancia de las series cronológicas del gradiente

de la presión atmosférica de Apia e Isla Cantón. Los vientos alisios correspondientes a ese gradiente de presión, se debilitan suficientemente como para que el afloramiento ecuatorial ya estuviese más o menos eliminado durante el verano del sur de 1956-57, un año antes de que se establecieran en gran escala las condiciones de El Niño del Pacífico Central a Sudamérica. Se utilizó una noticia similar preliminar, antes de un futuro El Niño, en cuanto se observó que ya había ocurrido un debilitamiento crítico de los vientos, en la longitud de los 172°W, de las islas Apia y Cantón en el verano de 1963-64.

#### LITERATURE CITED – BIBLIOGRAFIA CITADA

- Austin, T. S. 1960. Summary, 1955-57 ocean temperature, Central Equatorial Pacific, pp. 52-55. *In* Symposium on "The Changing Pacific Ocean in 1957 and 1958." Rep. California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations, Vol. 7.
- Bjerknes, J. 1961. "El Niño" study based on analysis of ocean surface temperatures 1935-37. *Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull.*, 5(3): 217-304.
- Ekman, V. W. 1902. Om jordrotationens inverkan på vindströmmar i hafvet. *Nyt. Mag. f. Naturvid.*, Vol. 40. Kristiania.
- Montgomery, R. B., and E. Palmén. 1940. Contribution to the question of the Equatorial Countercurrent. *Jour. Mar. Res.*, 3(2): 112-133.
- Namias, J. 1960. The meteorological picture 1957-58, pp. 31-41. *In* Symposium on "The Changing Pacific Ocean in 1957 and 1958." Rep. California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations, Vol. 7.
- Reid, J. L. 1961. On the geostrophic flow at the surface of the Pacific Ocean with respect to the 1000-decibar surface. *Tellus*, 13(4): 489-502.
- Sette, O. E., and Isaacs, J. D. 1960. Editor's summary of the Symposium, pp. 211-217. *In* Symposium on "The Changing Pacific Ocean in 1957 and 1958." Rep. California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations, Vol. 7.
- Wooster, W. S. 1961. Data Report, STEP I Expedition 15 September – 14 December 1960. Preliminary Report, Part I. Physical and chemical data. Scripps Inst. Ocean. of the Univ. of Calif., La Jolla, California, Ref. 61-9.
- Wyrtki, K. 1963. The horizontal and vertical field of motion in the Peru Current. *Bull., Scripps Inst. Ocean. of the Univ. of Calif., La Jolla, California*, 8(4): 313-346.