

III.—LA CORRIENTE DE HUMBOLDT CONTRIBUCION A SU CONOCIMIENTO EXPERIMENTAL Y ENSAYO SOBRE SU TEORIA MECANICA.

POR JULIEN MARTELLY

Profesor de Física en la Escuela Politécnica Nacional.
Quito - Ecuador.

Los datos experimentales de este trabajo son las medidas efectuadas por nosotros durante el viaje de la Misión Científica de la Escuela Politécnica Nacional a las islas Galápagos, realizado en Marzo de 1948 a bordo del buque Escuela «Eloy Alfaro» de la Armada Ecuatoriana.

Queremos expresar aquí toda nuestra gratitud al Director de la Escuela por la realización de este viaje, y al Ministerio de Defensa Nacional por la indispensable contribución que nos ha tan gentilmente departido.

Nuestro colaborador señor Salustio Pérez ha tomado a su cargo las correcciones de los resultados y su representación gráfica. Le agradecemos calurosamente.

Hemos sacado el mayor provecho de nuestras conversaciones con el especialista de la Oceanografía peruana Dr. Erwin Schweigger, Consejero Científico de la Compañía del Guano. Señalamos en este artículo las informaciones que él nos ha comunicado verbalmente y aquellas, mucho más numerosas, que hemos tomado de sus libros.

PRIMERA PARTE

MEDIDAS DE LAS TEMPERATURAS DEL OCEANO A LO LARGO DEL TRAYECTO GUAYAQUIL - GALAPAGOS Y EN ESTE ARCHIPIELAGO MARZO 1948.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Tratando de dar una definición puramente objetiva de la Corriente de Humboldt, proponemos la siguiente: *una región del Pacífico que forma una faja a lo largo de las costas de América, del*

Sur, presentando temperaturas bajas relativamente a las zonas vecinas del Océano, y animadas en la superficie por velocidades cuyas componentes paralelas a la costa están generalmente hacia el Norte. Nuestra prudencia en lo concerniente al movimiento de esta «corriente» se podrá comprender después, cuando analizamos la complejidad del fenómeno.

El trayecto marítimo, por nosotros efectuado entre Guayaquil y el Archipiélago de Galápagos es un corte de la corriente de Humboldt en una región en la que la literatura habla de un ramal oeste que baña el Archipiélago y un ramal Norte que baña las costas ecuatorianas (veremos lo que se puede pensar de esta distinción que conviene aceptar en un sentido restringido). Con idea de identificar estos ramales por sus efectos térmicos, hemos tomado las temperaturas del mar a lo largo del viaje. Los resultados de nuestras observaciones son diferentes de aquellos que una descripción demasiado simple hacía prever y se hallaron de acuerdo con las ideas modernas que conocimos ulteriormente.

1.—LAS MEDIDAS.

A falta de un equipo del que pudiera disponer un navío oceanográfico nos hemos contentado con sacar agua en un balde, a la proa del buque, y medir en seguida la temperatura. Ciertamente que habría sido deseable, en vista de la medición térmica un dispositivo que permita sacar agua a varios metros de profundidad.

Sin embargo, debemos señalar que durante el tiempo de nuestras medidas, no se produjo ninguna lluvia importante, de tal manera que aquellas no han sufrido estas causas de perturbación.

Por fin, hacemos notar que la temperatura de la capa superficial del mar es la que tiene influencia sobre el clima, y, por lo tanto, hay interés en conocerla.

I.—Tres termómetros fueron utilizados simultáneamente: de mercurio, de alcohol y otro bimetálico. Este último, un poco menos preciso, servía de «seguro» contra los riesgos de una rotura que hubiera impedido cualquiera verificación ulterior del instrumento. Las tres lecturas controlábanse mutuamente. Las diferencias entre ellas nunca han llegado a sobrepasar, la incertidumbre de la lectura (0,1 grado para los termómetros de líquido). Así también para el desplazamiento del zero que ha sido verificado en el laboratorio posteriormente a las medidas. Esta corrección ha sido desde luego inútil. Para cada medida, la temperatura finalmente conservada es aquella leída en los dos termómetros de líquido, expresada en grados centígrados.

II.—Discusión sobre la precisión. Creemos que la incertidumbre sobre cada temperatura no sobrepasa $0,1^{\circ}$ y hemos conservado en su expresión solo la cifra de los décimos de grado. Mayor precisión sería inútil, pues, la temperatura del mar sufre fluctuaciones locales más importantes (del orden de $0,3^{\circ}$) en distancias del orden del kilómetro. Cuando se trata de estudiar la repartición de temperaturas a gran escala, y es nuestro caso, estas fluctuaciones locales deben ser despreciadas, interviniendo como errores fortuitos de medida que solo pueden ser eliminados multiplicando las observaciones. Para cifrar su importancia, disponemos de dos series de medidas muy cercanas, las que constituyen un embrión de datos estadísticos.

a) A bordo de un remolcador a lo largo de la costa SE de la isla «Santa Cruz» a la vista del islote «Santa Fé», el 11 de Marzo entre 11 h.15 y 12 h.25, cinco observaciones han dado:

28,05 28,08 28,04 28,04 28,08. — El término medio es 28,06. La diferencia media relativamente al término medio $0,018$. Siendo la velocidad de 12 nudos, más o menos, la distancia media entre los puntos de medida es de $6/5$ de milla o sea 2 km.

b) En el Golfo de Guayaquil, al norte del islote «El Muerto», el 21 de Marzo, entre 6 h.05 y 7 h.24, diez observaciones han dado:

26,05 26,04 26,07 27,00 27,06 26,03 26,05 26,05 26,03
Su término medio es 26,065. La diferencia media relativa al término medio: $0,028$. Siendo la velocidad del buque relativamente al mar de 6 nudos más o menos, la distancia media entre los puntos de medida es de $8/10$ de milla o sea 1 km. y medio. La repartición de las cifras hace ver que en este segundo caso, el buque ha cruzado una área más caliente sobre una distancia de 2 millas aproximadamente.

En conclusión, la diferencia media fué de $0,018$ en la serie de cinco medidas y de $0,028$ en la serie de diez medidas. Si se tiene en cuenta el número muy reducido de la primera, parece que estos dos resultados traducen la misma dispersión y que será prudente admitir la posibilidad de fluctuaciones cuyo valor medio es de $0,03$.

Se podría objetar que estas fluctuaciones han sido determinadas cerca de las costas donde son más importantes. Sin embargo, parece que los resultados son válidos en alta mar, si se puede juzgar por la diferencia de los puntos sobre la representación gráfica de la figura 2.

III.—Corrección del efecto diurno.

A estas fluctuaciones imprevisibles y desde luego verdaderamente fortuitas, se sobreponen variaciones sistemáticas del calentamiento diurno y enfriamiento nocturno, cuyo efecto medio puede ser conocido perfectamente y que debemos por consiguiente tomar en cuenta. Se pone de manifiesto en la curva media de las temperaturas horarias que ha sido determinada así:

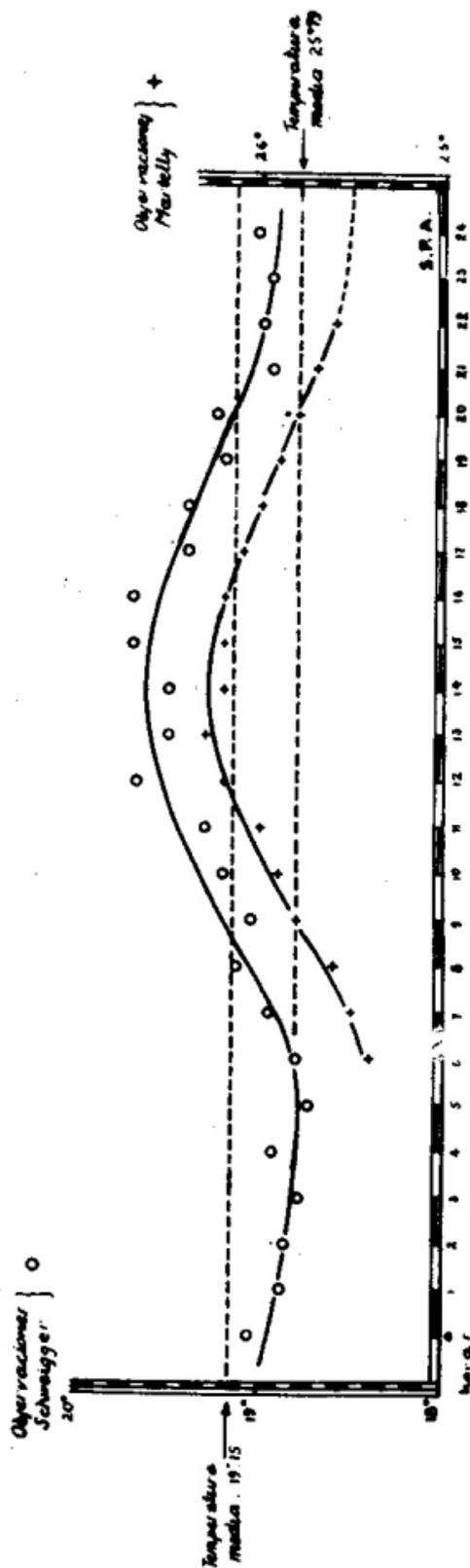
La hora de cada observación (hora de Guayaquil) ha sido corregida para transformarla en hora exacta del meridiano de la observación.

Hemos representado gráficamente, en función de la hora corregida la variación de la temperatura en cada día de los quince durante los cuales disponíamos de datos suficientes, entre las horas 6 y 22: Con el fin de permanecer estrictamente objetivos y evitar toda estimación personal, hemos constituido cada curva representativa por los segmentos de recta que juntan los puntos experimentales. Se ha calculado, para cada hora entera, el término medio de las 15 temperaturas deducidas por esta interpolación. De esta manera se establece la curva mediana de las temperaturas en función de la hora durante nuestro viaje representada en la figura 1.

Los quince días que han servido para establecerla están comprendidos entre el 3 y el 20 de Marzo. Cinco fueron pasados en alta mar, diez en el Archipiélago.

La interrupción de la medición durante la noche no permitió calcular la temperatura media. Pero, le dimos vuelta a la dificultad al conocer la variación diurna completa en las costas peruanas, deducida por el abundante material estadístico del Dr. E. Schweigger proporcionado amablemente por él. Está representado en el mismo gráfico de la fig. 1. Se ve que las dos variaciones son perfectamente concomitantes durante el período de 16 horas, en él que se extienden nuestras medidas. La diferencia es por término medio de 6,964. Es pues de creer que este paralelismo subsiste durante la noche, y ésto nos permite calcular en 25,08 nuestra temperatura media, sumando 6,964 a aquella de E. Schweigger (19,015). La diferencia entre este término medio y la ordenada de la curva nos da el término que es preciso sumar a las temperaturas medidas para corregir el efecto diurno. Es positivo para la mañana y la tarde, negativo durante el día, se anula a las 9 h. y a las 20. El máximo de su valor absoluto es 0,05 a las 14 h.

La temperatura que resulta de esta corrección es en principio la temperatura media del lugar para un período de 24 horas. Todos nuestros resultados indicados en los gráficos han sufrido esta corrección. Su eficacia aparece especialmente sobre la figura 2: ella no deja ver ninguna fluctuación diurna sistemática en el curso de las travesías.



VARIACION DIURNA DE LA TEMPERATURA

Paralelismo entre las variaciones observadas por E. Schweigger en las costas Peruanas y por el autor de este artículo en las latitudes del Ecuador.

2.—LOS RESULTADOS Y SU DISCUSION.

I.—TEMPERATURAS SUPERFICIALES.

A.—En alta mar:

La figura 2 comprende el mapa de los trayectos de ida y vuelta y los gráficos que representan las temperaturas observadas durante cada uno de estos viajes en función de su longitud geográfica. La escala de las longitudes es la misma en la carta y en las curvas, de tal manera que a cada medida corresponde un punto del mapa y un punto del gráfico en la misma vertical. Esta representación resulta cómoda, porque el trayecto queda vecino de su paralelo: su largo es desde luego casi igual a la variación de longitud (la supera solamente de 5%).

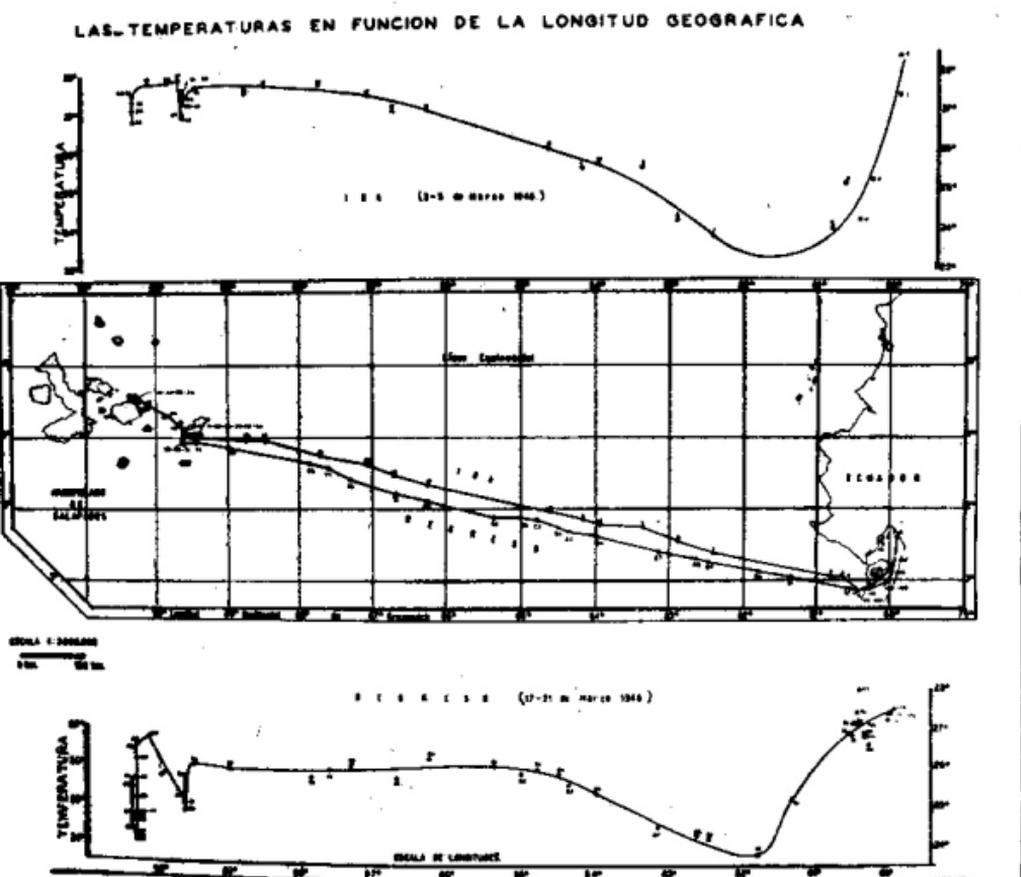


Fig. 2.—Nuestra travesía y las temperaturas observadas a lo largo de la misma.

Las curvas pasan por un mínimo en la longitud $81^{\circ} 45'$ (o sea a la salida del Golfo de Guayaquil) enmarcado al Este por una subida brusca en el golfo y en el mismo Guayas, al Oeste por una subida lenta que se prolonga en la curva de ida hasta una distancia de 350 millas (650 km.) y en la curva de regreso hasta la mitad.

Cualitativamente los hechos se interpretan muy bien en el análisis de los fenómenos que haremos en la segunda parte: aguas profundas emergen en la costa peruana al Sur del Golfo, hasta Cabo Blanco; y se puede prolongar el fenómeno a lo largo de la plataforma de menos de 100 metros de profundidad que ocupa el interior del Golfo y que se limita cerca de la línea que junta Cabo Blanco a la Península de Santa Elena.

Estas aguas frías hacen un gran contraste con las aguas tibias del Golfo. Son deportadas hacia mar abierto por la acción combinada de la fuerza de los vientos y de la rotación de la tierra. Se calientan también progresivamente, alcanzando poco a poco la temperatura de equilibrio del mar en la zona ecuatorial.

Cuantitativamente, las temperaturas que hemos observado no están de acuerdo con el mapa ideal de las isotermas para los meses de Marzo y Febrero publicado por Gerard Schott (Bibliografía N.º 1). Está reproducido en la figura 6 y allí hemos trazado nuestro trayecto por medio de una recta puntuada. En el gráfico de la fig. 3 se ha dibujado la curva de las temperaturas que se calcula, según

Temperaturas a lo largo de la ruta al Archipiélago.

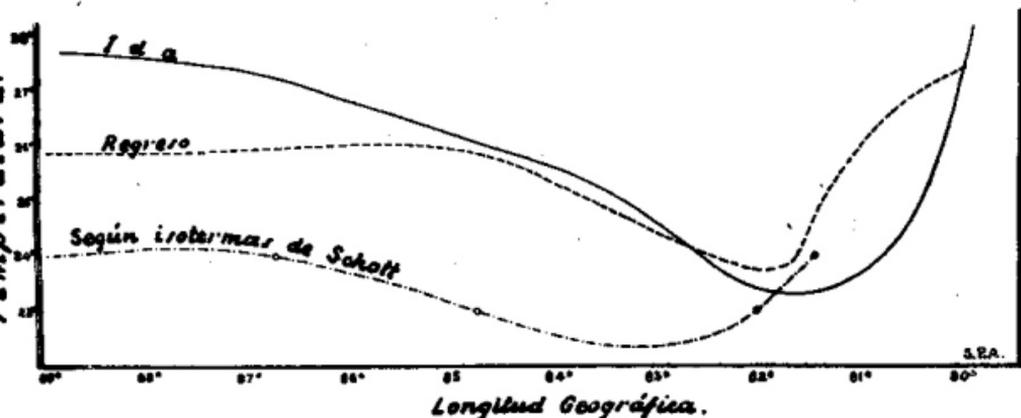


Fig. 3.—Temperatura a lo largo de nuestra travesía. Comparación entre nuestros resultados y los que serían de esperar según las isotermas de Schott.

este documento y aquellas que hemos observado efectivamente: las nuestras son superiores (temperaturas más elevadas) y a la derecha (longitudes más orientales).

El Dr. Schweigger nos ha comunicado dos informaciones, la una que corrobora nuestros resultados, la otra que los explica.

a) El ha observado también en Febrero del mismo año una repartición de las temperaturas diferente de la normal y presentando un mínimo de $23,030$ en el área comprendida entre las longitudes $W 81^{\circ}$ y 82° , y entre las latitudes $S 3^{\circ}$ y 4° . Nuestro trayecto atraviesa los meridianos 81° y 82° algunas millas al Norte del paralelo 3° y es en aquellos parajes donde se hallan los mínimos de nuestras curvas: a la ida temperatura mínima $23,02$ en la longitud $81^{\circ} 40'$ (estimación por interpolación); al regreso temperatura mínima $23,07$ (observada) en la longitud $81^{\circ} 47'$.

b) En la misma época, la zona de convergencia de los vientos alisios encontrábase desplazada a 3° de latitud más al Sur que la normal. El sistema de corrientes debe sufrir una repercusión por esta modificación del sistema de los vientos y desplazarse también hacia el Sur.

De manera más precisa, según nuestras ideas expuestas en la segunda parte de este artículo, la porción casi N-S de la corriente al Norte de Cabo Blanco, hasta la latitud de la península de Santa Elena, es «frágil» en el sentido de que se mantiene en equilibrio entre la componente hacia el Este de la fuerza de los vientos y la fuerza hacia el Oeste imprimida por la rotación de la tierra (*fuerza de Coriolis*). Si se modifica la velocidad de los vientos, por ejemplo desviada en sentido contrario al de las agujas de un reloj, será roto el equilibrio. La corriente anticipará su deriva hacia el Oeste y será por ello profundamente modificada. Si su línea permanece localizada (lo que no es seguro), permanecerá al Sur de aquella dibujada por las isotermas de Schott.

Es así como nuestro trayecto, en vez de cortar la corriente, no ha hallado sino su zona de influencia Norte; de allí una temperatura más elevada que la normal. Tal influencia era prácticamente nula en la región del Archipiélago hasta el 13 de Marzo. Pues nuestras medidas daban más o menos 28° , temperatura normal para las aguas ecuatoriales.

Creemos poder explicar a la vez el desplazamiento hacia el Este del mínimo de temperatura en casi 2° de longitud. En las condiciones normales, no habría afloramiento a lo largo del Golfo, desde que los vientos SW no son favorables a él. Las aguas frías son originarias de la costa peruana al Sur de Cabo Blanco y son acarreadas en auténtica corriente S-N. Si los vientos viran al S o al SE, esta corriente es perturbada. En cambio, el fenómeno de

aflorescimiento puede producirse todavía al Norte de Cabo Blanco, fuera de la plataforma submarina del Golfo de Guayaquil. Las aguas frías tienen esta vez un origen local diferente del primero.

La descripción del estado térmico observado en nuestra ruta será completada por la expresión del gradiente de temperatura, o sea (en este sentido limitado) la variación de temperatura por una distancia unidad recorrida en el camino. Prácticamente la ruta es una línea recta de dirección casi E-W que une el Golfo de Guayaquil (Puná) al Archipiélago (San Cristóbal). El aumento de temperatura hacia alta mar efectúase en término medio a razón de 0,7 grados centígrados por 100 km. En la curva de regreso este aumento es bastante regular. Lo es menos en la curva de ida en la que se puede distinguir en primera aproximación dos partes rectilíneas, la una al Este, de pendiente 1,1 grado/100 km., la otra al Oeste de pendiente 0,5 grado/100 km. La pendiente media es también 0,7 grados/100 km.

Comparemos estos resultados con aquellos obtenidos en otras condiciones:

a) Si el estado térmico del océano correspondiese a las isotermas de Schott (fig. 6), el gradiente observado en nuestra ruta hubiera permanecido inferior a 0,5 grado centígrado/100 km. Sería mucho más débil a lo largo de la línea de corriente que se puede adivinar, según el dibujo de las isotermas, entre Cabo Blanco y el Archipiélago: el gradiente sería luego del orden de 0,15 grado/100 km. en alta mar y se elevaría a 0,3 grado/100 km. cerca del Archipiélago.

b) Desde Callao, hacia mar adentro, E. Schweigger señala (Bibliografía 2, pág. 36-37) una serie de medidas que denotan gradientes sensiblemente más elevados, aún para rutas que se alejan poco de la costa (rumbo WNW). Ellas están comprendidas entre 1 y 3 grados centígrados /100 km. en regiones en las que la diferencia relativa a la temperatura de equilibrio tiene un orden de magnitud comparable a aquel de nuestras observaciones. Quiere decir que en uno y otro caso, la temperatura es inferior de 2° por término medio al límite que alcanza en alta mar. Y por fin, el hecho se puede generalizar a toda la costa peruana. En efecto, los mapas de las isotermas dibujados por E. Schweigger según promedios de temperatura tanto anuales como bimestrales (Bibliografía 5, pág. 180, mapas 41 a 45) demuestran también que el gradiente frente a la costa peruana entre Mollendo y Cabo Blanco admite un promedio del orden de 2°/100 km.

Ahora bien, la velocidad de calentamiento del agua no es sin duda mayor a lo largo de las costas del Perú que en las latitudes más ecuatoriales que hemos estudiado. Se cree más bien que es

prácticamente igual, si se nota que las dos curvas de variaciones diurnas de la temperatura (fig. 1) son indiscernibles.

Por eso interpretamos estas fuertes diferencias de gradiente por las diferencias de velocidad de desplazamiento de la corriente para una igual velocidad de calentamiento, el gradiente en la dirección de la corriente será inversamente proporcional a la velocidad de la misma).

Estas observaciones térmicas están pues de acuerdo con este otro hecho de observación: la velocidad mucho mayor de la corriente entre el continente y el Archipiélago de Galápagos que a lo largo de las costas peruanas; en cuanto a este hecho mismo, propondremos en la segunda parte una interpretación mecánica de él.

Un caso intermedio es el que hemos encontrado durante nuestro viaje: en este período del año 1948, los vientos no han permitido la formación como de costumbre, de la corriente rápida según una trayectoria tangente a la línea Ecuatorial; el desplazamiento de las aguas estaba, como en la costa peruana, estorbado por la deriva al Oeste, pero de una manera menos marcada por causa de la latitud menos elevada (ver final de la segunda parte).

El gradiente que hemos observado es pues intermedio entre estos dos casos (a) y (b).

B. — En el Archipiélago de Galápagos.

En el curso de todos nuestros desplazamientos efectuados entre el 5 y el 17 de Marzo en la región de las islas San Cristóbal y Santa Cruz, hemos acumulado material de datos experimentales. Están indicados en el gráfico de la fig. 5, en el que la temperatura (corregida del efecto diurno por supuesto) está representada en función del tiempo. Cada medida está afectada de un número que permite identificar en el mapa (fig. 4) el punto en que ha sido hecha. Finalmente las llaves indican los parajes de las observaciones de modo más general. Como aquí, toda variación de temperatura puede tener un significado, no hay lugar de trazar una curva regular, despreciando los puntos aberrantes. Por ello hemos querido permanecer objetivos, siguiendo simplemente el gráfico por los segmentos de rectas que unen los puntos experimentales.

De estas variaciones de temperatura, deducimos dos ideas generales: a) *Las temperaturas son más bajas al Oeste de las islas San Cristóbal y Baltra (donde se hallan nuestros dos fondeaderos) que en los demás parajes a la misma época.* Esto aparece de manera evidente en los gráficos de la fig. 2: los puntos acumulados sobre dos verticales corresponden a los estacionamientos en estos fondeaderos; están generalmente debajo de las dos líneas más o

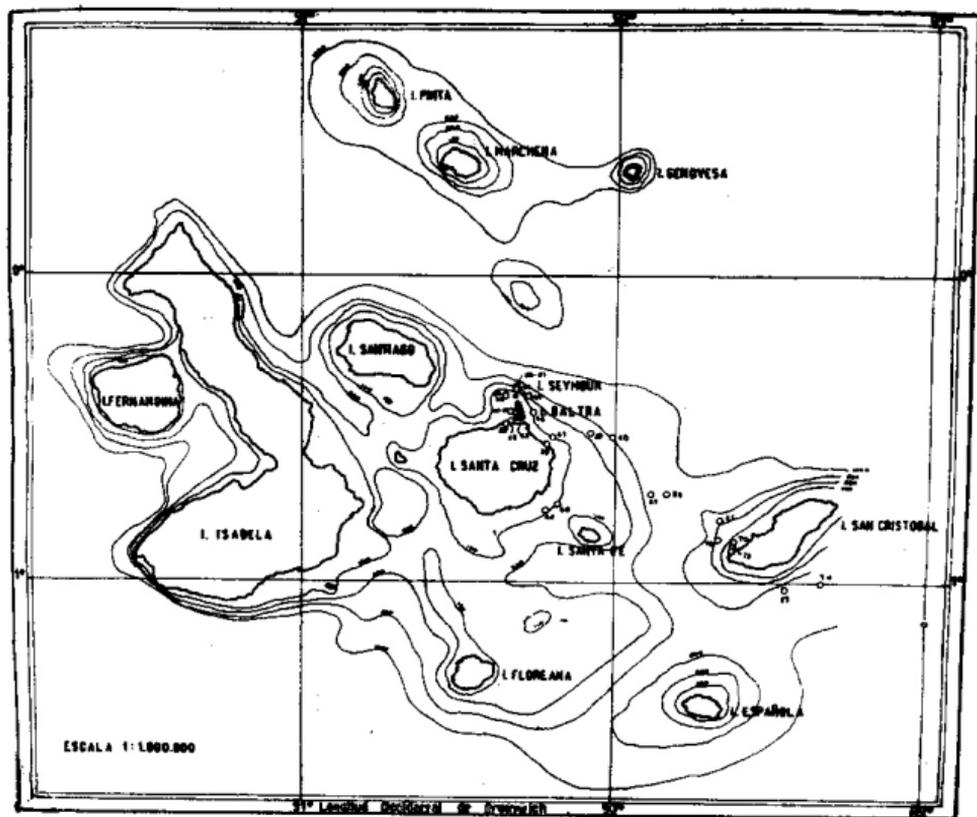


Fig. 4.—Mapa del Archipiélago.—Nuestros puntos de observación de la temperatura.

menos horizontales que representan la temperatura casi uniforme durante la travesía en la región del Archipiélago. El gráfico de la fig. 5 lo hace ver con mayores detalles: se puede distinguir período de observación en los fondeaderos occidentales (llaves inferiores) y en otros parajes (llaves superiores). Aquellas han dado temperaturas más bajas que éstas. De manera precisa, el cuadro I a continuación, da las diferencias entre las dos medidas sucesivas que preceden y que siguen toda entrada en un paraje occidental o toda salida de él. La diferencia siempre fué de sentido tal que indica una temperatura inferior en las costas Oeste de las islas.

LAS TEMPERATURAS EN EL ARCHIPIELAGO EN FUNCION DEL TIEMPO.

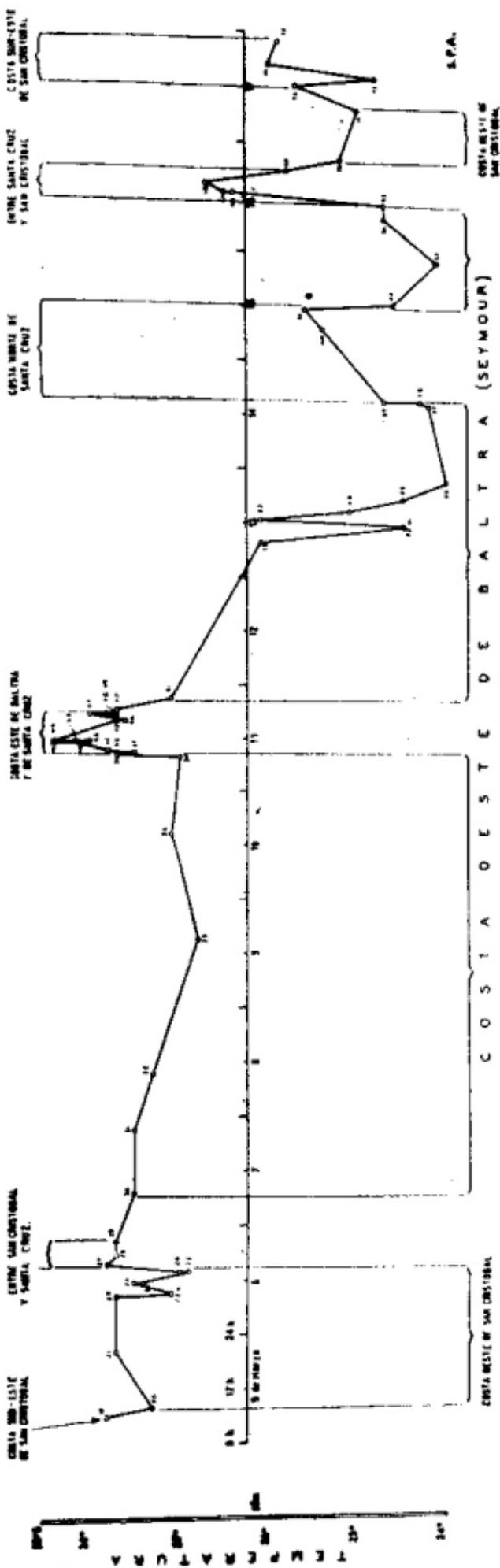


Fig. 5.—Temperaturas de las aguas que bañan el Archipiélago.—Se notan a) un descenso brusco de 2 grados el 13 de Marzo (la corriente fría empieza hacer sentir su influencia). b) una temperatura más baja de 0,7 grados en promedio, en las costas occidentales, o sea a sotavento de las islas (aflojamiento de las aguas frías de la profundidad).

CUADRO I

Números de las medidas	Diferencias de temperaturas	Término medio de las diferencias	
19 — 20	0,°5	Wreck Bay	Término medio general 0,°73
26 — 27	0,°8	al oeste de	
69 — 70	0,°6	San Cristóbal	
71 — 72	0,°7	0,°65	
29 — 30	0,°2	Base naval (llamada de Seymour)	
35 — 36	0,°7	Oeste de	
50 — 57	0,°6	Baltra	
57 — 59	0,°5	0,°77	
61 — 62	1,°0		
65 — 66	1,°7		

Las diferencias que figuran en este cuadro presentan una homogeneidad notable. Efectivamente, las fluctuaciones que presentan en relación con su término medio 0,°7 son en grados: $-0,°2$ $+0,°1$ $-0,°1$ $-0,°0$ $-0,°5$ $0,°0$ $-0,°1$ $-0,°2$ $+0,°3$ $+1,°0$. El término medio de los valores absolutos de estas fluctuaciones es 0,°25. Este resultado es prácticamente idéntico a aquel que hemos encontrado como fluctuación media de una serie de medidas muy cercanas (ver 1, II). Significa que si aumentásemos sistemáticamente de 0,°7 todas las temperaturas medidas en los dos fondeaderos occidentales, las discontinuidades que acabamos de estudiar estarían reducidas a las fluctuaciones normales de las medidas y por consiguiente serían inapreciables.

Mas, sobre todo el cálculo de la fluctuación media (0,°25) nos muestra dos cosas: que las diferencias observadas en uno y otro fondeadero (0,°65 y 0,°77) son perfectamente significativas y que estos dos resultados presentan entre ellos una curiosa identidad, ya que no hay lugar de distinguirlos del término medio común 0,°73.

En la segunda parte interpretaremos este enfriamiento de las costas occidentales por una subida de las aguas profundas a sota-

vento de las islas. Señalaremos también que T. Wolf (Bibliografía 4, pág. 579) observó el mismo efecto al Oeste de la isla Isabela; y aún, es allí mucho más acentuado (la diferencia alcanza 2° ó 3°). Esto es normal, pues Isabela ofrece al paso del viento y de la corriente un obstáculo mucho más importante que el islote de Baltra o que la pequeña isla de San Cristóbal que se alarga en el sentido de la corriente.

b) *La temperatura general rebajó de aproximadamente 2° el 13 de Marzo.* Salvo la pequeña diferencia que acabamos de subrayar en las costas occidentales, se puede admitir según estos dos gráficos (fig. 2 y 5) que existe una temperatura bastante uniforme

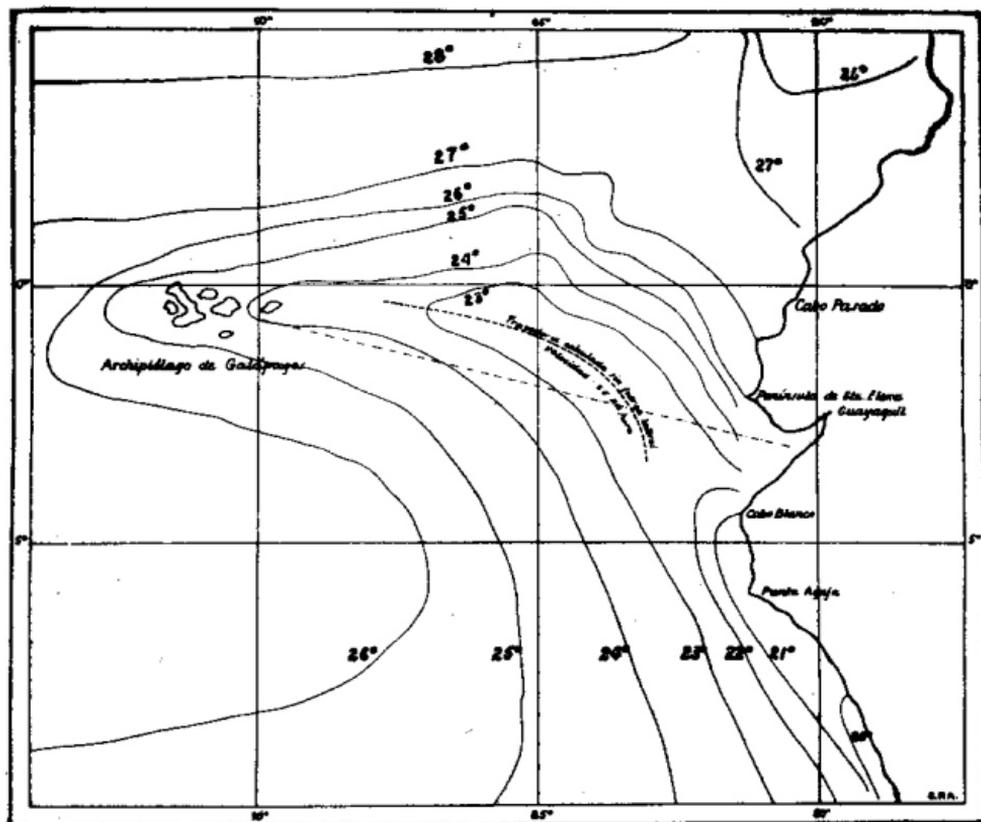


Fig. 6.—Las isotermas Febrero y Marzo según Schott.—Demuestran claramente la trayectoria de la corriente fría. La curva punteada es una trayectoria calculada por el autor bajo ciertas hipótesis simplificadoras. La concordancia es excelente al norte del paralelo de Santa Elena. De Cabo Blanco hasta allí se debería hacer intervenir la componente E—W de los vientos. La recta representa nuestra ruta.

de las aguas en el Archipiélago y al Este del mismo. Esta temperatura sería de aproximadamente 27,°8 en la primera parte del viaje y de 25,°8 en la segunda, con una discontinuidad el 13 de Marzo.

Estos hechos se interpretan perfectamente si el Archipiélago está bañado por una corriente y si ella ha sido modificada en el curso del mes de Marzo. Tal modificación puede formar parte de la evolución estacional: en efecto, el verano del hemisferio Sur es la estación más caliente en el Archipiélago, lo mismo que en las costas ecuatorianas. Esta variación del clima no se explica por la inclinación de los rayos solares sino por el régimen de las corrientes marinas, que a su vez están bajo la influencia de los vientos del hemisferio Sur. Las aguas que bañan estas costas se enfrían progresivamente de Febrero a Agosto. No sólo, la época en la que entramos al Archipiélago es normalmente la más cálida del año, sino que en 1948 la temperatura era mayor que de costumbre: la influencia de la corriente fría era prácticamente nula y efectivamente nuestra discusión de las medidas durante la travesía (2, I, A) nos hizo concluir que esta corriente, si existiera aún, debería estar más al Sur. Un regreso progresivo a la normal debe hacerla aparecer en la zona de Galápagos. El enfriamiento percibido en Baltra el 13 de Marzo es una de las etapas de esta modificación.

II.—TEMPERATURAS EN PROFUNDIDAD.

Dos veces repetidas, hemos hecho medidas comparadas de las temperaturas en superficie y en profundidad, aprovechando la parada del barco en los fondeaderos. Desgraciadamente, el alcance de estas observaciones está limitado por las condiciones particulares en las cuales nos ha sido dado el hacerlas: corta distancia de la costa (1 ó 2 km.), pequeña profundidad (14 y 19 m.). Sin embargo, vamos a exponerlas y discutir las.

Un termómetro de mínima fué sumergido por medio de una sonda. Su posición era una braza (1,80 m.) sobre el plomo de la sonda. Cuando éste toca el fondo, se deja efectuar el equilibrio de temperatura y luego se lo sube. La temperatura adoptada es aquella indicada por el índice. Estas medidas están cruzadas con aquellas de la temperatura en superficie por medio del termómetro.

Resultados: a) el 6 de Marzo a las 9 A.M. en el fondeadero al Oeste de San Cristóbal (Wreck Bay) el fondo está a 19 metros.

Temperaturas a la superficie: 27,°2 27,°0 media 27,°1.

Temperaturas a 17,20 m.: 26,°2 26,°0 26,°2 „ 26,°1.

b) el 13 de Marzo a las 12h. en el fondeadero al Oeste de Baltra, el fondo está a 13,60 m.

Temperaturas en superficie: 25,03 25,03 24,05 25,00 24,06
media 24,09.

Temperaturas a 11,80 m.: 21,06 21,06 21,03 media 21,05.

Cálculo de los gradientes medios de las temperaturas en profundidad

(El gradiente es la variación de temperatura por cada metro
de variación de nivel)

Parece necesario corregir la temperatura superficial del efecto diurno o sea del exceso sobre la temperatura media, adquirido durante las horas de sol. Esta corrección está calculada según el gráfico de la fig. 1.

a) San Cristóbal.

diferencia de temperatura entre la superficie y la profundidad: 1,00
la corrección del efecto diurno a las 9 A.M. vale 0,00
y por tanto no pone problema en este caso.

Gradiente medio entre 0 y 17,20 m. $1,00 = 0,06$ grado/metro

17,20 m.

b) Baltra, diferencia de temperatura entre la superficie y la
profundidad: 3,04
corrección del efecto diurno: 0,04
diferencia corregida: 3,00
gradiente medio entre 0 y 11,80 m.

$3,04 = 0,29$ grado/metro
sin corrección del efecto diurno:

11,80 m.
 $3,00 = 0,25$ grado/metro
con corrección del efecto diurno:

11,80 m.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS:

Entre nuestros dos valores muy diferentes (a) y (b), se hallan los resultados (también muy diferentes) señalados por otros autores en condiciones menos peculiares, o sea, sobre todo con fondos mucho mayores. Hemos calculado los gradientes medios entre la superficie y la profundidad de 25 metros según ciertas observaciones:

c) Schweigger (Bibliografía 2, pág. 68)
término medio de la costa del Perú: $0,06$ grado/metro

- d) igual referencia, observación aislada en Mayo 1940 a 20 millas de la costa: 0,14 grado/metro
- e) Medidas de la expedición «Carnegie» en 1928 en las costas ecuatorianas, frente a la punta Salango (latitud $1^{\circ} 40'$) relatada por A. Pérez (Bibl. 3, pág. 126): 0,19 grado/metro
- f) Es interesante comparar, son todos estos valores otro último, recogido en el tratado de geografía de de Martone. Este autor publica curvas tipo que dan la variación de la temperatura en función de la profundidad de los mares tropicales y ecuatoriales. De las tangentes que están al origen de estas curvas, se deduce que el gradiente de temperatura en las pequeñas profundidades sería: 0,03 grado/metro

Notamos así que el gradiente de temperatura en profundidad entre 0 y 25 metros puede alcanzar frente a las costas del Perú o del Ecuador valores mucho mayores a lo normal. Está probablemente en relación con el afloramiento de las aguas profundas: este desplazamiento lento hacia la superficie tiene un efecto contrario a la propagación del calor de la superficie hacia el fondo; es de esperar un gradiente elevado en estas costas y lo mismo en las costas Oeste de las islas Galápagos donde existe también el afloramiento.

Nuestra observación (a) de San Cristóbal está en perfecta concordancia con los términos medios en la costa del Perú.

Al contrario, nuestro resultado (b) de Baltra es particularmente elevado y sin embargo no supera sino en 50% el de la «Carnegie» (e). Notemos que la medida ha sido hecha durante el período de pocas horas en donde el gráfico de la fig. 5 acusa un enfriamiento brusco del agua de superficie: aguas frías invadieron la rada no sólo en superficie sino, más aún, quizás, en el fondo. De todas maneras, este estado de transición está probablemente en relación con la fuerte fluctuación de las temperaturas entre la superficie y el fondo.

SEGUNDA PARTE

TEORIA EXPLICATIVA
DE LA CORRIENTE DE HUMBOLDT

Queda fuera de duda que la Oceanografía del Pacífico, en la región costanera de la América del Sur presenta características sumamente peculiares; entre ellas una temperatura mucho más baja que aquella observada normalmente en las mismas latitudes. En otras palabras, en esta región del globo, las líneas isotermas (lo mismo las del mar como aquellas del aire) hacen ver una fuerte desviación hacia el Norte.

En homenaje a la historia solamente, aludiremos a la antigua teoría, según la cual el agua es fría en las costas peruanas porque deriva de la región del Polo Sur. Esta idea había sido expresada ya por los autores que han descrito estos parajes durante los siglos de la colonización española. Fué adoptada por Humboldt (1802) quien tiene el gran mérito de haber analizado las consecuencias climatológicas antes que las causas de esta corriente fría. En 1892, T. Wolf (Bibl. 4) emplea aún la expresión «*corriente antártica*». Esta teoría permanece todavía muy difundida en el gran público. Sin embargo, ha sido abandonada por todos los autores modernos, ya que está en contradicción con los hechos conocidos ahora de manera mucho más precisa.

Efectivamente, ella exigiría que la temperatura del Océano al borde del continente disminuya progresivamente del Sur al Norte. No es así: en primera aproximación, la temperatura no es más baja en la mitad Norte de las costas chilenas que en las peruanas y muchas veces es allí más elevada. Tal constancia media de la temperatura se extiende entre las latitudes 32° y 4°S. Además, un examen detallado hace resaltar, en las costas del Perú, importantes fluctuaciones locales señaladas por Erwin Schweigger (Bibl. 2). Las regiones costaneras situadas alrededor de las latitudes 18°, 13° y 10°S ponen de manifiesto temperaturas sensiblemente más elevadas (varios grados de diferencia) que las zonas que las rodean al Norte y al Sur.

Desde hace más de un siglo, ha sido explicada la baja temperatura de las aguas del litoral por la hipótesis que prevalece definitivamente ahora, o sea una *resurgencia de las aguas profun-*

das. Fué expresada por los científicos franceses (Bougainville de Tessan, Arago) que exploraron estos parajes en la primera mitad del siglo diecinueve; especialmente abordo de la fragata «La Venus». Más tarde ha sido formulada nuevamente y precisada por Buchanan, Dinklage, Vallaux, Raimondi, etc. Esta proposición ahora, más que una hipótesis explicativa, es un hecho de observación basado en la naturaleza de las aguas que aparecen en la costa: composición química, contenido biológico, color, etc. Se le da el nombre de *afloramiento*.

La corriente misma, o sea el desplazamiento de las aguas hacia el Norte, presenta las mismas irregularidades y se halla interrumpida por otras corrientes que traen a la costa las aguas tibias de alta mar en las regiones que hemos señalado. La velocidad media es muy débil (del orden de 1 km./hora) y parece ser más importante en las costas peruanas que en las de Chile. Según una medida citada por Aquiles R. Pérez (Bibl. 3), sería solamente en el lugar de su desviación hacia el Oeste, entre la costa ecuatoriana y las islas Galápagos que la corriente alcanzaría verdaderamente una velocidad elevada (6,5 km./hora). Hay que notar que esta porción de la corriente está situada en las latitudes vecinas de 0°. Propondremos al final del artículo una interpretación de este hecho.

Es así que los fenómenos oceanográficos reunidos bajo la denominación de «*corriente de Humboldt*» son complejos: aparición en la costa de agua fría de las profundidades, desplazamiento hacia el Norte y el Oeste de estas aguas frías poco saladas, interrumpido por numerosas contra-corrientes más calientes y más saladas. Daremos a continuación un *bosquejo general de su explicación teórica según los conceptos actuales*, precisando el papel desarrollado por los diferentes factores: vientos, salinidad, rotación de la tierra. Insistiremos particularmente sobre este último punto que ha sido generalmente poco analizado en las obras de geografía, y haremos ver hasta donde puede deformar los efectos naturalmente esperados.

1. — Papel de los vientos.

Los vientos dominantes, en la fracción del Pacífico que nos interesa, forman parte del sistema general de los vientos alisios. En las costas peruanas, se dirigen hacia el N. y más al Norte desvían hacia el W. Contribuyen a un movimiento giratorio de la atmósfera en el Pacífico del Sur alrededor de una zona de alta presión y este movimiento parece ser una de las causas seguras del movimiento análogo de rotación de las aguas superficiales del Océano. Un giro tal de las masas de aire y de agua hacia el Oeste cerca de Ecuador, hacia el Este en las latitudes elevadas, existe, además, en cada hemisferio para cada Océano.

La corriente de Humboldt es, desde luego, un aspecto local de un fenómeno más amplio, pero no cabe duda de que las circunstancias locales le dan su propia fisonomía, por ejemplo, la forma particular de la costa: ésta tiene en el Perú una dirección general SE—NW, es decir casi paralela a los vientos alisios. En aquella región, los vientos pueden, desde luego, tener un efecto acumulativo y una más honda repercusión sobre la velocidad de las corrientes y su temperatura.

Sin embargo, es verdad, de manera general, que los vientos acarrearán el agua de la superficie a lo largo de la costa. Esto crea una depresión la cual atrae las aguas profundas. «Consideraciones teóricas e investigaciones metódicas han comprobado que este movimiento vertical de las aguas se limita a niveles situados entre 100 y a lo sumo 300 metros bajo la superficie». (E. Schweigger, *Bibl. 2*, pág. 47).

De manera que el desplazamiento de las aguas hacia alta mar desde las costas sudamericanas en la zona tropical del Pacífico, no está enteramente compensado por el aporte de la corriente de sentido contrario que llega al continente en las latitudes elevadas. Una fracción (probablemente muy importante) proviene de un movimiento en profundidad el mismo que hace resurgir las aguas frías y poco saladas. Estas aguas frías derivadas hacia alta mar caliéntanse en forma bastante rápida y alcanzan casi su temperatura de equilibrio a cierta distancia de la costa. Según las observaciones de E. Schweigger (*Bibl. 2*, pág. 36), esta distancia sería más o menos de 200 km. mar afuera de Callao. Frente a las costas ecuatorianas, según observaciones nuestras relatadas en la primera parte de este artículo, como también según las isotermas de Schott, (fig. 6) este aporte de agua fría podría hacerse sentir sensiblemente más lejos (600 a 1000 km.). Eso se debe a la existencia de una corriente hacia el Oeste, mucho más marcada y mucho más rápida, en las vecindades de la Línea Equinoccial.

La explicación que hemos dado del afloramiento de las aguas profundas y frías en la costa Oeste del continente *prevee también el mismo fenómeno* a una escala reducida, en las costas Oeste de las islas y, de manera más precisa, a sotavento de las islas. En el Archipiélago de Galápagos, los vientos dominantes llegan del Este o del Sudeste (esta es la razón por la cual los anclajes se hacen generalmente al Oeste) y nuestras observaciones relatadas en la primera parte son una verificación manifiesta del aludido fenómeno, se refieren a los fondeaderos Oeste de las islas: San Cristóbal y Baltra. En las diez veces que hemos entrado en uno de éstos o que hemos salido de él, hemos podido observar que la temperatura del

mar era más baja que en los parajes vecinos. La diferencia es, en término medio, de $0^{\circ},73$ (1.^a parte — 2 I B — Cuadro I).

Es de anotar que estas medidas han sido hechas sin ningún conocimiento previo de tal fenómeno y por consiguiente sin buscar verificaciones. Al contrario, es al examinar los resultados que el hecho nos ha sido puesto en evidencia y nos ha sugerido la hipótesis del afloramiento, llegando a saber más tarde que había sido formulada por otros, desde hace más de un siglo. El fenómeno mismo, o sea una disminución de la temperatura del mar al Oeste de las islas, ha sido notado por otros observadores. Citemos Wolf: «La corriente que pasa por el Archipiélago de Galápagos parece más fría (21°) en sus partes occidentales que bañan las costas de Narborough (Fernandina) y Albermale (Isabela)». (Bibl. 4, pág. 579). Las temperaturas que él había medido en otros lugares de las aguas del Archipiélago eran de 24° ó 23° . Wolf enuncia el hecho independientemente de cualquier hipótesis, interrogándose si puede ser generalizado a las otras islas.

A grandes rasgos, los hechos pueden ser interpretados, desde luego, por la impulsión de los vientos. Mas, tenemos que notar que subsisten algunas dificultades: por ejemplo, en el Perú, el paralelismo aproximado entre la costa y el viento nos parece designado para reforzar la corriente superficial, mas no el afloramiento de las aguas profundas. Ahora bien, ya que el viento corta generalmente la costa viniendo de alta mar, este afloramiento es allí muy marcado. Cuando tengamos en cuenta los curiosos efectos mecánicos de la rotación de la tierra, podremos levantar esta contradicción, al mismo tiempo que daremos cuenta de las contra-corrientes que vienen de alta mar.

2. — Papel de la concentración salina.

La evaporación de las aguas bajo los Trópicos aumenta su concentración en sales, y por consiguiente, su densidad. Las leyes de la hidrostática dejan prever un hundimiento de su nivel en relación con aquel de las aguas menos saladas. Una desnivelación tal tiene tendencia a ser colmada por un desplazamiento de las aguas en superficie, mientras está mantenida por una inmersión de las aguas densas. Estas, se mezclan en las capas profundas del Océano con las aguas, provenientes de latitudes elevadas, que también son más densas por razón de su baja temperatura, a pesar de su salinidad menor (proviene de regiones en donde la precipitación atmosférica es mayor que la evaporación). La mezcla que constituye las aguas profundas, relativamente poco saladas, alimenta la resurgencia observada en las costas. Así se cierra el circuito, que podría

ser mantenido por solo esos efectos de densidad: la energía necesaria para conservar este movimiento, a pesar de su frenado por la viscosidad del agua, es tomada del ciclo térmico, (evaporación, condensación) cuya sede es el océano.

En realidad, esta influencia se combina con aquella del viento para producir los movimientos del agua (deriva hacia mar abierto, afloramiento) y es en una y otra que reside la indispensable fuente de energía.

3. — Papel de la rotación de la Tierra.

La teoría elemental que hemos bosquejado da cuenta de los hechos en primera aproximación. Numerosos puntos permanecen oscuros, entre ellos la existencia de corrientes tibias, llegadas de alta mar; las que vienen a interrumpir la corriente «Peruana» paralela a la costa. A este respecto, E. Schweigger escribe: «Ignoramos las leyes a las que obedecen estos movimientos y las causas que los originan» (Bibl. 2, pág. 65). Vamos a proponer en este párrafo una hipótesis que explique estas causas.

Dinámica de los movimientos a la superficie del Globo.

Si tratamos de poner en ecuación los movimientos previstos según las leyes de la hidrodinámica y bajo la influencia de las fuerzas que hemos analizado, será preciso que tengamos en cuenta la modificación muy importante aportada a las leyes ordinarias de la mecánica por la rotación de la Tierra.

Estos efectos aparecen ya en el movimiento de los vientos alisios, *en rotación en el sentido contrario a las agujas de un reloj* (para el hemisferio sur) *alrededor de un centro de alta presión*. Están aún más marcados en el desplazamiento de las masas de agua que en el de las masas de aire, siendo aquellas más lentas que éstas.

Su explicación es la siguiente: en el hemisferio Sur, una masa que se mueve hacia el Norte alcanza regiones de la Tierra cuya velocidad propia (o velocidad de arrastre) es mayor. Se atrasa en relación a ellas: de allí la desviación hacia el Oeste; recíprocamente, una velocidad inicial hacia el Sur se desvía hacia el Este.

Si la velocidad inicial está hacia el Este, ella se añade a la velocidad propia de la Tierra. La fuerza centrífuga queda aumentada: de allí viene una desviación hacia el Norte y, recíprocamente, una velocidad inicial hacia el Oeste, está desviada hacia el Sur.

En los cuatro casos, la desviación es hacia la izquierda de la velocidad inicial; produce desde luego, una rotación en el sentido contrario a las agujas de un reloj.

Se pueden hacer entrar, a la vez, todos estos efectos en los cálculos de mecánica de una manera muy sencilla: añadiendo a las fuerzas activas una fuerza suplementaria, llamada de **Coriolis**, perpendicular a la velocidad del móvil relativamente a la Tierra, proporcional a esta velocidad. Si se trata de un movimiento horizontal, se puede contentar calculando la componente horizontal de esta fuerza: es proporcional al seno de la latitud λ . En definitiva, la aceleración producida por esta fuerza es normal a la velocidad V e igual a:

$$\gamma = 2 w \operatorname{sen} \lambda \cdot V$$

(w : velocidad de rotación angular de la Tierra)

Es importante subrayar que la *fuerza de Coriolis* no modifica el valor absoluto de la velocidad, sino solamente su dirección. *No puede, desde luego, constituir un aporte de energía.* Por ejemplo, sería una ilusión el creer que una masa, al alejarse de los polos, en la superficie de la Tierra, reciba una energía, porque se desplaza en el sentido de la fuerza centrífuga. Esta ganancia está rigurosamente compensada por el trabajo que tiene que cumplir al alejarse del centro de la tierra (por razón del ensanchamiento de la tierra en el Ecuador).

La más notable consecuencia es que toda masa que se mueve libremente en la superficie del globo, sin estar sometida a ninguna fuerza horizontal, lanzada con una velocidad inicial, no continuará su marcha en línea recta, sino que adquirirá una trayectoria curvada hacia la izquierda (para un observador que mira en el sentido de la velocidad) con un radio de curvatura proporcional a la velocidad (este último punto hace que la curvatura sea mucho más acentuada para el movimiento del mar que para aquel de la atmósfera, ya que las velocidades son más débiles. Si V expresa la velocidad horaria, el radio de curvatura R se da por la fórmula:

$$R = 1,91 \frac{V}{\operatorname{sen} \lambda} \quad (\lambda : \text{Latitud})$$

El cuadro siguiente da los valores de R en función de la latitud para una velocidad de un nudo (1 milla por hora) que es la unidad con la cual se expresa habitualmente la velocidad de una corriente marina. Para una velocidad cualquiera, se podrá obtener R multiplicando las cifras del cuadro por los números de nudos que expresa la velocidad.

CUADRO II

Radio de Curvatura para un nudo

latitud 0°	en millas infinito	en kilómetros infinito
10°	11,0	20,4
20°	5,6	10,4
30°	3,8	7,1
45°	2,7	5,0
60°	2,2	4,1
90°	1,9	3,5

Notemos que el radio es inversamente proporcional a la latitud si ésta es débil. Es curioso ver en qué forma la curvatura es acentuada aún para débiles latitudes.

En cuanto a la velocidad angular de rotación del mismo movimiento sin fuerza horizontal debemos precisar que es independiente de la velocidad lineal, y es igual a la velocidad de rotación de la tierra multiplicada por el factor $2 \operatorname{sen} \lambda$. Es, desde luego, función exclusivamente de la latitud.

La dirección de la trayectoria sufre un desplazamiento angular proporcional al tiempo. En el siguiente cuadro, vamos a expresarlo en fracción de vueltas por día, (para ser totalmente rigurosos, precisamos que se trata del día sideral) y para diferentes latitudes.

CUADRO III

Latitud	Rotación (vuelta/día)
0°	0
7°11'	0,25
10°	0,35
20°	0,68
30°	1,00
45°	1,52
60°	1,74
90°	2,00

Desde la latitud $7^{\circ}11'$ (que se encuentra aún en el Norte del Perú) hacia el Sur, este cambio de dirección sobrepasa un ángulo recto por día; eso quiere decir que después de 24 horas, la velocidad empieza a ser contraria a su sentido inicial. Veremos más tarde la importancia de tal hecho para la corriente.

Repercusiones sobre las corrientes marinas de estas correcciones a las leyes de la dinámica.

Supongamos que un viento que nace sobre el mar, dé una impulsión a cierta masa de agua superficial. Esta tenderá a girar en el radio estrecho que hemos calculado más arriba. Tal movimiento tendría lugar en ausencia de toda fuerza real aplicada. Corresponde al equilibrio entre las dos fuerzas de inercia: la *fuerza centrífuga* y la *fuerza de Coriolis*. En realidad, si las masas de agua en movimiento tienen una extensión que no es pequeña relativamente a este radio, se estorban mutuamente; el círculo de giro debe agrandarse y eso es posible mediante la existencia de una sobrepresión en el centro, la que ejerce sobre el movimiento una fuerza contraria a aquella de Coriolis. Sin embargo, este equilibrio existe solo en la superficie: en las capas profundas que no están arrastradas en el movimiento, la sobrepresión central produce un movimiento centrífugo de las aguas, mientras en la superficie, existirá un movimiento centrípeta con tendencia a restablecer la desnivelación.

Asistimos a un doble circuito: el uno de eje vertical que es un torbellino, el otro de eje horizontal que es un movimiento de convexión; el agua emerge en la periferia del torbellino, y se sumerge al centro.

La causa, si no la única, por lo menos la principal, del fenómeno de afloramiento, debe buscarse en este mecanismo.

La atmósfera está frecuentemente sometida a un movimiento análogo, que constituye un «*anticiclón*». Las capas elevadas describen un movimiento en espiral, que converge hacia el centro, y las capas bajas, frenadas por el contacto del suelo, describen un movimiento en espiral divergente.

Estos dos movimientos se comprenderán mejor gracias a un tercero, de experiencia cotidiana, que de cierta manera es el inverso: cuando se hace girar el agua contenida en una taza, la *fuerza de Coriolis* (centrípeta) es inapreciable; al contrario, la fuerza centrífuga produce un efecto de depresión en el centro y una sobrepresión en los bordes. El agua del fondo de la taza, cuyo movimiento de rotación está frenado en primer lugar, muévase hacia el centro y tiende a colmar esta depresión. Esta es la razón por la cual los objetos sólidos del fondo de la taza (granos de azúcar por ejemplo)

se reúnen en el centro. En este caso, el afloramiento se produce en el centro y la inmersión en la periferia.

En el Océano, los movimientos de giro de sentido contrario al de la tierra producirán una depresión a la periferia, siempre que el radio de curvatura sea superior al de la trayectoria libre calculado más arriba. Pueden constituir fenómenos locales en una extensión de decenas de kilómetros, o, al contrario, alcanzar las dimensiones de todo el Océano; ya hemos dicho que este caso límite está muy generalizado en los mares del globo. El radio de curvatura es entonces tan grande que prácticamente se trata de un movimiento rectilíneo.

Generalizando, concebimos que puedan existir también *corrientes locales en línea recta*, más, aquello exige absolutamente una *fuerza lateral* que anula la *fuerza de Coriolis*. Puede ser debida a dos factores principales:

a) Una desnivelación entre las dos orillas de la corriente (en el hemisferio Sur, el nivel será más elevado a la izquierda);

b) El viento. Si es que éste interviene solo la dirección de la corriente que produce no es paralela a su dirección, pero de ella se deduce por una rotación en el sentido contrario a aquel de las agujas de un reloj (para el hemisferio Sur). Es conveniente distinguir dos componentes de la fuerza ejercida por el viento sobre la superficie del agua; la una (paralela a la corriente) que mantiene el movimiento contra la fuerza de viscosidad, y la otra (perpendicular) que equilibra la *fuerza de Coriolis*.

En los casos concretos, los dos factores pueden existir simultáneamente: el factor (a) está favorecido, siempre que la corriente siga la costa, ya que la desnivelación lateral mantendrá más fácilmente. El factor (b) será generalmente preponderante en mar abierto.

Antes de hacer la aplicación de estos principios a la *corriente de Humboldt*, calculemos cuál ha de ser la desnivelación invocada en (a) para una corriente cuyas características serían: velocidad 1 m./seg. (más o menos 2 nudos), ancho 100 km. (Las de la corriente de Humboldt son comparables). Siendo 10° la latitud (aquella de Huarney, más o menos la latitud media del Perú), la aceleración de Coriolis es:

$$\begin{aligned} \gamma &= 2w \cdot \text{sen } \lambda \cdot V \\ &= 1,45 \cdot 10^{-4} \text{ sec.}^{-1} \cdot 0,174 \cdot 1 \text{ m. sec}^{-1} \\ &= 2,5 \cdot 10^{-5} \text{ m. seg.}^{-2} \end{aligned}$$

Representa los 2,5 millonésimos de la aceleración de la gravedad. La desnivelación buscada es, desde luego, la 2,5 millonésima parte del ancho total, o sea:

$2,5 \cdot 10^{-6} \cdot 100.000$ metros = 0,25 metro. Es del orden de magnitud de aquellas que se calculan en el mar como causas de la corriente. E. Schweigger (Bibl. 2, pág. 47) cita 0,20 metro como normal. Notemos que esta desviación está en proporción directa a la velocidad de la corriente, al ancho y a la latitud (mientras ésta es débil); por supuesto queda anulada al Ecuador.

Aplicación a la corriente de Humboldt.

Hemos explicado los *fenómenos generales* que la rotación de la tierra produce en las corrientes marinas.

A.—Desviación de las trayectorias hacia la izquierda.

B.—Movimientos de «torbellino» con depresiones periféricas.

C.—Trayectorias rectilíneas posibles.

a) sea por una diferencia de nivel entre las dos orillas de la corriente, facilitada si ésta costea la tierra;

b) sea por una deriva de la corriente a la izquierda del viento.

Vamos a mostrar ahora en que forma estos fenómenos generales explican las particularidades de la corriente de Humboldt.

Es preciso una nota preliminar: En los casos concretos, los diferentes tipos de movimientos que acabamos de describir se superponen para producir el que observamos. Es muy frecuente en mecánica que un movimiento complejo se pueda descomponer en varios movimientos sencillos que son cada cual una solución particular del problema.

I. — La Corriente en las costas peruanas puede ser considerada como una superposición de un movimiento de translación rectilínea y de varios movimientos de torbellino.

El movimiento de translación se puede aún dividir para mayor comodidad de la discusión en dos fracciones: la una correspondiente al desplazamiento general de las aguas alrededor del Pacífico Sur, la otra representando un desplazamiento suplementario local, debido a las circunstancias geográficas favorables, y que no tiene equivalente en otros puntos del circuito oceánico, en las costas de Chile por ejemplo. Tal movimiento formaría parte de otro circuito más reducido, haciendo, por ejemplo un intercambio con aguas más saladas del centro del océano (según el mecanismo expuesto en 2°). Esta corriente de translación está favorecida por la costa que la mantiene, y presenta a la vez los caracteres que hemos ya designado por C-a y C-b; en otros términos, la *fuerza de Coriolis* está

compensada en parte por la depresión de las aguas en la costa y en parte por la deriva superficial a la izquierda del viento.

Efectivamente, la dirección media de la costa peruana que la corriente baña, entre Arica y Punta Aguja, está prácticamente SE—NW.

En esta misma costa «los vientos oscilan entre S y SE, consistiendo la mayoría de las observaciones respectivas en vientos SE, SSE y S, mientras que los SSW y SW se presentan con menor frecuencia» (E. Schweigger, Bibl. 2, pág. 86). Esto equivale a decir, que, casi siempre, la línea del viento corta la costa del mar hacia la tierra.

Según el sentido común, la corriente marina debería estar pegada contra la costa, produciendo en ella una sobrepresión. Sin embargo, es un hecho experimental que, en general, la corriente se aleja levemente de la costa hacia mar abierto, dejando una depresión. Ya hemos señalado esta aparente paradoja, la que está perfectamente explicada por la intervención de la *fuerza de Coriolis*. En este caso, el ángulo formado por la velocidad del viento y del agua es evidente, pues que la dirección de la costa se encuentra al interior de este ángulo.

Los dos fenómenos que compensan la *fuerza de Coriolis*: depresión en la costa y deriva hacia alta mar tienen como corolario forzoso el afloramiento de las aguas profundas. Así explicamos que la velocidad de la corriente y el afloramiento hagan par, a pesar de que este último fenómeno parezca desfavorecido por la orientación del viento en relación a la costa. En fin de cuentas, el movimiento de translación es complejo: además de la componente paralela a la costa, tiene otra divergente de la costa en superficies y, para compensar, una tercera en profundidad, convergente a la costa.

Los movimientos de torbellino contribuyen también al fenómeno de afloramiento, más, sobre todo *explican las corrientes de alta mar hacia la costa o corrientes convergentes* que E. Schweigger ha localizado en tres puntos principales: en las latitudes 18°, 13° y 10° S. La expresión «*Torbellino*» no implica un movimiento de rotación coordinado de toda una parte del Océano, a manera de un bloque sólido, sino solamente la existencia de un flujo en circuito cerrado con las direcciones sucesivas NW (junto a la costa) SW (hacia alta mar) SE (en alta mar) y NE (hacia la costa). El puede ser bien caracterizado en ciertas fracciones de su recorrido (especialmente aquellas dirigidas hacia la costa) y más difuso (por consiguiente más lento) en otras fracciones. Además, según la observación preliminar que hemos hecho, no es seguro que se pueda percibir la fase del movimiento orientada hacia el SE (o sea paralela a la costa, en sentido opuesto al movimiento general de translación),

ya que los dos movimientos se componen y que el segundo sobrepasa probablemente al primero.

De igual manera, estos torbellinos locales yuxtapuestos no están separados por límites infranqueables. Su compatibilidad con el movimiento general de translación hace suponer que las corrientes de regreso hacia la costa tienen una componente paralela a ésta, por lo menos en profundidad.

Las irregularidades deben favorecer estos movimientos de torbellino, los que no son permanentes: irregularidad de los vientos en el tiempo y el espacio, irregularidad de las formas del continente. La localización de las corrientes de regreso en tres regiones privilegiadas debería explicarse por las circunstancias locales. No pretendemos dar tal explicación. Sin embargo, nos permitimos hacer hincapié en que cada una de estas regiones se halla en la inmediata vecindad de una discontinuidad de la costa: la primera (latitud 18°) corresponde al ángulo muy marcado que forman en Arica las costas de Chile y del Perú; a la segunda (San Gallan, latitud 14°) la costa manifiesta un brusco desplazamiento hacia el E que forma la bahía de Pisco, y sigue después su dirección anterior con ligera modificación; a la tercera (Huarmey, latitud 10°) la isóbata 200 metros manifiesta el accidente contrario; se aleja bruscamente de la costa; es el principio de una plataforma submarina que se extiende hasta Punta Aguja (latitud 6°), de menos de 200 m. de profundidad y avanzando 100 km. mar adentro aproximadamente; y desde que las aguas de afloramiento provienen en término medio, de la profundidad 200 m., este relieve submarino debe tener una repercusión importante. Especialmente se puede suponer que disminuye el afloramiento en la costa y lo acentúa en mar abierto. Con apoyo de esta hipótesis, las cartas isotermas anuales o bimestrales publicadas por E. Schweigger (Bibl. 5, pág. 180, mapas 41 a 45), demuestran que, por lo general, el mar es más caliente en aquella zona que en otras a igual distancia de la tierra: (ello es expresado por líneas isotermas en término medio más cercanas a la costa, pues la temperatura es más elevada en alta mar).

Estas tres discontinuidades (y por supuesto, la cuarta constituida por el cambio de orientación de la costa al Norte de Punta Aguja) limitarían tres zonas costaneras, sedes de tres sistemas torbellinarios. Naturalmente muchos otros pueden sobreponerse a ellos, y, efectivamente, sabemos que muchas otras corrientes convergentes aparecen con carácter menos regular. En particular, todo viento local temporario debe dar impulso a una masa de agua, y hemos visto que el movimiento ulterior tiene tendencia a cerrarse sobre sí mismo en pocos días, cualquiera que sea la dirección inicial. Notemos que este movimiento suplementario que se sobrepone

a la corriente general hacia el NW, se asemejaría a un cicloide antes que a un círculo, o sea que la corriente de regreso podrá manifestarse al NW (aguas abajo) del lugar de impulsión.

Nos permitimos refutar aquí una explicación dada por G. Schott de la temperatura relativamente elevada en la zona de Arica (latitud 18°). Queremos subrayar por este ejemplo la insuficiencia de una explicación únicamente cualitativa: no debe ser aceptada definitivamente sino cuando se la ha podido probar por cálculo, con el fin de verificar si el mecanismo invocado es suficiente para producir el efecto observado. G. Schott (Bibl. 6) explica la aludida elevación de temperatura por la desaparición del afloramiento (estamos de acuerdo) y este segundo hecho por la curvatura de la costa en el mismo sentido que la desviación de trayectoria bajo la influencia de la rotación de la tierra (esto lo vamos a discutir). Escribe: «Donde la costa, en un sitio o en una gran extensión como en el «codo» de Arica, cambia de dirección hacia el Oeste, cesa en aquel sitio o en una larga extensión la subida de las aguas frías, porque la corriente, como tal, no ha tomado aún la nueva dirección al largo de la tierra». Efectivamente, hemos dicho que la depresión al Este de la corriente desaparece si ésta se desvía hacia el Oeste con un radio de curvatura inferior o igual a aquel calculado en el Cuadro II (a esta condición la fuerza centrífuga equilibra o sobrepasa la *fuerza de Coriolis*). G. Schott, con otros autores, admite como velocidad de la corriente 0,3 a 0,6 milla/hora. Aún admitiendo la cifra más elevada, el radio de curvatura, en la latitud 18° no es sino 3,7 millas o 6,85 km. En un círculo tan reducido la corriente debería virar para que la depresión sea suprimida. El cambio de dirección de la costa en Arica es de 50° ; con un radio de 6,85 km., el arco de 50 grados mide 6 km. Lo que es nada si se compara con los centenares de kilómetros de extensión del sector Atico—Arica—Iquique, en el cual se manifiesta la elevación de temperatura. Es además evidente que el cambio de orientación de la corriente es mucho menos brusco y por consiguiente tiene poca influencia sobre la depresión costanera. De cualquier manera, concluimos con seguridad que el mecanismo propuesto por Schott tiene un efecto insignificante relativamente a lo que él pretende explicar. En este artículo, admitimos por el contrario, que la elevación de la temperatura está ligada a una corriente convergente a la costa, interpretando ésta como elemento de circuito cerrado alrededor de una sobrepresión central.

Restanos hablar de numerosas *contra-corrientes* que se intercalan entre la costa y la corriente principal en sentido opuesto a ésta. Algunas tienen su origen al Norte de Cabo Blanco, donde la Corriente Peruana se aleja definitivamente de la costa. Estas son la *Corriente «del Niño»* originaria del Golfo de Guayaquil, la cual

hace sentir su influencia en el Norte del Perú, sobre todo en la época de Navidad (como lo indica su nombre), y la *Contra Corriente Ecuatorial* que, después de toparse con las costas colombianas y ecuatorianas, manda un ramal hacia el Sur; excepcionalmente, es decir, algunas veces por siglo, esta corriente penetra muy al Sur, ocasionando en las costas peruanas las manifestaciones de un clima tropical, caliente y húmedo, las cuales son generalmente desconocidas en esos lugares. Algunos autores no hacen la misma distinción y engloban la contra-corriente ecuatorial bajo la denominación de «*Corriente del Niño*».

Las otras contra-corrientes parecen tener el origen siguiente: las corrientes llegadas de alta mar, de las cuales hablamos más arriba, se topan a la costa y mandan un ramal hacia el sur, fenómeno de inercia que no tiene nada de extraño y que se observa en todas las orillas de los ríos.

Notemos que, por razón de sus orígenes, todas las contra-corrientes son más calientes que la corriente principal.

Queremos solamente proponer dos observaciones a propósito de la mecánica de las contra-corrientes:

a) Para esas, la *fuerza de Coriolis* tiene un sentido tal, que las aplica contra la costa. Por eso es normal que una corriente tomando su origen en el Golfo de Guayaquil, hacia el E o hacia el S venga a juntarse a la costa, y es el caso de la «*Corriente del Niño*». Hasta se puede suponer que su origen está en el mismo Guayas. Nos referimos, no tanto al caudal propio del río, sino al movimiento de la marea, mucho más importante. El estuario del Guayas y su rama muerta, el «*Estero salado*», son como una bomba aspirante e impelente con un ciclo de 13 horas. En el Golfo, eso implica un flujo de entrada y un flujo de salida que no se estorban mutuamente, ya que siguen caminos diferentes en razón de la curvatura impuesta a las trayectorias por la rotación de la tierra (siendo la latitud en término medio 3° , no son despreciables sus efectos). La corriente de salida debe costear tierra al Sur del Golfo, mientras que la corriente de entrada debe venir del Norte. Queda por saber si ese efecto no está ocultado por otros más importantes y si puede tener una influencia suficientemente lejana para explicar la «*Corriente del Niño*».

b) En las costas peruanas, las contra-corrientes y la corriente misma situada más afuera, no se mezclan, ya que aspiran a derivar en direcciones contrarias. Esas tendencias están equilibradas por una depresión del nivel del mar entre las dos. El afloramiento tiende a colmar esa depresión y debe ser la causa principal de la extinción de la contra-corriente.

II. — **Al Norte de Cabo Blanco**, la corriente se aleja definitivamente de la costa peruana; ésta se orienta hacia el NE para formar la orilla Sur del Golfo de Guayaquil, mientras que la corriente deriva al W para formar la Corriente Ecuatorial del Sur. Esta fase de transición obedece a la ley general de desviación de las trayectorias hacia la izquierda, (que hemos clasificado fenómeno A). Sin embargo, este efecto está todavía moderado por la acción de los vientos (fenómeno C-b) y quizás también por una leve sobrepresión en la orilla izquierda de la corriente (fenómeno C-a).

Para discutir el papel de esos diferentes factores, pongámonos en un caso particular, ya que el trayecto de la corriente sufre fluctuaciones y, entre otras, variaciones estacionales. Vamos a analizar un dato preciso del que disponemos y que reproducimos en la fig. 5: el mapa ideal de isotermas para los meses de Febrero y Marzo, establecido por Schott (Bibl. 1). En este mapa, las isotermas forman largas *protuberancias*, en medio de las cuales se adivina intuitivamente una especie de línea media que debe representar la trayectoria de la corriente. En efecto, el desplazamiento de las aguas frías debe ser la causa casi única de la variación de temperatura. Fuera de su influencia se ve que el «gradiente» térmico es muy débil. Tal línea pasa del Cabo Blanco (en donde es casi S—N) a las Islas Galápagos, (en donde es E—W).

Es interesante comparar estas trayectorias experimentales con las trayectorias, que convenimos en llamar «teóricas», las que se deducen solamente de la curvatura ligada a la rotación de la tierra (fenómeno A), sin intervención de ninguna presión lateral. Por ello, hemos establecido por medio del cálculo aquella trayectoria teórica que es asíntota a la línea equinoccial. Su radio de curvatura en cada punto es proporcional a la latitud. Ella hace con el Ecuador un ángulo α que tiende hacia cero a medida que se acerca a él y que vale 90° a una cierta latitud λ_0 dependiente de la velocidad. El valor que hemos adoptado para esa velocidad es aquel muy antiguamente indicado por el Capitán de la Marina de Estados Unidos, Colnet: 3.5 nudos o 6,5 km./hora λ_0 vale entonces $3^\circ 35'$ de meridiano. (Es la latitud de Tumbes). Las ecuaciones paramétricas de la trayectoria son:

$$\text{Longitud } W = \lambda_0 V^2 \left(0,266 - \cos \frac{\alpha}{2} - \frac{1}{2} \text{Log } \text{tg} \frac{\alpha}{4} \right)$$

$$\text{Latitud } S = \lambda_0 V^2 \text{sen} \frac{\alpha}{2}$$

El símbolo Log significa logaritmo Neperiano. El punto más oriental de la trayectoria, de tangente N—S, ha sido tomado como origen de las longitudes.

Hemos trazado en línea puntuada tal curva sobre la carta de la fig. 5. La concordancia con la línea de corriente es perfecta al N de la península de Santa Elena (latitud: $2^{\circ}12'$). En las latitudes superiores, la curvatura de la corriente es casi nula, mientras que aquella de la trayectoria «teórica» aumenta progresivamente. Esto implica que la *fuerza de Coriolis* está equilibrada por otra: probablemente la del viento. Efectivamente, E. Schweigger (Bibl. 2, pág. 57) señala que en la región de Cabo Blanco (precisamos que se trata de la parte de la costa comprendida entre las latitudes $4^{\circ}40'$ y $3^{\circ}30'$) el viento dominante es SW. «Con tanta fuerza como en ninguna otra parte del litoral (peruano)». Este autor piensa que el viento, o por lo menos su componente W—E, subsiste frente al Golfo de Guayaquil, atenuándose progresivamente hacia el N. Es exactamente lo que requiere nuestra teoría para anular la *fuerza de Coriolis*, la que también disminuye progresivamente hacia el Norte. Damos cuenta así de la porción de la corriente, más o menos S—N a lo largo del Golfo de Guayaquil.

Hemos visto que la transición entre ésta y la Corriente Ecuatorial del Sur identificase de manera sorprendente con la trayectoria «teórica». Se trata, en fin de cuentas de dos datos experimentales independientes: la forma de la corriente y su velocidad que se relacionan por cálculos basados solamente en la rotación de la tierra. Notemos que si se adopta una velocidad diferente, la forma de la curva será poco modificada, ya que varía la magnitud λ_0 como la raíz cuadrada de la velocidad.

Vemos en esta concordancia la razón por la cual la velocidad de la corriente alcanza en esta porción un valor netamente más elevado que en otras partes. En efecto, más al sur, la tendencia a la desviación hacia el W impide a la corriente de acelerarse, haciéndola, si se puede decir, «tropezar».

En otros términos, los impulsos de los vientos no pueden acumularse. Para explicarlo en forma sencilla, supongamos que un fuerte viento sople cada día a la misma hora en la misma dirección. La velocidad que el agua llega a adquirir un día, habrá cambiado de dirección al día siguiente, en un ángulo comprendido generalmente entre $\frac{1}{4}$ y $\frac{1}{2}$ vuelta a las latitudes del Perú (ver Cuadro III). Desde luego, dos impulsiones sucesivas lejos de añadir sus efectos, los restarán en parte. Igualmente, se puede demostrar, que si la corriente está sometida a un viento continuo en el tiempo y en dirección, la deriva lateral le impide beneficiarse de la inercia para acrecentar su velocidad. Todo aumento de velocidad aumentará el

ángulo de deriva y será finalmente frenado por el viento mismo. Es un verdadero mecanismo de limitación automática.

Las cosas son distintas cerca del Ecuador: las trayectorias están muy poco desviadas por la *fuerza de Coriolis* y los vientos permanentes pueden actuar a todo lo largo. Ahora bien, precisamente en esta última fase de la *Corriente de Humboldt*, los vientos permanentes siguen más o menos la misma línea que ella. Hemos visto que eran SW en Cabo Blanco; vienen del S a lo largo de las costas ecuatorianas (según Wol, Bibl. 4), y en plena mar desvíanse progresivamente al SE y al E, según el carácter general de los vientos alisios. De manera que, por una vez, los vientos y la rotación de la tierra actúan de acuerdo sobre la trayectoria de la corriente de donde ésta adquiere una velocidad elevada.

Hemos dado una interpretación precisa de la corriente en mar abierto al Norte de Cabo Blanco, pero solo en condiciones determinadas. Estas varían con la estación y, aún, la evolución no es idéntica, cada año. Es así que, según la conclusión de la primera parte, deducida de las observaciones de E. Schweigger como de las nuestras, la corriente tendría otro aspecto en los mismos meses de Febrero y Marzo del año 1948. Su inclinación hacia el Oeste se produciría desde latitudes más elevadas que de costumbre.

Bastaría para explicar el hecho que desaparezca la componente W—E de los vientos al Norte de Cabo Blanco. Sentimos la falta de datos al respecto; sin embargo esto sería totalmente conforme a la información de que la zona de convergencia de los alisios se encontraba 3° más al sur que la normal, lo que debe desviar hacia el Norte y el Oeste la dirección de los vientos en el Golfo de Guayaquil.

Conviene completar nuestro estudio con el *del ramal ecuatoriano de la Corriente de Humboldt*. Durante el invierno del Hemisferio Sur, los fenómenos que hemos analizado en las costas peruanas (afloramiento, deriva al Oeste, etc.) se producen en las costas ecuatorianas con intensidad menor y además decreciente hacia el Norte. Se admite que el límite está en el Cabo Pasado, o sea casi en la línea Equinoccial. (Hemos mostrado que a la misma latitud, las costas W de las islas Galápagos son sede de la misma manifestación).

Los efectos de enfriamiento son debidos a la misma causa: el afloramiento de las aguas profundas compensando una deriva hacia el W. Tienen sobre el clima una consecuencia análoga.¹⁾ En

¹⁾ Esta consecuencia que es de moderar el calor y la humedad del trópico, no es tan extrema como en el Perú; da al litoral en las Provincias ecuatorianas del Guayas y de Manabí, lo mismo que a las de Galápagos uno de los climas más agradables.

este sentido, es cierto que constituyen la última prolongación del fenómeno oceanográfico llamado «Corriente de Humboldt». Ello no implica continuidad en el acarreo de las aguas desde el Perú, ya que por otra parte, las aguas se desplazan no del S al N, sino sobre todo, de E a W. Se puede decir que el Golfo de Guayaquil establece un límite entre la «Corriente de Humboldt peruana», que se desvía hacia Galápagos, y una «Corriente de Humboldt ecuatorial» de la misma índole y de menor intensidad.

Esta última especialmente está bajo la influencia de la posición del Sol sobre la eclíptica, lo que es normal, gracias a su posición límite. En el verano del Hemisferio Sur, desaparece (ver las isotermas de Schott, fig. 5), sea por el cambio en el régimen de los vientos, sea por la invasión de la contra-corriente ecuatorial.

Recapitulación.

La interpretación de un modesto material de datos experimentales acerca de la Corriente de Humboldt, nos ha llevado a estudiar los conceptos modernos sobre esta cuestión y los hemos expresado aquí a grandes rasgos. Tal estudio nos ha sugerido una discusión cuantitativa de los efectos de la rotación de la tierra, los que generalmente están expuestos sólo cualitativamente en los escritos relativos a esta corriente. Ello nos ha llevado a formular ciertas hipótesis (movimientos torbellinarios para explicar las corrientes convergentes hacia la costa; movimientos de la marea en el Guayas, para explicar una corriente tibia costeano el Golfo de Guayaquil al Sur), a resolver ciertas contradicciones (movimientos de afloramiento de las aguas profundas en las costas del Perú, a pesar de una acción contraria del viento) y a dar cuenta de manera precisa de la forma de la transición entre la corriente peruana y la corriente ecuatorial del Sur, tanto como su elevada velocidad.

APENDICES MATEMATICOS

Al párrafo tercero de la Segunda parte: Papel de la rotación de la tierra.

I. — Demostración de la fórmula

$$\gamma = 2w \operatorname{sen} \lambda V \quad R = \frac{1,91 V}{\operatorname{sen} \lambda}$$

La *aceleración de Coriolis*, es igual a 2 veces el producto vectorial de la velocidad angular de rotación de la tierra Ω , por la velocidad relativa del móvil V . Nos limitamos al caso en que ésta es horizontal.

El vector Ω , de módulo w , se puede reemplazar por una componente horizontal Ω_h y una componente vertical Ω_v , esta última de módulo $w \operatorname{sen} \lambda$.

El producto vectorial de Ω_h por V es una aceleración vertical, su efecto no es sino modificar aparentemente la gravedad en una fracción muy débil (de orden de 10^{-5}), y no modifica el movimiento horizontal.

El producto vectorial Ω_v por V es perpendicular a la vez a Ω_v (por consiguiente horizontal) y a V . La componente horizontal de la aceleración de Coriolis, es el doble de este valor. Su módulo vale:

$$\gamma = 2w \operatorname{sen} \lambda V.$$

Es la aceleración de un movimiento circular uniforme de radio R tal que:

$$V^2/R = 2w \operatorname{sen} \lambda V \quad \text{ó}$$

$$R = \frac{V}{2w \operatorname{sen} \lambda}$$

Adoptando la hora como unidad de tiempo:

$$w = 2\pi / 24$$

$$1/2w = 6/\pi = 1,91$$

$$R = 1,91 V / \operatorname{sen} \lambda$$

II. — Cálculo de la ecuación de una trayectoria descrita solo bajo la influencia de la fuerza de Coriolis:

Dicha condición implica que en cada punto de la trayectoria el radio de curvatura R satisfaga a la fórmula demostrada en el apéndice I:

$$R = V / 2w \operatorname{sen} \lambda \quad (1)$$

Siendo pequeñas las latitudes (algunos grados) se puede confundir sen con expresado en radianes.

$$R = (V / 2w) (1/\lambda) \quad (1 \text{ bis})$$

La ecuación diferencial de la trayectoria es entonces:

$$ds / d\alpha = (V / 2w) (1/y) \quad (2)$$

a la cual se deben añadir las relaciones clásicas:

$$T dy = ds \operatorname{sen} \alpha \quad (3)$$

$$- T dx = ds \operatorname{cos} \alpha \quad (4)$$

Con la notación siguiente:

- x longitud expresada en radianes
- y latitud expresada en radianes
- T radio de la tierra
- s largo del arco de trayectoria
- α ángulo de la trayectoria con el paralelo en cada punto (expresado en radianes).

Conviene precisar aquí la cuestión de signos, y justificar el signo menos introducido en la ecuación (4). La trayectoria que calculamos es un arco de curva, que satisface a las ecuaciones diferenciales (2), (3) y (4), y cuya orientación varía progresivamente del norte al oeste. Eso implica que dx y dy son de signo contrario si de conformidad con las tradiciones geográficas, contamos positivamente las latitudes hacia el sur y las longitudes hacia el oeste, en la región del globo que nos ocupa. Insistimos en que α será el ángulo agudo positivo, formado por las dos direcciones que lo definen.

Estas dos convenciones imponen una repartición de los signos, tal ha sido adoptada en el sistema de ecuaciones.

Pongamos:

$$V / 2w = r$$

r tiene la dimensión de una longitud (en esta frase, la palabra longitud está tomada en sentido dimensional y no geográfico). Notamos de paso, que es el radio de curvatura de la trayectoria descrita con velocidad V , solo bajo la influencia de la fuerza de Coriolis en las regiones polares. Su cálculo es desarrollado en el apéndice I.

Para

$$\begin{aligned} V &= 6,5 \text{ Km./h.} && \text{se tiene} \\ r &= 1,91 \times 6,5 = 12,4 \text{ km.} \end{aligned}$$

(2) se transforma en

$$ds = (r/y) d\alpha \quad (2 \text{ bis})$$

reemplazando en (3) y (4):

$$Tdy = (r/y) \sin \alpha d\alpha$$

$$\text{ó } (T/r)ydy = \sin \alpha d\alpha \quad (3 \text{ bis})$$

$$(T/r)ydx = -\cos \alpha d\alpha \quad (4 \text{ bis})$$

La ecuación (3 bis) es inmediatamente integrable:

$$(T/2r)y^2 = -\cos \alpha = \text{Cte.}$$

La condición de que la trayectoria es asintota a la línea ecuatorial

$$(\alpha = 0 \text{ para } y = 0)$$

fija en l el valor de la constante.

Pongamos además:

$$T/2r = 1/y_0^2 \quad (5)$$

La ecuación (3 bis) se hace:

$$y^2 / y_0^2 = 1 - \cos \alpha = 2 \sin^2 \alpha / 2$$

$$\text{ó } y = y_0 \sqrt{1 - \cos \alpha} = \sqrt{2} y_0 \sin \alpha / 2 \quad (3 \text{ ter})$$

La constante y_0 toma así una significación geométrica: es el valor de y (latitud) que hace S—N la tangente a la trayectoria

$$(\alpha = \pi / 2)$$

Su cálculo es simple: sabiendo que $T = 6.370 \text{ km.}$ y $r = 12,4 \text{ kilómetros,}$ se obtiene

$$y_0 = 0,0624 \text{ radian}$$

el valor de este mismo ángulo expresado en grados es:

$$\lambda_0 = 3^\circ 35'$$

Podemos calcular ahora x a partir de la ecuación diferencial (4 bis); reemplazando y por su expresión (3 ter):

$$\frac{2\sqrt{2}}{y_0} \operatorname{sen} \frac{\alpha}{2} dx = -\cos \alpha d\alpha$$

$$\begin{aligned} \frac{2\sqrt{2}}{y_0} dx &= -\frac{1 - 2\operatorname{sen}^2 \alpha/2}{\operatorname{sen} \alpha/2} d\alpha \\ &= -\frac{d\alpha}{\operatorname{sen} \alpha/2} + 4\operatorname{sen} \frac{\alpha}{2} d\frac{\alpha}{2} \end{aligned}$$

$$\frac{2\sqrt{2}}{y_0} x = -4 \cos \alpha/2 - \int \frac{d\alpha}{\operatorname{sen} \alpha/2} + \text{Cte. (4 ter)}$$

Pongamos $\beta = \alpha/4$

se obtiene:
$$\int \frac{d\alpha}{\operatorname{sen} \alpha/2} = 4 \int \frac{1 + \operatorname{tg}^2 \beta}{2 \operatorname{tg} \beta} d\beta$$

$$= 2 \int \frac{\operatorname{tg} \beta}{\operatorname{tg} \beta} = 2 \operatorname{Ln} |\operatorname{tg} \beta|$$

De la identidad $\operatorname{tg}^2 \beta = \frac{2 \operatorname{sen}^2 \beta}{2 \cos^2 \beta} = \frac{1 - \cos 2\beta}{1 + \cos 2\beta}$

se obtiene $\operatorname{Ln} |\operatorname{tg} \beta| = \frac{1}{2} \operatorname{Ln} \frac{1 - \cos \alpha/2}{1 + \cos \alpha/2}$

La ecuación (4 ter) podrá entonces escribirse en una de las dos formas siguientes:

$$\frac{x}{y_0 \sqrt{2}} = -\cos \frac{\alpha}{2} - \frac{1}{2} \operatorname{Ln} \left(\operatorname{tg} \frac{\alpha}{4} \right) + \text{Cte.}$$

ó
$$\frac{x}{y_0 \sqrt{2}} = -\cos \frac{\alpha}{2} - \frac{1}{4} \operatorname{Ln} \frac{1 - \cos \alpha/2}{1 + \cos \alpha/2}$$

Esta segunda fórmula tiene la ventaja de no introducir sino una sola línea trigonométrica $\cos \alpha/2$, lo que puede simplificar los cálculos numéricos.

La constante de integración depende del origen escogido para x ; Si se pone

$$x = 0 \quad \text{para} \quad \alpha = \pi/2$$

(punto de la trayectoria con tangente S—N)

$$\text{Cte.} = + \frac{\sqrt{2}}{2} + \frac{1}{4} \operatorname{tag} \frac{2 - \sqrt{2}}{2 + \sqrt{2}} =$$

$$0,707 - 0,441 = + 0,266$$

Así hemos expresado sucesivamente x e y en función de α ; dichas expresiones constituyen las ecuaciones paramétricas de la trayectoria que se encuentra en el texto.

BIBLIOGRAFIA

Esta lista se limita estrictamente a las obras de las cuales hemos sacado datos.

1. Schott, Gerhard, 1933. Der Peru-Strom und seine nördlichen Nachbargebiete in normaler und anormaler Ausbildung. *Annalen der Hydrographie*. Mayo-Junio 1931 G. Schott. La corriente del Perú y sus límites norteños en condiciones normales y anormales. *Boletín de la Cía. Administradora del Guano*. Vol. IX p. 65-116.
2. Schweigger, Erwin. 1947. El Litoral Peruano obra editada por la Compañía Administradora del Guano. Lima.
3. Pérez, Aquiles R. 1940. Geografía del Ecuador. Editorial Gutenberg. Quito.
4. Wolf, Teodoro, 1982. Geografía y Geología del Ecuador. Leipzig.
5. Schweigger, Erwin. 1943. Pesquería y Oceanografía del Perú informe elevado a la Compañía Administradora del Guano. Lima.
6. Schott, Gerhard, 1931. La Corriente del Perú o Corriente de Humboldt el nuevo diario de Caracas. 30 Nov. 1931.

SUMARIO

PRIMERA PARTE

- 1.—Las medidas
 I Los termómetros
 II Discusión sobre la precisión
 III Corrección del efecto diurno
 2.—Los resultados y su discusión

I Temperaturas superficiales.

- A) En alta mar. Diferencia de nuestros datos con los de Schott, interpretación. Comparación de los gradientes observados en nuestro viaje y en otros.
 B) En el Archipiélago de Galápagos
 a) temperaturas más bajas al oeste de las Islas
 b) descenso general de temperatura en el Archipiélago a partir del 13 de Marzo.

II Temperaturas en profundidad.

Dos gradientes muy diferentes observados en San Cristobal y en Baltra. Comparación con otros resultados publicados.

SEGUNDA PARTE

Teoría explicativa de la corriente de Humboldt.

- 1.—Papel de los vientos
 2.—Papel de la concentración salina
 3.—Papel de rotación de la tierra
 Dinámica de los movimientos a la Superficie del Globo
 Repercusiones sobre las Corrientes Marinas de estas correcciones a la leyes de la dinámica
 Aplicación a la Corriente de Humboldt
 I La corriente en las Costas Peruanas
 Movimiento de traslación
 movimiento de «torbellino»
 Contra-Corrientes
 II Al norte de Cabo Blanco
 Interpretación y cálculo de la corriente hacia las Galápagos.
 Ramal ecuatorial de la Corriente de Humboldt