

Componente vertical de los movimientos del agua en la ría de Vigo y su posible relación con la entrada de sardina

por

R. MARGALEF y B. ANDREU

INTRODUCCIÓN

En años «normales», alrededor del 70 por ciento de la sardina desembarcada en los puertos españoles correspondía a las costas atlánticas, y el 30 por ciento restante, a las mediterráneas. Sin embargo, a partir del año 1948, del 40 al 50 por ciento de las descargas se han venido haciendo en los puertos mediterráneos.

Galicia ha figurado tradicionalmente a la cabeza de las pesquerías de sardina en el Atlántico, siendo Vigo el puerto pesquero más netamente sardinero, lo que dio lugar al desarrollo de importantes industrias derivadas, especialmente de conservas y salazones.

Las fluctuaciones de la pesca de la sardina fueron siempre muy acusadas en Galicia: en documentos antiguos se recogen diversos períodos en que la escasez de sardina puso en difícil situación a la industria de la pesca. La falta de datos estadísticos impide enjuiciar la magnitud alcanzada entonces por las fluctuaciones, ya que hasta fecha relativamente reciente no se viene registrando con asiduidad la cuantía de las descargas. Del puerto de Vigo no ha sido posible hallar datos anteriores al año 1907 y posteriormente faltan los del período 1915 a 1921.

En líneas generales, hasta el año 1930 las descargas de sardina hechas en el puerto de Vigo no sobrepasaron las 20 000 toneladas métricas anuales. El período transcurrido entre el año 1930 y 1940 fue el de mayor

esplendor, rebasando en el año 1937 las 42 000 toneladas (fig. 4). Este período de abundancia sin precedentes fue simultáneo al experimentado en las costas de California y el Japón. Las capturas comenzaron a descender en las tres áreas geográficas desde los años 1941-1945, sin que Vigo haya logrado pescar, desde el año 1945, las 5 000 toneladas anuales, a excepción del año 1947, que se lograron 9 000 toneladas. Posteriormente, las capturas anuales oscilaron, en números redondos, de 1 500 a 3 000 toneladas, alcanzando en 1956 a poco más de 4 000 toneladas. Con ello, Vigo, Galicia, lleva más de un decenio bajo los efectos de esta crisis sin precedentes en su pesquería de sardina.

HIPÓTESIS EMITIDAS PARA EXPLICAR LA «CRISIS»

El notable descenso experimentado en las capturas de sardina después de los años de mayor abundancia conocida fue interpretado por la industria como síntomas inequívocos de sobrepesca. Por esta razón e impulsados por la industria conservera, en el año 1948, solicitaron al Gobierno la implantación de medidas restrictivas, en el sentido de que se prohibiera la pesca de la sardina en los meses de invierno. Esta petición estuvo inspirada en las medidas adoptadas en Portugal desde el año 1949.

En cuanto a la determinación de las crisis de sardina en Galicia, ANADÓN (1944) concluye que son por completo independientes de la acción del hombre y se deben a causas naturales, no influyendo en dicha determinación ni los medios ilícitos de pesca, explosivos, tamaño de la malla de la red, ni —como es natural— la pesca de arrastre. Este autor utiliza la palabra sobrepesca en el sentido de rejuvenecimiento de la población, como causa secundaria y de muy poca importancia relativa. En opinión de ANDREU (1956), la crisis se vería agudizada a causa de una utilización sólo parcial de las reservas de sardina, cuya pesca, efectuada con métodos primitivos en general, se halla limitada casi exclusivamente al interior de las rías; cuando se ha podido comprobar, al menos en los últimos años, que dichas rías son sólo un lugar de estancia accidental para la sardina. La reducción numérica de la flota sardinera y las restricciones impuestas para la pesca durante el invierno desde el año 1953 inclusive no se han visto traducidas en un aumento del rendimiento. Los arribazones de parrocha del otoño de 1956, con ser un año muy inferior en tonelaje de sardina a lo que podríamos llamar un año «normal», pusieron de manifiesto la falta de suficiente número de embarcaciones equipadas para el aprovechamiento óptimo de dichos arribazones.

No puede pensarse en que la crisis pueda remediarse con la pretendida protección a la especie durante la época de la reproducción, por cuanto la puesta se extiende casi a las tres cuartas partes del año (ANDREU, 1955) y la época de mayor actividad sexual coincide con las cap-

turas mínimas anuales. Las áreas de puesta todavía no han sido determinadas; sin embargo, existen suficientes argumentos para pensar que la puesta se verifica en aguas distintas a las habitualmente utilizadas para la pesca. La precocidad de la sardina y su elevada fecundidad son otras tantas garantías para la reproducción. ANADÓN (1954) pudo ver que no existía relación entre la cantidad de parrocha de una generación y el número de reproductores, y que el volumen de la generación de parrocha correspondiente al número de huevos puestos está más influenciado por la mortalidad de huevos y larvas que por el número de huevos puestos.

En lo que respecta a la posible migración de la sardina gallega a aguas portuguesas, los resultados obtenidos del estudio de los caracteres merísticos permiten suponer que se trata de poblaciones de diferente origen (ANDREU, 1955). Por otro lado, las capturas máximas de sardina en el puerto pesquero de Leixões tienen lugar en el otoño, cuando en Galicia se pesca también más sardina, lo que difícilmente se puede compaginar con un desplazamiento masivo de la población a aguas portuguesas.

ABUNDANCIA Y DISPONIBILIDAD : FLUCTUACIONES APARENTES

La abundancia la define MARR (1952) como el número absoluto de peces que componen la población en un momento dado o en un período de tiempo, y la disponibilidad, como la fracción de dicha población que se halla expuesta al esfuerzo pesquero. BLACKBURN & TUBB (1950) ponen de manifiesto que se ha dedicado poca atención a las fluctuaciones aparentes y que puede ocurrir que los cardúmenes de peces sean realmente abundantes, pero que por estar más alejados de la costa o en aguas más profundas, escapen a la atención de la pesca, lo que podría ser interpretado como síntoma de escasez.

No se pretende sugerir que la crisis sardinera que está atravesando Galicia sea aparente. El trabajo de ANADÓN demuestra claramente que ha habido una reducción real de la numerosidad de la población. Sin embargo, como se ha anotado en un párrafo anterior, el hecho de que el área de pesca no se extienda al área de distribución de la especie hace pensar en que la crisis se vea acentuada por una imperfecta utilización de las reservas de sardina.

La dinámica de la población sardinera de la ría de Vigo es muy compleja a causa de las sucesivas substituciones de los arribazones de parrocha y sardina que penetran, independientemente, a lo largo del año. La gran amplitud del período de freza de la sardina hace que la edad de los cardúmenes del grupo cero llegue a diferir hasta en nueve meses respecto a la fecha de nacimiento. Esto da lugar a generaciones de sardineras jóvenes de características «raciales» diferentes (ANDREU, ANADÓN, ARTÉ & TOLL, 1952; ANDREU, 1955).

En el último decenio, la pesquería se ha venido nutriendo especial-

mente de sardinas de la generación de finales de otoño-invierno, que son las que se pescan en el otoño siguiente, proporcionando las capturas más abundantes del año. La puesta de primavera y principios de verano ha tenido poca influencia durante los últimos años en el tonelaje de sardina descargada. Por el contrario, en el período comprendido entre los años 1906 y 1915, la pesca de parrocha se agrupaba en dos máximos muy acusados; el de mayor cuantía correspondía a los meses de abril a junio. Si seguimos la variación media mensual de la pesca de parrocha de la ría de Marín por decenios (1925-34, 1935-44 y 1945 a 1952) se puede ver que el máximo de primavera va siendo cada vez menor, mientras que el de otoño subsiste. Estos reajustes en la población de sardina pueden atribuirse a otros tantos cambios experimentados por el ambiente, más acusados y probablemente con mayor fluctuación en las aguas del interior de las rías que en mar abierto.

DURÁN, SAIZ, LÓPEZ-BENITO & MARGALEF (1956) han puesto de manifiesto que el cambio de agua entre la ría y el exterior tiene mayor importancia de lo que se había sospechado, y sugieren la posibilidad de que el aflujo de agua oceánica subsuperficial facilite la entrada de cardúmenes de peces en la Ría. MARGALEF (1946) ha utilizado los sedimentos estratificados en la Ría para reconstruir las condiciones ambientales pasadas, asociando los resultados obtenidos con las fluctuaciones de la pesca de sardina. Sugiere que serían años favorables para la sardina aquellos en que la ría y el mar forman un sistema, con entrada frecuente, particularmente otoñal, de agua atlántica subsuperficial, que puede servir de vehículo a la sardina. Serían años desfavorables aquellos en que, a consecuencia de un clima más continental, el equilibrio anterior se vería modificado, viéndose dificultada en cierto grado la entrada de los bancos.

Los resultados publicados por Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. (1956) referentes a experiencias en acuario muestran que la sardina y la anchoa tienden a evitar cambios bruscos de temperatura. Estos resultados están en armonía con las ideas expuestas sobre la entrada de sardina con el aflujo de agua atlántica en la Ría.

En el presente trabajo se desarrolla un método aproximado para la determinación cuantitativa de la componente vertical en el movimiento de agua de la Ría, relacionada con la circulación total (entre Atlántico y Ría), aplicándolo a los datos acumulados sobre la hidografía de aquella ya publicados (DURÁN, SAIZ, LÓPEZ-BENITO & MARGALEF, 1956; SAIZ, LÓPEZ-BENITO & ANADÓN, 1957). Se examina el posible significado que este valor pueda tener en relación con los desembarcos de sardina.

Hay que tener en cuenta que existe una serie de factores, unos conocidos y otros no, que han de interferir necesariamente en los resultados: en primer lugar, la sardina se pesca fundamentalmente en las noches oscuras, sin luna, localizando los bancos por la bioluminiscencia que pro-

ducen en el agua. La periodicidad impuesta por las fases lunares, el azar que lleva consigo esta modalidad de pesca, las interrupciones ocasionadas por el mal estado del mar, o la descarga accidental de sardina procedente de las costas portuguesas son otros tantos factores que contribuyen a que el tonelaje de sardina no refleje fielmente la cuantía de los cardúmenes que hayan podido entrar en un momento dado en la Ría (fig. 2).

Por otro lado, se ha de considerar que sabemos muy poco acerca de las condiciones que regulan la tendencia a la agregación y dispersión de los peces, tanto en lo que se refiere a causas de orden interno como externas.

GROODY (1950) pudo comprobar experimentalmente en el laboratorio que las sardinas (*Sardinops caerulea*) mantenidas entre 12° y 6°C. mostraban mayor tendencia a la agregación, reduciéndose esta tendencia entre 12° y 25°C. Al efecto que la temperatura pueda ejercer sobre la tendencia a la agregación o dispersión de la sardina (*Sardina pilchardus*) cabe añadir que durante el período más activo de la reproducción, en invierno, existe una inmersión acompañada de dispersión, especialmente neta en las costas de Levante. Aunque en Galicia no es tan frecuente capturar sardina con artes de arrastre durante el invierno, los pescadores dan noticia de ello. Si, como dicen GROODY, PARR (1927) y MORROW (1948), la formación de cardúmenes depende primariamente de la visión, se comprende que cuando la sardina se desplace a aguas más profundas, peor iluminadas, tenga lugar cierta dispersión, la suficiente para que las pescas comerciales sean de escaso o ningún rendimiento. Es un hecho bien conocido que es muy raro encontrar hembras maduras en las pescas comerciales, ya sean hechas con artes de cerco o de enmalle, mientras que aparecen en las pescas bentónicas de arrastre.

A pesar del gran número de dificultades que se acaban de comentar, y sin que se pretenda haber llegado a conclusiones definitivas, la relación entre la intensidad de entrada de agua atlántica subsuperficial y la cantidad de sardina que aparece en la Ría se perfila cada vez mejor. Los trabajos deben ser proseguidos, con mayor abundancia de datos, en este sentido: el reducir los problemas a términos cuantitativos ha de facilitar, indudablemente, su solución, lo que vendría a proporcionar valiosa información para el mejor aprovechamiento de esta importante especie.

DETERMINACIÓN DE COEFICIENTES DE CONDUCTIVIDAD TURBULENTO VERTICAL

Teóricamente, la cantidad de calor, Q , que se transmite a través de una sección unidad y en dirección perpendicular a la misma, en la unidad de tiempo, es :

$$Q = -k \frac{dt}{dz}$$

en que dt/dz representa el gradiente térmico existente. El coeficiente de proporcionalidad k es la llamada conductividad térmica, que vale de 0,0013 a 0,0014 cal $\text{cm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ s}^{-1}$ para el agua, dependiendo de la salinidad y temperatura. En las aguas marinas, la mayor parte del año existe un gradiente vertical decreciente de arriba abajo, debido a la absorción de radiaciones en las capas superiores, y por causa de dicho gradiente se verifica un transporte de calor con calentamiento de capas inferiores. En realidad, este transporte térmico es mucho más elevado del que sería deducible de la expresión anterior y de la indicada conductividad térmica del agua. Esto se debe al movimiento turbulento de las moléculas, que se mueven al azar en relación con la dirección del gradiente considerado —aquí vertical—, avanzando y retrocediendo, realizando un transporte de calor mucho más importante. El nuevo coeficiente de proporcionalidad que así resulta, muy variable según las condiciones locales y temporales de estabilidad o de turbulencia, se representa por la letra A (inicial de «Austausch», SCHMIDT), afectado de los subíndices z y q para indicar que lo consideramos en sentido vertical y en relación con la temperatura y cuyas dimensiones son las mismas de k . En lo sucesivo, para mayor sencillez, prescindiremos de los subíndices. En sentido horizontal, los coeficientes de conductividad turbulenta (transmisión del calor), de difusividad turbulenta (de las sustancias disueltas) y de viscosidad turbulenta (del movimiento) son prácticamente iguales, mientras que en el sentido vertical, la viscosidad turbulenta suele ser algo mayor en agua estabilizada, lo que se explica admitiendo que cualquier torbellino transmite con más facilidad a las capas inmediatas un impulso que no su contenido de calor o de sustancias disueltas. Es ventajoso dar a A , en general, las dimensiones $\text{g cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ que corresponden a la viscosidad (turbulenta). Entonces aquella expresión se puede escribir :

$$Q = -\frac{A}{\rho} \cdot \frac{dt}{dz}$$

en que ρ es la densidad del agua de mar (SVERDRUP & al., 1942, p. 135 ; RILEY, 1956, p. 32).

En la realidad, los cambios que experimenta la temperatura en un punto determinado resultan de la conductividad, turbulenta o no, y del transporte neto (advección). En cierta manera podrían compararse con la secuencia de las poblaciones de plancton, que resultan igualmente de la combinación de una sucesión *in situ* con un transporte. Prescindiendo, por el momento, de la advección y de la mezcla horizontal, el flujo de calor Q a través de una superficie unidad horizontal (cm^2) y en dirección vertical, equivale al calor acumulado o perdido por una columna de agua de 1 cm^2 de sección entre la profundidad que se considere y el fondo. El gradiente, de aquí en adelante, lo consideraremos positivo para un decrecimiento de la temperatura con la profundidad y se expresará en $^{\circ}\text{C}$. por cm vertical. La densidad del agua es lo suficientemente próxima a la unidad, dentro del grado de precisión que podemos esperar de nuestros cálculos, para considerarla igual a ella, de forma que operaremos simplemente con el valor numérico de la expresión

$$Q = A \frac{dt}{dz}$$

que aplicamos del modo indicado en el siguiente ejemplo :

Se trata de determinar el valor de A en la estación 6 de la Ría (fig. 1), a 10 m de profundidad, entre las campañas del 20 de mayo y 3 de junio de 1954 (DURÁN & al., 1956). Como valor de dt/dz se tomará la media entre los gradientes de 0 a 20 m en ambas fechas :

$$\frac{1}{2} \left(\frac{14,9 - 13,7}{20} + \frac{13,8 - 12,4}{20} \right) = 0,065^{\circ}\text{C}./\text{m} = 6,5 \text{ grados } \text{cm}^{-1} \cdot 10^{-4}$$

En este tiempo (14 días), la columna de agua debajo de los 10 metros hasta los 60 de profundidad, ha aumentado de temperatura y las calorías añadidas se pueden obtener aproximadamente integrando por sumación de espesores de 5 en 5 metros (sin multiplicar la distancia por la densidad) :

$$500 \left(\frac{14,7 + 13,8}{2} - \frac{13,2 + 12,9}{2} \right) + 500 \left(\frac{13,8 + 13,7}{2} - \frac{12,9 + 12,4}{2} \right) + \dots$$

cuya suma, dividida por $14 \times 86\,400$, da como resultado :

$$59,95 \text{ cal } \text{s}^{-1} \text{ cm}^{-2} \cdot 10^{-4}$$

En la tabla I figuran todos los gradientes calculados ; en la II, los correspondientes flujos de calor, y en la III, los respectivos cocientes, que pueden considerarse como valores aproximados de A_z en $\text{g } \text{cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$.

Los valores positivos obtenidos entran dentro de lo previsto en las condiciones de la Ría. Son del orden de 1 a 3 $\text{g } \text{cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ en verano, y algo mayores, de 2 a 15, en invierno. Son comparables, por ejemplo, con los

TABLA I

Gradientes térmicos verticales. Disminución de la temperatura con la profundidad en centésimas de grado por metro ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot 10^4$). Cada valor es la media de los obtenidos en las dos campañas que limitan cada período. Datos dudosos entre paréntesis.

| | | 1954 | | | | | | | | | | | | 1955 | | | | | | | | | | | | 1956 | | | | | | | | | | | |
|----------|---------|-------|-------|-------|--------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--|--|--|--|------|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| Del | al | 29-IV | 10-V | 20-V | 3-VI | 15-VI | 21-VI | 1-VII | 20-VII | 9-VIII | 7-XII | 30-XII | 4-I | 20-I | 18-II | 30-III | 12-IV | 19-IV | 2-V | 16-V | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 10-V | 20-V | 3-VI | 15-VI | 21-VI | 1-VII | 20-VII | 9-VIII | 7-XII | 30-XII | 4-I | 20-I | 18-II | 30-III | 12-IV | 19-IV | 2-V | 16-V | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Estac. 6 | | 5,75 | 6,50 | 6,50 | 6,25 | 9,75 | 7,50 | 4,25 | 6,50 | . | . | . | . | . | . | 4,75 | 7,75 | 4,25 | . | . | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0-20 m | 6 | 6,25 | 6 | 9 | 11,50 | 6,75 | 4 | 9,75 | . | . | . | . | . | . | . | 3,25 | 6,25 | 5,50 | . | . | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 10-30 m | 6 | 4,75 | 3,25 | 7,75 | 3,25 | 3,50 | 9,25 | . | . | . | . | . | . | . | . | 1 | 2 | 5 | . | . | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 20-40 m | 6 | 4,75 | 3,25 | 7,75 | 3,25 | 3,50 | 9,25 | . | . | . | . | . | . | . | . | 1 | 2 | 5 | . | . | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Estac. 4 | | 5 | 6,75 | 11,50 | 12,25 | 17 | 15,75 | 11,50 | 10,25 | 14,75 | -3 | 2,50 | 0,40 | 0,20 | 4 | 6,75 | 12 | 8 | 11,25 | 4 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0-20 m | 6 | 6,25 | 2,75 | 6,50 | 7,75 | 5,50 | 4,50 | 3,25 | 1,80 | -1,50 | -2,80 | 0,70 | -0,50 | -0,75 | 2 | 2,25 | 2,50 | 4 | 4 | 4 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 10-30 m | . | . | . | . | 6 | 6 | 5 | 1,75 | 0,75 | 0,50 | -0,50 | -2,80 | -2,80 | -1 | 1 | 2,25 | 3,25 | 3,75 | 4 | 4 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 20-40 m | . | . | . | . | . | . | . | . | . | . | . | . | . | . | . | . | . | . | . | . | . | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Estac. 2 | | . | . | 11,50 | 14,50 | 21 | 17,75 | 14 | 11,75 | 11,25 | -3 | -5 | -3,50 | -4 | 10,25 | 11,50 | 11 | 11 | (12) | (12) | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0-20 m | . | . | . | 11,50 | 14,50 | 21 | 17,75 | 14 | 11,75 | 11,25 | -3 | -5 | -3,50 | -4 | 10,25 | 11,50 | 11 | 11 | (12) | (12) | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 1955 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Del | al | 16-V | 1-VI | 16-VI | 2-VII | 15-VII | 1-VIII | 22-VIII | 2-IX | 21-IX | 6-X | 19-X | 28-X | 10-XI | 25-XI | 19-XII | 27-XII | 19-I | 1-I | 1-I | 22-II | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 16-V | 1-VI | 16-VI | 2-VII | 15-VII | 1-VIII | 22-VIII | 2-IX | 21-IX | 6-X | 19-X | 28-X | 10-XI | 25-XI | 19-XII | 27-XII | 19-I | 1-I | 1-I | 22-II | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 1-VI | 16-VI | 2-VII | 15-VII | 1-VIII | 22-VIII | 2-IX | 21-IX | 6-X | 19-X | 28-X | 10-XI | 25-XI | 19-XII | 27-XII | 19-I | 1-I | 1-I | 22-II | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Estac. 6 | | . | . | . | 12 | 13,50 | 12,25 | 17,75 | 9,50 | 3,07 | 3,07 | 5 | . | . | . | . | . | . | . | . | . | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0-20 m | . | . | . | . | 12 | 13,50 | 12,25 | 17,75 | 9,50 | 3,07 | 3,07 | 5 | . | . | . | . | . | . | . | . | . | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 10-30 m | . | . | . | . | 6,50 | 8,75 | 8,87 | 7,87 | 4,75 | 3,47 | 2,23 | 0,75 | . | . | . | . | . | . | . | . | . | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 20-40 m | . | . | . | . | 0,75 | 2,50 | 5,12 | 6,62 | 5,25 | 3,37 | 2,20 | 5,32 | . | . | . | . | . | . | . | . | . | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Estac. 4 | | 17,25 | 15,50 | 16,25 | 23,25 | 26,50 | 23,25 | 24,25 | 18,25 | 10,85 | 6,80 | 4,50 | 2,92 | 3,62 | 2,10 | -2,70 | -2,35 | -1,37 | -1,12 | -1,12 | -1,12 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0-20 m | 8,75 | 10,50 | 5,75 | 10 | 12,75 | 8,62 | 4,62 | 5,75 | 3,75 | 3,32 | 3,82 | 1,50 | 1,50 | 1,50 | 0 | 0 | 0 | 0,50 | 0,50 | 0,50 | 0,50 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 10-30 m | 4,25 | 4,50 | 2,25 | 1,50 | 5,25 | 6,07 | 3,57 | 3 | 2,10 | 2,67 | 2,60 | 1,50 | 1,50 | 0 | -0,65 | -0,60 | 0 | 0,50 | 0,50 | 0,50 | 0,50 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 20-40 m | 8,75 | 10,50 | 5,75 | 10 | 12,75 | 8,62 | 4,62 | 5,75 | 3,75 | 3,32 | 3,82 | 1,50 | 1,50 | 1,50 | 0 | 0 | 0 | 0,50 | 0,50 | 0,50 | 0,50 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Estac. 2 | | 16,50 | 16,50 | 21,50 | 24,50 | 21,50 | 20,25 | 19,25 | 13,50 | 5,37 | 4,50 | 4,90 | 3 | 0 | -5,35 | -5,35 | 0 | -1,37 | -4,62 | -4,62 | -4,62 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0-20 m | (18,50) | 16,50 | 21,50 | 24,50 | 21,50 | 20,25 | 19,25 | 13,50 | 5,37 | 4,50 | 4,90 | 3 | 0 | -5,35 | -5,35 | 0 | -1,37 | -4,62 | -4,62 | -4,62 | -4,62 | | | | | | | | | | | | | | | | |

ascensión

1955

1956

Del 16-V 1-VI 16-VI 2-VII 15-VII 1-VIII 22-VIII 2-IX 21-IX 6-X 19-X 28-X 10-XI 25-XI 19-XII 27-XII 19-I 1-II
 al 1-VI 16-VI 2-VII 15-VII 1-VIII 22-VIII 2-IX 21-IX 6-X 19-X 28-X 10-XI 25-XI 19-XII 27-XII 19-I 1-II 22-II

Estac. 6
 10 m -0,1 (3) -2,7 (3) 0,6 (3) 1,5 (3) 0,2 (3) -7 (6) 1,9 (8) 14,5 (8) 35,8 (20) 4,8 (20) -26,7 (20)
 ascensión (m/día) 0,5 1 0,4 0,5 2,2 1,1 35,8 (20) 2,6 (20) 8,1 (20)
 20 m -0,6 (3) -3,5 (3) 0,4 (3) 3 (3) 0,6 (3) -4 (6) 3,2 (8) 71,2 (8) 35,8 (20) -31,2 (20) -7,7 (20)
 ascensión 0,8 1,4 0,7 0,5 2,2 1 11,1 (6) 6 (6)
 10 m -3,3 (3) -8,9 (3) 0,1 (3) 2,6 (3) 0,6 (3) -2,1 (6) 2,5 (7) 6,3 (7) -51,5 (20) -9,2 (20) -2,9 (20)
 ascensión 1,8 3,4 1,2 0,7 2,3 1,6 12,3 (20) 8,4 (20) 6,6 (20)

Estac. 4

10 m 1,6 (2) 1,1 (2) -1,3 (2) 0,4 (2) -0,8 (2) 0,1 (2) 1,1 (2) 0,3 (2) -2,5 (3,5) 0,8 (4) 4,8 (4) 15,3 (20) -3 (20) 39,5 (30) 3,5 (30) 13,3 (20) 10,6 (20)
 asc. 0,1 (2) 0,2 (2) 0,9 (2) 0,4 (2) 0,8 (2) 0,5 (2) 0,5 (2) 0,5 (2) 1,7 (3,5) 0,9 (4) 3,9 (16) 22,3 (16) -2,4 (30) 9,3 (22) -1 (22) -25,8 (10) -13,8 (8)
 20 m 1,7 (2) 1,4 (2) -1,9 (2) -0,01 (2) -1,2 (2) 0,7 (2) 3,5 (3,5) 0,6 (3,5) -2,6 (3,5) 0,4 (3,5) 3,2 (3) 12 (15) 62,5 (15) -14,2 (10) -6,1 (8)
 asc. 0,1 (2) 0,2 (2) 1,7 (2) 0,9 (2) 1,4 (2) 0,5 (2) 2,3 (2,5) 0,8 (2,5) -3,8 (3) -0,2 (3) 3,2 (3) 2,7 (12,5) 9,9 (12,5) 0,5 (15) 15,5 (15) 9,3 (15)
 30 m 2 (1) 1,9 (2) -2,2 (2) -0,5 (2) -2 (2) 1 (2) 2,3 (1,4) 0,8 (1,4) -3,8 (5,9) -0,2 (3) 0,2 (3) 0,4 (3) 0,3 (3) 0,4 (3) 0,3 (3) 2,3 (3)

Estac. 2

10 m 0,5 (0,5) -0,7 (0,5) 0,6 (0,5) -0,5 (0,5) 0,2 (0,5) 0,1 (0,5) -0,4 (0,5) -1,2 (0,5) -0,01 (0,5) 0,2 (0,5) 3,4 (0,5) 0,4 (8) 0,3 (8) 0,4 (8) 2,3 (8)

calculados para el Long Island Sound, junto a Nueva York (RILEY, 1952, 1956), una masa de agua estrecha y alargada de poco más de 30 m de profundidad.

En general, la conductividad turbulenta decrece hacia el fondo, lo cual es normal si la turbulencia es producida por la acción del viento; sin embargo, es frecuente encontrar valores mayores a 20 m que a 10 m de profundidad, lo cual puede explicarse por advección de las capas superficiales más sometidas a las corrientes de marea. Los coeficientes de conductividad turbulenta no decrecen significativamente hacia el interior de la Ría, como sería de esperar de la sola acción del viento, lo cual puede ser un indicio de la importancia de las corrientes de marea en la agitación y turbulencia del agua. Como es notorio, los valores de conductividad turbulenta están inversamente relacionados con la estabilidad; es posible que un gradiente de salinidad cerca de la superficie contribuya localmente a disminuir la conductividad turbulenta en las capas superficiales.

POSIBLE SIGNIFICADO DE LOS VALORES ANORMALES DEL COEFICIENTE DE CONDUCTIVIDAD TURBULENTO

Los autores (RILEY, 1952, etc.) prescinden de los valores negativos, que se deben evidentemente a efectos de mezcla lateral y advección. Un flujo de calor de signo contrario al del gradiente significa un transporte de agua de abajo arriba, contra el gradiente, y el efecto de dicho transporte se combina con la turbulencia natural, que conduce el calor a favor del gradiente. A la inversa, los valores positivos y muy elevados del coeficiente de conductividad turbulenta pueden indicar, no realmente una turbulencia muy intensa, sino un transporte aparente de calor por descenso de una masa de agua. RILEY (1952, p. 33) indica que una tasa aparente de transporte de calor más elevada a 20 y a 30 m de profundidad que a 10 m señala presumiblemente advección, en forma de un descenso de agua cálida. De forma que la interpretación de los valores exageradamente altos, como indicadores de flujo vertical en sentido descendente, debe considerarse como particularmente probable y adecuada cuando los valores a niveles profundos superan a los que corresponden a niveles superficiales. Aquellos valores se han marcado con negritas en la tabla III.

En una masa de agua de la forma de la Ría, los movimientos de componente vertical no pueden desligarse de un transporte horizontal en diferentes sentidos. Puesto que los gradientes térmicos horizontales son de importancia relativamente pequeña, la distinta velocidad de transporte horizontal a diferentes niveles no ha de influir tanto sobre los coe-

ficientes aparentes de conductividad turbulenta como el verdadero transporte vertical. La entrada de agua subsuperficial y salida de agua superficial resulta en un movimiento neto ascensional de las aguas en el interior de la Ría, y la entrada de agua superficial y salida («cascading») de agua profunda se refleja en un movimiento descendente. Por esto estimamos que la anormalidad de los coeficientes de conductividad turbulenta puede dar una medida cuantitativa de la intensidad de renovación en el agua de la Ría y de la forma en que se realiza; por lo menos proporcionará valores relativos que pueden compararse legítimamente entre sí.

CÁLCULO DEL FLUJO ASCENDENTE DEL AGUA

Cuando se trata de calcular el calor acumulado en una columna de 1 cm² de sección, entre un nivel determinado y el fondo, correr toda la masa de agua un centímetro en la dirección vertical significa sumar o restar del calor acumulado, según que el movimiento sea a favor del gradiente o contra él, una cantidad de calorías igual a la altura en cm de la columna, multiplicada por el gradiente térmico. Expresando la velocidad de ascensión V en cm s⁻¹ (pues la acumulación de calor Q la computamos igualmente por segundo) y siendo C la altura en centímetros entre el nivel en cuestión y el fondo, tendremos:

$$Q + V \cdot C \cdot \frac{dt}{dz} = A \frac{dt}{dz} \qquad \frac{Q}{dt/dz} = A - V \cdot C$$

y si se quiere expresar V en m por día, que es una unidad más práctica,

$$\frac{Q}{dt/dz} = A - 0,00116 \cdot V \cdot C$$

Esta expresión no puede tener grandes pretensiones, pues lleva implícitos muchos elementos de error. Puesto que el gradiente suele disminuir al profundizar, el empleo en los cálculos del gradiente que corresponde al límite superior de la columna da valores de ascensión inferiores a los reales. El movimiento vertical del agua representa un cambio de coordenadas y no es justo emplear como gradiente el valor medio entre dos situaciones que no se corresponden. Sobre el fondo no puede existir un gradiente; cuando el agua asciende, su lugar pasa a estar ocupado por agua a la misma temperatura que se mueve lateralmente. Por otra parte, es preciso dar una estima del valor de A , que se desconoce, lo cual sólo puede hacerse por comparación con valores hallados en fechas próximas o en situaciones parecidas y por tanteo, es decir, procurar que con un valor verosímil de A (decreciente en profundidad, etc.) se obtengan valores de transporte vertical también coherentes (más elevados en pro-

fundidad, etc.). Sería deseable poder conocer el valor del coeficiente de conductividad turbulenta por otros medios (por comparación con difusividad o viscosidad turbulenta); pero, lamentablemente, las otras posibles maneras de obtenerlo están igualmente afectadas por la advección.

Fijémonos, como ejemplo de los cálculos, en el nivel de 10 m en la estación 6, entre el 15 y el 21 de junio de 1954. El cociente flujo : gradiente ($\frac{Q}{dt/dz}$) vale $-6,6$ y A puede estimarse en 8 . Tenemos :

$$V = (6,6 + 8) / 0,00116 \cdot 5\,000 = 14,6 / 5,8 = 2,5 \text{ m/día}$$

Si hacemos $A=7$ o $A=9$, tendríamos, respectivamente, $V=2,35$ y $V=2,69$.

Es verosímil que los valores encontrados por este procedimiento son realmente proporcionales a la velocidad de ascensión del agua y del mismo orden de los valores verdaderos. A favor de esta opinión existen diversos argumentos. La entrada de agua subsuperficial en la Ría, reflejada en la componente vertical tabulada en el cuadro III, coincide exactamente en cuanto a tiempo con otros indicios (biológicos, cambios de transparencia; DURÁN & al., 1956) y parece que la correspondencia es también buena en cuanto a intensidad. La velocidad de ascensión es mayor a niveles más profundos, como ha de ser si se tiene en cuenta la

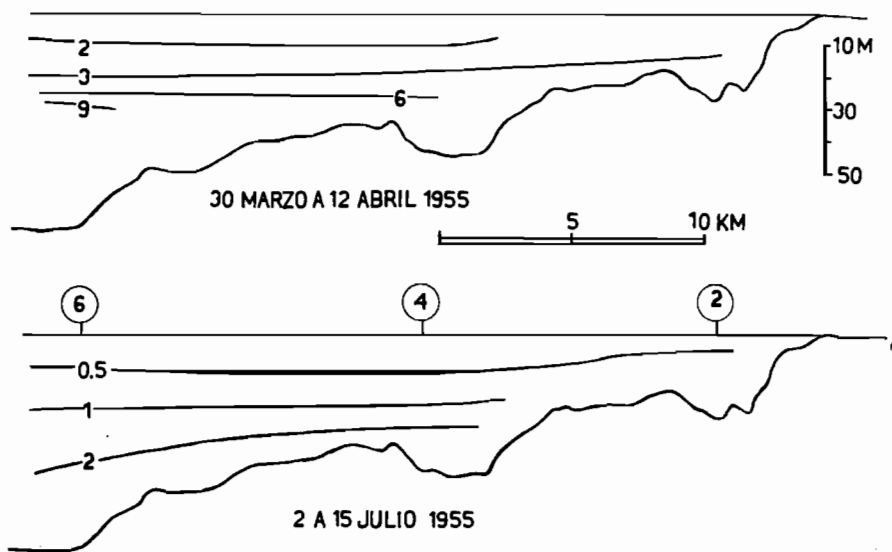


FIG. 1.—Dos secciones de la ría de Vigo en distintas fechas; las líneas unen los puntos en que la velocidad ascensional del agua es semejante. En la figura inferior, los números 6, 4 y 2 indican la posición de las estaciones hidrográficas utilizadas para el cálculo de los flujos verticales.

forma de la Ría ; el valor numérico del producto de dicha velocidad por la sección horizontal de la Ría en cada nivel ha de ser semejante en todos los niveles de la Ría (fig. 1). La velocidad de sedimentación de las poblaciones de diatomeas es del mismo orden que la velocidad de ascensión del agua en las capas superiores, cuando aquellos organismos predominan en el fitoplancton. En condiciones de flujo reducido o nulo, la dominancia pasa a organismos nadadores (dinoflageladas).

El período que media entre una y otra campaña puede ser, en general, demasiado largo para apreciar en su detalle los movimientos del agua de la Ría, cuya intensidad y dirección varían frecuentemente.

El cálculo de la difusividad turbulenta, basado en el estudio de la salinidad, daría posiblemente resultados similares.

CÁLCULO SIMPLIFICADO DEL FLUJO VERTICAL

Si los valores de la velocidad ascensional del agua resultaran poseer un interés directo en el estudio y predicción de los movimientos de los peces, podría pensarse en buscar una manera más sencilla de calcularlos, basándose en una sola estación, la 4, y partiendo de las temperaturas a 10 y a 40 m de profundidad, determinadas en fechas sucesivas. Sean las correspondientes temperaturas en dos fechas sucesivas (T_1 y T_2) separadas por N días :

| <i>Profundidad</i> | T_1 | T_2 |
|--------------------|-------|-------|
| 10 m | A | B |
| 40 m | C | D |

El gradiente será :

$$\frac{1}{2} \left(\frac{A - C}{3\,000} + \frac{B - D}{3\,000} \right)$$

y la acumulación de calor, por segundo :

$$\frac{3\,000}{N \cdot 86\,400} \left(\frac{D + B}{2} - \frac{A + C}{2} \right)$$

El coeficiente A total, bruto, vale :

$$\frac{104,2}{N} \frac{(B - C) - (A - D)}{(B - C) + (A - D)}$$

El coeficiente de conductividad turbulenta puede apreciarse, empíricamente, en función del mes M (de 1=enero a 12=diciembre) :

$$A = 3,48 \left(\frac{(M - 6)^2}{5} + 0,5 \right)$$

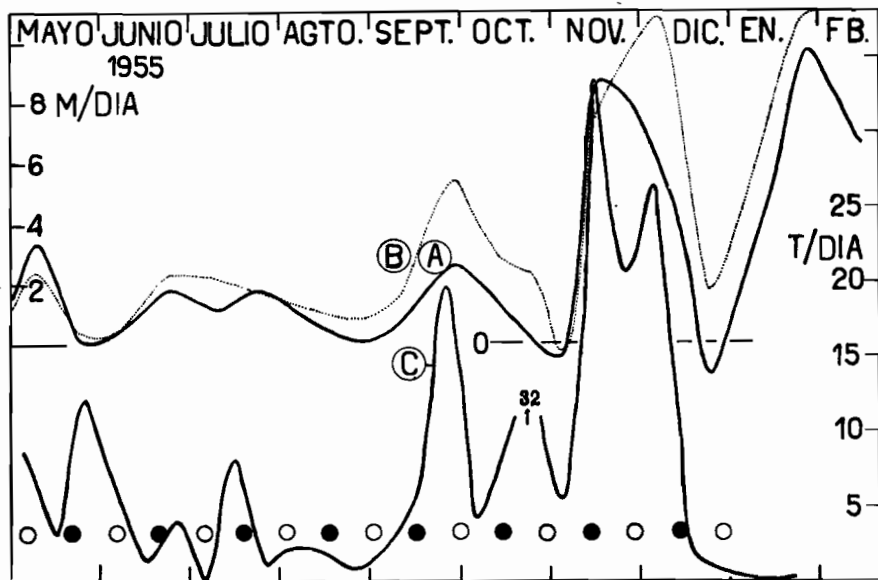


FIG. 2.— Velocidad de ascensión del agua de la Ría en metros por día: A, media de todos los valores calculados para distintos puntos de la Ría en una misma fecha (tabla III); B, valor obtenido por el método de cálculo simplificado referido a la estación núm. 4, y C, desembarcos de sardina en Vigo, en Tm por día, según valores decenales facilitados por las Obras del Puerto de Vigo. La serie de círculos representa el ciclo lunar (los blancos, luna llena, y los negros, luna nueva); obsérvese cómo desciende el peso de la pesca durante y después de los plenilunios. Temporada 1955-56.

Con ello, el movimiento ascendente, en metros por día, V, es igual a :

$$V = \left(\frac{(M - 6)^2}{5} + 0,5 \right) - \frac{30}{N} \frac{(B - C) - (A - D)}{(B - C) + (A - D)}$$

Los valores así obtenidos se pueden comparar favorablemente con las medias del flujo ascendente computadas sobre determinaciones en distintos puntos de la Ría (fig. 2); pueden prestar el mismo servicio y son mucho más fáciles de calcular. Para una determinación continua del flujo vertical, indicador de la intensidad de circulación entre la Ría y el Océano, podrían instalarse un par de termistores en sendos niveles de la estación escogida, con registro continuo.

RELACIÓN ENTRE LOS MOVIMIENTOS DEL AGUA Y LA ENTRADA DE LA SARDINA

En términos generales, la temporada de pesca de sardina en la ría de Vigo, en los últimos años, coincide con los meses en que las isotermas

superficiales se disponen paralelamente a la costa, con el agua más fría junto a ésta (fig. 3). Se elaboraron los datos recogidos en la campaña del «Xauen» del verano de 1950 (Inst. Esp. Oceanografía, 1955) para determinar la topografía geopotencial de las aguas frente a las costas gallegas, los meses en que las isotermas muestran la disposición indicada. Aunque no del todo suficientes, aquellos datos señalan en la fecha indicada una zona de contacto entre agua oceánica y agua costera, esta última con cierto movimiento ascensional, contacto que se halla a una distancia del orden de 50 a 60 km de la costa y es más o menos paralelo a ella.

El intercambio de agua entre la Ría y las aguas adyacentes se hace con discontinuidad. La intensidad de dicho intercambio, apreciado a través del flujo vertical, calculado como se ha hecho en las páginas anteriores, muestra una relación, sugeridora de conexiones causales, con la importancia de los desembarcos de sardina. Dicha relación se limita al período del año en que su pesca es importante y que parece estar limitado por condiciones hidrográficas exteriores a la Ría, sobre las que se ha llamado la atención en el párrafo precedente. Así, al cesar en enero la disposición paralela de las isotermas (fig. 3), se interrumpe bruscamente la relación entre ascensión del agua y pesca (fig. 2).

En la misma figura 2 pueden apreciarse las mentadas relaciones entre la entrada de agua subsuperficial atlántica y la pesca de la sardina, para la única temporada que ha podido ser estudiada de una manera casi completa. Para juzgar el significado de los datos reunidos en la mencionada figura, debe tenerse en cuenta que los desembarcos de la sardina son indicadores de la abundancia del clupeido en las aguas de la Ría sólo de manera aproximada; por otra parte, se trata de valores decenales, al paso que el cómputo de la velocidad de ascensión del agua se basa en períodos más largos y de duración desigual, lo cual hace difícil establecer una correspondencia adecuada. Por otro lado, la pesca de la sardina depende también de la fase de la luna, interrumpiéndose en las noches de luna llena, relación manifiesta en la misma figura 2, en la que aparece señalado el ciclo lunar.

No debe olvidarse que se trata de correlaciones en el tiempo, y la entrada o ascensión del agua puede manifestar, con cierto retraso, sus efectos sobre la abundancia de los desembarcos de sardina.

La correspondencia entre entrada de agua atlántica y numerosidad de la sardina, tal como aparece en la citada figura 2, no es completamente convincente; pero estimula a buscar nuevos argumentos: se ha registrado la entrada de sardinitas pequeñas del 12 al 21 de mayo de 1955, coincidiendo con la entrada de agua detectada por otros indicios (DURÁN & al., 1956, p. 83). El estudio de los restos de organismos planctónicos acumulados en los sedimentos de la Ría (MARGALEF, 1956) condujo a suponer que hace unas dos décadas disminuyó considerablemente la inten-

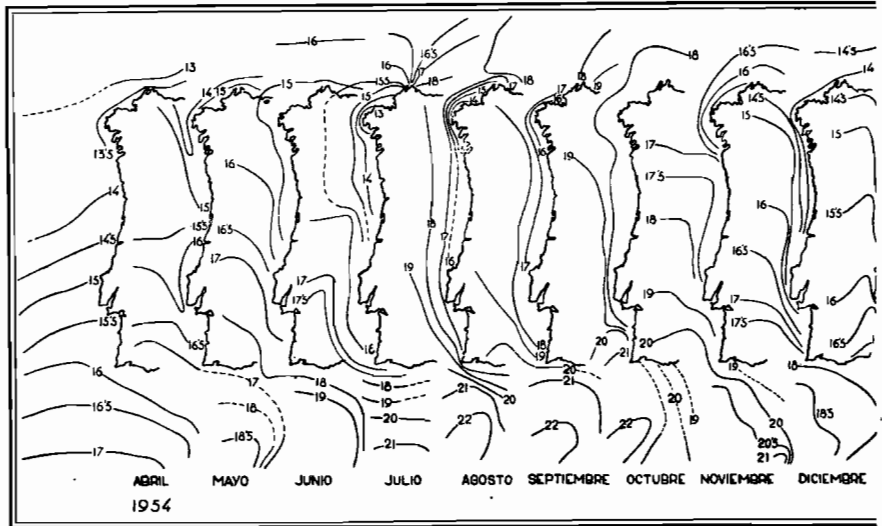
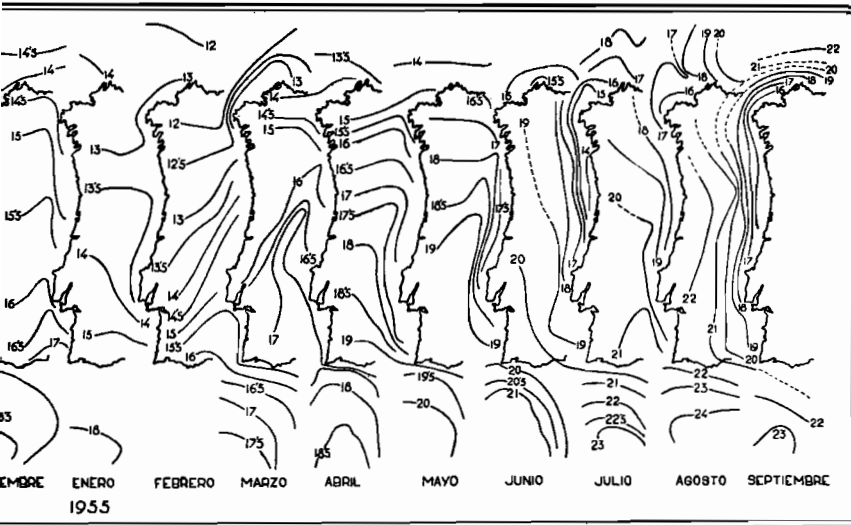


FIG. 3.— Isotermas superficiales frente a las costas españolas y portuguesas, según

sidad de entrada de agua atlántica subsuperficial en la Ría, y este cambio ecológico podría relacionarse con una menor «permeabilidad» de aquélla para la sardina, si no con un descenso de la numerosidad de la población sardinera. La coincidencia de indicios independientes resulta muy significativa.

Como ya se ha indicado en la introducción, en cualquiera de las hipótesis que podamos formular, las cosas han de ocurrir de manera bastante complicada e indudablemente difícil de desentrañar: la cantidad de sardina pescada en la Ría en un período determinado depende de una serie de factores humanos de exploración y explotación, se relacionaría después con la entrada de agua atlántica en la Ría no menos que con la existencia de condiciones hidrográficas apropiadas en el exterior, que hubieran puesto a la población en condiciones de ser «arrastrada» hacia la Ría por el movimiento del agua y, finalmente, del estado de la población de sardinas en el área externa. La sardina pescada se puede considerar como proporcional al producto de una serie de variables, y es importante pensar que si lográramos estudiar bien la acción de algunos factores podríamos deducir otros que nos son directamente inasequibles; así, por ejemplo, si se llega a reconocer una relación clara entre la presencia de sardina en la Ría y el aflujo de agua atlántica, la variación del coeficiente de proporcionalidad entre cantidad de sardina y volumen del agua entrada (o intensidad de ascensión del agua) en determinado período nos podría permitir calcular las fluctuaciones de la densidad de la población



Publications de la Météorologie Nationale Française, Station de la Rochelle.

de la sardina en el exterior, población que verosíblemente varía de un año a otro y de manera muy distinta de la fluctuación en el peso de las sardinas desembarcadas.

Para tratar de eliminar la variable que representa la cantidad absoluta de sardina, puede intentarse el siguiente método aproximado: consideremos la distribución de los desembarcos en temporadas de un año de duración, del 1 de marzo al 28 de febrero. Dentro de cada temporada es posible calcular un «centro de gravedad» de los desembarcos, de la siguiente manera: sean A, B, C, ..., los pesos de las sardinas desembarcadas en los meses 1, 2, 3, ...; la expresión

$$\frac{1A + 2B + 3C + \dots}{A + B + C + \dots}$$

nos proporciona una fecha independiente de la densidad de la población de la sardina el año en cuestión y que, en teoría, indica la distribución, a lo largo del año, de los acontecimientos que han facilitado su ingreso en la Ría. En otras palabras, aquel «centro de gravedad» corresponderá a una fecha más temprana dentro del año, aquellos en que la entrada de agua atlántica haya sido más frecuente durante el verano.

En la figura 4 se han combinado empíricamente la temperatura (T) y la lluvia (P) en la expresión $T + \frac{(500 - P)}{200}$, en que T es la tempera-

tura media del aire en Vigo los meses de junio a septiembre, y P, la lluvia en mm caída de febrero a julio. Estos valores muestran cierta relación con la anticipación o retraso general de las entradas de sardina ; pero dicha relación dista de ser definitiva. Puede decirse que la Ría se hace «permeable» a la sardina en época más temprana los años de primavera poco lluviosa y de verano cálido (1953, 1955), mientras que los

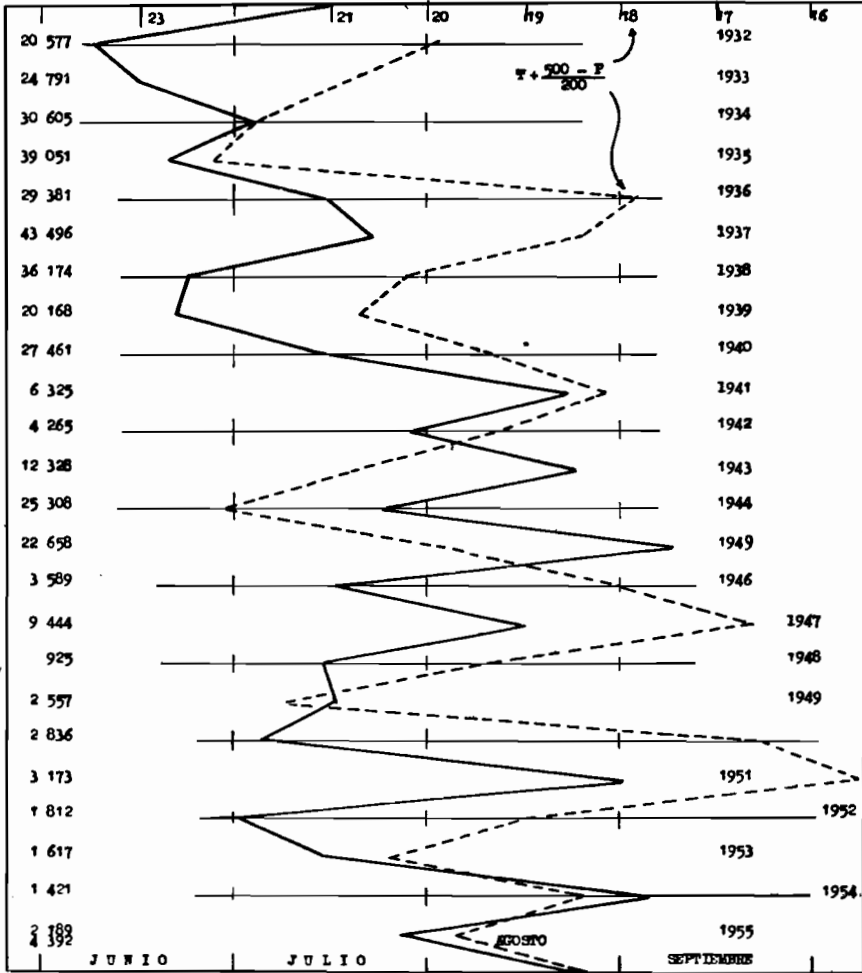


FIG. 4.—Relación entre la fecha del «centro de gravedad» de las pescas de sardina (trazo continuo) en cada temporada y el efecto combinado de las lluvias de primavera (P) y las temperaturas de verano (T) representado por la línea de trazos, para una serie de años. Las cifras de la izquierda indican la pesca total de sardina cada temporada (1 de marzo a 28 de febrero), en toneladas. Véase texto.

años de primavera lluviosa y verano relativamente frío (1954, 1956) el aflujo de sardina se retrasaría considerablemente. La hematotalasia es propia del período de estabilidad estival en el primer caso (agosto a septiembre, 1952, 1953, 1955). ANADÓN (1954) encontró una correlación negativa entre la lluvia total en Vigo los meses de enero, febrero y marzo y la generación de parrocha correspondiente pescada en Marín; otras correlaciones ensayadas por el mismo autor con diferentes combinaciones de temperaturas o de lluvia no dieron resultado.

Los datos de la figura 4 constituyen otro argumento a favor de una relación entre la circulación del agua y la entrada de la sardina. Aceptar dicha relación, por lo menos como hipótesis de trabajo, facilita la interpretación de algunos otros problemas que plantea el estudio de la sardina de Vigo.

La entrada de agua en la Ría significa una brusca rarefacción del plancton, seguida del rápido desarrollo de diatomeas. Existe, por tanto, una posible correlación negativa entre plancton y pesca, una situación muy especial que sería difícilmente explicable sin el indicado complejo de condiciones.

Según como se distribuyen las fechas de entrada de la sardina a lo largo del año puede variar la composición por edades del conjunto. ANADÓN (1954) interpreta la mortalidad negativa en los años 1914-15, 1925, 1926, 1927 y 1936 como inmigración de sardina de otro origen, que no ha nacido en las aguas del sur de Galicia. Cabría pensar que tal mortalidad apareciera negativa como consecuencia del inventario incompleto de la numerosidad de la población en años precedentes, resultante de su entrada parcial en el área de pesca. Las variaciones en la mortalidad aparente pueden estar influidas además por el alejamiento o el acercamiento de los centros más importantes de cría. Una mortalidad local aparentemente elevadísima indica sencillamente que estamos cerca de un centro de cría, con un intenso flujo centrífugo de individuos a medida que crecen (MARGALEF, 1957).

Cada ría debe de tener un régimen algo diferente, aunque posiblemente paralelo, y este mismo modelo debe servir, en primera aproximación, para las de características semejantes (Vigo y Pontevedra, por ejemplo).

S U M M A R Y

Vertical component in the movement of water in the ría of Vigo and its possible relation to the arrival of sardine. — Several hypothesis have been proposed to explain the heavy reduction in the sardine fisheries in NW Spain; its attribution to over-fishing should be rejected. As a matter of fact, sardine is fished only near or in the Rías, and the fluctuations of the populations in the exterior and their availability in the Rías should be dealt with separately.

Coefficients of eddy conductivity have been computed for the Ría, the values are of the order of 1 to 3 gm⁻¹ s⁻¹ in summer and of 2 to 15 in winter. Negative values need not to be discarded, but merit careful consideration, since allow us to know in first approximation the velocity of vertical movement of the water. Inflow of subsuperficial Atlantic water is reflected in an ascendent movement, computed through the simplified expression $\frac{Q}{dt/dz} = A - V \cdot C$, where Q is the rate of passage of heat in a certain level, dt/dz the temperature gradient in the same level, A the «Austausch» coefficient, C the distance from the bottom and V the velocity of ascension of water. Values of V in meters per day are summarized in table III, and distribution of velocities in two typical situations is represented in fig. 1.

The velocity of ascensional movement of water in the Ría shows a certain relation with the amount of the catch of sardine, suggesting that fishes are carried somewhat passively to the Ría with inflowing subsurface Atlantic water. But this happens only when hydrographical conditions in the exterior of the Ría and biological conditions of the sardine are convenient. The acceptance of a relation between movements of the sardine and inflow of Atlantic water seems very suggestive of further developments

BIBLIOGRAFÍA

- ANADÓN, E. — 1954. Estudios sobre la sardina del noroeste español. *P. Inst. Biol. Apl.*, 18: 43-106
- ANDREU, B. — 1955. Consideraciones ecológicas sobre la sardina gallega. *Reun. Product. y Pesquerías*, Vigo, 2: 67-70.
- 1956. La crisis de sardina en Galicia y sus perspectivas. Reunión Consejo Económico Sindical, 1955. *Ind. Conserv.*, 20: 40-44.
- ANDREU, B.; ANADÓN, E.; ARTÉ, P., & TOLL, R. — 1952. Sobre el significado de las variaciones de la media vertebral de la sardina de Vigo (*S. pilchardus*) estudiadas en grupos de talla de la clase cero. *P. Inst. Biol. Apl.*, 10: 109-131.
- BLACKBURN, M., & TUBB, J. A. — 1950. Measures of abundance of certain pelagic fish in some southeastern Australian waters. *Bull. Comm. Sc. Ind. Res. Org. Melbourne*, 251: 71 p.
- CALIFORNIA COOPERATIVE OCEANIC FISHERIES INVESTIGATIONS. — 1956. *Progress. Report*, 1 april - 30 june 1956: 44 p.
- DURÁN, M.; SAIZ, F.; LÓPEZ-BENITO, M., & MARGALEF, R. — 1956. El fitoplancton de la ría de Vigo de abril de 1954 a junio de 1955. *Inv. Pesq.*, 4: 67-95.
- GROODY, T. C. — 1950. Ver *California Marine Research Committee* (1950).
- INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA. — 1955. Campañas del «Xauen» en la costa noroeste de España en 1949 y 1950. Registro de operaciones. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 71: 72 p.
- MARGALEF, R. — 1956. Paleoecología postglaciar de la ría de Vigo. *Inv. Pesq.*, 5: 89-112.
- 1957. Un modelo para el estudio de la distribución de organismos de gran dispersabilidad y área de reproducción muy localizada. *Inv. Pesq.*, 7: 117-125.
- MARR, J. C. — 1952. *Biología Pesquera Marina*. Cursos de Capacitación Pesquera. FAO: 143 p.
- MORROW, J. E. — 1948. Schooling behaviour in fishes. *The Quart. Rev. Biol.*, 23 (1): 27-38.
- PARR, A. E. — 1927. A contribution to the theoretical analysis of the schooling behaviour of fishes. *Occasional Papers*, Bingham Ocean. Coll., 1: 32 p.
- RILEY, G. A. — 1952. Hydrography of the Long Island and Block Island sounds. *Bull. Bingham Ocean. Coll.*, 13 (3): 5-39.
- 1956. Physical Oceanography, in *Oceanography of Long Island Sound, 1952-1954*. *Bull. Bingham Ocean. Coll.*, 15: 15-46.
- SAIZ, F.; LÓPEZ-BENITO, M., & ANADÓN, E. — 1957. Estudio hidrográfico de la Ría de Vigo. *Inv. Pesq.*, 8: 29-87.
- SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W., & FLEMING, R. H. — 1946. *The oceans, their physics, chemistry, and general biology*. Prentice-Hall, Inc. New York, 1 087 p.