

24/1/94

# Universidad Nacional Autónoma de México



Facultad de Ciencias

EFFECTOS METEREOLÓGICOS Y OCEANOGRÁFICOS LIMITANTES  
EN LA PRODUCTIVIDAD PRIMARIA OCEÁNICA Y SU SIMULA-  
CIÓN MATEMÁTICA. UNA APLICACIÓN EN BAJA CALIFORNIA,  
MEXICO

## TESIS PROFESIONAL

Que para obtener el Título de  
B I O L Ó G O  
P r e s e n t a

JOSE GUADALUPE RICARDO RENTERIA FRAGA



Universidad Nacional  
Autónoma de México



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

# I N D I C E

## R E S U M E N

### I. INTRODUCCION

### II. CONSIDERACIONES GENERALES

#### A. EFECTOS DEL FACTOR METEOROLOGICO SOBRE LA PRODUCTIVIDAD PRIMARIA MARINA.

##### 1. Radiación Solar

##### 2. Radiación Solar y Niveles de Producción Fitoplanctónica Marina

##### 2.1. Nivel Radiativo en la Productividad Primaria Marina

##### 2.1.1. Disponibilidad de Luz para la Fotosíntesis Marina

##### 2.1.2. Limitación de Nutrientes en el Mar

##### 2.2. Nivel Termodinámico y Dinámico en la Productividad Primaria Marina.

##### 2.2.1. Termoclima

##### 2.2.2. Vientos

##### 2.2.3. Corrientes Marinas Superficiales

##### 2.2.3.1. Transporte Advectivo de Calor y Nutrientes

##### 2.2.4. Mezcla Vertical en el Mar

##### 2.2.4.1. Movimiento Turbulento y Espiral de Ekman en el Mar

##### 2.2.4.2. Surgencia Marina

##### 3. Florecimiento Fitoplanctónico. Transferencia Energética a Niveles Tróficos Superiores.

#### B. MODELAJE MATEMATICO EN ECOLOGIA ACUATICA

##### 1. El Modelo Matemático

##### 2. Modelos de Simulación Matemática de la Productividad Primaria Marina.

### III. APLICACION DE MODELOS DE SIMULACION DE PRODUCTIVIDAD PRIMARIA MARINA EN BAJA CALIFORNIA.

#### 1. Los Modelos

- a) Modelo de Sverdrup
- b) Modelo de Ritter y Guzmán

#### 2. Los Datos

### IV. RESULTADOS

- a) Tablas
- b) Gráficas

### V. DISCUSION Y CONCLUSIONES

### VI. BIBLIOGRAFIA

## RESUMEN

Inicialmente se puntualiza la importancia de los factores meteorológicos (radiación, vientos) en determinar el aporte de energía y nutrientes (estos a través de la surgencia del agua) en la Productividad Fito-planctónica Marina, posteriormente, como objetivo fundamental, se realizan dos aplicaciones simples de Simulación Matemática.

Se utilizaron datos meteorológicos (radiación), oceanográficos (capa de mezcla, transparencia del agua) y biológicos (producción fotosintética) aportados por los cruceros oceanográficos de California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations en la zona de Baja California, México; los resultados señalan una buena confiabilidad en la simulación, por lo que se recomienda que este tipo de orientaciones sean consideradas como una herramienta más -a la par que orientaciones puramente descriptivas- para estudios de Productividad Primaria, sobre todo por la facilidad de obtención en la información meteorológica y porque estos procedimientos cimentan las posibles bases de una futura teoría predictiva.

## I. INTRODUCCION

En Biología se considera que existe una estrecha relación entre los organismos vivos y el medio que les rodea. En la presente Tesis se lleva esta premisa al terreno de la Ecología Marina identificando a los componentes de la relación como, por un lado, el Fitoplancton, particularmente en cuanto a su actividad productora de materia orgánica y, por el otro a la unidad (Ritter, 1979; Ritter et al., 1979 b) que mantienen el medio marino y los factores meteorológicos (radiación, temperatura, humedad, vientos, presión).

Toda vez que las condiciones ambientales anteceden a los organismos parece más probable, según la Teoría de la Evolución Biológica, que la adaptación debe provenir de los organismos para con el medio; es justo bajo esta consideración que los biólogos tratan de entender el medio marino y de ahí las razones de la distribución y abundancia de sus especies. Se desprende así una tendencia necesaria encaminada hacia la investigación desde un punto de vista multidisciplinario. Siguiendo esa línea, aquí se quiere patentizar, por una parte, la importancia en acoplar a estos estudios el aporte brindado por los factores meteorológicos (Flittner, 1976), particularmente, en relación a los aspectos de Productividad Fitoplanctónica.

Por otra parte, todo organismo considerado como un sistema particular de estudio, se mantiene como tal a partir del intercambio de energía que debe realizar con las fronteras físicas y biológicas a su alrededor; de ahí que, biológicamente hablando, la relación fundamental que se establece entre los organismos es ante todo trófica. La forma que adquiere esta relación se evidencia en las conocidas tramas alimenticias cuya base la constituyen siempre organismos autótrofos, en su mayor parte vegetales. De esto se desprende que la forma ideal de evaluar la Productividad Primaria consistiría en medir las transferencias de energía entre los diferentes niveles (Odum, 1972).

En vista de la dificultad técnica que implica hacer una estimación energética (Slobodkin, 1959) de ese tipo, se ha optado por considerar métodos indirectos; ellos surgen inmediatamente de considerar la ecuación

general de la fotosíntesis, en donde la Productividad estará referida al cambio en la concentración de reactivos y/o productos. Pueden mencionarse así el método del oxígeno disuelto, incremento de biomasa fitoplactónica, desaparición de materias primas como nitrato y fosfato en sistemas donde no se suministran de modo continuo, fijación de carbono radiactivo de Steeman Nielsen, extracción y medición espectrofotométrica de la concentración de clorofilas, y aún (en curso de investigación) la utilización del color de la vegetación -con técnicas de percepción remota- como índice de su metabolismo.

Los métodos mencionados son de rutina en cualquier estudio oceanográfico o de ecología acuática, y sus resultados son analizados con herramienta estadística y presentados como situación particular (descripción) del período y lugar abarcados; de esta manera debemos esperar entonces que tales estudios deban hacerse cada vez que se requiera, con el consecuente costo económico que implican. La pregunta que podría surgir sería: ¿es posible lograr una optimización en este terreno?, y la afirmación a ella la encontramos otra vez en el terreno de la matemática, específicamente en la aplicación de Modelos de Simulación tanto determinística como estocástica y de estadística multivariante.

Mientras la Estadística logra discernir la significatividad de los factores, el modelaje implica ya su conocimiento y, todavía más, establece simbólicamente su relación causa-efecto (Riley, 1946). El tener conocimiento de esa relación es lo que nos posibilita en la práctica a no realizar todo el trabajo de campo, sino sólo aquellos factores de mayor importancia. Pero nos posibilita asimismo, y esto es muy importante, extrapolar a lo futuro el comportamiento del sistema, proporcionando así útiles criterios en el manejo de recursos.

Ritter et al (1979a) señalan que la antigüedad de una Ciencia es observable a partir de los procedimientos matemáticos que emplean; de ahí que una Ciencia antigua como la Física hace uso de todos los recursos matemáticos existentes. La Ecología Acuática está encaminándose más allá de su enfoque estadístico, al incorporar ya -como herramienta y no fin en sí- el modelaje matemático, como lo atestigua la literatura que, en parte,

se menciona adelante. Justamente, como objetivo principal, una aplicación simple de simulación matemática es la que se realiza en este trabajo; utilizando para ello información multidisciplinaria de tipo biológica, meteorológica y oceanográfica en Baja California, importante zona pesquera de sardina, atún aleta amarilla y barrilete en México.



## II. CONSIDERACIONES GENERALES

### A. EFECTO DEL FACTOR METEOROLOGICO SOBRE LA PRODUCTIVIDAD PRIMARIA MARINA.

#### 1. Radiación Solar

La energía emitida por el Sol es de vital importancia para el desarrollo de la mayoría de los procesos que ocurren en la Tierra. De hecho, ésta es el combustible del motor generador de muchos procesos físicos y todos los biológicos que ocurren en el planeta. No sin razón, aún con su restringida visión del mundo, el hombre primitivo, como lo atestiguan algunos restos producto de su actividad, habla mostrado un firme respeto a esta estrella.

Esta energía es generada como producto de una reacción de fusión de hidrógeno en helio en donde hay un desprendimiento de siete fotones de rayos gama hacia la superficie solar, desde la cual puede pasar al espacio. Puesto que cada centímetro cuadrado de su superficie radia 1,541 calorías de energía por segundo, al considerar la superficie total, aproximadamente  $6.06 \times 10^{22}$  cm<sup>2</sup>, obtenemos la sorprendente emisión de  $9.34 \times 10^{25}$  cal/seg. Ahora bien, la distancia que separa la Tierra del Sol es un promedio 150 millones de kilómetros, y si a esto añadimos que la superficie terrestre es considerada en 510 millones de kilómetros cuadrados (Grant, 1971), podemos entender por qué a nivel de la atmósfera superior hay una intercepción de tan sólo  $5 \times 10^{-10}$  % de la emisión solar total.

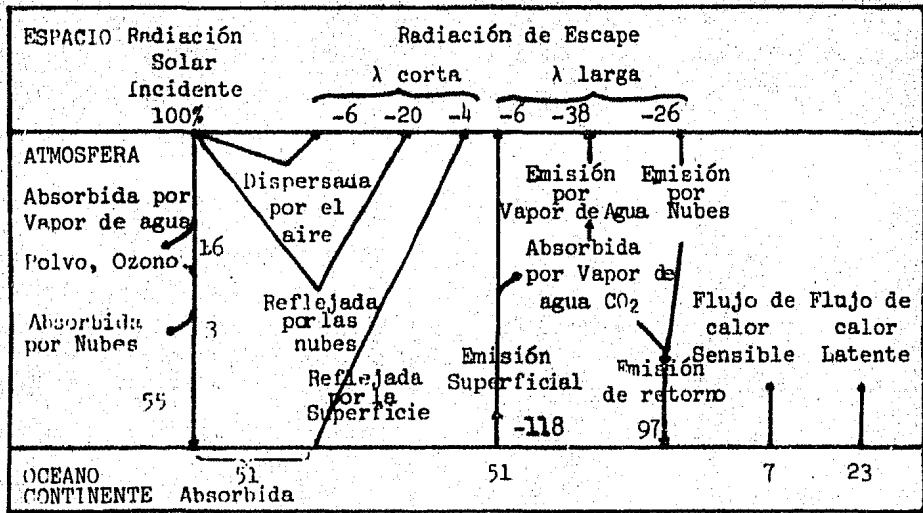
Para fines prácticos puede suponerse que el Sol emite de una manera constante, por lo que se considera que, cuando se encuentra a la distancia promedio Tierra-Sol, recibimos un suministro de radiación de 1.946 calorías sobre un centímetro cuadrado y en el lapso de un minuto; la llamada constante solar.

Todos los cuerpos emiten radiación siempre que su temperatura esté encima del cero absoluto. Sin embargo, el tipo de emisión va a depender ahora, como lo señala la ley de Stephan-Boltzman, de la magnitud de la temperatura. De ahí que el espectro de emisión del Sol sea muy diferente al de la Tierra. La superficie del Sol emite como un cuerpo negro a una temperatura aproximada de 6000° K, de donde su espectro de emisión, si bien rico en

longitudes de onda ( $0.1 \mu - 100 \mu$ ), se centra fundamentalmente en longitudes de onda corta ( $0.48 \mu$ ) correspondientes a la luz visible; la Tierra en cambio, con una temperatura superficial promedio de  $300^\circ \text{K}$ , emite longitudes de onda larga ( $10 \mu$ ), las cuales, de acuerdo a la ley de Planck, son asimismo menos energéticas.

Como podemos ver en la figura 1, del 100% de energía que llega a la parte superior de la atmósfera ( $0.5 \text{ cal cm}^2 \text{ min}^{-1}$ ), sólo el 51% alcanza la superficie terrestre en forma de radiación directa. Sucede así porque a medida que la radiación extraterrestre atraviesa la atmósfera es atenuada en grado variable, según la longitud de la onda, por reflexión (30%) o absorción (19%).

Fig. 1. Balance de Radiación (%) del Sistema Atmósfera-Tierra.



Explicación en el texto.

La reflexión (albedo) es causante de la brillantez de nuestro planeta y es función de aspectos tales como el ángulo de incidencia, la rugosidad, la humedad y el color de la superficie. Un ángulo de incidencia menor de  $60^\circ$  es más reflejado que un ángulo mayor, hay también mayor reflexión en objetos lisos, claros y secos. Aquí, las nubes dan cuenta de 3/4 partes del fenómeno, en tanto que el complemento por, primero, la superficie terrestre representada por el agua, el suelo, la vegetación pero con los mayores valores para el hielo, y segundo, la dispersión por el aire

la cual es mayor cuando el Sol está cerca del horizonte, ya que entonces la atmósfera que deben atravesar los rayos solares es 12 veces mayor que la correspondiente a una altitud solar de  $90^\circ$ .

En cuanto a la absorción, ya en la estratosfera (25 a 50 Km de altitud), el ozono absorbe 3% de la radiación incidente que corresponde específicamente a la luz ultravioleta. Otros gases atmosféricos, nubes y polvo absorben algo menos del 20% como luz infrarroja; dentro de ellos sin duda el vapor de agua es el principal agente de absorción.

En vista de que el océano ocupa cerca del 70% de la superficie terrestre, no es impropio pensar que es él el agente principal de absorción (Benton, 1976).

Es importante señalar en este momento, que la energía recibida por el océano no permanece indefinidamente ahí, sino que una vez utilizada en los procesos que se llevan a cabo en su interior, y que oportunamente se señalan, es devuelta a la atmósfera (ver Fig. 1), aunque como una longitud de onda mayor, como lo es la infrarroja. Es evidente entonces, que no podemos considerar al océano y la atmósfera como dos entidades separadas, pues existe entre ellas un continuo intercambio de energía, y aún materia (agua, gases, núcleos de sal, polvo), a través de la superficie (Benton, 1976). Esta emisión desde el océano es casi completamente absorbida por los gases poliatómicos atmosféricos -vapor de agua, ozono, dióxido de carbono- los cuales a su vez la reemiten hacia abajo (una pequeña parte se pierde hacia el espacio). Las nubes, el vapor de agua y el  $\text{CO}_2$  de la misma manera reemiten en onda larga la energía en onda corta que han absorbido. Es justamente este retorno (especie de "rebote") de energía en onda larga hacia la superficie la que define el "efecto invernadero" sin el cual la Tierra perdería continuamente calor. La transferencia representa en general el 21% de la energía absorbida originalmente por la superficie. Es preciso aclarar que la discrepancia entre el 51% de la energía absorbida en onda corta no corresponde como se esperarla, al 118% de radiación de escape en onda larga simplemente porque se debe contar con ese aporte del efecto invernadero.

Según lo anterior, existe entonces, a largo plazo (1 año), un balance ( $Q^*$ ) dado por la entrada y salida de energía. Este balance puede ser caracterizado analíticamente de la siguiente manera:

$$Q^* = K^* + L^*$$

donde  $K^*$  es la energía de onda corta y está dado por la diferencia entre la longitud de onda corta incidente ( $K_{\downarrow}$ ) y la longitud de onda reflejada ( $K_{\uparrow}$ ) que puede evaluarse del conocimiento del albedo ( $\alpha = K_{\uparrow}/K_{\downarrow}$ ); a su vez  $L^*$  es la energía neta en longitud de onda larga y surge de la diferencia entre la longitud de onda larga que alcanza a llegar a la superficie ( $L_{\downarrow}$ ) y la que es despedida hacia el espacio ( $L_{\uparrow}$ ). De esta manera:

$$Q^* = (K_{\downarrow} - K_{\uparrow}) + (L_{\downarrow} - L_{\uparrow})$$

pero como  $K_{\uparrow} = K_{\downarrow} (\alpha)$  entonces el balance de energía queda representado como:

$$Q^* = K_{\downarrow} (1 - \alpha) + (L_{\downarrow} - L_{\uparrow})$$

La radiación incidente en la superficie puede ser evaluada, a partir del conocimiento de la radiación incidente en la parte superior de la atmósfera ( $Q_0$ ), ya sea de la nubosidad local ( $C$ ) medida en octavas, o de las horas de insolación observadas ( $n$ ) y esperadas ( $N$ ) en tablas. Es decir:

$$K_{\downarrow} = Q_0 (0.803 - 0.340 C - 0.458 C^2)$$

$$\delta \quad K_{\downarrow} = Q_0 (0.3 + 0.5 n/N)$$

Mientras que la radiación en onda larga del conocimiento de la temperatura ( $T$ ) del objeto, de la presión de vapor de aire ( $e$ ), y de las horas de insolación observadas y esperadas

$$L_{\uparrow} = \sigma T^4 (0.56 - 0.09 e) (0.1 + 0.9 n/N)$$

donde  $\sigma$  es la constante de Boltzman =  $1.38 \times 10^{-23}$  J/°K

(Wiesner, 1970)

De acuerdo a nuestro balance, tendríamos que,  $Q^* = K^* + (L_{\downarrow} - L_{\uparrow}) = 51 - 118 + 97 = + 30$ , 30% de energía en onda larga es almacenada en el sustrato. Sin embargo, este también se pierde distribuyéndose en un flujo de calor sensible (7%) y la gran cantidad de energía gastada en evaporar el agua o flujo de calor latente (23%). Denotando  $Q_H$  y  $Q_E$  respectivamente a los flujos de calor (Fig. 1), tenemos que su balance estaría dado por:

$$Q = Q_H + Q_E + Q_G$$

es de esperarse que en zonas de gran humedad predomine  $Q_E$ , mientras que en zonas desérticas el calor sensible es el principal;  $Q_G$  es un transporte por difusión molecular que se da en sólidos pero como su valor es pequeño se desprecia.

Recuérdese que tanto el balance de energía como el de calor están considerados en términos anuales, pues la energía no se pierde inmediatamente. El tiempo que pueda permanecer en el sustrato es lo que posibilita su eventual uso, para el tema particular que aquí atañe, en los procesos que giran alrededor de la Producción Primaria del Mar.

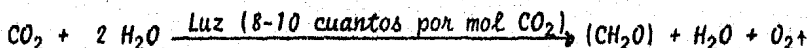
## 2. Radiación Solar y Niveles de Producción Fitoplanctónica Marina.

### 2.1. Nivel Radiativo en la Productividad Primaria Marina.

Una vista hacia el Mar nos habrá dado la impresión de una superficie generalmente ondulada y de color azul o verde, pero el Mar es más que eso ya que en su interior se llevan a cabo, como en la tierra, procesos que sostienen una gran diversidad de organismos vivos.

El principal productor de materia orgánica en el Mar son las poblaciones de Fitoplancton. Invisibles a simple vista, pasa inadvertida su presencia a menos que, suceso raro, abunden lo bastante como para dar al agua un color verde, pardo o rojizo, dependiendo de las especies constituyentes. El término en realidad designa a una gran cantidad de organismos unicelulares, sin capacidad de natación, muy distintos en su forma y posición taxonómica pero que cuentan con la maquinaria metabólica (pigmentos, enzimas, etc.) que les permite llegar a la producción de materia orgánica (Ryther, 1976). Como nuestras muy conocidas plantas terrestres, el Fitoplancton atrapa los fotones de energía solar en sus moléculas pigmentadas (clorofila) y logran la síntesis orgánica; de ahí que se hable de "Fotosíntesis".

El proceso puede ser caracterizado como la reducción fotoquímica del dióxido de carbono en forma de carbohidratos, e implica entonces la conversión de energía luminosa solar en energía potencial contenida en los enlaces químicos formados. La ecuación general es como sigue:



siendo la oxidación:  $2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 4\text{H} + 2\text{O}$

y la reducción:  $4\text{H} + \text{CO}_2 \rightarrow (\text{CH}_2\text{O}) + \text{H}_2\text{O}$

Toda vez que la energía solar es convertida a energía potencial contenida en los enlaces químicos del material protoplásmico celular, puede escribirse una ecuación más general basada en el protoplasma del plancton y el contenido de energía del mismo: (en Odum, 1972)

1,300 000 cal. energía radiante + 106 CO<sub>2</sub>, 90 H<sub>2</sub>O, 16 NO<sub>3</sub>, 1 PO<sub>4</sub> + elementos minerales es igual a:

13 000 cal. energía potencial contenida en 3258 gr. de protoplasma (compuesto por 106C, 180 H, 46 O, 16 N, 1 P, 815 grs. ceniza mineral) + 154 O<sub>2</sub> + 1,287 000 cal. de energía calórica dispersada.

Este producto almacenado (producción bruta) tiene que ser degradada a fin de liberar la energía que contienen sus enlaces; la manera como esto se realiza es a través del proceso inverso que es la respiración. Cabe distinguir entonces tres términos básicos: a) se habla de producción primaria sólo cuando se hace alusión a la realizada por los organismos autótrofos (fotosintetizadores o quimiofotosintetizadores), b) la producción neta resulta de restar a la energía almacenada por la fotosíntesis la energía gastada en la respiración y c) la producción difiere de la productividad en cuanto la primera se refiere sólo a la cantidad de materia orgánica fijada por unidad de área en tanto la última es una velocidad, esto es, la producción realizada en una unidad de tiempo.

Por lo dicho hasta aquí, el efecto directo de la radiación solar sobre la productividad es el de proveer la energía luminosa necesaria para el proceso fotosintético. Sin embargo, como veremos a continuación, no toda la energía solar que atraviesa la superficie del Mar llega al Fito-plancton y, aun más, no toda la energía que llega es útil para su importante actividad productora.

### 2.1.1. Disponibilidad de Luz para la Fotosíntesis Marina.

La energía luminosa que ha logrado atravesar la superficie ( $I_w$ ), sufre un decaimiento exponencial (más marcado que en el aire) por absorción de las partículas suspendidas y del agua misma. De tal forma que la cantidad de luz a la profundidad  $z$  queda representada según la ley de Beer, como un decaimiento exponencial de la forma:

$$I_z = I_w e^{-kz}$$

donde  $k$  es el coeficiente de extinción de la luz de Poole y Atkins, y puede ser obtenido del conocimiento de la profundidad del disco de Secchi ( $S$ ),  $k = 1.7/S$  (Sverdrup, 1953). Prácticamente la radiación solar para la fotosíntesis penetra a no más de 100 metros de profundidad en aguas claras y a sólo 10-20 metros en las aguas costeras más turbias (Ryther, 1976).

Ahora bien, para cada longitud de onda el grado de absorción y dispersión es variable dependiendo de las partículas suspendidas. Así, la longitud de onda correspondiente al infrarrojo ( $0.75 \mu$ ), que representa casi el 45% de la energía que ha penetrado, y el ultravioleta ( $0.225 \mu$ ), 10%, son absorbidos en el primer metro de profundidad por el agua misma, de tal manera que es la región del visible la que más penetra dentro de los océanos. En los primeros metros el rojo es prontamente absorbido sobre todo por el mismo Fitoplancton; el mínimo de absorción o mayor transmisividad, se encuentra para el verde ( $0.49 - 0.56 \mu$ ) y el azul ( $0.38 - 0.49 \mu$ ) -el coeficiente de extinción de Poole y Atkins se refiere justamente a la luz azul-, y en condiciones de pequeña y gran cantidad de materia orgánica para el naranja ( $\approx .60 - .65 \mu$ ) y el rojo ( $\approx .65 - 0.72 \mu$ ) respectivamente. En la figura 2 se representa la penetración de las diferentes longitudes de onda en el Mar.

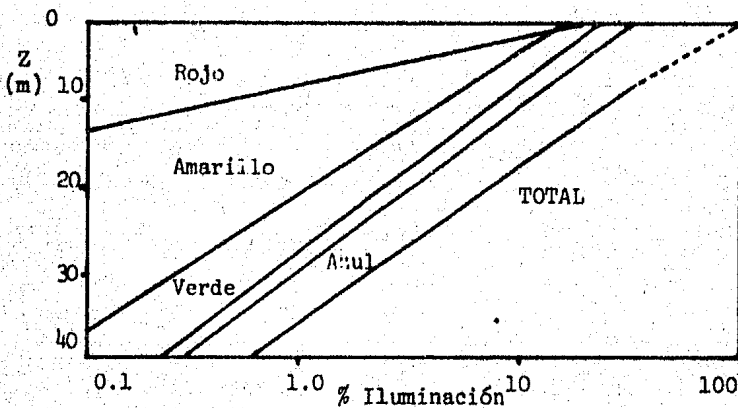


Fig. 2. Penetración de luz en el Mar. Jenkin, P., 1937.

Explicación en el Texto

Asimismo, en Fotosíntesis no todas las longitudes de onda son adecuadas. El electrón del átomo receptor de la molécula de clorofila debe ser lo suficientemente excitado como para "brincar" de un orbital a otro y

estar en posibilidad de asociarse al correspondiente de otro átomo para llegar a la formación de un enlace. La energía que contiene la luz ultra violeta es tan excesiva que lo único que logra es excitar de tal manera al electrón que lo desprende del mismo átomo, el cual queda ahora como un ión. Con la radiación infrarroja el objetivo no mejora, puesto que es tan baja su energía que el electrón sólo vibra intensamente o rota pero no se mueve de su órbita. En cambio, la luz visible, en particular  $0.42 \mu$  -  $0.56 \mu$ , proveen la energía suficiente; con esta luz el electrón se excita pasando a una órbita superior, pero si al cabo de unas cien o diez millonésimas de segundo no se ha apareado, vuelve a su órbita de origen desprendiendo como calor la energía que había adquirido (fosforescencia y fluorescencia). Gates, 1971.

De esta manera podemos decir, que de la energía que pasa la superficie marina solamente un 20% es importante para la Fotosíntesis (Sverdrup, 1953) pues alcanza a ser transmitida y contiene el justo requerimiento energético para dicho proceso.

Paradójicamente, a medida que el Fitoplancton aumenta en número, absorbe más cantidad de luz, por lo que reduce la disponibilidad de ella a regiones profundas. En las regiones donde existe una gran actividad fotosintética llega a ser tan denso, que toda la energía disponible se absorbe ya en los primeros 5 metros. Como consecuencia de tales sucesos, el Fitoplancton, si bien ninguna combinación natural de temperatura, salinidad ni cualquier otra característica química o física del agua impide su adaptación, se limita a ocupar las aguas superficiales que totalizan apenas 1/100 del volumen total del océano (Ryther, 1976). Puesto que las macrofilas marinas, además de luz, requieren un sustrato sobre el cual fijarse, están limitadas a las aguas costeras, así que podemos reafirmar el papel del Fitoplancton como el principal productor de materia orgánica en el Mar. (Riley, 1976).

### 2.1.2. Limitación de Nutrientes en el Mar

En términos de eficiencia en la utilización de la energía incidente para la producción de materia orgánica, Nielsen y Jensen, calcularon un orden de 0.02% de conversión (Raymont, 1976). Por otro lado, para la energía que ha sido absorbida Sverdrup calcula un 1% (Odum, 1972), lo cual se encuentra en el rango considerado por Russell-Hunter (1973) y que va de 1%-5%, con un valor medio de 2%. De aquí se desprende el porqué Margalef (1977) considera que la luz es un factor importante en la Fotosíntesis aunque en



general no limitante, en cuanto se presenta más allá de un mínimo crítico. Otros son los elementos que pueden ser considerados como factores limitantes.

En el medio terrestre, la disponibilidad de agua y óxido de carbono pueden llegar a ser los factores que limitan la Productividad Primaria, y aún la existencia misma de las plantas como el agua en un desierto. Este no es el caso en el Mar, puesto que el agua es el mismo medio y porque hay una gran reserva de  $\text{CO}_2$  (el 90% del total se localiza en los océanos) en forma de carbonatos y bicarbonatos disueltos. En realidad, el factor limitante en el océano son los minerales nutritivos como fosfatos, nitratos y ciertas vitaminas importantes en el crecimiento vegetal, la mayoría de los cuales se encuentran en cantidades suficientes en el Mar. Pero como la zona productiva de él se limita a un estrato muy delgado, la asimilación de estos nutrientes esenciales por el Fitoplancton llega a ser tan completa, que se reducen ahí a cantidades casi nulas. Además, como el estrato no es un sistema cerrado, dentro del cual circularía la materia, sino está asentado sobre un vasto depósito de agua no productiva, hay un hundimiento tanto de nutrientes como excretas y organismos que coadyuvarán a una situación más limitante.

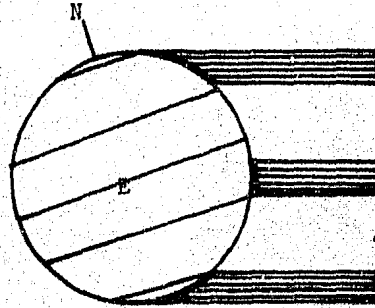
Es claro que deben haber entonces mecanismos que restituyan estos nutrientes del fondo a la superficie productiva. La difusión molecular, siguiendo el gradiente de concentración, puede ser uno de ellos pero se ha visto que es muy lento e ineficaz (Ryther, 1976). En adelante se tratarán mecanismos más eficaces, los cuales, como podrá ser visto, son un producto más del efecto de la energía solar (nivel termodinámico) sobre la Tierra, manifestada ahora (nivel dinámico) como energía del viento. (Ritter, 1979).

## 2.2 Nivel Termodinámico y Dinámico en la Productividad Primaria Marina.

### 2.2.1. Termoclina.

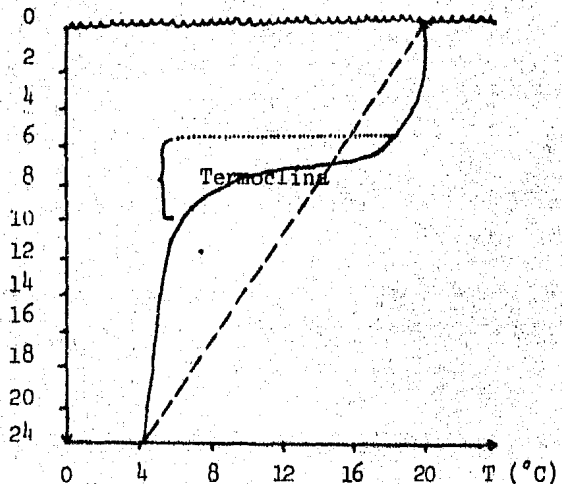
Considerando la gran distancia que separa la Tierra del Sol y que el volumen terrestre es sumamente pequeño comparado con el de aquél, llegamos a comprender por qué se dice que los rayos solares que se reciben son todos paralelos entre sí. Pensaríamos entonces que toda la superficie terrestre tendría una temperatura homogénea, dado el suministro constante de  $0.5 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ . Esto sería cierto si la Tierra fuera plana, pero no lo es. Así, la energía que recibe el ecuador terrestre por unidad de área es mayor que la correspondiente a los polos, pues en éstos (Fig. 3) debe haber una distribución en un área mayor.

Fig. 3. Variaciones de la cantidad de radiación solar por unidad de área terrestre.



Por otra parte, si la superficie media de insolación del océano estuviera limitada al metro superior, la radiación recibida haría que se alcanzaran variaciones diarias en su temperatura hasta de  $3.5^{\circ}\text{C}$ . Sin embargo, la variación media diaria que se ha observado en el océano abierto está apenas en el orden de  $0.2 - 0.3^{\circ}\text{C}$ . Esto indica que debe existir una distribución del calor en una masa de agua de cuando menos 10 m. de profundidad; la profundidad de los océanos llega a ser mucho más que eso, siendo en promedio 4000 m. Ocurre entonces, que la energía recibida en la superficie es distribuida hacia el fondo del Mar. Es importante señalar también que, por la elevada capacidad calorífica del agua, esa energía ganada difícilmente se pierde (pues difícilmente se calienta) dando lugar a la conocida homeotermia oceánica (Grant, 1971).

Fig. 4. Distribución vertical de temperatura en un sistema acuático y formación de la termoclina (Welch, 1952)



El reparto de calor desde la superficie cabría esperarlo como el simple decaimiento lineal representado por la línea de trazos dibujada dentro de la Figura 4, pero esto no es así. La rápida transmisión de calor y la capacidad calorífica del agua, crean una zona superficial casi

isotérmica bastante más caliente que el agua de fondo siempre fría (3.5°C en general). Separando estas dos zonas de temperatura los registros muestran una capa con un gradiente (clino) de temperatura muy conspicuo, en donde la temperatura decrece mucho en tan sólo algunos metros. A esta capa de discontinuidad se le conoce como Termoclina, y una vez establecida es una fuerte barrera para el paso de materiales y organismos entre las dos zonas.

### 2.2.2. Vientos.

Volviendo al calentamiento diferencial entre el ecuador y los polos. Si consideráramos sólo el efecto de radiación, tendríamos que el primero tendería a ponerse cada vez más cálido y los segundos cada vez más fríos. Afortunadamente, las cosas no suceden así. El nivel termodinámico es la base para el nivel dinámico expresado por el flujo de calor que se establece entre los dos puntos y a través de las partes fluidas de la Tierra, como son la atmósfera y el océano.

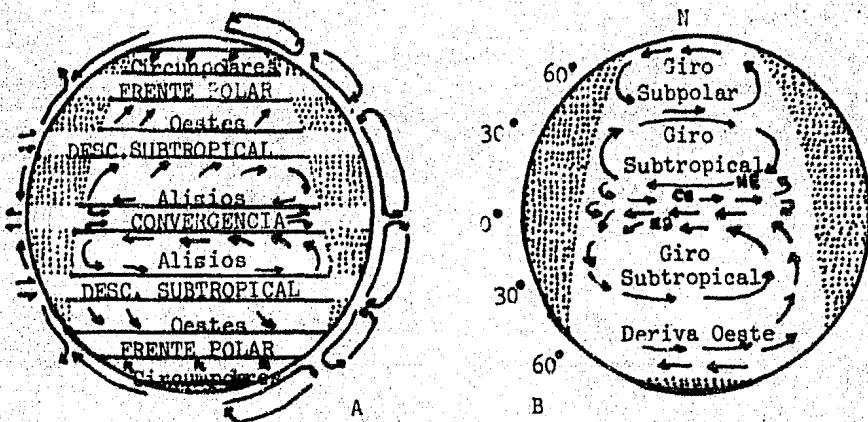
En la atmósfera las masas de aire son calentadas ya sea por conducción (calor sensible) o como agua evaporada (calor latente); una vez esto, el aire de los trópicos puede ir a las latitudes más altas. Es a estas masas de aire en movimiento horizontal a las que se conoce como vientos. Es decir, nuestra atmósfera es calentada por debajo: la energía absorbida por el océano es devuelta como calor que eleva la temperatura del aire inmediato. Este aire, ahora menos denso, se eleva dejando tras de sí una zona de baja presión, para luego fluir en dirección hacia las zonas polares frías. El océano y la atmósfera, desde este punto de vista, son dos sistemas muy ligados entre sí, por cuanto, a través de la interfase, ocurre un amplio intercambio de energía y aún materia (Benton, 1976).

Los vientos se dirigen entonces desde las áreas de mayor presión hacia las áreas de menor presión, y su velocidad va a depender de la magnitud de esa diferencia de presiones. Asimismo, como la Tierra tiene un movimiento de rotación W-E, y este es mayor en el ecuador, las masas de aire van a ser modificadas en su velocidad tangencial (efecto inercial de Coriolis); la resultante de tal combinación es que los vientos van a ser desviados de su punto de partida, hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur.

Actualmente se conoce en términos generales la circulación atmosférica (Figura 5).

Fig. 5. Circulación General Atmosférica (A) y Oceánica Superficial (B).

Explicación en el Texto.



El detonador de esta circulación atmosférica es la propia relación in directa que existe entre la temperatura y la presión. En la zona caliente ecuatorial el aire se calienta y dirige a las partes altas de la atmósfera; en el polo, en cambio, las bajas temperaturas aumentan la densidad del aire creando ahí una zona de alta presión. El aire caliente del ecuador se dirige a la zona polar, pero como se enfría en el trayecto, cae -en ambos hemisferios- a una latitud de  $30^\circ$  a  $40^\circ$ ; son estas las zonas de alta presión subtropical y -como al bajar se calientan por compresión, aumentando su capacidad para contener el vapor de agua sin condensarlo- coinciden con la faja de desiertos de la Tierra en los cuales no llueve por ausencia de formación de nubes. Al caer a la superficie hay una bifurcación de estas masas de aire, en donde una se dirige a la zona de baja presión ecuatorial y recibe el nombre de vientos Alisios; la convergencia de los Alisios de los hemisferios norte y sur crea, a su vez, la llamada Zona de Convergencia Intertropical, caracterizada por su alta nubosidad y lluvias (incluso mayor que la misma evaporación). Esta última se conoce también como el "ecuador meteorológico" pues no coincide con el ecuador terrestre al situarse ya dentro del hemisferio norte; tal asimetría se ha explicado en función de la mayor cantidad de océano en el hemisferio sur.

La otra rama de la alta semipermanente, desviada hacia el Este por el efecto del Coriolis, se dirige hacia la zona de baja presión subpolar dando formación a los vientos del Oeste, los cuales en el hemisferio sur forman prácticamente un cinturón latitudinal al no encontrar barreras continentales. La zona de baja subpolar se origina por el viento frío que vie-

ne de la alta polar con dirección al ecuador; cuando se encuentra con los Oeste chocan formando el "frente polar". Como el viento Oeste es menos denso, sube por sobre el viento polar y al enfriarse da ocasión a la alta nubosidad y lluvias que se expresan como lluvia y nieve. Te nemos así la configuración final de 3 celdas de convección. Por último, existe por supuesto intercambio de energía entre los sistemas y el sus trato continental y oceánico, pero sin embargo, en donde se observa un efecto más pronunciado es en los llamados vientos Monzones. Su origen les viene dado de la diferencia de temperatura entre el océano y el con tinente, de ahí su manifestación prevaleciente en verano e invierno; en vista de que Asia es el continente más grande, es ahí donde su importancia es mayor aunque también se observan en Norte América. (García, 1978).

Una vez generados, los vientos ejercen característicamente dos niveles de influencia sobre la dinámica de las masas de agua marina, que son: las corrientes marinas de superficie y la surgencia (Upwelling) marina.

### 2.2.3. Corrientes Marinas Superficiales.

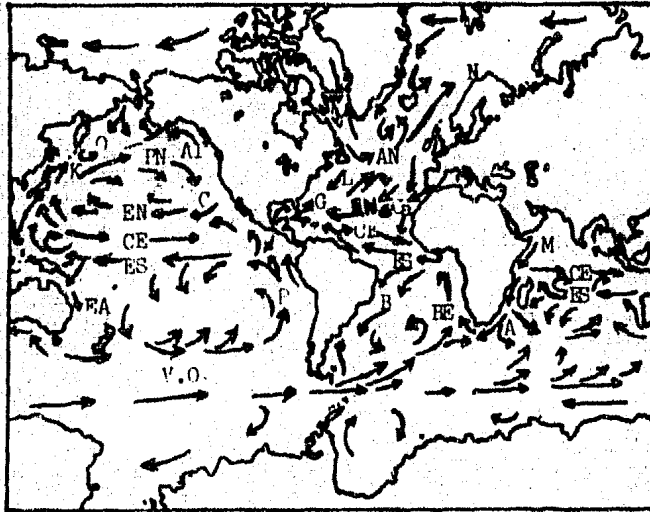
La densidad del agua de mar está en función de la temperatura y la salinidad, en donde, si consideramos la evaporación, la primera es un efecto modulador de la otra. Puede decirse, que nada impide a las aguas superficiales del ecuador fluir hacia los polos atendiendo al gradiente de densidad. De hecho esto sucede, pero a una velocidad de flujo tan lenta comparada con la que imprime el viento, que se acepta a éste como el principal generador de las grandes masas de agua. Grant (1971) estima que la velocidad de las masas de agua en movimiento o corrientes, es cerca del 2% (en aguas profundas) la velocidad del viento.

Como puede verse en la Figura 5, existe una buena correspondencia entre la circulación general de la atmósfera y del océano superficial. Las corrientes marinas en todos los océanos tiene un patrón básico consistente en un gran remolino o giro. En las regiones subtropicales este giro se centra aproximadamente cerca de los 37° y 30° de latitud Norte y Sur respectivamente. Centrado en los 50°N hay también pequeños giros subpolares en los océanos Pacífico y Atlántico. En el hemisferio meridional no hay giro alguno, los vientos de deriva del Oeste en cambio, al dar la vuelta a la Antártida, ponen en comunicación todos los océanos del mundo.

Cada giro (Figura 6), puede ser dividido en cuatro corrientes: Norte, Sur de mar abierto y Este, Oeste limítrofes al continente. Las de mar abierto, como corriente de Pacífico Norte o las Corrientes Ecuatoriales

Norte y Sur. tienen una velocidad de 3 a 6 kilómetros diarios y generalmente penetran hasta 100 ó 200 m en profundidad; las corrientes limítrofes occidentales, como la Corriente del Golfo y Kuro-Shio, por su relativa estrechez, tienen la poderosa velocidad de 40-120 Km diarios, llegando a penetrar hasta 1000 m o más. Por su parte, las corrientes limítrofes orientales de California y Canarias son más amplias pero también más débiles en velocidad que las occidentales. Hay una Contracorriente Ecuatorial formada por agua de la Corriente Ecuatorial que viene de regreso al Este (Grant, 1971). Aunque ciertamente el giro sea la tendencia general, es de esperarse que existan desviaciones relativamente pequeñas en todo el trayecto así como comunicación entre giros; en la Corriente Ecuatorial Norte y Sur ocurre alejamiento de agua desde lo largo de la línea ecuatorial hacia una mayor latitud, la Corriente Meridional de deriva del Oeste es desviada por el estrecho paso (paso de Drake) entre el Cabo de Hornos y la Antártida retroalimentando así a la Corriente del Perú, esto para dar solamente unos ejemplos.

Fig. 6. Principales corrientes marinas de superficie.



- |                |                            |                              |
|----------------|----------------------------|------------------------------|
| A : Agulhas    | EA: Este de Australia      | N : Noruega                  |
| Al: Alaska     | CE: Contracorriente Ecuat. | AN: Atlántico Norte          |
| B : Brasil     | G : Golfo                  | EN: Ecuatorial Norte         |
| Be: Benguela   | K : Kuroshio               | ES: Ecuatorial Sur           |
| C : California | L : Labrador               | PN: Pacífico Norte           |
| Ca: Canarias   | M : Monzón                 | O : Oyashio                  |
|                | P: Perú                    | V.O: Deriva del Viento Oeste |

Estas corrientes oceánicas tienen una "cantidad de movimiento", es decir masa y velocidad, que no puede ser destruida sino por el rozamiento del agua consigo misma y contra las márgenes del océano. El esfuerzo del viento es importante ahora para mantener la velocidad de la corriente. (Benton, 1976).

### 2.2.3.1. Transporte Advectivo de Calor y Nutrientes.

Entre los efectos que van a ejercer estos movimientos de masas de agua, está en primer lugar su poder modificador del clima terrestre. Entre más lenta sea una corriente, mayor posibilidad tendrá para ajustarse al clima de la zona por la que se mueve. Así, las corrientes limítrofes occidentales, como la del Golfo, aportan agua cálida desde el trópico hacia latitudes elevadas, en este caso hacia Gran Bretaña y el Mar de Noruega, en tanto que las corrientes orientales (3 a 7 Km por día) como California, Canarias, Perú y Benguela, se ajustan al menos parcialmente al clima local por lo que transportan agua fría de los polos al trópico.

Las corrientes, claro está, no sólo van a transportar calor sino que arrastrarán consigo nutrientes y aún, por definición, al Plancton. Por efecto de la temperatura podremos esperar, por otra parte, una mayor descomposición de materia orgánica pues esta actividad se ha visto ser función de aquella. Se posibilita entonces una distribución horizontal de los nutrientes cuya ausencia, como vemos antes, podría reducir la Productividad Primaria. No obstante, este aporte advectivo de nutrientes vendría a reducirse nuevamente ante un crecimiento explosivo del Fitoplancton, y nuestro problema original de pérdida de nutrientes hacia el fondo seguiría en pie. Debemos esperar por tanto, que el aporte de nutrientes -contenidos en la materia orgánica- venga del mismo fondo (nutrientes mineralizados producto de descomposición bacteriana) al cual se han hundido. Enseguida veremos cómo también el efecto del viento sobre la superficie oceánica permite esta regeneración.

### 2.2.4. Mezcla Vertical en el Mar.

Una vez que el viento ha puesto en movimiento las aguas de mar abierto, no únicamente hay transmisión horizontal sino también vertical. Y en esta transmisión vertical habrá que tomar en cuenta la resistencia a fluir, o viscosidad, que presenta el agua.

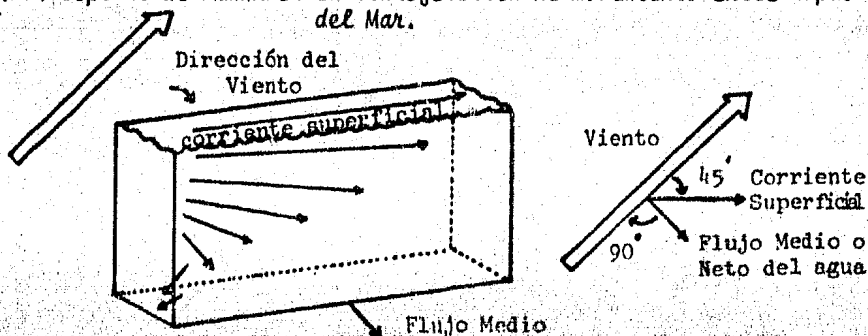
#### 2.2.4.1. Movimiento Turbulento y Espiral de Ekman en el Mar.

Un fluido que se mueva lentamente puede fluir en capas delgadas, es decir, en forma laminar; donde habrá una transferencia de impulso entre las capas caracterizado por el arrastre (fricción interna) que las capas

con mayor movilidad ejercen sobre las menos móviles. Se designa esta resistencia al flujo como viscosidad molecular. Sin embargo, en los océanos y en la naturaleza en general, los movimientos de los fluidos no son laminares sino turbulentos; estos se manifiestan (número de Reynolds) sólo si las fuerzas de inercia superan a las de viscosidad. Tales torbellinos o remolinos son promovidos por cizallamiento y la única barrera a superar es la estratificación del agua (número de Richardson). El cizallamiento puede darse por contacto ya sea de corrientes frías y calientes, masas, corrientes de diferente velocidad o del paso del agua entre un grupo de islas; en cualquier caso, la transmisión de impulso es millares de veces más rápida que la transmisión entre moléculas. La resistencia al flujo producido por interacciones de este tipo es conocida como viscosidad de los remolinos.

Suponiendo un mar abierto sin pycnoclina (gradiente de densidad) y una resistencia a fluir uniforme, tenemos que la capa superficial movida por el viento pone a su vez en movimiento a la capa subyacente por la acción de la viscosidad; la dirección de la corriente es  $45^\circ$  de la dirección del viento. Es de esperarse que por la misma viscosidad, exista una pérdida de impulso entre cada transmisión. A medida que cada capa es puesta en movimiento, es desviada por el efecto de Coriolis hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Tenemos entonces que el efecto global (Fig. 7) de transferencia, es que el viento establece una corriente a  $45^\circ$  de su propia dirección, que así también cambia su dirección linealmente y su velocidad exponencialmente con la profundidad (espiral de Ekman), dando como resultado hundimiento de agua. Puesto que en el océano generalmente se presenta una pycnoclina y ocurre una viscosidad variable, podemos explicarnos, por ejemplo, que el ángulo entre direcciones del viento y de las aguas superficiales varía entre  $15^\circ$  y  $45^\circ$  para aguas costeras poco profundas y el océano profundo, respectivamente. (Grant, 1971).

Fig. 7. Espiral de Ekman en la transferencia de movimiento entre capas del Mar.





Contamos ya con un mecanismo que lleva a la mezcla vertical del agua sólo que como hundimiento (convergencia), y en este sentido no únicamente los nutrientes sino incluso el mismo fitoplancton puede ser arrastrado lejos de la zona eufótica. No obstante, cuando el remolino se genera en el fondo por contacto entre masas de agua de diferente origen (frías y calientes, oceánicas y costeras, etc.), choque contra la plataforma continental, declives continentales o bancos oceánicos, alejamiento del agua del ecuador, etc., pueden provocar levantamiento del agua (divergencia). Surgencia se denomina a este movimiento de las aguas subsuperficiales hacia la superficie marina.

Característicamente, en las zonas de hundimiento se acumula material flotante al garete, en tanto que las zonas de surgencia concentran organismos hundiéndose o tratando de nadar hacia abajo. La regeneración de nutrientes en la zona productiva del Mar está pues asegurada por la surgencia. Como la dinámica es más acentuada en las aguas de la plataforma y el fondo está más cerca (con sus nutrientes minerales producto de descomposición bacteriana) se posibilita la permanencia del fitoplancton en condiciones apropiadas para la producción fotosintética; de ahí entonces la explicación del porqué la zona costera alcanza mayores valores de Productividad que el mar abierto. Ryther, (1969), estima la Productividad Primaria del mar abierto como  $50 \text{ gr. C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ , y para la costa -sin considerar la surgencia- como  $100 \text{ gr. C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ .

Con todo, la surgencia es más importante en las costas occidentales de los continentes donde soplan vientos fuertes y constantes. Si nos situáramos en mar abierto del hemisferio norte y cerca del ecuador, el agua superficial empujada de Este a Oeste deja, por así decirlo, un "hueco" que es llenado por agua superficial ubicada a su izquierda. Pero como cerca de la costa no hay agua superficial a la izquierda, sino continente, el agua de reemplazo debe provenir de abajo (Ramage, 1976). Los lugares de mayor surgencia costera están asociados a los vientos Alisios y se localizan en las costas occidentales de México (Baja California), Estados Unidos, Perú, África y, aunque mal delimitada, el continente Antártico; en el Mar Arábigo la surgencia es muy variable como variables son los monzones

que la provocan. El sitio de surgencia más notorio ocurre en las costas de Perú. Estas zonas, aún con su baja ocurrencia, están consideradas entre las más productivas de la Tierra y rivalizan tan sólo con las cosechas terrestres más intensamente fertilizadas; llegan a alcanzar valores de productividad hasta de  $300 \text{ gr C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ , en tan sólo 0.1% del área oceánica mundial. En términos diarios alcanzan hasta  $11.2 \text{ gr C m}^{-2}$  contra  $18.4 \text{ gr C m}^{-2}$  de la caña de azúcar (Ryther, 1959, 1969, 1976).

### 3. Florecimiento Fitoplanctónico. Transferencia Energética a Niveles Tróficos Superiores.

Una vez que la luz y los nutrientes no son limitantes, el Fitoplancton puede llegar a tomar un crecimiento explosivo conocido como "floración" (bloom); la densidad de organismos es tal en esas zonas que es suficiente para colorar el agua, registrando altas cifras de productividad, como las mencionadas antes. En los trópicos y subtropicos, la insolación hace persistir una estratificación térmica que sólo puede ser superada por la surgencia marina. En las zonas templadas y polares, en cambio, los períodos de luz son estacionales; por lo que el agua está generalmente siempre bien mezclada y sólo se espera la estación caliente (primavera y verano) para experimentar tales florecimientos.

La producción de materia orgánica así obtenida, es luego la base sobre la cual los organismos no productores (heterótrofos), como el hombre, obtenemos la energía necesaria para nuestro mantenimiento y crecimiento. Las pérdidas de materia orgánica por muerte natural, excreción y sedimentación son a lo sumo una proporción mínima del total de la producción; en mayor proporción el Fitoplancton es devorado por depredación.

A no ser por carecer de la tecnología adecuada y, suponiendo salvado este primer problema, cuestiones de costumbres alimenticias (falta de gusto por las algas, por ejemplo), el paso de energía de los productores -por lo menos no diatomeas- al hombre sería directo. Por esto, antes de llegar al hombre, la energía tuvo que ser transferida a través de una serie de organismos herbívoros y carnívoros. Trama alimenticia, así se la llama, existiendo una pérdida de energía de 90%-80% en cada transferencia (Lindeman, 1942). Con todo, el pez -o cualquier organismo- que el hombre toma del Mar tiene concentrado en su cuerpo muchas veces más energía accesible que la individual y dispersa que una agrupación fitoplanctónica podría ofrecerle. Debemos esperar, y así sucede, que aunque en ocasiones desfasados en el tiempo a una máxima concentración de Fitoplancton corres-

ponde una máxima concentración de peces. En cuanto a esta relación, por ejemplo, el increíble crecimiento del fitoplancton en la surgencia del Perú, da origen a una "cosecha" anual de 10 millones de toneladas de anchoveta: 20% de la extracción mundial pesquera (Ryther, 1976).

En el momento actual, en que la población humana manifiesta una tendencia de crecimiento acelerado, debemos poner atención a lo que el océano puede darnos en materia de energéticos. Al encaminarse hacia esta task, el investigador marino debe ante todo subrayar la naturaleza finita de sus recursos (Riley, 1976). Particularmente, en materia de alimentos, se calcula que el Mar puede proveernos de 200 millones de toneladas de materia orgánica, los cuales pueden a su vez ser traducidos en 40 millones de toneladas de proteína animal. Considerando la población mundial en 5000 millones de personas quiere decir que cada una recibirla hasta 20 gr. de proteína diaria; el hecho de que no sea así es en parte porque ciertamente no conocemos con precisión dónde pescar y porque carecemos de la tecnología adecuada de captura, pero quizá ello sea debido en mayor proporción a una distribución inequitativa del recurso (Chapman, 1976; Fye, 1976). Esto quiere decir que el investigador así como debe poner atención en su trabajo básico, debe también enterarse del manejo u orientación que puede dársele a sus resultados.

## B. MODELAJE MATEMATICO EN ECOLOGIA ACUATICA

### 1. El Modelo Matemático

Un modelo es simplemente una representación abstracta y simplificada del mundo real. Esta representación puede ser verbal, gráfica, estadística o matemática, pero en cualquier caso su construcción implica el conocimiento acumulado que se tiene acerca de la situación que se simula o imita. Porque las variaciones espacio-temporales caracterizan los fenómenos biológicos, los modelos de simulación matemática con diferenciales son la herramienta adecuada para su tratamiento.

Puesto que el modelo matemático es un resumen de lo que comprendemos acerca de una situación particular, se nos presenta como un útil esquema de trabajo cuya estructura da indicación de la calidad y cantidad de datos necesarios. Por esto, cuando el modelo no se ajusta a la realidad, puede ser que, por una parte, la formulación fue planteada deficientemente y sea por tanto indicador del conocimiento que nos falta acumular, o que si en todo caso la formulación es adecuada, entonces la deficiencia está en los datos suministrados (Hutchinson, 1961; Radach, 1982).

Contrariamente a lo que mucha gente cree, por muy complicado que sea el sistema de estudio, la información que maneja un modelo constituye a menudo un número relativamente pequeño de variables. Y es que debe ser así a fin de reducir la complejidad del tratamiento matemático, puesto que el número de variables introducidas será igual al número de ecuaciones por resolver. Desde el momento en que no se supone que el modelo es una copia exacta del mundo real (realismo, precisión y generalidad son difíciles de alcanzar a la vez) no debe creerse que simplificar el número de variables lleva a pérdida de eficacia en la simulación, porque es el caso que la actividad de un sistema está a menudo controlado sólo por factores "clave". El estudio detallado de sistemas biológicos puede traducirse en un gasto innecesario de tiempo y trabajo, cuando sería más saludable deslindar la

organización jerárquica de sus componentes; es el caso que, a la larga, las respuestas y predicciones provisionales pesan más que cualquier, descripción detallada (Odum, 1972).

De acuerdo a si los factores de entrada al sistema son predecibles o no, se habla de Modelos Determinísticos o Estocásticos, respectivamente, siendo estos últimos de un difícil tratamiento matemático. En cualquier caso, sin embargo, se construyen a partir de consideraciones matemáticas muy simples y distribuciones estadísticas que representan las relaciones que guardan las variables componentes del sistema, (Ritter, O.W., et al (1979a). La delimitación de los factores "clave" que se señalan antes, y su jerarquización son sólo cuestión de significancia estadística, (Brylinsky y Mann, 1973).

Desarrollado el modelo, es necesario que, antes de aplicarlo a datos experimentales, sea evaluado en cuanto a su estabilidad o consistencia. Esto comúnmente se realiza a través del llamado "Análisis de Sensibilidad" consistente en variar preconcebidamente los factores de entrada, los de salida, los parámetros o la misma forma de las ecuaciones, con el objeto de ver cuáles componentes del sistema son sensibles a qué cambio.

Cuando el modelo ha probado ser un buen reflejo de la realidad ("calibración" del modelo), se adquiere entonces una capacidad de experimentación ilimitada por la introducción de nuevos factores o perturbaciones (teóricos) con la ventaja, además, de no alteración al sistema real. No cabe duda que la computadora representa también un enorme apoyo para el logro experimental, en el sentido de que permite el almacenamiento, uso e interpretación de una gran cantidad de datos así como el incremento en la velocidad de operación (Ritter et al, 1979a).

## 2. Modelos de Simulación Matemática de la Productividad Primaria Marina.

Considerando que la mejor manera de medir la Productividad Primaria, sería a través del conocimiento de la transferencia de energía, y ante la dificultad que conlleva su realización práctica, se entiende que un tratamiento teórico de modelaje matemático, puede ser una adecuada opción. Como se verá a continuación, en este terreno, la relación que guarda la producción fotosintética y la energía luminosa ha sido de hecho la aproximación más generalizada.

Otros factores de reconocida importancia como los nutrientes, se dan por supuesto disponibles, o son representados a través de una medida indirecta como puede ser la mezcla vertical de la columna de agua. En ambos casos, la radiación y el viento productor de la mezcla, son elementos meteorológicos, cuyo comportamiento fluctuante ocasiona, a su vez, la variación en tiempo y profundidad de las poblaciones fitoplanctónicas.

La relación más simple en la que se puede encontrar producción fotosintética (P) y energía lumínica (I) es ciertamente del tipo  $P = a I$ , con una "a" como constante fotosintética igual a 2.5, según Riley (1946). Y puesto que la luz al atravesar una columna de agua decae exponencialmente con la profundidad, lo mismo debe acontecer con la producción del fitoplancton; Jenkin (1937), establece que ciertamente la linealidad ocurre pero sólo en intensidades de luz más bajas de  $1.8 \text{ cal cm}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ . Por otra parte, la respiración fitoplanctónica, al ser independiente de la profundidad de la columna, es prácticamente constante en cualquiera de sus puntos. En estas condiciones, es claro que debemos esperar una profundidad específica donde las condiciones de luz estén tan reducidas que aminoren la tasa de producción al grado de igualarla a la tasa respiratoria. Tal, es la llamada Profundidad de Compensación; Jenkin, (1937) sugiere que está definida cuando se alcanza una intensidad de  $0.13 \text{ cal cm}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ , y Vollerweider (1970) le generaliza como el 2% de la intensidad fotosintéticamente activa en superficie.

La profundidad de compensación ( $D_c$ ) es entonces, por así decirlo, un límite entre dos zonas. La situada por encima de ella, mantiene una tasa fotosintética mayor por lo que da lugar a una alta concentración de materia orgánica viva. Asimismo, para que ocurra un incremento de la población total de Fitoplancton, es claro que la producción total -integrada desde la superficie hasta el nivel de mínima actividad fotosintética- debe superar la respiración total; tenemos así la existencia de una profundidad que adquiere un valor critico en el sentido que limita una zona de producción total neta mayor de cero (por encima) y de respiración total (por abajo) prevaleciente.

En 1935, Gran y Braarud, señalaron que (en Sverdrup, 1953) una corriente vertical de agua (mezcla vertical) puede arrastrar a los organismos a la profundidad de destrucción respiratoria prevaleciente. Una profundidad de mezclado tal, es entonces importante para determinar, junto con el nivel de energía el grado de producción potencial. Sverdrup (1953), llevó estas ideas a un modelo de simulación matemática, en el que supone una capa de mez

cla que homogeneiza la concentración de Fitoplancton, nutrientes y condiciones ópticas, de donde el único factor que limita a la producción es la luz: la energía fotosintéticamente activa ( $I_e$ ) por su disponibilidad a alta profundidad (luz azul-verde, 0.42-0.56  $\mu$ ), el coeficiente de extinción de la luz ( $k$ ) y la energía a la profundidad de compensación ( $I_c$ ). Así, la profundidad crítica para el nivel de producción es  $D_{cr} = I_e/k I_c$ .

Cuando Sverdrup aplica su modelo encuentra que comparando la profundidad crítica ( $D_{cr}$ ) y la de la capa de mezcla ( $D_m$ ); se describen satisfactoriamente las fluctuaciones de la biomasa fitoplanctónica. En trabajos posteriores Parsons et al (1966) y Murphy (1962) utilizan el modelo con resultados igualmente satisfactorias, este último en cuerpos de agua dulce. Puede demostrarse (Cushing, 1975) que  $D_{cr}/D_c = \exp(k)/k$ .

El paso siguiente, sería integrar al modelaje, el efecto fotoinhibitorio por alta radiación en la superficie del cuerpo de agua, de donde se desprende el hecho de que en general, no se cumple siempre la supuesta proporcionalidad directa entre producción y luz. A partir de este hecho es que la suposición de Ryther y Ventch, de que el Fitoplancton tiene una tasa de asimilación constante (3.7 gr C/gr de clorofila/hora), pierde generalización (Steele, 1965).

Smith, en 1936, desarrolla la ecuación siguiente (Vollenweider, 1970):

$$P = P_{opt} \frac{\alpha I}{\sqrt{1 + (\alpha I)^2}}$$

en donde la producción muestra ya un comportamiento asintótico, que representa el efecto de saturación a la luz. Posteriormente, el modelo de Steele (1962, 1965) incorpora el efecto inhibitorio como:

$$P = P_m (I/I_m) \exp [1 - (I/I_m)]$$

aquí  $I$  es la radiación dentro del espectro fotosintético (0.39-0.72  $\mu$ ),  $I_m$  es la intensidad de luz a la que se alcanza la máxima producción ( $P_m$ ). Vollenweider (1970) incorpora directamente al modelo de Smith, el efecto inhibitorio que le hace falta:

$$P = P_{opt} \frac{\alpha I}{\sqrt{1 + (\alpha I)^2}} \cdot \frac{1}{(\sqrt{1 + (\alpha I)^2})^m}$$

con  $\alpha$ ,  $m$ ,  $\alpha$ ; constantes.

Una revisión del conjunto de las otras variables, aparte de la luz, que influyen en el ciclo poblacional del Fitoplancton, es seguramente necesario para cuerpos de agua particular. Al respecto, Flemming en 1939, explicó la curva campaniforme del ciclo en función del pastoreo por Zoo-plancton (Cushing, 1975; Rayment, 1976). Como una variante -aunque más completa- del mismo, Riley (1946) desarrolló un modelo que resulta de gran significancia por su didáctica delimitación de las variables involucra das, y porque muestra la complejidad tanto práctica (en la obtención de los datos) como de tratamiento matemático, que encuadra el manejar a la vez un número grande de variables en aras de alcanzar precisión. Su formulación final indica que la tasa de cambio de la población de Fitoplanc ton está modulada por las siguientes variables ecológicas: radiación solar en la superficie ( $I_0$ ), sin considerar inhibición por alta radiación), transparencia del agua ( $k$ ), profundidad de la capa de mezcla ( $D_m$ ), temperatura en la superficie ( $T$ ), cantidad de Zooplancton depredador ( $Z$ ), y cantidad de nutrientes ( $N$ ):

$$\frac{dP}{dt} = P \left[ \frac{p I_0}{k D_m} (1 - e^{-kz}) (1 - N) (1 - V) - R e^{rT} - gZ \right]$$

donde  $V$  es reducción en la tasa fotosintética producida por movimientos verticales del agua, y  $p, r, g$  son, respectivamente, constantes de fotosíntesis, respiración y pastoreo.

Por su parte, Dugdale (1967) desarrolla un modelo particular para limitación de nutrientes. Como la ecuación de Michaelis-Menton, la entrada del nutriente limitante va a estar en función de su concentración; algunos datos le indican que la suposición es correcta.

Recientemente, Ritter y Guzmán (1977), con una tendencia multidisciplinaria desarrollan un modelo al cual integran los aportes biológicos, químicos, meteorológicos y oceanográficos, en la simulación oceánica del Golfo de Panamá obteniendo buenos resultados en su aproximación.

El éxito de un modelo va a depender, por supuesto, de cuán cerca se aproxime a las condiciones reales, por lo que adquiere fundamental importancia -como se vió antes- la calidad y cantidad de información que se suministre. Algunos modelos han mostrado ser confiables en su estructuración, de ahí que esa estructura pueda significar un marco de referencia o esquema de trabajo



para estudios en otras latitudes, siempre y cuando se cumplan las suposiciones y constantes que acompañan al modelo. A fin de optimizar el trabajo, sobre todo si se ha de realizar una aplicación de los resultados a pesquerías comerciales, habrá que precisar (en laboratorio y campo) los siguientes aspectos:

- a) Fotometría de la atenuación de las diferentes calidades de luz (Jenkin, 1937) como función de la concentración de pigmentos y materia orgánica particulada (Murphy, 1962).
- b) Requerimientos nutritivos del Fitoplancton (Steele, 1958).
- c) Efecto de reducción en nutrientes sobre el crecimiento algal (Raymont, 1976).
- d) Tasa de división de la comunidad de algas; el cual parece estar en un rango 0.5 - 1.0 al día.
- e) La población y producción fitoplanctónica parece ser ampliamente independiente de la composición de las especies; por esto, las estimaciones de contenido de carbón pueden dar mejor visión de su ecología que el estudio taxonómico detallado. Acaso tener presente las especies dominantes.
- f) Contenido de carbón en la clorofila, diferenciando -nada fácil, por cierto- entre pigmento activo y detritico.
- g) La relación fotosíntesis/clorofila no cambia con la limitación de nutrientes, lo que no sucede para carbón/clorofila.
- h) La proporción fotosíntesis/respiración; se sugiere que la respiración es el 20% de la producción máxima en el día.
- i) La proporción tasa de respiración/tasa de filtración (transferencia de energía desde Fitoplancton) para herbívoros.
- j) Es difícil establecer una dependencia de la fotosíntesis a la temperatura; aún la adaptación puede encubrirla al punto de permitirnos ignorarla.
- k) El papel que juegan los metabolitos externos sobre las poblaciones fitoplanctónicas. (Steele, 1958, 1962, 1965).

- l) Tasa de hundimiento del Fitoplancton. Siendo que el dímetro celular medio es 30 $\mu$  en la mayoría de los ecosistemas acuáticos, la sumersión media diaria debe ser menor a 0.6 m. Habrá que considerar aquí la variación en peso específico, el frenado por membranas y espinas y el grado de turbulencia, (Cushing, 1975).
- m) El retraso de la producción pesquera (desfasamiento) respecto a la producción fitoplanctónica.

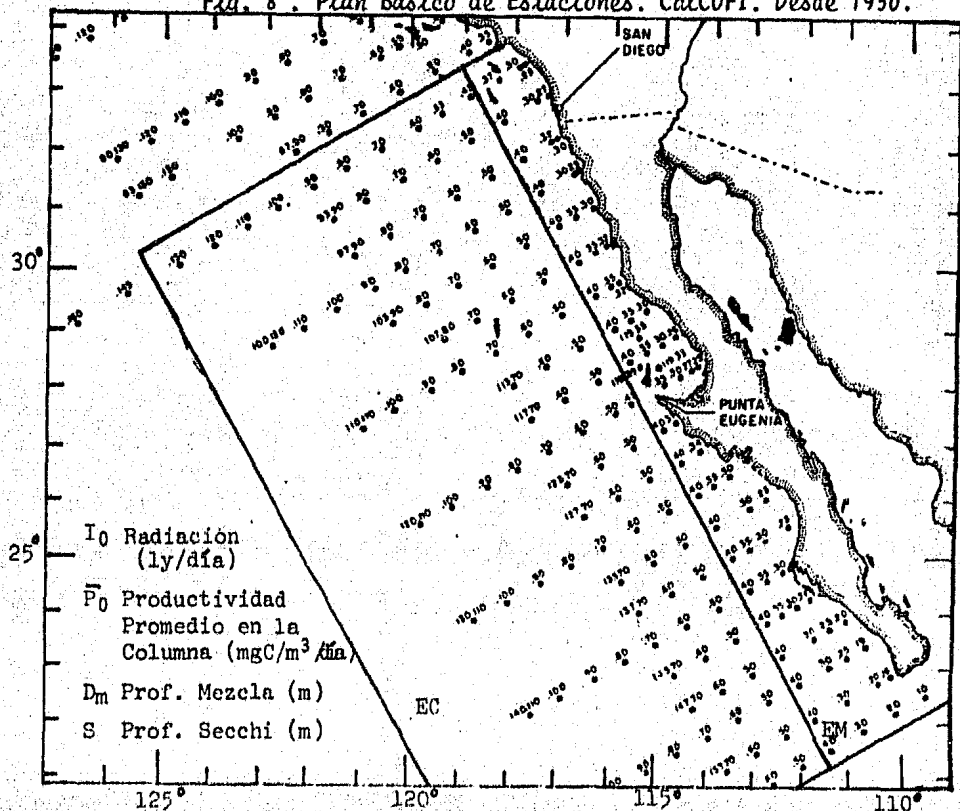
Esta falta de precisión en conocimientos básicos, particularmente en cuanto a fisiología del Fitoplancton no debe hacernos pensar que resta validez al modelaje matemático de la productividad primaria, pues es el caso que en manejo de recursos existe urgencia de orientación para la toma de decisiones. Y para tal fin entonces es preferible tener una orientación cuando menos aproximativa del comportamiento futuro del sistema real, que no tener ninguna idea a la mano. En parte, esta imprecisión se ve por ello reflejada en suposiciones tales como considerar columnas de agua homogénea en donde la radiación viene a ser la variable más utilizada en el modelaje. El éxito logrado en ciertos modelos, algunos de los cuales -pretendiendo solo representatividad- se han mencionado aquí, da cuenta de que se camina sobre un terreno confiable.

### III. APLICACION DE MODELOS DE SIMULACION DE PRODUCTIVIDAD PRIMARIA OCEANICA EN BAJA CALIFORNIA.

A partir de considerar la significativa influencia que ejercen los factores meteorológicos y oceanográficos sobre la productividad fitoplanctónica en el Mar, y de la potencialidad predictora que un modelo de simulación matemática puede brindar, es que creo es un método de trabajo que debiera ser considerado para estudios de Productividad Primaria en aguas mexicanas. Particularmente, el presente trabajo persigue como objetivo fundamental Si mular la Productividad Primaria Oceánica en Baja California a partir de Va riables meteorológicas y Oceanográficas.

En tal sentido, como primera aproximación, se utilizan los modelos de Sverdrup (1953) y Ritter, Guzmán (1977), y se aplican por su disponibilidad pero también reconocida calidad, a los datos recogidos en 1972 por los cruceros oceanográficos de California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations, CalCOFI, (Owen y Sánchez, 1974).

Fig. 8. Plan Básico de Estaciones. CalCOFI. Desde 1950.



## 1. Los Modelos.

- a) El modelo de Sverdrup (1953), como se mencionaba, fue desarrollado para evaluar la profundidad crítica teórica ( $D_{cr}$ ) donde el área de producción iguala la respiración fitoplanctónicas. Para esto, se supone que:
- Existe una capa superior completamente mezclada de profundidad  $D_m$ .
  - Dentro de esta capa, la turbulencia es tan intensa que permite una distribución homogénea de organismos, nutrientes y un coeficiente de extinción de la luz ( $k$ ) constante.
  - La producción de materia orgánica por fotosíntesis es proporcional a la energía de la radiación ( $I_z$ ) a la profundidad ( $Z$ ) bajo consideración. De acuerdo con Jenkin (1937) esta suposición es correcta si el flujo de energía es menor que  $1.8 \text{ cal cm}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ . En primavera, esta condición se llega a cumplir bajo una profundidad de unos pocos metros.

$$I_z = I_0 e^{-kz}$$

$I_0$  = energía que llega a la superficie marina.

- Para la fotosíntesis en el Mar, no es necesario considerar longitudes de onda más corta o más larga que  $0.42\mu - 0.56 \mu$ , porque la mayor parte de la energía restante es absorbida en el primer metro superior. La energía dentro de este rango representa poco más o menos 20% de la energía total de la radiación que atraviesa la superficie del Mar.
- La energía a la profundidad de compensación ( $I_c$ ) es conocida; para una población de Coscinodiscus excentricus y una población mezclada de fitoplancton se reportan, respectivamente, valores de  $0.13$  y  $0.15 \text{ ly hr}^{-1}$ ; donde  $\text{ly} = \text{langley} = \text{cal cm}^{-2}$ .

Su derivación analítica es la siguiente:

De la energía que llega a la superficie del Mar, una parte es reflejada ( $\alpha$ , albedo), por lo que la energía disponible ( $I_w$ ) es:

$$I_w = I_0 (1 - \alpha)$$

de esta cantidad, sólo 20% puede ser considerada como fotosintéticamente activa ( $I_e$ )

$$I_e = 0.2 I_w$$

la cual ( $I_z$ ), a una profundidad particular y coeficiente de extinción constante es

$$I_z = I_e e^{-kz} = 0.2 (1-\alpha) I_0 e^{-kz}$$

Como la producción ( $p$ ) es proporcional a la disponibilidad de energía, en el intervalo de tiempo  $dt$  tenemos:

$$dp = m I_z dt \quad m: \text{ depende del carácter de la población.}$$

mientras que la destrucción en el mismo intervalo de tiempo:

$$dr = n dt \quad n: \text{ depende de la temperatura del agua.}$$

Integrando para el tiempo  $T$  y hasta la profundidad crítica ( $D_{cr}$ ), entonces

$$\frac{D_{cr}}{T - e^{-kD_{cr}}} = \frac{I_e}{kI_0} \quad 1 - e^{-kD_{cr}} \text{ es poco diferente de 1 (Parsons et al., 1966)}$$

así:

$$D_{cr} = \frac{I_e}{kI_0}$$

- b. El modelo de Ritter y Guzmán (1977), integra los diversos niveles en que la radiación solar interviene sobre la productividad primaria oceánica. El nivel radiativo, en la energía para la fotosíntesis fitoplanctónica; el termodinámico, en la temperatura de la capa de mezcla; y el dinámico, evaluando las surgencias que proveen los nutrientes a la zona productora. Es decir, hacen una conjunción de los factores biológico, químico, meteorológico y oceanográfico determinantes de la productividad primaria oceánica. Aquí, sólo se hace uso de la parte del modelo que tiene que ver con el efecto radiativo.

A fin de considerar las condiciones ópticas y térmicas homogéneas suponen una capa de mezcla suficientemente turbulenta. En una capa de este tipo, la productividad relativa promedio entre el intervalo de tiempo ( $t$ ) del amanecer al anochecer y entre la superficie y la profundidad de mezcla, puede ser escrita como:

$$\bar{P} = \frac{1}{D_m} \int_t^{t+\delta} \int_{-D_m}^0 P(z,t) dz dt \quad \delta = \text{duración del día.}$$

Según Steele (1965), la productividad relativa para cualquier profundidad y tiempo, puede ser escrita como:

$$P(z,t) = \frac{P_m I(z,t)}{I_m} \exp \left[ 1 - \frac{I(z,t)}{I_m} \right]$$

$I_m$  es la radiación en la profundidad en que ocurre la máxima productividad de la columna ( $P_m$ );  $I(z,t)$  es la energía fotosintéticamente activa:

$$I(z,t) = 0.2 (1 - \alpha) I(0,t) \exp(-kz)$$

$$I(z,t) = a I(0,t) \exp(-kz)$$

sustituyendo en la anterior e integrando para la profundidad de mezcla (Fee, 1969; ~~Van~~ Cloerenweider, 1970), se obtiene la Productividad relativa media para la capa de mezcla en cualquier tiempo:

$$\bar{P} = \frac{P_m}{kD_m} \left\{ \exp\left(-a \frac{I_0}{I_m}\right) - \exp\left[-a \frac{I_0}{I_m} \exp(kD_m)\right] \right\}$$

## 2. Los Datos.

El grupo CalCOFI tiene determinadas sus estaciones de muestreo a lo largo de la corriente de California, pero las estaciones que aquí se trabajan son las situadas frente a las costas de Baja California. De estas, sólo se consideran luego las que reúnan al mismo tiempo registros de productividad a lo largo de la columna de agua, profundidad de la capa de mezcla y profundidad del disco Secchi, que son las variables requeridas por los modelos. (Ver Fig. 8). En este sentido, se tienen 84 días de muestreo para toda el área, comprendidos entre el 5 de enero y 15 de noviembre, excepto todo el mes de agosto; la obtención de los datos se realizó con la siguiente metodología:

- Productividad in situ ( $\text{mg C m}^{-3} \text{ día}^{-1}$ ) a varias profundidades; es una modificación al método de Steeman-Nielsen. Para el presente trabajo se hizo un promedio de los registros a lo largo de la columna (algunas veces se alcanzaban profundidades de hasta 200 m), y se determinó asimismo la productividad máxima y su profundidad asociada. Los registros aquí utilizados corresponden sólo a los muestreos de las 10:30 - 11:30 horas.

- b) Radiación solar incidente en la superficie marina, por registro continuo con un piranómetro.
- c) Profundidad de la capa de mezcla, evaluada con batitermógrafo.
- d) Transparencia del agua, con disco Secchi.

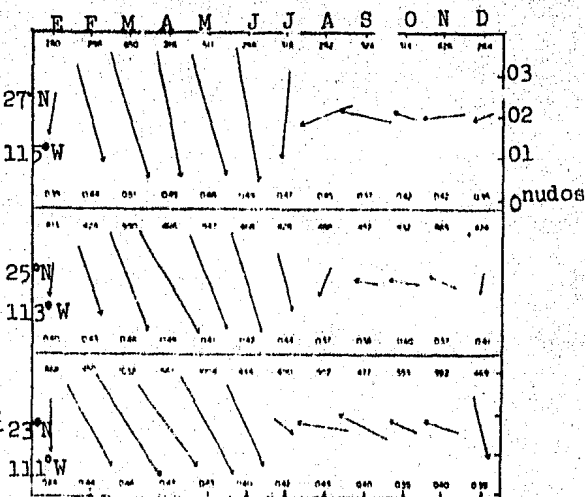
Con estos datos a la mano, se procedió a hacer la aplicación (lo cual resulta a su vez, una calibración) de los modelos descritos.

#### IV. RESULTADOS.

Por razones de espacio, se omiten los datos crudos -estos pueden consultarse en Owen (1974)- y se procede a presentar los promedios mensuales de productividad promedio en la columna ( $\bar{P}_0$ ,  $\text{mg C m}^{-3} \text{ día}^{-1}$ ), radiación ( $I_0$ ,  $\text{ly día}^{-1}$ ), profundidad de la capa de mezcla ( $D_m$ , m) observadas y la profundidad crítica ( $D_{CR}$ , m) y productividad promedio ( $\bar{P}_T$ ,  $\text{mg C m}^{-3} \text{ día}^{-1}$ ) simuladas.

Al realizar estos promedios se observa que la desviación estándar de la productividad observada se reduce cuando, por apreciación visual, se separan las estaciones a partir de la columna 0.40 (Tabla No. 1). Esta diferenciación es luego apoyada, con un nivel de 99% de confianza, por la aplicación de la prueba estadística de "Fisher"; en adelante, las estaciones situadas entre la costa y la columna 0.40 se denominan aquí "cercanas a la costa" (EC) y las restantes, de "mar adentro" (EM), ver Fig. 8.

Fig. 9. Vectores de corriente resultantes, cada mes, en cuatro localidades frente a la costa de Baja California. Velocidad en nudos. La línea superior da el número de observaciones en cada mes. La línea inferior, el promedio de la velocidad en nudos, independiente de la dirección. Cromwell y Ben-net (1969).



## a. TABLAS

TABLA No. 1: Promedios mensuales de productividad observada ( $\bar{P}_O$ ) en estaciones cercanas a la costa (EC), mar adentro (EM) y EC-EM, y su desviación estándar ( $ds$ ) asociada.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	SEP	OCT	NOV	
EC-EM	$\bar{P}_O$	1.84	2.28	1.36	1.14	4.19	9.13	5.35	1.57	1.42	0.53
	$ds$	2.03	2.53	1.41	1.40	9.43	8.84	10.48	1.37	1.58	0.26
EM	$\bar{P}_O$	0.62	1.68	0.74	1.14	0.32	9.13	0.78	1.57	0.53	0.47
	$ds$	0.19	2.04	0.39	1.40	0.32	8.84	0.71	1.37	0.62	0.22
EC	$\bar{P}_O$	4.58	2.96	2.90	-	10.64	-	15.40	-	2.90	0.69
	$ds$	1.55	2.84	1.80	-	13.05	-	14.28	-	1.58	0.29

TABLA No. 2: Promedios mensuales observados de productividad ( $\bar{P}_O$ ), radiación ( $I_O$ ), profundidad de mezcla ( $D_m$ ), para las estaciones cercanas a la costa; n, número de estaciones de muestreo.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	SEP	OCT	NOV
n	4	8	2		3		5		3	2
$\bar{P}_O$	4.58	2.96	2.90		10.64		15.40		2.90	0.69
$I_O$	382.75	385.40	367.75		423.00		598.17		404.33	342.50
$D_m$	44.75	39.37	29.00		30.67		12.17		24.33	33.50



TABLA No. 3: Promedios mensuales observados de productividad ( $\bar{P}_o$ ), radiación ( $I_o$ ), profundidad de mezcla ( $D_m$ ), para las estaciones de mar adentro; n, número de estaciones de muestreo.

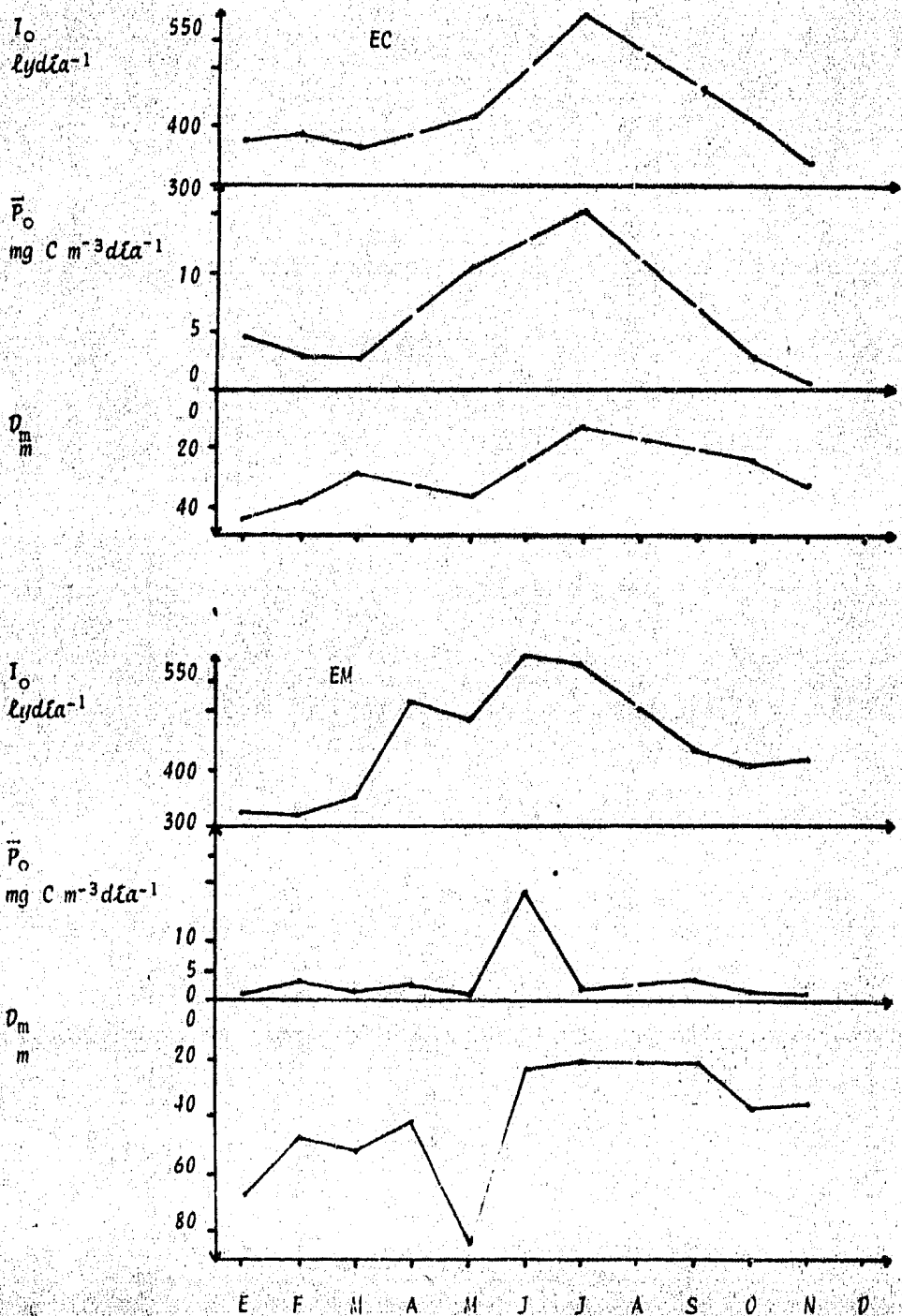
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	SEP	OCT	NOV
n	9	9	5	3	5	2	11	2	5	6
$\bar{P}_o$	0.62	1.68	0.74	1.14	0.32	9.13	0.78	1.57	0.53	0.47
$I_o$	329.11	321.87	350.67	518.33	485.12	596.50	530.91	438.00	405.33	414.17
$D_m$	67.33	47.55	52.60	43.67	85.87	24.50	21.27	22.00	38.33	37.50

TABLA No. 4: Promedios mensuales simulados de profundidad crítica ( $D_{cr}$ ) y productividad ( $\bar{P}_t$ ) para las estaciones cercanas a la costa (EC) y de mar adentro (EM)

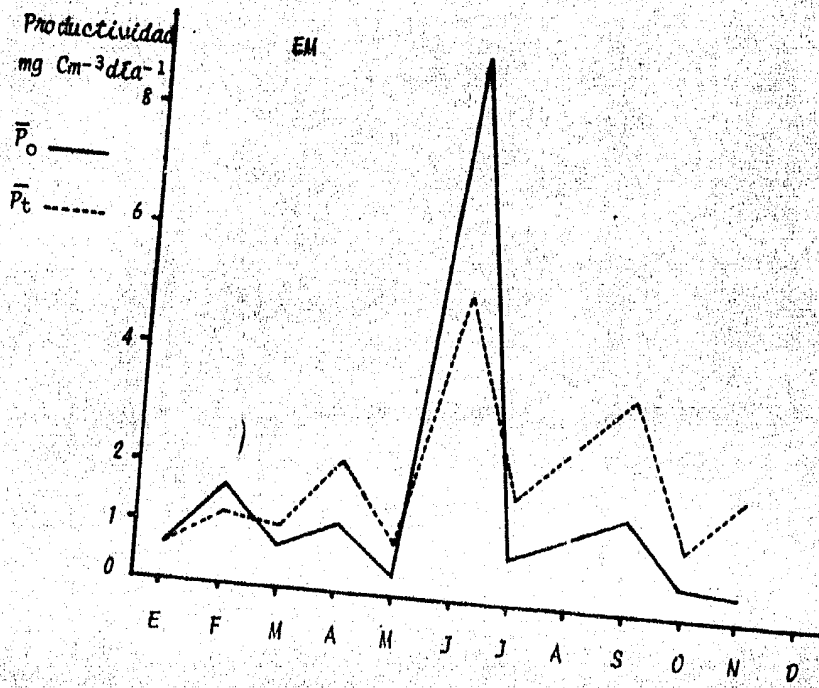
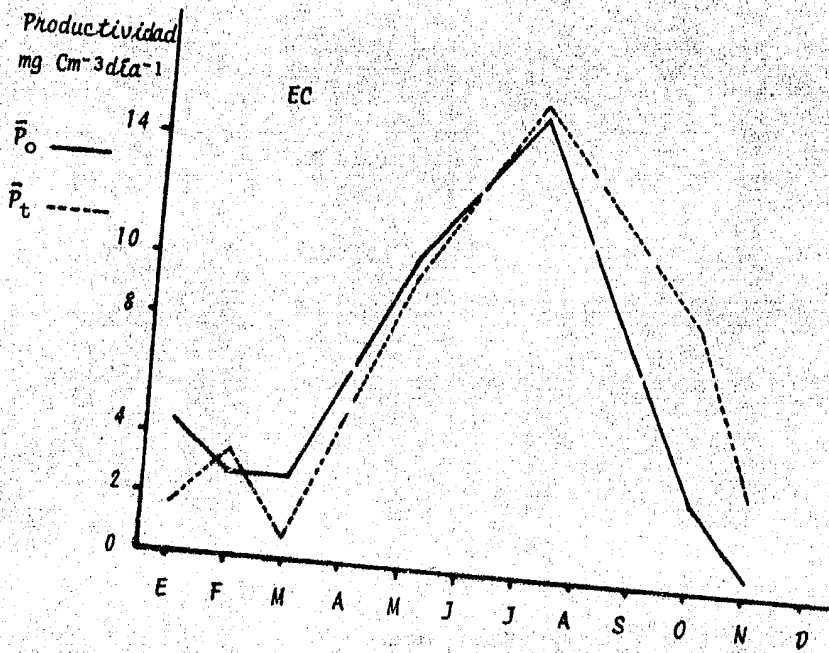
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	SEP	OCT	NOV
<i>Estaciones cercanas a la costa</i>										
$D_{cr}$	191.22	289.86	208.89		214.29		192.06		298.55	388.35
$\bar{P}_t$	1.63	3.58	0.75		9.67		15.72		8.74	3.25
<i>Estaciones mar adentro</i>										
$D_{cr}$	318.00	321.87	314.26	413.18	536.50	403.97	430.82	399.15	479.03	415.02
$\bar{P}_t$	0.64	1.22	1.01	2.19	0.87	5.13	1.77	3.58	1.15	2.04

## b. GRAFICAS

Gráfica No. 1: Promedios mensuales de Productividad ( $\bar{P}_0$ ), radiación ( $I_0$ ) y profundidad de mezcla para las estaciones EC y EM.



GRAFICA No. 2: Productividad mensual observada ( $\bar{P}_o$ ) y simulada ( $\bar{P}_t$ ) para las estaciones EC y EM. 38.



## V. DISCUSION Y CONCLUSIONES

La relación que guarda, a lo largo del año (Graf. 1), la productividad de las estaciones cercanas a la costa con los valores de radiación y profundidad de la capa de mezcla, es cualitativamente estrecha; es to en cuanto a que baja productividad se asocia a menor radiación—mayor profundidad de mezcla, y alta productividad a mayor radiación—menor capa de mezcla. Los coeficientes de correlación indican que la relación es mayor para radiación—productividad ( $r=0.91$ ) que para capa de mezcla—productividad ( $r=0.63$ ). La relación cualitativa se cumple también, en términos generales, para las estaciones de mar adentro, aunque se registran menores valores en productividad (1.7 contra 5.72 para el año, en  $\text{mg C m}^{-3} \text{ día}^{-1}$ ) y las correlaciones de esta con radiación ( $r=0.63$ ) y profundidad de mezcla ( $r=0.39$ ) son igualmente más bajas. Respecto a la capa de mezcla, es muy significativo, sin embargo, la marcada asociación que existe entre alta profundidad de mezcla en mayo y luego el alto nivel de productividad alcanzado en julio; parece que ahí la turbulencia de la mezcla posibilita condiciones adecuadas de nutrientes, que se conjugar con disponibilidad de energía.

En ambos grupos de estaciones, la profundidad crítica estuvo muy por debajo de la capa de mezcla, por lo que puede concluirse que las condiciones de radiación y transparencia no fueron en ningún caso limitantes. No obstante, la correlación entre productividad y profundidad crítica es mayor en las estaciones cercanas a la costa (0.67) que en las de mar abierto (0.08) lo que parece estar asociado con que la profundidad promedio en el año fue, respectivamente, 254.75 y 403.18 metros.

La gran semejanza entre las representaciones gráficas, (Graf. 2), de productividad observada y simulada, así como alta correlación para las estaciones cercanas a la costa ( $r=0.84$ ) y de mar adentro ( $r=0.83$ ), nos deja ver la bondad del modelo de simulación de Ritter y Guzmán (1977). Sin embargo, un análisis  $\chi^2$  nos permite, a su vez, ser más precisos en cuanto a discernir tal bondad ya que su resultado establece que lo anterior sólo se cumplió para las estaciones cercanas a la costa, donde -con un 95% de confianza- se rechaza la hipótesis nula ( $H_0$  = los resultados se deben al azar).

El hecho de que la simulación no sea buena para las estaciones de mar adentro, está seguramente conjugado con la baja correlación de productividad—radiación y productividad—capa de mezcla, mencionados antes. Otros elementos habrán de ser considerados.

Cabe mencionar que la zona de estudio es un punto donde confluyen tres masas de agua de diferente origen, que seguramente están dejando sentir su influencia, pero que no han sido incorporadas aquí a la modelación: la corriente cálida que sube desde el Golfo de Tehuantepec, la corriente del Golfo de California y la corriente fría de California; justamente el giro generado por el encuentro de estas masas (Fig. 9), coincide con la máxima productividad observada en los meses de Junio a Agosto. Hay igualmente coincidencia en la precipitación, pues esta es máxima en ese período, siendo su efecto inmediato la estabilización de la masa de agua y reducción de la capa de mezcla (Ritter y Guzmán, 1984). El nivel de nutrientes es, por supuesto, otro elemento que podría ser investigado en el lugar para delimitar su significancia y de ahí, decidir su incorporación o no al modelaje.

La mayoría de los modelos se han orientado a considerar cuerpos de agua homogéneos; esto de alguna manera restringe su aplicabilidad, por lo menos en regiones donde la escasa turbulencia no permite tal hecho. Un modelo que viene a salvar este problema ha sido desarrollado por Fee (1973), el cual puede aplicarse en cuerpos de agua con condiciones verticales no homogéneas.

Así, aún cuando un modelo manifieste un escaso poder de simulación de la realidad, esta limitación es útil en sí misma, en tanto crea en el investigador la inquietud de alcanzar una mejora en la cantidad y calidad de los datos; si bien, la obtención de ellos tiene ahora la ventaja de hacerse bajo la supervisión o guía proporcionada por los requerimientos que la propia estructura del modelo establece. Todavía más, si acaso las constantes y suposiciones que la matemática impone al modelo, desde el punto de vista del ecólogo, están poco adecuadas a la realidad biológica, es el momento justo para intervenir con la intención de superarlos a partir de labor experimental.

## VI. BIBLIOGRAFIA

- BENTON, G.S. 1976. *La Atmósfera y los Océanos*. En: *Oceanografía, la Última Frontera*. pp. 176-183. Richard C. Vetter (comp). El Ateneo, Buenos Aires. 302 p.
- BRYLINSKY, M. y K.H. Mann. 1973. *An Analysis of Factors Governing Productivity in Lakes and Reservoirs*. *Limnol. and Oceanogr.* 18:1-14.
- CROMWELL, T. y Bennet, E.B. 1969. *Cartas de la Deriva de Superficie para el Océano Pacífico Oriental Tropical*. *Inter-Amer. Trop. Tuna Comm.* 3:217-235.
- CUSHING, D.H. 1975. *Ecología Marina y Pesquerías*. Acribia, Zaragoza. 256 p.
- CHAPMAN, W.M. 1976. *Las Pesquerías del Mundo*. pp. 225-234. En: *Oceanografía, la Última Frontera*. Op. Cit.
- DUGDALE, R.C. 1967. *Nutrient Limitation in the Sea: Dynamics, Identification and Significance*. *Limnol. and Oceanogr.* 12:685-695.
- FEE, E.J. 1969. *A Numerical Model for the Estimation of Photosynthetic Production, Integrated Over Time and Depth, in Natural Waters*. *Limnol. and Oceanogr.* 14: 906-911.
- FEE, E.J. 1973. *Modelling Primary Production in Water Bodies: A Numerical Approach that Allows Vertical Inhomogeneities*. *J. Fish. Res. Board Can.* 30: 1469-1473.
- FLITTNER, G.A. 1976. *La Predicción Pesquera de los Alimentos del Mar*. En: *Oceanografía, la Última Frontera*. pp. 263-272 Op. cit.
- FYE, P.M. 1976. *El Futuro*. En: *Oceanografía, la Última Frontera*. pp. 294-302. Op. cit.
- GARCIA, E. 1978. *Apuntes de Climatología*. 2ed. UNAM, México. 153 p.
- GATES, D.M. 1971. *The Flow of Energy in the Biosphere*. *Sci. Am.* 222: 88-100.
- GRANT, M.G. 1971. *Oceanografía*. Editorial Labor, México. 176 p.
- HUTCHINSON, G.E. 1961. *The Paradox of the Plankton*. En: *Readings in Marine Ecology*. pp. 21-29. Nybakken J.W. (ed). Harper and Row, New York. 544 p. 1971.
- JENKIN, P.M. 1937. *Oxygen Production by Coscinodiscus*. *J. Mar. Biol. Assoc.* 12: 302-343.

- LINDEMAN, R.L. 1942. *The Trophic-Dynamic Aspect of Ecology*. En: Readings in Population and Community Ecology. 2ed. pp. 262-281. William E. Hazen. W.B. Saunders Company, Philadelphia. 421 p. 1970.
- MARGALEF, R. 1977. *Ecología*. 2ed. Omega, Barcelona. 951 p.
- MURPHY, G.I. 1962. *Effect of Mixing Depth and Turbidity on the Productivity of Fresh-Water Impoundments*. Trans. Am. Fish. Soc. 91: 69-76.
- ODUM, E.P. 1972. *Ecología*. 3ed. Interamericana, México. 639 p.
- OWEN, R.W. y C. K. Sánchez. 1974. *Phytoplankton Pigment and Production Measurements in the California Current Region, 1969-1972*. Data Report 91. Seattle, W.A. 185 p.
- PARSONS, T.R., L.F. Giovando y R.J. Le Brasseur. 1976. *The Advent of the Spring Bloom in the Eastern Subarctic Pacific Ocean*. En: Readings in Marine Ecology. pp. 78-85. Op. cit.
- RADACH, G. 1982. *Dynamic Interactions Between the Lower Trophic Levels of the Marine Food Web in Relation to the Physical Environment during the Fladen Ground Environment*. Netherlands J. Sea Res. 16: 231-246
- RAMAGE, C.S. 1976. *La Surgencia y los Monzones*. En: Oceanografía, la Última Frontera. pp. 176-183. Op. cit.
- RAYMONT, J.E. 1976. *Plankton and Productivity in the Oceans*. 4ed. Pergamon Press. Oxford. 660 p.
- RILEY, G.A. 1946. *Factors Controlling Phytoplankton Populations on Georges Bank*. En: Readings in Marine Ecology. pp 49-68. Op. Cit.
- RILEY, G.A. 1976. *La Trama Alimenticia del Mar*. En: Oceanografía, la Última Frontera. pp 214-224. Op. Cit.
- RITTER, O.W. y S. Guzmán. 1977. *Efectos Meteorológicos en la Productividad Oceánica del Golfo de Panamá*. Meteorológica, Buenos Aires. 8/9 : 349-358.
- RITTER, O.W. 1979. *Efectos Meteorológicos en la Productividad Oceánica del Golfo de Panamá*. Tesis de Maestría (Geofísica). UNAM. 103 p.

- RITTER, O.W., S. Guzmán, E. Buendía y T. Morales. 1979 a. *Sobre la Evaluación de los Recursos Naturales. Parte I: Procedimientos de Evaluación Matemática*. Anales del Instituto de Geofísica, UNAM. 25: 125-133.
- RITTER, O.W., S. Guzmán, E. Buendía, T. Morales. 1979 b. *Sobre la Evaluación de los Recursos Naturales. Parte II: Aspectos Ambientales en la Productividad Oceánica*. Anales del Instituto de Geofísica, UNAM. 25: 135-152.
- RITTER, O.W. y S. Guzmán. 1984. *Efectos Meteorológicos y Oceanográficos en la Productividad del Océano Pacífico del Este*. Revista Geofísica IGPH. 17.
- RUSSELL-HUNTER, W.D. 1973. *Productividad Acuática: Introducción a Algunos Aspectos Básicos de la Oceanografía Biológica y de la Limnología*. Acribia, Zaragoza. 274 p.
- RYTHER, J.H. 1959. *Potential Productivity of the Sea*. En: *Readings in Marine Ecology*. pp 533-539. Op. cit.
- RYTHER, J.H. 1969. *Photosynthesis and Fish Production in the Sea*. En: *Readings in Marine Ecology*. pp 540-544. Op. cit.
- RYTHER, J.H. 1976. *La Productividad de Materia Orgánica en los Océanos*. En: *Oceanografía, la Última Frontera*. pp 205-213. Op. cit.
- SLOBODKIN, L.B. 1959. *Ecological Relationships at the Population Level*. En: *Readings in Population and Community Ecology*. pp 282-304. Op. cit.
- STEELE, J.H. 1958. *The Quantitative Ecology of Marine Phytoplankton*. En: *Readings in Marine Ecology*. pp 86-115. Op. cit.
- STEELE, J.H. 1965. *Notes on Some Theoretical Problems in Production Ecology*. En: *Primary Productivity in Aquatic Environments*. pp 385-398. C.R. Goldman (ed.) Mem. Inst. Ital. Idrobiol. 18 Suppl., Univ. Calif. Press, Berkeley.
- SVERDRUP, H.U. 1953. *On Conditions for the Vernal Blooming of Phytoplankton*. En: *Readings in Marine Ecology*. pp 69-77. Op. cit.
- VOLLENWEIDER, R.A. 1970. *Models for Calculating Integral Photosynthesis and Some Implications Regarding Structural Properties of the Community Metabolism of Aquatic System*. En: *Prediction and Measurement of Photosynthetic Productivity*. pp 455-472. Proc. 18 P/PP Tech. Meet., Trebon, Czechoslovakia. 14-21. Sept. 1969.



- WELCH, P.S. 1952. *Limnology*. 2 ed. Mc Graw-Hill Book Co. New York.  
538 p.
- WIESNER, C.J. 1970. *Hydrometeorology*. Chapman and Hall LTD, London.  
232 p.