

03083

2  
2ej



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO**

**COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES  
UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL  
Y DE POSGRADO**

**PROYECTO ACADÉMICO DE ESPECIALIZACIÓN, MAESTRIA  
Y DOCTORADO EN CIENCIAS DEL MAR  
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGIA**

**AFLORAMIENTO EN LA PLATAFORMA  
DE YUCATAN: ESTRUCTURA Y FERTILIZACION**

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

DOCTORADO EN CIENCIAS DEL MAR

(ESPECIALIDAD EN OCEANOGRAFIA QUIMICA)

P R E S E N T A :

MARTIN MERINO IBARRA

México, D. F.

1992

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**



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.

registrando posiciones, haciendo análisis y otras cosas...a pesar del mareo. De entre ellos destacan los absolutamente indispensables: Leticia Espinosa, Enrique Reyes, Jesús Rivera, Araceli González y Ligia Collado. Los análisis químicos requirieron no sólo de perseverancia, sino también de mucho seso y creatividad. En este aspecto Martín Rivero y su autoanalizador fueron indispensables. El equipo lo completaron Claudia Marmolejo y Lucía Mancilla. En cubierta se contó con la habilidad indiscutible de Fernando y Michel. Algunos otros de los participantes que, quizá por estar más cerca de mi corazón, recuerdo en este momento son: Marcos Merino, Luis Mochán, Verónica Aguilar, Moises Mendelewitz, Félix Colinas, Angeles Gasdem, David Gutierrez, el inenarrable Abelardo, otros bichos, y muchos mas... Las campañas fueron siempre trabajo de grupo, por ello va aquí mi agradecimiento también a quien desde mucho antes me enseñó el valor y la alegría de trabajar en equipo: Oscar Moreno.

En el procesamiento de la información también conté con la colaboración invaluable de Leticia Espinosa, Virginia Osuna, Jesús Rivera y Lucía Mancilla. Similarmente, el material gráfico de este trabajo requirió también de varias manos hábiles. Los primeros dibujos los hizo Leticia Espinosa, Lucía Mancilla me ayudó a hacer la mayoría de los finales, y Cecilia Vanegas se encargó del trabajo propiamente profesional.

Por último quiero agradecer a todos los que durante estos años me aguantaron y con su cariño me permitieron llegar al final de este sendero. En particular a Pilar, que desde mucho tiempo atrás lo ha venido haciendo. A Margarita, que estuvo junto a mí durante la primera mitad de la elaboración de este trabajo. A Lucía, cuya generosa solidaridad me permitió llegar al final.

## RESUMEN

Se describe la estructura hidrológica del afloramiento de Yucatán con la información recabada en 5 campañas oceanográficas realizadas en distintas épocas del año. El afloramiento consiste en el ascenso, desde profundidades de 225 a 250 m, de agua subsuperficial (con temperaturas de 16 a 20 °C, salinidades de 36.1 a 36.6  $10^{-3}$ , y 6 a 11  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$  de nitrato) por el talud oriental de la plataforma de Yucatán, ingresando a la zona eufótica pero sin llegar a la superficie marina. Se calcula que la velocidad de ascenso del agua aflorada es del orden de  $10^{-2} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ . El afloramiento es estacional al igual que la Corriente de Yucatán. Durante la primavera y el verano el agua aflorada invade la plataforma, sobre la cual se forma una estructura de dos capas: agua superficial del Caribe y el agua aflorada, separadas por un fuerte gradiente de temperatura, densidad y nutrientes que no favorece la mezcla entre ellas. Se calcula el calentamiento y el desplazamiento del agua aflorada, bajo el supuesto de que no hay mezcla significativa con el agua superficial. Este modelo indica el flujo del agua aflorada hacia el oeste para abandonar la plataforma junto a Arrecife Alacranes, y la formación de un giro ciclónico frente a Cabo Catoche, en el centro del cual se observa una mayor elevación del agua aflorada, formando un domo. Usando este modelo se calcula el consumo de nutrientes y la producción de oxígeno asociados a la fotosíntesis para estimar la biomasa y la producción primaria nuevas inducidas por el afloramiento. La clorofila "a" aumenta considerablemente en la zona de afloramiento durante la primavera y el verano, evidenciando el efecto fertilizador de la surgencia. Verticalmente, la clorofila muestra un pronunciado máximo en el gradiente formado por el encuentro del agua aflorada con la superficial. En el inicio del afloramiento, al este de la plataforma, la biomasa encontrada es similar a la calculada. Conforme el agua se desplaza al oeste, la biomasa presente se vuelve apreciablemente menor que la calculada, al tiempo que el máximo de clorofila se desplaza hacia abajo de la termoclina. Se postula que esto se debe a un incremento en el pastoreo. En el agua que forma el giro ciclónico frente a Cabo Catoche el nitrato es totalmente consumido, pero en el flujo que sigue hacia el oeste, el consumo se reduce significativamente al aumentar el pastoreo y la profundidad de la termoclina, por lo que el agua aflorada abandona la plataforma con un 20 a 30 % de su contenido original de nitrato. Se postula que la Corriente de Yucatán restringe el pastoreo en la parte este de la plataforma; y que el giro de Cabo Catoche puede operar como un mecanismo de sembrado de agua acondicionada y fitoplancton aclimatado, aumentando la eficiencia productiva del ecosistema. Comparada con otras surgencias, la de Yucatán se distingue por la ausencia de divergencia superficial y por que el agua aflorada no llega a la superficie. El afloramiento está entre los más productivos de los ubicados en un margen oceánico occidental, y su productividad es del orden de un tercio de la de las grandes surgencias costeras asociadas a corrientes de margen oceánico oriental.

## ABSTRACT

Data gathered during five cruises are used to describe the hydrologic structure of the Yucatan upwelling. Subsurface water (characterized by 16 to 20 °C temperatures, 36.1 to 36.6  $10^{-3}$  salinities, and 6 to 11  $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$  nitrate concentrations) upwells along the oriental slope of the Yucatan shelf. This water rises at about  $10^{-2}$   $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  and enters the euphotic zone, but does not reach the ocean surface. The upwelling, like the Yucatan Current, has a seasonal cycle. During spring and summer the upwelled water intrudes over the shelf, where a two layered structure is formed. The upwelled water is separated from Caribbean surface water by very strong temperature, density and nutrient gradients that prevent mixing between the two layers. Neglecting mixing, the heating and horizontal displacement of the upwelled water over the shelf are calculated. This model predicts a western flow of the upwelled water that crosses the shelf and leaves it north of Alacranes Reef. A cyclonic gyre close to Cape Catoche is also forecasted, in the center of which the upwelled water rises further, forming a dome. The model is used to calculate the biological nitrate assimilation and oxygen evolution, from which the new biomass and primary production induced by the upwelling are estimated. Chlorophyll "a" rises significantly in the upwelling area during spring and summer. A pronounced chlorophyll maximum is present in the upwelling area at the thermocline depth. Upstream of the upwelling, on the eastern part of the shelf, the observed biomass is similar to the calculated new biomass. As water moves downstream to the west, the actual biomass becomes significantly smaller than calculated new biomass while the chlorophyll maximum moves below the thermocline. It is proposed that this difference is caused by intense grazing, which is prevented on the eastern part of the shelf by the Yucatan Current. Upwelled water feeding the cyclonic gyre is totally depleted of nitrate, but on the western flow, it leaves the shelf with 20 to 30 % of its original content. Reduction of nitrate uptake here is attributed to the combined effects of grazing and light limitation. The possible role of the cyclonic gyre as a "reseeding" mechanism of conditioned water and acclimatized phytoplankton in the recently upwelled water is discussed. The Yucatan upwelling stands aside from other upwelling systems because it does not exhibit a surface divergence, and upwelled water does not reach the surface. Yucatan is among the most productive upwellings located on a western boundary current region. Its productivity is about one third of that found at the classic upwellings of eastern boundary current regions.

## CONTENIDO

1. INTRODUCCION . . . . .	1
2. AREA DE ESTUDIO	
2.1. <u>Delimitación y geomorfología</u> . . . . .	7
2.2. <u>Condiciones meteorológicas</u> . . . . .	8
2.3. <u>Oceanografía</u> . . . . .	10
2.3.1. La Corriente de Yucatán . . . . .	10
2.3.2. Las masas de agua . . . . .	11
2.3.3. Oxígeno y nutrientes . . . . .	15
2.4. <u>Antecedentes sobre el afloramiento</u> . . . . .	18
2.5. <u>Indicaciones de fertilización</u> . . . . .	22
3. METODOLOGIA	
3.1. <u>Estrategias de muestreo</u> . . . . .	25
3.1.1. Redes de estaciones . . . . .	26
3.1.2. Muestreo vertical . . . . .	32
3.2. <u>Operaciones en estación oceanográfica</u> . . . . .	33
3.3. <u>Determinaciones analíticas</u> . . . . .	34
3.3.1. Oxígeno disuelto . . . . .	34
3.3.2. Nutrientes . . . . .	34
3.3.3. Clorofilas . . . . .	35
3.5. <u>Otras observaciones</u> . . . . .	37
3.5.1. Corrientes . . . . .	37
3.5.2. Registros continuos . . . . .	37
3.5. <u>Procesamiento de la información</u> . . . . .	39
3.6. <u>Control de la calidad de la información</u> . . . . .	40
3.6.1. Estadística y validación de los datos . . . . .	42
4. RESULTADOS Y DISCUSION	
4.1. <u>La estructura del afloramiento</u> . . . . .	45
4.1.1. La estacionalidad del afloramiento. . . . .	47
4.1.2. La variabilidad temporal. . . . .	54
4.1.3. Las distribuciones de fondo y el acceso del agua aflorada a la plataforma . . . . .	57
4.1.4. La contracorriente del talud . . . . .	74
4.1.5. La ruptura del máximo de salinidad . . . . .	84

4.1.6. La estructura sobre la plataforma . . . . .	92
4.3.7. La homogeneidad del invierno . . . . .	103
4.2. <u>El origen del agua aflorada</u> . . . . .	111
4.2.1. Los diagramas T-S. . . . .	111
4.2.2. Un modelo sencillo . . . . .	119
4.2.3. Una estimación del tiempo de residencia del agua aflorada sobre la plataforma . . . . .	124
4.3. <u>La fertilización</u> . . . . .	139
4.3.1. La distribución de la clorofila . . . . .	139
4.3.1.1. La distribución horizontal . . . . .	142
4.3.1.2. La distribución vertical . . . . .	151
4.3.2. La Producción Primaria inducida por el afloramiento . . . . .	171
4.3.2.1. El consumo de nutrientes . . . . .	172
4.3.2.2. La producción de oxígeno disuelto . . . . .	179
4.3.2.3. Estimación de la Biomasa y la Producción Nuevas . . . . .	189
4.3.3. Los factores que afectan la Producción Primaria Nueva . . . . .	200
4.3.3.1. El pastoreo . . . . .	206
4.3.3.2. La limitación por luz . . . . .	212
4.3.3.3. La importancia del giro de Cabo Catoche. . . . .	213
4.4. <u>El afloramiento de Yucatán frente a otras surgencias</u> . . . . .	217
5. CONCLUSIONES . . . . .	229
6. LITERATURA CITADA . . . . .	235
7. INDICE DE ILUSTRACIONES . . . . .	249
ANEXO 1: CALIBRACION DE LECTURAS E INSTRUMENTOS . . . . .	A-1
A1.1. <u>Oxígeno disuelto</u> . . . . .	A-1
A1.2. <u>Clorofilas</u> . . . . .	A-7
A1.2.1. Calibración de lecturas fluorométricas . . . . .	A-7
A1.2.2. Calibración de los perfiles fluorométricos in vivo . . . . .	A-14
ANEXO 2: TABLAS DE RESULTADOS . . . . .	A-17

## 1. INTRODUCCION

Este trabajo se ubica en la intersección de tres grandes temas oceanográficos: la importancia de los procesos de afloramiento en el océano, la necesidad de estudiar los mares mexicanos y sus recursos, y la disputa conceptual y metodológica implícita en la determinación de la productividad marina.

Puede decirse que un afloramiento o surgencia consiste sencillamente en el ascenso de aguas profundas hacia la capa superficial del océano. Sin embargo, la forma en que se da este ascenso y las consecuencias del mismo pueden ser de gran complejidad y trascendencia. Las surgencias suelen tener implicaciones productivas, pesqueras, sedimentarias y climáticas de gran importancia (Wooster 1978).

Dado que las aguas susuperficiales generalmente son ricas en nutrientes, su ingreso a la capa eufótica, donde la cantidad de luz no es limitante para la fotosíntesis, suele tener un efecto fertilizador significativo. La producción primaria observada en las principales áreas costeras de surgencia es un orden de magnitud superior a la del océano abierto (Ryther 1969). En términos de la productividad de los niveles tróficos superiores la diferencia es enorme comparada con la del océano promedio (Codispoti, 1983), debido principalmente al acortamiento de las cadenas tróficas en las regiones de afloramiento. Ryther (1969) calculó que en las áreas de afloramiento costero, que ocupan solamente un 0.1 % de la superficie oceánica total, se produce el 50 % de la biomasa pescable del mundo. Lorenzen (1976) consideró que esta diferencia puede ser mayor aún, dado que en el océano abierto la mayor parte de la producción primaria es reciclada cerca de los primeros pasos de la cadena trófica, por lo que no estaría disponible para los depredadores superiores.

En este sentido, una de las principales razones para estudiar los procesos de afloramiento es la posibilidad de lograr un mejor aprovechamiento de los principales recursos pesqueros a través de la comprensión de los ecosistemas de surgencia en que se encuentran (Wooster 1978). Al mismo tiempo, el estudio de estos ecosistemas reviste también un gran interés desde el punto de vista académico, en la medida en que su estudio ha contribuido al desarrollo de la teoría ecológica (Margalef 1978), y a la comprensión del proceso evolutivo de la vida en el mar (Parsons 1979).



## 1. Introducción

Desde otros puntos de vista el estudio de los afloramientos resulta también de interés. La productividad de estos sistemas se refleja en depósitos sedimentarios, que bajo ciertas condiciones pueden llevar a la formación de cantidades importantes de petróleo y fosforita (Wooster 1978). La localización de estos recursos podría beneficiarse considerablemente de un mayor conocimiento de los procesos de afloramiento. Otra aplicación importante de dicho conocimiento es la predicción del clima, pues la relación entre éste y los afloramientos costeros es conocida en estas regiones (Wooster 1978).

La importancia concedida al estudio de las surgencias se reflejó en que durante la Década Internacional de Exploración Oceanográfica (IODE, por sus siglas en inglés), uno de los principales programas financiados por la NSF (National Science Foundation de los Estados Unidos de Norteamérica) fué el Programa de Análisis de los Ecosistemas Costeros de Surgencia (CUEA, por sus siglas en inglés). Este programa internacional mostró la factibilidad y conveniencia de la investigación interdisciplinaria del océano, y de las más de 200 publicaciones que en él se produjeron se derivó una fracción considerable de nuestro conocimiento sobre los procesos físicos y biológicos marinos (Jennings 1981).

En México, en cambio, la investigación oceanográfica no tuvo un desarrollo significativo hasta hace unas cuantas décadas. La investigación científica en general no ha sido una actividad de importancia para la sociedad mexicana, dedicándose a ella porcentajes del Producto Nacional Bruto diez veces menores a los canalizados en los países desarrollados. En el caso de las ciencias marinas, a esto se agrega que México, a pesar de su enorme riqueza oceánica y costera, durante mucho tiempo no ha sido un país con fuerte orientación costera (Merino, 1987).

Por ello, inicialmente la investigación oceanográfica en los mares mexicanos fué realizada principalmente por expediciones extranjeras. Sin embargo, estas investigaciones se vieron prácticamente paralizadas a partir de la década de los setentas, cuando el gobierno Mexicano reclamó los derechos del país sobre la Zona Económica Exclusiva, de acuerdo a lo establecido en la Tercera Conferencia de Derecho del Mar de la ONU. Entre las regiones marinas que permanecieron menos estudiadas se encuentra el Caribe Mexicano y la Plataforma de Yucatán, donde durante los sesentas se habían identificado evidencias de afloramiento (p.e. Cochrane 1968).

Afortunadamente, aprovechando el incremento en el gasto público de finales de los setentas, la decisión visionaria de las

autoridades de la UNAM logró impulsar un acuerdo nacional de financiamiento multi-institucional para la adquisición y operación de dos embarcaciones oceanográficas modernas: "El Puma" y "Justo Sierra". Con la puesta en operación, a disposición de toda la comunidad oceanográfica nacional, de estas dos embarcaciones en 1981 y 1982 respectivamente, la capacidad potencial de estudio de los mares mexicanos se amplió notablemente. México podía, por decirlo así, iniciar su propia Década Nacional de Exploración Oceánica.

Como parte de los esfuerzos surgidos de esta nueva situación y dirigidos a estudiar la Zona Económica Exclusiva Mexicana, en 1984 se iniciaron las campañas oceanográficas denominadas "Prospección del Caribe Mexicano" (PROIBE), cuyo carácter exploratorio y multidisciplinario se enfocó inicialmente al estudio del Caribe Mexicano. Los resultados de las dos primeras expediciones indicaron que el afloramiento de agua subsuperficial en la parte norte del Caribe Mexicano y la Plataforma de Yucatán constituía el proceso oceanográfico más conspicuo de la región, por lo que el área y objetivos de estudio se extendieron a esta zona.

Por tratarse de un área de afloramiento, uno de los aspectos fundamentales a estudiar en Yucatán sería la fertilización causada por el proceso, es decir, el cambio en la productividad inducido en la zona. Sin embargo, por su naturaleza exploratoria y la limitación de recursos metodológicos y humanos, las campañas PROIBE no incluyeron mediciones directas de la productividad primaria, sino principalmente la observación de parámetros hidrológicos, químicos y la identificación y cuantificación de los tipos de organismos estudiados por los grupos de investigadores biológicos participantes.

Al mismo tiempo, a partir de 1979 se inició un fuerte debate en la comunidad oceanográfica internacional sobre los problemas asociados al uso de los diversos métodos para estimar la producción primaria. El método de asimilación de  $^{14}\text{C}$  propuesto por Steemann Nielsen (1952), cuya aplicación se había difundido ampliamente en las décadas anteriores, fué fuertemente cuestionado inicialmente por Gieskes et al. (1979). Durante los siguientes años las críticas se sucedieron, debido a que las estimaciones de la producción oceánica por este método eran un orden de magnitud inferiores a las realizadas mediante la acumulación estacional subsuperficial de oxígeno en el Pacífico (Shulenberger y Reid, 1981), y a las calculadas a partir de la tasa de utilización de oxígeno en el Atlántico norte (Jenkins 1982). Estos cuestionamientos fueron respondidos por Platt (1984), y Platt y Harrison (1985) entre otros, quienes resaltaron la inconveniencia de comparar determi-

## 1. Introducción

naciones correspondientes a escalas espaciales y temporales tan distintas. Si bien aún no se ha llegado a un acuerdo sobre la magnitud de la producción primaria en el océano, recientemente Platt et al. (1989) han postulado que las discrepancias se deben a la comparación entre índices que determinan la producción nueva (según la definieron Dugdale y Goering (1967)\* con la total ( $P_{total}$ ), y han propuesto un punto de consenso: la disputa no tiene sentido, pues  $P_{nueva}$  es una cantidad de mucho mayor interés que  $P_{total}$ , dado que representa el componente exportable de la producción primaria. Por ello,  $P_{nueva}$  representa la capacidad biológica de transportar  $CO_2$  atmosférico hacia los sedimentos, y también corresponde a la cantidad máxima de carbono que puede extraerse del océano en forma de proteína (Platt et al. 1989).

De aquí que  $P_{nueva}$  sea el componente de la producción de mayor interés a estudiar en el océano, y particularmente en un ecosistema de surgencia, al cual se asocian normalmente importantes recursos pesqueros. La  $P_{nueva}$  puede determinarse a partir del cambio de las propiedades masivas del agua relacionadas con la fotosíntesis si se cuenta con un modelo de circulación de la misma (Eppley 1989), y tiene la ventaja de reducir la incertidumbre de la determinación al integrarla sobre amplias escalas de tiempo y espacio. En lo que quizá fué una anticipación intuitiva de los planteamientos de Platt et al. (1989), Minas et al. (1986) aplicaron el "Análisis de Diagramas" a la información hidrológica y química existente, para calcular la  $P_{nueva}$  en varias de las principales surgencias del mundo. Con ello, estos autores mostraron la factibilidad de su determinación a través del cambio en las propiedades masivas del agua en este tipo de ecosistemas, y establecieron una referencia importante para el estudio de  $P_{nueva}$  en otros afloramientos.

Determinado por estas tres coordenadas, este trabajo pretende contribuir al conocimiento de los mares mexicanos y de los ecosistemas de surgencia, describiendo las características oceanográficas de la Plataforma de Yucatán y del proceso de afloramiento de la zona, al tiempo que aprovecha la amplia red de observaciones hidrológicas y químicas para estimar la fertilización por el afloramiento, aplicando un procedimiento similar al de Minas et al. (1986). Para ello se plantea los siguientes objetivos particulares:

- 1) Describir la estructura espacial hidrológica del afloramiento, y sus variaciones temporales a escala estacional.

---

\* Una definición mas detallada de la producción nueva puede encontrarse en la sección 4.3.2., páginas 171-172.

- 2) Inferir información sobre los aspectos físicos del afloramiento que permita estimar las variaciones no biológicas de las propiedades masivas del agua relacionadas con la fotosíntesis.
- 3) Estimar la fertilización que el afloramiento induce sobre la Plataforma de Yucatán, a través de: a) la biomasa fitoplanctónica presente y sus variaciones espacio-temporales, y b) calculando la  $P_{nueva}$  a través de los cambios de carácter biológico de los nutrientes y el oxígeno disuelto.
- 4) Discutir, a la luz de la información generada, los factores que afectan la producción primaria inducida por el afloramiento en la Plataforma de Yucatán.

En una investigación de esta naturaleza, se encuentran involucradas diversas hipótesis, la mayoría de ellas de manera implícita. La hipótesis central es que el afloramiento es un proceso determinante en la oceanografía de la Plataforma de Yucatán y sus alrededores, y particularmente que tiene un efecto fertilizador significativo. Este planteamiento se sustenta parcialmente en el carácter oligotrófico de la región Caribeña, y en que la gran extensión de la plataforma puede favorecer la permanencia de las aguas con alto contenido de nutrientes en la zona eufótica.

En la estrategia de muestreo están implícitas otras hipótesis, que se corroboran a posteriori con los resultados del trabajo. Por ejemplo, se asume que las variaciones estacionales serán de menor magnitud a las interanuales, y se presupone que la fuente del agua de afloramiento se ubica en el margen del Caribe y no en el del Golfo de México. De manera similar, durante el análisis de los resultados, se da por válida la hipótesis sobre el mecanismo de afloramiento propuesta por Cochrane (1968), y se postulan otras sobre los procesos de advección y mezcla, cuya factibilidad se respalda con la consistencia de las inferencias hechas a partir de ellas, pero cuya demostración contundente queda por realizarse.

Finalmente, la visión producida sobre la naturaleza física y biológica de la surgencia abre la puerta a la postulación de nuevas preguntas e hipótesis, principalmente sobre los mecanismos que regulan la producción primaria en la zona, y que se espera den pie a nuevas investigaciones.

## 2. AREA DE ESTUDIO

### 2.1. Delimitación y geomorfología

El área de estudio de este trabajo está comprendida entre los  $19^{\circ}$  y  $24^{\circ}$  de latitud norte y,  $85^{\circ} 40'$  y  $90^{\circ} 00'$  de longitud oeste, como se muestra en la figura 2.1. La parte principal del área estudiada la constituye la plataforma continental al norte de la península de Yucatán (hasta la altura de Progreso aproximadamente), donde se presentan los procesos de afloramiento. Se incluye también la franja del Caribe Mexicano aledaña a la península hasta la altura de Bahía del Espíritu Santo con la finalidad de estudiar la parte occidental de la Corriente de Yucatán que, como se mostrará más adelante, tiene una gran influencia sobre la plataforma al norte de Yucatán.

La plataforma continental, delimitada por la isóbata de los 200 m, alcanza en el área estudiada la mayor extensión registrada en los mares mexicanos. A lo largo de la costa norte de Yucatán se extiende más allá de las 100 millas náuticas, para alcanzar su máxima amplitud (150 m. n.) aproximadamente frente a Río Lagartos. Este extenso banco submarino termina hacia el oriente en un cantil que corre en dirección sureste-noroeste aproximadamente al norte de Cabo Catoche, formando el borde occidental del Canal de Yucatán. Esta región de la plataforma continental mexicana se incluye bajo el área denominada "Banco de Campeche" (que se extiende considerablemente hacia el occidente del área de estudio), aunque también se le ha llamado, quizá con más acierto, "Plataforma de Yucatán" (Logan 1969, Secretaría de Marina 1984).

En contraste, en el margen caribeño de la península, la plataforma continental es una de las más estrechas del país, presentando un ancho de aproximadamente 2 m. n. Hacia el norte de Puerto Morelos comienza a ampliarse, separándose de la costa para formar una saliente que reduce el ancho del Canal de Yucatán entre los  $21^{\circ} 25'$  y los  $22^{\circ} 5'$ , y que después da lugar al amplio Banco de Campeche (Secretaría de Marina 1984).

La mayor parte de la plataforma presenta profundidades menores a los 100 m (véase figura 2.1). Hasta esta profundidad la plataforma se hunde con una pendiente suave de aproximadamente 0.4-1.5 metros por milla náutica (Logan 1969). De acuerdo a la información disponible, el fondo marino del área presenta pocos accidentes topográficos con excepción de las formaciones de origen coralino.

## 2. Area de estudio

---

Cerca del talud continental existen algunos promontorios que probablemente tiene este origen. Destacan dos de ellos por elevarse por encima de los 80 m en un caso y de los 60 m en el otro (promontorio mayor en la figura 2.1). En la parte occidental, a la altura de Progreso sobre una profundidad del orden de los 60 m, se encuentra el arrecife Alacranes (aproximadamente sobre el límite occidental del área de estudio); que es el primero de una serie de arrecifes e islas de origen arrecifal que se extienden siguiendo el margen de la plataforma continental a lo largo de la parte occidental del Banco de Campeche.

En el talud oriental de la plataforma existe una gran inflexión con forma de muesca que resulta de interés para este estudio, por lo que también se indica su ubicación en la figura.

En el margen caribeño es notoria la existencia de una barrera arrecifal que corre a casi todo lo largo de la costa de Quintana Roo y termina frente a Cancún. Aunque en el resto de la plataforma, comprendida entre este punto y Alacranes no hay arrecifes propiamente, durante las campañas PROIBE se observó frecuentemente la existencia de elevaciones abruptas del fondo marino cerca del borde de la plataforma continental.

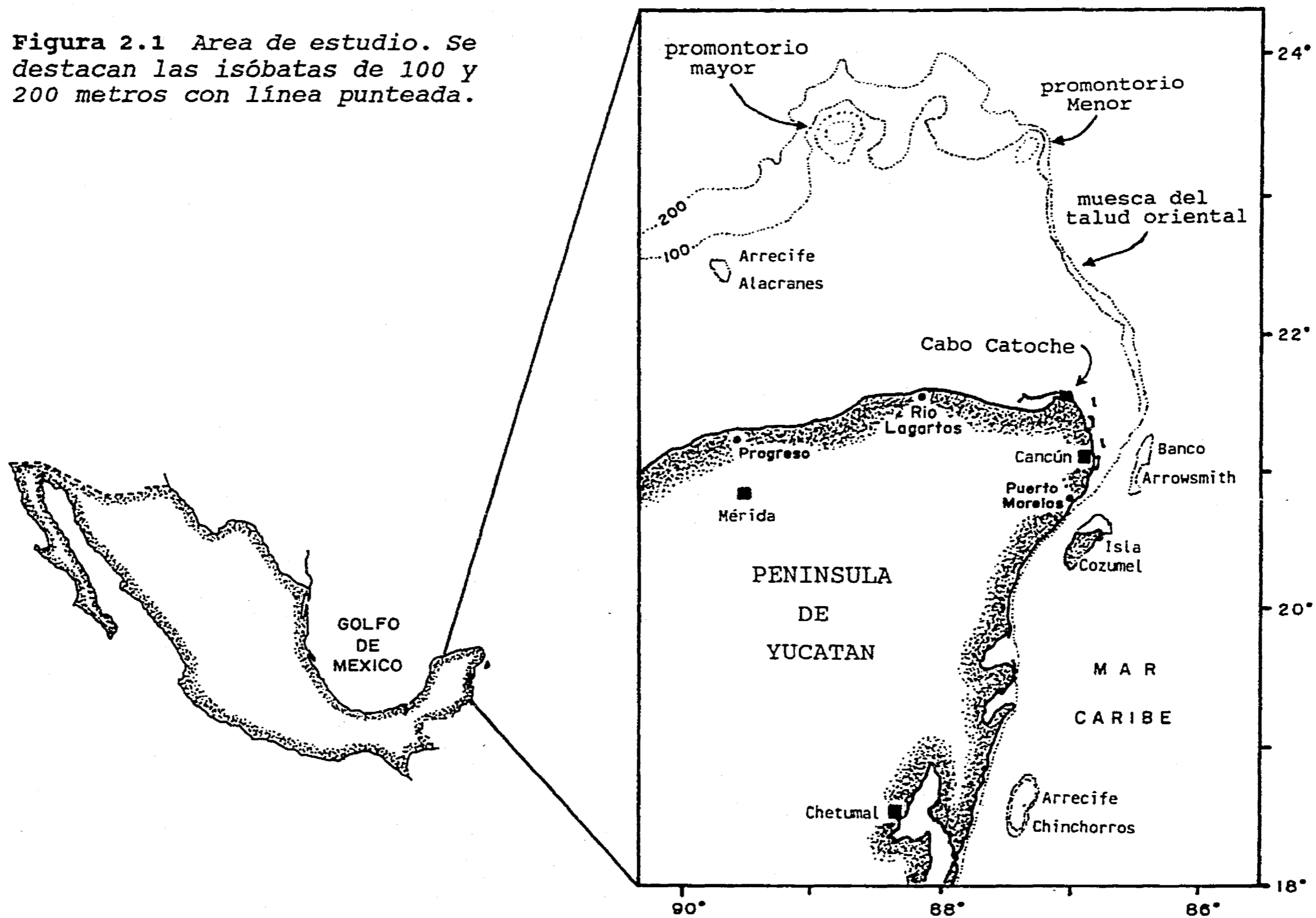
La plataforma continental, al igual que el resto de la península de Yucatán, está formada por carbonato de calcio (López-Ramos 1976), de origen fundamentalmente biogénico, y está constituida por coquinas, con una contribución mayoritaria de moluscos. El carácter kárstico de la roca y la ausencia de topografía determinan que en la península de Yucatán no existan ríos, por lo que la influencia continental sobre las costas es prácticamente despreciable (Merino y Otero 1991). Esta característica, junto con la gran extensión de la plataforma, sugieren que el área de estudio sería particularmente adecuada para estudiar los efectos de un afloramiento, debido a que se trataría de un sistema semicerrado y con una sola fuente de nutrientes alóctonos.

### **2.2. Condiciones meteorológicas**

El área presenta una variación climática de tipo cálido-húmedo, con lluvias en verano, con un cociente precipitación-temperatura entre 43.2 y 55.3. La temperatura máxima en la región es de 32.5 °C en los meses de agosto y septiembre y la mínima es de 13.0 °C en el mes de enero (Merino y Otero 1991).

Las masas de aire presentes durante casi todo el año son de origen marítimo tropical y son transportadas por los vientos

Figura 2.1 Area de estudio. Se destacan las isóbatas de 100 y 200 metros con línea punteada.



## 2. Area de estudio

---

Alisios que en la zona presentan una dirección dominante del este. Estos vientos son relativamente homogéneos, y mantienen velocidades medias del orden de 5 m/s, para alcanzar velocidades máximas de 20 m/s. En los meses de noviembre a enero, y en ocasiones hasta febrero y marzo, invaden la zona masas de aire continental polar traídas por vientos del norte con alta velocidad (pueden alcanzar del orden de 40 m/s) y poca duración. Estos vientos, comúnmente denominados "nortes", causan frentes fríos con chubascos ocasionales. En los meses de septiembre a octubre se presentan vientos variables y períodos de calma, en lo que puede considerarse una etapa de transición entre las dos condiciones antes mencionadas (Merino y Otero 1991). Es importante mencionar también que el área de estudio se encuentra dentro de la zona de trayectorias dominantes de los huracanes tropicales que se generan en el Océano Atlántico y Mar Caribe a finales del verano. De acuerdo con los autores mencionados arriba, en promedio, un huracán cruza el área de estudio por año.

### **2.3. Oceanografía**

Dentro del área de estudio se encuentra lo que suele considerarse la frontera entre dos mares que han sido estudiados de manera general: el Mar Caribe (Wust 1964, Belousov et al. 1966, Rossov y Santana 1966, Smirnov et al. 1967) y el Golfo de México (Ichiye 1962, Capurro y Reid 1972, El-Sayed et al. 1972, Secretaría de Marina 1974). A primera vista, podría suponerse que la zona de estudio debería presentar características propias de ambos mares. Sin embargo, la significativa influencia que la Corriente de Yucatán ejerce sobre la zona (Molinari y Cochrane 1972) determina que esto no sea así, como se describe a continuación.

#### **2.3.1. La Corriente de Yucatán**

La circulación superficial en el Mar Caribe y Golfo de México forma parte del gran giro anticiclónico del Atlántico Norte. La Corriente Norecuatorial, que cruza el Atlántico Norte hacia América entre los 5 y los 20 grados de latitud norte, se divide al llegar al arco antillano. Una parte forma la Corriente de las Antillas y se desplaza al norte de estas islas para unirse a la Corriente del Golfo al oeste de la península de Florida.

La otra parte, unida a una fracción de la Corriente Surecuatorial que corre al norte de Brasil como Corriente de las Guyanas, penetra al Caribe a través del arco antillano, formando la Corriente del Caribe (Atwood 1976). El flujo dominante en el Caribe



es hacia el oeste-noroeste, hasta arribar a las costas de Yucatán. Al sur de Isla Cozumel, el núcleo de la corriente tuerce hacia el norte y se alinea con la costa para dirigirse con gran velocidad hacia el Canal de Yucatán, formando la corriente del mismo nombre. Dado que por el Canal de Yucatán sale prácticamente toda el agua superficial que entra al Caribe, aquí se alcanzan velocidades muy altas, que llegan a ser superiores a los 4 nudos a una distancia de 20 a 30 m.n. al este de Cabo Catoche (Cochrane 1963, Secretaría de Marina 1974). A partir de este punto, el núcleo de la Corriente vuelve a cambiar de dirección hacia el noroeste, tendiendo a alinearse con el borde de la plataforma continental (Molinari y Cochrane 1972), aunque su posición exacta cambia a lo largo del año. El núcleo de la corriente se separa del borde de la plataforma en un punto que varía en relación con su penetración, ya como Corriente del Lazo, al interior del Golfo de México (Molinari y Morrison 1988).

Aunque el eje de la corriente corre paralelo al borde de la plataforma, parte de la corriente invade ésta (Wust 1964), dirigiéndose principalmente hacia el oeste (Merino 1986a). Aunque se sabe que la circulación superficial en el área presenta variaciones estacionales, los estudios sobre este tema (v.g. Wust 1964, Rossov 1967, Cochrane 1969, Nowlin 1972, Secretaría de Marina 1974, Merino 1986a) coinciden en que el flujo sobre la plataforma al norte de Yucatán se establece en direcciones que varían entre el norte y el oeste. De esta forma, las aguas que se encuentran sobre la plataforma en el área de estudio provienen en su mayoría necesariamente de la Corriente de Yucatán. Contribuye también a ello la ausencia de ríos en la península de Yucatán, con lo cual no existen en el área aportes continentales de agua.

Así, la Corriente de Yucatán no solo determina en gran medida la circulación en el área de estudio, sino que también aporta las masas de agua que en ella se encuentran. Por ello, puede obtenerse una idea preliminar de las características hidrológicas que pueden encontrarse en la zona estudiando las masas de agua que transporta la Corriente desde el Caribe hacia el área de estudio.

### 2.3.2. Las masas de agua

En la tabla 2.1 se enlistan las masas de agua presentes en la columna de agua del Caribe, junto con las características usadas para identificarlas. Similarmente, la figura 2.2 muestra el diagrama T-S considerado por Wust (1964) como representativo para el Mar Caribe, que es de utilidad para caracterizar y ubicar a dichas masas de agua.

## 2. Area de estudio

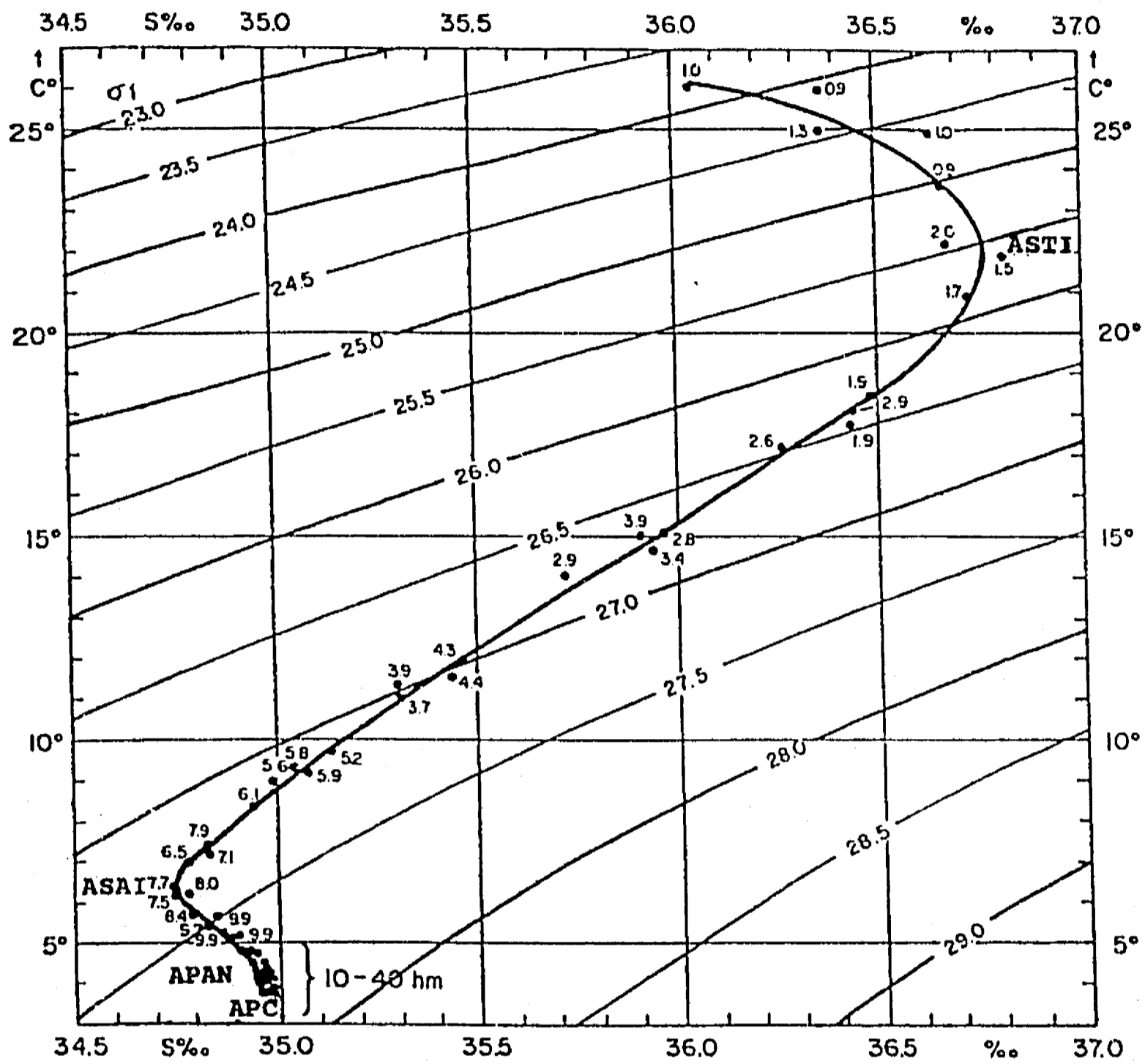
El Agua Superficial del Caribe (ASC) presenta estacional y espacialmente una variación considerable, pudiendo presentar en la Cuenca de Yucatán valores de temperatura comprendidos en el intervalo de 25 a 29 °C y de salinidad de entre 35.6 y 36.4 (Ichiye 1962, Wust 1964). La variación de salinidad del ASC se debe fundamentalmente (del orden del 65%) a la mezcla con las aguas descargadas por los ríos Amazonas y Orinoco en el Atlántico (Froelich y Atwood 1978).

Por debajo del agua superficial se alcanza un máximo de salinidad de cerca de 36.8 que caracteriza el núcleo del Agua Subtropical Intermedia (ASTI) (SUW en el diagrama de Wust 1964). Esta masa de agua se genera por la elevada evaporación en el centro del giro del Atlántico Norte (Mar de los Sargazos). Su núcleo tiene una temperatura de alrededor de 23 °C, y suele ubicarse en la termoclina principal, a una profundidad de entre 150 y 200 m (fig 2.2).

Tabla 2.1 Las masas de agua del Mar Caribe y sus características. (construida a partir de Morrison y Nowlin, 1982, y Morrison et al., 1983).

MASA DE AGUA	SIGLAS	CARACTERISTICA	PROFUNDIDAD APROXIMADA (m)
Agua Superficial del Caribe	ASC	variación estacional	0 - 150
Agua Subtropical Intermedia	ASTI	máximo de salinidad	150 - 250
Agua de 18 °C del Mar de los Sargazos	A18MS	máximo relativo de oxígeno	200 - 400
Agua Central del Atlántico Tropical	ACAT	mínimo de Oxígeno	400 - 700
Agua Subantártica Intermedia	ASAI	mínimo de salinidad máximo de nitrato máximo de fosfato	600 - 900 600 - 800 700 - 900
Agua Profunda del Atlántico Norte	APAN	¿máximo de silicato?	> 1000
Agua Profunda del Caribe	APC	¿máximo de silicato?	> 1000

Más allá del núcleo del Agua Subtropical Intermedia, la temperatura y la salinidad disminuyen hasta alcanzar un mínimo de



**Figura 2.2** Diagrama T-S "normal" para las aguas del Mar Caribe. Las siglas indican las masas de agua, cuyo nombre completo puede encontrarse en la tabla 2.1. Los números adyacentes a los puntos de observación indican la profundidad en hectómetros. (Basado en Wust 1964).

## 2. Area de estudio

salinidad de aproximadamente 34.9 que caracteriza al núcleo del Agua Subantártica Intermedia (ASAI) (SAIW en el diagrama de Wust 1964). La temperatura del núcleo del ASAI es de entre 6 y 7 °C, y éste se ubica a una profundidad de entre 600 y 900 m.

Dado que el diagrama T-S sigue un comportamiento prácticamente lineal entre los núcleos de estas dos masas de agua, sería de esperar que el agua ubicada en medio corresponda a la mezcla entre ellas, y no a otra masa de agua propiamente. Sin embargo, algunos autores (Masuzawa 1969, y Worthington 1959, citados en Gunn y Watts 1982) identifican la presencia del "Agua Subtropical Modal" (ASM - Subtropical Mode Water), también llamada "Agua de 18 °C del Mar de los Sargazos" (A18MS) (Kinard et al. 1974), así como el "Agua Central del Atlántico Tropical - (ACAT)" (Morrison y Nowlin 1982). Ambas masas de agua se reconocen mediante puntos de inflexión en la distribución vertical del oxígeno disuelto, como se aprecia en la tabla 2.1 y se describe más adelante en la siguiente sección.

Por debajo del Agua Subantártica Intermedia la salinidad vuelve aumentar ligeramente, y se mantiene muy estable en un valor de aproximadamente 35.0 ‰, mientras la temperatura continúa disminuyendo ligeramente. Así, entre los 1000 y 4000 m podemos encontrar Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN) (Morrison y Nowlin 1982), y Agua Profunda del Caribe (APC), también denominada "Caribbean Midwater" (Metcalf 1976, Morrison et al. 1983). Es difícil distinguir estas dos masas de agua mediante temperatura y salinidad, por lo que se han utilizado los cambios en nutrientes para distinguirlas (Morrison y Nowlin 1982). Debido a la escasa profundidad (1000 a 1800 m) de los principales pasos por los que ingresa el agua al Caribe, el origen y renovación de las aguas del Caribe ubicadas por debajo de los 1800 m es motivo de controversia (Atwood 1976).

Por otro lado, es importante resaltar la validez de la figura 2.2 para el Caribe en general. Esta figura está elaborada con los datos de estaciones consideradas representativas de las Cuencas de Yucatán, Colombia y Venezuela (ver Wust (1964) para más información). La dispersión de los datos alrededor de la curva es impresionantemente baja para la distancia entre las estaciones, lo que indica la consistencia que el Caribe presenta en cuanto a la presencia de las mismas masas de agua. No sucede lo mismo con la profundidad a la que éstas se encuentran (indicada en hectómetros por los números adyacentes a los puntos de observación), la cual varía considerablemente entre las estaciones.

### 2.3.3. Oxígeno y nutrientes

El oxígeno disuelto y los nutrientes, debido a que están sujetos a procesos biológicos y químicos además de los físicos, presentan distribuciones con mayor variabilidad que los parámetros hidrológicos básicos. Esta situación, aunada a la mayor dificultad para obtener registros de tipo continuo, determina que los resultados obtenidos por distintos investigadores presenten diferencias mayores entre sí. La tabla 2.2 ilustra esta situación mediante una recopilación de los valores extremos encontrados por diversos autores en el Mar Caribe y Golfo de México.

A pesar de su variabilidad, algunas características del comportamiento vertical de estos parámetros están plenamente identificadas (principalmente la existencia de máximos y mínimos), y pueden ser utilizadas para distinguir entre masas de agua en ciertos casos específicos (tabla 2.1), como los máximos de oxígeno, nitrato, fosfato y silicato. La figura 2.3 muestra de forma esquemática las principales características de los perfiles del oxígeno y estos nutrientes.

Por debajo de la capa superficial mezclada, donde está sujeto al intercambio con la atmósfera, el oxígeno presenta un pequeño máximo relativo que se asocia con el Agua de 18 °C del Mar de los Sargazos (Morrison y Nowlin 1982). A mayor profundidad, pero antes de llegar al ASAI, se presenta un mínimo absoluto (inferior a los  $3 \text{ ml} \cdot \text{l}^{-1}$ ) que corresponde al Agua Central del Atlántico Tropical (ACAT) según Morrison y Nowlin (1982). Por debajo de este mínimo, el oxígeno vuelve a presentar valores elevados, característicos de las aguas profundas originadas tanto en el Atlántico Norte como en la Antártica.

El fosfato, el silicato y el nitrato presentan normalmente en la capa superficial mezclada valores mínimos (en el caso del nitrato cercanos a cero), debido al consumo biológico y a la permanencia de la termoclina a lo largo del año en el Caribe (Rossov y Santana 1966). Por debajo de la capa superficial, estos nutrientes van aumentando en forma aproximadamente regular, hasta alcanzar un máximo absoluto. En los casos del nitrato y el fosfato, los máximos se consideran característicos del ASAI en el Mar Caribe; aunque, como se aprecia en la tabla 2.2, no coinciden en profundidad con el mínimo de salinidad (Morrison y Nowlin 1982), encontrándose el máximo de nitrato por encima de los otros dos puntos de inflexión (figura 2.3). Por debajo del ASAI, la concentración de nitrato y fosfato disminuye, debido a la presencia de otras masas de agua como el APAN o el APC.

2. Area de estudio

Tabla 2.2 Valores máximos y mínimos de oxígeno disuelto ( $\text{ml}\cdot\text{l}^{-1}$ ) y nutrientes ( $\text{umol}\cdot\text{l}^{-1}$ ) encontrados por diversos autores en el Mar Caribe y Golfo de México

AREA DE OBSERVACION	AUTOR(ES)	VALORES	O <sub>2</sub>	PO <sub>4</sub>	Si(OH) <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	NO <sub>2</sub>	NH <sub>4</sub>
Caribe oriental	Froelich y Atwood, 1978	Min	-	-	0.8	-	-	-
		Max	-	-	>12	-	-	-
Caribe oriental	Metcalf, 1976	Min	-	-	-	-	-	-
		Max	-	-	31	-	-	-
Caribe oriental	Morrison y Nowlin, 1982	Min	2.8	<0.5	<1.0	0	-	-
		Max	5.2	3.8	29-30	33-34	-	-
Caribe oriental	Atwood, 1976	Min	2.9	-	1.2	-	-	-
		Max	5.1	-	29-30	-	-	-
Caribe central	Nelepo et al., 1978	Min	3.2	0.0	-	-	-	-
		Max	5.8	2.4	-	-	-	-
Cuenca de Yucatán (Zmax = 200m)	Secretaría de Marina, 1980	Min	3.2	0.1	-	0.1	0.05	<1.0
		Max	5.1	0.4	-	25	0.35	13
Canal de Yucatán	Merrell et al., 1978	Min	2.8	0.0	2	-	-	-
		Max	5.2	2.1	28	-	-	-
Canal de Yucatán	Berberian et al., 1978	Min	2-3	<0.5	<5	<5	-	-
		Max	5-6	2.5-3	35-40	40-45	-	-
Plataforma de Yucatán (Zmax=20m)	Flores y Villa, 1986	Min	4.3	0.01	-	0.0	-	-
		Max	5.3	0.49	-	4.2	-	-
Plataforma de Yucatán	López, (en prensa)	Min	-	0.1	-	<1	0.05	-
		Max	-	2.4	-	23	1.0	-
Plataforma de Yucatán (Zmax=25m)	Aguilera y López, 1987	Min	-	0.1	-	0.0	0.05	0.0
		Max	-	0.82	-	0.45	0.40	1.3
Plataforma de Yucatán	Furnas y Smayda, 1987	Min	-	0.1	1.0	0.0	-	-
		Max	-	0.4	3-4	10	-	-
Golfo de México	Morrison et al., 1983	Min	2.4	0.1	<1	0.0	-	-
		Max	5.4	2.8	28	35.4	-	-
Golfo de México	El Sayed et al., 1972	Min	2.4	0.05	<1	0.0	-	-
		Max	5.0	2.2	29	33	-	-

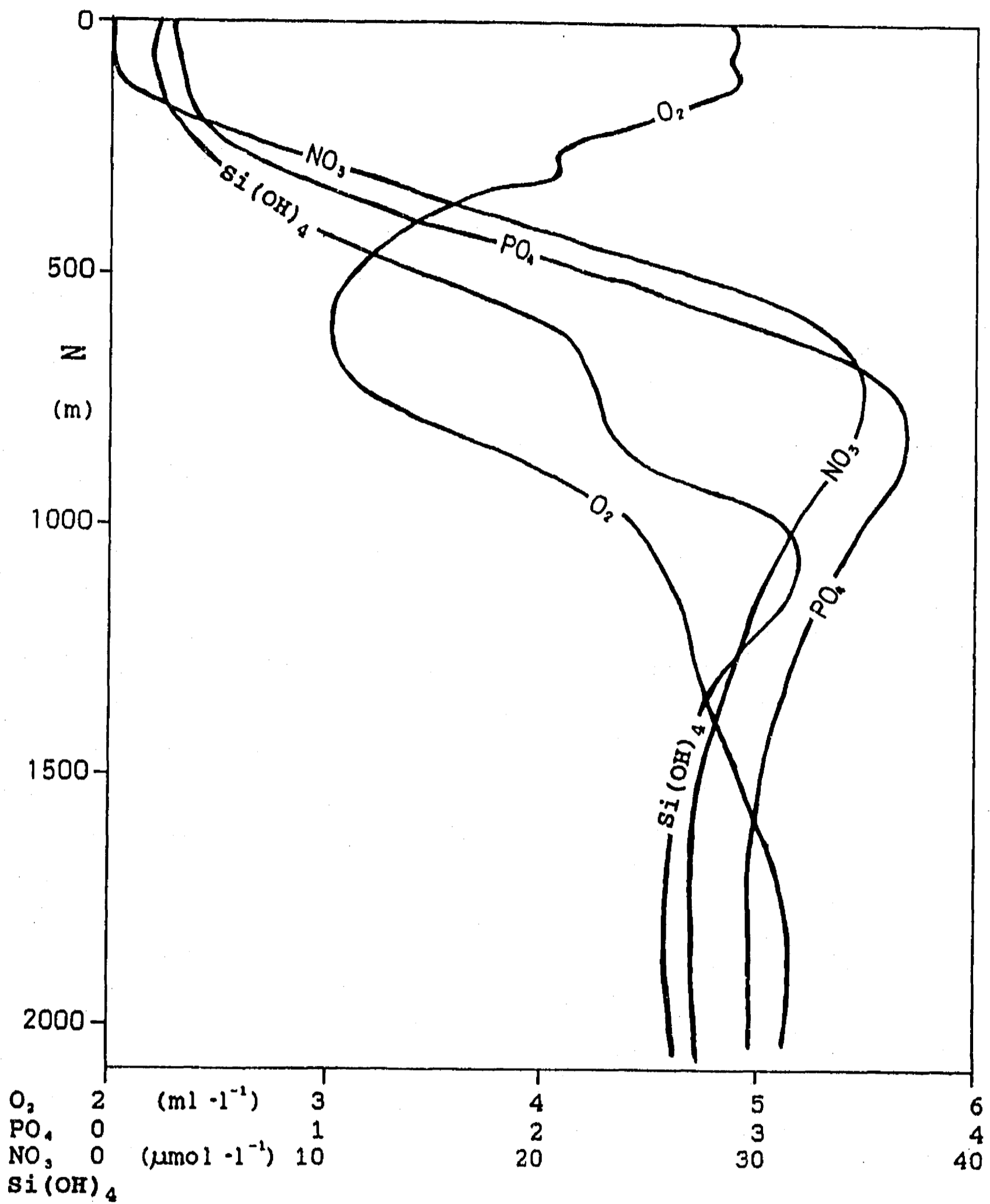


Figura 2.3 Perfiles esquemáticos de nutrientes y oxígeno disuelto considerados representativos para las aguas del Mar Caribe. (Construidos a partir de Atwood (1976) y Morrison y Nowlin (1982)).

En el caso del silicato, el máximo absoluto aparentemente se ubica en el Caribe por debajo del ASAI (contrariamente a lo que sucede en el Atlántico Tropical). Según Richards (1958) esto se debe a la acumulación de silicatos por disolución de silicio y al aporte de los ríos a estas aguas que además tienen un elevado tiempo de residencia. Esta situación parece corroborarse por la clara presencia de este máximo de silicatos por debajo del ASAI en el Golfo de México, donde Morrison et al. (1983) lo utilizan para identificar la mezcla de APAN con APC.

#### 2.4. Antecedentes sobre el afloramiento

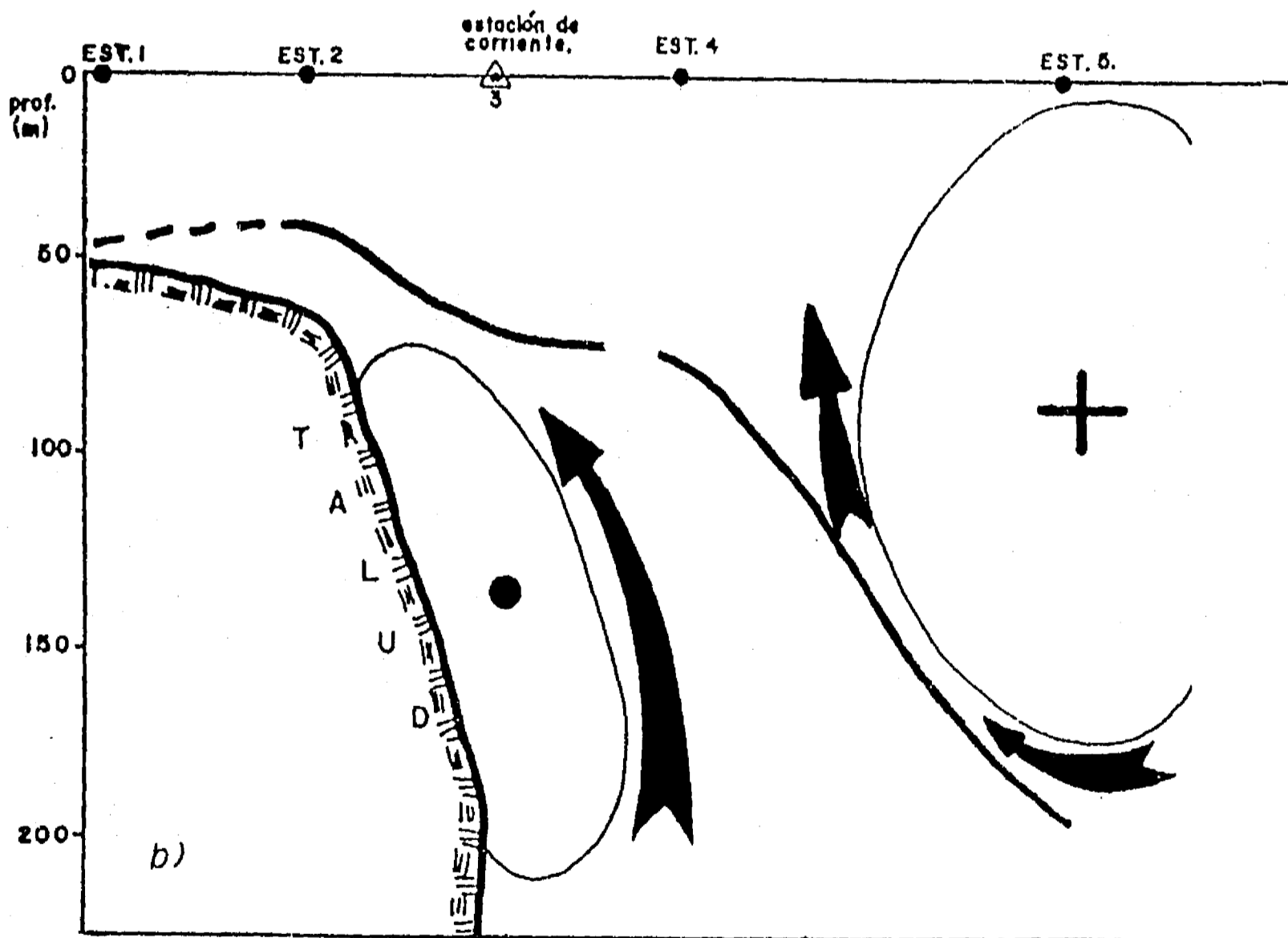
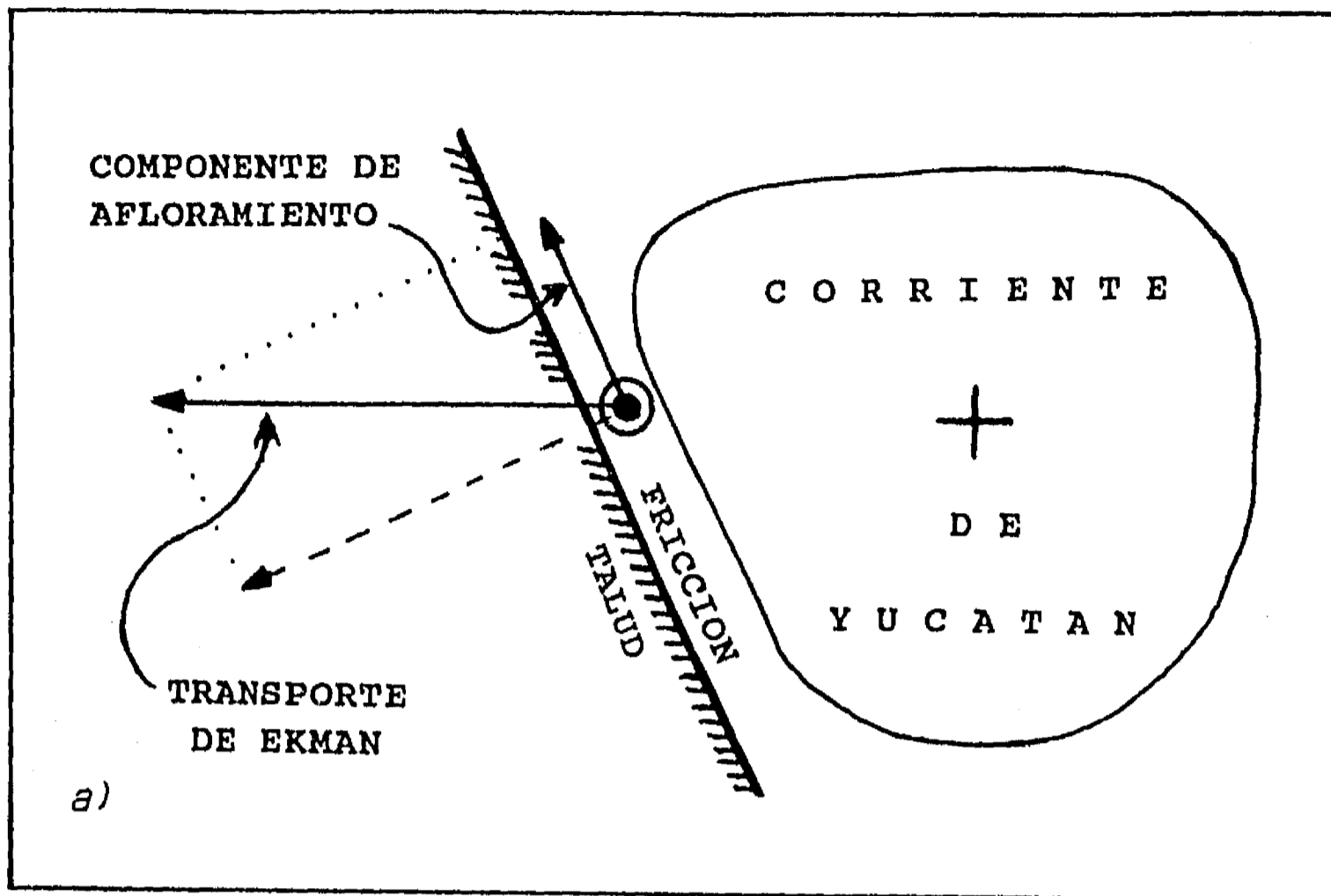
La existencia de un proceso de afloramiento o surgencia en la parte noroccidental de la Plataforma de Yucatán fué identificada en la década de los sesentas por los investigadores norteamericanos de la Texas A & M University (v.g. Cochrane 1966, 1968, 1969, Ruiz 1971) y durante las investigaciones conjuntas cubano-soviéticas en el Mediterráneo Americano (Belousov et al. 1966, Bogdanov et al. 1968, Bessonov et al. 1971).

Cochrane, 1968, 1969) y Ruiz (1971) estudiaron la zona analizando los datos de temperatura de trece cruceros realizados en las distintas épocas del año y con la intención de obtener información espacial casi-sinóptica. Estos autores encontraron la existencia de bajas temperaturas en la superficie del mar solamente explicables por un proceso de elevación de agua profunda. La principal conclusión de estos investigadores es que el afloramiento tiene un carácter estacional (Cochrane 1969), presentándose con máxima intensidad durante la primavera.

Ruiz (1979) describió una zona de temperatura superficial mínima frente a Cabo Catoche, de la que salían dos bandas de baja temperatura: una paralela a la costa norte de Yucatán, y otra siguiendo aproximadamente el borde de la plataforma continental. Verticalmente, estos autores identificaron sobre la plataforma de Yucatán la presencia de dos capas de agua separadas por un fuerte gradiente térmico. Debido al aumento de la temperatura de la capa fría del fondo hacia el oeste, Cochrane (1966) propuso que esta agua accedía a la plataforma por el margen oriental de la misma, y que su ascenso estaba relacionado con la Corriente de Yucatán.

Posteriormente, Cochrane (1968, 1969) postuló para Yucatán un mecanismo de afloramiento basado en la fricción de la Corriente con el talud continental, el cual se ilustra esquemáticamente en la figura 2.4a. Según esta hipótesis, la fricción produciría un transporte de Ekman perpendicular al talud con dirección oeste que,





**Figura 2.4** Diagramas esquemáticos de los mecanismos de afloramiento propuestos para Yucatán: a) mecanismo en base a la fricción postulado por Cochrane (1968, 1969), y b) mecanismo de acción conjunta de la corriente y la contracorriente postulado por García (1990). El + indica corriente hacia el norte, y el • hacia el sur.

## 2. Area de estudio

---

debido a la elevación del fondo en esta misma dirección, conduciría a un ascenso de aguas profundas hacia la plataforma. Este mecanismo implicaría que el afloramiento solamente se presentara cuando la exista contacto entre la corriente y el fondo (sobre el talud o la plataforma), y que la intensidad de afloramiento dependerá de la velocidad de la corriente. En este sentido, el mecanismo es consistente con que el afloramiento presente una variación estacional, dado que la corriente misma sigue un ciclo estacional, tanto en su posición como en su intensidad (Cochrane 1963, Secretaría de Marina 1974).

De manera complementaria, Ruiz (1979) plantea que, una vez sobre la plataforma, la capa de agua aflorada podría dar lugar a la banda costera de baja temperatura superficial mediante el mecanismo clásico de afloramiento por viento del modelo "Ekman-Sverdrup" (Smith 1968). Según este planteamiento, el ascenso del sustrato frío hasta la superficie junto a la costa norte de Yucatán observado por Ruiz (1979) sería causado por la divergencia superficial inducida por los vientos Alisios que soplan con dirección paralela a dicha costa durante la primavera y el verano.

Las investigaciones cubano-soviéticas estudiaron el afloramiento de Yucatán con un enfoque distinto. En lugar de dirigir sus esfuerzos a conocer la distribución espacial de la temperatura mediante muestreos casi-sinópticos, realizaron series de tiempo (de aproximadamente 10 a 20 días) en una o varias estaciones ubicadas cerca del talud oriental de la Plataforma de Yucatán (Bulanienkov y García 1973). En estas estaciones registraron la temperatura y la corriente a distintas profundidades. A partir de la elevación de las isotermas junto al cantil, estos investigadores concluyeron, al igual que Cochrane (1966), que las aguas profundas que acceden a la plataforma deben ascender por el talud oriental.

Bulanienkov y García (1973) también observaron la presencia a lo largo del año de una contracorriente que fluye junto al talud continental hacia el sur - sureste por debajo de la Corriente de Yucatán, como muestra la figura 2.4b. Inicialmente, estos autores no relacionaron el origen del afloramiento con la contracorriente, sino con las variaciones del campo barométrico, intentando establecer correlaciones entre los coeficientes de descomposición de la presión, y las corrientes y parámetros térmicos estudiados durante sus series de tiempo. En un análisis posterior de la misma información, García (1990) concluyó que la mejor correlación se da con el componente  $A_{20}$ , que es representativo del transporte atmosférico en dirección sur-norte en la parte este del Golfo de México (v.g. en dirección casi paralela a la Corriente de Yucatán).

Adicionalmente, García (1990) postuló un mecanismo de afloramiento en el cual la contracorriente juega un papel importante (figura 2.4b). De acuerdo a su hipótesis, el afloramiento se presenta cuando la Corriente de Yucatán se separa del talud continental, lo cual permite la entrada hacia la plataforma de las aguas profundas que se elevan a la izquierda de la corriente debido al balance geostrofico. Por la misma razón, la contracorriente induciría el ascenso de agua a su derecha, contribuyendo al afloramiento, como se esquematiza en la figura 2.4b.

Si bien la idea de relacionar la contracorriente con el afloramiento resulta interesante, esta hipótesis en principio sería contradictoria con la naturaleza estacional del afloramiento, dado que Bulanienkov y García (1973) concluyeron que la contracorriente es permanente. Al mismo tiempo, este planteamiento es excluyente con la hipótesis de Cochrane (1968, 1969), donde se requiere de contacto entre la Corriente de Yucatán y el fondo para que haya afloramiento.

Dado que no es posible que ambas hipótesis sean válidas al mismo tiempo, y por la naturaleza de este trabajo es conveniente contar con una hipótesis física para la interpretación de las distribuciones hidroquímicas, se optó en principio por la propuesta de Cochrane (1968, 1969). Además de no estar en contradicción con la estacionalidad del afloramiento, esta hipótesis tiene la ventaja de que es aplicable también sobre la plataforma, donde Cochrane (1969) y Ruiz (1979) postulan que el desplazamiento del agua aflorada responde igualmente a la fricción con el fondo.

Por otro lado, el enfoque utilizado en las investigaciones cubano-soviéticas puede dificultar el planteamiento de una hipótesis de afloramiento sencilla y coherente. Si bien la realización de series de tiempo en un mismo punto les permite identificar una alta variabilidad en el proceso de afloramiento, la interpretación de dichas variaciones resulta muy difícil sin una comprensión previa de la estructura espacial del mismo. Así, las variaciones observadas en la corriente en un punto dado pueden deberse tanto a un cambio general de las mismas como al desplazamiento espacial del patrón dinámico sobre el punto de observación.

Las investigaciones de estos dos grupos de trabajo se suspendieron a partir de la década de los setentas, presumiblemente a consecuencia de los cambios en la legislación marítima internacional y de los reclamos de México sobre sus aguas, y en particular sobre la Zona Económica Exclusiva. A partir de entonces las investigaciones de la zona han sido escasas, y solamente se reportan evidencias indirectas del afloramiento (De la Lanza *et al.*

1976), sin entrar en más detalles sobre el proceso y su variabilidad. En los trabajos de López-Veneroni et al. (1986) y Ramos-Durón (1990) se discute la información hidrológica registrada en la zona durante una campaña reciente, pero la realización del muestreo con técnicas tradicionales dificulta la identificación de las características del afloramiento. Ruiz y Merino (1989) describen de manera preliminar la existencia de un ciclo anual de afloramiento en que la máxima intensidad se presenta en primavera-verano, y la mínima en otoño-invierno. Furnas y Smayda (1987) reportaron nuevamente la existencia de un sustrato frío e identifican elevadas concentraciones de sales nutrientes sobre el Banco de Campeche, y plantean que estas aguas se encuentran "atrapadas" dentro de la plataforma, sin identificar plenamente su origen.

### 2.5. Indicaciones de fertilización

Diversos autores afirman que en el área de estudio, particularmente sobre la plataforma, existen niveles de productividad que contrastan con los del Caribe, que se considera como uno de los mares más oligotróficos (El-Sayed et al. 1972) debido a la existencia de una termoclina permanente. Bogdanov et al. (1968), en su evaluación productiva global de la región identifica la parte oriental del Banco de Campeche como una zona de alta productividad debido al afloramiento. Flores y Villa (1986), y Flores (1988) afirman que existe en el área una elevada productividad primaria, si bien sus incubaciones en botellas claras y oscuras no permiten confirmarlo. Torres (1986), y Aguilera y López (1987) llegan a conclusiones similares en sus estudios de variación nictimeral de nutrientes y fitoplancton en dos estaciones cercanas a Cabo Catoche.

En estudios taxonómicos de fitoplancton (Balech 1971, Luna 1981, Delgado 1985) y de plancton en general (Cruz 1971) se ha observado que las especies de la plataforma son distintas a las que normalmente se encuentran en el Caribe, y que se trata de organismos característicos de zonas productivas o de afloramiento, respaldando la existencia de un efecto fertilizador de la surgencia en la plataforma. Similarmente, Lizárraga et al. (1986) encontraron diferencias significativas de las poblaciones bacterianas de la zona con respecto a las del Caribe y el Golfo de México.

Otra evidencia de que el afloramiento podría inducir una fertilización significativa es la existencia de importantes pesquerías de especies que prácticamente no se pescan en la costa oriental de la península, bañada por el Caribe. En las cercanías de la Isla Contoy, se explotan con éxito poblaciones de camarón blanco

(Arreguín-Sánchez 1981a) y camarón de roca (Arreguín-Sánchez 1981b). Sobre la costa norte de la península, se extraen también cantidades importantes de diversas especies de escama (Quiroga 1983); tanto por embarcaciones nacionales como por cubanas, y anteriormente por embarcaciones de otros países. Finalmente, Lozano (comunicación personal) ha postulado que existen en el área numerosas pesquerías potenciales, las cuales se encuentran aun sin explotar debido a las dificultades operativas de su captura.

Sin embargo, con la excepción de Tapanes (1970) y González (1973), que lograron obtener algunas correlaciones entre la estructura térmica y los resultados de las capturas pesqueras comerciales cubanas, la mayoría de estos autores no intentaron relacionar sus observaciones con los procesos de afloramiento, debido probablemente a la ausencia de un conocimiento básico del fenómeno.

### 3. METODOLOGIA

#### 3.1. Estrategias de muestreo

Ante la escasa información hidrológica sobre el área, y la necesidad de describir espacialmente el afloramiento, la estrategia principal de observación consistió en la realización de mediciones hidrológicas básicas sobre una red de estaciones de alta densidad, y desarrolladas en el menor tiempo posible con la intención de obtener información casi sinóptica. Los parámetros estudiados durante las campañas incluyeron: profundidad, temperatura, salinidad, densidad, oxígeno disuelto, nitratos, nitritos, amonio, fosfatos, silicatos, clorofila a y feopigmento a.

Para definir la estrategia de observación del afloramiento en el tiempo, se partió de la conclusión de Cochrane (1969) de que el afloramiento presenta un claro ciclo anual, para asumir que las variaciones interanuales serían significativamente menores que los cambios estacionales. Este supuesto fue necesario ante la imposibilidad operativa de muestrear el área en más de dos ocasiones en un mismo año. Así, la disponibilidad de tiempo de buque y de presupuesto permitió realizar campañas distribuidas a lo largo del año, pero en distintos años entre 1983 y 1989. Los cruceros se realizaron mediante el Buque Oceanográfico "Justo Sierra" de la UNAM, en las fechas establecidas en la siguiente tabla:

**Tabla 3.1** Campañas Oceanográficas realizadas en el área de estudio durante las distintas épocas del año.

EPOCA	CAMPAÑA	DURACION
Otoño	PROIBE-1 (P1)	1-15 octubre de 1983
Verano	PROIBE-2 (P2)	8-13 julio de 1984
Primavera	PROIBE-3 (P3)	13-23 abril de 1985
Otoño	PROIBE-4 (P4)	3-16 octubre de 1985
Invierno	PROIBE-5 (P5)	13-28 enero de 1986
Primavera	SURCAY-1 (S1)	29 abril-21 mayo de 1989

La información preliminar de cada campaña fué de utilidad para afinar la estrategia de observación de las siguientes, principalmente en cuanto a la red de estaciones muestreada. La separación temporal de las campañas permitió a su vez concentrar el esfuerzo para lograr una mayor intensidad espacial del muestreo en los ejes horizontal y vertical durante cada una de las campañas.

#### **3.1.1. Redes de estaciones**

El PROIBE-1 (P1) fué una campaña multidisciplinaria de tipo prospectivo de la zona del Caribe Mexicano, por lo que la red de estaciones (figura 3.1, cruces) abarcó sólo parcialmente el área de estudio y la zona de la surgencia. Sin embargo, lo observado en esta campaña permitió planear una red de estaciones más adecuada para el estudio de los afloramiento durante el PROIBE-2 (figura 3.1, puntos numerados), la cual incluyó la zona de Cabo Catoche y el borde oriental de la Plataforma de Yucatán, donde de acuerdo a los antecedentes se presenta la mayor actividad de afloramiento. A partir de esta campaña se intentó realizar un muestreo sistemático en la horizontal, estableciendo transectos de estaciones dirigidos en forma perpendicular a las isóbatas, en particular sobre el borde oriental de la plataforma. Las redes de estaciones son el resultado de la combinación de estas intenciones con los imponderables de la operación de los buques (problemas de posicionamiento, de mal tiempo, etc.).

A partir del PROIBE-3 (P3) se estableció ya una red de estaciones (figura 3.2) que abarcó prácticamente toda la Plataforma de Yucatán hasta el Arrecife Alacranes, y la porción occidental de la Corriente de Yucatán hasta la altura de Bahía de la Ascensión hacia el sur. Por otro lado, en virtud de los drásticos cambios hidrológicos observados en la columna de agua en las cercanías del talud oriental de la plataforma, y tomando en cuenta la hipótesis que adjudica el afloramiento a un proceso de fricción de la corriente con el fondo, las estaciones de los transectos perpendiculares al talud oriental se ubicaron con base en la profundidad, y no en coordenadas previamente determinadas. Así, con base en los cambios de pendiente observados, se ubicó una estación a los 80 m de profundidad, otra a los 100, y una más a los 200 m. El resto de las estaciones de estos transectos se ubicaron a intervalos de distancia regulares.

En los siguientes tres cruceros se intentó reproducir esta misma red de estaciones (figuras 3.3, 3.4 y 3.5) para facilitar la comparación entre campañas. La mayor disponibilidad de tiempo de buque permitió aumentar la densidad de estaciones y extender más

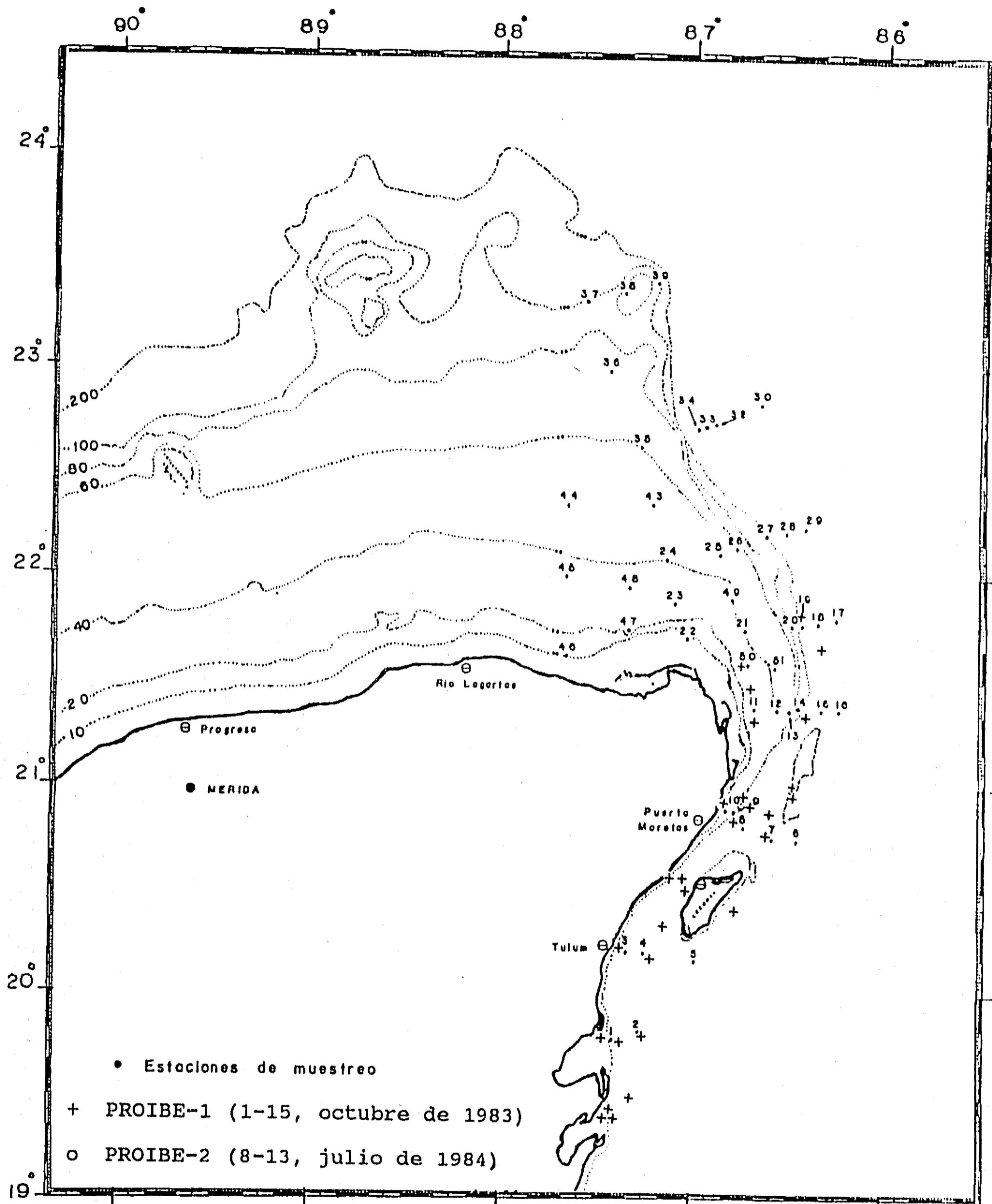


Figura 3.1 Redes de estaciones de la campañas PROIBE-1 y PROIBE-2. Las ubicación de las estaciones del PROIBE-1 se indica con cruces. Los números corresponden a las estaciones del PROIBE-2, cuya ubicación se indica con puntos gruesos. Las líneas punteadas marcan las isobatas de 10, 20, 40, 60, 80, 100 y 200 metros.



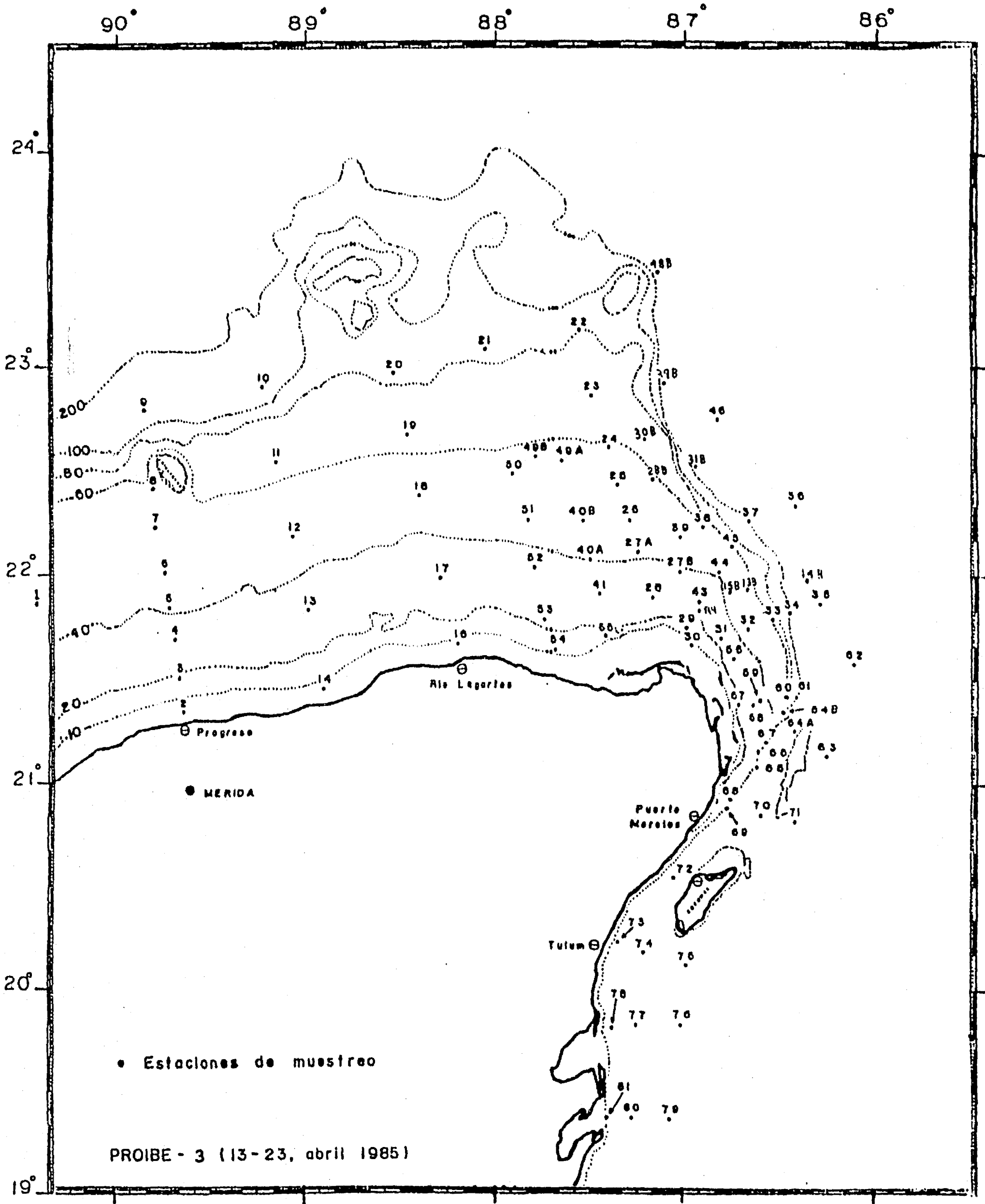


Figura 3.2 Red de estaciones de la campaña PROIBE-3. Las líneas punteadas finas marcan las isobatas de 10, 20, 40, 60, 80, 100 y 200 metros.

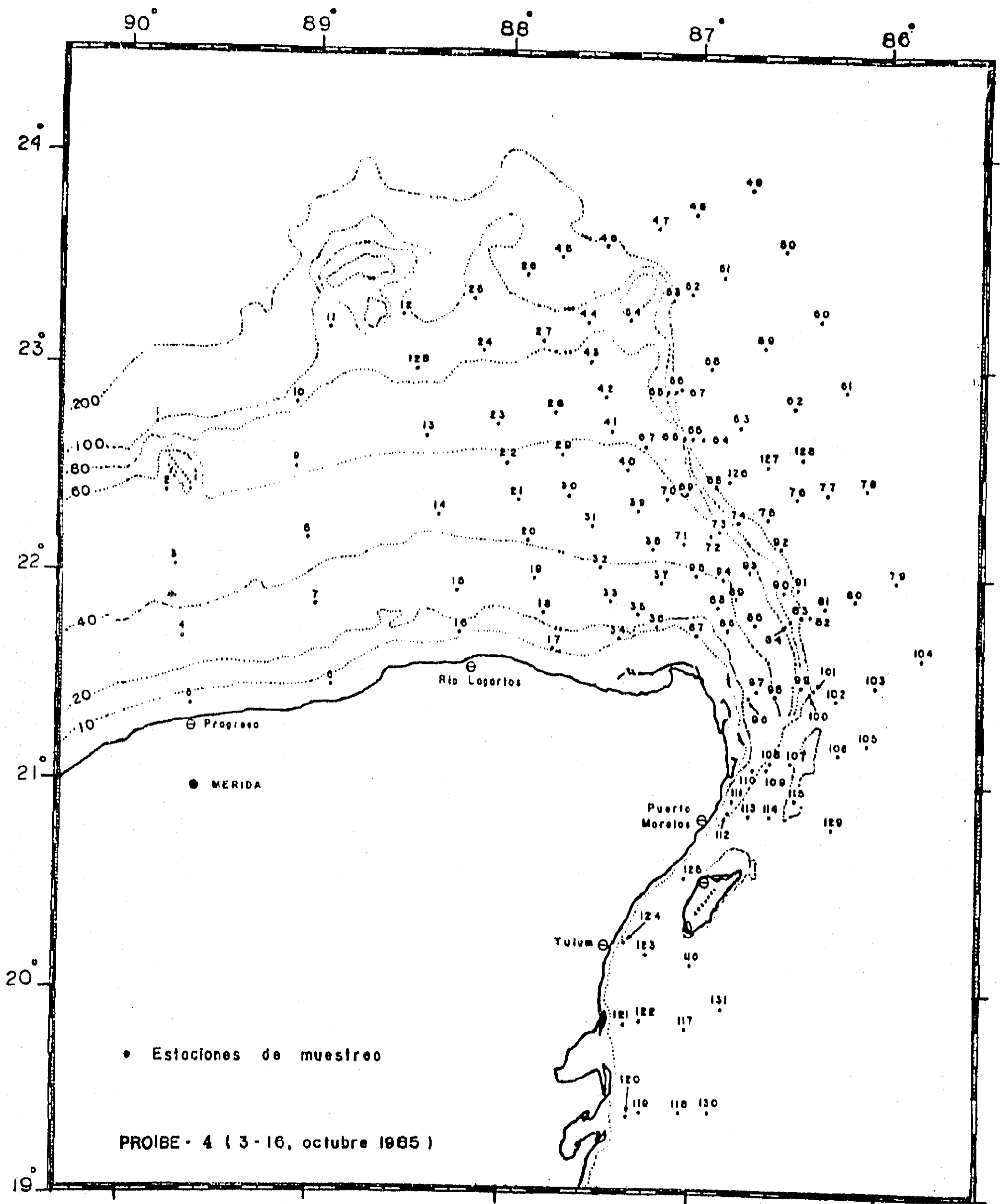


Figura 3.3 Red de estaciones de la campaña PROIBE-4. Las líneas punteadas finas marcan las isobatas de 10, 20, 40, 60, 80, 100 y 200 metros.

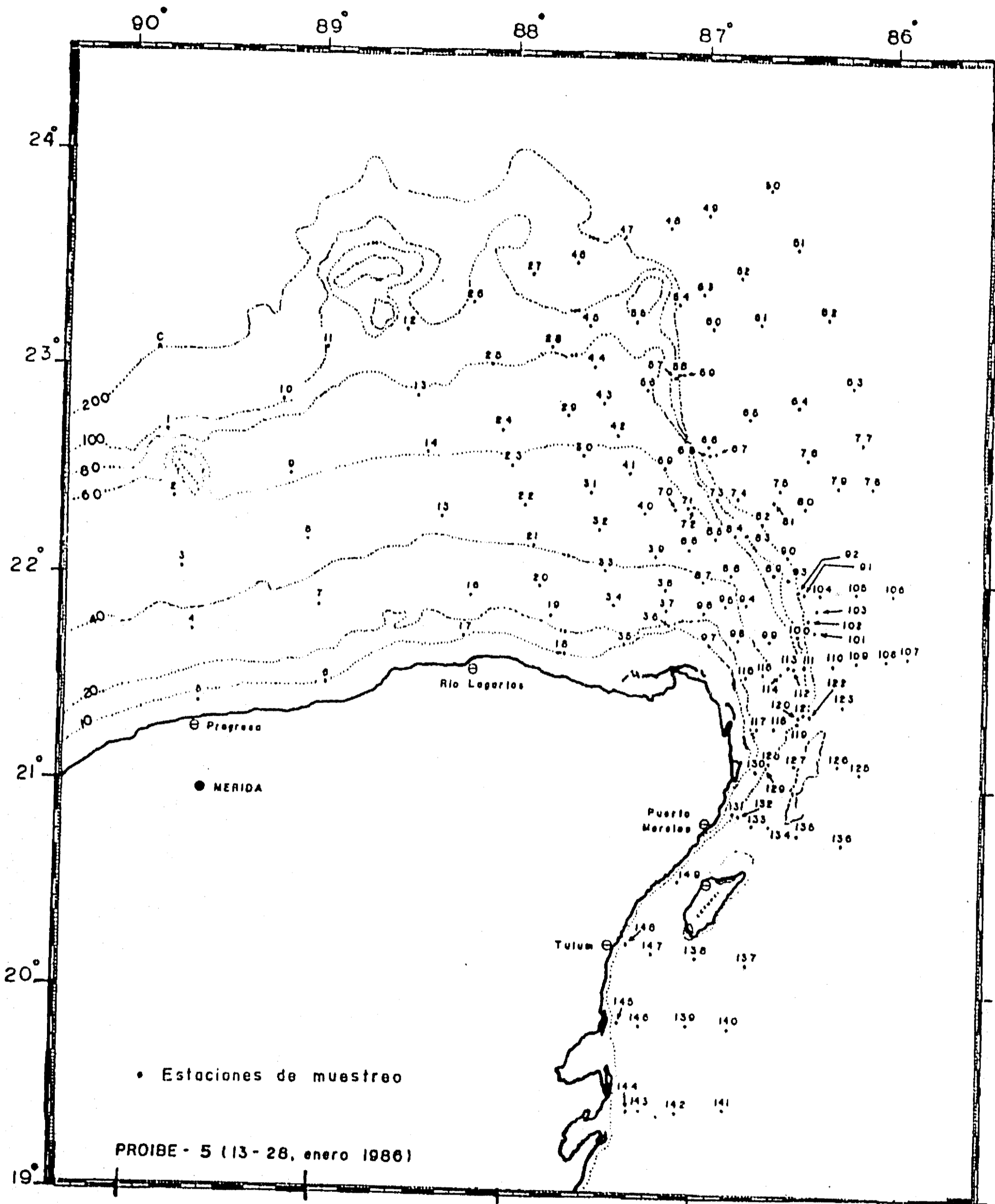


Figura 3.4 Red de estaciones de la campaña PROIBE-5. Las líneas punteadas finas marcan las isobatas de 10, 20, 40, 60, 80, 100 y 200 metros.

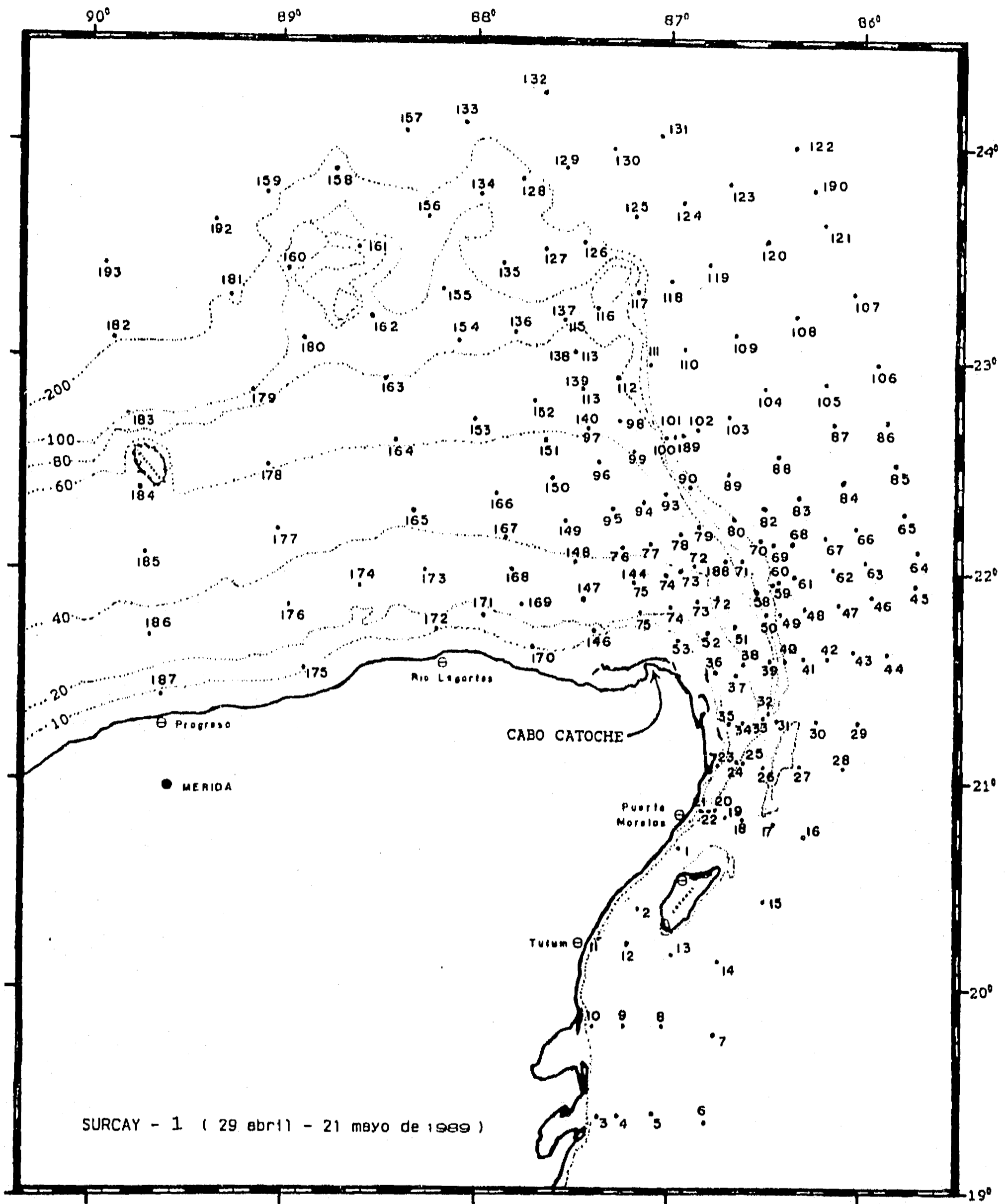


Figura 3.5 Red de estaciones de la campaña SURCAY-1. Las líneas punteadas finas marcan las isóbatas de 10, 20, 40, 60, 80, 100 y 200 metros.

### 3. Metodología

---

los transectos hacia el oriente sobre la Corriente de Yucatán. Finalmente, durante el SURCAY-1 (S1), campaña cuyo objetivo único fué el estudio del afloramiento (los PROIBE fueron siempre multidisciplinarios), se logró ampliar la red de estaciones (figura 3.5) hacia el oriente y el norte hasta encontrar un grado de estabilidad en los perfiles hidrológicos que permitiera afirmar que el muestreo había abarcado totalmente la estructura espacial del afloramiento.

#### **3.1.2. Muestreo vertical**

Dado que los gradientes verticales son los más acentuados en el mar, se intentó obtener una máxima eficiencia en el muestreo en este eje. Se realizaron perfiles continuos o casi continuos de todos los parámetros para los cuales se contó con equipos: temperatura, salinidad, densidad, oxígeno disuelto y clorofilas. Las profundidades de muestreo de agua para determinaciones químicas (principalmente nutrientes) se seleccionaron en cada estación al momento de realizarla, combinando para ello criterios establecidos previamente para dar cierta regularidad al muestreo, con la información de los perfiles obtenidos por los equipos de registro continuo en el momento. Esto permitió muestrear con mayor densidad las capas donde los perfiles hidrográficos y de clorofilas indicaban la probable existencia de fuertes gradientes de nutrientes, así como asegurar la obtención de muestras en el intervalo más amplio posible de los parámetros que requieren de calibración de los perfiles continuos (principalmente oxígeno disuelto y clorofilas).

No en todas las estaciones y niveles fué posible determinar todos los parámetros de interés, dependiendo tanto de la dificultad inherente a cada caso, como de las circunstancias del momento y la disponibilidad de insumos. En general se tomaron muestras para nutrientes en casi todas las estaciones. Para oxígeno disuelto, durante los PROIBE 3, 4 y 5 se tomaron solamente en un grupo de estaciones del inicio y del final de cada campaña para calibrar los perfiles registrados mediante el sensor del CTD. En las demás campañas se determinó oxígeno en todas las estaciones. Las clorofilas, por la necesidad de filtrar grandes volúmenes de agua y el consumo de tiempo asociado, no se determinaron en todas las estaciones. Particularmente durante el P5 solamente se determinaron en 15 estaciones.

### 3.2. Operaciones en estación oceanográfica

En cada estación se realizaron las siguientes operaciones:

- Se realizó la hidrocala mediante una sonda oceanográfica Neil Brown Mark-III (CTD) de registro continuo de profundidad, temperatura, conductividad, y oxígeno disuelto (mediante sensor polarográfico) acoplada a un sistema de muestreo Rosette equipado con 12 botellas tipo Niskin con capacidades de 1.7 y 5 l.
- Durante el descenso del arreglo, con el equipo CTD se registraron (a intervalos de entre 0.1 y 0.5 m, dependiendo de la frecuencia de muestreo, la velocidad de descenso del aparato y las condiciones de oleaje) la profundidad, la temperatura, la densidad y la salinidad, a todo lo largo de la columna de agua hasta una profundidad aproximada de 400 m. En las estaciones con menor profundidad, se bajó el equipo hasta casi tocar el fondo (aproximadamente a 1 m del fondo, dependiendo de las condiciones de oleaje y corrientes). Esta información se capturó mediante computadora en material magnético, y se graficó en el momento para utilizarla en la selección de los niveles de muestreo para las determinaciones analíticas.
- Durante el PROIBE-3 fué posible obtener también perfiles continuos de clorofila *a in vivo* (Lorenzen, 1966) utilizando un fluorómetro sumergible (marca Q-Instruments), el cual se bajó hasta el fondo con el fin de muestrear toda la columna de agua, sin pasar de los 120 m, máxima profundidad a la que se puede operar. La señal del instrumento se capturó también mediante computadora, graficándose en el momento para utilizarla en la selección de las profundidades de muestreo de agua.
- Una vez elegidas las profundidades de muestreo, durante el ascenso del arreglo CTD-rosette se dispararon las botellas Niskin para obtener muestras de agua para los análisis de oxígeno disuelto, nutrientes y pigmentos. En general se muestrearon más intensamente las capas de gradientes fuertes que las de poca variación.
- Ya recuperado el arreglo, se extrajo el agua de las botellas con las precauciones necesarias para cada una de las determinaciones. En primer lugar se tomaron las muestras para la determinación de oxígeno disuelto, en botellas con tapón esmerilado, evitándose el burbujeo. Posteriormente se tomaron muestras para el análisis de nutrientes, y finalmente se

recolectó agua para la determinación de clorofilas y ocasionalmente de salinidad.

### 3.3. Determinaciones analíticas

#### 3.3.1. Oxígeno disuelto

El contenido de oxígeno disuelto se determinó mediante el método de Winkler, siguiendo las especificaciones de Strickland y Parsons (1972), y utilizando volúmenes reducidos pero manteniendo las proporciones de los reactivos agregados. Las botellas de tapón esmerilado se mantuvieron sumergidas en agua hasta su análisis, para evitar el ingreso de aire por contracción térmica.

#### 3.3.2. Nutrientes

En el caso de nutrientes, los procedimientos analíticos utilizados se optimizaron de una campaña a otra conforme los recursos y los resultados obtenidos lo fueron permitiendo. En los dos primeros PROIBE las determinaciones se realizaron de forma manual, pero a partir del tercero se utilizó un autoanalizador, lo cual permitió aumentar considerablemente el número de muestras analizadas. Por otro lado, la utilización del autoanalizador durante las campañas oceanográficas permitió su perfeccionamiento (Rivero 1989), lográndose para la campaña SURCAY-1 la determinación de amonio además de las de nitrito, nitrato, fosfato y silicato que se realizaron en todos los cruceros.

Al momento de su recolección; las muestras se filtraron mediante una jeringa de 50 ml. de capacidad, adaptada a un porta-filtro que contenía un filtro de membrana Millipore (previamente lavado) de 0.45 micras de abertura, con el fin de evitar el paso de organismos y partículas, que podrían modificar la concentración de los nutrientes en el envase (Riley, 1975; Grasshoff, 1983). Cuando no fué posible determinarlas en el momento, las muestras filtradas se almacenaron en envases de vidrio (fosfatos, nitritos y amonio) y PVC (silicatos y nitratos) según recomienda Mee (1986), a una temperatura de entre -5 y -20 °C, dependiendo del medio de refrigeración disponible.

Las muestras de las campañas PROIBE-1 y PROIBE-2 se analizaron mediante técnicas manuales, y con algunas diferencias respecto a los procedimientos seguidos en las demás campañas. Las muestras para fosfatos se guardaron en botellas de vidrio, en la obscuridad

y a temperatura de 5 °C hasta su análisis. Para la determinación de los demás nutrientes, las muestras se colectaron en envases de polietileno, se les añadió cloruro de mercurio y se congelaron, de acuerdo a lo sugerido por Riley (1975). Para la determinación de fosfatos se siguió la técnica propuesta por Murphy y Riley (1962). El nitrito y el nitrato se analizaron siguiendo las especificaciones de Strickland y Parsons (1972), y los silicatos se determinaron de acuerdo a lo propuesto por Carlberg (1972). En todos los casos se redujeron proporcionalmente los volúmenes de muestra y reactivos por considerarse más práctico y económico. Una explicación más detallada de los procedimientos seguidos en estos casos puede encontrarse en Merino (1986b) y Merino y Otero (1991).

Las muestras de los demás cruceros fueron determinadas mediante un analizador automatizado de flujo segmentado de 5 canales construido por Rivero (1989), utilizando las técnicas analíticas adaptadas y modificadas por Mee (1986) y Rivero (1989), basadas en los métodos desarrollados por Treguer y LeCorre (1974), y Murphy y Riley (1962). La precisión obtenida con esta metodología fué de  $\pm 0.046 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$  para nitratos, de  $\pm 0.012 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$  para nitritos, y de  $\pm 0.024 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$  para fosfatos. Las características en detalle del sistema utilizado, así como las mejoras introducidas durante su uso en las campañas se detallan en Rivero (1989).

Durante el PROIBE-3, el autoanalizador no se encontraba aún en condiciones operativas, por lo que se utilizó una gota de cloroformo como conservador (Gilmartin, 1967) y las muestras se almacenaron congeladas hasta su análisis. En las demás campañas, al estar disponible el autoanalizador, todas las muestras se procesaron a bordo del buque, en períodos breves de tiempo después de realizada la ordeña.

### 3.3.3. Clorofilas

La concentración de clorofilas se determinó en todas las muestras de agua mediante fluorometría, de acuerdo con lo establecido por Yentsch y Menzel (1963) y por Holm-Hansen et al. (1965), con las modificaciones sugeridas por Holm-Hansen y Rieman (1978), y Mee (comunicación personal). Las lecturas fluorométricas se calibraron mediante el análisis en paralelo de algunas de las muestras por espectrofotometría de acuerdo a las técnicas y ecuaciones establecidas por Lorenzen (1967a). Los registros del fluorómetro sumergible se ajustaron a su vez con las determinaciones fluorométricas ya calibradas para cada uno los niveles muestreados.



Las muestras para el análisis de clorofilas, se tomaron de acuerdo con el método descrito por Holm-Hansen *et al.* (1965). Se filtraron de 0.5 a 1.0 litros de agua, utilizando para ello un filtro Whatman de fibra de vidrio (GF/C) con una abertura de 0.8 a 1.2 micras. La filtración se realizó con ayuda de una bomba de vacío, no excediendo una presión de  $1/4$  a  $1/3$  atm. (Strickland y Parsons, 1972). El filtro se colocó en un frasco de extracción y se cubrió con metanol absoluto, que tiene una mayor eficiencia de extracción que la acetona (Holm-Hansen y Riemann, 1978), almacenándose en obscuridad a una temperatura de  $-20^{\circ}\text{C}$  hasta su análisis.

Los análisis se efectuaron en la obscuridad para evitar la degradación luminosa de los pigmentos (Moret y Yentsch, 1970). Las muestras se llevaron a temperatura ambiente, el filtro se trituró y la mezcla obtenida se filtró con fibra de vidrio perfectamente comprimida, en lugar de centrifugar, según lo recomendado por Mee (comunicación personal). La fibra de vidrio se enjuagó perfectamente entre muestras para evitar la contaminación, y se cambió cada determinado 20 muestras.

El filtrado se llevó a un volumen constante para leer su fluorescencia en celdas cilíndricas de 25 ml mediante un Fluorómetro Turner modelo 10, equipado con los filtros adecuados para la determinación de clorofila *a* de acuerdo al manual del instrumento (Turner Designs, 1981). A partir de estas lecturas se obtuvo la concentración de clorofila *a* total, es decir incluyendo a los feopigmentos *a*.

A partir del PROIBE-3 se realizaron también lecturas después de acidular para determinar la concentración de feopigmentos *a*. Para ello, se añadió a cada muestra una gota de ácido clorhídrico, cuya concentración en el extracto final era de  $3 \times 10^{-3}$  M según recomiendan Holm-Hansen y Riemann (1978). Después de tres minutos se leyó nuevamente la fluorescencia de la muestra (Lorenzen, 1967a; Moret y Yentsch, 1970; Holm-Hansen y Riemann, 1978).

#### 3.4. Calibración de lecturas e instrumentos

Para verificar la calibración de los sensores de temperatura y conductividad del CTD, o en caso de ser necesario corregirla, en cada campaña se realizó al menos una estación de calibración. En ella se hizo descender el arreglo CTD-Rosette (equipado con termómetros reversibles) a una profundidad cercana a 1000 m para obtener lecturas de mayor estabilidad vertical y en un intervalo amplio. En general no se encontraron desviaciones significativas. Cuando fué necesario (principalmente en el SURCAY), se corrigió la

lectura de presión-profundidad restando el valor obtenido en superficie (a presión atmosférica) en cada estación según lo propuesto por Alatorre (comunicación personal).

El sensor de oxígeno y los fluorómetros no dan lecturas directas, y requieren de calibración contra determinaciones analíticas. La descripción de los procedimientos de calibración para estos dos casos se presentan, por su amplitud, en el Anexo 1.

### **3.5. Otras observaciones**

Durante las campañas oceanográficas mencionadas también se llevaron a cabo otras observaciones de utilidad para el estudio de los procesos de afloramiento.

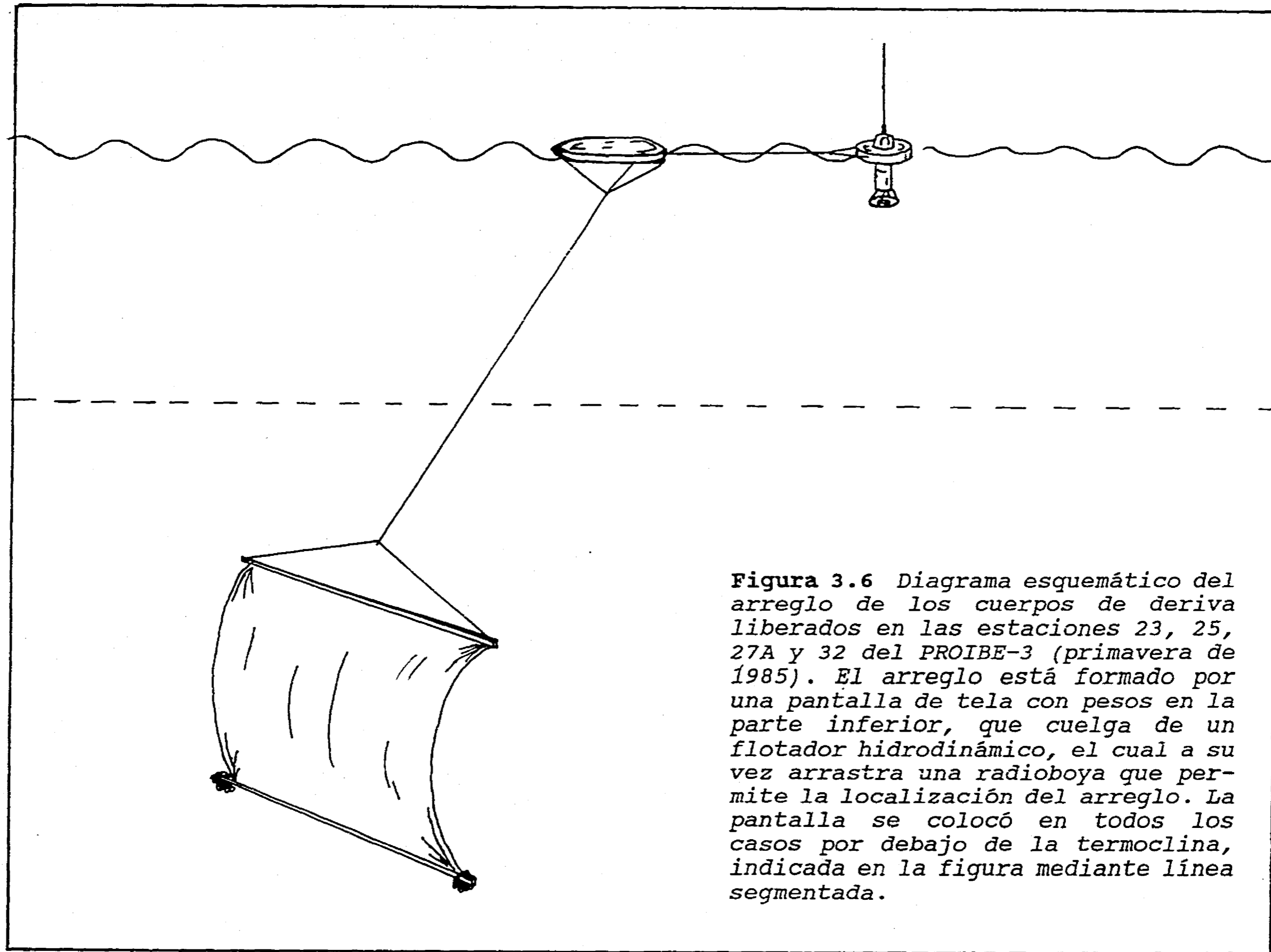
#### **3.5.1. Corrientes**

Se realizaron algunos intentos por obtener información de la circulación en el área. Durante la campaña PROIBE-1 se liberaron tarjetas de deriva a lo largo del litoral de Quintana Roo, recuperándose después tanto a través de la devolución por correo, como por la búsqueda directa. Este experimento está descrito en detalle en Merino (1986a).

Durante la campaña PROIBE-3 se llevó a cabo otro experimento con cuerpos de deriva, esta vez con la intención de estudiar el movimiento de las aguas cercanas al fondo en la zona de afloramiento. Para ello se armaron cuerpos de deriva con pantallas de tela de aproximadamente 3 m de lado, unidas por un cabo a un flotador de baja resistencia hidrodinámica y una radioboya, según se ilustra en la figura 3.6. Se liberaron cuatro arreglos de este tipo en las estaciones 23, 25, 27A y 32. En cada caso se ajustó la longitud del cabo para que la pantalla se ubicara por debajo de la picnoclina, y el cuerpo de deriva se desplazara junto con la capa de agua ubicada por debajo de ella. Cada uno de los arreglos derivó libremente, hasta que fué recogido nuevamente dos o tres días después cuando el buque pasó nuevamente cerca de ellos. La localización de los cuerpos de deriva se realizó mediante el radiogoniómetro de navegación del buque.

#### **3.5.2. Registros continuos horizontales**

Se realizaron registros de manera continua durante todo el tiempo que el buque operó en la zona. Mediante el sistema de



**Figura 3.6** Diagrama esquemático del arreglo de los cuerpos de deriva liberados en las estaciones 23, 25, 27A y 32 del PROIBE-3 (primavera de 1985). El arreglo está formado por una pantalla de tela con pesos en la parte inferior, que cuelga de un flotador hidrodinámico, el cual a su vez arrastra una radioboya que permite la localización del arreglo. La pantalla se colocó en todos los casos por debajo de la termoclina, indicada en la figura mediante línea segmentada.

cómputo de a bordo se capturaron a cada minuto los registros de posición y ecosondeo, así como los de un termistor, un termosalinómetro y un fluorómetro conectados a una toma de agua de mar con flujo continuo ubicada en la proa del buque a una profundidad de aproximadamente 3 m. El fluorómetro se armó con los filtros adecuados para determinar Clorofila a *in vivo*. De esta forma, se obtuvieron registros de posición, profundidad, y temperatura, salinidad y clorofila a superficiales. Estos datos se registraron durante cada una de las campañas, con excepción de algunos intervalos de tiempo en que algún problema técnico lo impidió.

### 3.5. Procesamiento de la información

La información generada por los instrumentos (sonda CTD, fluorómetro de registro continuo, ecosonda, navegadores, termosalinómetro, termistor, etc.) fué capturada mediante una computadora Minc modelo PDP-11 equipada con tarjetas de conversión de señales analógicas a digitales. Para ello se usaron programas elaborados por el M.en C. Miguel Angel Alatorre del ICMYL y el grupo de electrónica del IIMAS de la UNAM dirigido por el Ing. Arturo Haro.

Posteriormente, la información fué transferida a computadoras personales IBM compatibles para facilitar su procesamiento mediante el uso de paquetes comerciales. Se utilizaron principalmente hojas de cálculo como Lotus 1-2-3 y Quatro Pro. Para el trazado de isolíneas y superficies de valor constante se intentó utilizar el programa Surfer. Sin embargo, una serie de ensayos comparativos con figuras elaboradas a mano indicó que el programa deformaba considerablemente las distribuciones claramente indicadas por los datos. Uno de los problemas del Surfer identificados fué la tendencia a suavizar los gradientes fuertes, debido a que el programa interpola homogéneamente en las direcciones horizontal y vertical. Otra de las deficiencias del programa es su incapacidad para considerar la existencia de fronteras y el efecto de éstas sobre las distribuciones. En el caso de este trabajo, donde las observaciones se extienden sobre la plataforma y el mar abierto, el programa interpolaba en el interior del fondo marino de la plataforma y el talud continental.

Por estas razones, solo se utilizó el programa Surfer para el trazado de ejes y posicionamiento de datos. Las isolíneas y contornos de superficies se trazaron manualmente. Para ello inicialmente se interpoló linealmente entre puntos adyacentes, y después se suavizaron las curvas y se tomaron en cuenta aspectos como la continuidad de los parámetros y la presencia del fondo marino.

Para el estudio de la distribución vertical de los parámetros, se identificaron los transectos horizontales coincidentes entre los distintos cruceros para poder establecer comparaciones entre ellos. Estos transectos se muestran en la figura 3.7. Los transectos denominados "M" (por su dirección casi meridional) son aproximadamente perpendiculares a la batimetría sobre la extensa Plataforma de Yucatán. Los transectos "P" (casi coincidentes con los paralelos) son aproximadamente perpendiculares a la batimetría sobre la costa oriental de la península y al talud oriental de la Plataforma de Yucatán. En forma análoga a la nomenclatura de los paralelos y husos horarios, se denominaron transectos "O" a los que cortan la Península en Cabo Catoche, y se les número con enteros positivos hacia el oeste y el norte, y negativos hacia el este y el sur.

A pesar de la variabilidad en las dimensiones entre unos transectos y otros, se mantuvieron constantes las escalas vertical y horizontal (y por tanto la proporción entre éstas) para permitir una comparación más realista de las distintas distribuciones. Por motivos asociados al procesamiento con el programa mencionado, y para evitar repetir el considerable esfuerzo realizado en la conversión de archivos y distancias, las unidades horizontales corresponden a 500 m cada una, y no a medidas de uso más común como km o m.n.

#### 3.6. Control de la calidad de la información

Cuando se realizan determinaciones analíticas de agua de mar, es importante verificar la validez de los valores obtenidos (Mee, comunicación personal). Esto es particularmente válido en el caso de los nutrientes, donde las concentraciones son muy bajas, y pequeñas contaminaciones de las muestras pueden alterar significativamente los resultados. Además, el gran número de pasos involucrados desde el muestreo hasta el análisis aumentan los riesgos de confusión y contaminación. Similarmente, la gran cantidad de valores obtenidos (del orden de 70,000, si se consideran solamente las determinaciones analíticas, aparte los registros continuos) aumenta la probabilidad de errores en los cálculos y transferencia de la información.

Por ello, se llevó a cabo un proceso permanente de control de la calidad de los datos obtenidos. Se vigilaron especialmente los valores anormalmente altos con respecto a las determinaciones vecinas, así como aquellos ubicados fuera de los intervalos de variación conocidos en el océano (p.e. Hill, 1963). En los casos de valores sospechosos se revisaron todos los pasos del proceso

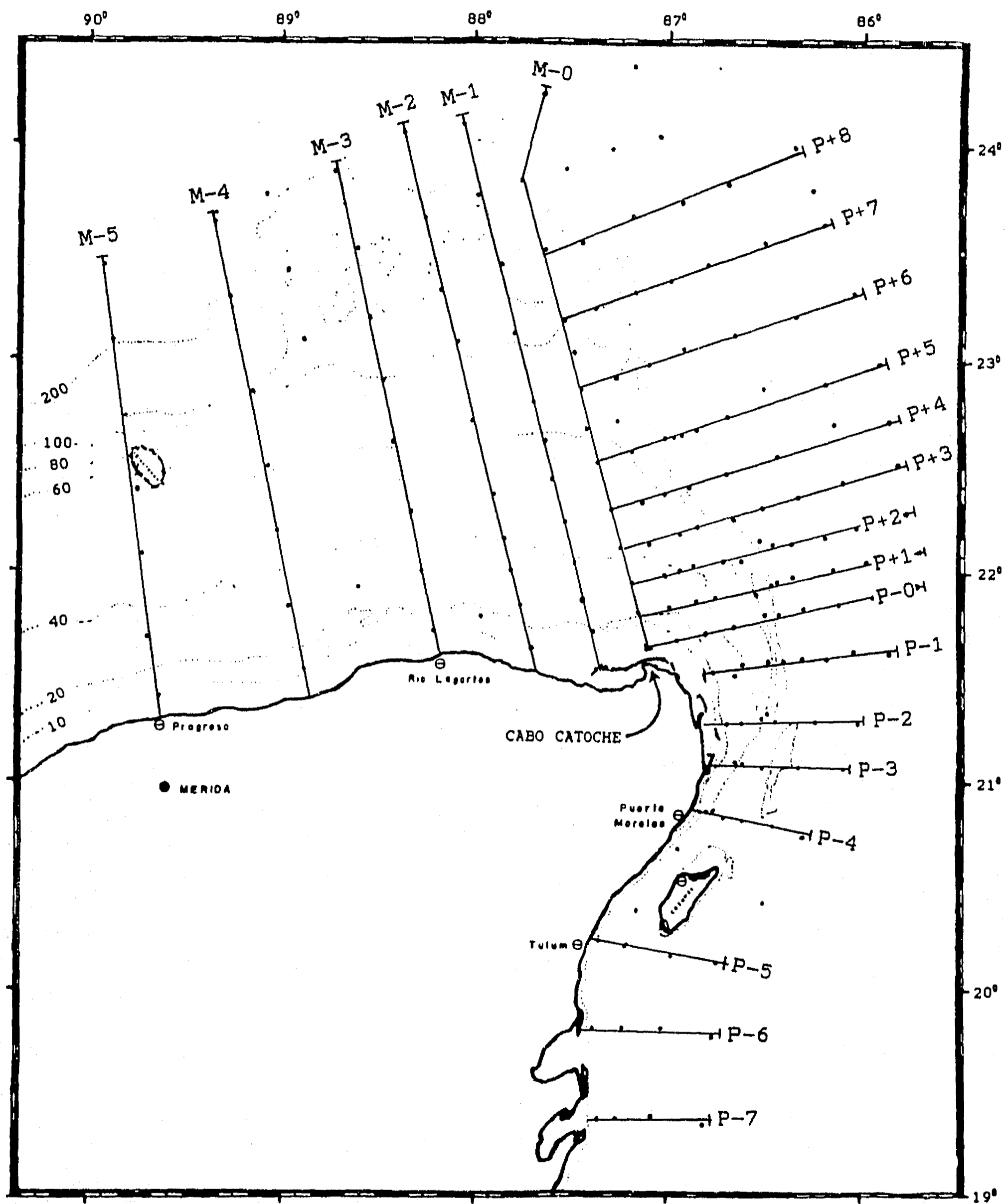


Figura 3.7 Ubicación y nomenclatura de los transectos utilizados para el trazado de las distribuciones verticales de los parámetros estudiados. Los puntos corresponden a las estaciones del SURCAY-1.

buscando posibles errores. Cuando no se encontró ningún error en el cálculo o la transferencia de información, se descartaron aquellos valores que fuesen significativamente más altos que los valores máximos registrados para el Atlántico.

En general, mediante este proceso se descartaron pocos datos (menos del 2% del total), principalmente de nutrientes. En el caso del PROIBE-3 sí se identificó un problema generalizado en los valores de fosfatos, silicatos y nitritos, debido probablemente a que las muestras permanecieron almacenadas durante 6 meses. Estos datos se descartaron totalmente. En el caso de los nitratos de esta campaña se encontró un número mayor de valores anómalos que en las otras, y se descartó aproximadamente el 5% de estos datos. Similarmente, se concluyó que las lecturas del sensor de oxígeno de esta campaña eran erróneas, por lo que no se usaron estos registros. Las posibles causas se discuten en el Anexo 1.

### 3.6.1. Estadística y validación de los datos

La información disponible para cada campaña después del proceso de control de la calidad de la información se resume en la tabla 3.2. A continuación se discute la validez de los resultados obtenidos en términos de los intervalos de variación de cada uno de los parámetros estudiados.

Los valores de temperatura oscilaron entre 5.3 y 30.0 °C y los de salinidad entre 34.90 y 38.90 ‰, intervalos consistentes con lo que se ha reportado para las aguas de la zona (Wust, 1964) y el diagrama T-S típico del Caribe (figura 2.2). En particular, los valores más elevados de salinidad, de alrededor de 36.8, son los característicos del máximo de salinidad del ASTI en la parte occidental del Caribe. Los valores de densidad ( $\sigma_t$ ), calculados a partir de los dos parámetros anteriores, oscilaron entre 22.6 y 27.6, coincidiendo también con los valores descritos para el Caribe.

El oxígeno disuelto presentó valores entre 2.5 y 8 ml $\cdot$ <sup>-1</sup>. Los valores inferiores corresponden al mínimo de oxígeno asociado al Agua Central del Atlántico Norte (ACAT) (Tabla 2.1), que en el Golfo de México presenta valores tan bajos como 2.4 ml $\cdot$ <sup>-1</sup> (El Sayed et al., 1972; Morrison et al., 1983). Por otro lado, los valores superiores sobrepasaron los máximos (de 5.0 a 5.4) encontrados por distintos autores para el Caribe (ver Tabla 2.2). Estos valores se presentaron solamente en la zona afectada por el afloramiento, y se deben al incremento inducido en la producción primaria, como se discute posteriormente.

**Tabla 3.2** Información disponible para cada una de las campañas.

PARAMETRO	P1	P2	P3	P4	P5	S1
<b>Perfiles continuos</b>						
Temperatura	X	X	X	X	X	X
Salinidad	X	X	X	X	X	X
Densidad	X	X	X	X	X	X
Oxígeno	-	X	-D	X	X	X
Clorofila a <i>in vivo</i>	-	-	X	-	-	-
<b>Determinaciones puntuales</b>						
Oxígeno	X	X	X	X	X	X
Fosfato	X	X	-D	X	X	X
Silicato	X	X	-D	X	X	X
Nitrato	X	X	X	X	X	X
Nitrito	X	X	-D	X	X	X
Amonio	-	-	-	-	-	X
Clorofila a total	X	X	X	X	X	X
Clorofila a	-	-	X	X	X	X
Feopigmentos a	-	-	X	X	X	X

Descripción de símbolos: X indica la disponibilidad de datos validados, - señala que no se realizaron determinaciones, y -D que se descartaron los datos.

Los fosfatos presentaron valores entre 0.03 y 3.98  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ . Este intervalo coincide razonablemente con lo reportado por distintos autores y resumido en la Tabla 2.2. El valor superior rebasa ligeramente el máximo valor reportado (3.8  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ ) para el Caribe, lo cual probablemente se debe a que la mayor densidad de muestreo de este estudio permitió una mejor determinación de la concentración del máximo de fosfatos.

Los silicatos oscilaron entre 0.0 y 30.6  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ , lo cual se ubica claramente dentro del intervalo de valores encontrado para el Mar Caribe y Golfo de México. En forma similar, los nitratos oscilaron entre 0.00 y 28.8  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ , valores coincidentes con lo encontrado antes en la región.



### 3. Metodología

---

Los nitritos variaron entre 0.02 y 3.04  $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ . En este caso, se encontraron valores de nitritos considerablemente superiores a los reportados hasta ahora, aunque como se aprecia en la Tabla 2.2., son muy pocos los autores que han determinado este nutriente en el área. Estos valores no se desecharon durante el proceso de control de calidad de los datos porque en general se encuentran formando máximos cercanos a la picnoclina o relacionados con el máximo de clorofilas, por lo que pueden deberse a procesos biológicos como la regeneración o la excreción por plancton en hundimiento (Margalef, comunicación personal).

El amonio se encontró en concentraciones de entre 0.0 y 17.1  $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ . En este caso, las referencias para compararlos son aún más escasas. Dado que los análisis de amonio se realizaron siempre inmediatamente después de la toma de muestras, y las precauciones para evitar la contaminación fueron máximas, (incluyendo el aislamiento total de las muestras con respecto a la atmósfera), no se descartaron estos datos. Por el contrario, la presencia de valores altos solamente en la zona de influencia del afloramiento indica que son reflejo de los procesos de regeneración.

Las concentraciones de pigmentos registradas fluorométricamente, van desde 0.01 hasta 5.9  $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ , encontrándose más del 10 % de los datos por encima de 2.0  $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ . Estos valores no discrepan significativamente de los de Luna (1981), quien reporta para el verano en la Plataforma de Yucatán un valor máximo de 1.9  $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$  sobre una red de estaciones menos cerrada que la de las campañas PROIBE. Las concentraciones de clorofila obtenidas son en general superiores a los niveles reportados en el Golfo de México, y sobretodo en el Caribe (El Sayed et al. 1972), y están en el intervalo de concentraciones registrado en otras surgencias (Estrada, 1980; Jones and Halpen 1981; Traganza et al., 1987), respaldando la hipótesis básica de que la surgencia es un factor de fertilización de la zona.

Sin embargo, se observó que las determinaciones de clorofila a y feopigmentos a presentaban un comportamiento considerablemente más ruidoso que el de la clorofila a total. Esto puede deberse a que el proceso de acidulación no se haya realizado con la suficiente precaución. Por otro lado, durante la campaña de verano (PROIBE-2) se determinó únicamente la clorofila a total. Por estas razones, para estudiar los efectos del afloramiento solamente se utilizan las determinaciones de clorofila a total, denominandola de aquí en adelante simplemente "clorofila".

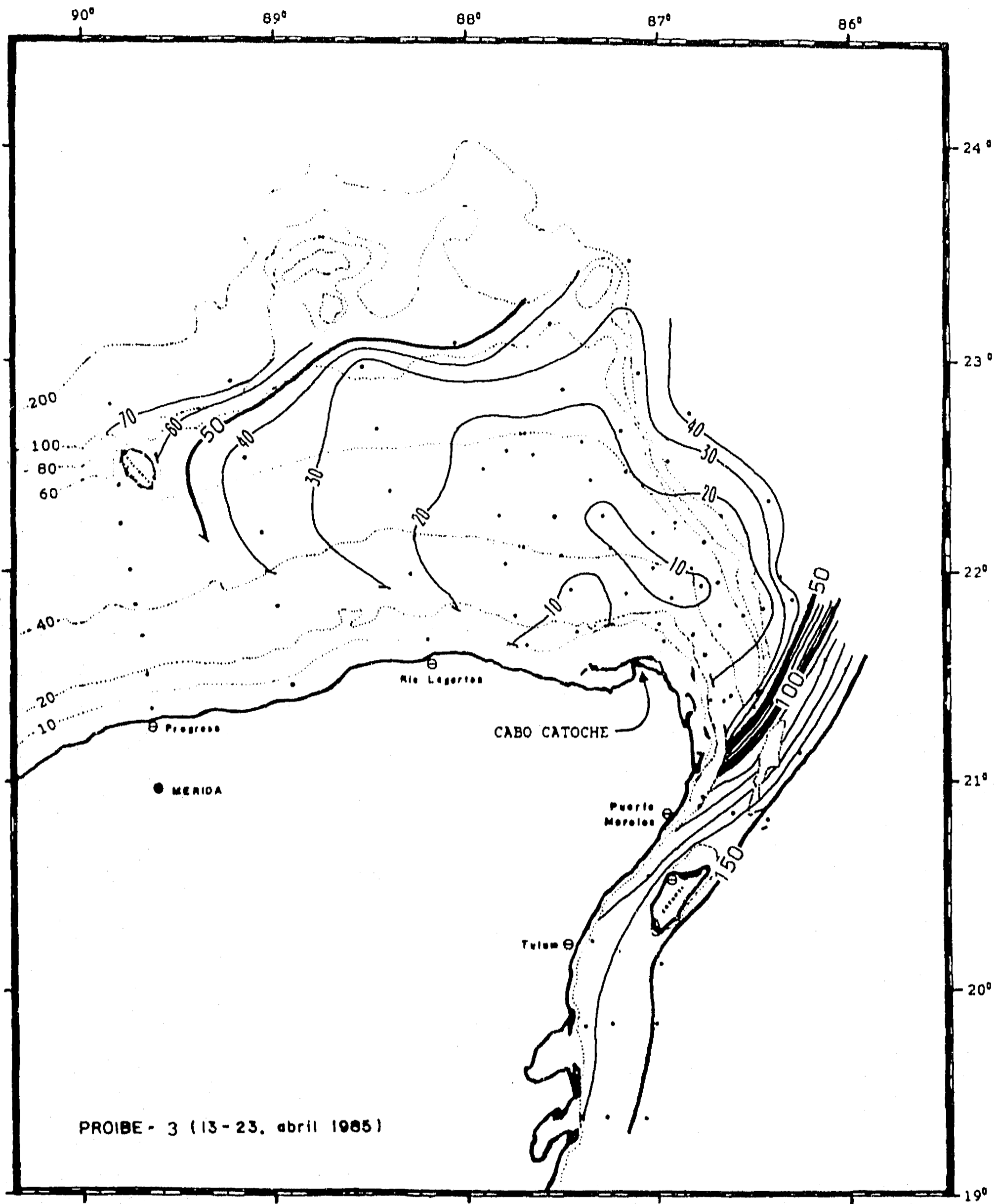
#### 4. RESULTADOS Y DISCUSION

##### 4.1. La estructura del afloramiento

El parámetro hidrológico de mayor utilidad para identificar la estructura espacial y las variaciones temporales del afloramiento de Yucatán es la temperatura. El estudio de su distribución permite además la comparación con los resultados de las investigaciones previas en la zona. Cochrane (1968) y Ruiz (1979) utilizaron principalmente las topografías de las isoterms de 20, 22.5 y 25 °C, ubicadas en la termoclina, para identificar la existencia del levantamiento de aguas profundas en la zona. En particular, la isoterma de 22.5 °C puede ser de gran utilidad, pues debido a su ubicación cercana al centro de la termoclina, puede utilizarse como el límite de la capa mezclada. Por debajo de esta temperatura las concentraciones de nutrientes (particularmente los nitratos, que se encuentran agotados en la capa superficial) aumentan rápidamente, por lo que la superficie de esta isoterma representa el límite superior de aguas con potencial fertilizador. Esta situación fue verificada para la zona de estudio mediante una revisión preliminar de la relación entre nutrientes y temperatura en las estaciones de las campañas PROIBE ubicadas en el Caribe.

En la figura 4.1 se muestra la topografía de la isoterma de 22.5 °C para la campaña PROIBE-3, ocasión en la cual se observó la máxima intensidad de afloramiento. En esta figura se pueden apreciar los rasgos más evidentes del fenómeno. En el Caribe Mexicano, al sur de Puerto Morelos, la isoterma se encuentra a profundidades de entre 130 y 160 metros, totalmente fuera de la zona fótica. En contraste, al norte de Puerto Morelos la isoterma asciende bruscamente a lo largo del borde de la plataforma continental, formando un domo que se extiende ampliamente sobre de la plataforma de Yucatán, llegando hacia el oeste hasta el arrecife Alacranes.

El domo que forma la isoterma de 22.5 °C tiene una geometría aproximadamente triangular. Uno de los lados se encuentra sobre el talud oriental de la plataforma, a lo largo del cual corre la Corriente de Yucatán. En otro de los lados la superficie isotérmica de 22.5 °C intercepta el fondo sobre la plataforma cerca de la costa norte de Yucatán, entre el arrecife Alacranes y Cabo Catoche. Junto al talud oriental la superficie asciende rápidamente, mientras que hacia el oeste y noroeste desciende más suavemente hasta alcanzar nuevamente el borde de la plataforma, donde se



**Figura 4.1** Topografía de la isoterma de 22.5 °C en primavera. Las curvas de nivel indican la profundidad de la isoterma a intervalos de 10 m, con líneas más gruesas cada 50 m. Las estaciones muestreadas se indican con puntos grandes. Las isobatas en línea punteada fina.

profundiza más rápidamente. Frente a Cabo Catoche la isoterma alcanza su máxima elevación, llegando a menos de diez metros de la superficie marina.

#### 4.1.1. La estacionalidad del afloramiento.

Cochrane (1968) y Ruiz (1979) propusieron que la intensidad del afloramiento varía de forma estacional, presentándose la máxima intensidad en primavera. La figura 4.1, arriba descrita, corresponde a esta época del año (abril, 1985), y muestra una situación similar a las observadas por Cochrane (1969) en el mes de mayo de distintos años. La distribución térmica de esta campaña (PROIBE-3), junto con los datos de nutrientes, permitió corroborar que en primavera se presenta una capa subsuperficial de agua fría y rica en nutrientes sobre gran parte de la Plataforma de Yucatán.

En la figura 4.2 se muestra la topografía de la misma isoterma durante julio de 1984 (PROIBE-2). Se puede observar que la isoterma de 22.5 °C presenta, sobre la parte oriental de la Plataforma de Yucatán, una topografía similar a la de primavera, la cual asciende desde profundidades de 150 m frente a Cozumel, hasta formar un domo que rompe la superficie del mar en dos zonas, una justo al norte de Cabo Catoche y la otra un poco más al oeste. Aunque la red de estaciones sólo cubrió la parte oriental de la plataforma, por lo que no se pudo determinar la extensión del domo hacia el oeste en esta época, la figura muestra claramente la existencia de aguas afloradas durante la campaña de verano. La presencia de aguas frías también en la parte oriental de la plataforma está indicada por los datos de López-Veneroni et al. (1986) tomados durante las mismas fechas. Esta situación es coincidente con lo observado por Ruiz (1979) en septiembre de 1969, en que encontró una estructura térmica "como de primavera", lo que respalda también la persistencia del afloramiento durante el verano.

En contraste, durante octubre de 1985 (PROIBE-4) la mayor parte de la plataforma presentó valores de temperatura superiores a los 23 °C, y poca variación térmica vertical. La superficie isotérmica de 22.5 °C (figura 4.3), se ha retirado hacia el borde noreste de la plataforma continental, y se encuentra a profundidades mayores a 40 metros, al igual que lo encontrado por Ruiz (1973) en tres cruceros de octubre y noviembre. Esta superficie isotérmica forma pequeños domos y valles suaves a lo largo del borde nororiental de la plataforma continental, sugiriendo un comportamiento meándrico de la Corriente de Yucatán en esta zona, lo cual sería coherente con el hecho de que ésta alcanza durante el otoño sus más bajas velocidades (U.S. Department of the Navy,

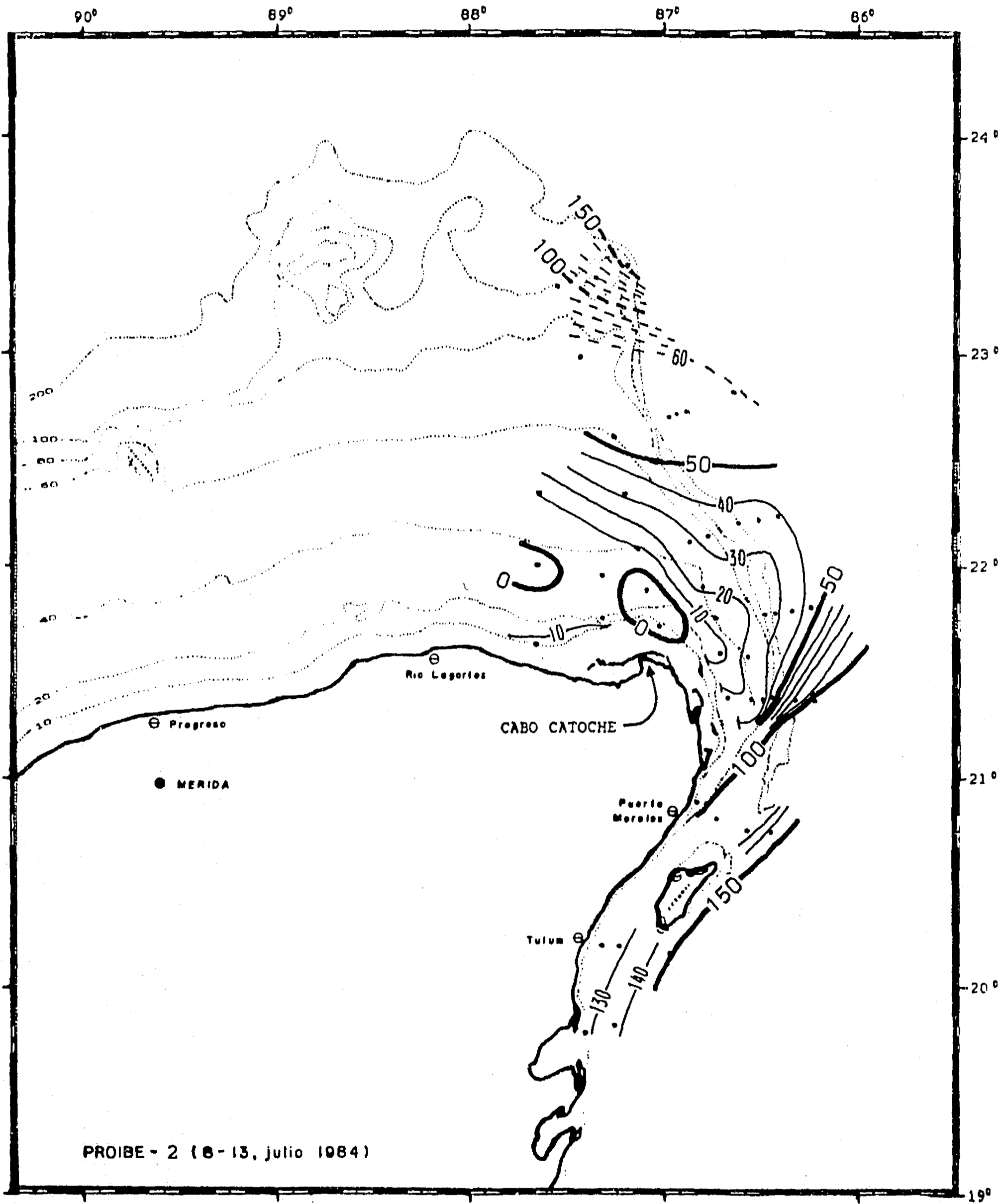


Figura 4.2 Topografía de la isoterma de 22.5 °C en verano. Las curvas de nivel indican la profundidad de la isoterma a intervalos de 10 m, con líneas más gruesas cada 50 m. Las curvas de nivel segmentadas están trazadas con muy pocos datos. Las estaciones muestreadas se indican con puntos grandes. Las isobatas en línea punteada fina.

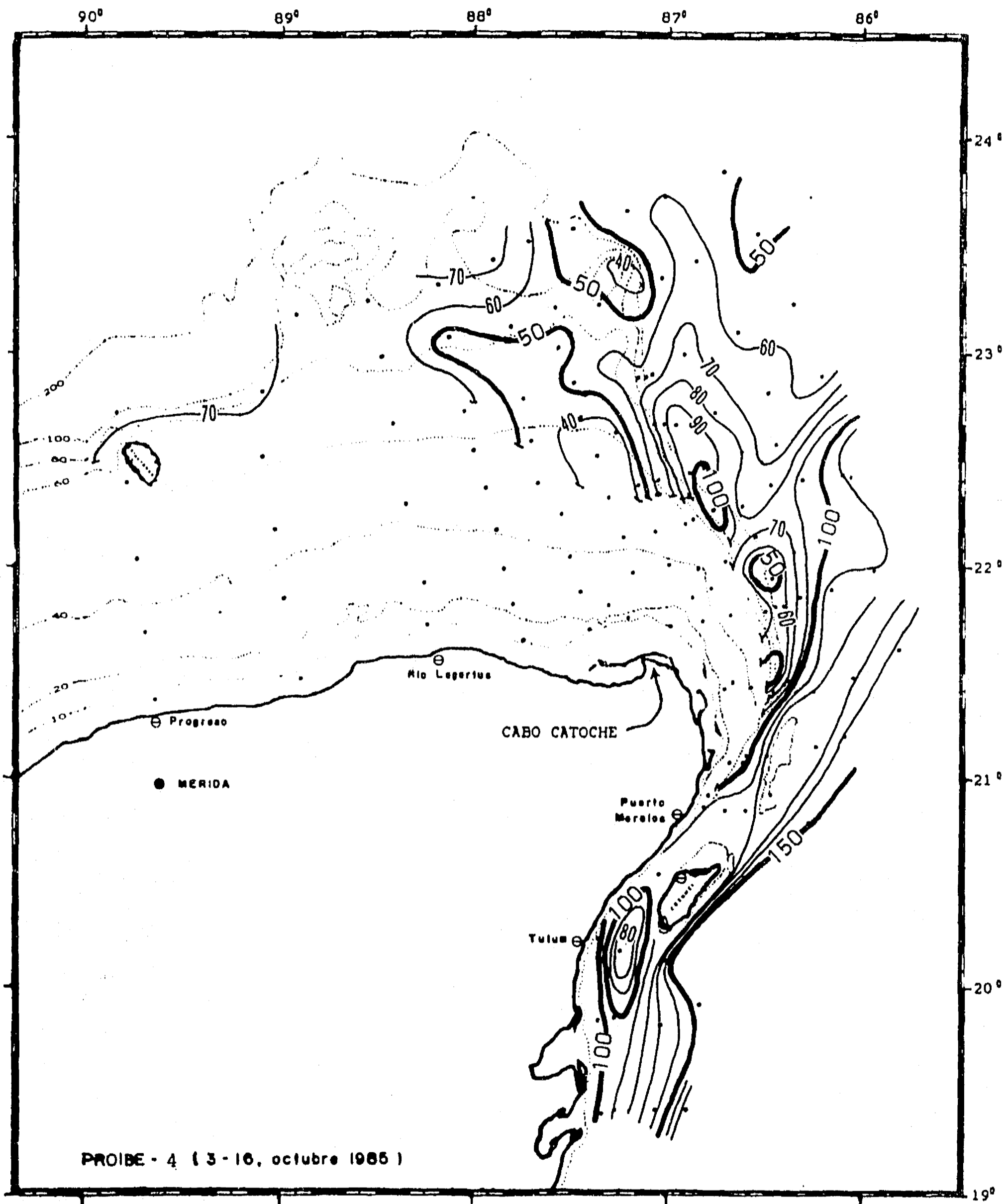


Figura 4.3 Topografía de la isoterma de 22.5 °C en otoño. Las curvas de nivel indican la profundidad de la isoterma a intervalos de 10 m, con líneas más gruesas cada 50 m. Las estaciones muestreadas se indican con puntos grandes. Las isobatas en línea punteada fina.

#### 4. Resultados: la estructura del afloramiento

1963). El agua fría y rica en nutrientes se encuentra ausente de la mayor parte de la plataforma continental en esta época; con excepción de la parte noreste, donde sí está presente este tipo de agua, pero a profundidades mayores que en las épocas anteriores.

En el invierno de 1986, durante el PROIBE-5, la isoterma de 22.5 °C (figura 4.4) se había retirado totalmente de la plataforma y, al igual que lo observado por Ruiz (1979) en febrero de 1965, la isoterma intercepta el fondo ya muy cerca del talud norte de la plataforma y lejos de las zonas de afloramiento de primavera y verano frente a Cabo Catoche. Sobre la plataforma se encuentran aguas más cálidas, presumiblemente provenientes de la capa superficial mezclada que invade la zona por el Canal de Yucatán.

Sin embargo, la topografía de 22.5 °C presenta también un brusco levantamiento desde los 140 m de profundidad hasta los 40 m. Esta elevación forma una banda alargada y paralela al borde oriental de la plataforma, la cual en algunos puntos llega a estar a tan sólo 10 m de la superficie. Esta estructura sugiere una intensificación, con respecto al otoño, de los procesos de ascenso de agua fría y de elevado contenido de nutrientes, aunque dicha agua no penetra aún a la plataforma. Simultáneamente, la menor divagación de las curvas de nivel de la isoterma en esta época sugiere un aumento de la corriente de Yucatán, lo cual respalda la hipótesis de Cochrane (1968), que implica una relación estrecha entre la velocidad de la corriente y la intensidad de la surgencia.

La figura 4.5 permite visualizar simultáneamente la topografía de 22.5 °C durante las cuatro estaciones. En ella se aprecia la variación estacional de la elevación de la isoterma y de la extensión sobre la plataforma del agua ubicada por debajo de dicha superficie, indicando que el levantamiento de agua fría y rica en nutrientes sigue un ciclo anual con un máximo de afloramiento ubicado en algún momento entre la primavera y el verano, y con un mínimo entre el otoño y el invierno.

Por otro lado, las diferencias entre las cuatro campañas sugieren que el ciclo de afloramiento no es simétrico. En la figura 4.5 se observa la existencia de un brusco cambio entre el invierno y la primavera, durante en cual el agua ubicada por debajo de la capa mezclada invade casi toda la plataforma. Es decir, la entrada de aguas con temperatura inferior a los 22.5 °C es relativamente rápida. En cambio, la isoterma abandona la plataforma de manera más lenta. Este proceso, ya sea debido el calentamiento del agua aflorada sobre la plataforma, o a su substitución por aguas más cálidas, toma casi la mitad del año.

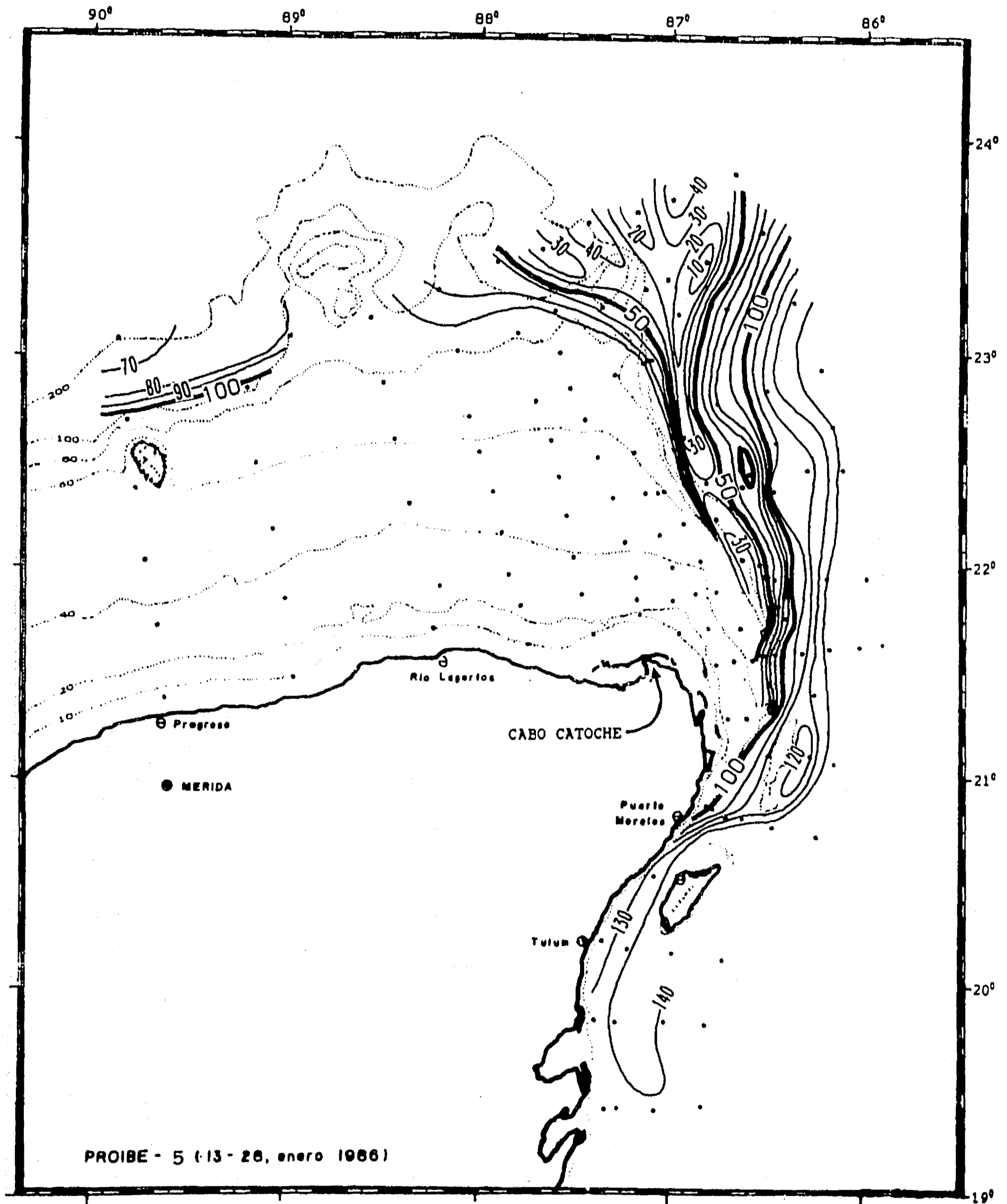


Figura 4.4 Topografía de la isoterma de 22.5 °C en invierno. Las curvas de nivel indican la profundidad de la isoterma a intervalos de 10 m, con líneas más gruesas cada 50 m. Las estaciones muestreadas se indican con puntos grandes. Las isobatas en línea punteada fina.



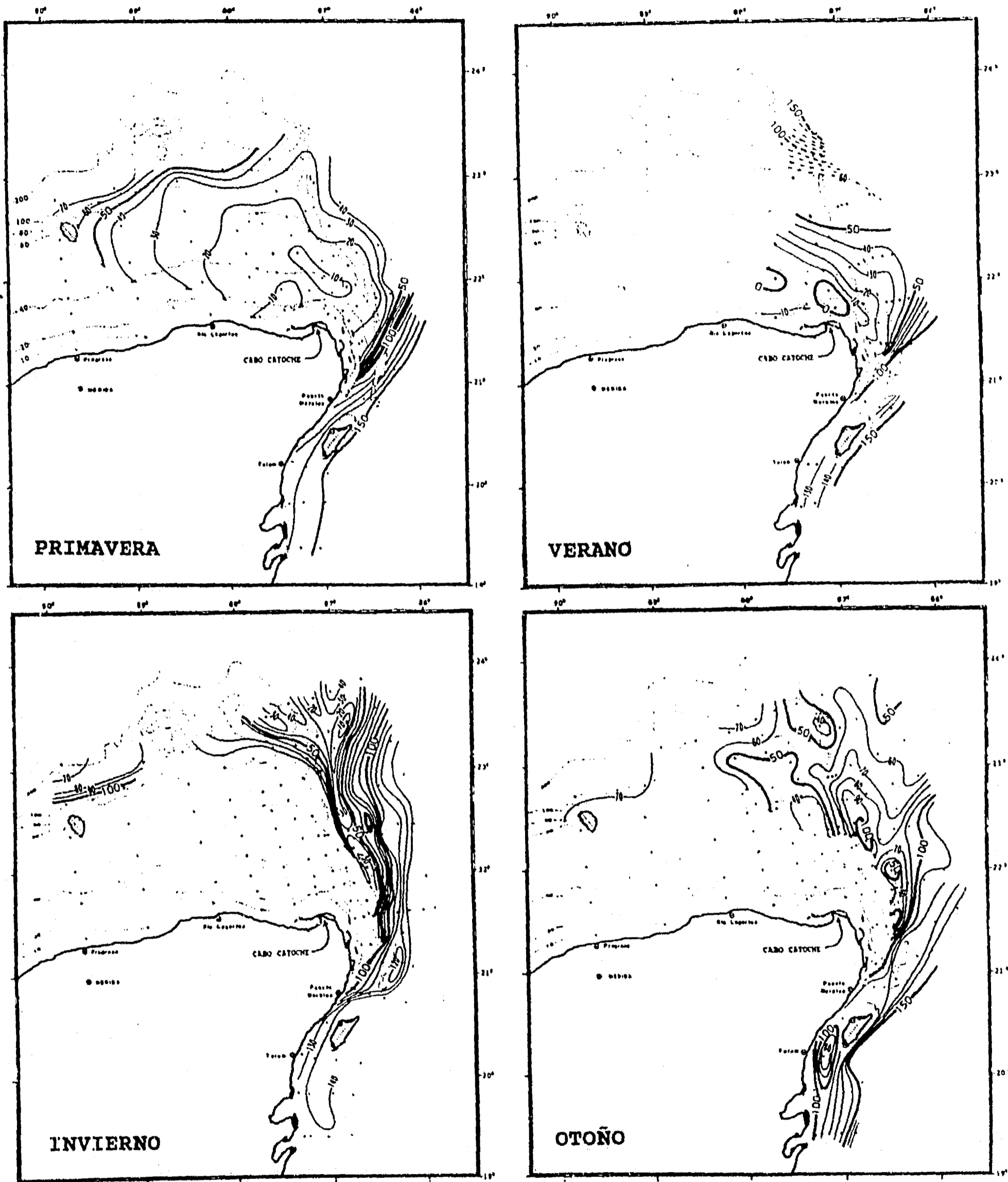


Figura 4.5 Topografías de la isoterma de 22.5 °C a lo largo del año. Las curvas de nivel indican la profundidad de la isoterma a intervalos de 10 m, con líneas más gruesas cada 50 m. Las estaciones muestreadas se indican con puntos grandes. Las isobatas en línea punteada fina.

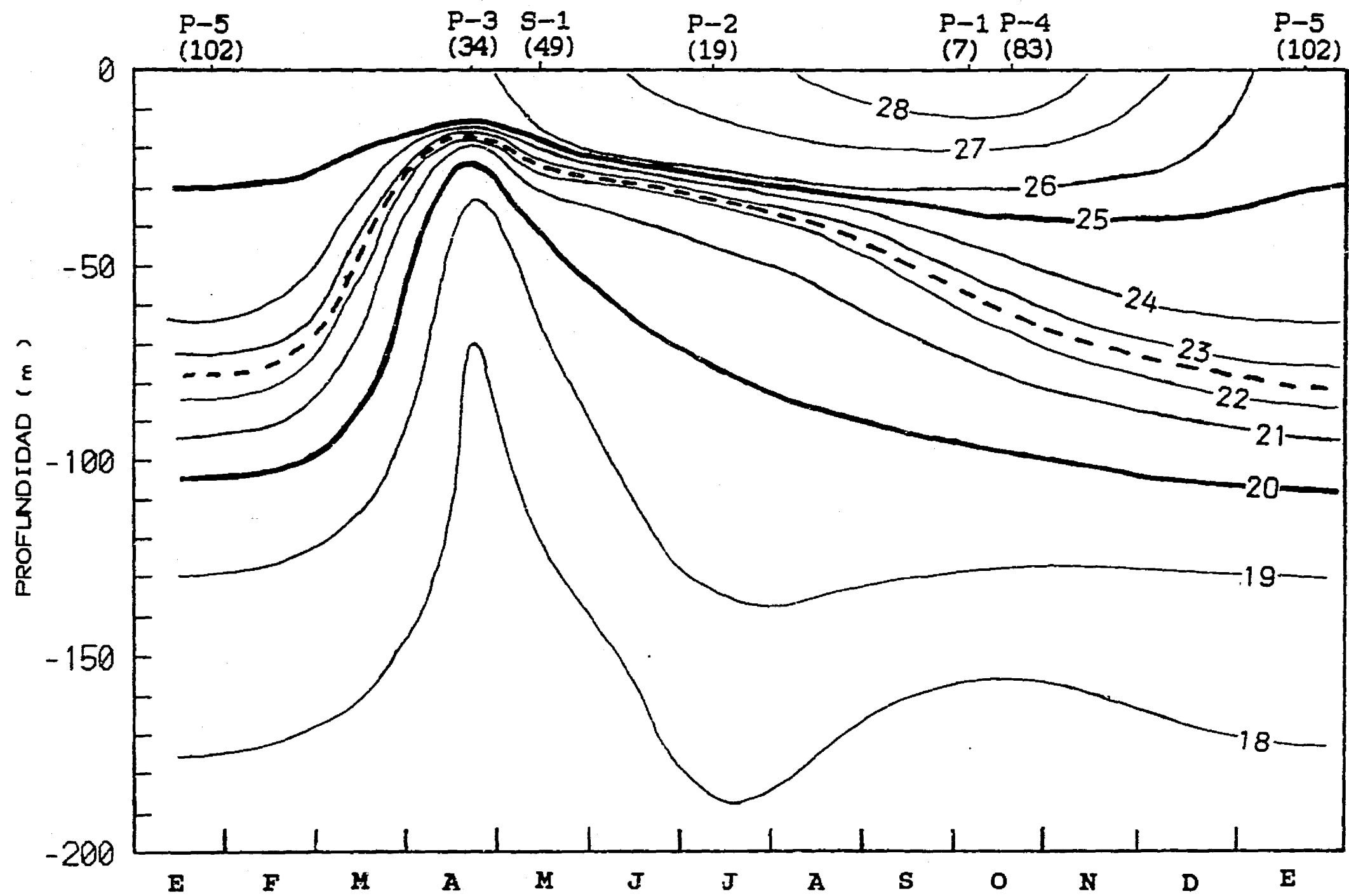


Figura 4.6 Variación anual de la distribución térmica vertical en un punto ( $21^{\circ} 48' N$ ,  $86^{\circ} 26' W$ ) sobre el talud continental al este de Cabo Catoche. Isotermas en grados centígrados. En la parte superior se indican las campañas y el número de estación correspondiente a cada observación.

#### 4. Resultados: la estructura del afloramiento

Esta asimetría se observa también en la figura 4.6, que muestra la variación anual de la distribución térmica vertical en un punto situado junto al talud oriental al este de Cabo Catoche, y que fué muestreado en todos los cruceros. El gráfico indica una rápida elevación de todas las isotermas entre el invierno y la primavera, y un descenso gradual de las isotermas de 20 a 25 °C durante el resto del año. La figura muestra también la variación estacional del agua superficial, en forma aparentemente independiente del afloramiento.

Esta descripción respalda el planteamiento de Cochrane (1969) de que la surgencia presenta un ciclo anual, en el cual la máxima intensidad se alcanza durante la primavera. Por ello, los cambios a escala anual aquí descritos constituyen probablemente el principal componente de la variación temporal del afloramiento. Sin embargo, sobrepuesto a este ciclo, el fenómeno probablemente presenta variaciones de otra escala. A continuación se describen algunas evidencias de ello.

##### **4.1.2. La variabilidad temporal.**

La realización de otra campaña durante primavera (SURCAY-1) permite obtener información sobre la variabilidad del afloramiento durante la época en que alcanza su mayor intensidad. La figura 4.7 muestra la topografía de la isoterma de 22.5 °C en abril de 1989. Al igual que en la primavera de 1985 (PROIBE-3), la isoterma muestra una superficie que se eleva desde una profundidad del orden de 150 m al oeste de Isla Cozumel para formar un domo frente a cabo catoche a menos de 10 m de la superficie del mar.

Sin embargo, la estructura térmica también muestra diferencias significativas con respecto a lo observado en el PROIBE-3. La topografía de la isoterma construida para la primavera de 1989 no sugiere la existencia de un domo que se extienda sobre la mayor parte de la plataforma, sino tres domos de menor tamaño, o bien un domo en forma de U con tres máximos. Al mismo tiempo, separando los domos entre sí se presenta una zona de considerable tamaño en la cual las temperaturas son superiores a los 22.5 °C, y en la que, por lo tanto, no están presentes aguas afloradas.

Sin embargo, debe considerarse también que esta distribución con varios domos también puede ser un artificio debido a que la campaña no fué estrictamente sinóptica. Entre la primera y la última estaciones de la zona de afloramiento transcurrieron 12 días, por lo que variaciones en la escala de días podrían ser responsables, al menos parcialmente, de esta distribución al

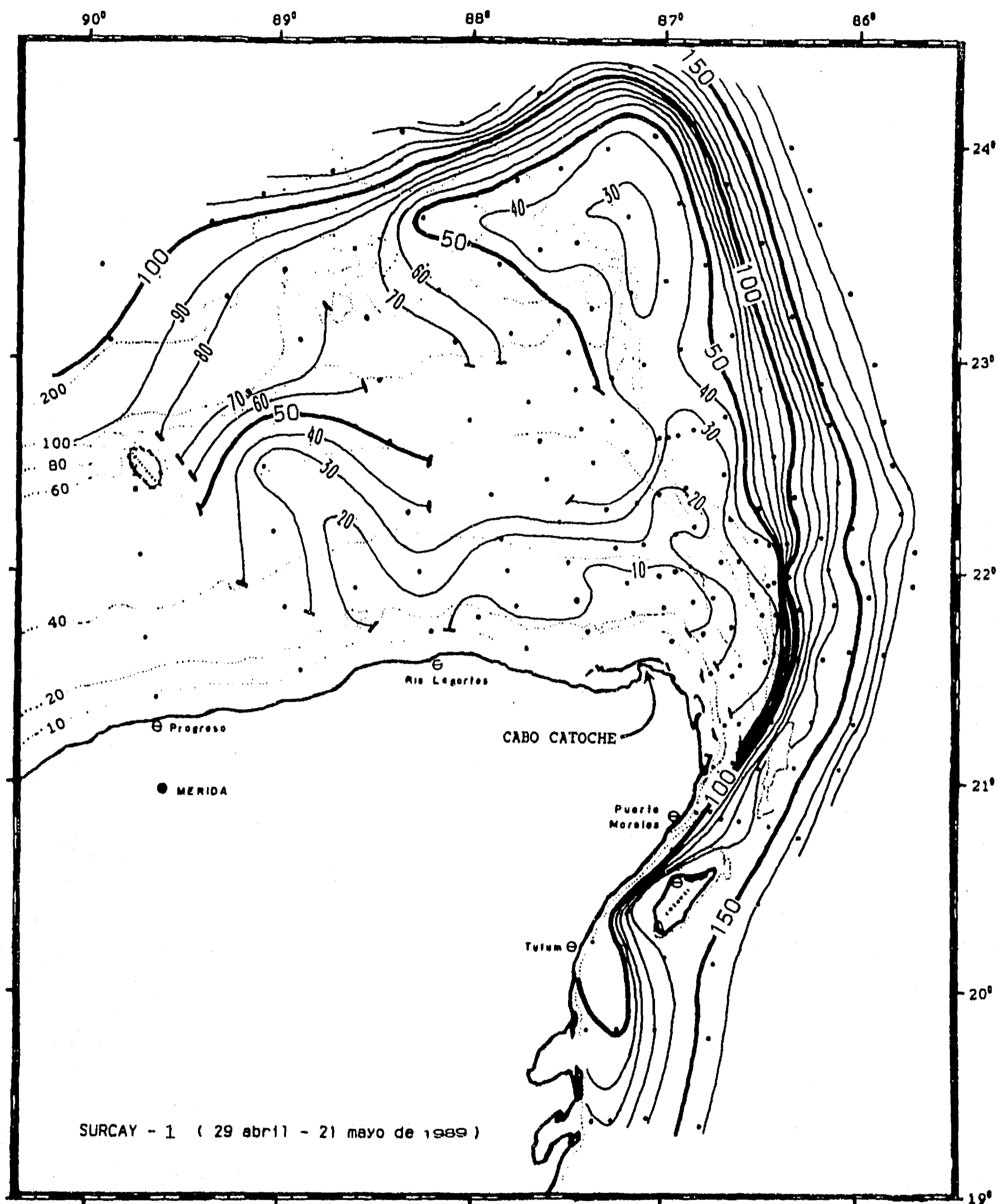


Figura 4.7 Topografía de la isoterma de 22.5 °C en la primavera de 1989. Las curvas de nivel indican la profundidad de la isoterma a intervalos de 10 m, con líneas más gruesas cada 50 m. Las estaciones muestreadas se indican con puntos grandes. Las isobatas en línea punteada fina.

integrar la información como si se hubiese registrado simultáneamente.

Independientemente de ello, la diferencia entre las distribuciones de las dos primaveras (figuras 4.1 y 4.6) es tal que permite concluir que la intensidad y estructura del afloramiento es considerablemente distinta en un caso y en otro. La intensidad del afloramiento fué menor en la primavera de 1989 que en la de 1985, como lo indica la ausencia de temperaturas menores a 22.5 °C en gran parte de la plataforma en el primer caso, y se ratificará posteriormente.

Cochrane (1968) también encontró diferencias en la intensidad del afloramiento y la estructura térmica de los distintos cruceros de primavera que estudió. De igual forma, Ruiz (1979) reporta que mientras en el verano de 1969 el afloramiento era intenso, en el de 1965 fué casi inexistente. Estas evidencias sugieren que, superpuestas a un ciclo estacional con máxima intensidad de afloramiento en primavera-verano, existen variaciones de escala interanual que afectan la estructura térmica e intensidad del afloramiento. La diferencia observada entre las primaveras de 1985 y 1989 podría deberse tanto a una variación en la intensidad máxima, como a un desplazamiento temporal del ciclo del afloramiento.

La información discutida hasta ahora indica que el afloramiento está fuertemente relacionado con la Corriente de Yucatán, por lo que ésta es una probable fuente de variaciones en el fenómeno. En cuanto a la variación estacional, está bien establecido que la velocidad de la corriente presenta un ciclo anual similar al del afloramiento, en el cual alcanza sus máximas intensidades en primavera y las menores en otoño (U.S. Department of the Navy, 1963).

Por otro lado, de acuerdo al mecanismo propuesto por Cochrane (1968) la ubicación del núcleo de la corriente junto al talud es necesaria para que haya afloramiento. Molinari y Morrison (1988) han demostrado que la permanencia de la corriente junto al talud está directamente relacionada a la penetración de la Corriente del Lazo en el Golfo de México, y que la corriente se separa del talud cuando el Lazo se rompe al liberar un anillo anticiclónico en el Golfo. Si el mecanismo de Cochrane (1968) es correcto, la ruptura del Lazo durante la primavera o verano implicaría la suspensión del afloramiento.

En la figura 4.7 puede observarse que en la primavera de 1989 la corriente daba un brusco giro hacia el este sobre el margen norte de la plataforma, formando un invaginamiento hacia el noreste

como sucede durante el rompimiento de la Corriente del Lazo. De aquí que la anomalía en el afloramiento durante esta primavera podría deberse a un fenómeno de este tipo. Se ha propuesto (Hulburt y Thompson 1980, Sturges et al. 1989) que la Corriente del Lazo libera un anillo con una periodicidad de 285 días. Dado que el afloramiento tiene un ciclo anual, esto implica que el máximo de afloramiento y la ruptura de la Corriente del Lazo podrían coincidir una vez cada nueve años para producir una situación como la observada.

#### 4.1.3. Las distribuciones de fondo y el acceso del agua aflorada a la plataforma

La información presentada hasta ahora indica que el afloramiento forma una capa de agua profunda que se extiende subsuperficialmente sobre el fondo de la plataforma. Como esto impide su hundimiento, para que la surgencia continúe es necesario que dicha agua se desplace horizontalmente. A partir del análisis de las distribuciones de fondo se puede obtener información sobre estos movimientos, como demostraron Blanton et al. (1981) y Atkinson et al. (1984a) en la plataforma oriental de Florida.

Por otro lado, la distribución de la temperatura del agua sobre el fondo marino en la plataforma ( $Z < 200$  m) puede ser también indicativa de las áreas de ingreso del agua fría a la plataforma. Dado que el agua aflorada sobre la plataforma está a temperaturas inferiores a la del agua superficial y la atmósfera, a partir de su ascenso es susceptible de una transferencia de calor, que aumentará su temperatura en forma proporcional al tiempo que transcurra desde su ascenso a la plataforma. Por lo tanto, las aguas con menor temperatura serán las de más reciente ingreso a la plataforma.

En la figura 4.8 se presenta la distribución térmica de fondo durante la primavera de 1985 (PROIBE-3), correspondiente a una situación de intenso afloramiento. Esta distribución muestra con claridad la presencia de temperaturas menores en el margen oriental de la plataforma, respaldando la conclusión de Cochrane (1968, 1969) y Bulanienkov y García (1973) de que el agua de afloramiento accede a la plataforma por este margen. Adicionalmente, el principal rasgo de esta distribución térmica es la existencia de una pluma de agua de menor temperatura que indica la invasión vigorosa del agua de oriente a poniente por la parte sur de la muesca del talud continental (figura 2.1).

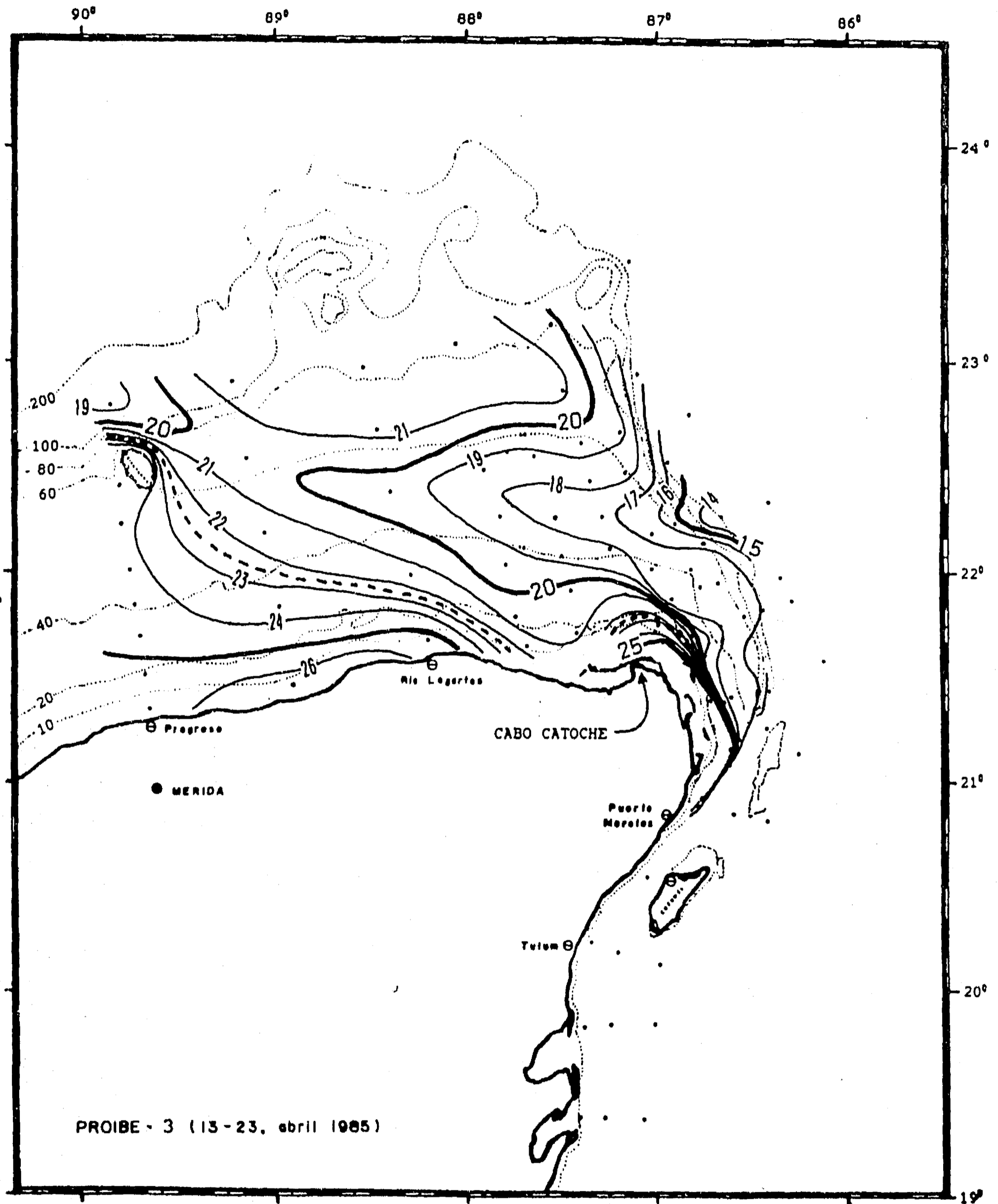


Figura 4.8 Distribución de la temperatura en el fondo marino dentro de la plataforma continental ( $Z < 200$  m) durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Isotermas en grados centígrados, con líneas más gruesas cada  $5^{\circ}\text{C}$ . La isoterma de  $22.5^{\circ}\text{C}$  se indica con línea gruesa segmentada. Las isobatas en línea punteada fina.

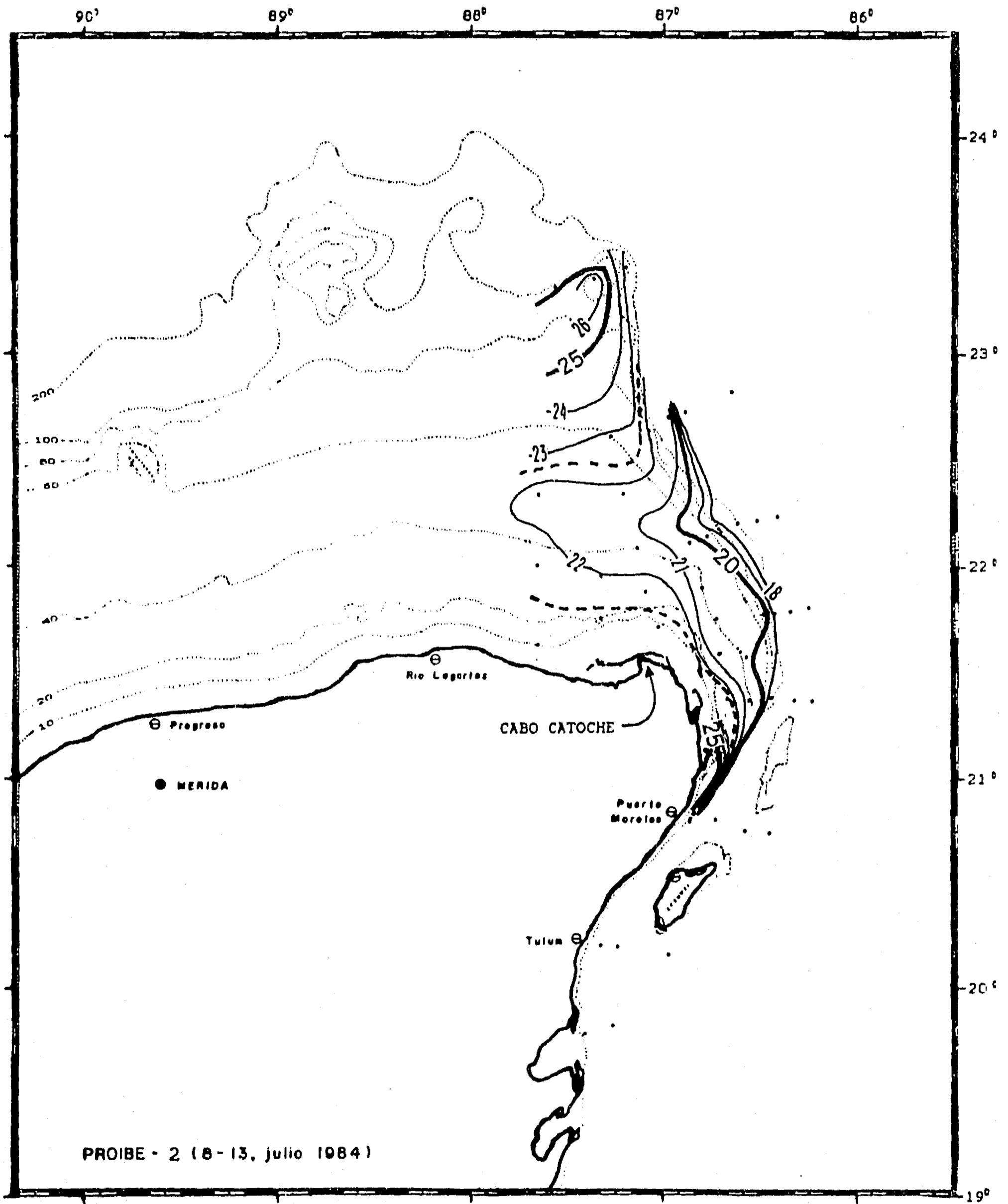


Figura 4.9 Distribución de la temperatura en el fondo marino dentro de la plataforma continental ( $Z < 200$  m) durante el verano de 1984 (PROIBE-2). Isothermas en grados centígrados, con líneas más gruesas cada 5 °C. La isoterma de 22.5 °C se indica con línea gruesa segmentada. Las isobatas en línea punteada fina.



#### 4. Resultados: la estructura del afloramiento

La figura 4.9 muestra la distribución térmica de fondo sobre la plataforma durante el verano de 1984 (PROIBE-2). Las isotermas de esta época muestran un patrón similar al de la primavera, con aguas más frías cerca del talud y una pluma de agua de menor temperatura muy parecida a la del PROIBE-3, aunque la falta de información no permite verificar su extensión hacia la parte occidental de la plataforma.

En contraste, las distribuciones térmicas de fondo correspondientes al otoño de 1985 (figura 4.10) e invierno de 1986 (figura 4.11), épocas en que no se observó afloramiento intenso, no indican la existencia de plumas de agua fría de esta naturaleza. En estos casos los contornos de temperatura tiende a ser paralelos a las isóbatas en la mayor parte de la plataforma. Este sería el tipo de patrón esperable en ausencia de afloramiento, cuando la distribución térmica de fondo depende fundamentalmente de la transferencia local de calor y los procesos de mezcla.

La figura 4.10 muestra en la parte interna de la plataforma un aumento de la temperatura de fondo hacia la costa, en lo que probablemente es solamente producto de la intersección entre el gradiente vertical térmico y el fondo. Una situación similar se observa en el gráfico de la primavera de 1985 (figura 4.8) en la parte oriental de la plataforma interna, más allá de la pluma de afloramiento. En cambio durante el invierno (figura 4.11), la temperatura en la parte interna de la plataforma decrece hacia la costa. Esta situación puede ser reflejo del enfriamiento estacional del agua sobre la plataforma, que implicaría una mayor disminución de la temperatura conforme la columna de agua sea menor. Para generar una distribución de este tipo, se requeriría además que los procesos de mezcla fueran capaces de homogeneizar verticalmente el agua y llevar estas temperaturas menores hasta el fondo. Esta posibilidad esta respaldada por las condiciones meteorológicas del invierno, en que los "nortes" generan un fuerte oleaje sobre la plataforma y costa norte de Yucatán.

En la parte externa de la plataforma, las distribuciones térmicas de otoño e invierno presentan tenues indicaciones de entrada de agua fría por el talud oriental de la plataforma. En otoño, se observa una suave lengua de agua de menor temperatura sobre el talud oriental, ligeramente al norte de lo observado en la primavera (figura 4.8) y el verano (figura 4.9), pero coincidente con una zona de elevación de la termoclina durante esta época (figura 4.3). En la campaña de invierno, en la cual de acuerdo al ciclo anual antes descrito el afloramiento esta por iniciarse, también se observan (figura 4.11) menores temperaturas en el margen oriental, y lo que podría ser el inicio de una nueva pluma de

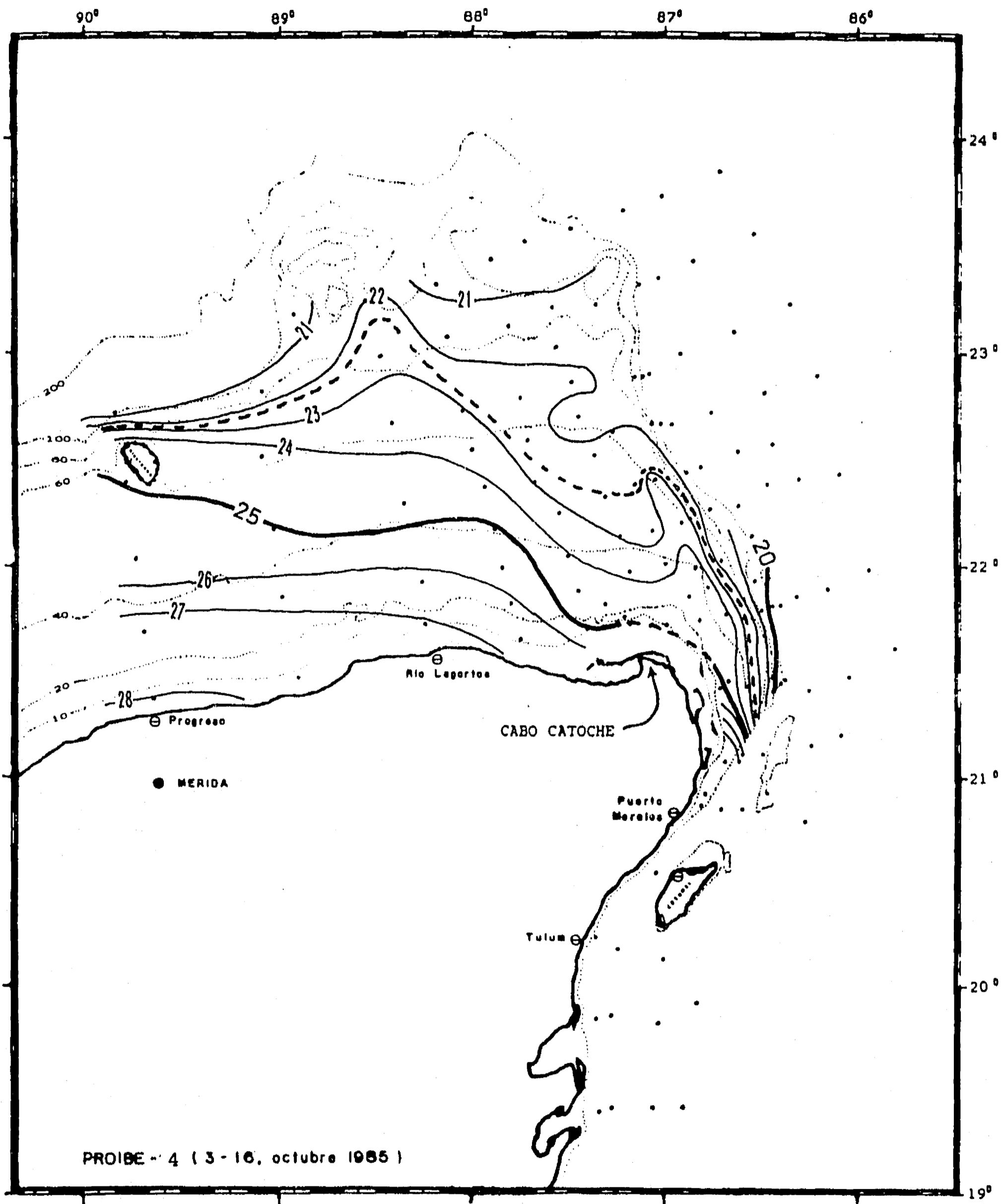


Figura 4.10 Distribución de la temperatura en el fondo marino dentro de la plataforma continental ( $Z < 200$  m) durante el otoño de 1985 (PROIBE-4). Isotermas en grados centígrados, con líneas más gruesas cada 5 °C. La isoterma de 22.5 °C se indica con línea gruesa segmentada. Las isobatas en línea punteada fina.

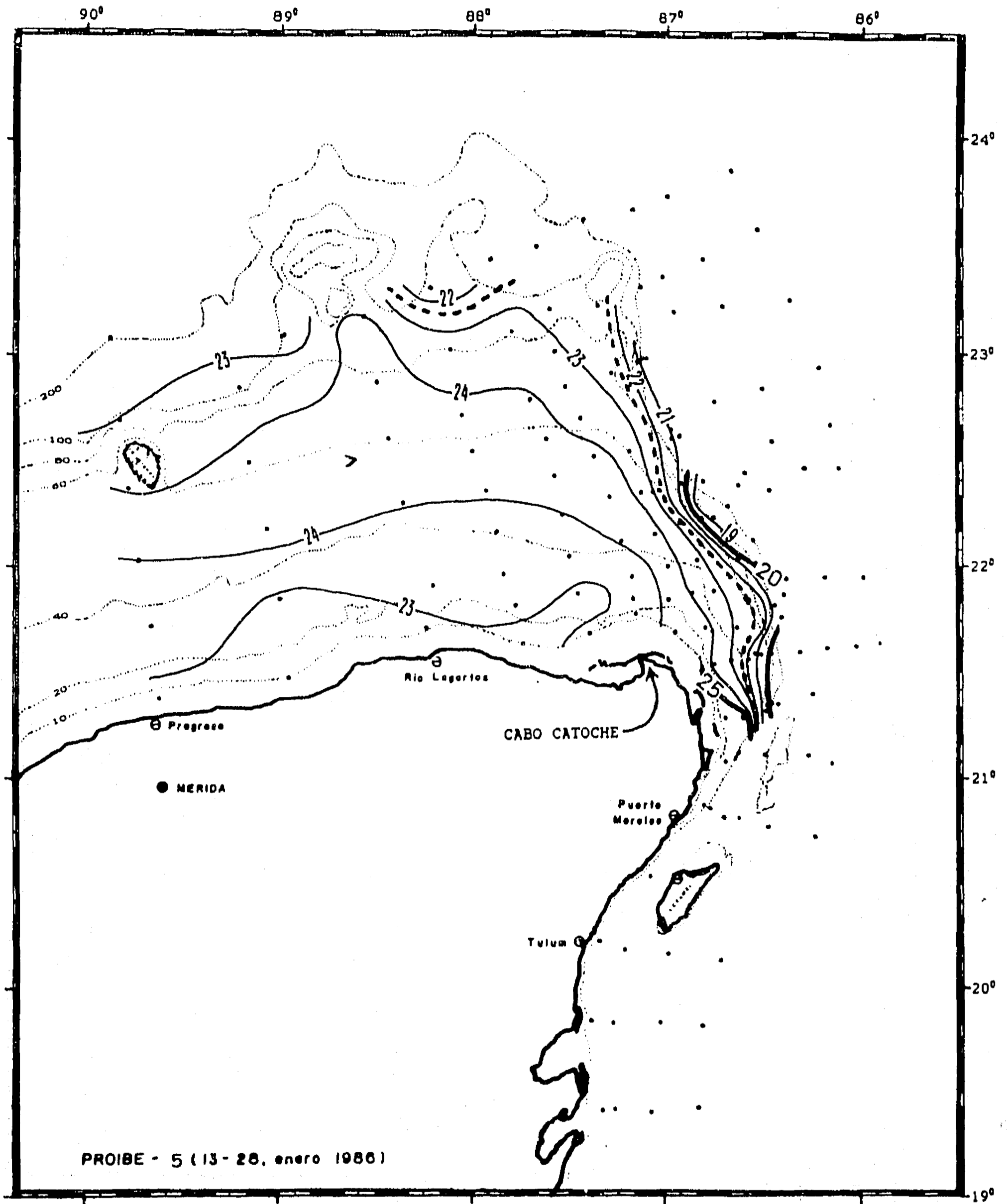
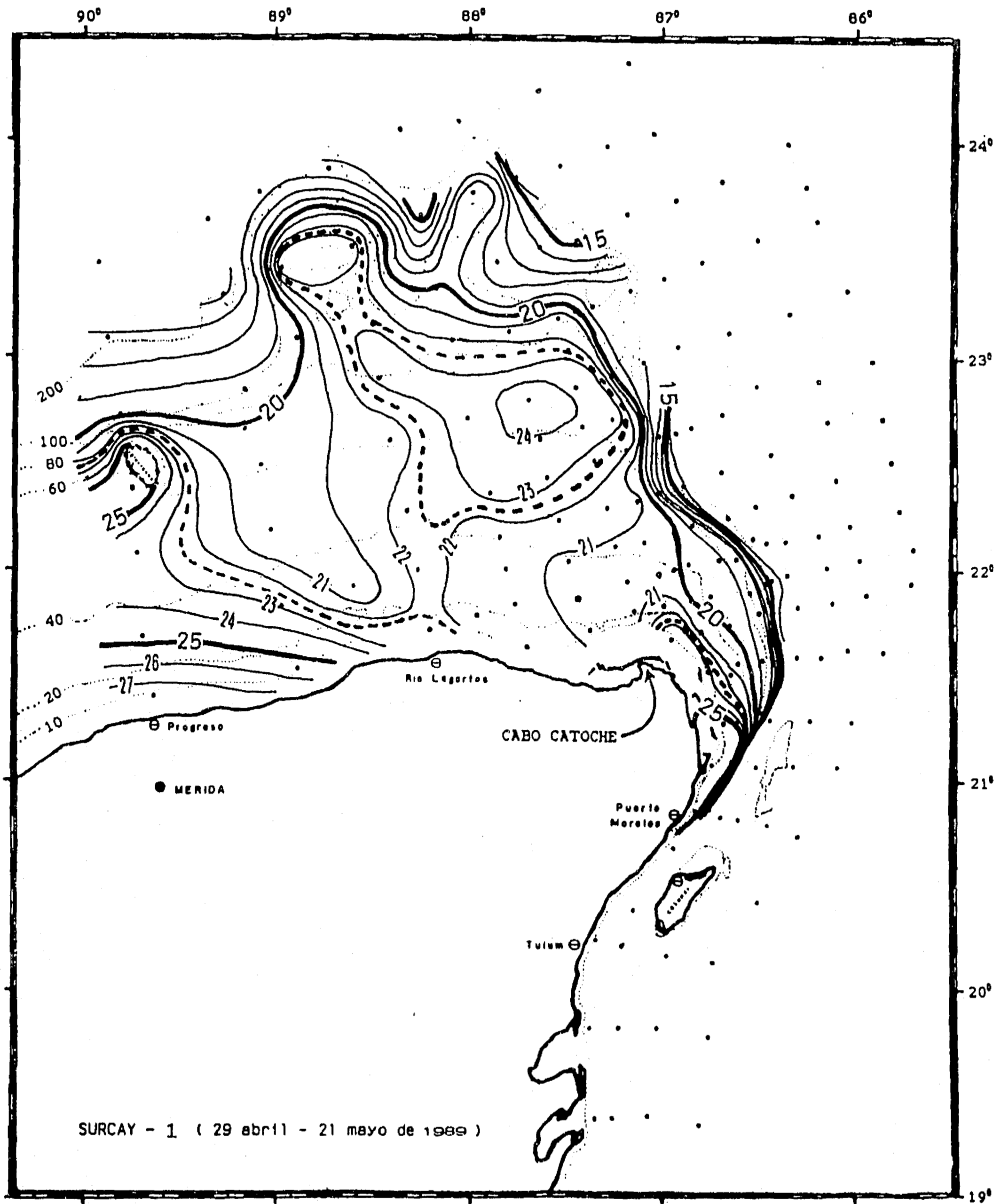


Figura 4.11 Distribución de la temperatura en el fondo marino dentro de la plataforma continental ( $Z < 200$  m) durante el invierno de 1986 (PROIBE-5). Isotermas en grados centígrados, con líneas más gruesas cada 5 °C. La isoterma de 22.5 °C se indica con línea gruesa segmentada. Las isobatas en línea punteada fina.



**Figura 4.12** Distribución de la temperatura en el fondo marino dentro de la plataforma continental ( $Z < 200$  m) durante la primavera de 1989 (SURCAY-1). Isotermas en grados centígrados, con líneas más gruesas cada  $5^{\circ}\text{C}$ . La isoterma de  $22.5^{\circ}\text{C}$  se indica con línea gruesa segmentada. Las isobatas en línea punteada fina.

#### 4. Resultados: la estructura del afloramiento

penetración de agua profunda a la plataforma por el mismo punto que en las campañas de primavera y verano arriba descritas.

La figura 4.12, correspondiente a la primavera de 1989 (SURCAY-1) presenta una distribución térmica de fondo más compleja, principalmente debido a la zona de agua con temperatura superior a los 22.5 °C. Sin embargo, sobre el talud oriental de la plataforma se observa una pluma de temperaturas menores en el mismo punto que en los otros cruceros. En esta ocasión la penetración del agua parece darse en una dirección mas cercana al sureste. En este sentido, la figura, al igual que la de la primavera de 1985 (PROIBE-3), muestra temperaturas bajas muy cerca de la costa al oeste de Cabo Catoche, en contraste con lo que sucede en la parte oriental de la plataforma interna. Esto indicaría que durante la primavera el agua que entra a la plataforma gira contra reloj frente a Cabo Catoche, como propuso y Cochrane (1969), respaldando la importancia de la fricción con el fondo en la dinámica del afloramiento.

Desde el punto de vista cuantitativo, la comparación de las dos distribuciones de primavera (figuras 4.8 y 4.12), permite respaldar la afirmación de la sección anterior sobre la mayor intensidad del afloramiento durante la primavera de 1985 (PROIBE-3) que durante la de 1989 (SURCAY-1). Las temperaturas sobre la plataforma en 1985 fueron significativamente menores que en 1989, y las aguas con potencial fertilizador (limitadas por la isoterma de 22.5 °C) se extienden sobre una superficie mucho mayor en el primer caso.

Por otro lado, las distribuciones de la densidad sobre el fondo en la plataforma pueden utilizarse para confirmar que las bandas de agua fría correspondan efectivamente a aguas profundas, de mayor densidad. La figuras 4.13 y 4.14 muestran estas distribuciones para los dos cruceros de primavera (PROIBE-3 y SURCAY-1) respectivamente. Ambos casos muestran la presencia de aguas con las mayores densidades sobre el borde oriental de la plataforma, las cuales forman plumas muy similares a las de temperatura, y respaldan también la propuesta de que el agua profunda entra por la parte sur (entre 22 ° 15 ' y 22 ° 20 ') de la muesca del talud oriental. Lo anterior permite refrendar a su vez la validez del uso de la temperatura como descriptor fundamental, dado su caracter determinante sobre la densidad.

Los argumentos de los párrafos anteriores han permitido corroborar que el afloramiento de Yucatán implica la entrada de agua a la plataforma por su margen oriental. Sin embargo, las distribuciones de fondo de mayo de 1989 (SURCAY-1), y en menor

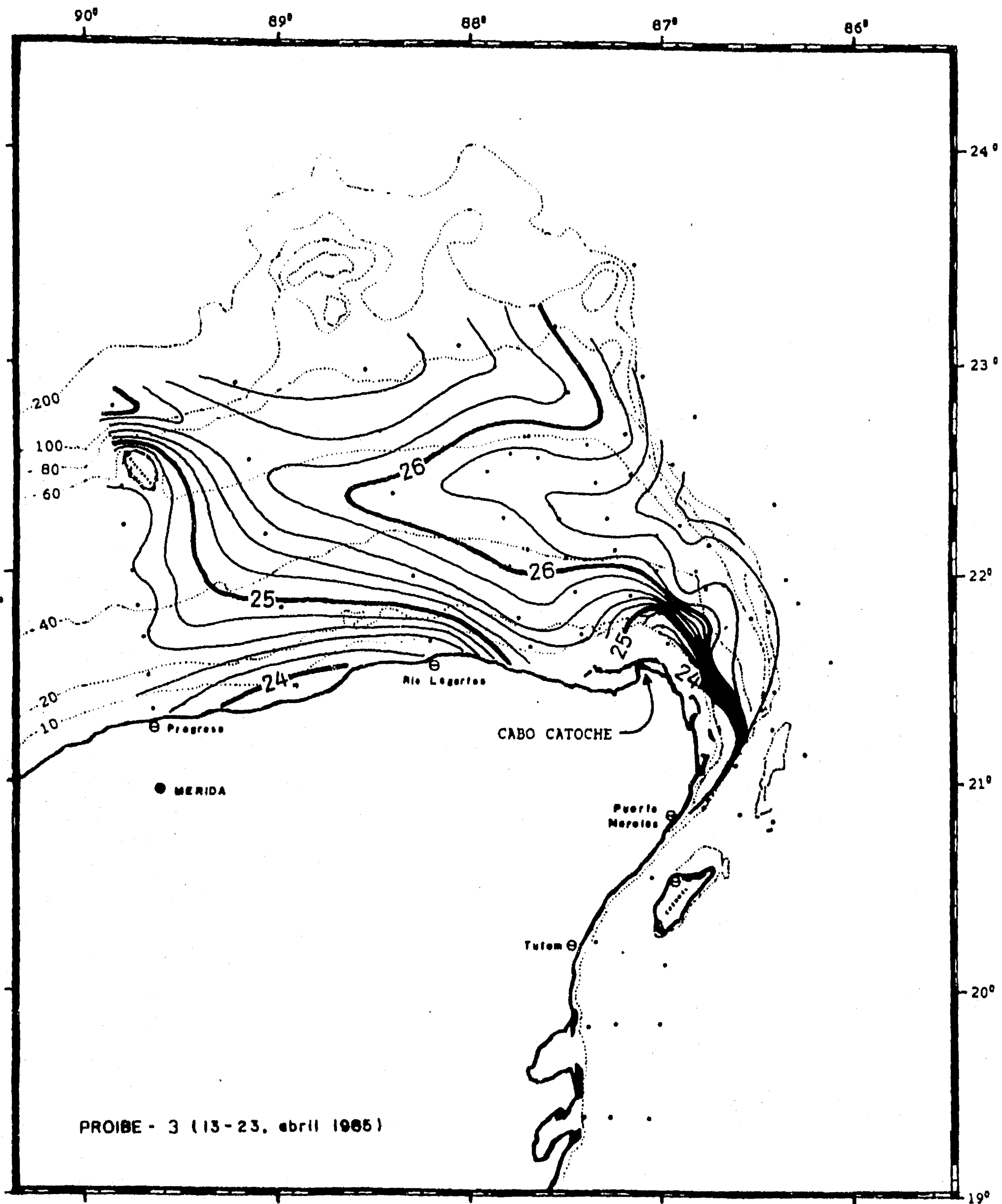


Figura 4.13 Distribución de la densidad ( $\sigma\text{-t}$ ) en el fondo marino dentro de la plataforma continental ( $Z < 200$  m) durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Isopichnas cada 0.2 unidades de  $\sigma\text{-t}$ , con líneas más gruesas cada 1.0 unidades. Isobatas en línea punteada fina.

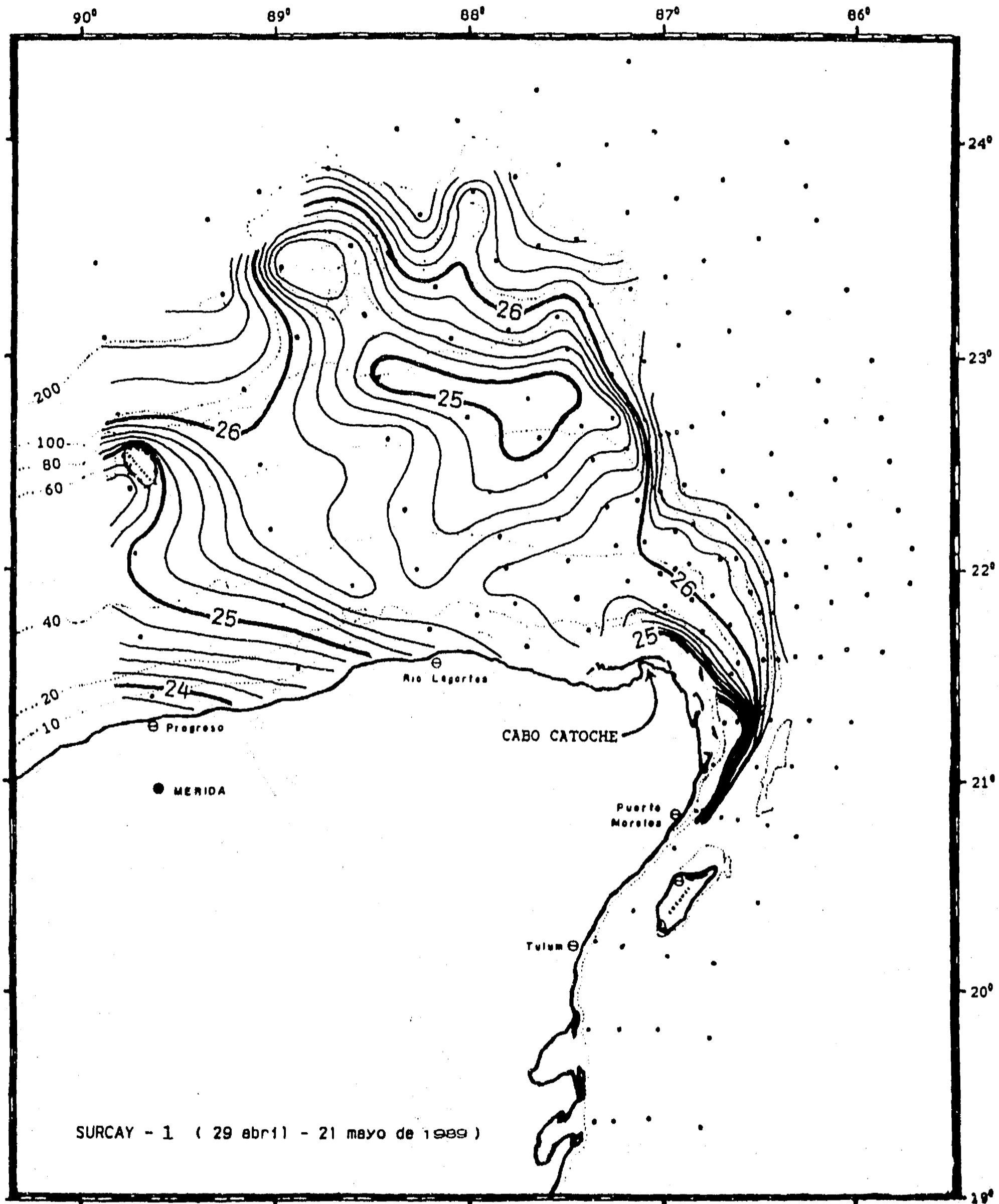


Figura 4.14 Distribución de la densidad ( $\sigma_t$ ) en el fondo marino dentro de la plataforma continental ( $Z < 200$  m) durante la primavera de 1989 (SURCAY-1). Isopícnas cada 0.2 unidades de  $\sigma_t$ , con líneas más gruesas cada 1.0 unidades. Isobatas en línea punteada fina.

grado las de abril de 1985 (PROIBE-3), también muestran una pluma de alta densidad y baja temperatura que cruza las isobatas entre el arrecife Alacranes y el promontorio submarino ubicado sobre el borde de la plataforma al noreste del arrecife. La presencia de esta banda abre la posibilidad de la entrada de agua profunda por esta zona. Esta banda corresponde al domo más occidental de los tres que muestra la topografía de 22.5 °C de la primavera de 1989 (figura 4.7), el cual podría haberse formado por agua profunda que invadió la plataforma con dirección hacia Río Lagartos.

Para determinar si esta posibilidad es cierta o no, pueden utilizarse las distribuciones de fondo de nitrato, dado que éste pueden ser un indicador más fino del acceso de agua profunda a la plataforma, pues al entrar a la zona fótica el nitrato será consumido por los productores primarios rápidamente. La figura 4.15 muestra la distribución de nitrato sobre el fondo de la plataforma correspondiente a la primavera de 1985 (PROIBE-3). En ella, coincidentemente con lo sugerido por la temperatura, las mayores concentraciones de nitrato se presentan sobre el margen oriental de la plataforma, formando una pluma que respalda la entrada de agua del este hacia el oeste. La isonutria de  $1 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ , que corresponde al límite entre aguas superficiales con nutrientes agotados y aguas profundas ricas en nutrientes, corre entre el arrecife Alacranes y Cabo Catoche, en forma similar a la línea de contacto entre la isoterma de 22.5 °C y el fondo en las figuras 4.1 y 4.8. La mayor parte de la plataforma, al norte de esta isonutria, tiene concentraciones de nitrato superiores y, por lo tanto, corresponde a agua aflorada.

La figura 4.16 presenta la distribución del nitrato sobre el fondo de la plataforma durante la primavera de 1989 (SURCAY-1). Esta figura permite descartar la posibilidad de que el agua haya entrado también por la zona al noreste de arrecife Alacranes. Mientras en el lado oriental de la plataforma aparece una banda de concentraciones elevadas de nitrato equivalente a la de agua fría, en forma similar a la del PROIBE-3, no hay una banda de alta concentración de nitrato correspondiente a la banda de temperatura baja del oeste de la plataforma. La parte occidental de la plataforma y la zona de temperaturas mayores a 22.5 °C presentan concentraciones de nitrato inferiores a  $1 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ , en consistencia con lo descrito hasta ahora. De esta forma, es más probable que el domo y la banda de agua fría aledañas a Alacranes correspondan a aguas que entraron a la plataforma por el lado oriental, cuya concentración de nitrato ha sido disminuida considerablemente por los productores primarios durante el tiempo que tarda en cruzar la plataforma de este a oeste.



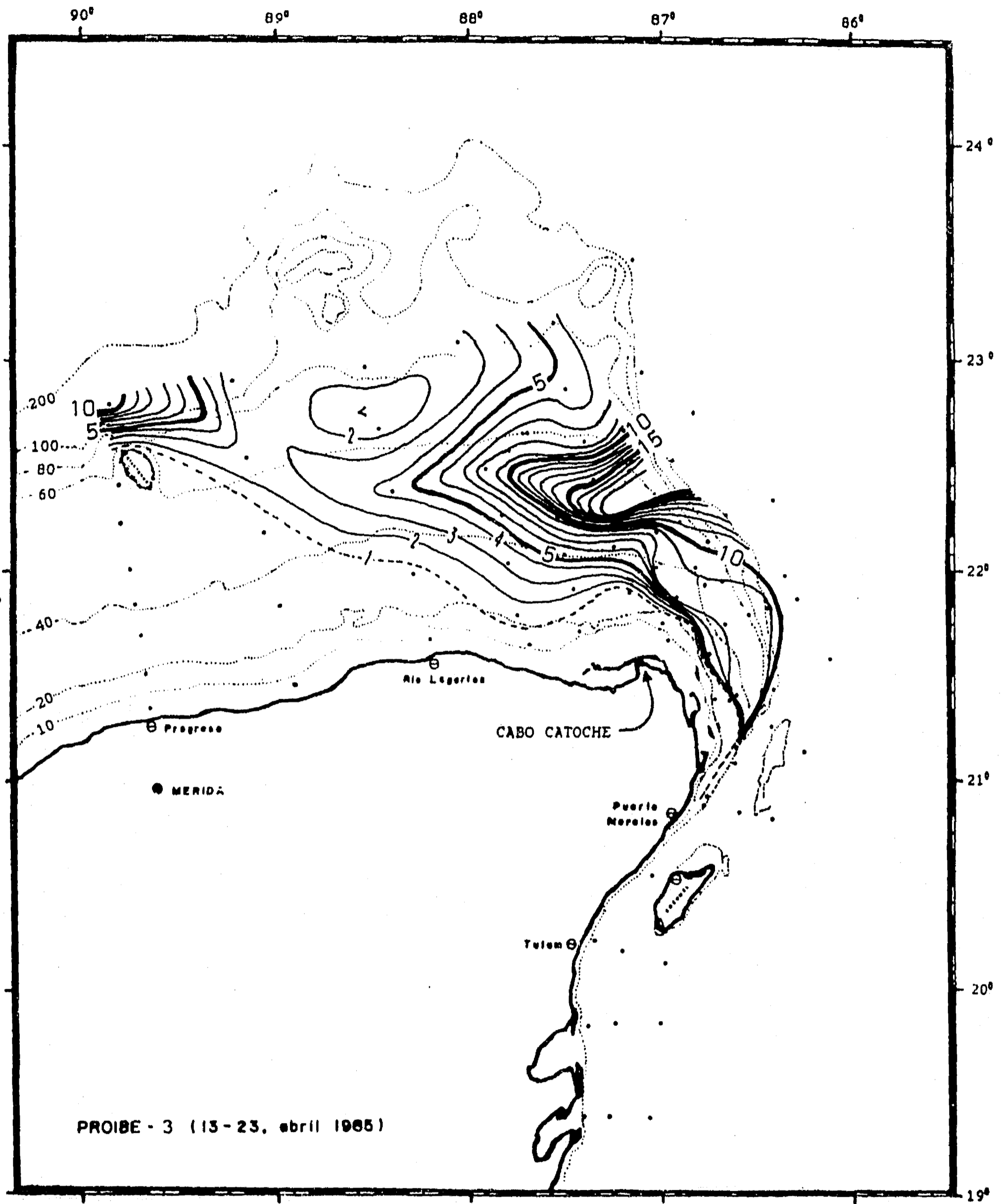


Figura 4.15 Distribución de los nitratos en el fondo marino dentro de la plataforma continental ( $Z < 200$  m) durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Isonútrias cada 1  $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ , con líneas más gruesas cada 5. La isonutria de 1 se indica en línea segmentada. Isobatas en línea punteada fina.

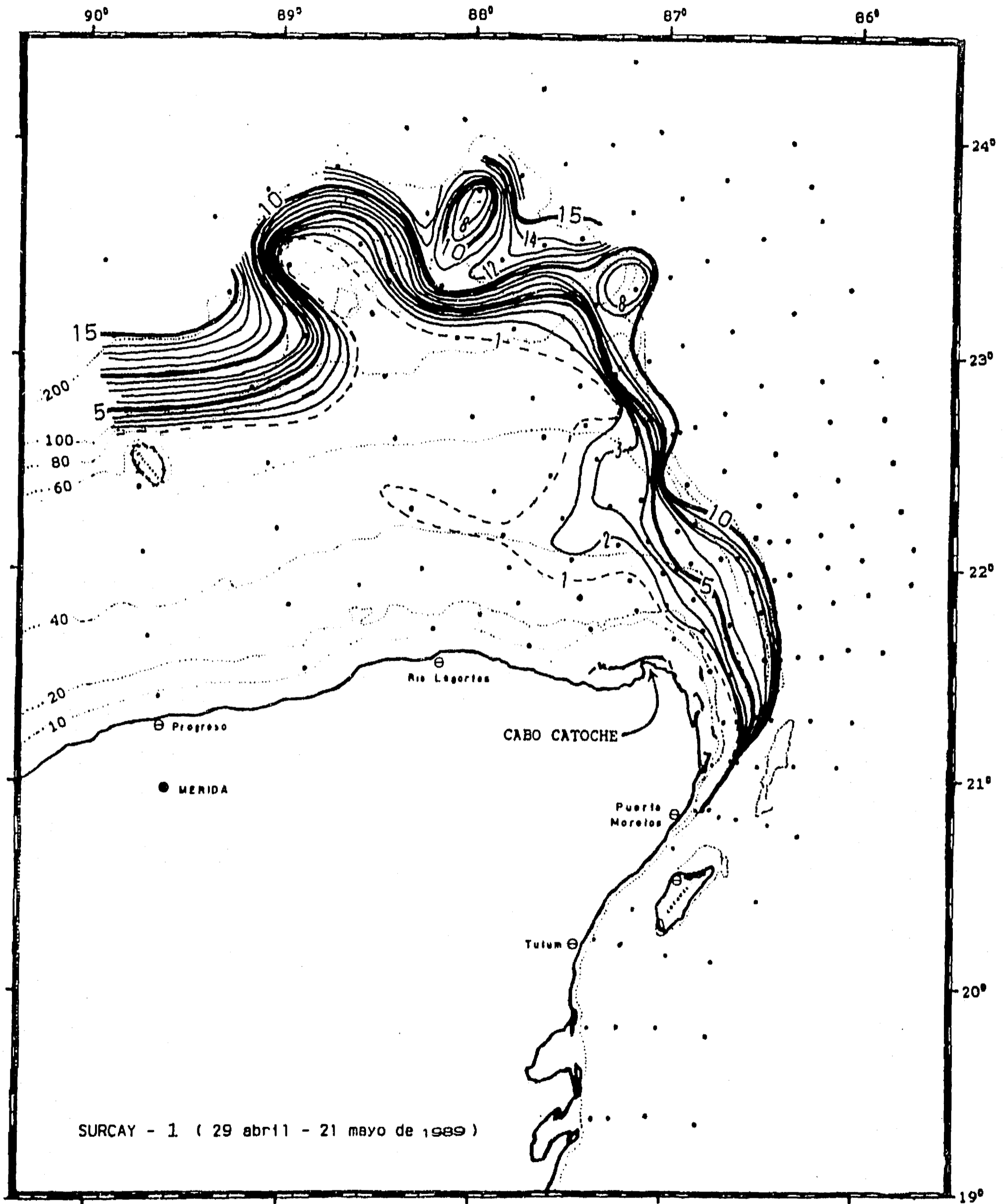


Figura 4.16 Distribución de los nitratos en el fondo marino dentro de la plataforma continental ( $Z < 200$  m) durante la primavera de 1989 (SURCAY-1). Isonútrias cada 1  $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ , con líneas más gruesas cada 5. La isonútria de 1 se indica en línea segmentada. Isobatas en línea punteada fina.

#### 4. Resultados: la estructura del afloramiento

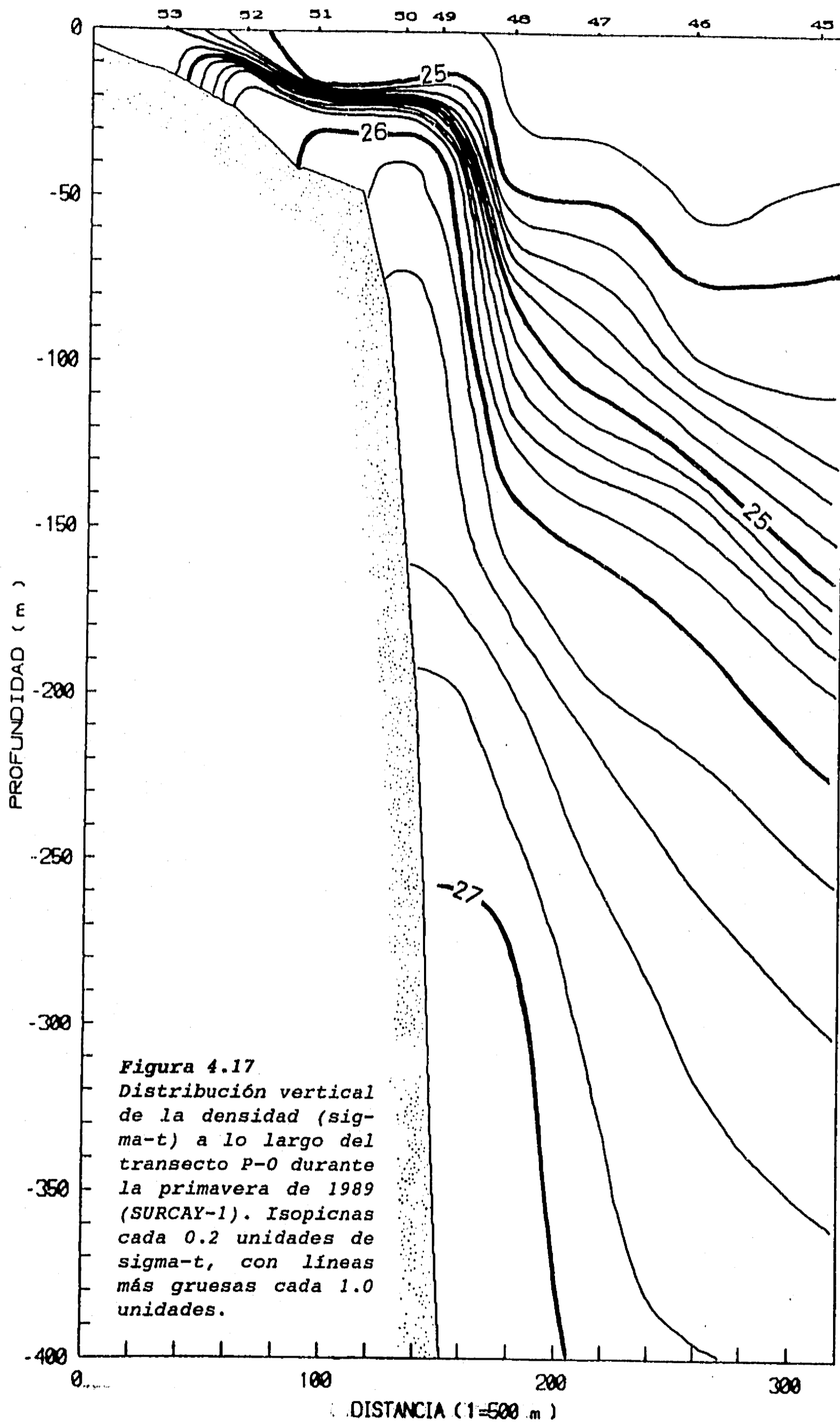
Esta posibilidad es consistente con la variabilidad en el proceso de afloramiento, dado que el hecho de que existan domos de agua aflorada separados pero que entraron a la plataforma por la misma zona implica una disminución de la intensidad o suspensión temporales de el afloramiento, y un posterior reinicio. Podemos afirmar que la escala de tiempo de esta oscilación tendría que ser menor a la estacional, pero para determinarla con exactitud se requiere conocer la velocidad con que se desplazan las aguas afloradas sobre la plataforma.

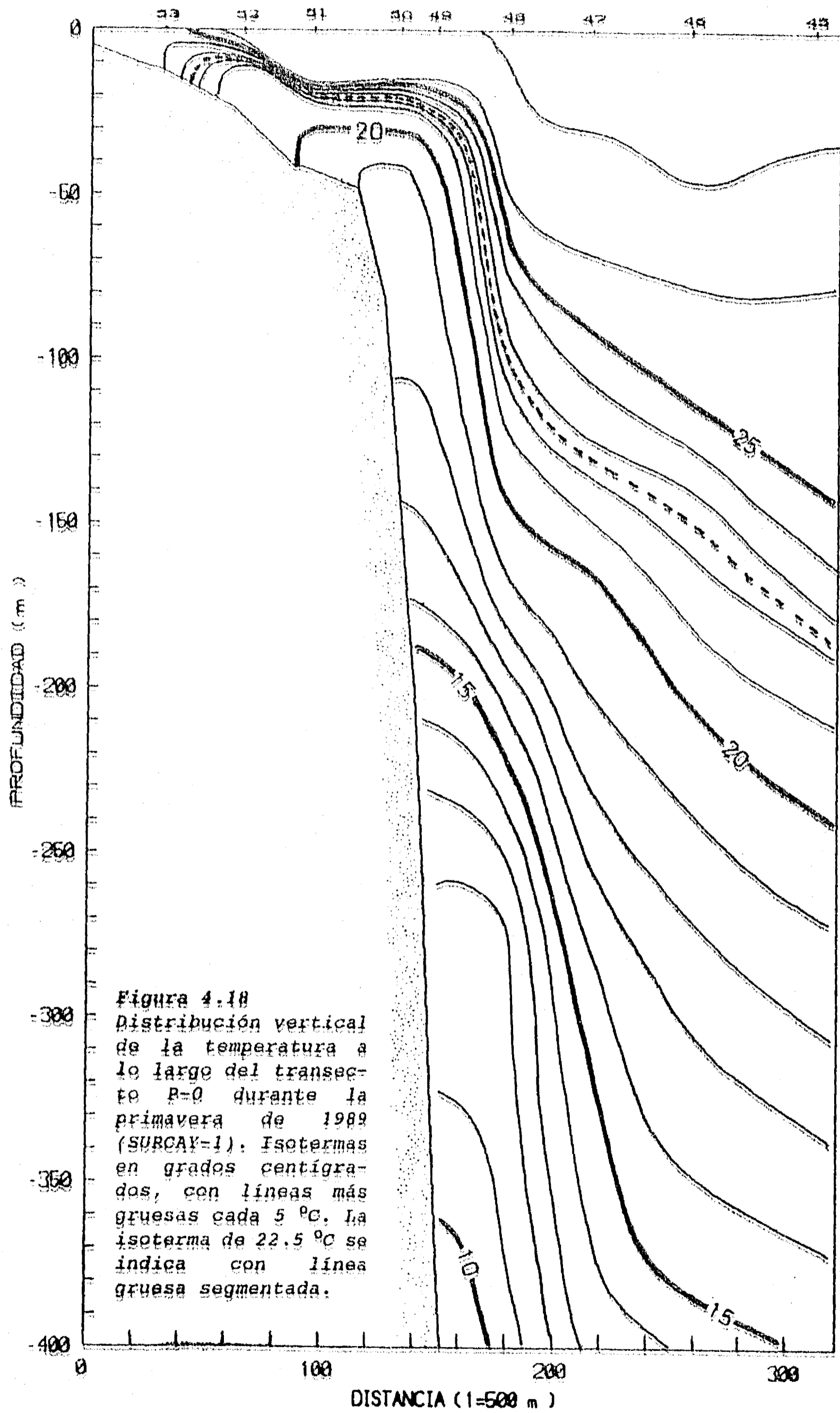
Por otro lado, la comparación entre las figuras 4.15 y 4.16 respalda, ahora en términos de la cantidad de nitratos introducidos sobre la plataforma, la mayor intensidad del afloramiento durante la primavera de 1985 (PROIBE-3) que durante la de 1989 (SURCAY-1).

El acceso del agua a la plataforma puede documentarse más mediante las distribuciones verticales de temperatura y densidad sobre el talud oriental, al tiempo que se avanza en la descripción de la estructura del afloramiento en las distintas épocas muestreadas. Para ello se seleccionó el transecto P-0 (véase figura 3.7 del capítulo de metodología) que se extiende de Cabo Catoche hacia el oriente, y para el cual se cuenta con datos en todas las campañas.

Las distribuciones verticales de la primavera de 1989 (figuras 4.17 y 4.18) constituyen la imagen más completa debido a la mayor cobertura de estaciones del SURCAY-1. Tanto la densidad como la temperatura muestran la ubicación del domo de afloramiento sobre el talud continental, y la extensión de éste sobre la fracción de plataforma que abarca este transecto al oriente de Cabo Catoche. Las figuras hacen evidente la continuidad entre el agua pesada y fría sobre la plataforma con la ubicada junto al talud a mayores profundidades, confirmando que el ascenso del agua a la plataforma se efectúa por el talud de esta área.

En los casos de la primavera de 1985 (PROIBE-3) y el verano de 1984 (PROIBE-2), la menor extensión del muestreo permite presentar juntas las distribuciones verticales de densidad y temperatura (figuras 4.19 y 4.20 respectivamente) sin modificar las escalas correspondientes. Las figuras de ambas campañas muestran, sobre el talud y la plataforma continental abarcada por el transecto, los domos de agua aflorada descritos anteriormente, así como la continuidad de las aguas de éstos con aguas inferiores de la Corriente de Yucatán. Así, en las tres campañas con afloramiento significativo, las distribuciones hidrológicas respaldan la hipótesis de que el agua de afloramiento proviene de las aguas caribeñas transportadas por la corriente.





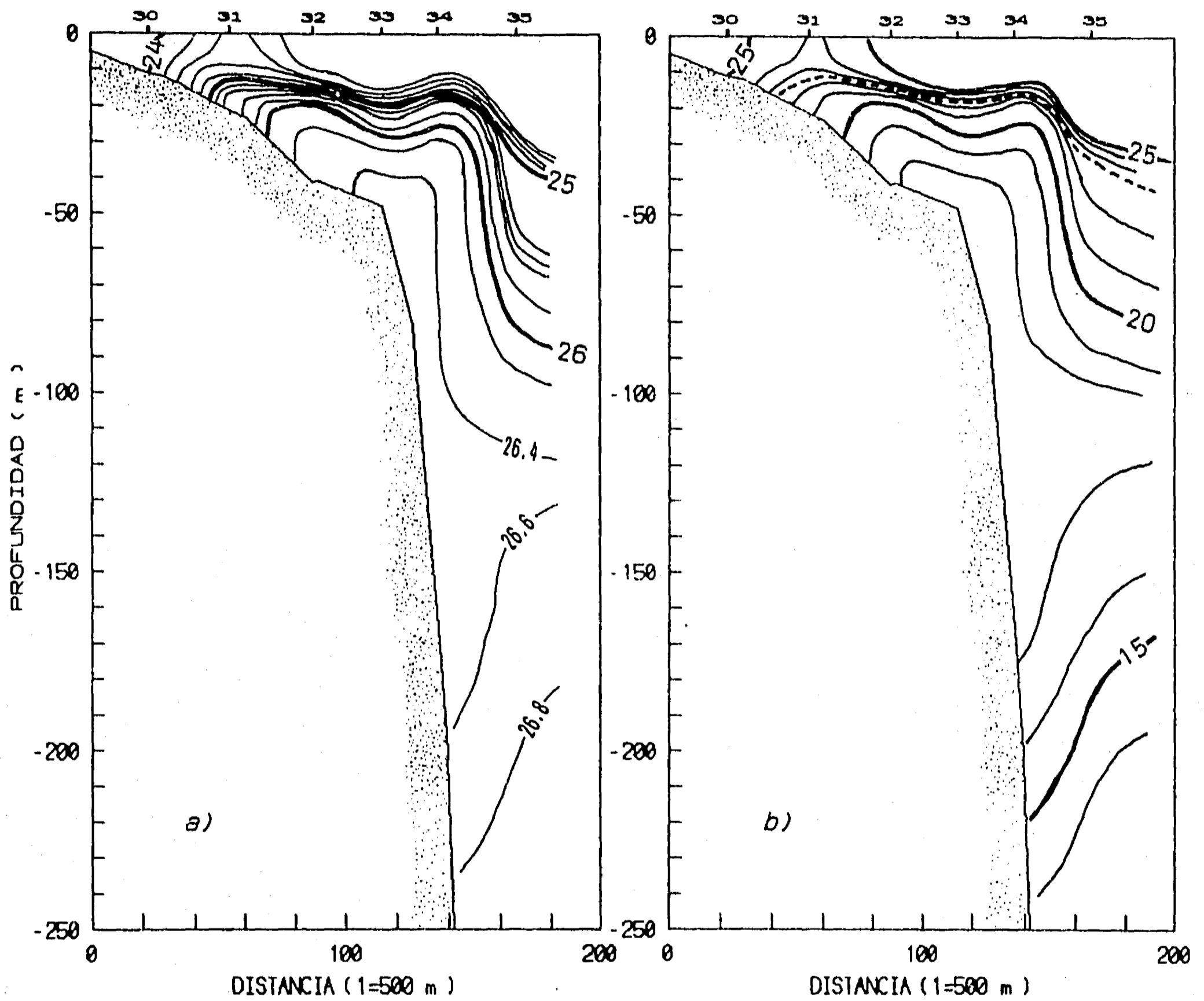


Figura 4.19 Distribución vertical de a) la densidad ( $\sigma\text{-t}$ ) y b) la temperatura, a lo largo del transecto P-0 durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Isopichnas cada 0.2 unidades de  $\sigma\text{-t}$ , con líneas más gruesas cada 1.0 unidades. Isothermas en grados centígrados, con líneas más gruesas cada 5 °C. La isoterma de 22.5 °C se indica con línea gruesa segmentada.

#### 4. Resultados: la estructura del afloramiento

Por otro lado, estas figuras también muestran importantes diferencias entre el verano (PROIBE-2) y la primavera (PROIBE-3). En el primer caso, las aguas que forman el domo provienen de menor profundidad y tienen mayor temperatura (de 20 a 22 °C) que las de la primavera (de 17 a 22 °C). Además, mientras las distribuciones del PROIBE-3 muestran un domo de forma muy similar al de la otra primavera (SURCAY-1), limitado hacia el oriente por un gradiente casi vertical (para las condiciones de desproporción de la figura); el domo del verano (PROIBE-2) parece extenderse más hacia el oriente y presenta una menor inclinación de las isotermas e isopicnas en ese costado. Esta diferencia, sin embargo, podría deberse, al menos parcialmente, a la menor densidad de muestreo junto al talud durante el PROIBE-2.

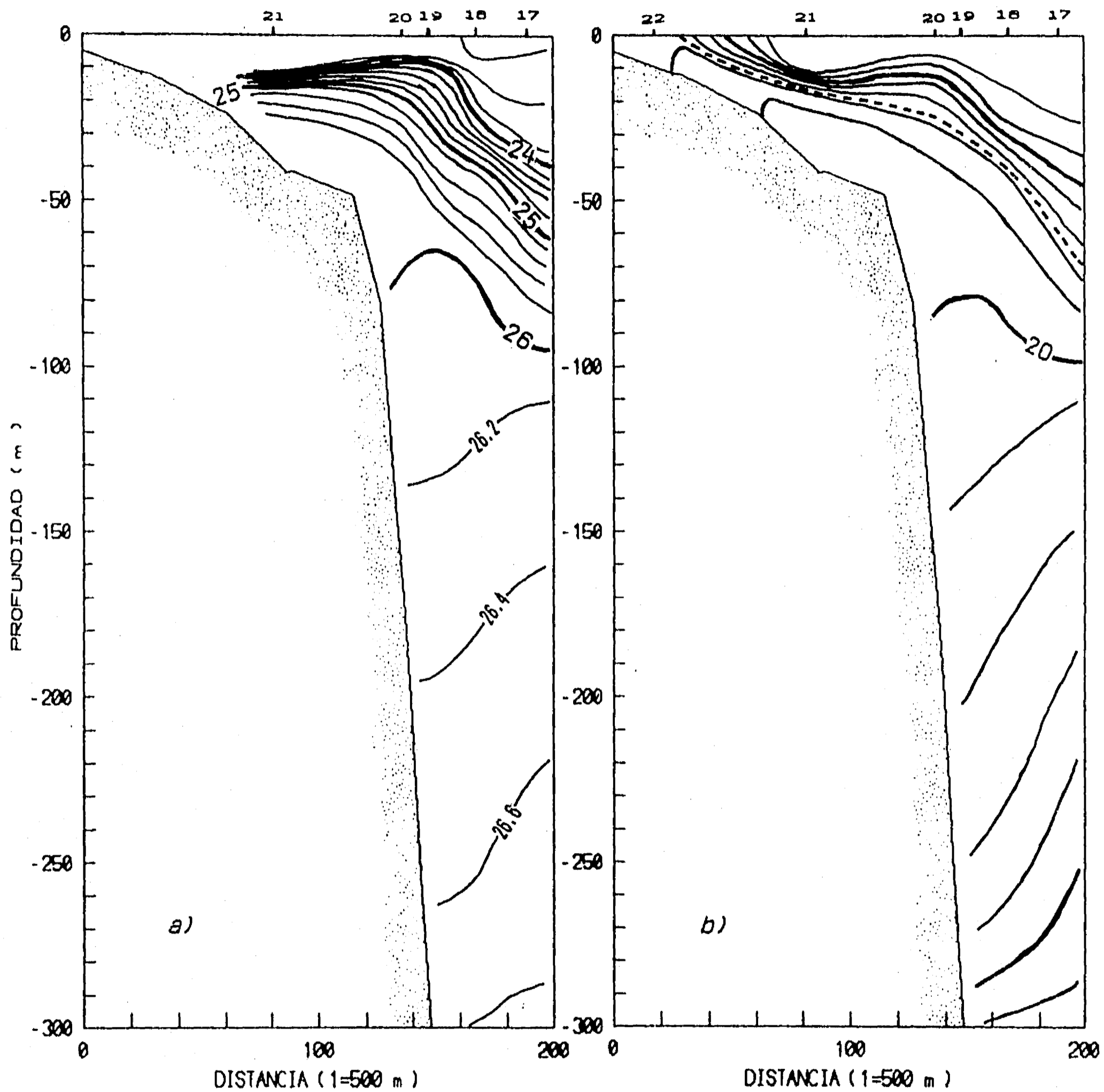
Las figuras 4.21 y 4.22 presentan las distribuciones térmicas verticales durante las campañas de otoño e invierno respectivamente. En ellas, en consistencia con las otras figuras de estas épocas, la isoterma de 22.5 °C no alcanza a ascender a la plataforma. Sin embargo, en ambos casos se presenta también una elevación de las aguas profundas junto al talud continental y un adelgazamiento de la capa de agua superficial de la Corriente de Yucatán sobre la plataforma. Estas distribuciones sugieren que el proceso de elevación de agua profunda en el margen oriental de la Plataforma de Yucatán se mantiene a lo largo del año, y que solamente varía su intensidad. En contraste, el agua entra a la plataforma continental solamente durante la época de más intenso afloramiento.

##### **4.1.4. La contracorriente del talud**

En todas las campañas se observa al oriente de los domos de afloramiento una inclinación general de las isopicnas y las isotermas, que corresponde, bajo el concepto de flujo geostrofico, a la Corriente de Yucatán. Las isolíneas se levantan hacia el poniente, y la corriente fluye hacia el norte en este punto.

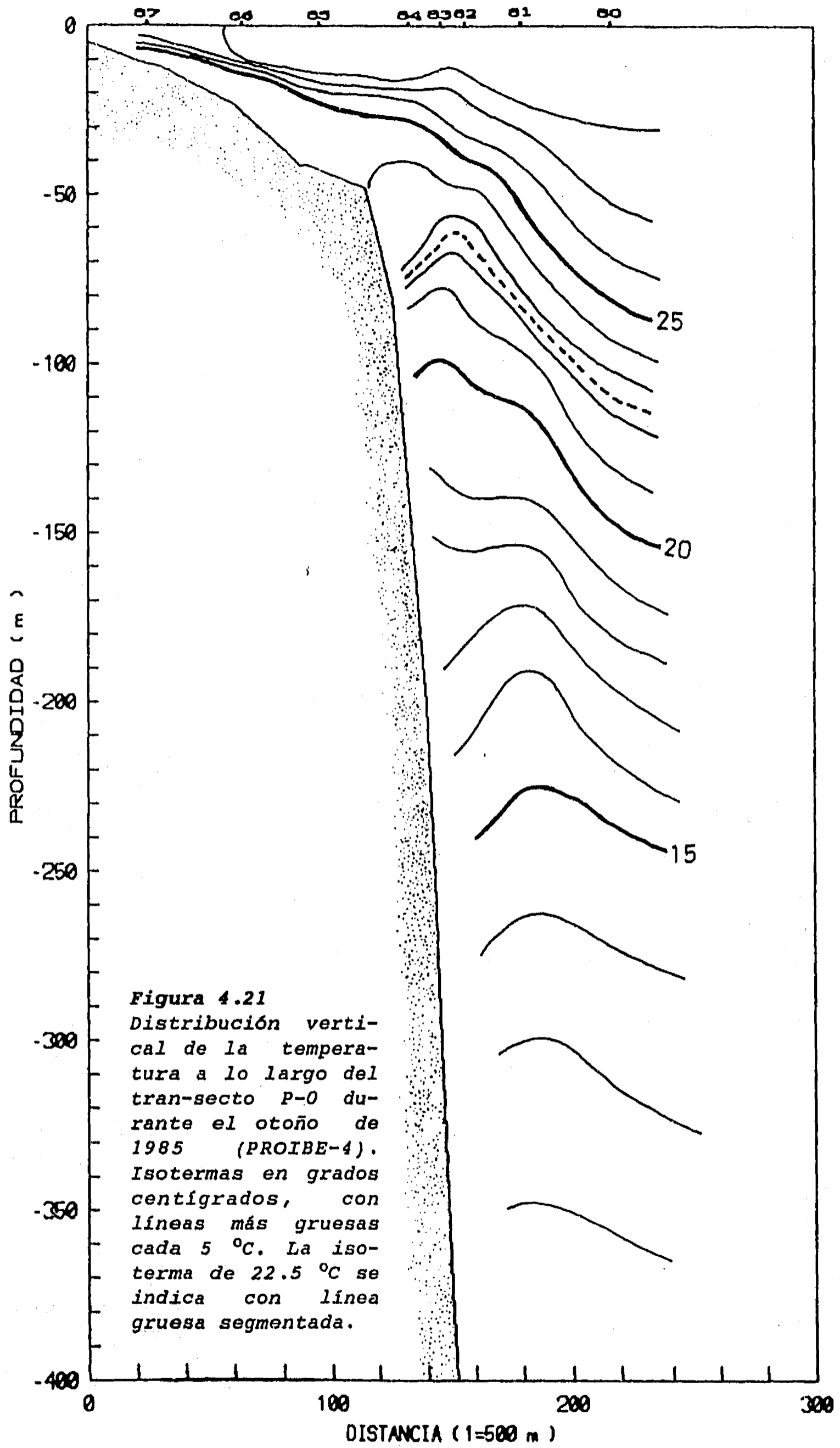
En contraste, las figuras 4.19 y 4.20 (PROIBE-3 y PROIBE-2) muestran una inclinación inversa de las isopicnas e isotermas junto al talud continental y por debajo de los 100 m de profundidad. Si el flujo junto al talud es quasigeostrofico, esto sugiere que en esta zona el flujo del agua es hacia el sur. Este flujo puede corresponder a la contracorriente observada por Bulanienkov y García (1973).

La existencia de un fuerte gradiente vertical de flujo también fue detectada indirectamente durante las campañas en la mayoría de las estaciones ubicadas cerca del talud oriental de la Plataforma



**Figura 4.20** Distribución vertical de a) la densidad ( $\sigma\text{-}t$ ) y b) la temperatura, a lo largo del transecto P-0 durante el verano de 1984 (PROIBE-2). Isopicnas cada 0.2 unidades de  $\sigma\text{-}t$ , con líneas más gruesas cada 1.0 unidades. Isotermas en grados centígrados, con líneas más gruesas cada 5 °C. La isoterma de 22.5 °C se indica con línea gruesa segmentada.





de Yucatán. En estas estaciones, se observó que, a partir de una profundidad 100 a 160 m, súbitamente resultaba muy difícil lograr que el arreglo CTD-Rossette continuara descendiendo a pesar de largarse a velocidades crecientes numerosos metros de cable. Esta situación indica un aumento considerable en la velocidad diferencial entre el buque y el CTD. Para lograr que el CTD descendiera más fué necesario navegar contra la corriente superficial a velocidades superiores (hasta de 6 nudos) a la del núcleo de la Corriente de Yucatán, lo que sugiere que el CTD efectivamente se encontraba dentro de un flujo opuesto a ésta.

En la figura 4.22, correspondiente al invierno (PROIBE-5) también puede observarse una región junto al talud entre los 150 y 200 metros en que la inclinación de las isolíneas se invierte. Aunque con menor claridad, la distribución térmica vertical de otoño (figura 4.21) muestra asimismo dos pequeñas regiones junto al talud (entre 50 y 100 m, y entre 200 y 250 m) en que las isolíneas indican un flujo inverso al de la corriente de Yucatán.

De esta forma, la información aquí presentada confirma la existencia de la contracorriente observada por Bulanienkov y García (1973), y respalda que ésta se presente a todo lo largo del año como afirma García (1990). Únicamente en el transecto correspondiente a la primavera de 1989 (SURCAY-1) no se encontró una estructura que indique la presencia de la contracorriente. Sin embargo, puede observarse que junto al talud, entre los 150 y 250 m, las isopicnas (figura 4.17) y las isotermas (4.18) muestran una clara disminución en su inclinación con respecto a la que tienen por encima y por debajo de esta capa. Esto indicaría, al menos, una disminución relativa del flujo hacia el norte en este punto, equivalente a un flujo inverso en términos relativos. De cualquier forma, como se discutió anteriormente, la primavera de 1989 corresponde probablemente a una situación anómala.

La existencia de esta contracorriente, que de acuerdo con Bulanienkov y García (1973) se extiende a todo lo largo del talud oriental de la Plataforma de Yucatán, suscita numerosas interrogantes: ¿A qué se debe esta contracorriente? ¿Cuál es su relación con el afloramiento? ¿De donde proviene el agua que la forma? Una parte de estas interrogantes puede aclararse mediante la distribución de nutrientes sobre este transecto, al tiempo que se continúa describiendo la estructura del afloramiento.

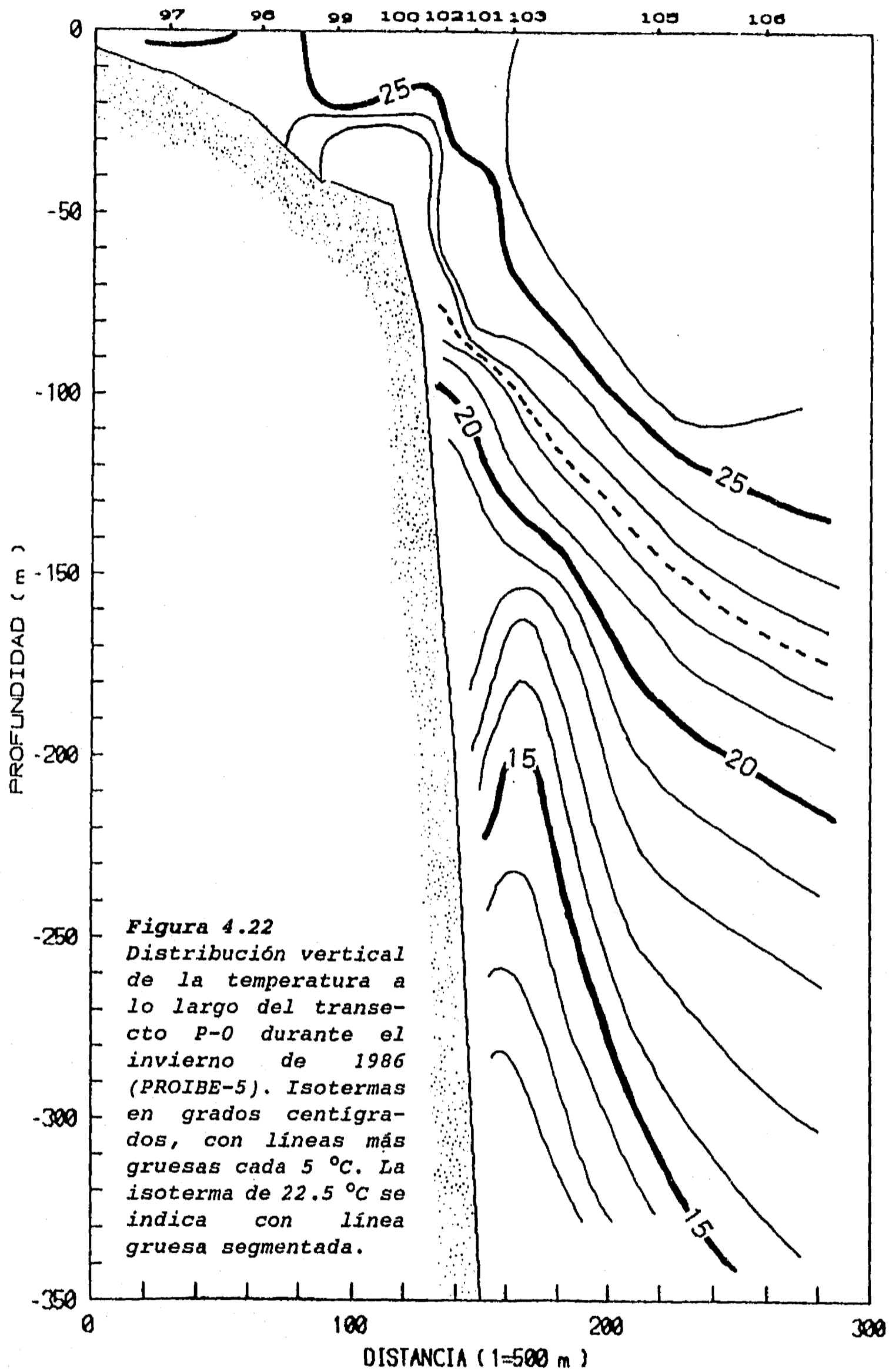
Como se describió en la sección de antecedentes, en las aguas del Caribe, el nitrato, el fosfato y el silicato aumentan rápidamente y de manera regular por debajo de la termoclina, hasta alcanzar un máximo a profundidades de entre 600 y 1000 m. Las

distribuciones verticales de estos tres nutrientes (figuras 4.23, 4.24 y 4.25 respectivamente) durante la primavera de 1989 (SURCAY-1) a lo largo del transecto P-0 muestran una distribución concorde con esta descripción, en la cual los nutrientes aumentan con la densidad. Los tres nutrientes muestran un domo similar al de temperatura y densidad y una elevación de sus isolíneas junto al talud continental. Estas distribuciones respaldan los argumentos expuestos sobre la continuidad del agua entre el domo ubicado sobre la plataforma y el talud, y las aguas profundas de la Corriente de Yucatán. De igual forma, muestran claramente la entrada de concentraciones de nutrientes significativamente superiores a las del agua superficial hacia la plataforma continental, y por tanto el carácter fertilizador del afloramiento. Puede observarse también la concordancia entre la isonutria de  $1 \mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$  nitrato y la isoterma de  $22.5 \text{ }^\circ\text{C}$ , particularmente en la zona del domo.

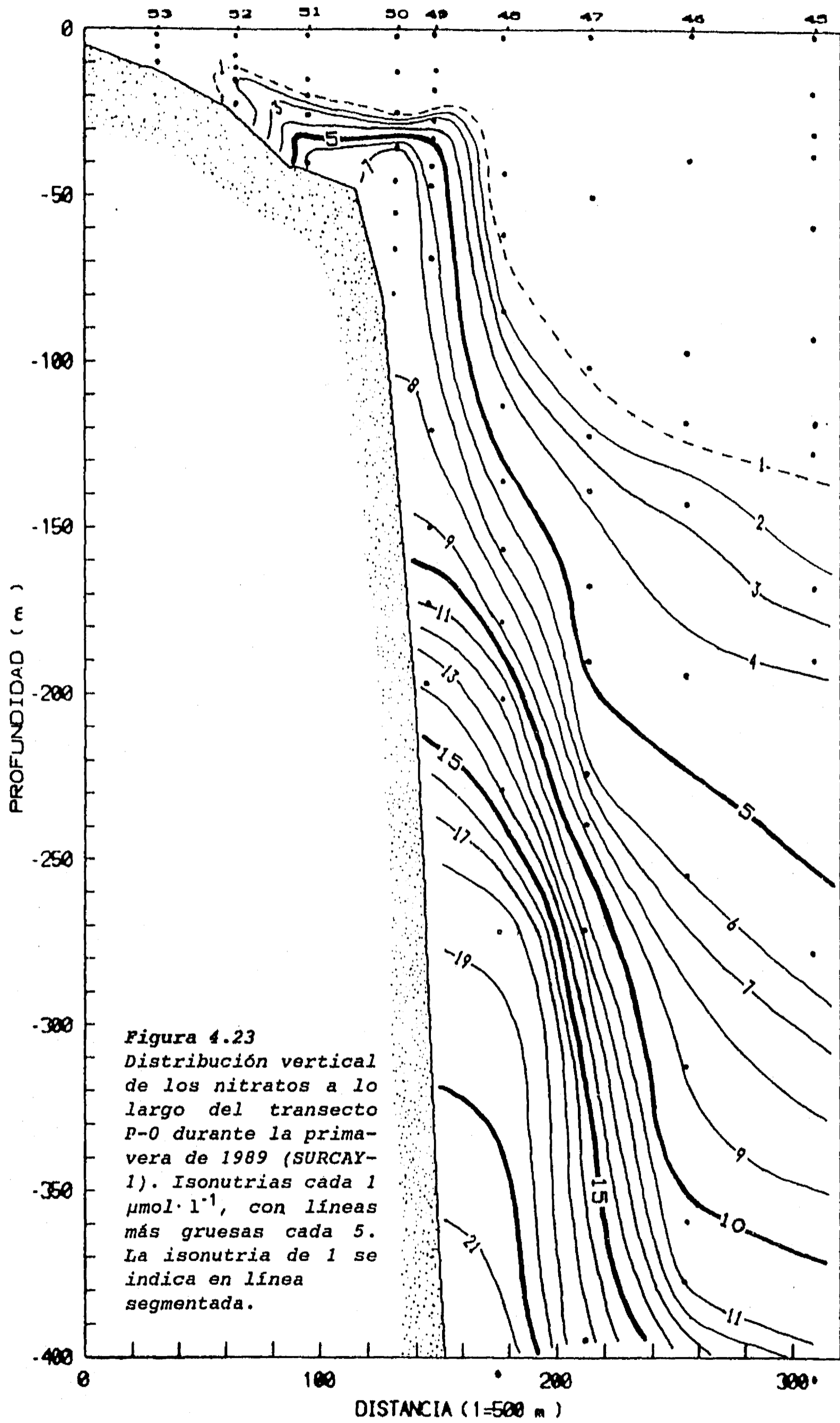
La figura 4.26 presenta las distribuciones verticales de los nitratos en el mismo transecto correspondientes a la otra campaña de primavera (PROIBE-3) y a la del verano (PROIBE-2). En ambos casos, la parte superior de la figura muestra un patrón similar a lo observado en el SURCAY-1, en el cual, las concentraciones de los nutrientes se elevan de mar abierto hacia la plataforma continental, con una distribución análoga a la de la densidad y la temperatura.

En la zona de la contracorriente, los nitratos presentan concentraciones menores junto al talud que lejos de éste, con lo cual las isonutrias se encuentran inclinadas al revés que en la parte superior, al igual que los contornos de densidad y temperatura. A primera vista, esta sería la situación esperable, que los nutrientes aumenten con la densidad en forma similar a lo observado durante el SURCAY-1 (figura 4.23). Sin embargo, es notorio que la inclinación de los contornos de nitrato es mucho mayor que la de los de densidad y temperatura. Esto significa que las aguas que forman la contracorriente contienen una concentración de nitrato inferior a la que les correspondería de acuerdo a su densidad y temperatura.

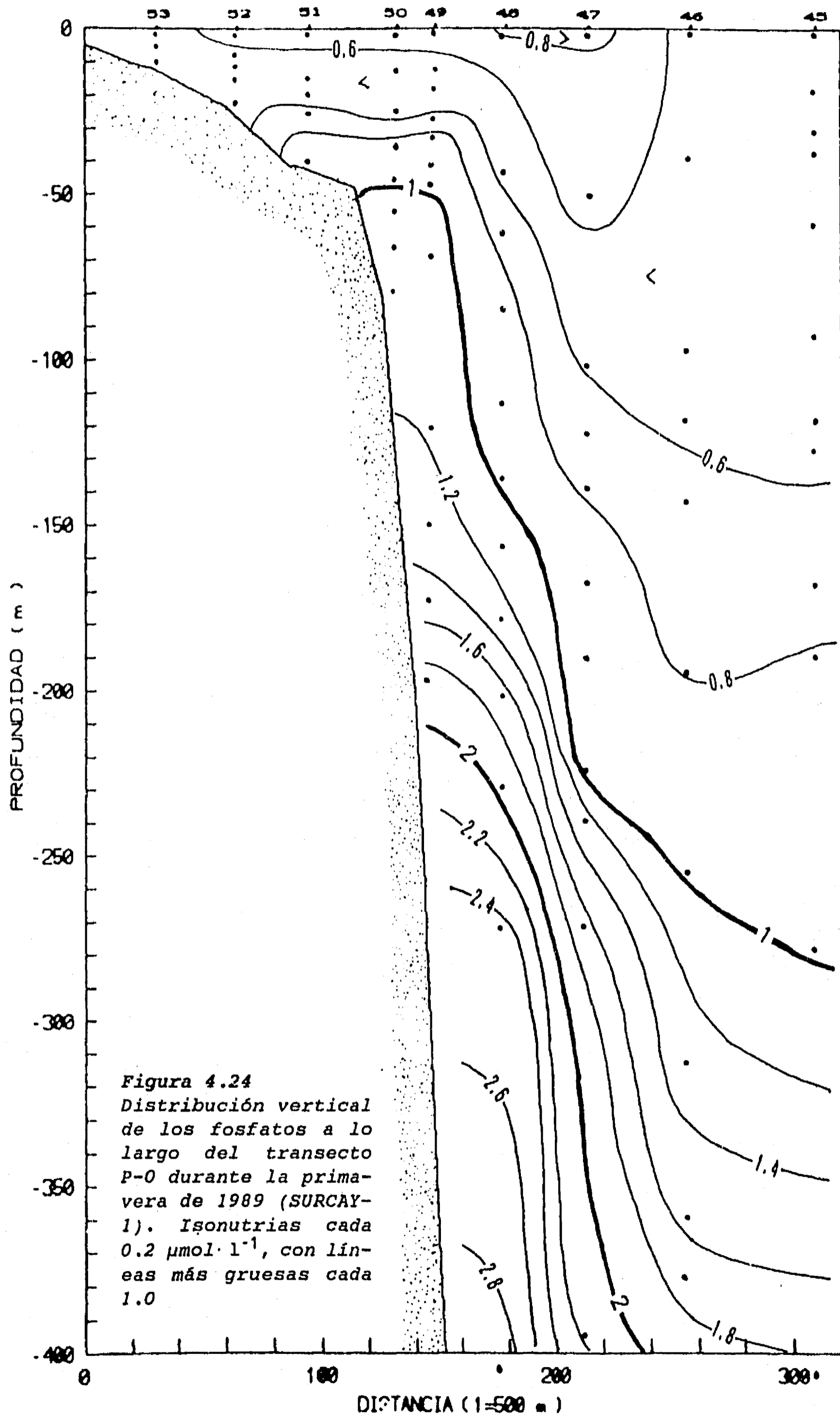
La existencia de una anomalía de nutrientes en la zona de la contracorriente está indicada también por las distribuciones verticales de fosfato y silicato (figura 4.27) durante el verano (PROIBE-2). En estas figuras se aprecia que la contracorriente presenta un núcleo con concentraciones de fosfato y silicato distintas a las del agua adyacente de igual densidad. En el caso del silicato, al igual que en el del nitrato, las concentraciones son menores, mientras que en el del fosfato se observa un núcleo de

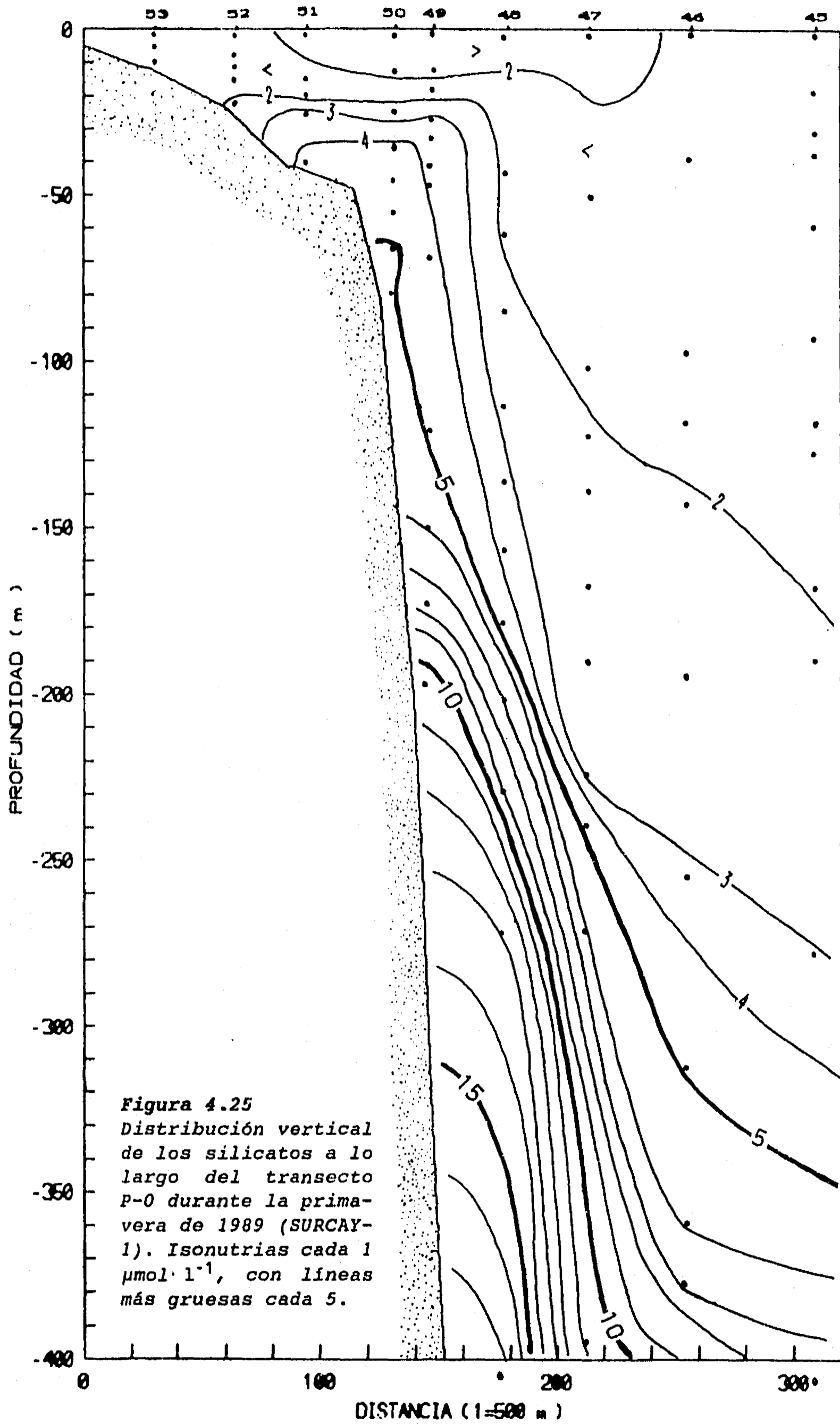


ESTA TESIS NO DEBE  
 SALIR DE LA BIBLIOTECA



**Figura 4.23**  
 Distribución vertical  
 de los nitratos a lo  
 largo del transecto  
 P-0 durante la prima-  
 vera de 1989 (SURCAY-  
 1). Isonutrias cada 1  
 $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ , con líneas  
 más gruesas cada 5.  
 La isonutria de 1 se  
 indica en línea  
 segmentada.





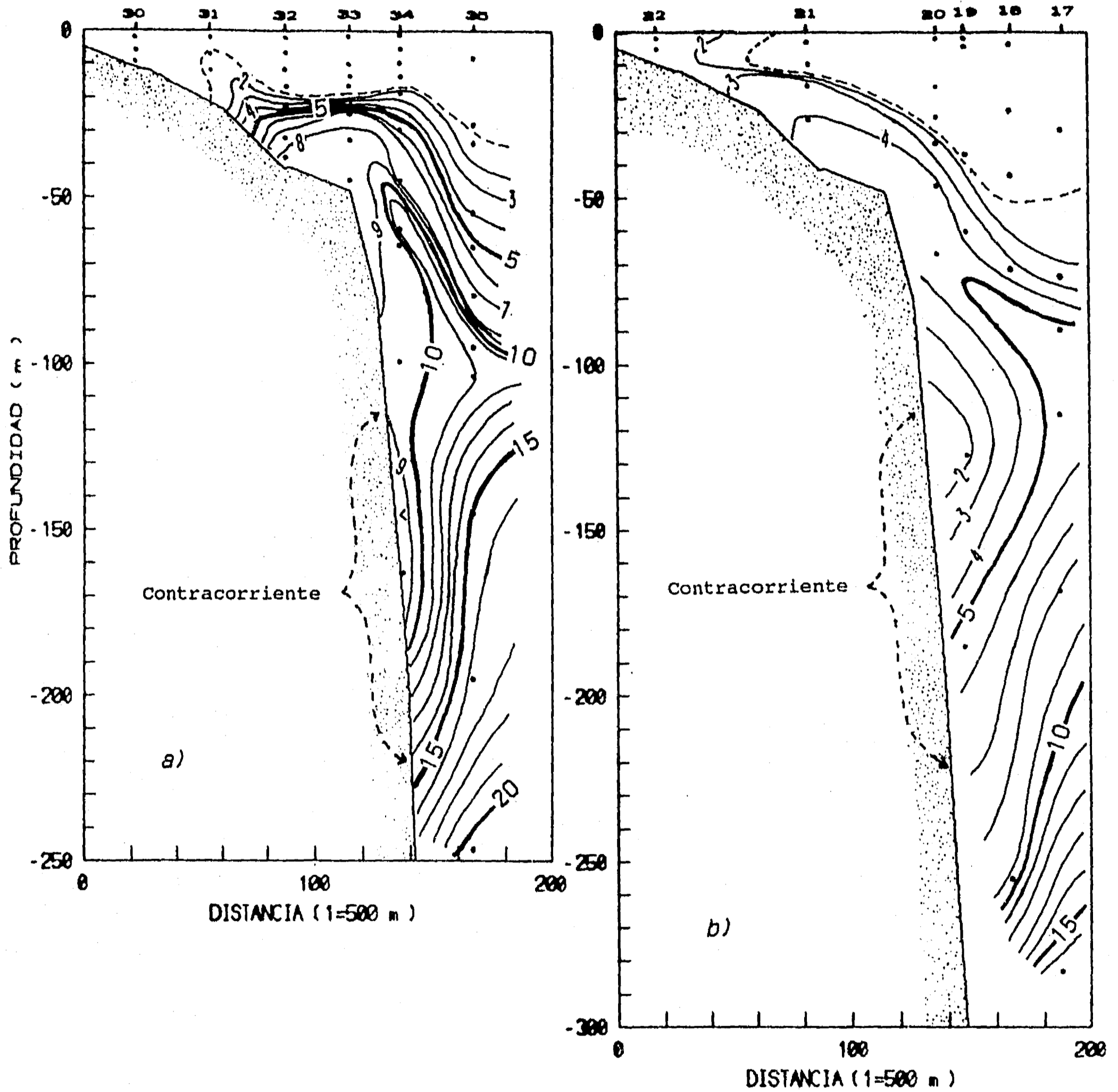


Figura 4.26 Distribución vertical de los nitratos a lo largo del transecto P-0 durante: a) la primavera de 1985 (PROIBE-3), y b) el verano de 1984 (PROIBE-2). Isonutrias cada  $1 \mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ , con líneas más gruesas cada 5. La isonutria de 1 se indica en línea segmentada.



mayor concentración a la del agua de densidad similar ubicada al oeste.

Si bien lo anterior no permite aclarar las causas de la contracorriente, sí aporta información sobre el agua que la forma. La densidad de las aguas de la corriente indica que éstas provienen de una profundidad similar a la cual encontramos la contracorriente, es decir, por debajo de la termoclina y la zona fótica. Sin embargo, su menor contenido de nutrientes, principalmente de nitrato, sugiere que estas aguas pueden haber pasado por la zona fótica, y sufrido una reducción por consumo biológico de nutrientes, antes de formar la contracorriente. En el caso de los fosfatos, la anomalía positiva encontrada en el agua de la corriente puede deberse a un proceso de regeneración. Un incremento en la regeneración de fosfatos también sería una consecuencia del paso de estas aguas por la zona fótica, debido al aumento general de la biomasa inducido por el afloramiento, como se discute en un capítulo posterior.

De esta forma, las distribuciones de nutrientes sugieren que la contracorriente se nutre de parte de las aguas afloradas. Lo anterior, junto con su carácter aparentemente permanente, respaldan la posibilidad de que la corriente forma parte de la dinámica del afloramiento.

#### **4.1.5. La ruptura del máximo de salinidad**

En su extenso trabajo sobre la hidrografía del Caribe, Parr (1936) observó que el máximo de salinidad del Agua Subtropical Intermedia, característico del Caribe, desaparece en el lado occidental del Canal de Yucatán. Este fenómeno ha sido observado posteriormente en estudios realizados en el Canal de Yucatán (p.ej. Molinari y Yager, 1977), pero no se han identificado con claridad sus causas. Resulta interesante investigar si esta situación se presentó en las campañas de este trabajo, y su posible relación con el proceso de afloramiento. Para ello, pueden utilizarse las distribuciones verticales de salinidad a lo largo del transecto P-0.

Las figuras 4.28 y 4.29 presentan estas distribuciones durante el otoño (PROIBE-4) y el invierno (PROIBE-5) respectivamente, que es cuando se aprecia la existencia del máximo de salinidad con más claridad. En el Mar Caymán, la región del Caribe más cercana al área de estudio, el máximo subsuperficial de salinidad se caracteriza por valores de 36.8 (Wust, 1964). Esta isohalina aparece en ambas figuras como el núcleo de un máximo de salinidad que se extiende hacia el talud continental con valores decrecientes, y

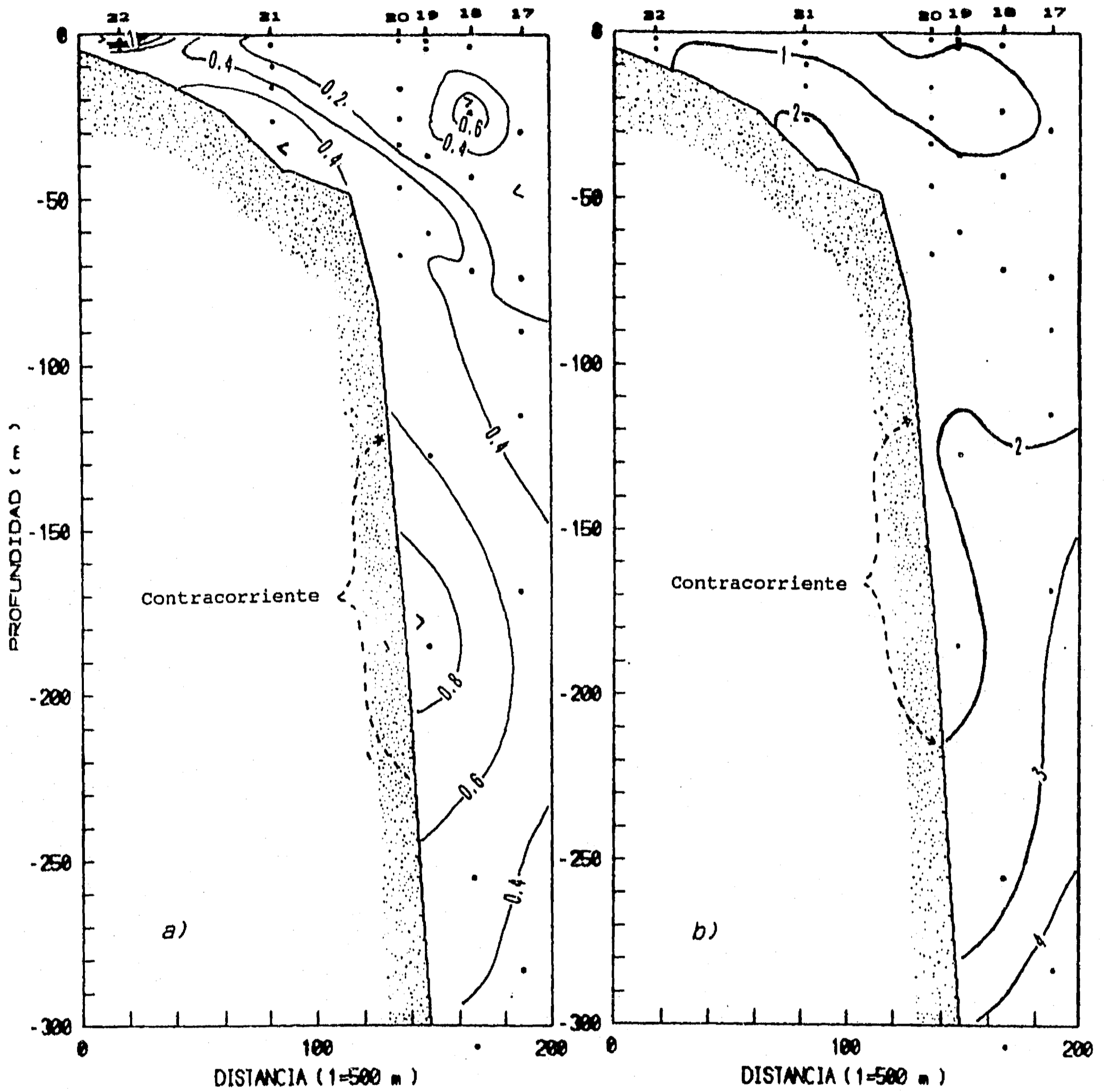
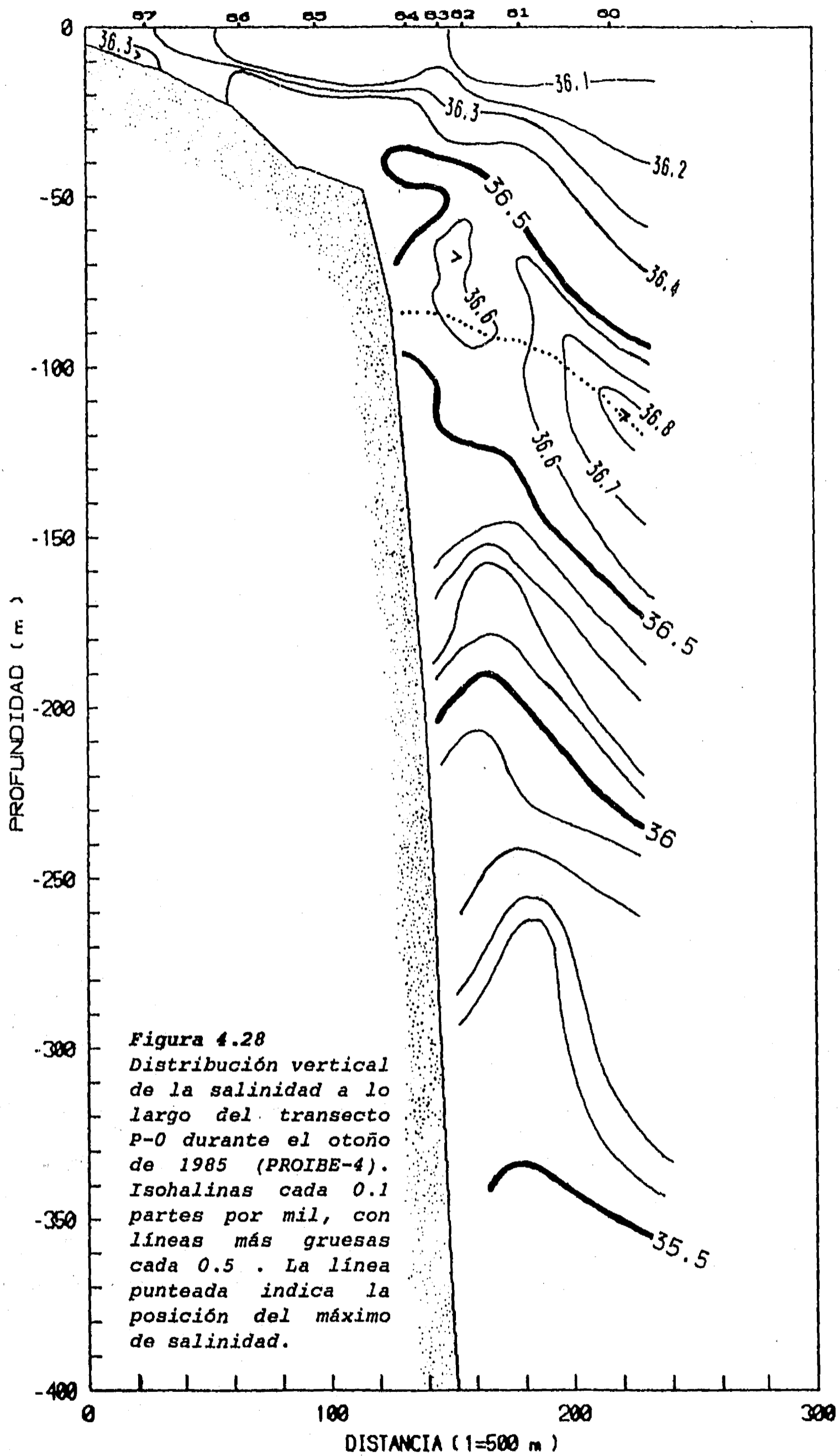
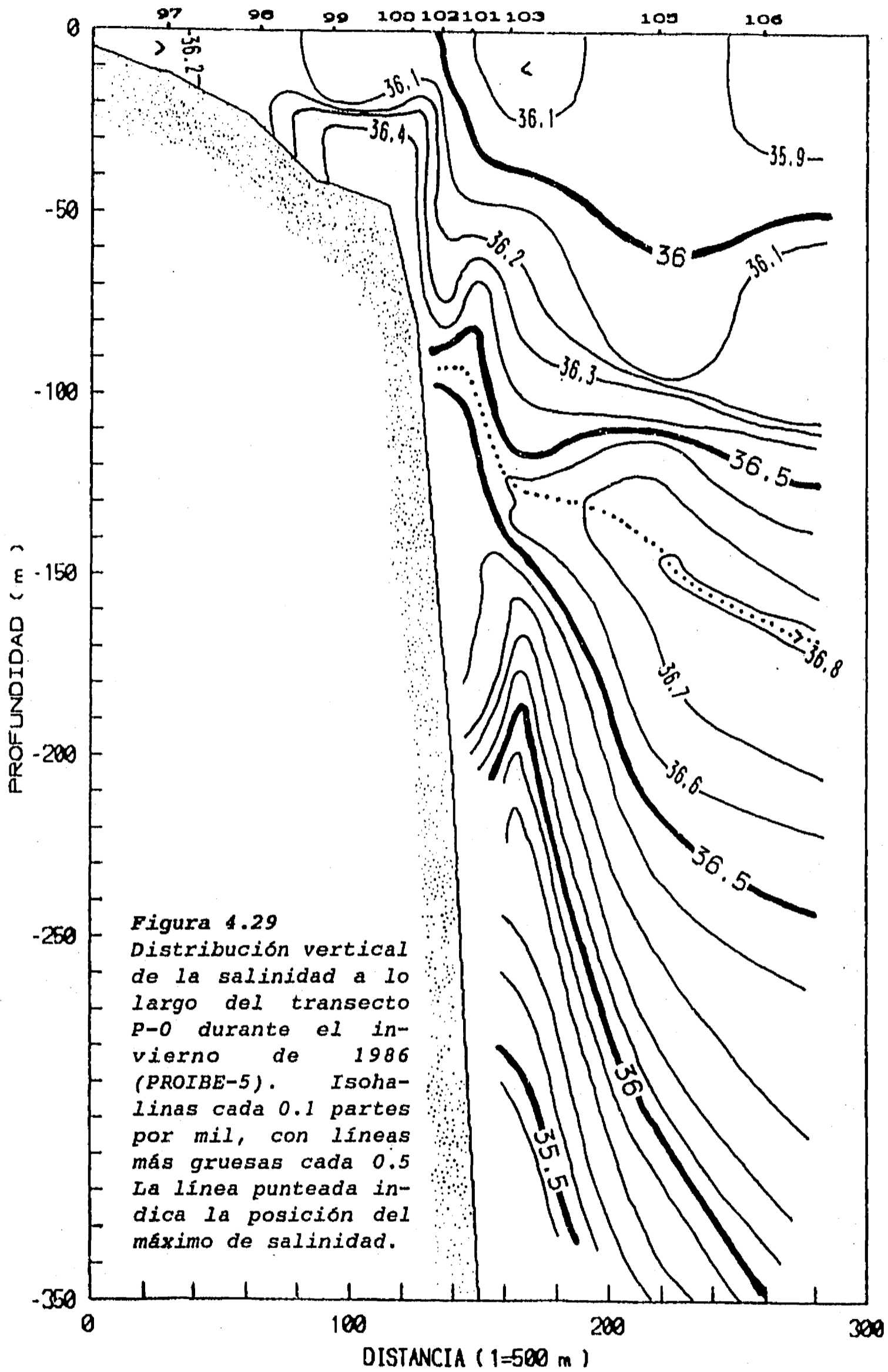


Figura 4.27 Distribución vertical de: a) los fosfatos, y b) los silicatos, a lo largo del transecto P-0 durante el verano de 1984 (PROIBE-2). Isonutrias de fosfatos cada  $0.2 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ , con líneas más gruesas cada  $1.0$ . Isonutrias de silicatos cada  $1 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ , con líneas más gruesas cada  $5$ .



**Figura 4.28**  
 Distribución vertical  
 de la salinidad a lo  
 largo del transecto  
 P-0 durante el otoño  
 de 1985 (PROIBE-4).  
 Isohalinas cada 0.1  
 partes por mil, con  
 líneas más gruesas  
 cada 0.5 . La línea  
 punteada indica la  
 posición del máximo  
 de salinidad.



#### 4. Resultados: la estructura del afloramiento

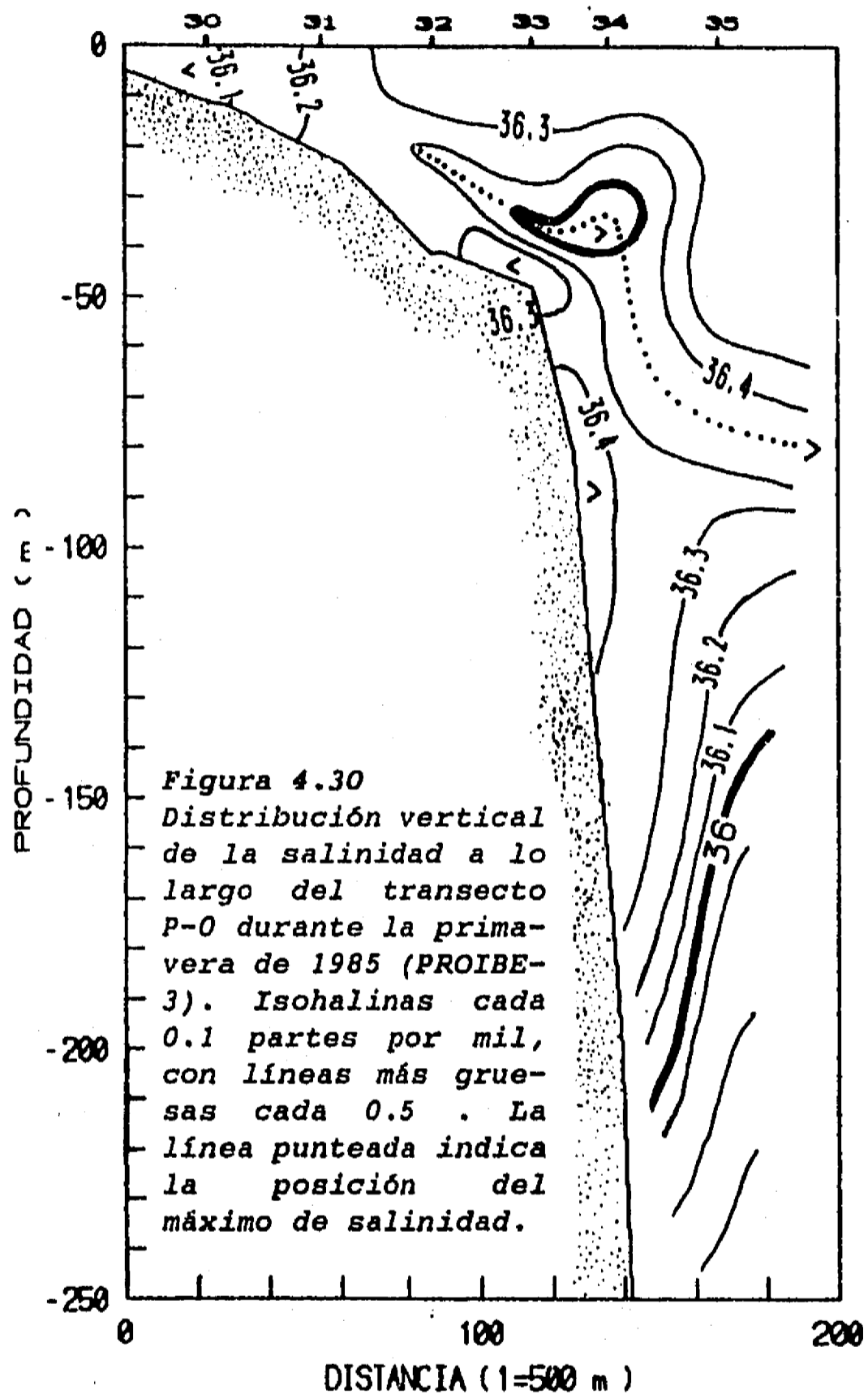
que (hasta donde la resolución espacial de los datos disponibles permite discernir) lo intercepta a una profundidad de entre 80 y 100 m con valores de salinidad entre 36.5 y 36.6 . En el otoño (figura 4.28) las salinidades y espesor del máximo junto al talud continental son ligeramente mayores que en el invierno (figura 4.29).

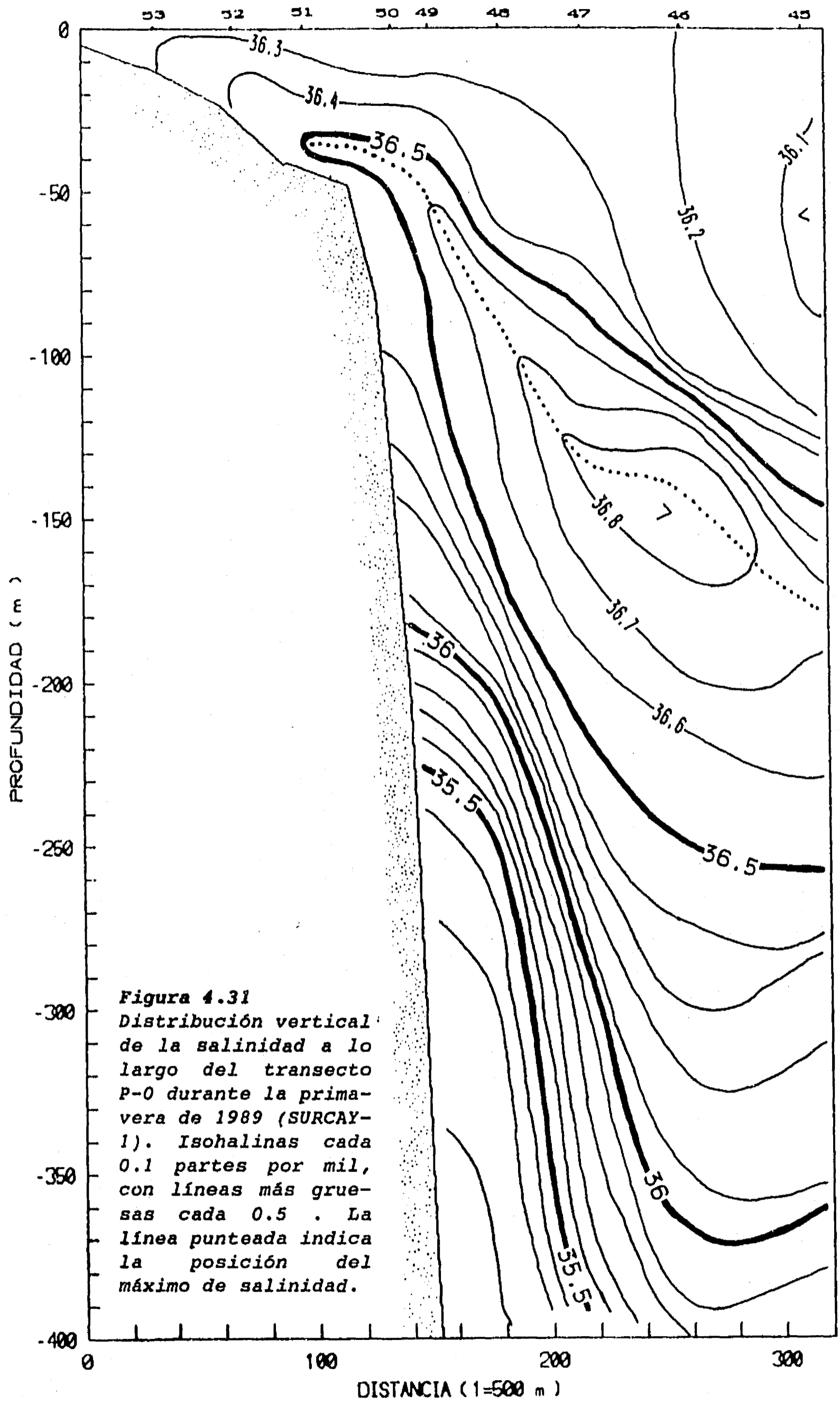
Por lo demás, las isohalinas de estas figuras de otoño e invierno presentan un comportamiento muy similar al descrito para temperatura y densidad, que indica una elevación general del agua cerca del talud. También muestran, particularmente la de invierno, la existencia de un núcleo de salinidad homogénea (entre 36.4 y 36.5) junto al talud, por debajo del máximo de salinidad, que podría corresponder a la contracorriente.

Las figuras 4.30 y 4.31 corresponden a las distribuciones verticales de salinidad durante las campañas de primavera, PROIBE-3 y SURCAY-1 respectivamente. En esta época se observa una situación notoriamente distinta, particularmente durante 1985 (PROIBE-3). El máximo de salinidad no intercepta el talud, sino que se levanta al acercarse a éste, y posteriormente se extingue por encima del fondo de la plataforma continental. Esta distribución muestra, al igual que las de temperatura y densidad, la continuidad entre el agua aflorada sobre la plataforma y las aguas de la Corriente de Yucatán ubicadas por debajo del máximo de salinidad, el cual coincide aproximadamente con la termoclina.

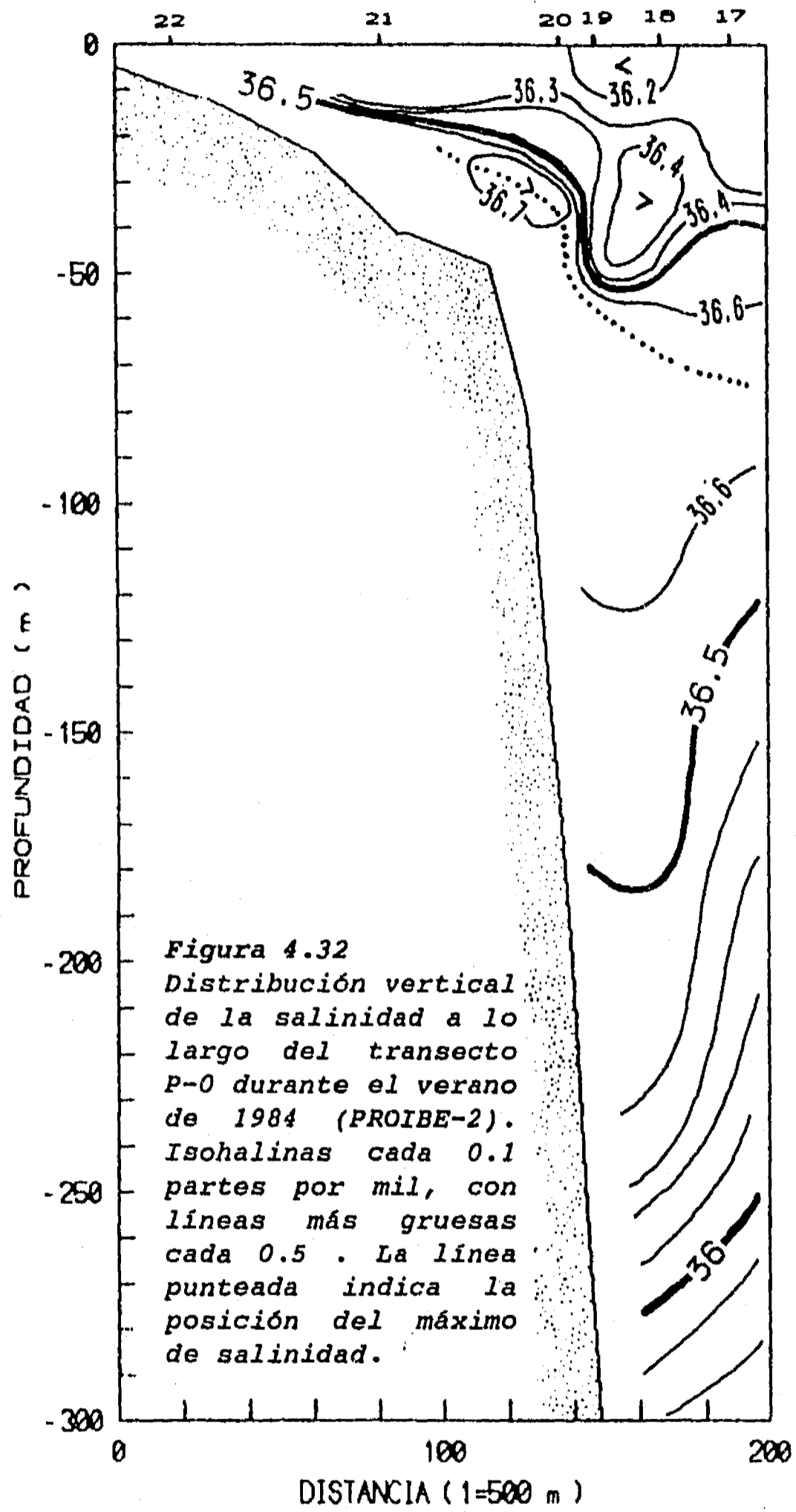
Si bien el comportamiento relativo de la distribución de salinidad es muy parecido en las dos campañas de primavera, los valores absolutos muestran una erosión mayor del máximo en la primavera de 1985 (PROIBE-3). Mientras en este crucero la porción observada del máximo esta formada por valores de entre 36.4 y 36.5, y alcanza un máximo de 36.54, en la primavera de 1989 (SURCAY-1) el máximo presenta valores superiores a los 36.5 y de hasta 36.7 en la misma zona. Desafortunadamente la extensión de las observaciones durante el PROIBE-3 no permite conocer a qué distancia del talud se encontraban las isohalinas de 36.6, 36.7 y 36.8, para obtener una imagen más completa de la diferencia entre ambas primaveras.

Finalmente, la figura 4.32 nos muestra la distribución vertical de temperatura durante el verano de 1984. Al igual que en las otras dos campañas con afloramiento sobre la plataforma, el máximo de salinidad se remonta por encima del borde de la plataforma continental. En este caso, en cambio, los valores de salinidad sobre la plataforma llegan a más de 36.6 . Sin embargo, como durante esta campaña aun no se enfatizaba el muestreo cerca del





**Figura 4.31**  
 Distribución vertical  
 de la salinidad a lo  
 largo del transecto  
 P-0 durante la prima-  
 vera de 1989 (SURCAY-  
 1). Isohalinas cada  
 0.1 partes por mil,  
 con líneas más grue-  
 sas cada 0.5 . La  
 línea punteada indica  
 la posición del  
 máximo de salinidad.





#### 4. Resultados: la estructura del afloramiento

talud, no hay información para saber que es lo que sucedía cerca de éste.

De cualquier forma, la comparación de las cinco figuras permite establecer una relación entre la posición y características del máximo de salinidad y el afloramiento. En todos los casos se observa una disminución de los valores máximos de salinidad al acercarse al talud continental, equivalente a la erosión o ruptura de dicho máximo. Esta ruptura es mayor conforme el afloramiento es más intenso (PROIBE-3 > SURCAY-1 > PROIBE-2 > PROIBE-5 > PROIBE-4). Similarmente, cuando las aguas afloradas penetran a la plataforma (PROIBE-3, SURCAY y PROIBE-2), el máximo se levanta por encima de ésta.

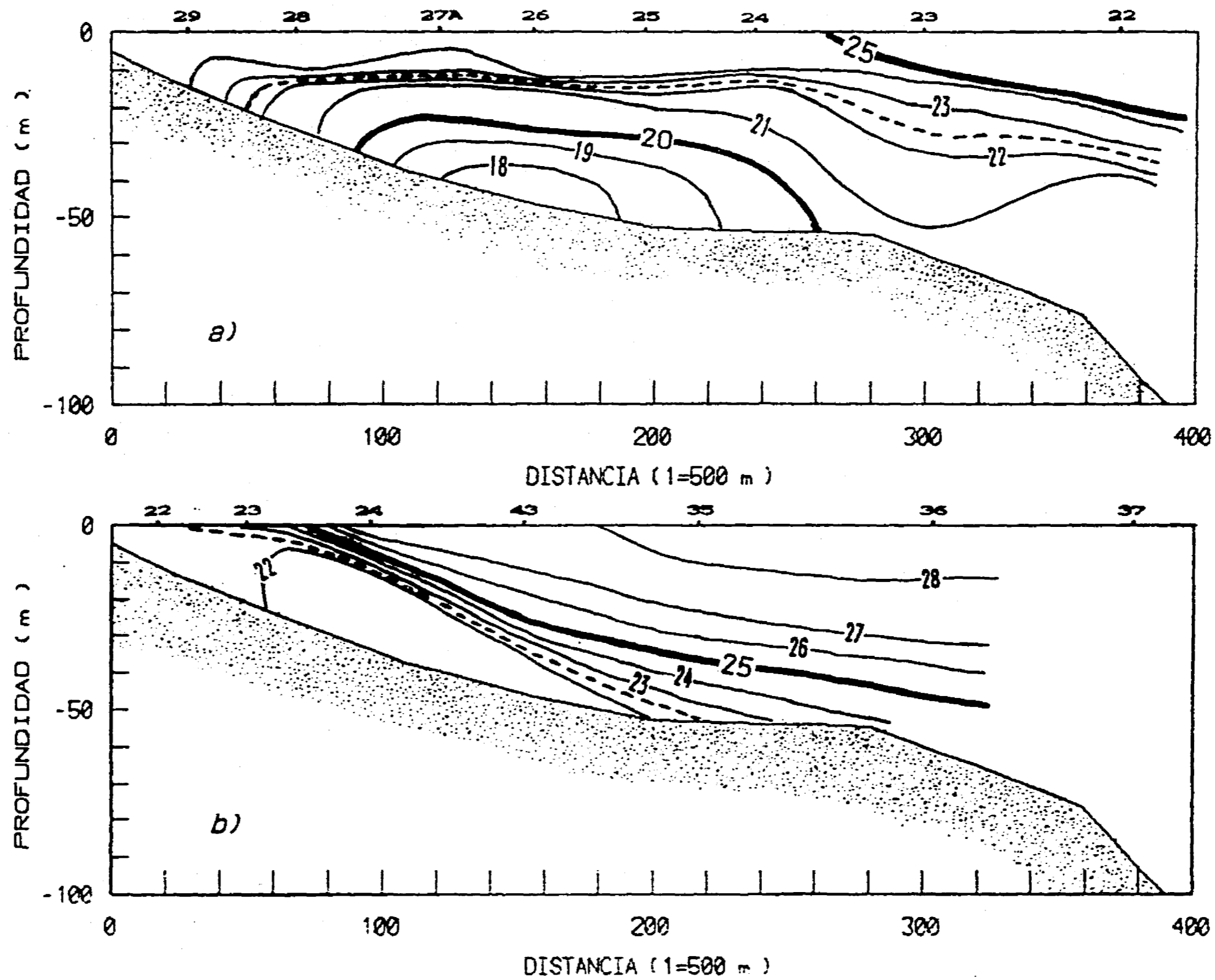
Por otro lado, las distribuciones (figuras 4.30 y 4.31) de la primavera (PROIBE-3) y el verano (PROIBE-2) muestran con mayor claridad la situación discutida para e invierno y otoño: la presencia de núcleos de salinidad homogénea junto al talud, donde las isopicnas indican la presencia de la contracorriente. Los valores de salinidad de estos núcleos (de 36.3 a 36.4 para el PROIBE-3, y de 36.4 a 36.6 para el PROIBE-2) son similares a los del agua aflorada sobre la plataforma, en consistencia con la propuesta (a partir de las distribuciones de nutrientes) de que la contracorriente se forma a partir de agua aflorada que vuelve a hundirse.

##### **4.1.6. La estructura sobre la plataforma**

Para concluir la descripción de las principales características de la hidroestructura identificadas en este trabajo, es necesario describir la estructura generada por el afloramiento sobre la plataforma.

Las figuras 4.17, 4.18, 4.19 y 4.20, se presentaron anteriormente para ilustrar la elevación de las isotermas e isopicnas y la formación de un domo de agua fría y pesada sobre el talud oriental de la Plataforma de Yucatán frente a Cabo Catoche en la primavera y verano, cuando el afloramiento es intenso. En estas figuras también se observa que el ascenso de aguas a la plataforma genera una fuerte estratificación sobre la plataforma. En la porción de plataforma mostrada en ellas, se aprecia la existencia de dos capas de agua separadas por termoclina y picnoclina marcadas.

Para ver si esta estructura se mantiene sobre la plataforma, conviene analizar las distribuciones verticales a lo largo de los transectos ubicados sobre la plataforma. En las figuras 4.33 y 4.34



**Figura 4.33** Distribución vertical de la temperatura a lo largo del transecto M-0 durante: a) la primavera de 1985 (PROIBE-3), y b) el verano de 1984 (PROIBE-2). Isothermas en grados centígrados, con líneas más gruesas cada 5 °C. La isoterma de 22.5 °C se indica con línea gruesa segmentada.

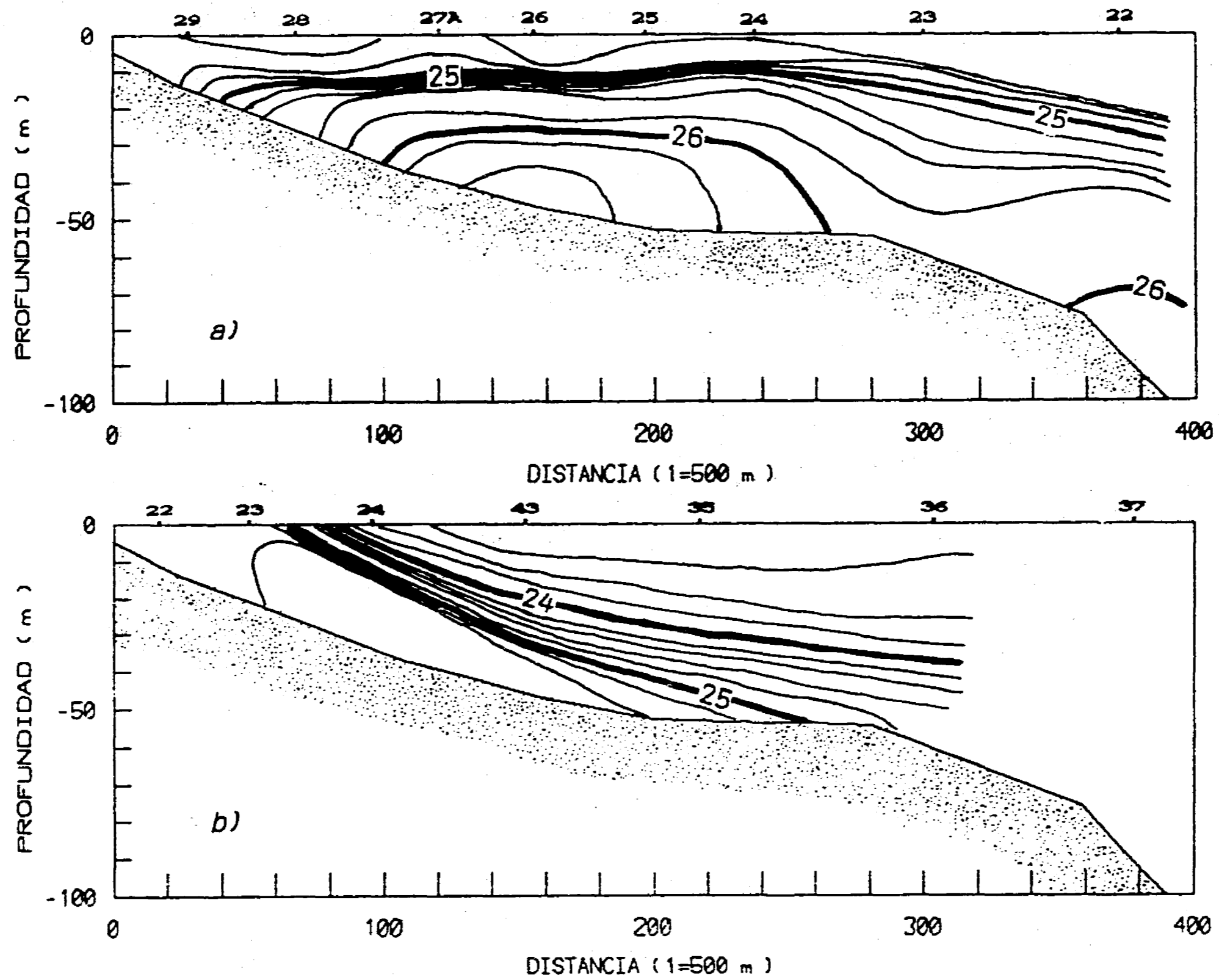


Figura 4.34 Distribución vertical de la densidad a lo largo del transecto M-0 durante: a) la primavera de 1985 (PROIBE-3), y b) el verano de 1984 (PROIBE-2). Isopicnas cada 0.2 unidades de sigma-t, con líneas más gruesas cada 1.0 unidades.

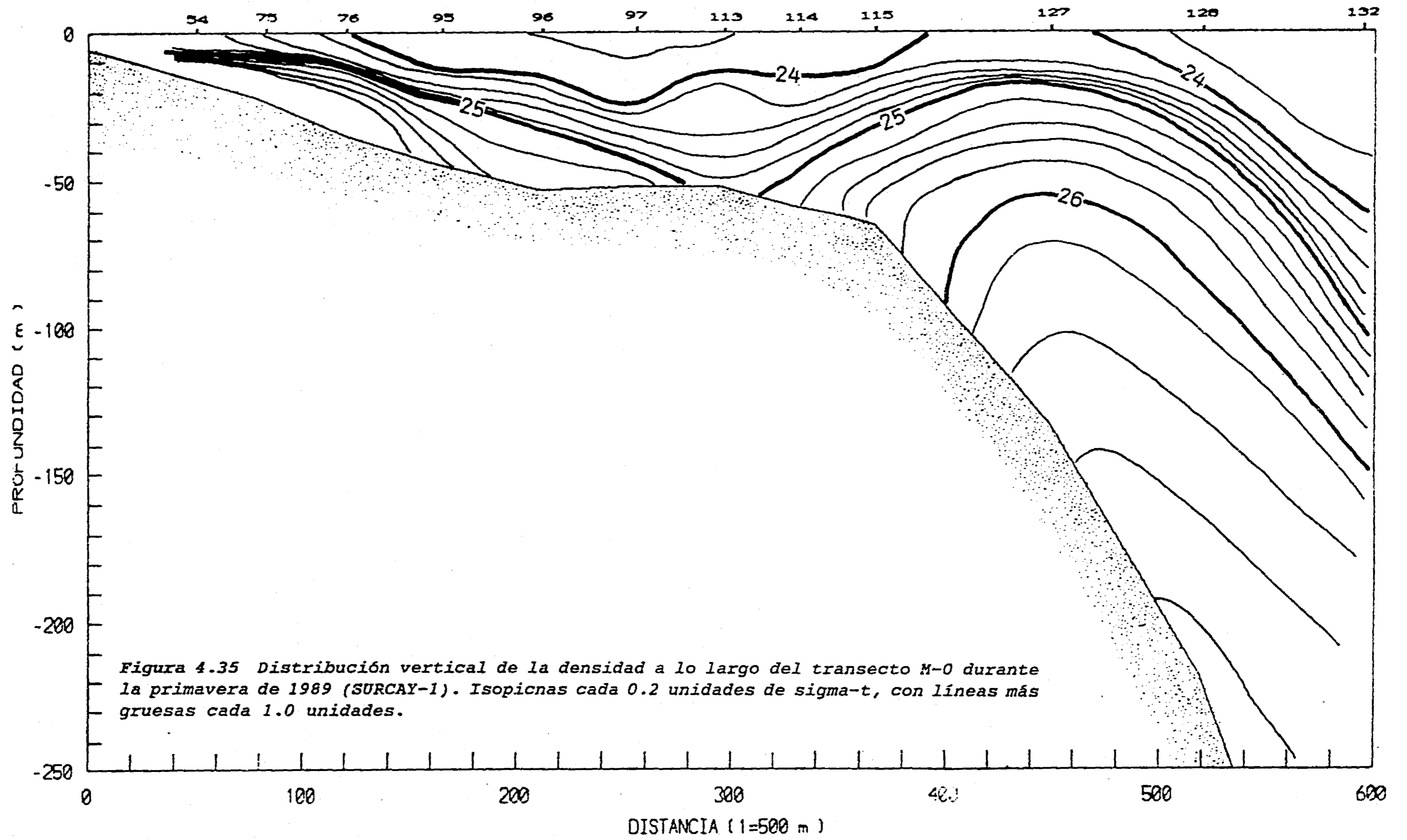
se muestran las distribuciones de temperatura y densidad respectivamente para las campañas de primavera (PROIBE-3) y verano (PROIBE-2) a lo largo del transecto M-0, que es el más cercano al margen oriental de la plataforma (figura 3.7). Estas figuras muestran la continuación de esta estructura sobre la plataforma. El agua sobre la plataforma está dividida en dos capas con una cierta homogeneidad interna y separadas por un fuerte gradiente térmico y pícnico. La capa inferior corresponde al agua aflorada, con temperaturas inferiores a los 22.5 °C y densidades ( $\sigma_t$ ) mayores a 25.4, mientras que el agua por encima de este gradiente probablemente es agua superficial de la Corriente de Yucatán que el afloramiento no ha logrado desplazar totalmente.

Las figuras permiten observar una diferencia en la extensión de la capa de agua aflorada hacia el norte de la plataforma entre una época y la otra. En el verano (PROIBE-2), la capa de agua aflorada se extiende hacia el norte solamente hasta una profundidad del orden de 50 metros y una distancia de la costa de cerca de 100 km. En cambio en la primavera (PROIBE-3) el sustrato frío y pesado abarca más allá del área de muestreo de la campaña, y alcanza el margen norte de la Plataforma de Yucatán.

Dado que la estratificación se aprecia más claramente en las figuras de densidad, se prosigue el análisis con este parámetro, para no presentar un exceso de figuras con información redundante. La figura 4.35 presenta la distribución vertical de la densidad sobre el mismo transecto, para la otra campaña realizada en primavera (SURCAY-1). La figura muestra una distribución similar a la del verano (PROIBE-2), en el sentido de que la capa o domo de agua aflorada, con densidad mayor a 25.4, sólo se extiende hasta cerca de 100 km hacia el norte frente a Cabo Catoche. El muestreo más amplio del SURCAY-1 permite detectar además la presencia de otro domo de agua densa más al norte, como indicó también la topografía de 22.5 °C (figura 4.7).

Un aspecto interesante, que se observa en las dos campañas de primavera y la de verano, es la existencia de aguas de menor densidad y temperatura sobre el fondo a una distancia de entre 130 y 160 km de la costa. En esta zona, las isopícnas del PROIBE-2 (4.34b) y del SURCAY-1 (figura 4.35) interceptan el fondo y no hay agua aflorada. Similarmente, las isopícnas del PROIBE-3 (figura 4.34a) presentan un hundimiento, y el agua de la capa inferior presenta una densidad menor que la ubicada más al sur o más al norte.

Esto sugiere que existe una tendencia general de menor afloramiento sobre el talud a esta distancia de la costa. Esta situación



sería particularmente clara durante la primavera de 1989, donde la isoterma de 22.5 °C (figura 4.7) mostraba varios domos separados por un área sin afloramiento, que se encuentra precisamente a esta distancia de la costa. En la primavera de 1985 este patrón no se observa con claridad en la isoterma de 22.5 °C (figura 4.1) debido probablemente a la mayor intensidad del afloramiento, puesto que sí es aparente en isotermas menores (figura 4.33a).

La carencia de registros de temperatura en la estación más boreal de este transecto (estación 37 en la figura 3.1) durante el PROIBE-2 impide confirmar la presencia de agua aflorada nuevamente después de esta franja en la que dicha agua está ausente en el SURCAY-1 y el PROIBE-2. Sin embargo, las distribuciones del nitrato sobre el mismo transecto (figuras 4.36 y 4.37) sí aportan información al respecto.

Estas figuras muestran la rápida elevación del nitrato por debajo de la marcada picnoclina, y la presencia de concentraciones superiores a 1  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$  en la capa de agua densa; confirmando que se trata de aguas afloradas, y de acceso reciente a la zona fótica, pues de lo contrario el consumo de los productores primarios ya las habría reducido por debajo de este nivel, como sucede en la capa superficial de los mares adyacentes. Puede observarse también que la isonutria de 1  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$  coincide con la picnoclina mostrada en las figuras 4.34 y 4.35. En el caso del PROIBE-2, la distribución del nitrato si permite apreciar la existencia de otro domo de agua aflorada más allá de los 160 km de la costa, después de la banda de menor afloramiento.

Para ilustrar lo que sucede hacia el otro extremo de la zona de estudio, se utilizan las distribuciones verticales a lo largo del transecto M-4, ubicado al este del arrecife Alacranes (véase figura 3.7), donde en la primavera de 1989 (SURCAY-1) se encontraba un tercer domo, y donde terminaba el extenso domo de la primavera de 1985 PROIBE-3. Como el PROIBE-2 no abarcó esta área, el análisis se restringe a las dos campañas de primavera. La figura 4.38 presenta la distribución vertical de a) densidad y b) nitrato para la primavera de 1985, mientras que la 4.39 y la 4.40 corresponden respectivamente a estos mismos dos parámetros durante la de primavera de 1989.

Las distribuciones del PROIBE-3 muestran claramente que la estratificación causada por el afloramiento se extiende hasta esta zona, con una capa de fondo con alta densidad y nitrato que corresponde al agua ubicada por debajo del domo de la isoterma de 22.5 °C. Sin embargo, en esta zona el núcleo del agua aflorada se

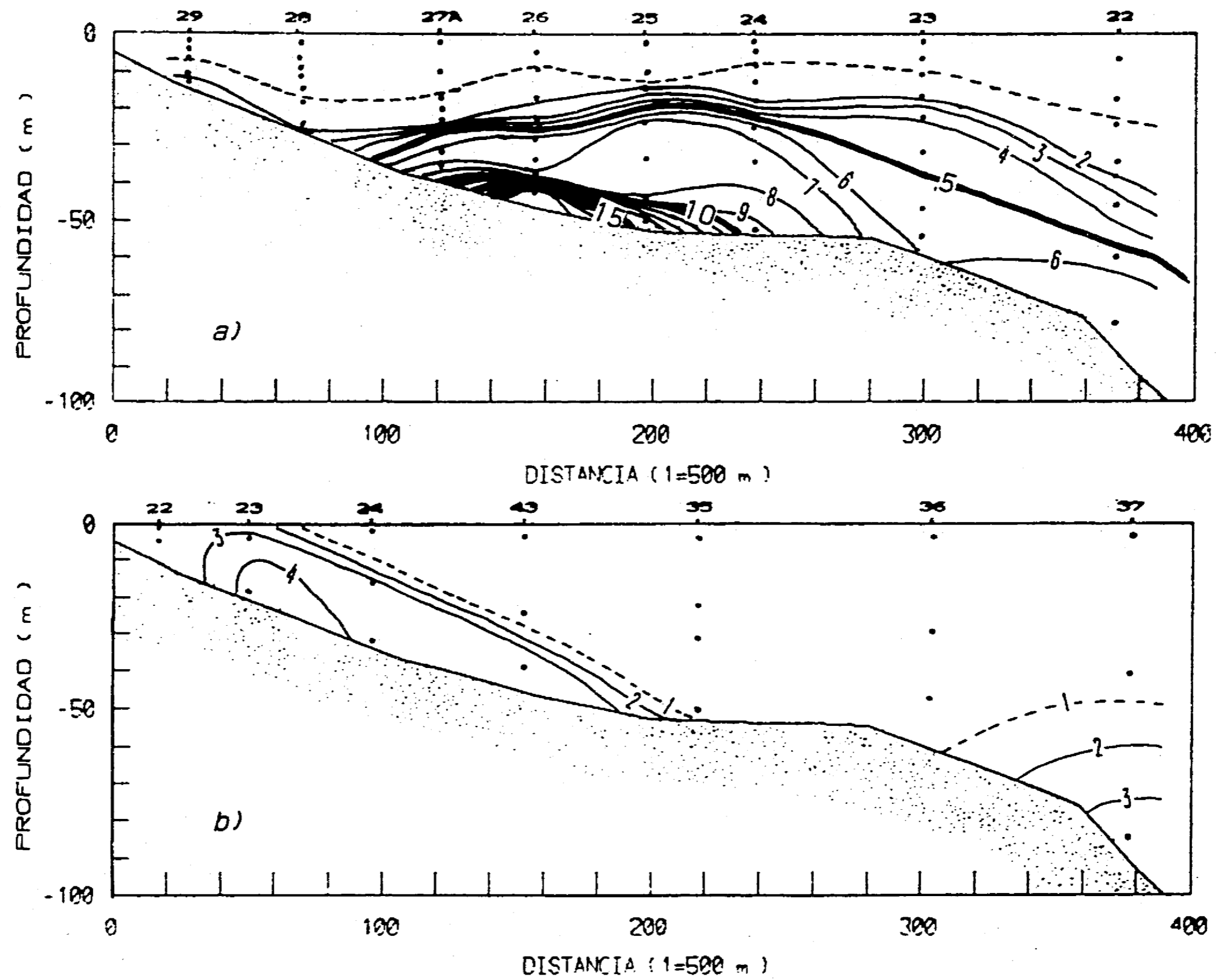
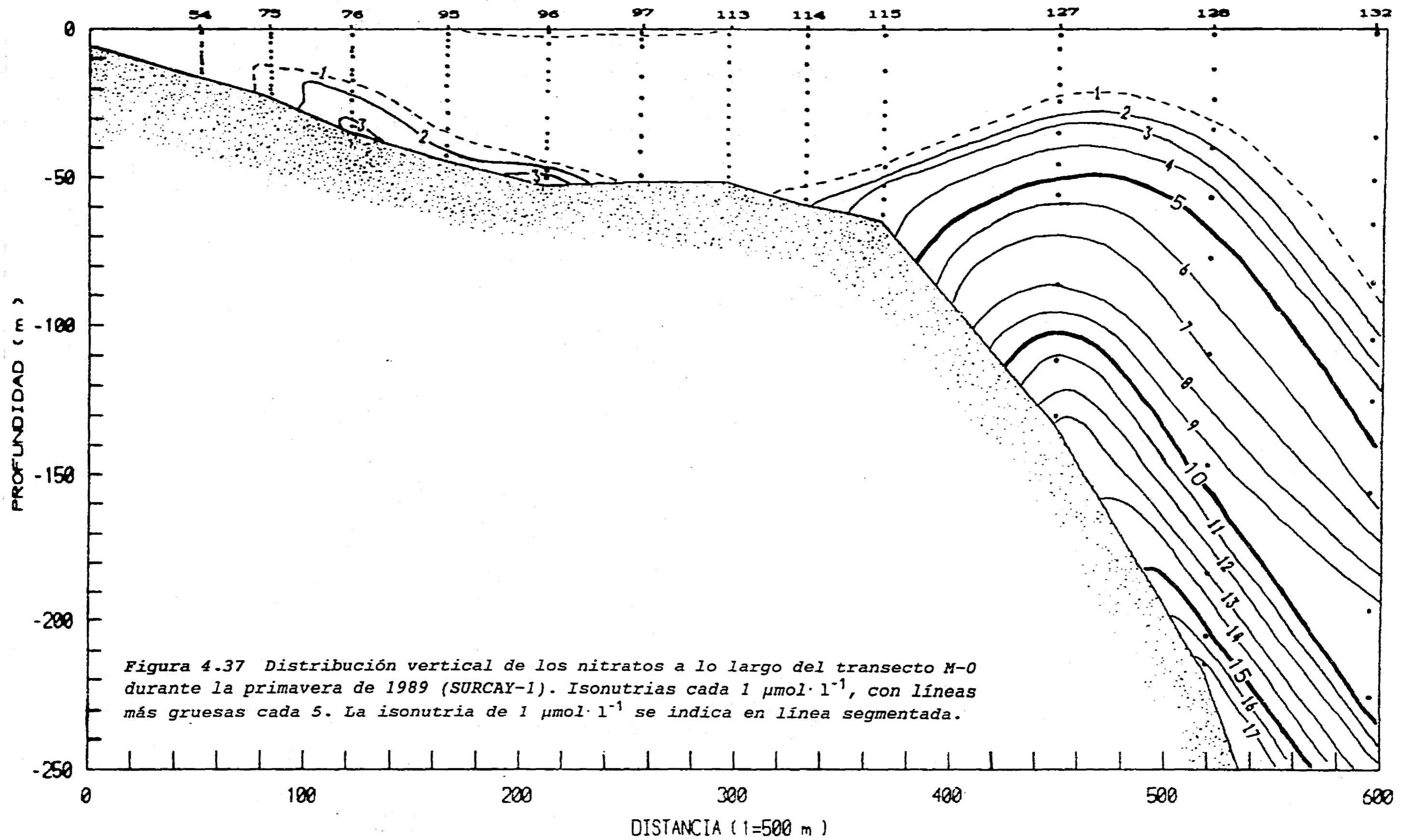


Figura 4.36 Distribución vertical de los nitratos a lo largo del transecto M-0 durante: a) la primavera de 1985 (PROIBE-3), y b) el verano de 1984 (PROIBE-2). Isonutrias cada  $1 \mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ , con líneas más gruesas cada 5. La isonutria de  $1 \mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$  se indica en línea segmentada.





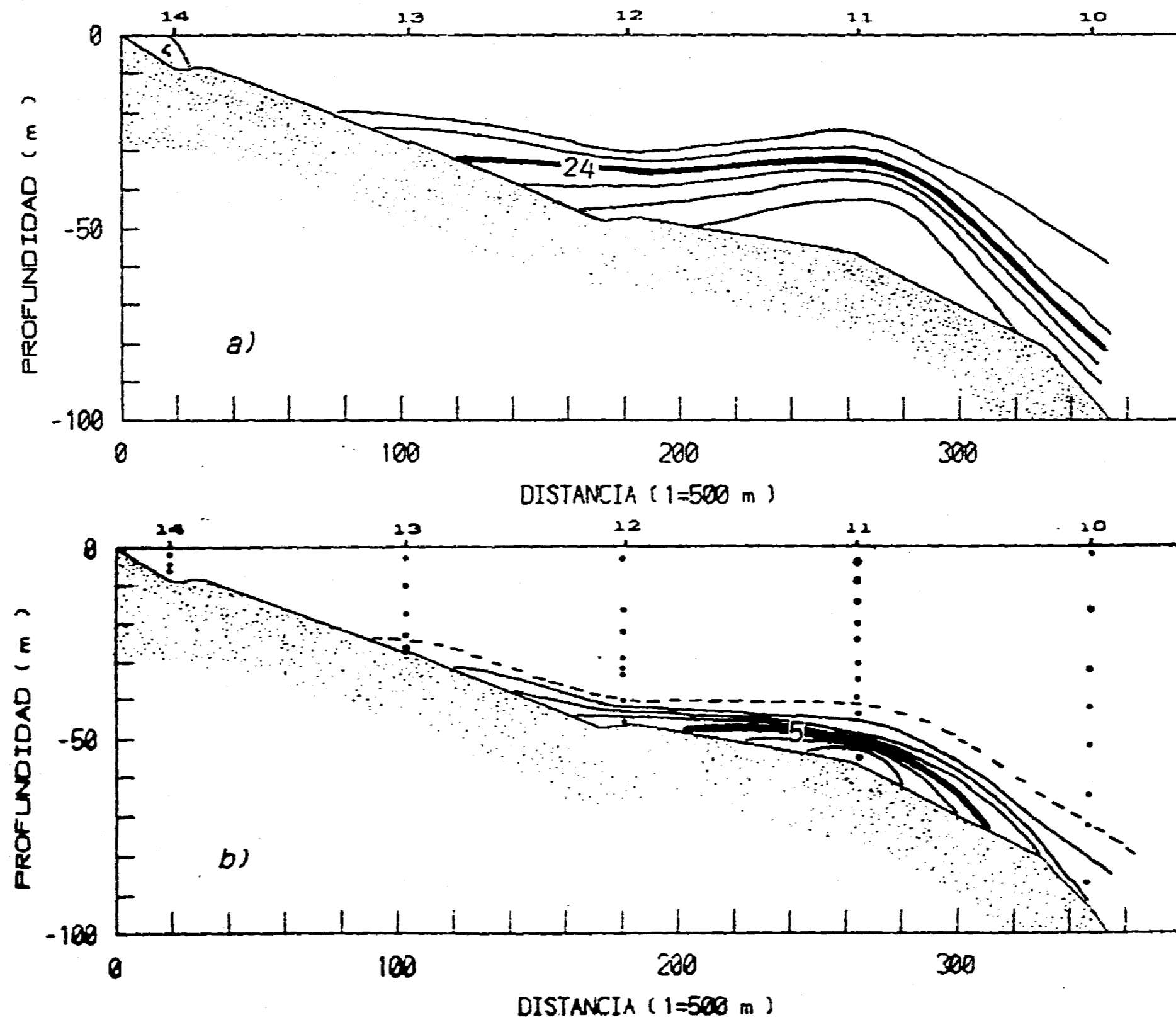
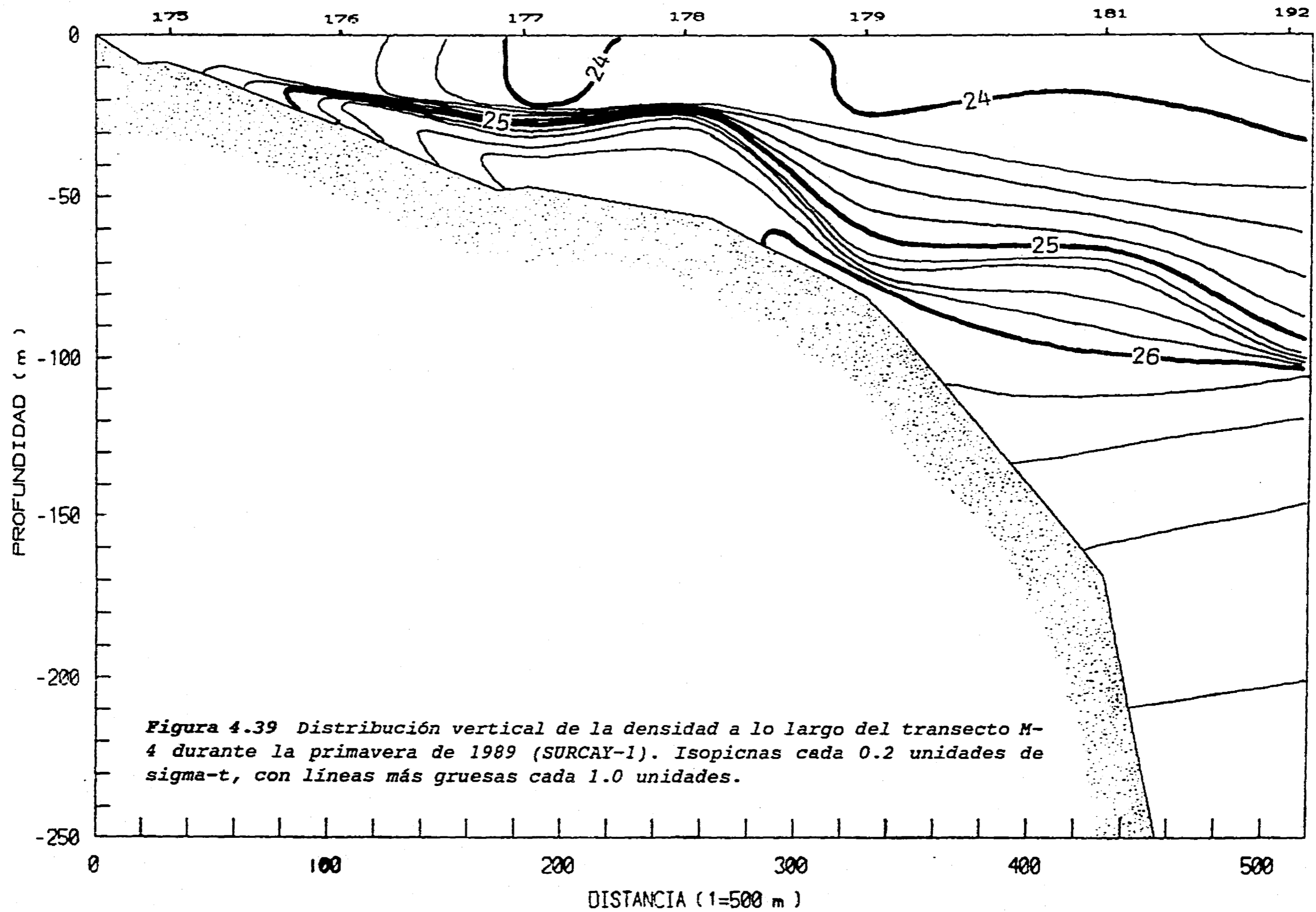
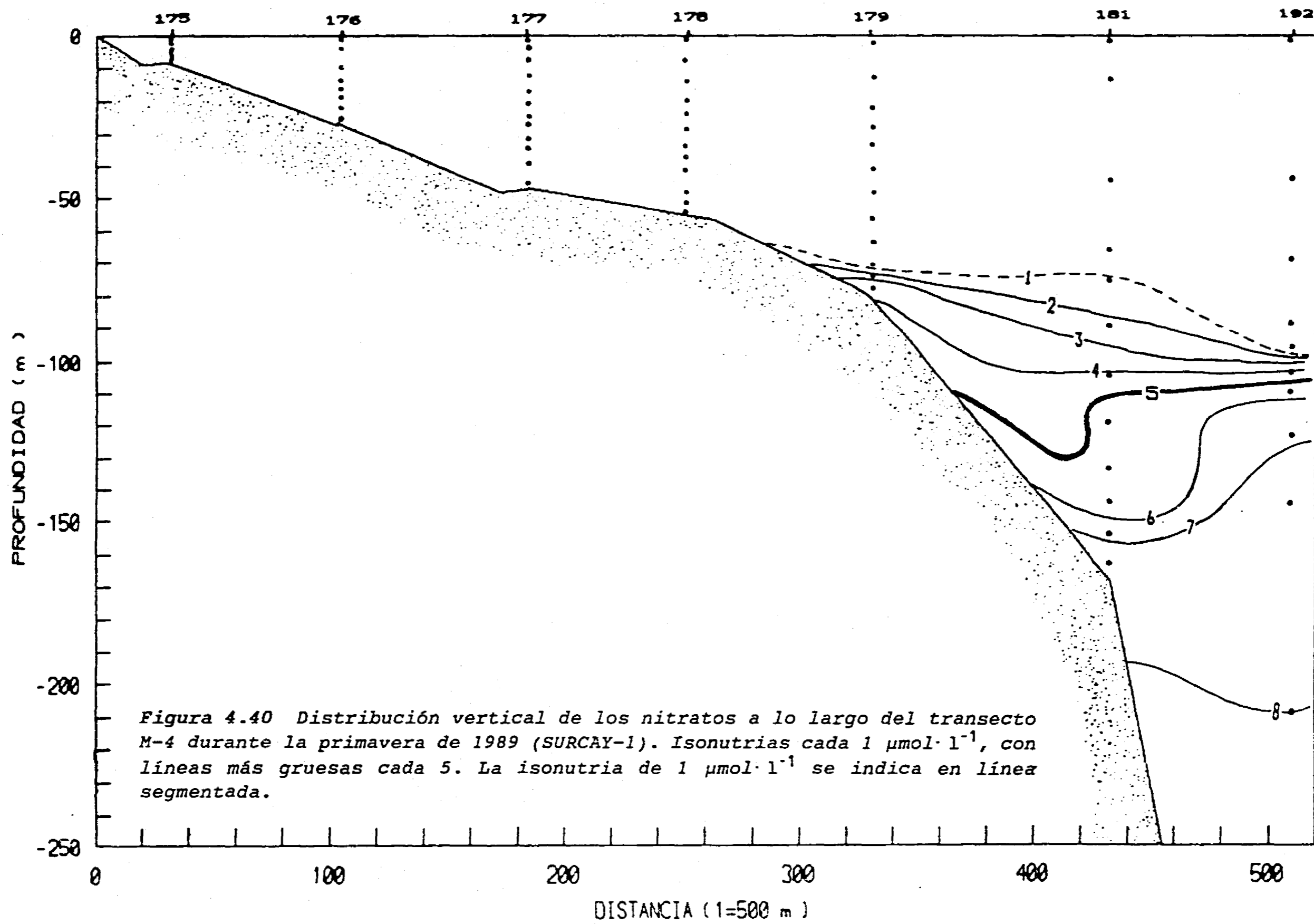


Figura 4.38 Distribución vertical de a) la densidad y b) los nitratos, a largo del transecto M-4 durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Isopicnas cada 0.2 unidades de sigma-t, con líneas más gruesas cada 1.0 unidades. Isonutrias cada 1  $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ , con líneas más gruesas cada 5. La isonutria de 1  $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$  se indica en línea segmentada.





encuentra a una mayor distancia de la costa (aproximadamente 130 a 140 km), y no se extiende hasta la orilla como sucedía en la parte oriental de la plataforma, frente a Cabo Catoche.

Las figuras del SURCAY-1 muestran una situación similar, en la que la estructura de dos capas se mantiene, aunque en este caso las concentraciones de nitrato son bajas en la capa de fondo dentro de la plataforma. Esto se debe probablemente, como se mencionó anteriormente, al consumo de los productores primarios, que parece en este caso haber disminuido el nitrato a concentraciones similares a las de la capa superficial. El hecho de que durante el PROIBE-3 no se observen concentraciones tan bajas en esta zona (las máximas en el transecto M-4 fueron de  $- 7 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ ), no significa que durante esta campaña no se presentara una disminución por consumo, dado que las concentraciones en el transecto M-0 fueron mucho más altas durante el PROIBE-3 (hasta de  $- 17 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ ) que durante el SURCAY-1 (hasta de  $- 6 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ ). De aquí que en ambos casos existe una disminución del nitrato hacia el oeste, lo cual respalda nuevamente que el agua que asciende por el talud oriental se desplaza sobre la plataforma hacia el oeste.

Si bien en el PROIBE-3 la estratificación sobre el transecto M-4 es menor que sobre el transecto M-0, en el SURCAY-1 no se observa un patrón similar, e incluso la estratificación es más marcada en el transecto M-4 que en el M-0. Estas diferencias pueden deberse a pulsaciones en la intensidad del afloramiento. Esto explicaría la distribución encontrada, e implica que las condiciones de elevada estratificación generadas durante momentos de intenso afloramiento no son alteradas apreciablemente por los procesos de mezcla durante el traslado del agua sobre la plataforma hacia el poniente.

#### 4.3.7. La homogeneidad del invierno

Las distribuciones verticales de densidad (figura 4.41) y de nitrato (figura 4.42) permiten obtener una imagen de la estructura presente en la parte oriental de la plataforma durante la parte del año en que las aguas afloradas no entran a la plataforma continental. En la campaña de otoño la densidad muestra que la parte oriental de la plataforma sigue presentando una estructura de dos capas de agua separadas por un fuerte gradiente. Sin embargo, ahora la capa de fondo no presenta una densidad (ni temperatura) correspondiente a aguas profundas de la Corriente de Yucatán. Su densidad es de entre 24.6 y 25.4, y aumenta hacia el norte de

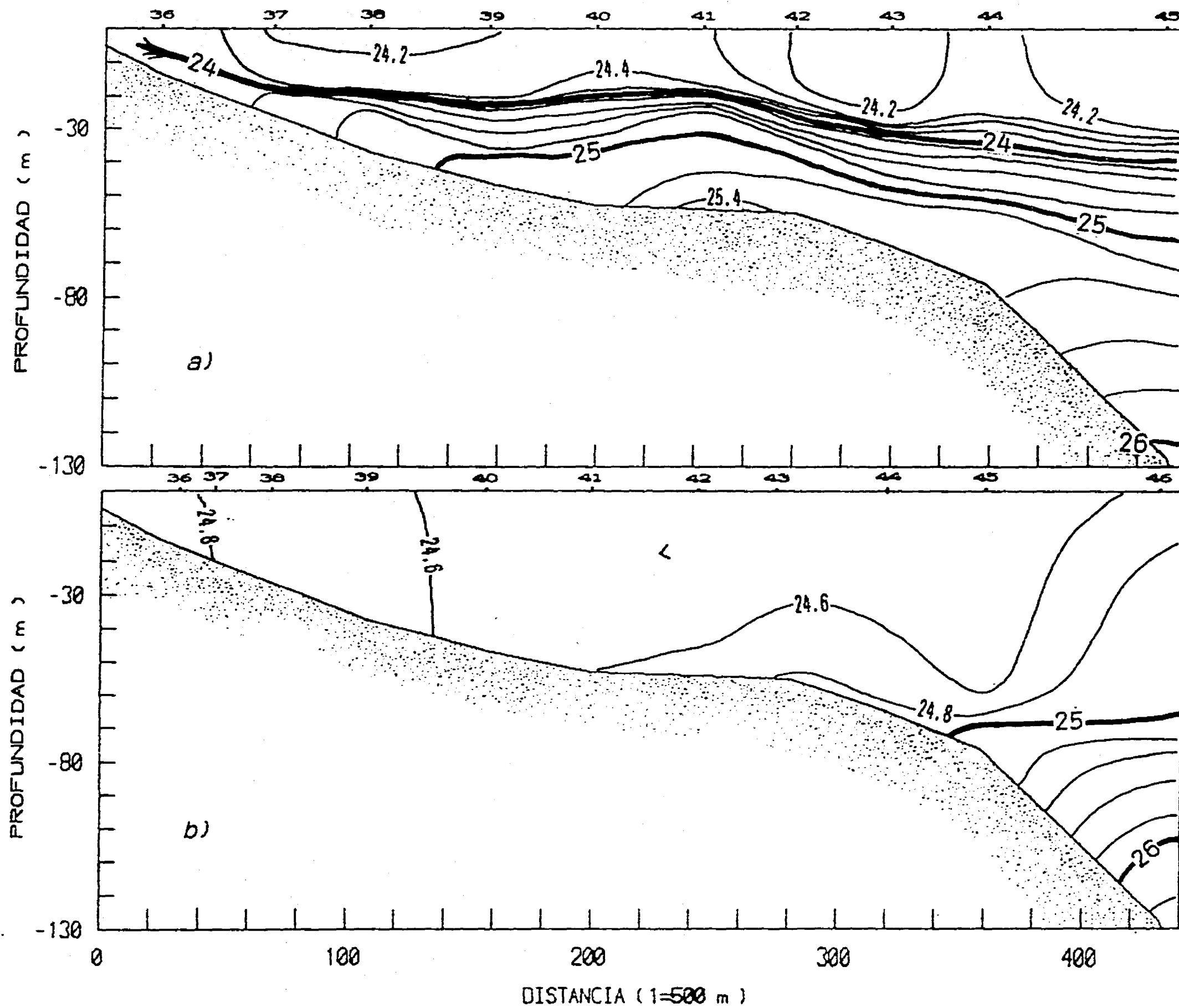


Figura 4.41 Distribución vertical de la densidad a lo largo del transecto M-0 durante: a) el otoño de 1985 (PROIBE-4), y b) el invierno de 1986 (PROIBE-5). Isopicnas cada 0.2 unidades de  $\sigma\text{-t}$ , con líneas más gruesas cada 1.0 unidades.

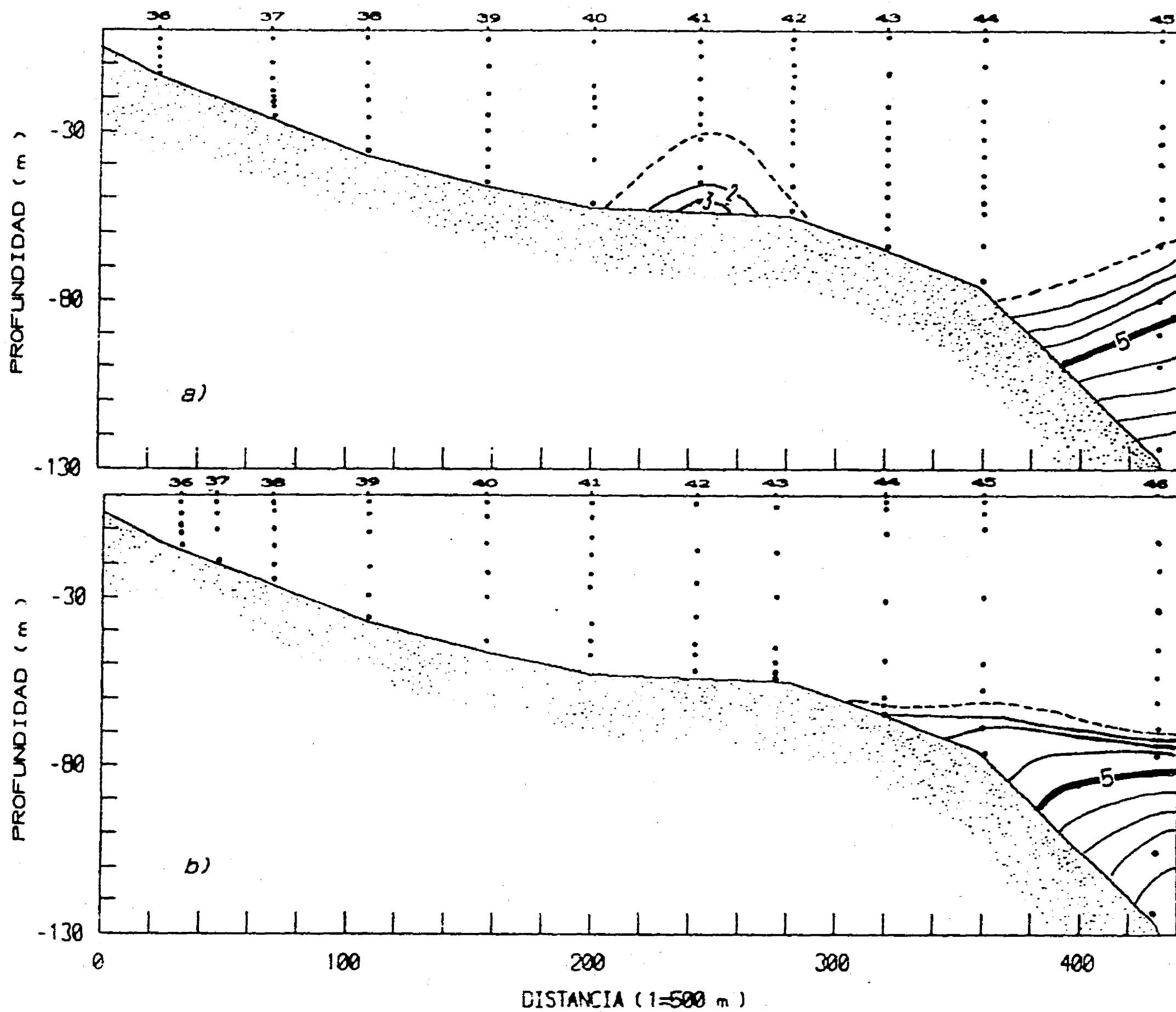


Figura 4.42 Distribución vertical de los nitratos a lo largo del transecto M-0 durante: a) el otoño de 1985 (PROIBE-4), y b) el invierno de 1986 (PROIBE-5). Isonutrias cada 1  $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ , con líneas más gruesas cada 5. La isonutria de 1  $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$  en línea segmentada.

#### 4. Resultados: la estructura del afloramiento

manera regular, en contraste con lo observado en las campañas de primavera y verano.

Esta situación podría deberse al calentamiento del agua aflorada en los meses anteriores. Esta posibilidad dependería del tiempo de residencia del agua aflorada sobre la plataforma, y de la velocidad del proceso de calentamiento del agua aflorada. Otra alternativa es que esta estructura esté ingresando a la plataforma por el margen este como lo sugiere la distribución térmica sobre el transecto P-0 en esta época (figura 4.21), La capa profunda estaría formada por aguas de la termoclina (de 24 a 22.5 °C) de la Corriente de Yucatán, mientras que el fuerte gradiente se debería parcialmente a que las aguas superficiales alcanzan sus mayores temperaturas (y menores densidades) en esta parte del año. La distribución de nitrato de esta campaña (figura 4.42a) parece sustentar más bien esta última posibilidad, pues muestra concentraciones de nitrato superiores a  $1.0 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$  en donde la densidad alcanza valores de 25.4 o superiores, en forma similar a lo observado en las campañas de primavera y verano.

Durante la campaña de invierno la situación fué radicalmente distinta. La figura 4.41b muestra una casi total ausencia de estratificación sobre la parte oriental de la plataforma. En este caso, el gradiente vertical presente sobre el talud continental norte sólo está presente sobre la parte norte de la plataforma, muy cerca del talud. El resto la plataforma hacia el sur muestra una elevada homogeneidad vertical, e incluso, el pequeño gradiente existente es horizontal, observándose densidades ligeramente superiores hacia la costa. El nitrato presenta una distribución consistente con la de densidad, mostrando valores de nitrato superiores al  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$  solamente en la zona norte, donde, al igual que la densidad, aumentan con la profundidad.

Las figuras 4.43 y 4.44 muestran un contraste similar entre el otoño y el invierno en el poniente de la zona de estudio, sobre el transecto M-4. En el otoño (PROIBE-4) subsiste un gradiente marcado, aunque la capa de fondo ha reducido su espesor considerablemente. En el invierno (PROIBE-5), la homogeneidad vertical es casi total, y sólo subsiste el ligero gradiente horizontal con mayores densidades hacia la costa. Las distribuciones de nitrato muestran también la ausencia de gradientes importantes de este nutriente sobre la plataforma. La presencia de zonas con concentraciones ligeramente superiores a  $1 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$  durante el invierno podría ser consecuencia del predominio local de la regeneración sobre la asimilación, causado a su vez por la limitación de la producción primaria en esta época por luz o temperatura.

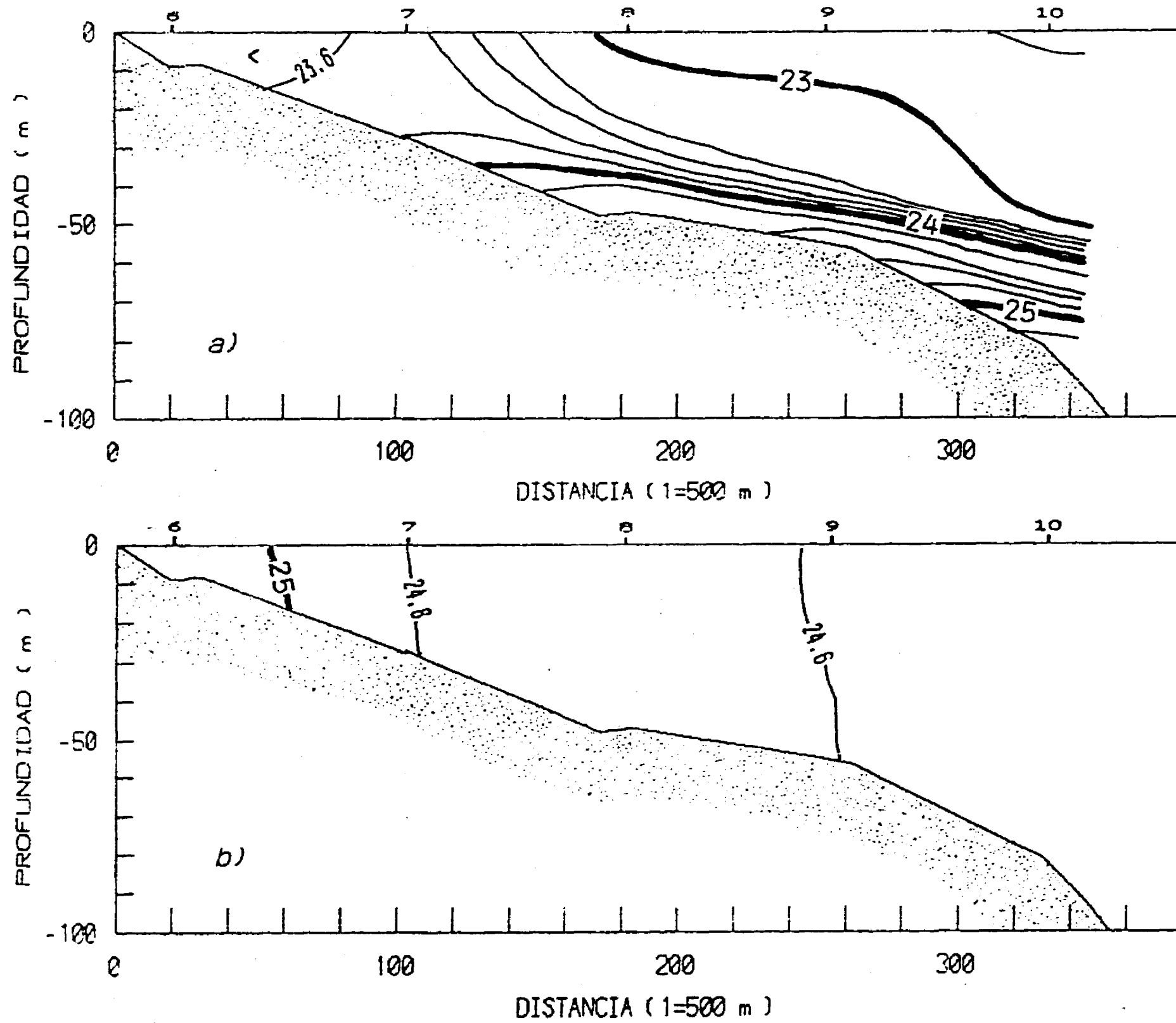


Figura 4.43 Distribución vertical de la densidad a lo largo del transecto M-4 durante: a) el otoño de 1985 (PROIBE-4), y b) el invierno de 1986 (PROIBE-5). Isopicnas cada 0.2 unidades de sigma-t, con líneas más gruesas cada 1.0 unidades.



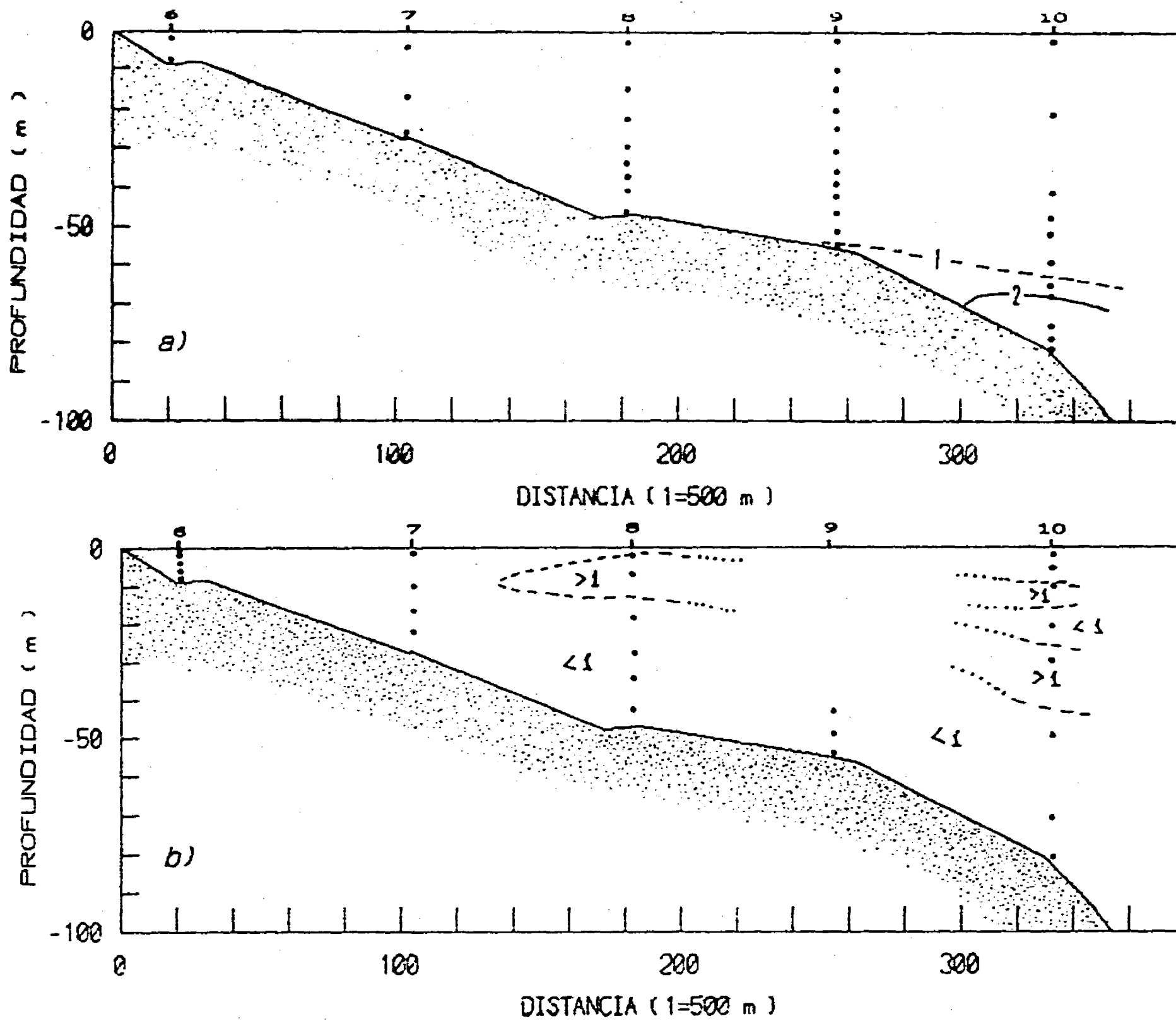
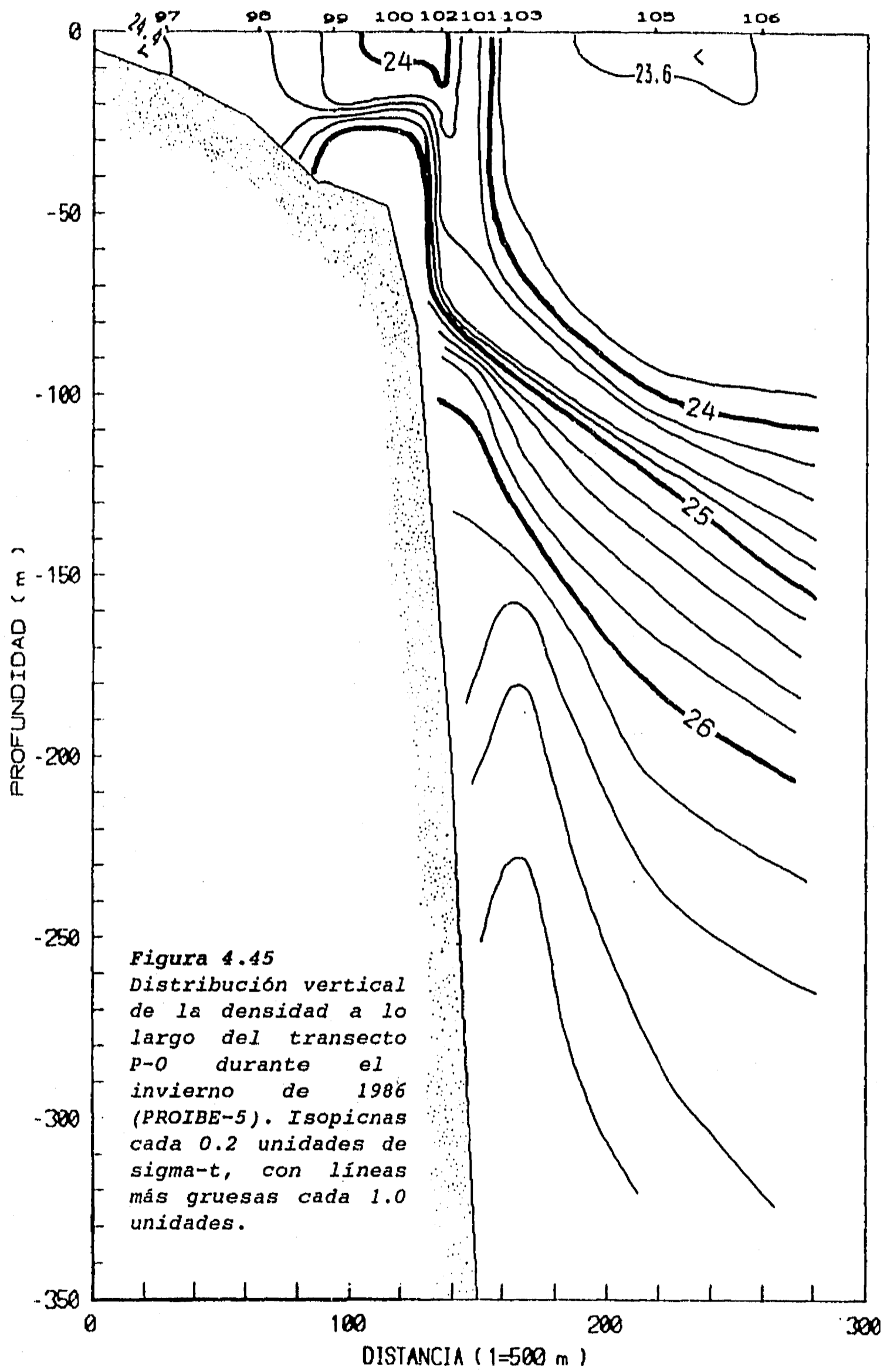


Figura 4.44 Distribución vertical de los nitratos a lo largo del transecto M-4 durante: a) el otoño de 1985 (PROIBE-4), y b) el invierno de 1986 (PROIBE-5). Isonutrias cada  $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ , con líneas más gruesas cada 5. La isonutria de  $1\ \mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$  se indica en línea segmentada.

Dado que el agua profunda se desplaza hacia el oeste, la reducción de la estratificación entre estos dos transectos durante el otoño y el invierno sugiere que el efecto de la mezcla vertical sobre las aguas de la plataforma se vuelve apreciable solamente cuando no hay afloramiento sobre la plataforma.

De esta forma, la homogeneidad que la plataforma muestra durante el invierno se debería a que durante esta época los procesos de mezcla son capaces de destruir totalmente la estratificación todavía presente en el otoño. Es razonable esperar que la intensidad de la mezcla vertical sea mayor durante el invierno, debido a que durante estos meses soplan los conocidos "nortes", que generan fuerte oleaje sobre la Plataforma de Yucatán y el Golfo de México en general.

Otra alternativa es que la plataforma esté siendo invadida por aguas homogéneas de la Corriente de Yucatán durante esta época, que habrían desplazado a las estratificadas del otoño. Esta hipótesis encuentra respaldo en la distribución vertical de densidad sobre el transecto P-0 (figura 4.45) de esta época. En ella se aprecia que las aguas sobre la plataforma al oriente de Cabo Catoche tienen continuidad con las de la corriente, y que presentan muy poca estratificación, con densidades (24.2 a 25.2) similares a las que muestran (24.4 a 25.0) los transectos M-0 y M-4 sobre la plataforma durante el PROIBE-5. Dado que ambos procesos no son incompatibles, es probable que tanto la entrada de aguas poco estratificadas como los procesos de mezcla vertical sobre la plataforma sean responsables de la homogeneidad hidrológica de la plataforma durante el invierno, que tanto contrasta con la fuerte estratificación de las épocas de afloramiento.



#### 4.2. El origen del agua aflorada

Una vez identificadas las principales características estructurales del afloramiento y sus variaciones temporales a escala estacional, es posible indagar con mayor facilidad sobre el origen del agua aflorada que invade la plataforma de Yucatán. Las distribuciones espaciales de primavera discutidas en el capítulo anterior mostraron la continuidad entre la capa de aguas afloradas sobre la plataforma y aguas de la Corriente de Yucatán ubicadas por debajo de la termoclina y el máximo de salinidad, respaldando la hipótesis de que ésta fuese su procedencia. En la siguiente sección se utilizan los diagramas T-S de la campaña con afloramiento más intenso (PROIBE-3, primavera de 1985) para verificar esta hipótesis, y determinar con precisión el origen y características del agua aflorada.

##### 4.2.1. Los diagramas T-S.

Una revisión global de los diagramas T-S de la campaña PROIBE-3 permitió clasificar las estaciones, con base en las características de sus diagramas, en cuatro zonas, cuya ubicación y extensión se muestra en la figura 4.46. Las estaciones ubicadas dentro de cada una de estas áreas presentan diagramas T-S similares entre sí, pero diferentes a los de las demás zonas. Los diagramas agrupados de las estaciones correspondientes a cada una de las zonas se muestran en las figuras 4.47 a la 4.50.

Dado que hemos postulado que el agua de afloramiento proviene del Caribe Mexicano, y en particular de la Corriente de Yucatán, conviene identificar las características de estas aguas en una zona donde la dinámica del afloramiento no las haya modificado. Esta situación se presenta al sur del Estrecho de Yucatán, en el Caribe Mexicano. En la figura 4.47, se muestran los diagramas T-S de las estaciones ubicadas en esta zona (excluyendo una de las ubicadas muy cerca de la costa), y a la cual hemos denominado "Caribe Inalterado". Los diagramas se caracterizan por una alta homogeneidad entre las estaciones de este área, y la similitud de su trazo común con el de la figura 2.2 indica que efectivamente su comportamiento T-S es el de aguas caribeñas sin alteraciones significativas. De tal forma que en este diagrama tenemos presentes los tipos de agua que podrían aflorar más al norte.

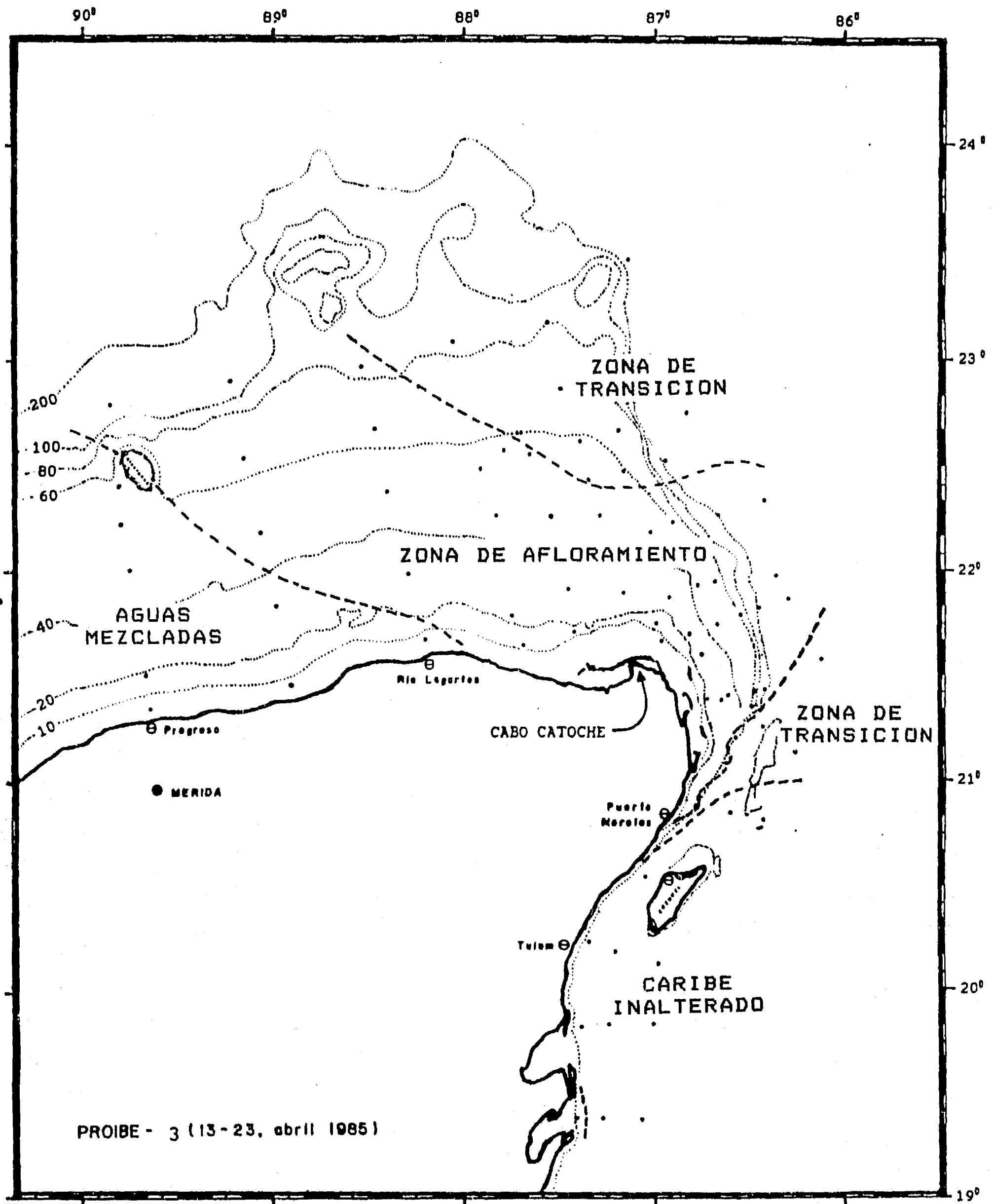


Figura 4.46 División de las estaciones del PROIBE-3 en zonas con base en los diagramas T-S.

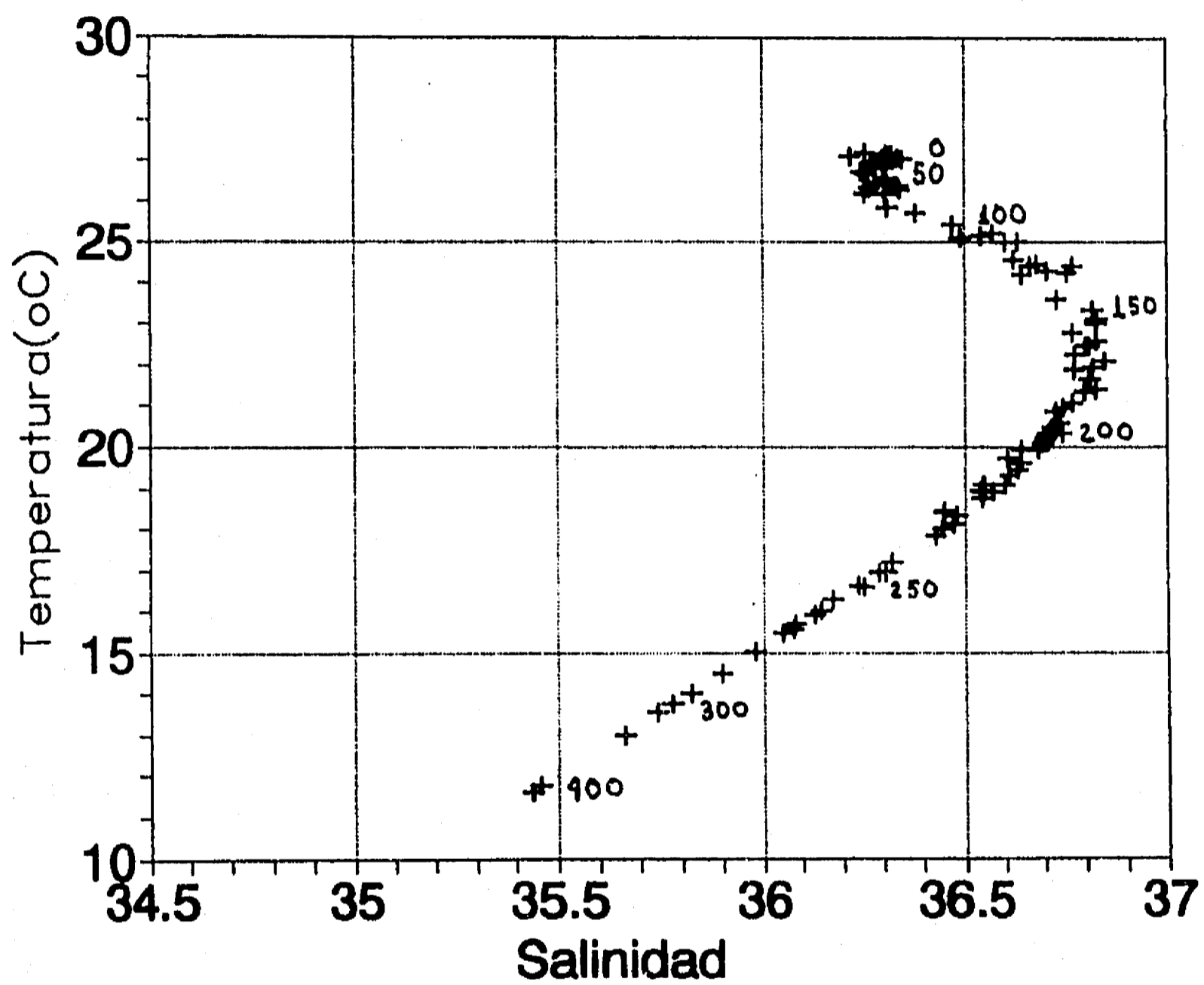


Figura 4.47 Diagrama T-S de las estaciones de la zona denominada "Caribe Inalterado", según se muestra en la figura 4.46. Los números junto a las observaciones indican la profundidad en metros.

#### 4. Resultados: el origen del agua aflorada

La figura 4.48 presenta los diagramas T-S de las estaciones en la región de afloramiento intenso. La comparación entre el comportamiento T-S de estas estaciones y el de las de la Corriente de Yucatán al sur de Puerto Morelos (figura 4.47, "Caribe Inalterado") permite comprobar que las aguas que afloran provienen de la corriente. Las características T-S de las aguas más profundas de la zona de afloramiento, en el intervalo de salinidades menores a 36.1, son esencialmente iguales a las de las aguas ubicadas en el "Caribe Inalterado" por debajo de esta salinidad.

En el intervalo de salinidad de 36.1 a 36.6, las curvas T-S de las estaciones de la zona de afloramiento se separan del comportamiento del Caribe, formando un trazo aproximadamente vertical en el cual la temperatura presenta una variación notoria, mientras la salinidad cambia muy poco. Este tipo de diagramas T-S es característico de las regiones de surgencia (Bowden, 1977; Minas et al., 1982a), donde el agua que aflora aumenta su temperatura conforme asciende debido al calentamiento que experimenta al incorporarse a la capa superficial del océano.

A partir de estos diagramas T-S podemos identificar el agua que aflora como la caracterizada por salinidades de 36.1 a 36.6 y temperaturas de entre 16 y 20 °C aproximadamente, y denominarla "Agua de Afloramiento de Yucatán" (AAY). Adicionalmente, en las figuras (4.47 y 4.48) se han incluido las profundidades correspondientes a una de las curvas T-S en cada caso, para permitir una visualización de las profundidades de cada tipo de agua en las dos zonas.

La figura 4.47 muestra que el AAY se encuentra en el Caribe Mexicano a profundidades de entre 220 y 270 m. En contraste, la figura 4.48 muestra que en las estaciones de la zona de afloramiento el AAY está a profundidades de entre solamente 30 y 70 m y se ubica sobre la plataforma continental en la mayoría de las estaciones de esta zona. Esto indica que el AAY ha ascendido del orden de 200 a 240 m para llegar a formar los domos descritos (figuras 4.1 a 4.7) en el capítulo anterior.

Este dato permite realizar una primera estimación de la velocidad vertical del afloramiento de Yucatán, usando los siguientes elementos:

- 1) entre las áreas de la costa donde el agua no ha ascendido significativamente (al sur de Bahía de la Ascensión) y el domo de afloramiento del PROIBE-3 hay una distancia del orden de 350 km

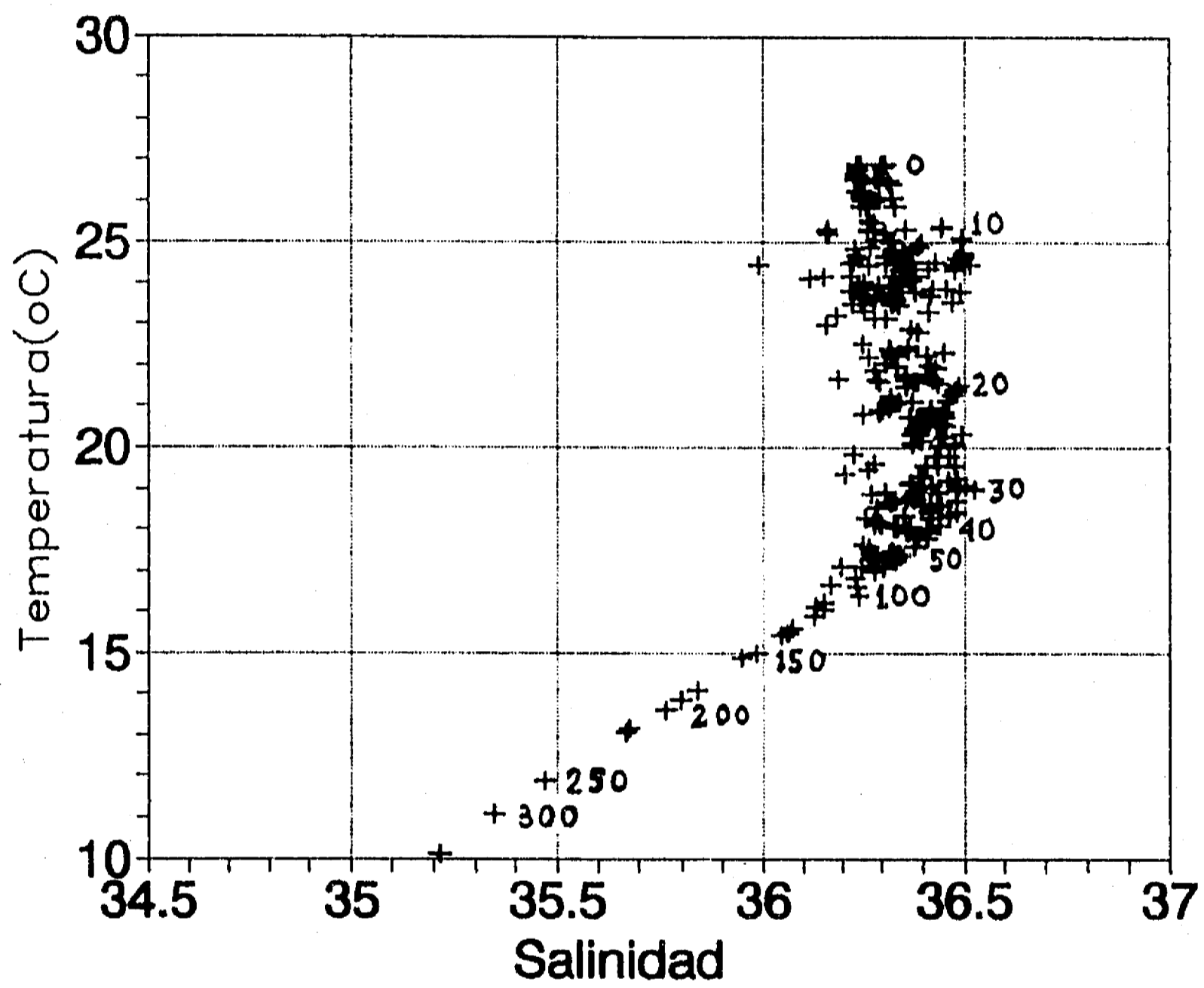


Figura 4.48 Diagrama T-S de las estaciones de la "Zona de Afloramiento", cuya extensión se muestra en la figura 4.46. Los números junto a las observaciones indican la profundidad en metros.



2) la velocidad de la Corriente de Yucatán junto a la costa de Quintana Roo en el intervalo de profundidad de 30 a 275 m varía de 40 a 100  $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$  (Gordon, 1966; Molinari y Yager, 1967, entre otros)

Por lo tanto, el tiempo durante el cual asciende es de entre 97 y 243 horas, y la velocidad promedio de ascenso del AAY se encuentra entre  $1.4 \times 10^{-4}$  y  $6.8 \times 10^{-2} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  (considerando las combinaciones extremas de los intervalos de los valores usados en el cálculo). En la sección 4.6, en un análisis comparativo con otros sistemas de surgencia, se muestra que este es un valor de magnitud similar a los estimados en otros afloramientos.

Al comparar las figuras, puede identificarse que la parte extrema superior del diagrama de las estaciones de la Zona de Afloramiento (figura 4.48) también coincide claramente con la parte correspondiente del Caribe (figura 4.47). Esto indica la permanencia, al menos parcial, de Agua Superficial del Caribe (ASC) en la parte superior de la columna de agua de la zona de afloramiento. Esta situación puede corroborarse observando las distribuciones de temperatura (figuras 4.18 a 4.22) y de salinidad (figuras 4.28 a 4.32) a lo largo del transecto P-0, y es consistente con la presencia sobre la plataforma de una estructura de dos capas separadas por un fuerte gradiente descrita para las campañas con afloramiento en el capítulo anterior.

Entre estos dos tipos de agua ya identificados, el diagrama T-S de las estaciones de la zona de afloramiento muestra un trazo cercano a la vertical en el cual la temperatura va aumentando con una pequeña variación de salinidad. Ninguna estación presenta salinidades mayores a 36.55. Consistentemente con lo indicado en las distribuciones de salinidad sobre el talud (figuras 4.35 a 4.39) el máximo de salinidad, característico del Caribe, ha desaparecido totalmente en la zona de máximo afloramiento.

En un diagrama T-S la mezcla de dos masas de agua se ubica sobre la línea recta que une los puntos que las caracterizan. Por lo tanto, el agua que se encuentra entre la ASC y la AAY en la zona de afloramiento (figura 4.45) necesariamente corresponde a uno de estos dos tipos de agua o a una mezcla de ellas. Esta agua intermedia no podría haber sido generada por una mezcla con las aguas ubicadas en posición intermedia en el Caribe (correspondientes al máximo de salinidad), dado que entonces tendría que presentar salinidades apreciablemente más altas.

Lo anterior implica que la desaparición de dicho máximo se debe fundamentalmente a un proceso de advección (probablemente hacia el este) de las aguas que lo forman y no a la mezcla con las

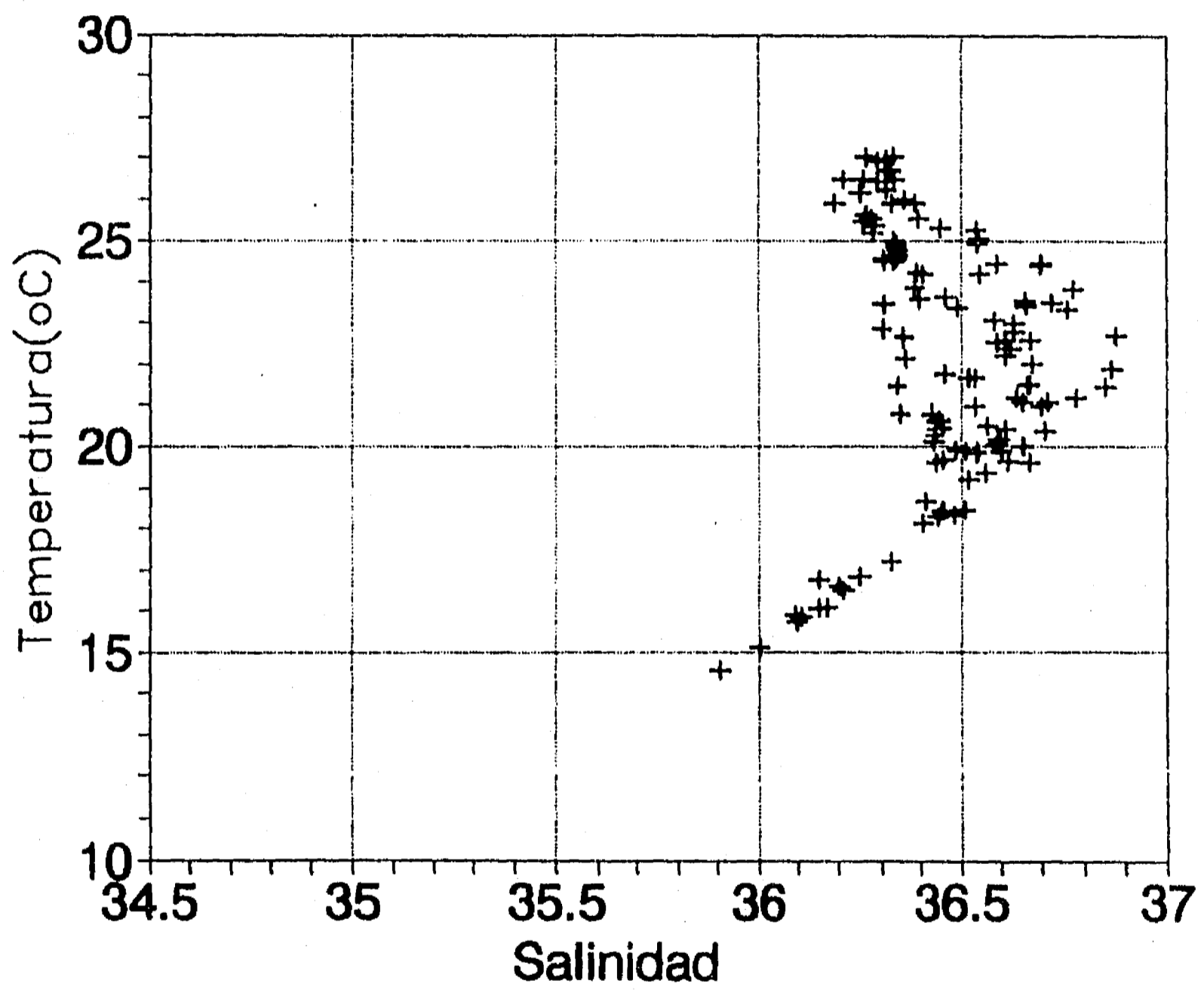


Figura 4.49 Diagrama T-S de las estaciones de las "Zonas de Transición", cuya ubicación se muestra en la figura 4.46.

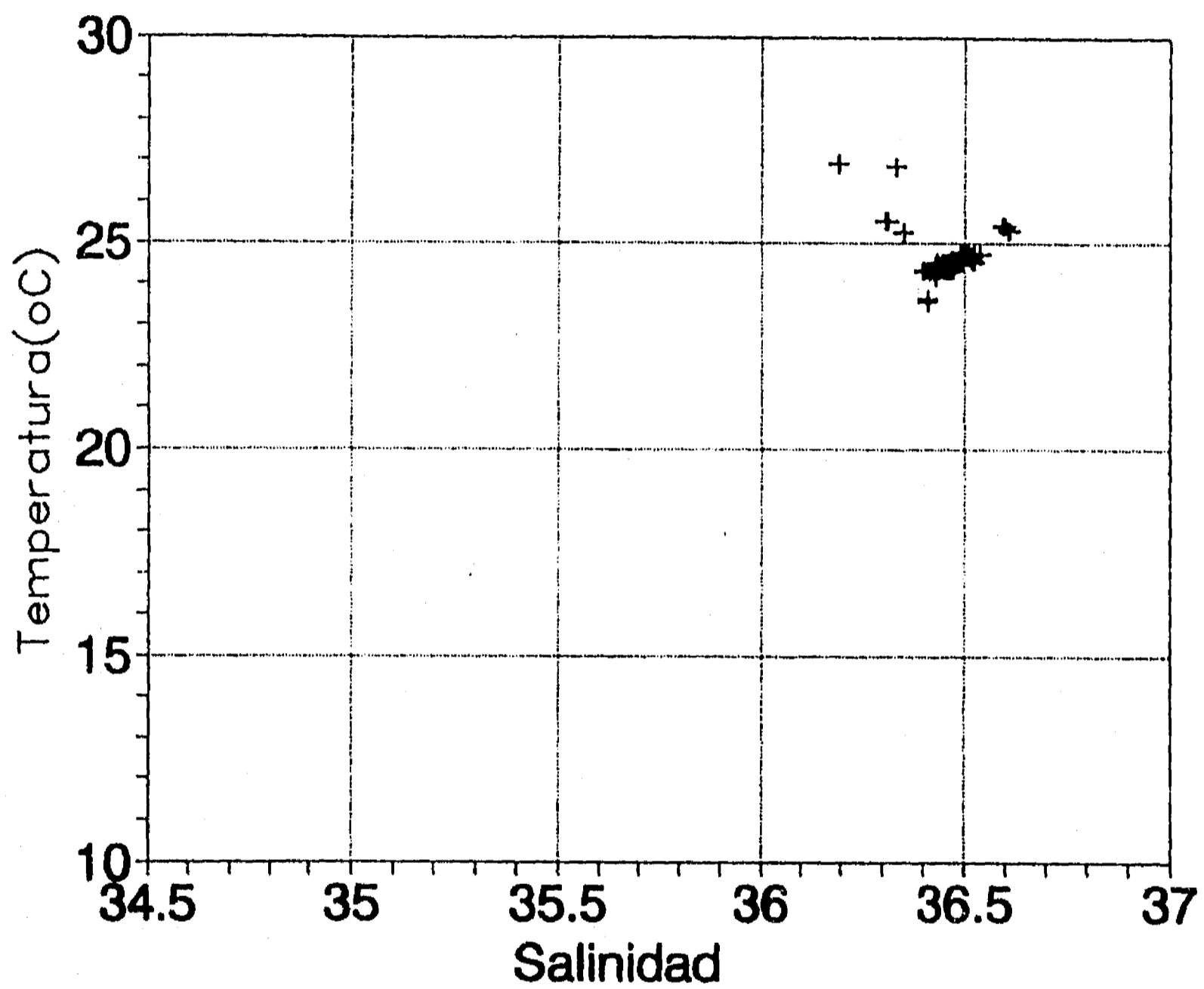


Figura 4.50 Diagrama T-S de las estaciones de la zona denominada "Agua Mezcladas", según se indica en la figura 4.46.

otras masas de agua de la columna. Esta advección lateral es, por otro lado, necesaria para permitir el ascenso del agua aflorada.

En las estaciones de las zonas denominadas "de transición" (figura 4.49) se observan comportamientos de carácter intermedio entre el del "Caribe Inalterado" (figura 4.47) y el de la "Zona de Afloramiento" (figura 4.48). Los diagramas T-S de algunas de estas estaciones (principalmente las más cercanas a las de la Zona de Afloramiento) muestran trazos con distintos grados de cercanía a los casi verticales de la zona de surgencia. En general, las estaciones de las Zonas de Transición presentan diagramas T-S con máximos de salinidad de menor magnitud que el del Caribe, pero que va aumentando con su distancia a la zona de afloramiento. Este tipo de diagramas sí pudieron originarse por mezcla entre aguas del máximo y AAY o ASC. De aquí que es probable que en las fronteras entre la región de franco ascenso del AAY y las áreas de la Corriente, cuya estructura no ha sido alterada significativamente, los procesos de mezcla turbulenta sean más importantes.

Finalmente, las estaciones ubicadas en de la parte suroeste de la Plataforma de Yucatán presentan diagramas T-S (figura 4.50) que muestran una elevada homogeneidad de la columna de agua. En la mayoría de los casos, a cada estación corresponde un sólo punto del diagrama. Esta homogeneidad puede deberse a que las aguas afloradas no se desplazan hasta esta parte de la plataforma. También puede indicar que para cuando el agua llega a esta zona los procesos de mezcla ya hayan destruido la estratificación que la surgencia ocasiona sobre la plataforma continental.

#### 4.2.2. Un modelo sencillo

El conocimiento del origen del agua que aflora, y por lo tanto de sus características hidroquímicas, puede ser utilizado para hacer inferencias sobre algunos de los procesos ocasionados por el afloramiento, utilizando para ello las alteraciones u anomalías que dichas características presenten. Este tipo de análisis fué realizado originalmente por Broenkow (1965) en el Domo de Costa Rica, y aplicado a las surgencias de Perú y Africa por Minas et al (1986).

Sin embargo, para ello es necesario contar con un modelo general de lo que le sucede al agua que aflora. En la mayoría de las surgencias, el agua fuente (o aflorada) asciende hasta la superficie del mar, para luego desplazarse lateralmente. Esto permitió a Broenkow (1965) proponer un modelo sencillo para el Domo

#### 4. Resultados: el origen del agua aflorada

de Costa Rica, en el cual se asume que el agua fuente se mezcla con el agua superficial de las zonas adyacentes.

Bajo este supuesto, y despreciando el efecto de la evaporación en la superficie, Broenkow (1965) calculó el contenido de agua aflorada de cada parcela de agua mediante su salinidad. Conociendo a su vez las concentraciones de nutrientes y oxígeno disuelto en el agua de afloramiento, este autor utilizó el modelo para predecir las anomalías de los nutrientes y el oxígeno disuelto causadas por la actividad fotosintética.

Mediante un modelo de este tipo, podría utilizarse la gran cantidad de datos hidrológicos y químicos producto de las campañas realizadas, para obtener estimaciones similares a través de las cuales se podrían hacer inferencias sobre algunos de los procesos asociados al afloramiento, y en particular la actividad fotosintética, sobre una amplia escala espacial.

Sin embargo, en el caso de Yucatán, las características del afloramiento son distintas y no permiten establecer un modelo como el de Broenkow, de mezcla entre dos tipos de agua. En las estaciones de las Zonas de Transición en las que la mezcla pudiera tener una cierta importancia relativa, ésta probablemente se da entre más de dos tipos de agua, dado que al menos participarían el agua de afloramiento (AAY), el agua superficial ASC y la que forma el máximo de salinidad (ASA), lo cual impediría determinar la proporción de agua aflorada en estas áreas.

En la zona de afloramiento intenso, el agua fuente o aflorada no alcanza la superficie marina, sino que forma un sustrato que se extiende sobre la plataforma continental, encima del cual permanece una capa de agua superficial de espesor variable y que la aísla de la atmósfera. Estas dos capas están a su vez separadas entre sí por un brusco gradiente que dificulta la mezcla entre ellas. La permanencia de la estratificación sobre toda la zona de afloramiento, y las distribuciones verticales de los nitratos (parámetro que muestra la diferencia más marcada entre el AAY y el ASC) indican también que la mezcla entre las dos capas no es un proceso importante. Lo anterior está respaldado igualmente por los diagramas T-S de la figura 4.48, donde existe una franja con muy pocos datos alrededor del límite de 22.5 °C que hemos utilizado para separar estos dos tipos de agua.

Por otro lado, la escasa diferencia de salinidad entre el ASC y el AAY haría imposible calcular la proporción de mezcla entre ellas en la mayoría de las estaciones de la zona de surgencia. Más aún, no sería factible utilizar un modelo de mezcla entre estas dos

aguas, porque ello requiere que cada masa de agua tenga un valor fijo, y como muestran los diagramas T-S (figura 4.48), la salinidad del agua de afloramiento varía (aproximadamente entre 36.1 y 36.6), en función de la ubicación espacial y también del tiempo.

De aquí que el único modelo sencillo factible de aplicar a este caso consistiría en despreciar totalmente la mezcla entre ambas capas de agua, y asumir que la capa profunda (ubicada por debajo del fuerte gradiente térmico) sobre la plataforma continental corresponde totalmente a AAY.

Este modelo requiere, sin embargo, que la salinidad se relacione de forma determinable con las demás variables en el AAY, para poder calcular los valores originales de cada parámetro hidrológico en el AAY en función de su salinidad para todos los puntos del espacio muestreados dentro de la capa de agua aflorada. Para verificar esta situación y obtener las ecuaciones que permitieran estimar dichos valores, se estudió la relación entre la salinidad y los demás parámetros por debajo del máximo de salinidad en las estaciones de la zona de Caribe Inalterado.

En general se observó la existencia de relaciones constantes para todas las campañas, y en su mayoría aproximables con un modelo lineal. La dispersión de los datos se redujo entre una campaña y otra, conforme aumentó la calidad de las determinaciones, principalmente de nutrientes y oxígeno. Los datos correspondientes al SURCAY-1, donde los análisis de nutrientes se hicieron inmediatamente, se presentan en la figura 4.51 (a) oxígeno disuelto, b) temperatura, c) fosfatos, d) nitratos y e) silicatos) para ilustrar esta situación. Con excepción del oxígeno, los comportamientos son razonablemente aproximables con un modelo lineal en el intervalo de salinidad de 35.8 a 36.8, que abarca con amplitud las capas de agua que podrían aflorar dependiendo de la variabilidad del fenómeno.

Las regresiones lineales correspondientes generaron coeficientes que indican un buen ajuste, y que mejoran también conforme aumenta la calidad de los datos químicos. Lo anterior puede ilustrarse con el caso de los nitratos, para el cual, el coeficiente de regresión lineal ( $R^2$ ) fué de 0.829 para el PROIBE-3, de 0.902 para el PROIBE-5 y de 0.950 para el SURCAY-1. Por otro lado, mientras el ruido fué mayor en las campañas anteriores al PROIBE-5 y el SURCAY-1, las rectas obtenidas en las regresiones fueron muy similares para los distintos cruceros, indicando que dichas relaciones presentan estabilidad en el tiempo. En el caso mencionado de los nitratos, se obtuvieron pendientes y ordenadas al origen con diferencias del orden del 4% solamente.

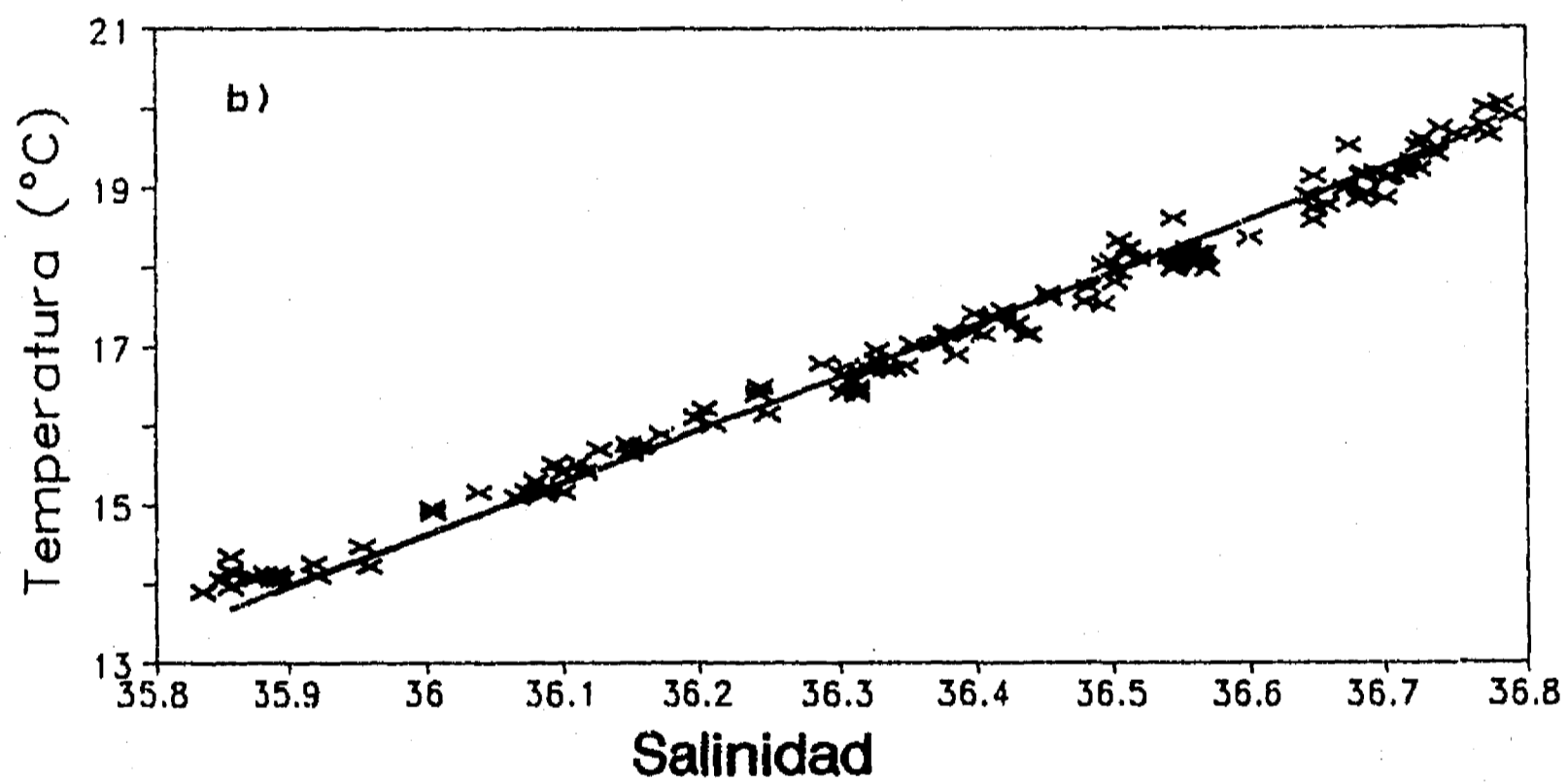
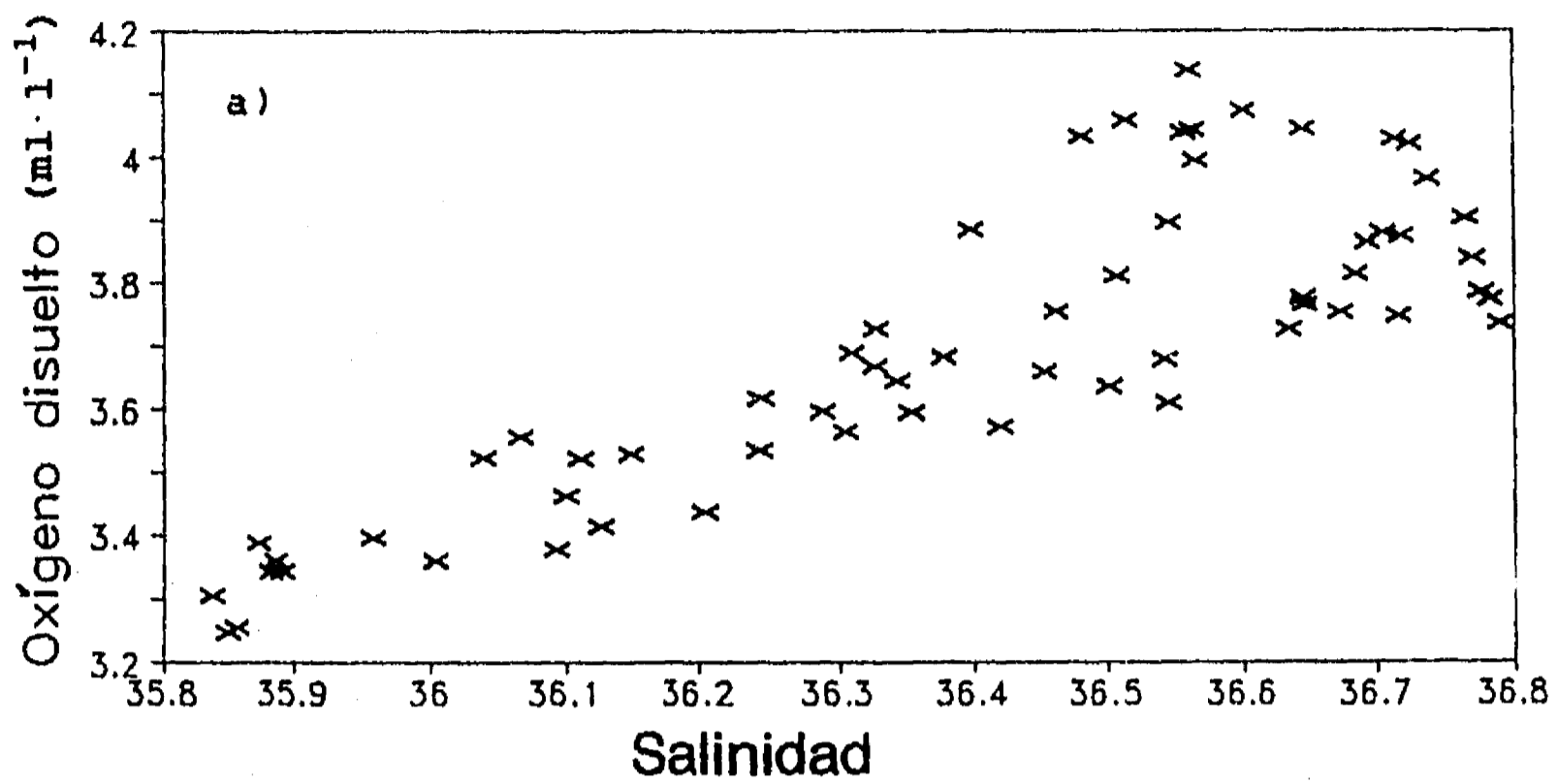


Figura 4.51 Relación entre salinidad y a) oxígeno disuelto, b) temperatura, c) fosfato, d) nitrato y e) silicato en las estaciones de la zona de "Caribe Inalterado" del SURCAY-1, en el intervalo de salinidad de 35.8 a 36.8, por debajo del máximo de salinidad, que incluye al Agua de Afloramiento de Yucatán. Los recuadros c), d) y e) se muestran en la página siguiente.

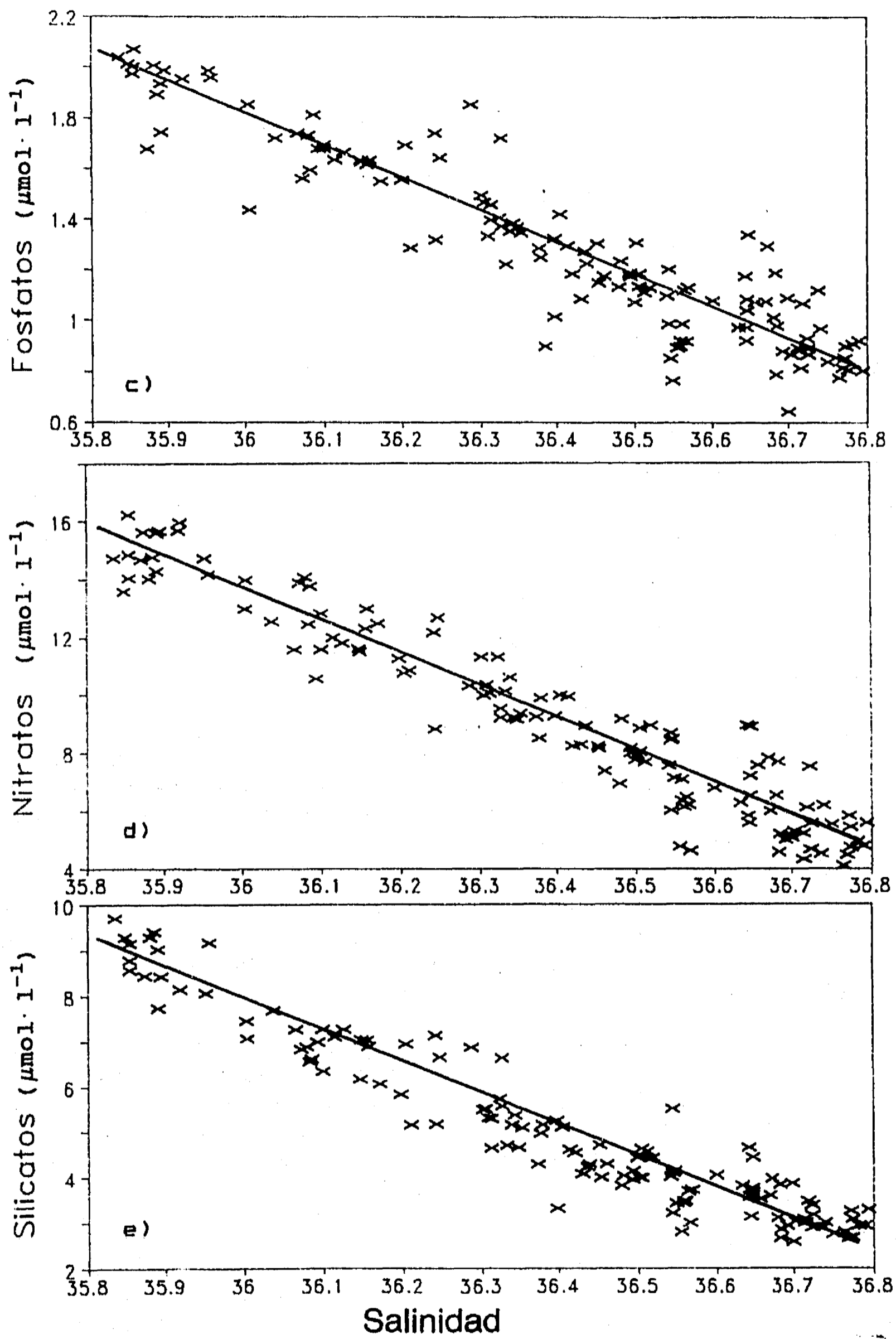


Figura 4.51 (Continuación, leyenda en la página anterior).



#### 4. Resultados: el origen del agua aflorada

Estas relaciones permiten calcular los valores originales de los parámetros no conservativos, y determinar la anomalía de cada uno de ellos al compararlos con los valores determinados en el agua ya aflorada. A su vez estas anomalías pueden usarse para obtener información sobre los procesos que los han modificado para toda la zona de surgencia. En el caso de los nutrientes, es de esperar que dicha anomalía consista en una disminución de su concentración. En el caso del nitrato, su consumo puede utilizarse como un estimador de la producción fotosintética en la zona, y por tanto de la fertilización causada por el afloramiento (Minas et al. 1986). Similarmente, el oxígeno disuelto deberá presentar un incremento que también puede utilizarse como estimador de la producción acumulada en cada parcela de agua desde el afloramiento. Estos cálculos se presentan en detalle en el capítulo siguiente, dentro del análisis de la fertilización producida por el afloramiento. En la siguiente sección se aplica este modelo para estimar la anomalía térmica del agua aflorada y realizar una estimación de su tiempo de residencia sobre la plataforma.

#### **4.2.3. Una estimación del tiempo de residencia del agua aflorada sobre la plataforma**

En forma similar a lo mencionado para los nutrientes y oxígeno, el cambio en la temperatura (y por tanto en el contenido calórico del agua) puede utilizarse para inferir la magnitud de los procesos de calentamiento que ha experimentado el AAY como consecuencia de su traslado desde profundidades de ~250 m hasta cerca de la superficie, y su invasión de la Plataforma de Yucatán. Alternativamente, conociendo la naturaleza de dichos procesos, se puede calcular la velocidad de calentamiento del agua aflorada, y realizar una estimación del tiempo que ha transcurrido desde el afloramiento de cada parcela de agua.

Este tipo de cálculos ha sido realizados para otros afloramientos. Bowden (1977) desarrolló un modelo de esta naturaleza para surgencias en el cual se calcula el calentamiento del agua aflorada fundamentalmente a través del su intercambio de calor con la atmósfera y el calentamiento solar directo. A su vez, Minas et al. (1986) aplicaron el modelo de Bowden para calcular los tiempos de residencia del agua aflorada en las surgencias del Perú, y del suroeste y noroeste de África.

Sin embargo, en el caso que nos concierne, la capa de agua aflorada sobre la Plataforma de Yucatán difícilmente puede calentarse por estos mecanismos, dado que está separada por una

capa de agua superficial de espesores mayores a los 10 m. Esta capa la aísla del intercambio directo de calor con la atmósfera, y también de los efectos de la radiación directa, dado que el 99 % la radiación solar es absorbida en los primeros 10 m en aguas de carácter costero (Knauss, 1978).

Si los mecanismos de transferencia de calor que se han identificado como dominantes en las principales surgencias estudiadas no parecen ser importantes en el caso de Yucatán, podría darse el caso de que no se presentara un calentamiento significativo del agua aflorada en este caso, por lo que vale la pena verificar si dicho proceso es de una magnitud apreciable.

Para estimar el calentamiento del agua aflorada, se utilizó la relación entre salinidad y temperatura en el AAY (figura 4.51b) para determinar la temperatura original del AAY antes de aflorar mediante su salinidad una vez aflorada. Se calculó su anomalía térmica como la diferencia con el valor de temperatura una vez aflorada. La anomalía se integró sobre toda la columna de agua dentro de la capa de AAY sobre la plataforma continental, para obtener la anomalía térmica media vertical al dividir por el espesor vertical de la capa de AAY en cada estación.

En la figura 4.52 se presenta la distribución horizontal de la anomalía térmica media del AAY sobre la plataforma continental durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). La figura muestra un calentamiento apreciable del agua aflorada, el cual genera una anomalía térmica media mayor a 2 °C sobre más del 50 % de la plataforma. La distribución de la anomalía es consistente con lo descrito en el capítulo anterior, pues muestra una disminución de la anomalía térmica hacia el margen oriental de la plataforma, respaldando que estas son las aguas que acaban de acceder a ella.

La anomalía térmica del AAY es un indicador cualitativo del tiempo que ha transcurrido desde que dejó su ubicación original por debajo de la termoclina y del máximo de salinidad de la Corriente de Yucatán. A partir de ella puede inferirse también el movimiento del AAY, que sería aproximadamente perpendicular a los contornos de la anomalía térmica. Así, la figura 4.52 indica que el AAY que entra a la plataforma por su margen oriental se desplaza principalmente en dos trayectorias: una con dirección oeste que la lleva a abandonar la plataforma al norte del Arrecife Alacranes, y otra que forma un giro ciclónico frente a Cabo Catoche.

En la figura 4.53 se muestra la distribución de la anomalía térmica del AAY correspondiente a la primavera de 1989 (SURCAY-1), asumiendo que toda la plataforma estuviese cubierta por una capa de

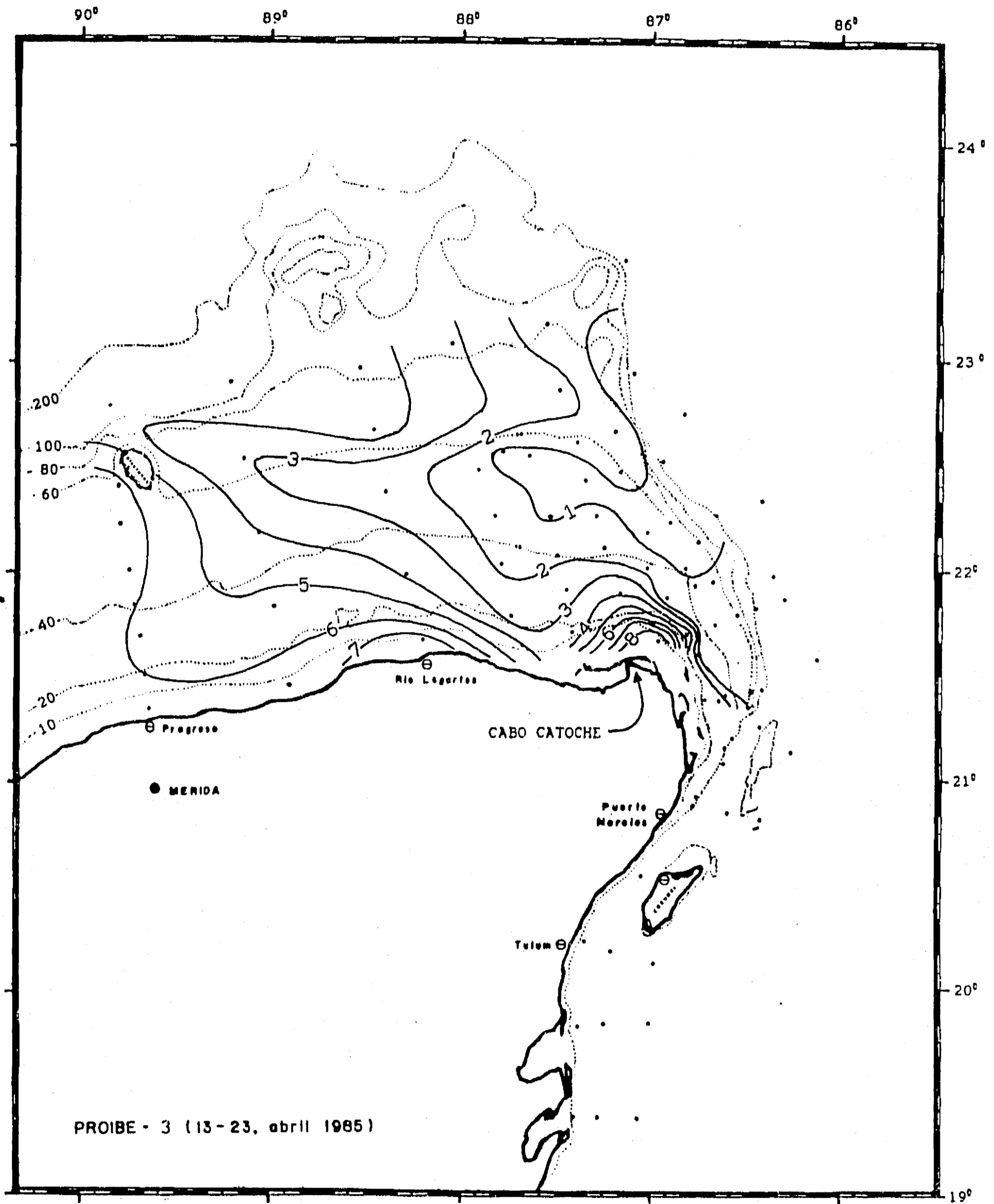


Figura 4.52 Distribución de la anomalía térmica (media vertical) de la capa de Agua de Afloramiento de Yucatán (AAY) ubicada sobre el fondo de la plataforma continental durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Isotermas cada 1 °C.

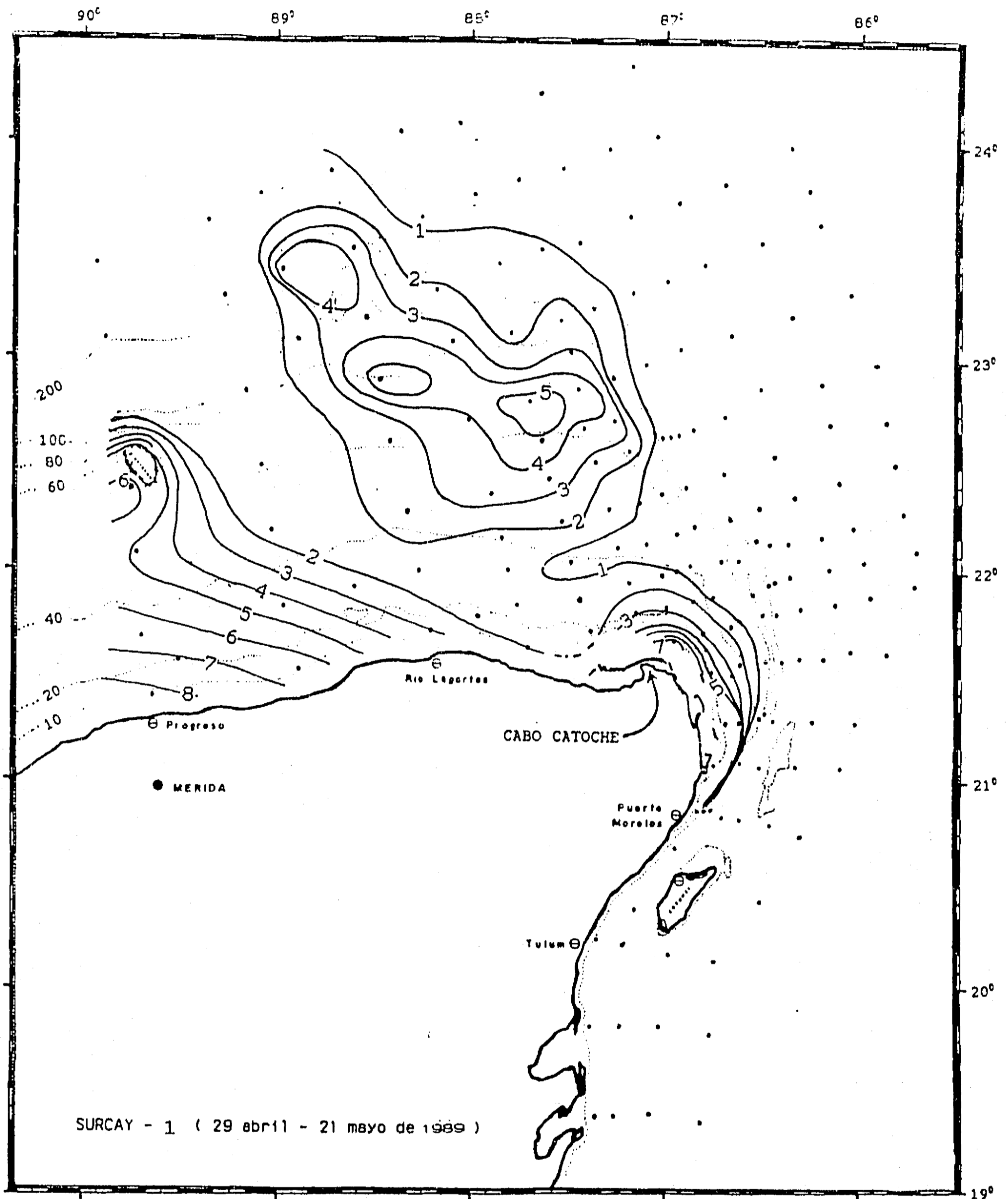


Figura 4.53 Distribución de la anomalía térmica de la capa de Agua de Afloramiento de Yucatán (AAY) ubicada sobre el fondo de la plataforma continental durante la primavera de 1989 (SURCAY-1). Isotermas cada 1 °C.

AAY. La anomalía térmica de ésta primavera también indica la existencia de dos flujos principales de agua: el que atraviesa la plataforma y sale junto a Alacranes, y el que forma el giro frente a Cabo Catoche. En esta ocasión, como se sugirió anteriormente, el desplazamiento principal se hace más cerca de la costa. La gran magnitud de la anomalía del área al norte que se identificó como sin afloramiento en la figura 4.7, indica que de tratarse de AAY, llevaría un largo tiempo sobre la plataforma y que su desplazamiento habría sido muy lento. Es importante resaltar que, a pesar de la notoria diferencia entre ambas primaveras discutida en las secciones anteriores, los patrones de desplazamiento del AAY son muy similares.

Una vez verificada la existencia de un calentamiento apreciable de la capa de AAY sobre la plataforma, podemos interrogarnos sobre la naturaleza de dicho incremento de temperatura. Dado que el agua aflorada difícilmente puede intercambiar calor con la atmósfera, su calentamiento tiene que efectuarse principalmente por su intercambio de calor con la capa de ASC que yace sobre ella.

En la mayoría de los casos, la transferencia de calor entre dos capas de agua se efectúa principalmente a través de la mezcla vertical, dado que la transferencia de calor por conductividad es normalmente mucho menor (Knauss, 1978). Sin embargo, las características del afloramiento hasta ahora descritas llevaron a suponer que la mezcla vertical es un proceso despreciable en la zona de afloramiento. En tal caso, el calentamiento del AAY sobre la plataforma tendría que deberse principalmente a la transferencia de calor por conductividad térmica con la capa de ASC que la cubre. Otros mecanismos posibles de calentamiento del AAY pueden descartarse para el caso de Yucatán. La doble difusión no es posible en la zona, pues no existe una diferencia de salinidad significativa entre las dos capas de agua.

La transferencia de calor por conductividad térmica depende del gradiente de temperatura entre las dos capas de agua en contacto, según lo describe la Ley de Fourier (Bennett y Myers 1962):

$$Q = dE/dt = -k \cdot dT/dz \quad (1)$$

donde:

$dE/dt$  es el flujo de energía térmica en  $\text{cal m}^{-2} \text{s}^{-1}$

- k** es la constante de transferencia de calor por conductividad ( $k = 1.33 \times 10^{-1} \text{ cal} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  para agua de mar (Walton Smith, 1974))
- dT/dz** es el gradiente térmico vertical entre las dos capas en  $\text{°C} \cdot \text{m}^{-1}$

La ecuación indica que el flujo de energía térmica por conductividad depende directamente del gradiente térmico vertical. En consistencia con la marcada estratificación sugerida por las distribuciones verticales, se encontraron fuertes gradientes verticales entre el ASC y el AAY, que oscilaron entre 0.5 y 8  $\text{°C} \cdot \text{m}^{-1}$ , lo cual indica que el calentamiento de la capa de AAY por este mecanismo puede ser relativamente elevado.

Suponiendo entonces que éste es el mecanismo de calentamiento dominante, podemos calcular el tiempo de residencia del AAY sobre la plataforma en una estación dada despejando dt de la ecuación (1):

$$dt = dE / (-k \cdot Cp \cdot dT/dz) \quad (2)$$

Dado que en este caso, dE corresponde al incremento de energía térmica en la capa profunda, y permitiendo que ésta se hubiese distribuido verticalmente en toda la capa de agua de AAY, esta energía recibida está relacionada con la anomalía térmica media vertical del AAY por:

$$dE = T \cdot Cp \cdot d \cdot Z_{\text{AAY}} \quad (3)$$

- donde: **T** es la media vertical de la anomalía térmica en  $\text{°C}$
- Cp** es el calor específico del agua en  $\text{cal} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{g}^{-1}$
- d** es la densidad del agua de la capa de AAY en  $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$
- Z<sub>AAY</sub>** es el espesor vertical de la capa de AAY en m

Al substituir en la ecuación (2) y eliminar los calores específicos, se obtiene una expresión que permite calcular el tiempo necesario t para generar, mediante conductividad térmica, la anomalía térmica encontrada en cada una de las estaciones:

$$t = -(T \cdot d \cdot Z_{\text{AAY}}) / (k \cdot dT/dz) \quad (4)$$

Esta ecuación supone que el gradiente térmico no ha cambiado con el tiempo. Se utilizó para calcular el tiempo de residencia de las estaciones con menor anomalía térmica, ubicadas junto al talud oriental, donde el gradiente se acaba de formar. Para el resto de las estaciones es necesario integrar el calentamiento a lo largo de la trayectoria seguida por el agua. Para determinar la trayectoria probable entre estaciones se utilizó la distribución de la media vertical de la anomalía térmica (figura 4.52).

De esta forma, el tiempo de residencia del AAY en el resto de las estaciones se determinó como la suma del de la estación anterior sobre la trayectoria probable del movimiento (perpendicular a los contornos de anomalía térmica) más el calculado a partir del aumento en la anomalía térmica con respecto a dicha estación anterior. Este último intervalo de tiempo fué calculado también mediante la ecuación (3), pero utilizando el incremento en la anomalía térmica entre las dos estaciones y el espesor medio de la capa de AAY en ellas.

En los casos en que dos estaciones no se alineaban cerca de la perpendicular a los contornos de anomalía térmica, se realizó el cálculo con cada una de las estaciones anteriores que se ubicaban más cerca de la perpendicularidad, y se promediaron los resultados. El resultado de estos cálculos se presenta en la figura 4.54, que corresponde a la distribución horizontal del tiempo de residencia, o "edad" de la capa de agua aflorada en la plataforma continental.

La distribución del tiempo de residencia del AAY conserva en lo general las características de la distribución de la anomalía térmica, y es consistente con lo hasta ahora descrito sobre el afloramiento, pero resalta con más nitidez los patrones de movimiento antes sugeridos.

En primer lugar, la figura indica la entrada del AAY por el margen oriental de la plataforma (en concordancia también con lo supuesto por Cochrane, 1969; Bulaniukov y García, 1973; Ruiz, 1979). La distribución del tiempo de residencia indica también que el agua aflorada avanza hacia el oeste rápidamente entre las isobatas de 40 y 60 metros, penetrando una distancia de más de 110 km en 15 días.

Al llegar aproximadamente a los 87° 30'W de longitud, el flujo principal se divide en dos. Una parte prosigue hacia el oeste cerca

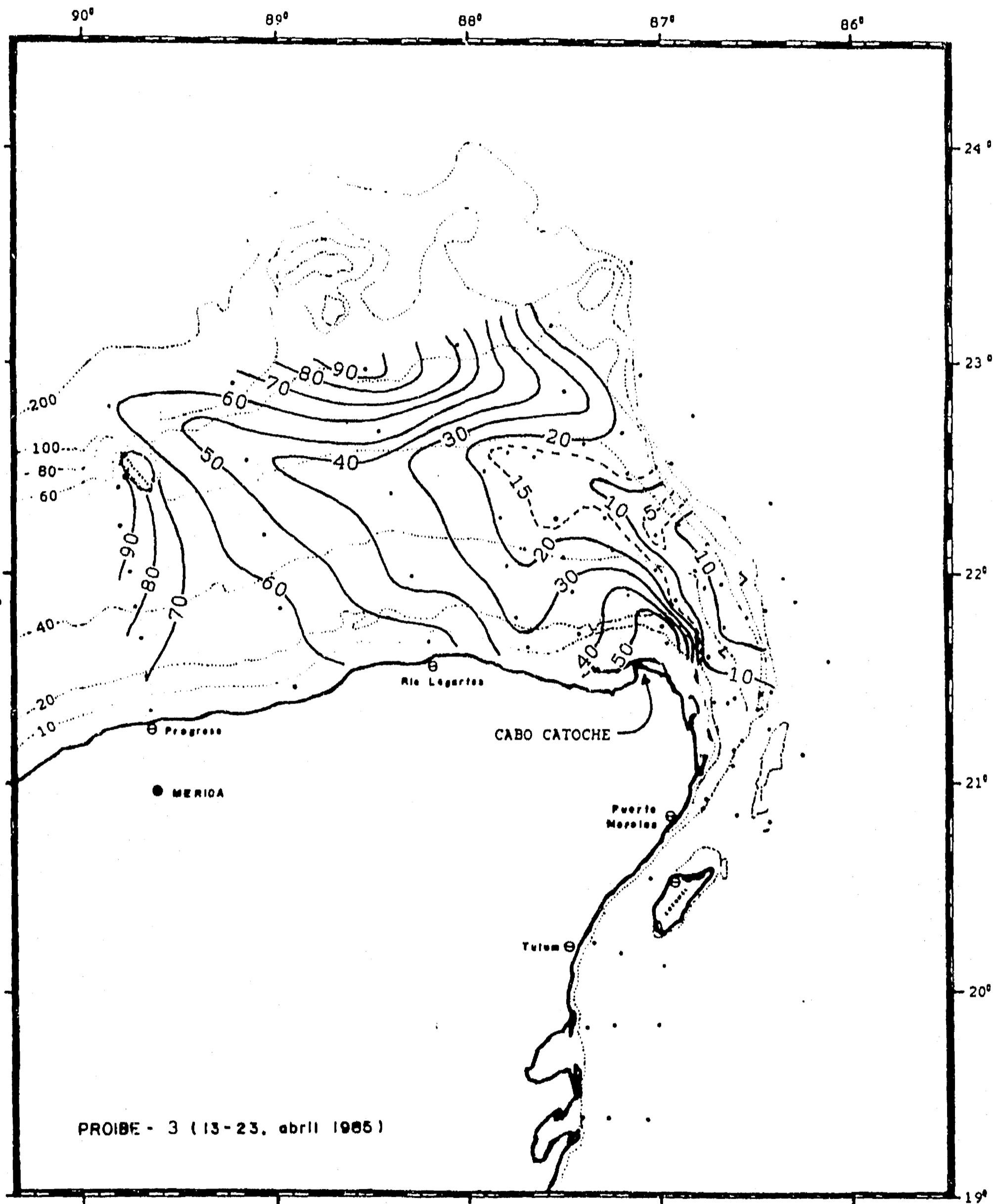


Figura 4.54 Distribución del tiempo de residencia sobre la plataforma continental de la capa de Agua de Afloramiento de Yucatán (AAY) durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Contornos de tiempo cada 10 días. Adicionalmente se muestran (en línea segmentada) los contornos de 5 y 15 días.



de la isobata de 60 m, para abandonar la plataforma continental entre el arrecife Alacranes y el promontorio mayor, localizado alrededor de los  $23^{\circ} 20'$  N de latitud y los  $88^{\circ} 45'$  W de longitud. A partir de un punto ubicado aproximadamente a la mitad de la plataforma, frente a Río Lagartos, este flujo avanza cruzando las isobatas hacia profundidades mayores, es decir se va hundiendo. Simultáneamente, la distribución del tiempo de residencia indica un aumento en la velocidad del AAY a partir de este punto, lo cual es consistente con que se trata de agua con mayor densidad a la de las aguas ubicadas a la misma profundidad en los alrededores, y que por tanto vuelve a hundirse. Esta es la ruta de menor energía potencial por donde el AAY puede volver a profundidades de mayor estabilidad.

El otro ramal del flujo principal del AAY indicado por la figura 4.54 gira hacia el sur, y avanza por el fondo en dirección a la costa entre Río Lagartos y Cabo Catoche. Al llegar cerca de la costa, el flujo gira hacia el oeste, formando un giro ciclónico localizado al noreste de Cabo Catoche. La predicción de este rasgo respalda la validez del modelo aquí utilizado para estimar el movimiento del AAY en la plataforma de Yucatán, dado que la existencia de este giro fué predicha por los principales autores que han estudiado la zona (i.e. Cochrane, 1969; Bulanienkov y García, 1973 y Ruiz, 1979).

La distribución del tiempo de residencia muestra también otros rasgos interesantes. Uno de ellos es el encuentro frente a Cabo Catoche de las aguas del giro ciclónico (que ya llevan tiempo sobre la plataforma) con las recién afloradas por el margen oriental de la Plataforma de Yucatán. Esta situación, como se discutirá más adelante, puede ser de gran trascendencia en los aspectos bióticos del afloramiento. Otro rasgo de interés es la banda formada por las aguas con tiempo de residencia menor a 10 días, que se ubica aproximadamente paralela a las isobatas en la parte sureste de la plataforma, y que sugiere que el AAY podría entrar a la plataforma por otra zona ubicada directamente al este de Cabo Catoche, además de por la zona de la "hendidura" del talud antes descrita.

Es posible evaluar la validez de estas estimaciones del tiempo de residencia y los movimientos del AAY en la plataforma comparándola con las mediciones directas del movimiento del AAY disponibles. Durante el PROIBE-3 se liberaron cuatro boyas de deriva con pantallas subsuperficiales, con la intención de conocer el movimiento de la capa de agua fría sobre la plataforma. Los puntos de liberación y de recuperación de dichas boyas, así como la trayectoria (en línea recta) que éstas pudieron recorrer, se muestran en la figura 4.55.

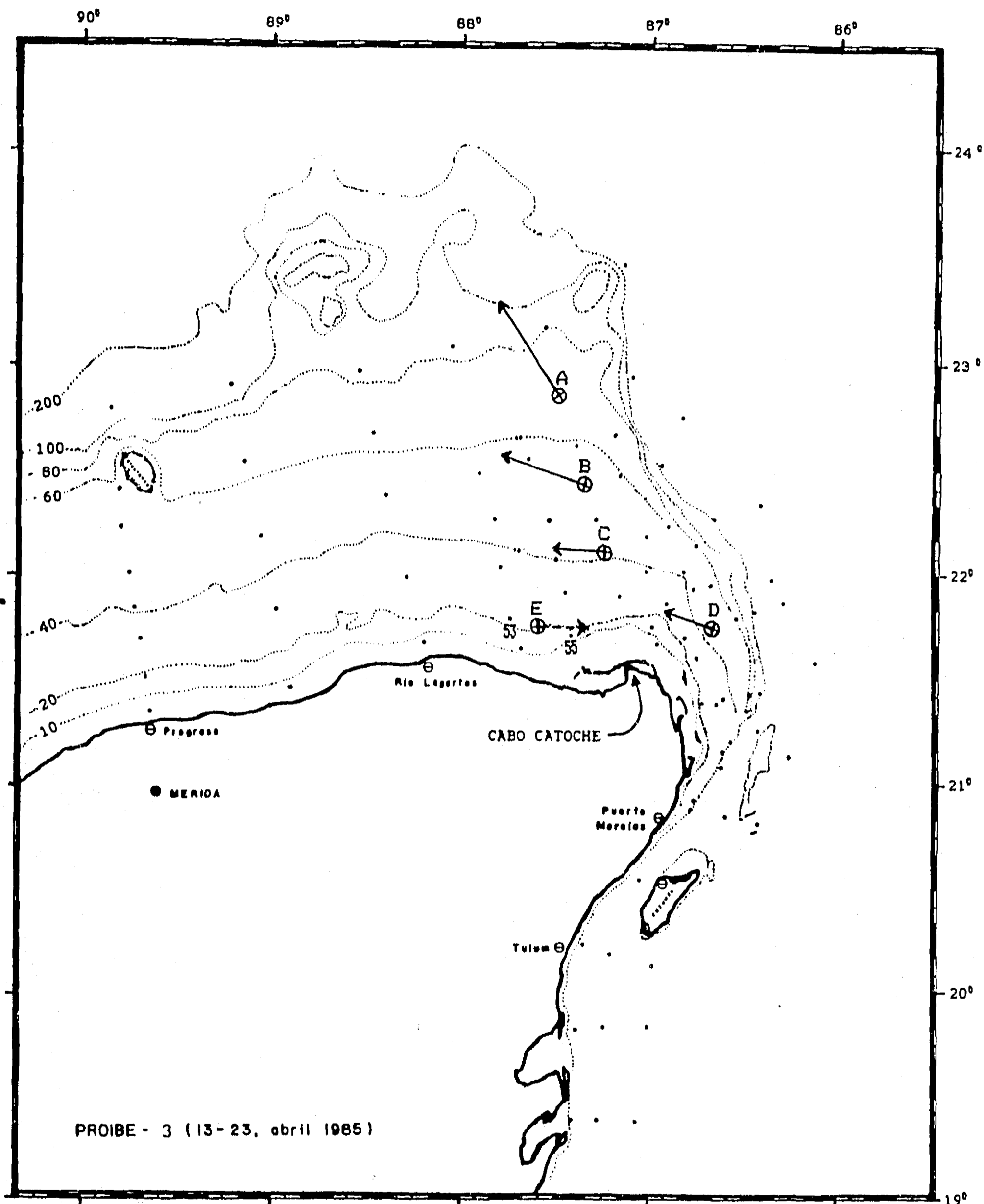


Figura 4.55 Puntos de lanzamiento (A, B, C, D) y recuperación de cuerpos de deriva liberados durante el PROIBE-3, y trayectoria (en línea recta) que habrían seguido. (E) indica el punto de lanzamiento de boyas realizado por Cochrane (1969) en mayo de 1968, y la dirección (en línea segmentada) en que se movieron. Los números corresponden a las estaciones utilizadas para calcular la velocidad en las inmediaciones del punto E.

Dos de las boyas (la A y la D) no son de utilidad para conocer con precisión el movimiento del AAY. La boya D fué encontrada con la pantalla encallada en el fondo, por lo que solamente puede usarse para conocer la dirección del movimiento, pero no la velocidad. La boya A, cuya pantalla estaba a una profundidad de 50 m, dejó de ser arrastrada por la capa de AAY, al cruzar horizontalmente la termoclina (compárese con la figura 4.9). A partir de ese momento la boya fué arrastrada por la capa superficial, dominada por el flujo de la Corriente de Yucatán, cuya velocidad es un orden de magnitud mayor a las velocidades horizontales del AAY. En este caso no podemos utilizarla para estimar ni magnitud ni dirección del movimiento del AAY.

Las boyas B, C, y D se desplazaron en direcciones esencialmente perpendiculares a las isolíneas de tiempo de residencia de la figura 4.54, respaldando la validez cualitativa de estas estimaciones. Se puede apreciar una ligera diferencia, pues las boyas derivaron en direcciones de un poco más hacia el norte que las perpendiculares a los contornos de la figura 4.60. Sin embargo, esta diferencia era de esperarse dado que parte del arreglo de las boyas (véase figura 3.6) se encuentra irremediamente bajo el efecto de la corriente superficial que corre hacia el nortenoeste con gran velocidad.

Las boyas B y C son de utilidad para una comparación cuantitativa. En la tabla 4.3 se indican los tiempos transcurridos entre la liberación y la recuperación de cada una de ellas. De igual forma, se muestran los tiempos necesarios para desarrollar la diferencia de anomalía térmica entre los puntos de liberación y recuperación (se cuenta con perfiles de CTD en ambos) calculados mediante el procedimiento descrito, así como las velocidades correspondientes en cada caso.

Los valores estimados mediante el modelo son bastante similares a los observados directamente, respaldando ahora la validez cuantitativa del modelo usado. Los tiempos calculados son ligeramente menores a los observados, indicando que el calentamiento es ligeramente más rápido de lo estimado, lo cual era de esperarse, dado que se ha despreciado la transferencia de calor por mezcla. La diferencia del orden del 7 % solamente en el área de deriva de las boyas, lo cual respalda que la conductividad térmica es el mecanismo dominante, y que despreciar el efecto de la mezcla es una primera aproximación no muy alejada de la realidad en esta área.

Es posible comparar también con una medición de corriente realizada por Cochrane (1969) para comprobar la existencia del giro ciclónico durante un afloramiento intenso, en mayo de 1968. Este

autor liberó boyas con pantalla a una profundidad de 15 m en la posición indicada por E en la figura 4.55, y encontró que éstas se desplazaron hacia el este a una velocidad de  $15 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  (tabla 3.4). La estimación de la figura 4.54 es consistente con esta observación, pues también predice que en esta zona el desplazamiento es hacia el este.

Tabla 4.3 Comparación de las observaciones con cuerpos de deriva con las estimaciones mediante el modelo propuesto.

BOYA	A	B	C	D	E <sup>1</sup>
Profundidad de la pantalla (m)	50	40	30	25	15 <sup>1</sup>
Distancia derivada (m.n.)	30.5	23.2	15.5	14.2	18.0 <sup>3</sup>
Tiempo de deriva (hr)	50.0	53.3	71.7	75.5	--
Tiempo estimado (hr) <sup>2</sup>	--	56.7	75.5	--	58.9 <sup>3</sup>
Velocidad media ( $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ )	--	22.4	11.1	--	15.0 <sup>1</sup>
Velocidad estimada ( $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ) <sup>2</sup>	--	21.5	10.6	--	15.7 <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Boya y cálculos de Cochrane (1969).

<sup>2</sup> Tiempo y velocidad calculados a partir de la diferencia de anomalía térmica media entre estaciones, suponiendo que el calentamiento se lleva a cabo por conductividad térmica.

<sup>3</sup> Cálculos realizados para el movimiento entre la estación 53 y 55

Para poder comparar cuantitativamente se calculó, mediante el modelo de calentamiento aquí propuesto, el tiempo que transcurriría para el desplazamiento del AAY entre la estación 53 y 55 (figura 4.55). Estas estaciones son las más cercanas a este experimento y están alineadas con la dirección del movimiento. El tiempo calculado fué de 58.9 horas (tabla 4.3). Dado que la distancia entre ambas estaciones es de aproximadamente 18 m.n., la velocidad media del AAY entre una y otra habría sido de  $15.7 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ . La similitud entre ambos valores, respalda nuevamente la bondad del modelo propuesto, y permite utilizarlo mientras se cuenta con un conocimiento más detallado de la dinámica de la capa de agua aflorada (AAY) sobre la plataforma de Yucatán.

Sin embargo, el modelo también tiene importantes limitaciones que es necesario discutir. El intercambio térmico del AAY con el fondo marino, aunque es seguramente muy pequeño, no ha sido

#### 4. Resultados: el origen del agua aflorada

considerado, y para hacerlo se requeriría conocer los gradientes térmicos entre éste y el AAY. El modelo supone que el sistema se encuentra en estado estacionario, y ésta es una condición poco probable para el afloramiento que, como se discutió en secciones anteriores, puede tener variaciones importantes de alta frecuencia.

Pero su limitante principal es que la mezcla puede ser importante en algunas áreas. Ignorar la mezcla es probablemente válido en la parte oriental de la plataforma, donde se hicieron las observaciones con las boyas. Sin embargo, hacia el oriente la estratificación va disminuyendo, particularmente cerca de la costa, al grado de que en la figura 4.46 se clasificaron como "Aguas Mezcladas" las ubicadas al oeste de una línea entre Río Lagartos y el Arrecife Alacranes. En esta zona la predicción del modelo representa probablemente una sobrestimación significativa del tiempo de residencia. Esto puede explicar por qué en la figura 4.54 no aparece una indicación evidente de lo observado por Ruiz (1979) en esta zona. Este autor identificó el ascenso costero de la capa subsuperficial de AAY entre Progreso y Río Lagartos, y demostró que era debido a la divergencia superficial causada por los vientos del este de primavera y verano. Esta circulación implica un desplazamiento del AAY hacia la costa, similar al observado al este de Cabo Catoche, que no se predice claramente en la figura 4.54. Similarmente, el modelo no permite determinar si existe o no una banda de flujo de AAY que continúe desplazándose entre la costa y el arrecife Alacranes hacia el este.

Sobre la parte norte de la plataforma, la sobrestimación del tiempo de residencia del agua es probablemente considerable también. Es esta zona, clasificada como "Zona de Transición" (figura 4.46), los diagramas T-S no excluía la posibilidad de mezcla entre el ASC, el AAY y el ASTI, por lo que la predicción del modelo debe tomarse con precaución.

Finalmente, para concluir la descripción de la estructura del afloramiento, en la figura 4.56 se integran los principales aspectos que caracterizan el afloramiento durante la primavera, cuando esta en su máxima intensidad, usando para ello un diagrama esquemático.

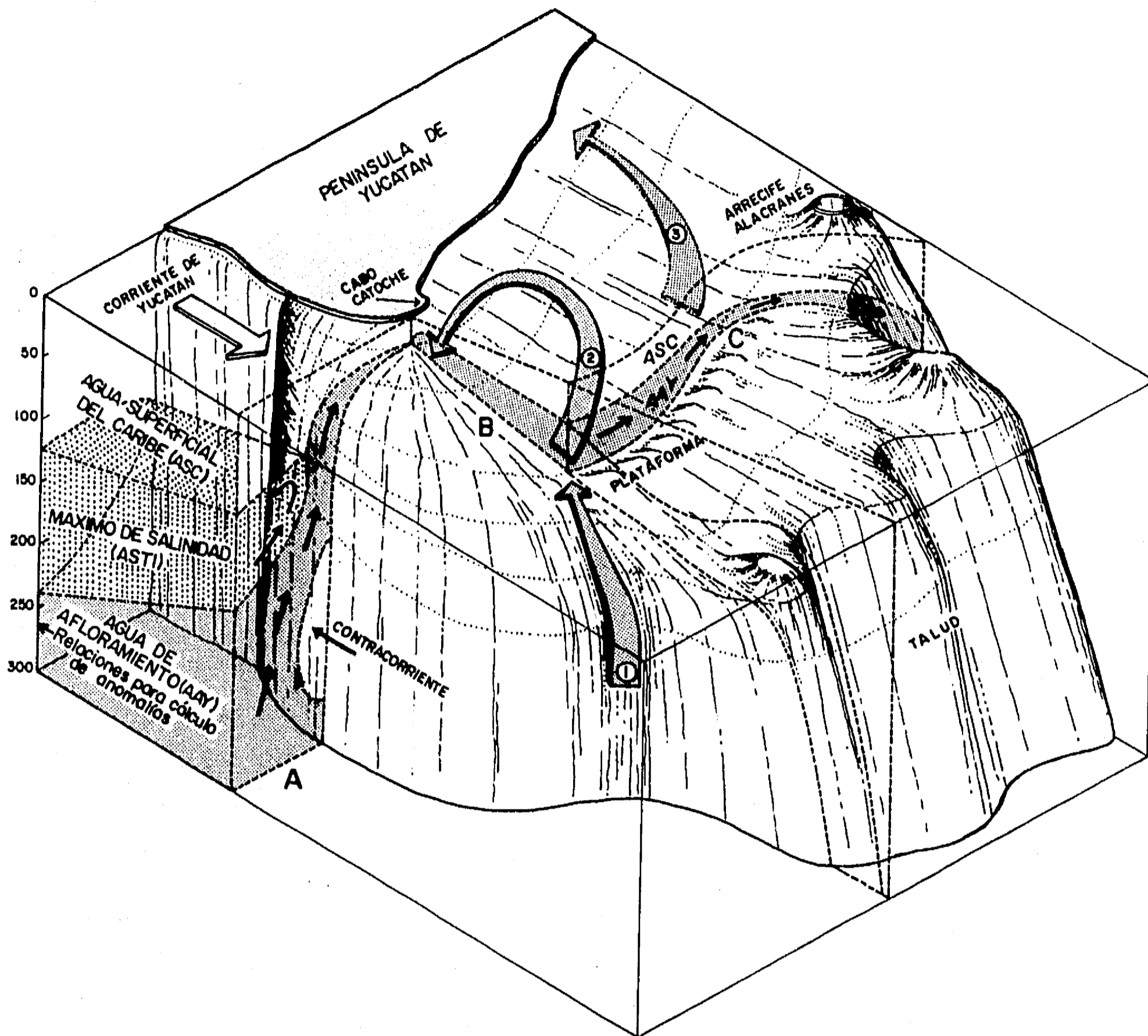


Figura 4.56 Diagrama esquemático de la estructura del afloramiento de Yucatán. Las escalas son aproximadas y están deformadas para permitir la presentación de todos los componentes identificados del fenómeno. Isla Cozumel y el Banco Chinchorros se han eliminado por la misma razón. En la parte izquierda se muestran las masas de agua de la Corriente de Yucatán que participan en el fenómeno: el ASC, el ASTI y el AAY. En el corte A se muestra la elevación del AAY junto al talud continental, la ruptura de la capa del máximo de salinidad, y el adelgazamiento de la capa superficial; se indica también la ubicación aproximada de la contracorriente. El corte B muestra la penetración del AAY sobre la plataforma continental formando un amplio domo. El corte C muestra la trayectoria principal del AAY cruzando la plataforma, y abandonándola por el noroeste, entre el arrecife Alacranes y el promontorio submarino mayor. Las flechas anchas sombreadas muestran otros aspectos del desplazamiento del AAY junto al fondo: 1) su ingreso a la plataforma con mayor intensidad por la muesca del talud oriental, 2) el giro ciclónico frente a Cabo Catoche, y 3) el desplazamiento hacia la costa para dar lugar al ascenso costero observado por Ruiz (1979).

#### 4.3. La fertilización

El principal efecto biológico de un afloramiento de aguas profundas, en tanto éste represente un aporte significativo de nutrientes a la capa eufótica, es la fertilización de la zona donde el afloramiento ocurre. En este capítulo se presentan las evidencias de fertilización en el caso de la Plataforma de Yucatán, y se discute el carácter y consecuencias de la misma.

La fertilización de las aguas superficiales de una zona, que de otra forma sería oligotrófica, implica un aumento en el crecimiento de los principales productores primarios marinos: el fitoplancton. Por ello, la magnitud de la fertilización causada por un afloramiento puede estimarse a través de la cantidad de biomasa fitoplanctónica producida, la cual representa el alimento que estará disponible para los consumidores primarios, e, indirectamente, puede determinar a su vez la disponibilidad de alimento para los demás niveles de la red trófica de la región fertilizada.

Uno de los parámetros más frecuentemente utilizados para estimar la biomasa fitoplanctónica es la concentración de clorofila (p. ej: Currie, 1962; Cullen, 1982), debido a la relativa sencillez de la determinación, lo cual permite realizar un número grande de determinaciones sobre amplias escalas de espacio y tiempo. Por ello, en primera instancia, a continuación se presentan y discuten las distribuciones de clorofila encontradas en la zona de estudio.

##### 4.3.1. La distribución de la clorofila

Para mostrar el efecto fertilizador global del afloramiento, en la figura 4.57a se presenta la variación anual que tendría la concentración media de clorofila en el área estudiada, utilizando para ello las cuatro campañas PROIBE. La figura muestra que la concentración media de clorofila alcanzó, durante la primavera y el verano, valores un orden de magnitud mayores a los de invierno y cinco veces superiores a los del otoño. Se incluye también la media de las observaciones correspondientes al SURCAY-1, pero no se utiliza el dato para el trazo anual, dado el carácter probablemente anómalo del afloramiento durante esta campaña (según se discutió en la sección 3.1.2). Este carácter del SURCAY-1 se refleja en un valor medio considerablemente menor al de los PROIBE de primavera y verano, si bien mayor al de los de otoño e invierno.

Espinosa (1989), en un análisis previo de las determinaciones de clorofila de las campañas PROIBE, propuso que el paralelo 22 ° 30' (ligeramente al sur de la línea que definiría al Canal de Yucatán, entre Cabo Catoche y Cabo San Antonio) permitía separar la zona del Caribe de la afectada por el afloramiento. Dado que este paralelo coincide razonablemente con la elevación de los domos de afloramiento de las figuras 4.1, 4.2 y 4.7, se calcularon los valores medios correspondientes al Caribe Mexicano utilizando este criterio, cuya curva se incluye también en la figura 4.57, para contar con una referencia. Aunque no hay datos en invierno, puede apreciarse que el comportamiento en la zona del Caribe muestra también un incremento durante la primavera y el verano que alcanzó concentraciones medias superiores a  $0.1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ , pero de una magnitud considerablemente inferior a la media global que rebasó los  $0.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  en el verano. Este contraste es un primer indicador de la magnitud de la fertilización causada por el afloramiento, que induce un mayor crecimiento fitoplanctónico durante la primavera y el verano.

Por otro lado, el hecho de que el Caribe Mexicano también presente un aumento relativo de la concentración de clorofila en primavera y verano con respecto al otoño indica una estacionalidad general del crecimiento fitoplanctónico en la región, superpuesta a la influencia del afloramiento. Dicha variación estacional se observa también en el comportamiento de la Relación Ácida (figura 4.57b) que indica la proporción de clorofila viva con respecto a la clorofila total (Lorenzen 1967). Las campañas de primavera tuvieron valores medios mayores a 1.5, tanto para la zona estudiada en su conjunto como para la parte del Caribe Mexicano. Esto significa que la clorofila correspondía mayormente a organismos vivos en toda la región, si bien los valores del Caribe fueron un poco menores. En otoño e invierno se obtuvieron valores del orden de 1.3, lo cual implica que menos de una tercera parte correspondía a organismos sanos (Yentsch 1965; Lorenzen 1967) en estas épocas del año, tanto en la zona de influencia del afloramiento como el Caribe Mexicano.

Finalmente, puede observarse que la diferencia en la Relación Ácida entre las campañas de primavera es relativamente pequeña. Esto sugiere que las menores concentraciones medias de la primavera de 1989 (SURCAY-1) no se deben a que la comunidad fitoplanctónica no presente crecimiento, sino a la diferencia en la intensidad del afloramiento, y a que la realización de un muestreo más amplio hacia los alrededores del afloramiento durante esta campaña provoca una disminución aparente del valor medio de clorofila.



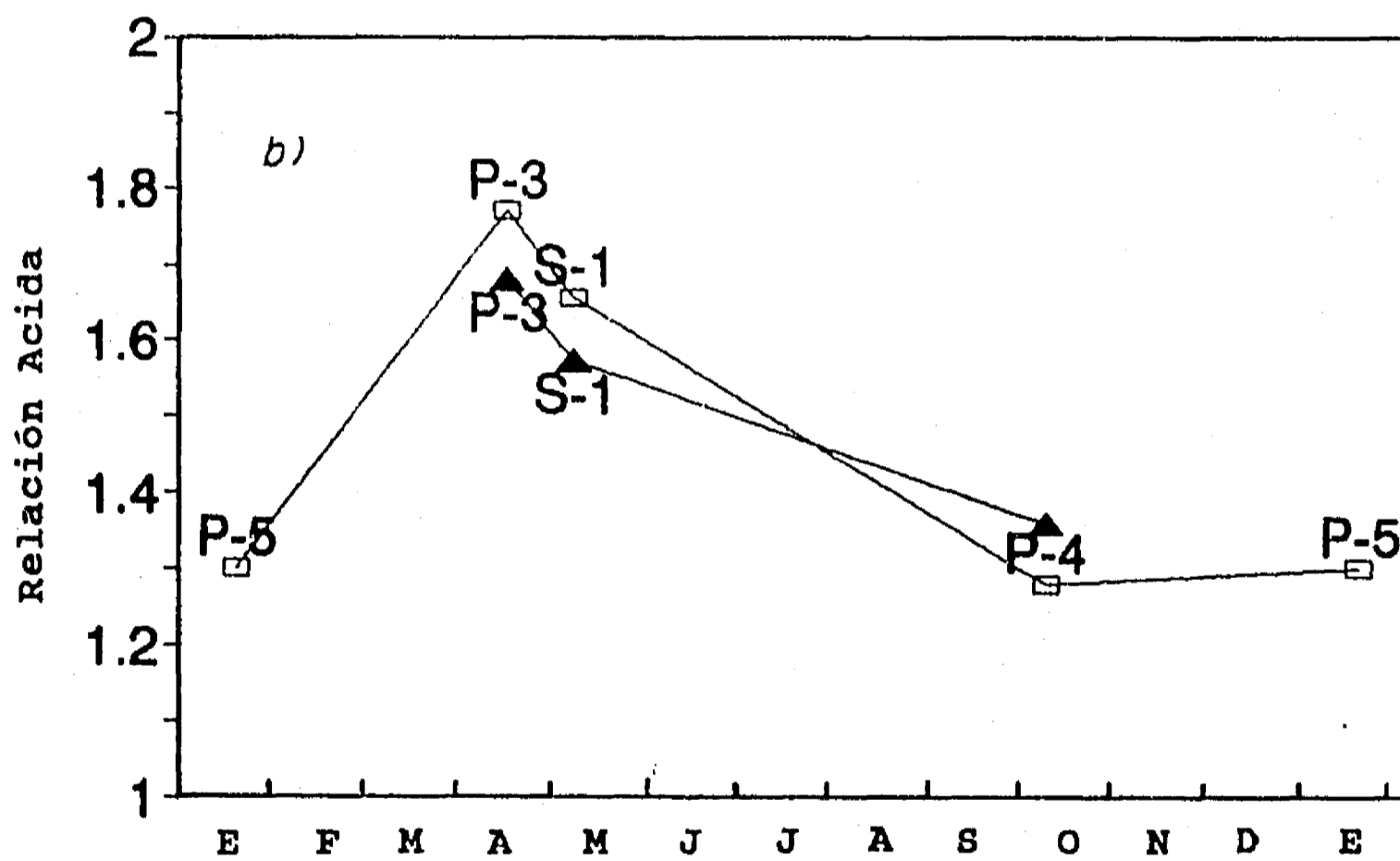
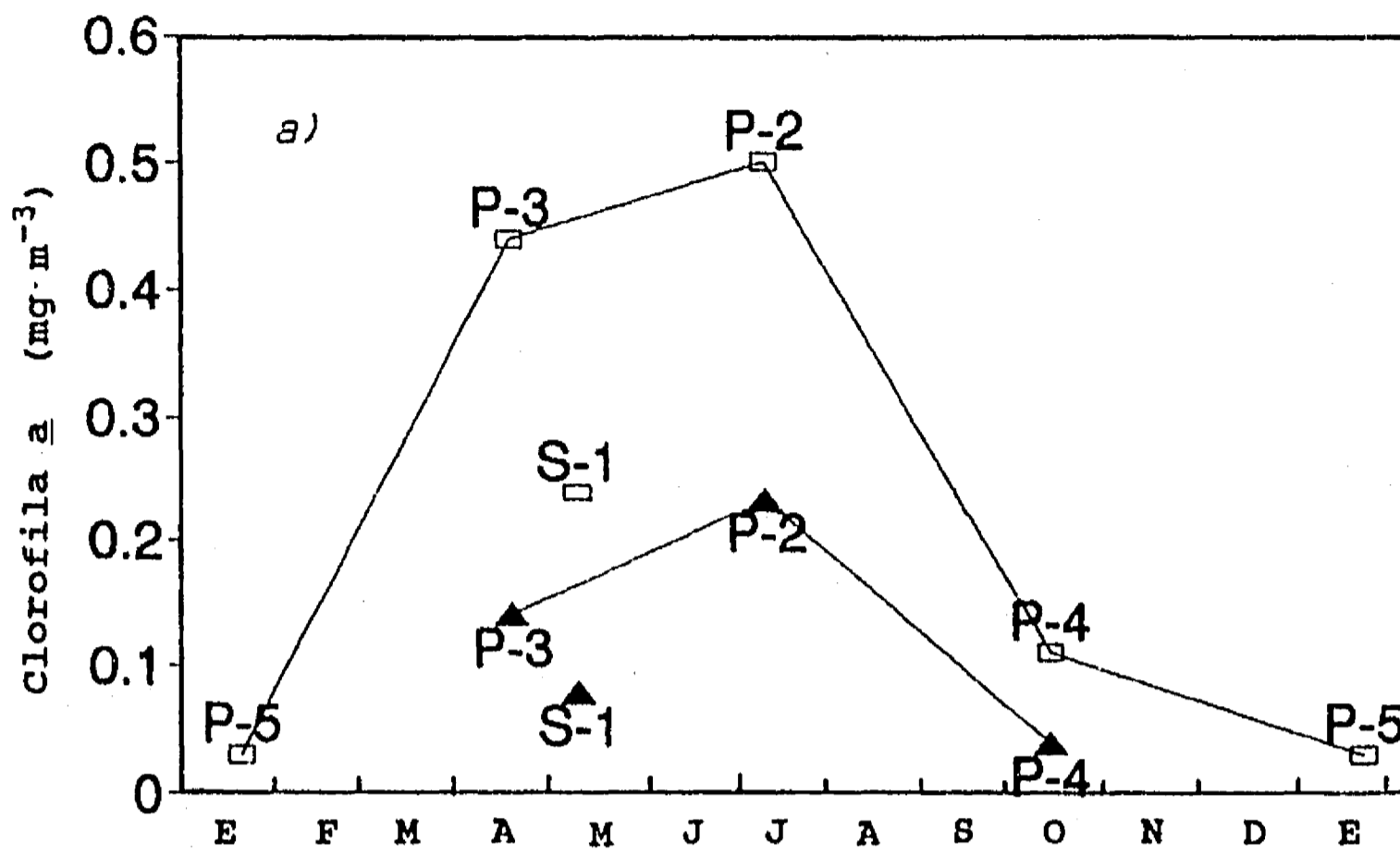


Figura 4.57 Variación anual de los valores medios de: a) la concentración de clorofila, y b) la Proporción Acida. Los cuadros corresponden a la media de todas las estaciones de cada campaña, mientras que los triángulos a la media de las estaciones ubicadas en el Caribe Mexicano (al sur de los 22° 30', de acuerdo a lo propuesto por Espinosa (1989)).

#### 4.3.1.1. La distribución horizontal

Durante las campañas de primavera (PROIBE-3 y SURCAY-1) y de otoño (PROIBE-4), fué posible realizar determinaciones de clorofila distribuidas horizontalmente sobre toda la zona estudiada, por lo que es factible describir y comparar la distribución horizontal de la clorofila para estas dos épocas. Para ello se calcularon la clorofila total y la media vertical integrando verticalmente entre la superficie y el fondo, o bien hasta una profundidad máxima de 100 m cuando la profundidad del fondo era mayor a este valor. Las figuras 4.58 y 4.59 presentan la distribución de la media vertical de la concentración de clorofila durante el otoño y la primavera de 1985 respectivamente. Las figuras están trazadas con isolíneas "logarítmicas", que corresponden cada una a valores del doble de la isolínea anterior. Este tipo de isolíneas permite trazar distribuciones de contornos claras, dado que las concentraciones de fitoplancton presentan variaciones muy amplias (Duarte et al, 1992) debido al carácter exponencial del crecimiento de las poblaciones de estos organismos (véase por ejemplo Raymont 1980). Adicionalmente, se presentan sombreadas las áreas con concentraciones medias superiores a los  $0.25 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ , que es un valor cercano a las mayores concentraciones medias observadas en el Caribe Mexicano (figura 4.57a), lo que es útil para dar una imagen más clara de las áreas con un aumento significativo en la concentración de clorofila con respecto a los valores característicos del Caribe. También constituye una buena referencia con respecto a las concentraciones medias en el Golfo de México, que son de  $0.20 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  de acuerdo con El Sayed et al. (1972).

Durante la campaña de otoño, en la mayoría de las estaciones las concentraciones medias de clorofila estuvieron por debajo de los  $0.12 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  a lo largo de toda el área muestreada. Solamente en tres pequeñas zonas localizadas sobre la Plataforma de Yucatán se alcanzaron valores superiores a los  $0.25 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ . En contraste, en la primavera de 1985 la mayor parte de las estaciones al norte de los  $22^\circ 30'$  presentaron concentraciones medias superiores a los  $0.25 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ , y en las inmediaciones de Cabo Catoche se alcanzaron medias verticales de más de  $2 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ . La diferencia en la distribución de clorofila media en ambas épocas muestra el efecto fertilizador del afloramiento, tanto en términos de la mayor abundancia de fitoplancton al norte del Estrecho de Yucatán (tomado aquí como el meridiano de  $22^\circ 30' \text{ N}$ ) en ambas épocas del año, como por el marcado incremento de clorofila durante la primavera con respecto al otoño.

La figura 4.60, que corresponde a la distribución de la media vertical de clorofila durante la primavera de 1989, muestra una

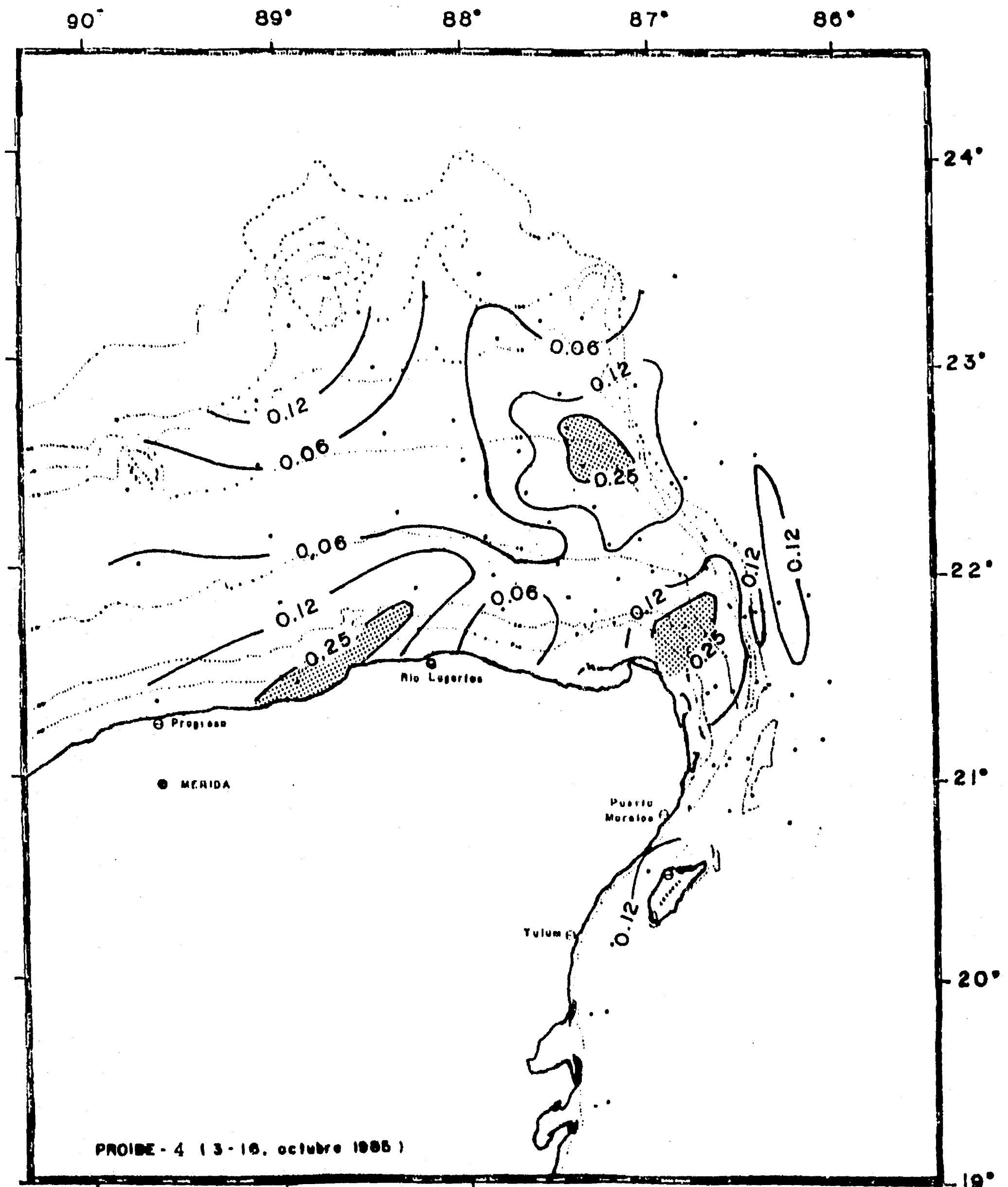


Figura 4.58 Distribución horizontal de la concentración media vertical de clorofila en el otoño de 1985 (PROIBE-4). La media está calculada desde la superficie hasta el fondo, o hasta una profundidad máxima de 100 m. Cada isolinia corresponde a concentraciones del doble de la anterior. Las zonas con valores mayores a  $0.25 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  se indican en sombreado de puntos.

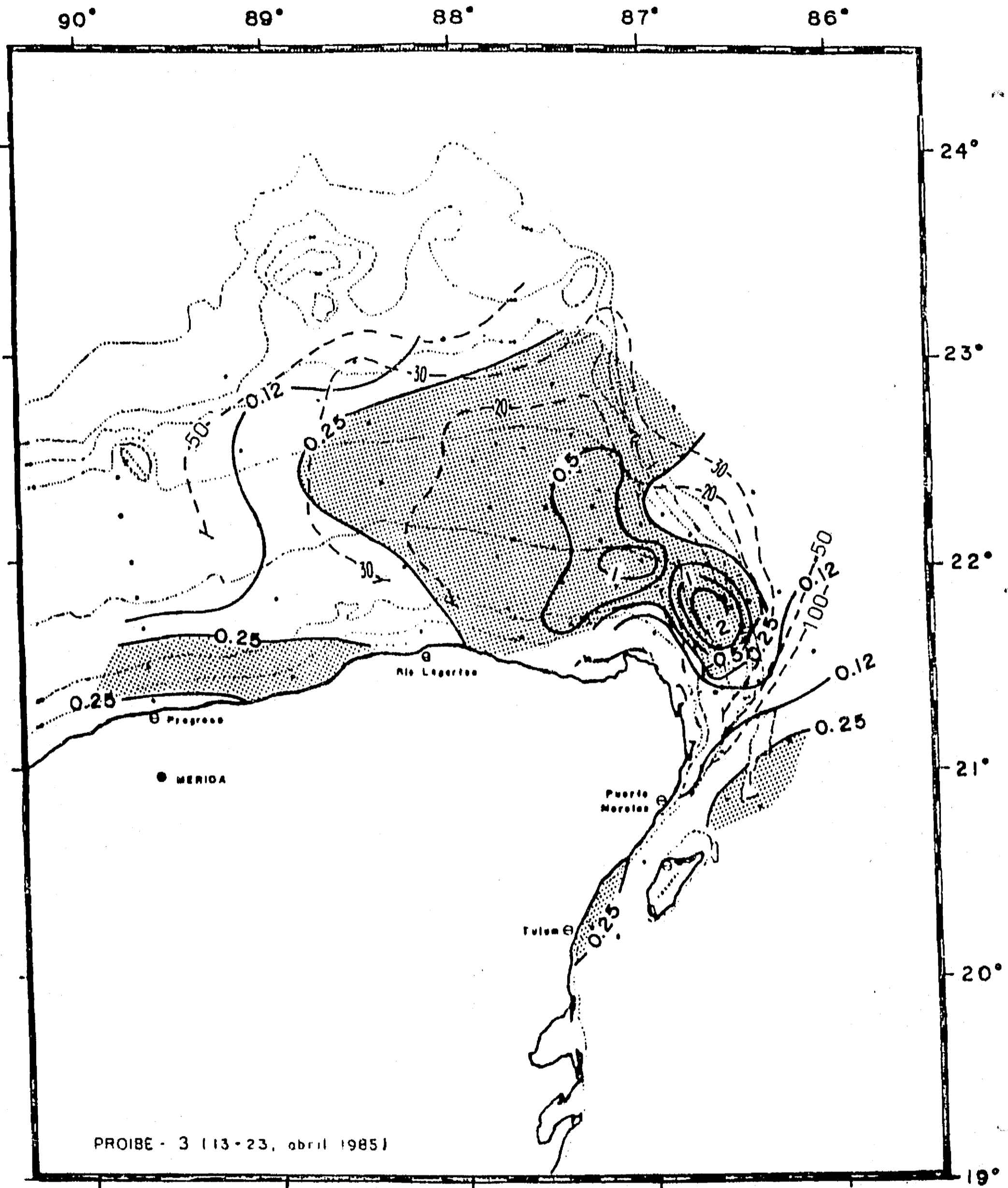
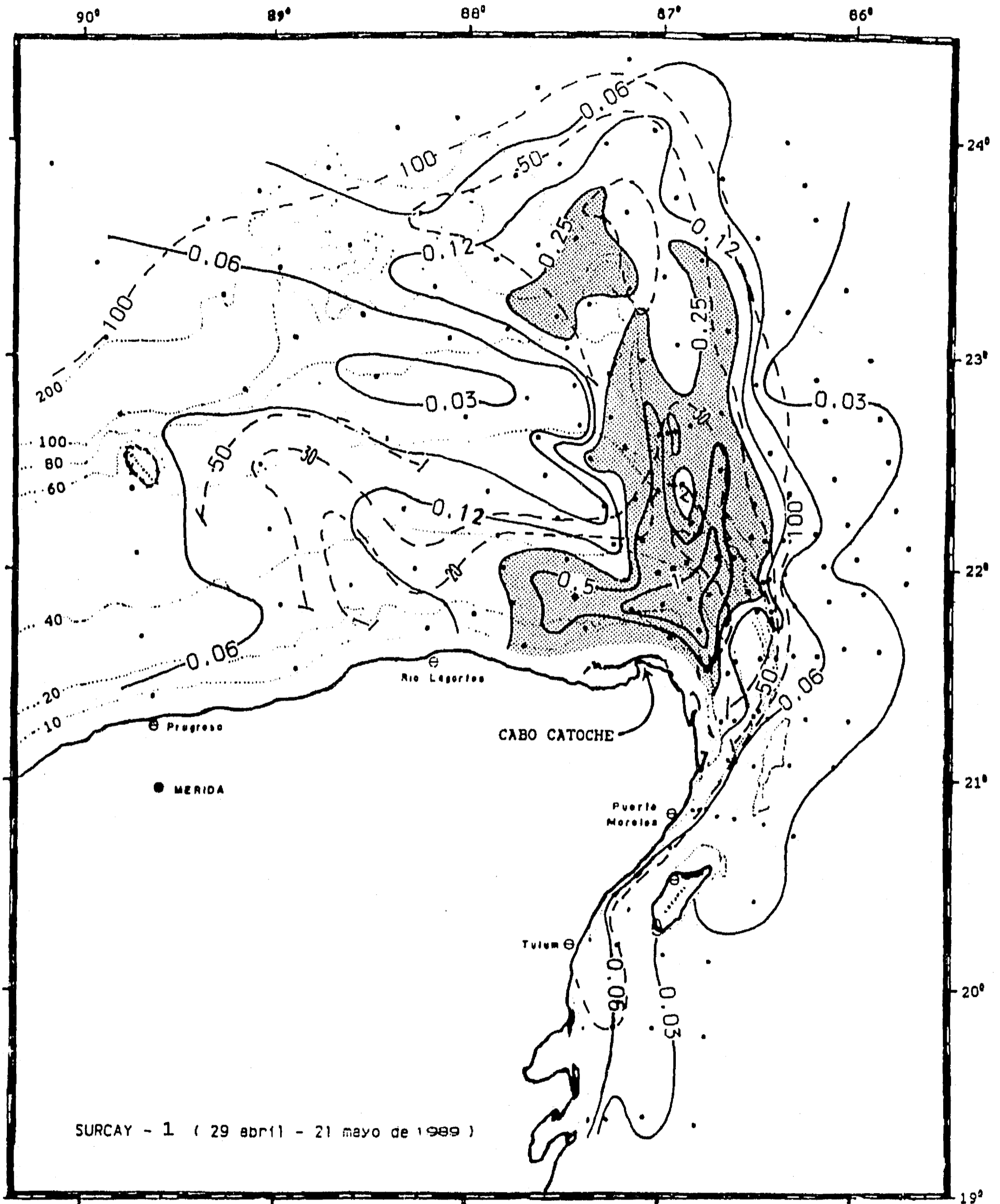


Figura 4.59 Distribución horizontal de la concentración media vertical de clorofila en la primavera de 1985 (PROIBE-3). La media está calculada desde la superficie hasta el fondo, o hasta una profundidad máxima de 100 m. Cada isolínea corresponde a concentraciones del doble de la anterior. Las zonas con valores mayores a  $0.25 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  se indican en sombreado de puntos. Con fines comparativos, se indican también (con líneas segmentadas) algunas de las curvas de nivel (20, 30, 50 y 100 m) de la isoterma de  $22.5^\circ\text{C}$ .



**Figura 4.60** Distribución horizontal de la concentración media vertical de clorofila en la primavera de 1989 (SURCAY-1). La media está calculada desde la superficie hasta el fondo, o hasta una profundidad máxima de 100 m. Cada isolinia corresponde a concentraciones del doble de la anterior. Las zonas con valores mayores a  $0.25 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  se indican en sombreado. Con fines comparativos, se indican también (con líneas segmentadas) algunas de las curvas de nivel (20, 30, 50 y 100 m) de la isoterma de  $22.5^\circ\text{C}$ .

situación similar a la de 1985. Mientras en el Caribe los niveles medios de clorofila se mantienen en su mayoría por debajo de los  $0.25 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ , gran parte de las estaciones al norte de los  $22^{\circ} 30'$  presenta medias por encima de este valor. En este caso, la zona de mayores concentraciones se extiende longitudinalmente a lo largo del talud oriental, a partir de la zona de máximos valores frente a Cabo Catoche, los cuales llegan a más de  $1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ .

Por otro lado, es importante notar que los contornos de clorofila de ambos cruceros de primavera reflejan con bastante similitud la forma de los domos de agua aflorada de las figuras 4.9 y 4.14. Para resaltar esta relación, en las figuras 4.59 y 4.60 se incluyen también, en línea segmentada, algunos de los contornos de la isoterma de  $22.5^{\circ} \text{C}$ . Por ejemplo, en el PROIBE-3 la isolínea de  $0.12 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  delimita la zona de mayores concentraciones en forma similar al gran domo de la figura 4.1, correspondiendo aproximadamente a la curva de nivel de 40 m de profundidad en la isoterma de  $22.5^{\circ} \text{C}$ . Análogamente, en el SURCAY-1 la misma isolínea circunda una zona de alta concentración que abarca las áreas correspondientes a los domos de afloramiento de la figura 4.14 ubicados sobre el talud oriental de la plataforma. Esta zona separa las aguas del Caribe, de baja concentración de clorofila, de la zona sin afloramiento ubicada entre los tres domos de la isoterma de  $22.5^{\circ} \text{C}$ . Es notorio como, en esta zona, la concentración de clorofila desciende hasta valores similares a los del Caribe, inferiores a los  $0.06 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ . En este sentido, la distribución de clorofila media vertical respalda el planteamiento de que la isoterma de  $22.5^{\circ} \text{C}$  sería un buen indicador del ascenso de aguas con potencial fertilizador a la zona eufótica.

Sin embargo, también puede observarse que hacia la parte occidental de la plataforma las distribuciones de clorofila de ambas primaveras muestran una menor correlación con la presencia de las aguas afloradas. En general las áreas de alta concentración de clorofila se extienden menos hacia el occidente que lo que lo hacen las elevaciones de la topografía de  $22.5^{\circ} \text{C}$ . En particular, es notoria la ausencia de una zona de mayor concentración de clorofila asociada al domo presente entre el arrecife Alacranes y Río Lagartos durante el SURCAY-1. Esta diferencia probablemente se debe a que el agua aflorada de esta parte de la plataforma ha pasado mayor tiempo dentro de la zona eufótica (ver figuras 4.53 y 4.54), y el fitoplancton puede haber disminuido su abundancia tanto por hundimiento como por pastoreo. Por otro lado, esta situación respalda también la conclusión de que el agua aflorada no accede a la plataforma por la parte noroccidental, que se derivó de la distribución del nitrato en el fondo (figura 4.16) en la sección 4.1.3.

Otro aspecto interesante de las figuras 4.59 y 4.60 es la existencia de una disminución relativa de la concentración de clorofila en la zona del talud oriental por donde el AAY accede con mayor intensidad a la plataforma. Esta situación está de acuerdo con lo observado en las surgencias más estudiadas (e.g. Ryther et al., 1971; Thomas, 1979; Walsh et al., 1980; Barber and Smith, 1981), donde existe un desfase entre el acceso de agua subsuperficial a la zona eufótica y el crecimiento acelerado del fitoplancton, lo cual determina que en las aguas "más jóvenes" generalmente haya concentraciones de clorofila más bajas. Esta disminución relativa es más clara en el PROIBE-3, pero también puede apreciarse en el SURCAY-1, donde la ubicación de la banda de altas concentraciones medias sobre el talud tiende a enmascarar esta disminución relativa de la concentración de clorofila.

En forma análoga a las distribuciones de concentración media vertical, las figuras 4.61, 4.62 y 4.63 presentan la distribución horizontal de la cantidad total de clorofila (integrada en la vertical) para las campañas PROIBE-4, PROIBE-3, y SURCAY-1 respectivamente. En este caso se han sombreado las áreas con cantidades mayores a los  $10 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ , que es el valor utilizado por El Sayed et al. (1972) para distinguir entre regiones de alta y baja productividad en el Golfo de México.

La clorofila integrada verticalmente es un mejor indicador de la cantidad total de fitoplancton asociado al afloramiento, y disponible para alimentar el resto de la red trófica. Sus distribuciones muestran patrones similares a las de la concentración media, pero desplazadas hacia zonas más profundas. Mientras que los mayores valores de la concentración media de clorofila se ubicaron en los tres cruceros frente Cabo Catoche, los mayores valores de la clorofila total vertical tienden a formar una banda paralela al margen oriental de la Plataforma de Yucatán. En este sentido, las figuras correspondientes al otoño son particularmente distintas entre sí, mientras que en el caso de la primavera las distribuciones de clorofila total muestran una distribución similar a las correspondientes de clorofila media vertical.

Es interesante notar que, en términos de la cantidad total de clorofila, el contraste entre el Caribe y la zona fertilizada por el afloramiento es menor en las campañas de 1985, lo cual se debe en parte a que las estaciones del Caribe son todas profundas. Sin embargo, no sucede lo mismo con el crucero de 1989, donde se mantiene una diferencia similar a la de la clorofila media. Esta diferencia representa otro aspecto anómalo de la primavera de 1985, que puede deberse a diferencias interanuales de carácter regional.

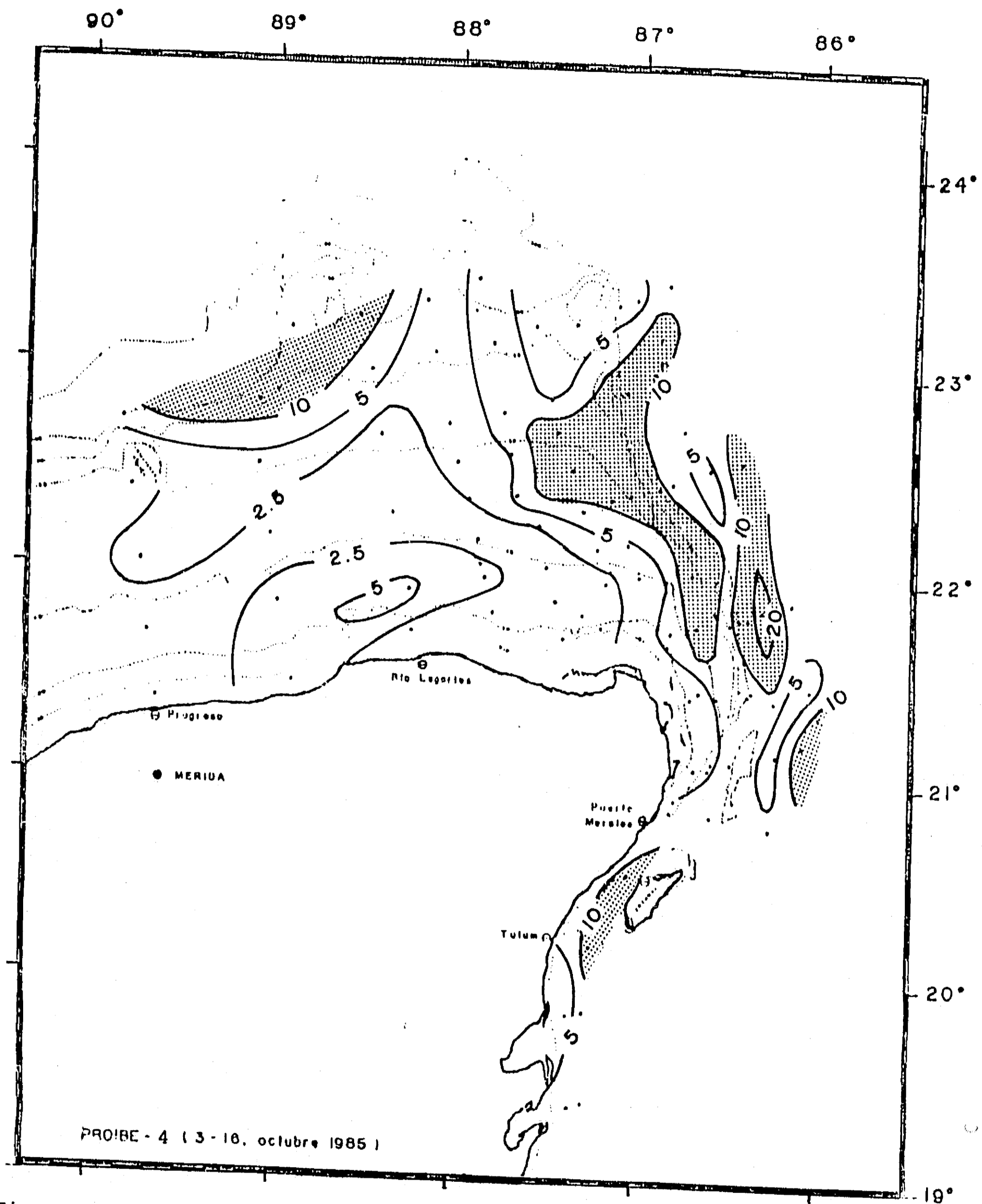


Figura 4.61 Distribución horizontal de la cantidad total de clorofila integrada sobre toda la columna de agua (desde la superficie hasta el fondo, o hasta una profundidad máxima de 100 m) en el otoño de 1985 (PROIBÉ-4). Cada isolínea indica cantidades del doble de la anterior. Se indican con sombreado de puntos las zonas con valores mayores a  $10 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ .



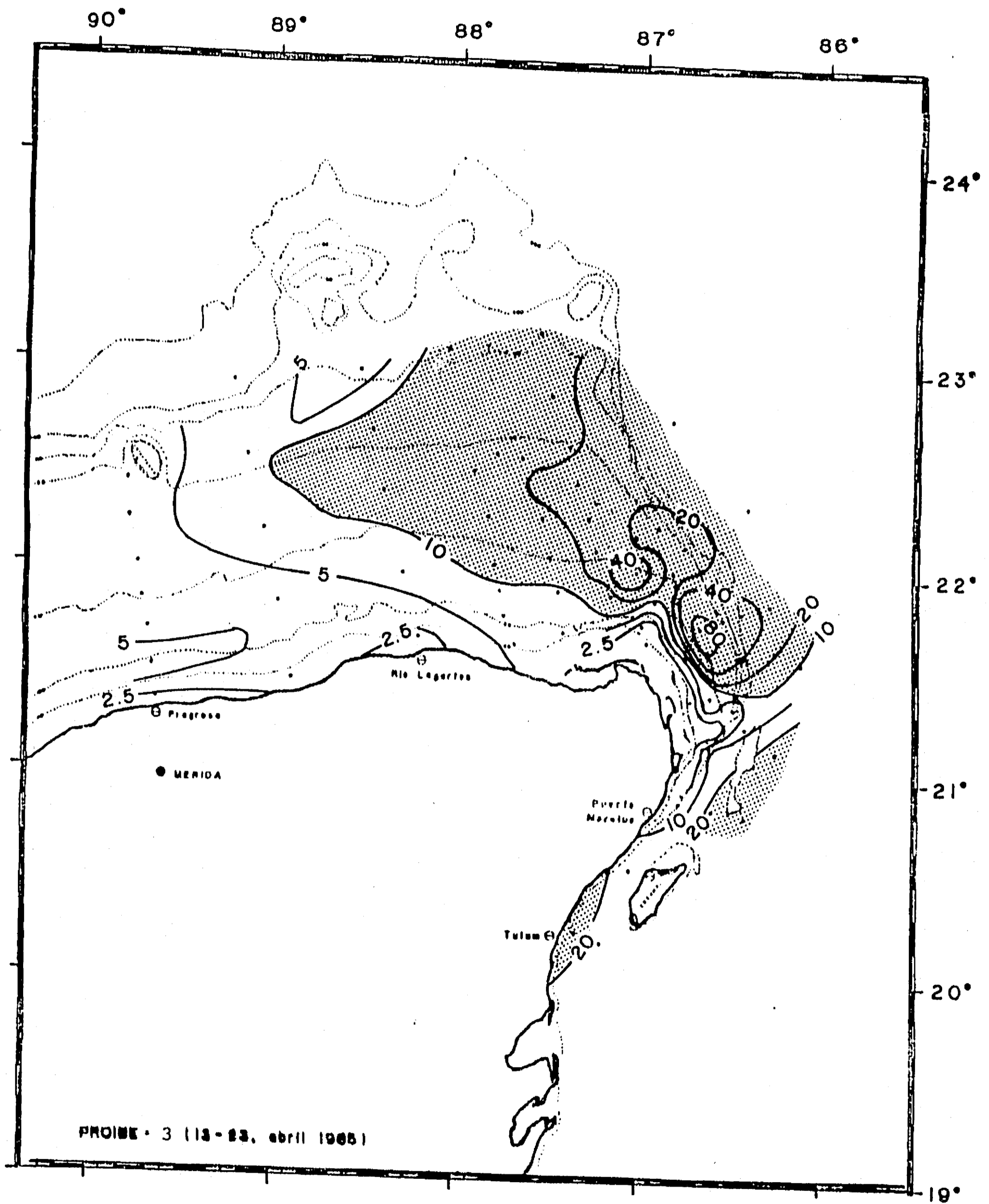


Figura 4.62 Distribución horizontal de la cantidad total de clorofila integrada sobre la columna de agua (desde la superficie hasta el fondo, o hasta una profundidad máxima de 100 m) en la primavera de 1985 (PROIBE-3). Cada isolínea indica cantidades del doble de la anterior. Se indican con sombreado de puntos las zonas con valores mayores a  $10 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ .

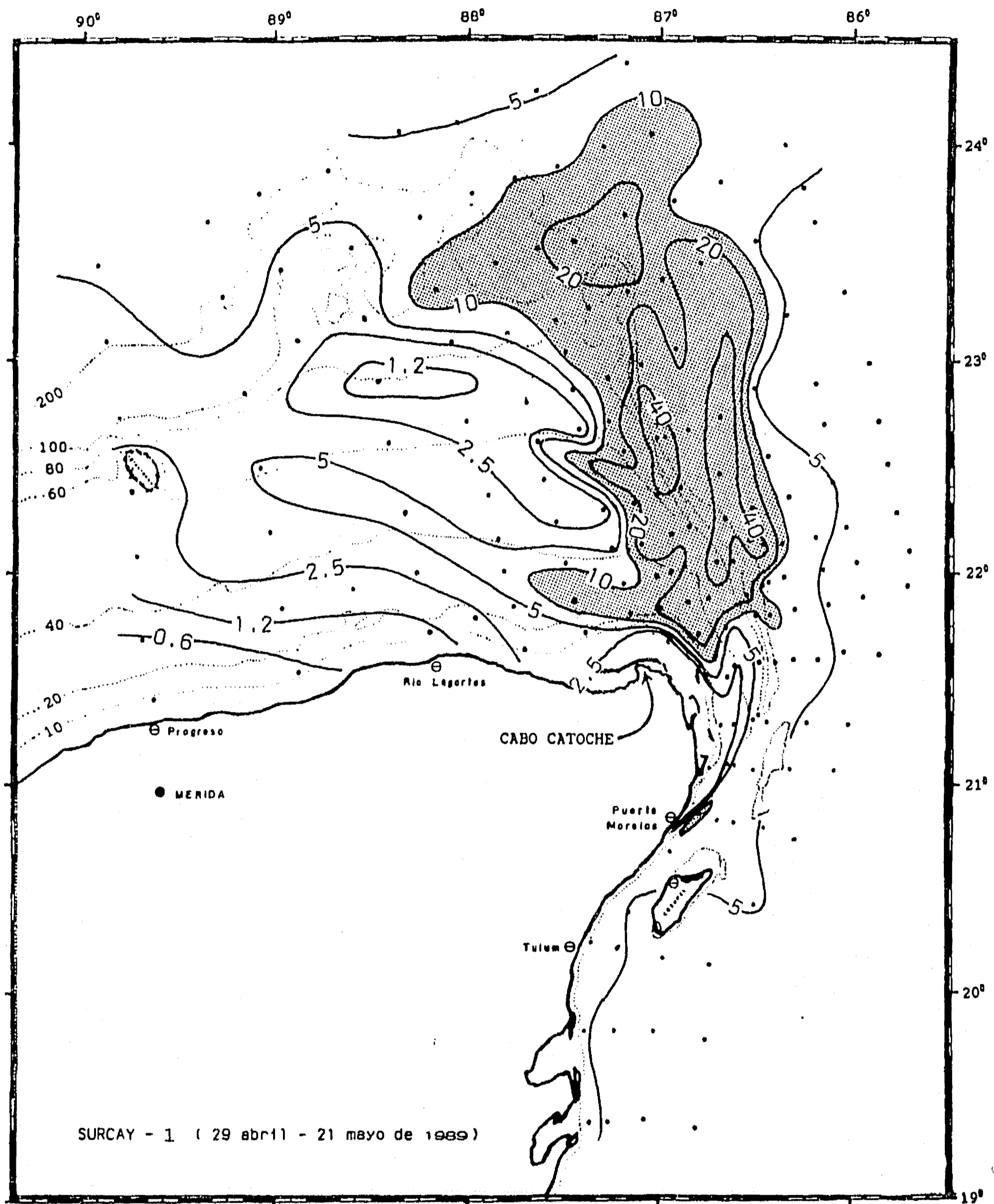


Figura 4.63 Distribución horizontal de la cantidad total de clorofila integrada sobre toda la columna de agua (desde la superficie hasta el fondo, o hasta una profundidad máxima de 100 m) en la primavera de 1989 (SURCAY-1). Cada isolínea indica cantidades del doble de la anterior. Se indican con sombreado de puntos las zonas con valores mayores a  $10 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ .

Por otro lado, las distribuciones de clorofila total, al igual que las de concentración media muestran, de manera general, valores ligeramente inferiores durante la primavera de 1989 (SURCAY-1) que durante la de 1985 (PROIBE-3), en consistencia con la mayor intensidad del afloramiento descrita para este segundo caso.

#### 4.3.1.2. La distribución vertical

La característica principal de la distribución vertical de la clorofila en la Plataforma de Yucatán es la presencia de un máximo de clorofila, ubicado muy cerca de la marcada termoclina descrita en la sección 4.1.6. Este máximo, aunque se observa en la mayoría de los datos discretos de todas las campañas, puede caracterizarse cabalmente usando los perfiles continuos obtenidos mediante el fluorómetro sumergible. Las figuras 4.64 y 4.65 muestran los perfiles de clorofila de cuatro estaciones representativas (pero de distinta profundidad) de la zona de surgencia y del Caribe (figura 4.65b) durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Se incluyen también los principales parámetros hidrológicos determinados durante la campaña, para ilustrar la relación que guarda el máximo de clorofila con ellos.

En las figuras se aprecia la ubicación del máximo de clorofila en la parte superior de la termoclina que separa las dos capas de agua presentes sobre la plataforma. El máximo está también claramente asociado a la abrupta nitratoclina, en forma similar a lo encontrado por Cullen (1982) en zonas neríticas durante el verano. Esto significa que el incremento en fitoplancton causado por el afloramiento se presenta con mayor intensidad precisamente en la interfase entre el agua aflorada (AAY) y la superficial (ASC). Este patrón vertical es debido probablemente al balance entre la limitación por nutrientes y la limitación por luz, en forma similar a lo encontrado por Holligan et al. (1984) en las aguas estratificadas del Golfo de Maine. Por un lado, el crecimiento del fitoplancton se verá estimulado en la parte de la columna de agua correspondiente a la capa de AAY, donde los nutrientes ya no lo limitan. Por el otro, sin embargo, el aumento significativo de la biomasa fitoplanctónica implica el ensombrecimiento de las aguas que se encuentren por debajo, reduciendo la profundidad de la zona eufótica. De aquí que el resultado tiene que ser el encontrado: un máximo en el límite superior de la capa de AAY, donde ni la luz ni los nutrientes limiten el crecimiento del fitoplancton.

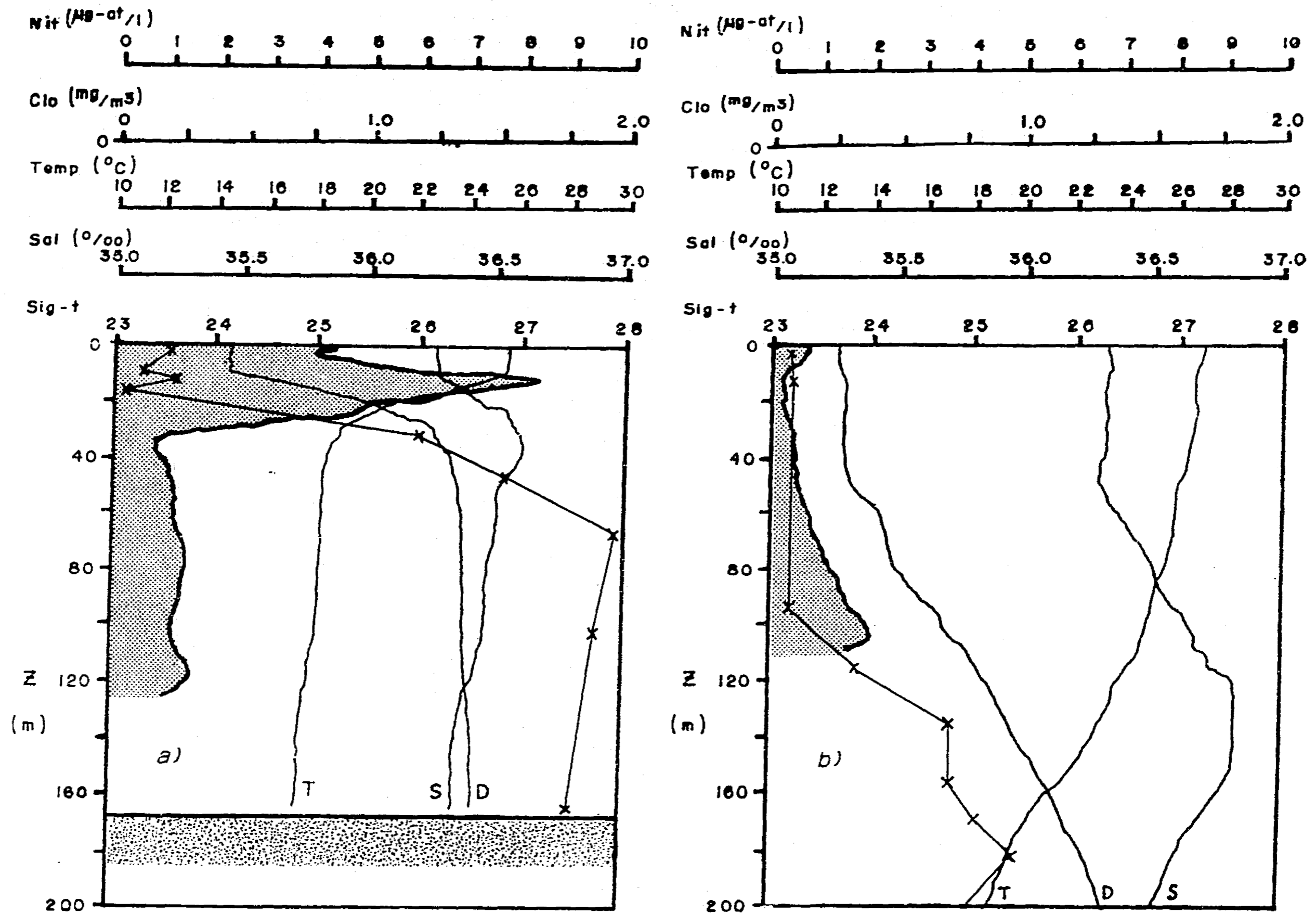


Figura 4.64 Perfiles de clorofila y parámetros hidrológicos para dos estaciones profundas de la campaña PROIBE-3: a) en la zona de surgencia (estación 34), y b) en el Caribe (estación 74). La clorofila (Clo) en línea gruesa y con sombreado de puntos regulares, los nitratos (Nit) con cruces, y la temperatura (T), salinidad (S) y densidad (D) ( $\sigma\text{-t}$ ) con línea continua fina. El punteado irregular indica el fondo marino.

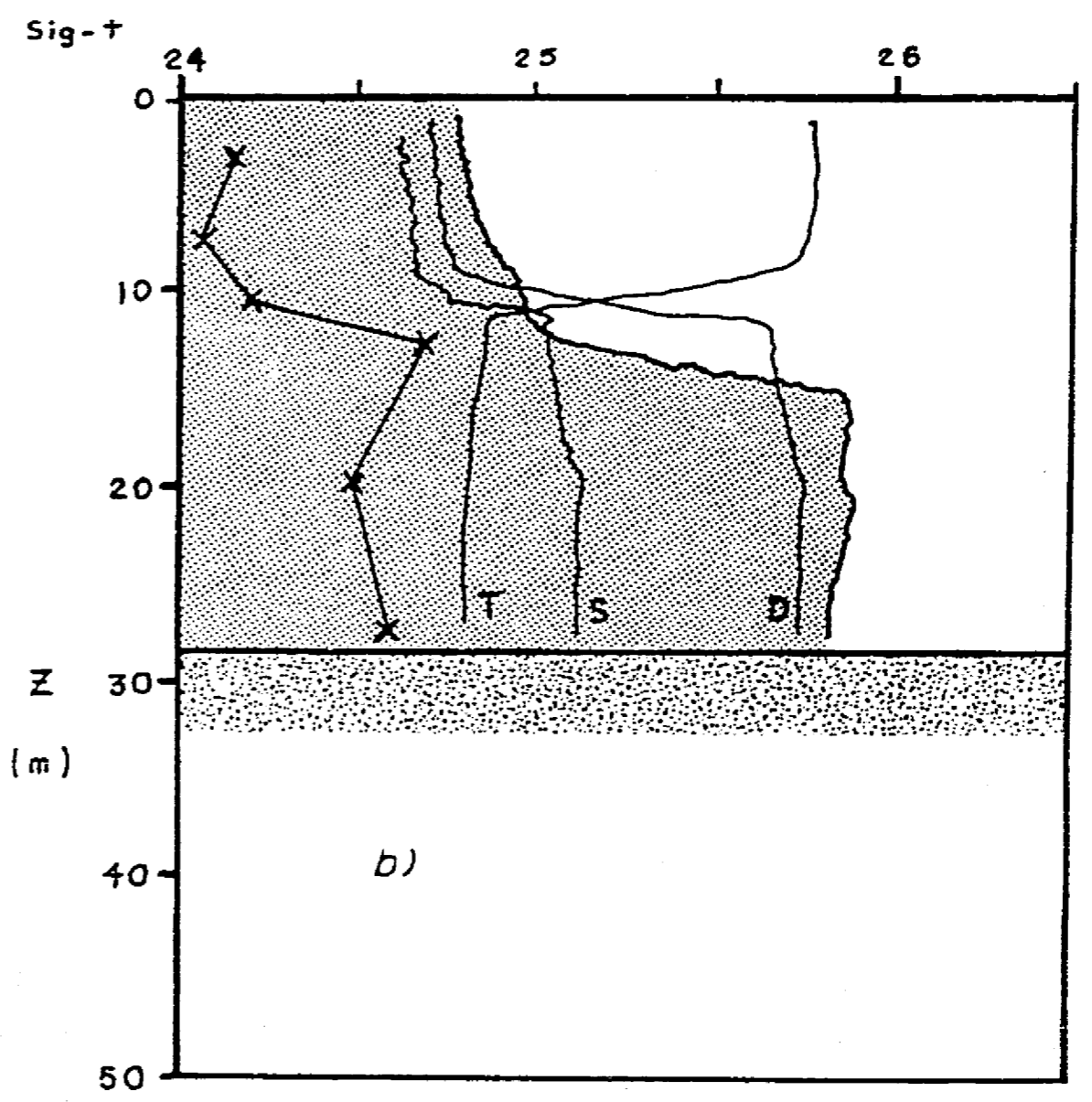
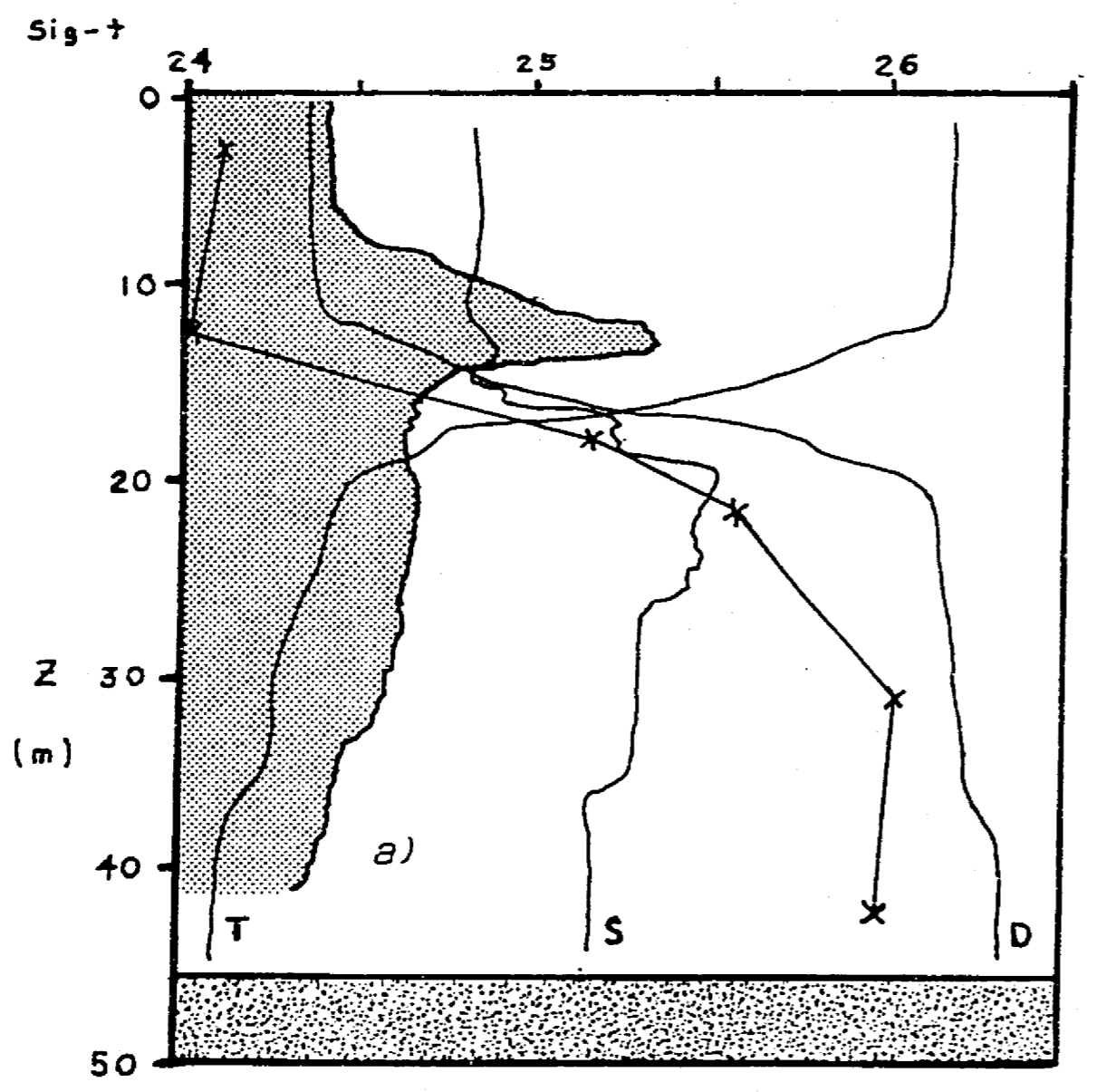
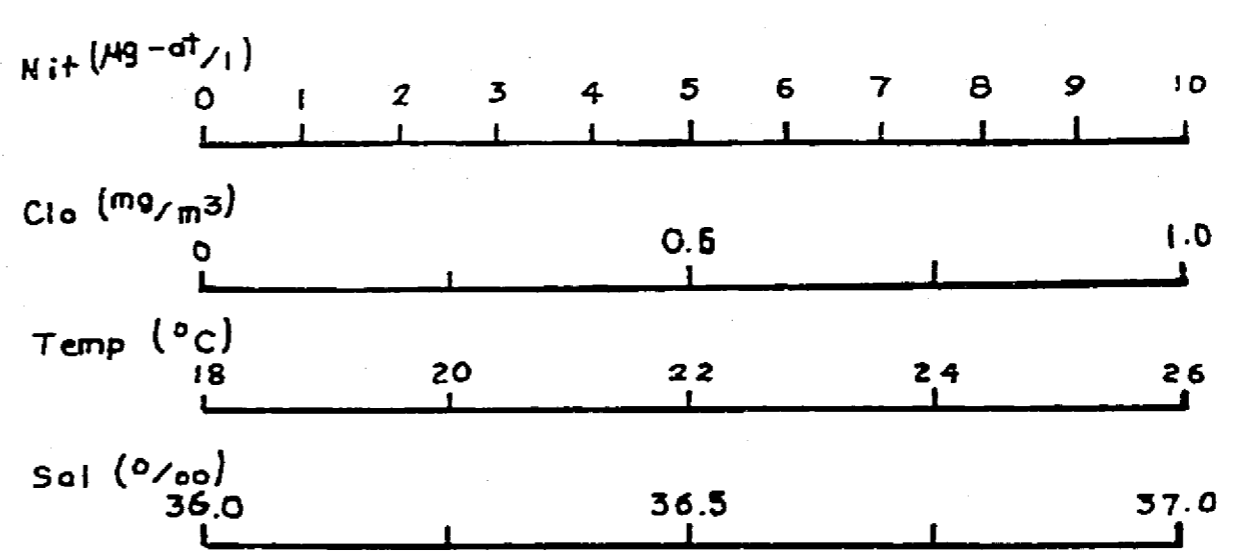
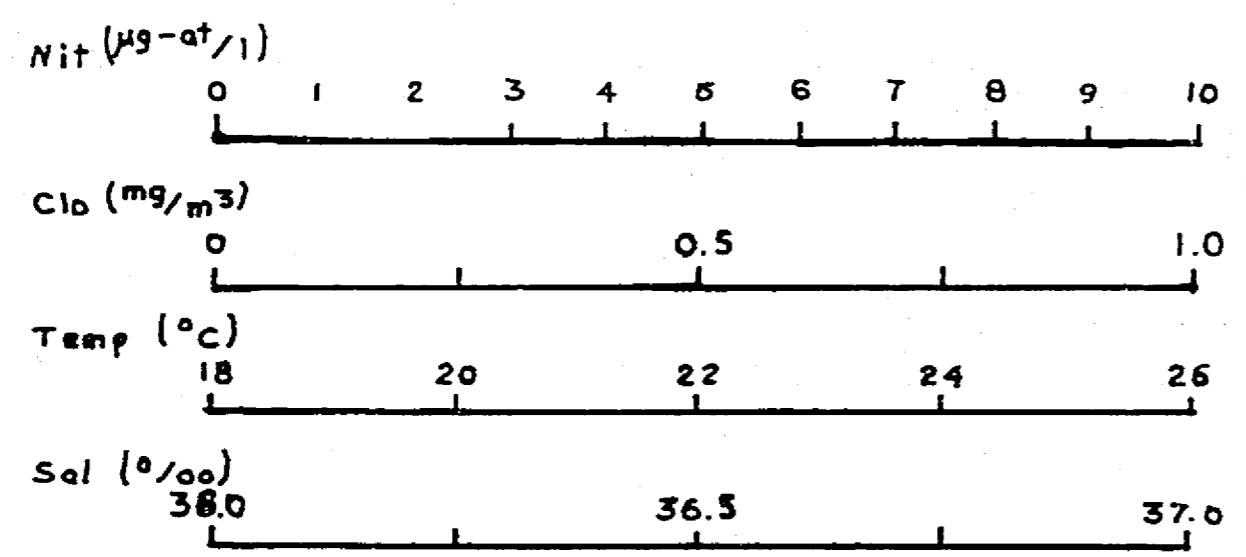


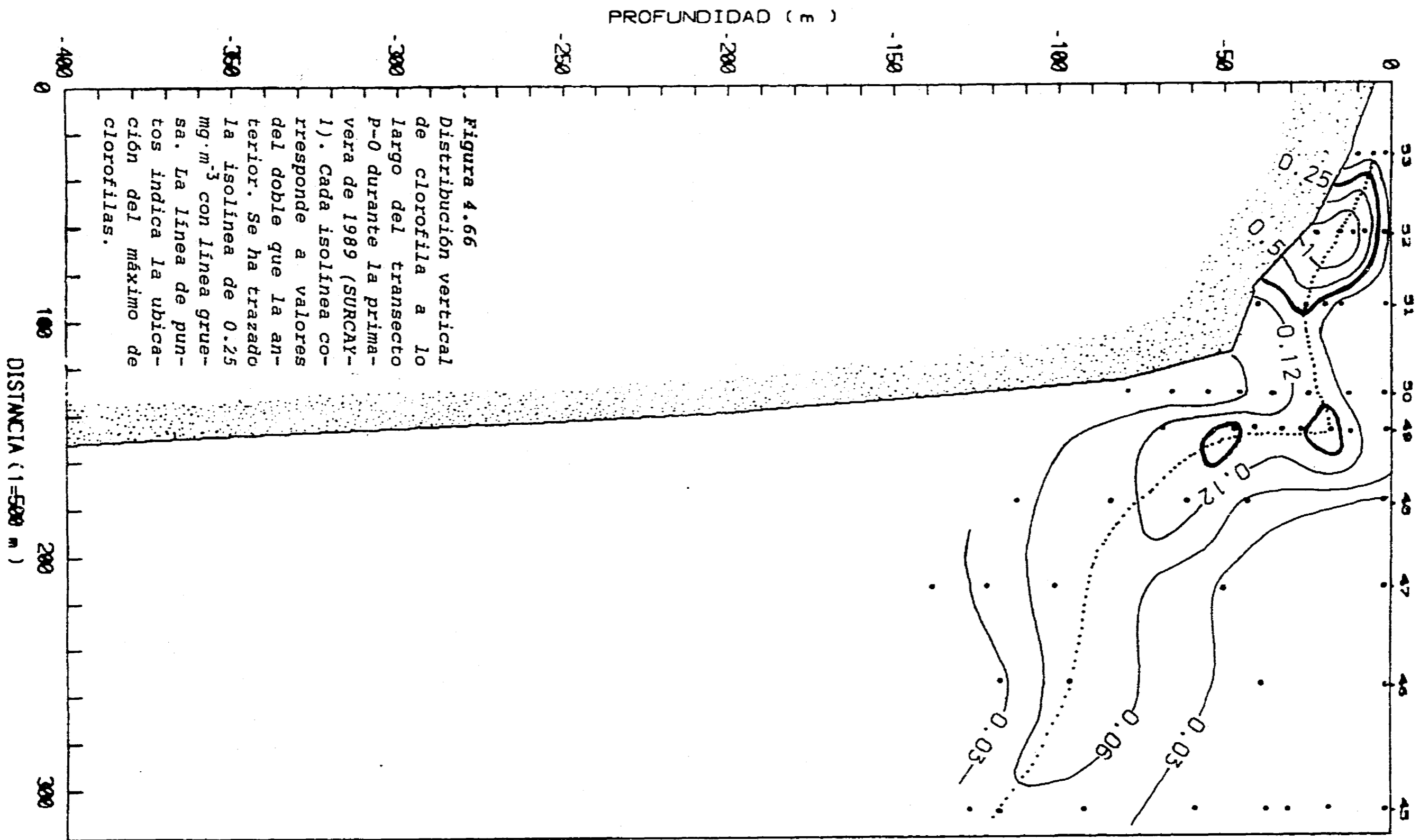
Figura 4.65 Perfiles de clorofila y parámetros hidrológicos para dos estaciones someras de la zona de surgencia de la campaña PROIBE-3: a) estación 39, y b) estación 41. La clorofila (Clo) en línea gruesa y con sombreado de puntos regulares, los nitratos (Nit) con cruces, y la temperatura (T), salinidad (S) y densidad (D) ( $\sigma-t$ ) con línea continua fina. El punteado irregular indica el fondo marino. Nótese que las escalas de clorofila, temperatura, salinidad y densidad son distintas a las de la figura anterior.

Un máximo de magnitud mucho más moderada caracteriza a las estaciones del Caribe (figura 4.64b), donde aún no hay una elevación apreciable del AAY. El máximo de clorofila se encuentra aquí entre los 100 y los 120 m, donde la intensidad de la luz se vuelve limitante aún en las aguas más transparentes, y donde los nutrientes dejan de serlo, situación característica de las regiones tropicales y subtropicales de los océanos (Fasham et al. 1985).

La restricción del crecimiento por debajo de la parte superior de la capa de agua aflorada sobre la plataforma se presenta en casi todo el área de influencia del afloramiento. Una excepción a esto puede presentarse en las estaciones de menor profundidad cercanas a Cabo Catoche. Como ilustra la figura 4.65b, en esta zona el máximo de clorofila abarca totalmente la capa de AAY. Esto puede deberse a que exista un crecimiento fuerte de los productores primarios a lo largo de todo el espesor vertical del AAY. Esta posibilidad se vería favorecida por la menor profundidad de estas estaciones, y por la reflexión de luz en el fondo, que por tratarse de roca y sedimentos carbonatados es casi blanco. Sin embargo, la distribución observada también puede deberse a la mezcla vertical interna de la capa de AAY. Esta otra posibilidad está respaldada por la alta homogeneidad de la capa de AAY (figura 4.65b), y por la fricción con el fondo debida a la elevada velocidad ( $15 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ , tabla 4.3) del agua aflorada en el giro de Cabo Catoche.

Por otro lado, la presencia y continuidad horizontal del máximo de clorofila puede ilustrarse utilizando los mismos transectos con los que se describieron las principales características estructurales del afloramiento, lo cual permite también comparar la distribución vertical de la clorofila con la de los parámetros hidrológicos. En las figuras 4.66, 4.67 y 4.68 se presentan las distribuciones verticales de clorofila a lo largo del transecto P-0 correspondientes a la primavera de 1989 (SURCAY-1), la primavera de 1985 (PROIBE-3) y al verano de 1985 (PROIBE-2), y al otoño de 1985 (PROIBE-4) respectivamente, utilizando el mismo formato que en el capítulo anterior. En este caso, como las isolíneas aumentan en potencias de dos, solamente se ha resaltado en línea más gruesa la isolínea de  $0.25 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ , para favorecer la comparación entre las figuras, así como con las de la distribución horizontal de la media vertical (figuras 4.58 a 4.60). Las figuras correspondientes a la primavera de 1985 (PROIBE-3) están trazadas con los perfiles continuos del fluorómetro sumergible, por lo que no se indican puntos de muestreo, tal como se hizo en las figuras trazadas con datos de CTD.

Los contornos de clorofila de estas figuras muestran la presencia del máximo de clorofila, indicado por la línea punteada,



**Figura 4.66**  
 Distribución vertical  
 de clorofila a lo  
 largo del transecto  
 P-0 durante la prima-  
 vera de 1989 (SURCAY-  
 1). Cada isolinia co-  
 rresponde a valores  
 del doble que la an-  
 terior. Se ha trazado  
 la isolinia de 0.25  
 mg·m<sup>-3</sup> con línea grue-  
 sa. La línea de pun-  
 tos indica la ubica-  
 ción del máximo de  
 clorofilas.

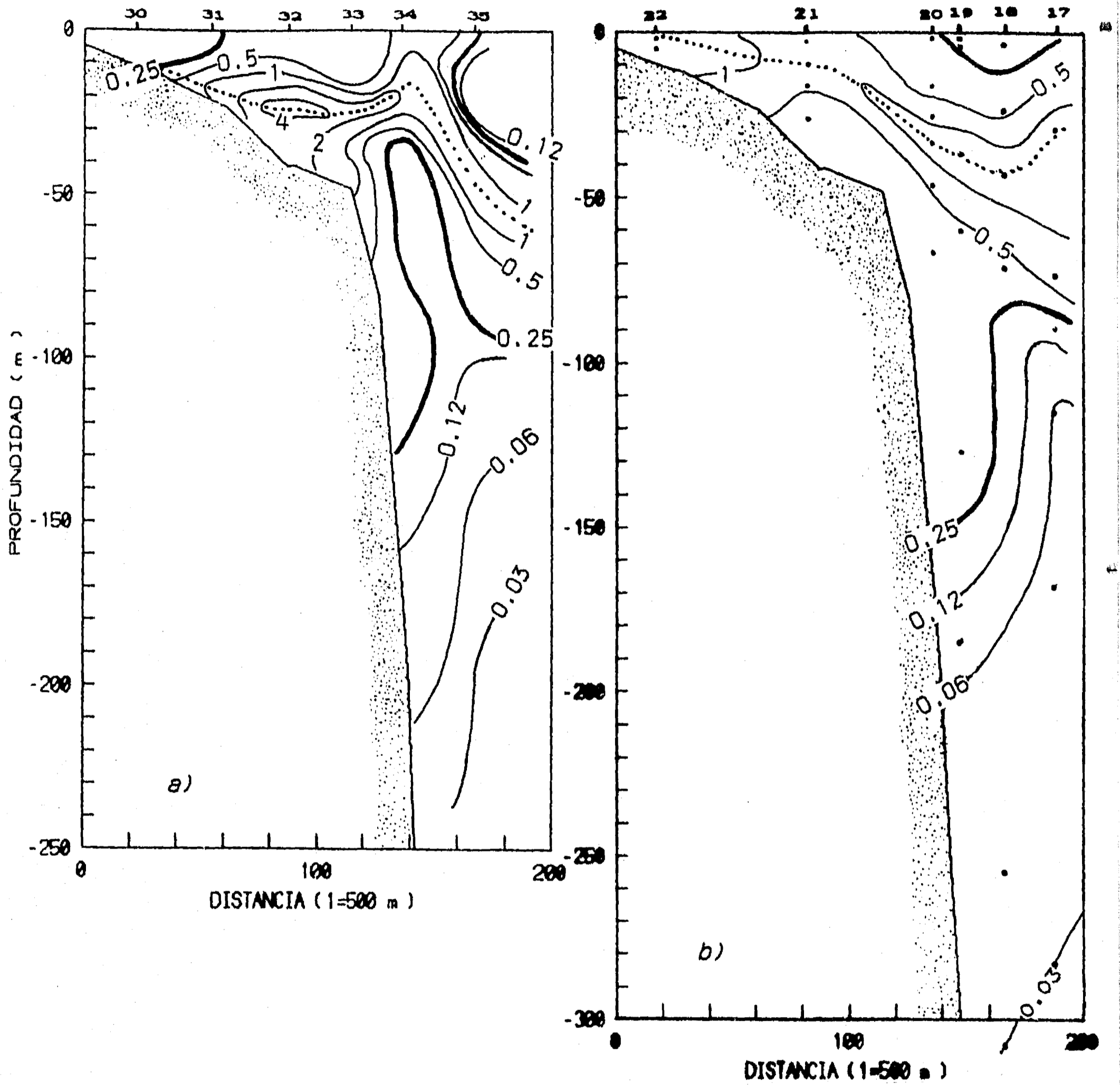


Figura 4.67 Distribución vertical de clorofila a lo largo del transecto P-0 durante a) la primavera de 1985 (PROIBE-3) y b) el verano de 1984 (PROIBE-2). Cada isolínea corresponde a valores del doble que la anterior. Se ha trazado la isolínea de  $0.25 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  con línea gruesa. La línea de puntos indica la ubicación del máximo de clorofilas.



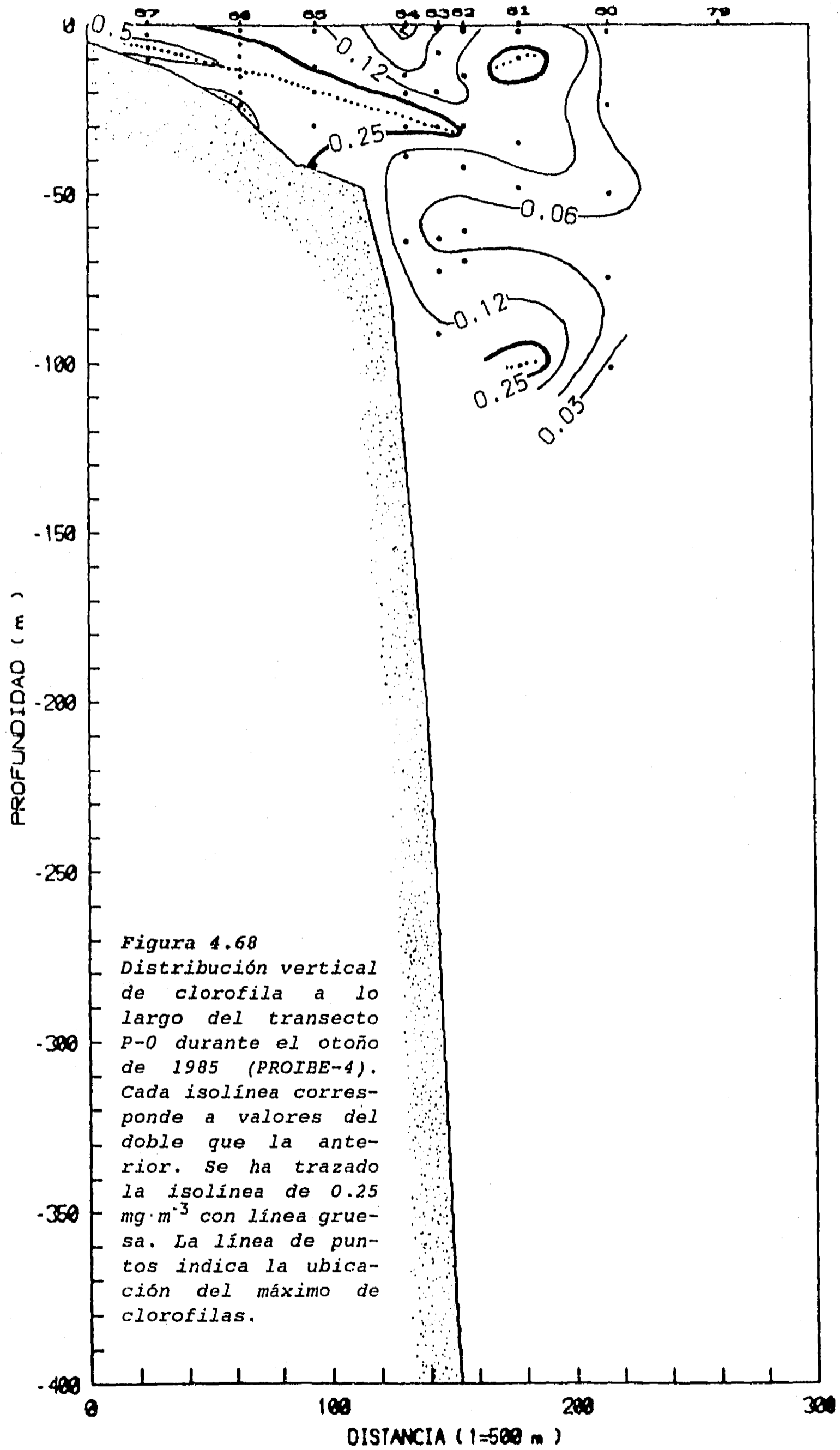
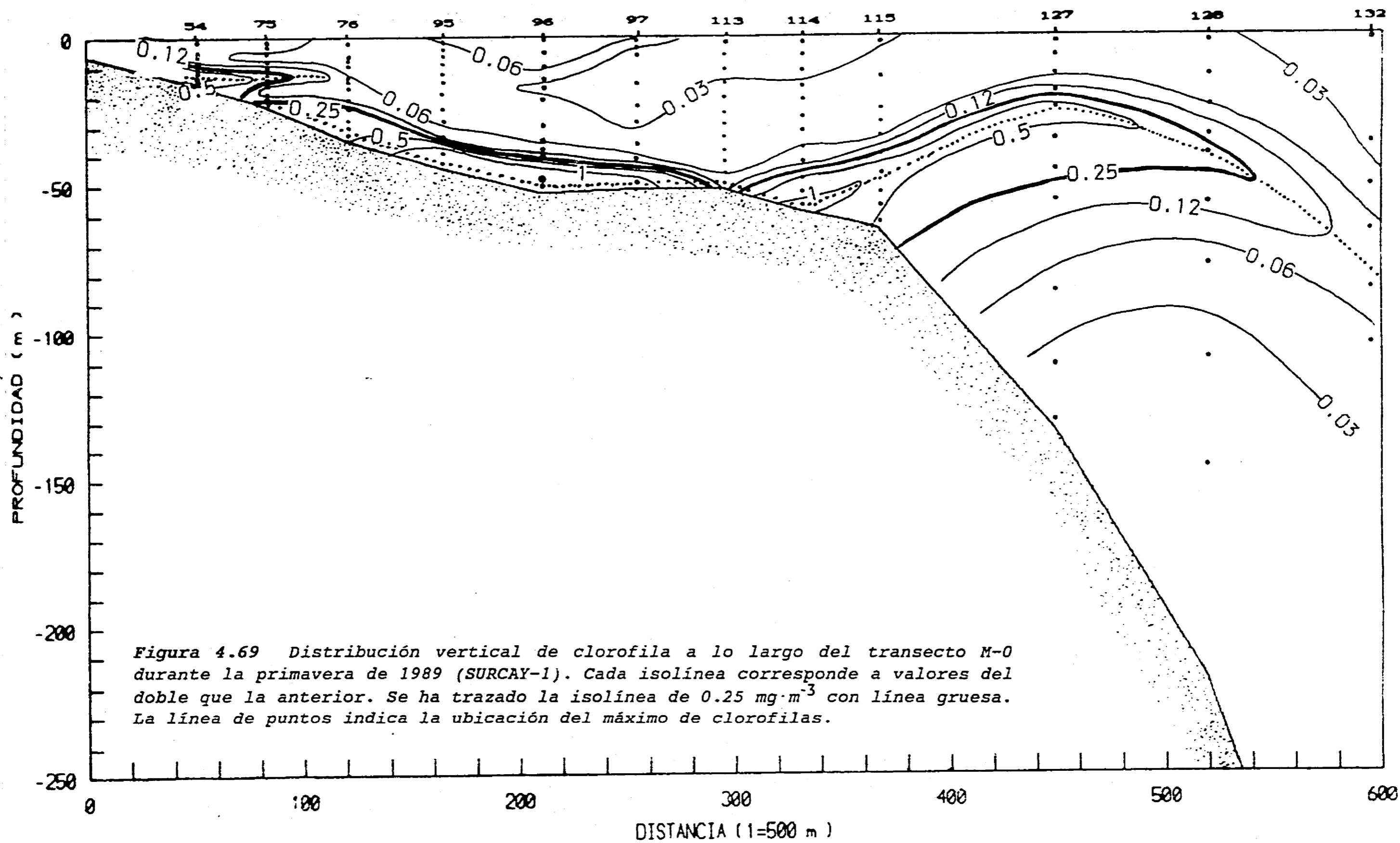


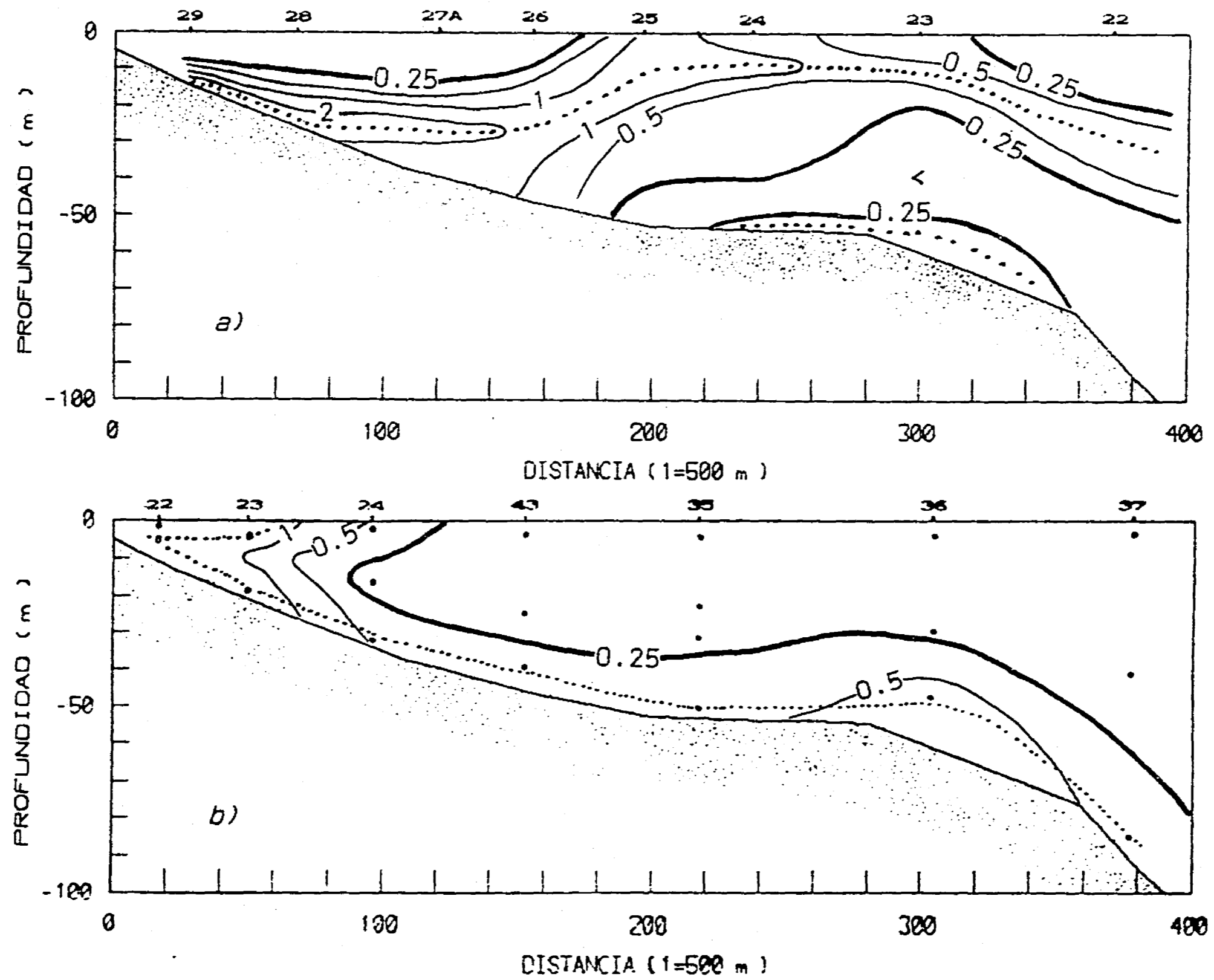
Figura 4.68  
 Distribución vertical  
 de clorofila a lo  
 largo del transecto  
 P-0 durante el otoño  
 de 1985 (PROIBE-4).  
 Cada isolínea corres-  
 ponde a valores del  
 doble que la ante-  
 rior. Se ha trazado  
 la isolínea de 0.25  
 $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$  con línea grue-  
 sa. La línea de pun-  
 tos indica la ubica-  
 ción del máximo de  
 clorofilas.

en las campañas de primavera, verano y otoño (para la de invierno no hay datos sobre este transecto). El máximo de cada una de las figuras se distribuye horizontalmente siguiendo a la termoclina principal de las figuras 4.18 a 4.21. Durante la primavera y el verano los máximos son muy claros, y se ubican cerca de la isoterma de los 22.5 ° C, correspondiente al límite entre el ASC y el AAY, como se describió arriba. En el otoño el máximo es menos evidente, y se ubica sobre el mayor gradiente térmico presente en la plataforma, que está alrededor de los 26 ° C. Esta diferencia respalda que el notorio máximo de clorofila de verano y primavera es originado por el afloramiento y no por la estratificación en sí, dado que durante el otoño las aguas sobre la plataforma mantienen aún una considerable estratificación.

La distribución vertical de clorofila del PROIBE-3 y el PROIBE-2 aporta también información adicional sobre la contracorriente del talud, cuya presencia durante estas campañas fué identificada en las figuras 4.19 y 4.20. En la sección 4.1.4. se argumentó que las anomalías de nutrientes encontradas en la contracorriente indicaban la posibilidad de que se tratara de agua aflorada que volvía a hundirse para formar la contracorriente. En la figura 4.67 se puede observar que las distribuciones verticales de clorofila son consistentes con este planteamiento. En la zona de la contracorriente, las concentraciones de clorofila son de mayor magnitud que las de profundidades similares a mayor distancia del talud, y alcanzan valores superiores a los 0.25 mg·m<sup>-3</sup>, respaldando que estas aguas han pasado por la capa eufótica antes de su hundimiento a lo largo del talud.

Para continuar con la descripción de la distribución vertical de la clorofila, en las figuras 4.69, 4.70 y 4.71 se presentan las distribuciones correspondientes a las cinco campañas oceanográficas a lo largo del transecto M-0. En las figuras de primavera, verano y otoño se observa la presencia y distribución del máximo de clorofila sobre toda la plataforma en su margen oriental. No sucede lo mismo durante la campaña de invierno (figura 4.71b), en la que no es evidente la existencia de un máximo, y en la cual las concentraciones son muy bajas. La ausencia de una estructura vertical de clorofila en esta época probablemente se debe a que ésta es destruida por la mezcla vertical, cuya magnitud es significativa durante el invierno, como se discutió en la sección 4.1.7. En este sentido, la ausencia incluso de una estructura de origen biológico, cuya velocidad de generación generalmente es superior a la de una estructura hidrológica, refuerza el planteamiento de que la mezcla adquiere una caracter dominante durante el invierno.





**Figura 4.70** Distribución vertical de clorofila a lo largo del transecto M-0 durante a) la primavera de 1985 (PROIBE-3) y b) el verano de 1984 (PROIBE-2). Cada isolínea corresponde a valores del doble que la anterior. Se ha trazado la isolínea de  $0.25 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  con línea gruesa. La línea de puntos indica la ubicación del máximo de clorofilas.

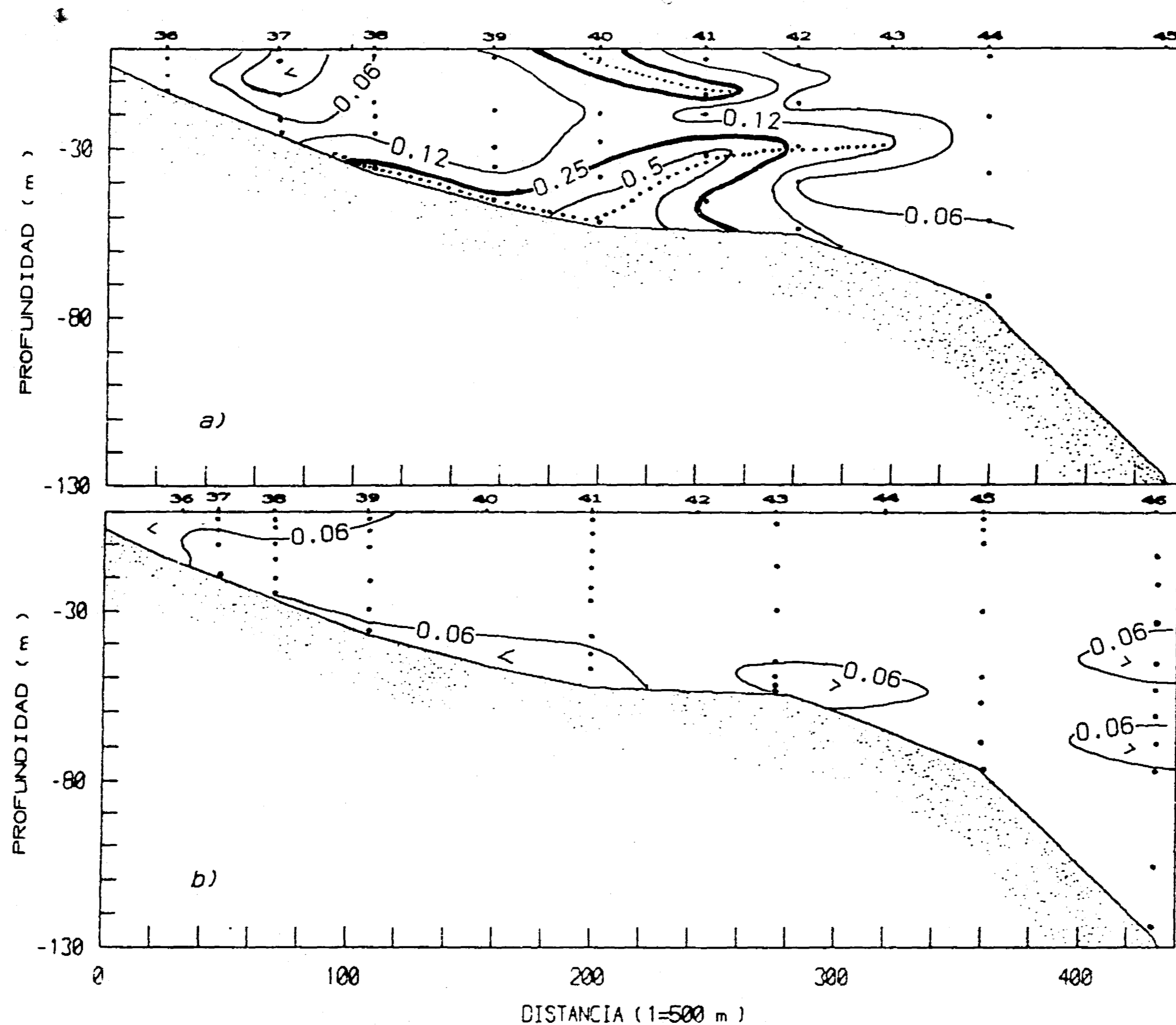


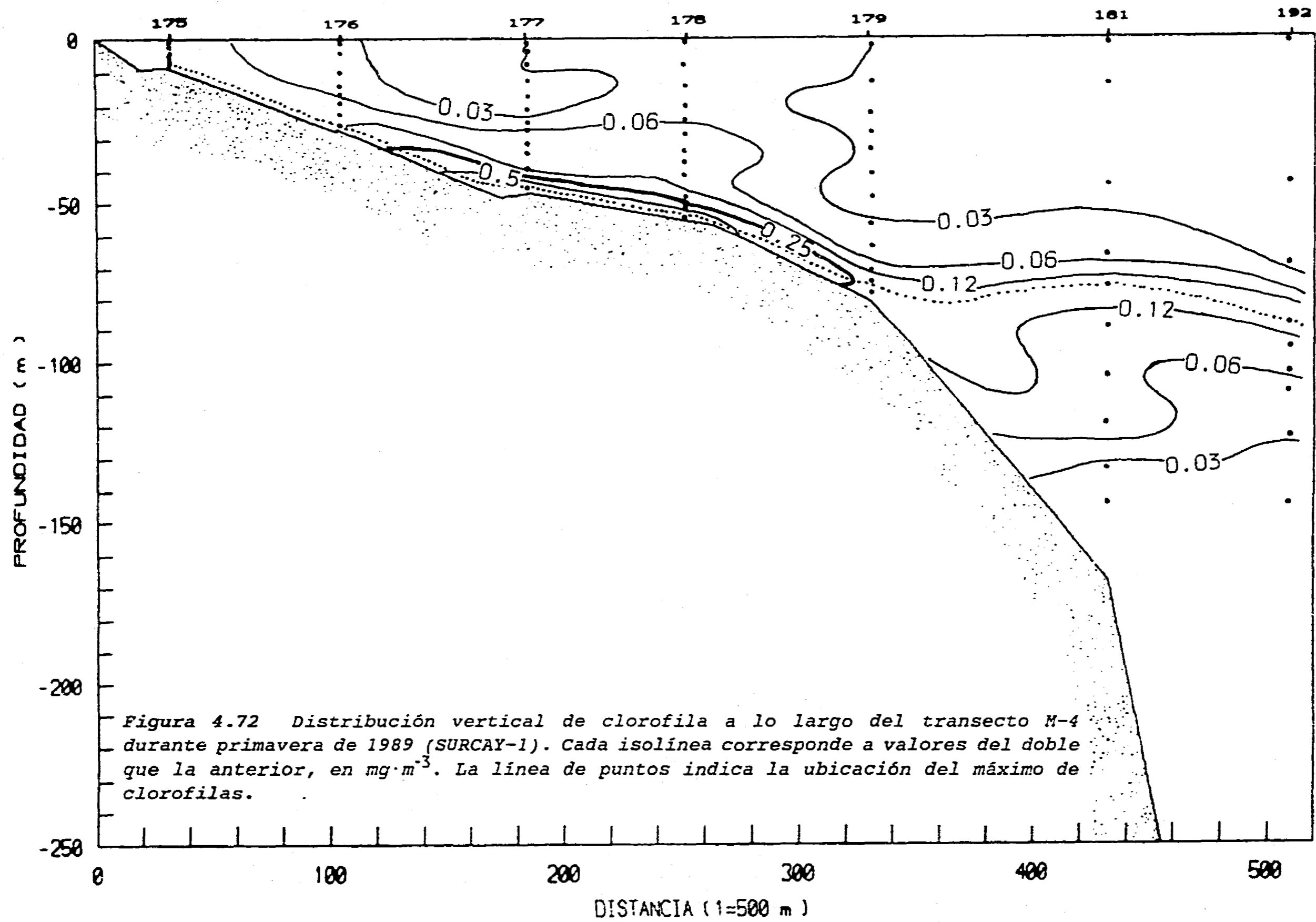
Figura 4.71 Distribución vertical de clorofila a lo largo del transecto M-0 durante a) el otoño de 1985 (PROIBE-4), y b) el invierno de 1986 (PROIBE-5). Cada isolínea corresponde a valores del doble que la anterior. Se ha trazado la isolínea de  $0.25 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  con línea gruesa. La línea de puntos indica la ubicación del máximo de clorofilas.

Por otro lado, en las distribuciones de primavera, verano y otoño de este transecto, las isolíneas sugieren la existencia de un máximo secundario en algunos puntos, además del que se extiende a todo lo ancho de la plataforma. Uno de los dos máximos se encuentra siempre en el fondo. La existencia de este segundo máximo, que no es evidente en los otros dos transectos utilizados para describir las estructuras (P-0 y M-4), podría deberse al giro ciclónico identificado frente a Cabo Catoche que, por la naturaleza de la batimetría en el área, podría favorecer la inserción del agua del final del giro en la columna de agua al oriente del cabo.

Las distribuciones verticales de clorofila a lo largo del transecto M-4 (figuras 4.72 y 4.73) muestran que durante las campañas de primavera el máximo de clorofila se extendía hasta la parte occidental del área estudiada. Aunque la menor extensión de la red de muestreo del PROIBE-2 no permite verificarlo, es de esperar que esta situación también se presente durante el verano, cuando la surgencia sigue siendo intensa.

Para el otoño, en cambio, ya no se observa en este transecto la presencia de un máximo de clorofila a todo lo largo de la plataforma (figura 4.73b), si bien el muestreo es relativamente reducido en la parte central de la misma, lo que no permite descartar totalmente esta posibilidad. Se aprecian dos pequeños máximos en ambos extremos de la plataforma. Uno de ellos corresponde a la banda de mayores concentraciones medias de clorofila (figuras 4.58 y 4.59) que Espinosa (1989) atribuyó al ascenso costero de la capa de agua aflorada identificado por Ruiz (1979) en esta zona. El otro pequeño máximo se encuentra cerca del borde de la plataforma, donde la figura 4.44a muestra la existencia de concentraciones de nitrato mayores a  $1 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ .

Una característica común de las distribuciones de clorofila en ambos transectos ubicados sobre la plataforma (M-0 y M-4) es que los máximos de clorofila tienden a ubicarse a profundidades mayores que las de la picnoclina, en contraste con lo descrito para el transecto P-0. Esta situación, que fué observada también por Espinosa (1989), puede identificarse con claridad comparando estas figuras (4.69 a 4.73) con las distribuciones de densidad correspondientes (figuras 4.34, 4.35, 4.37, 4.38a, 4.39, 4.41a y 4.43a). En los transectos M-0 y M-4, similarmente a lo descrito para el P-0, el máximo de clorofila sigue un contorno parecido al de la picnoclina que separa las dos capas de agua sobre la plataforma. Sin embargo, en estos transectos, que se encuentran más adentro de la Plataforma de Yucatán, el máximo de clorofila se presenta, en general, a una profundidad mayor que la picnoclina. Esta profundi-



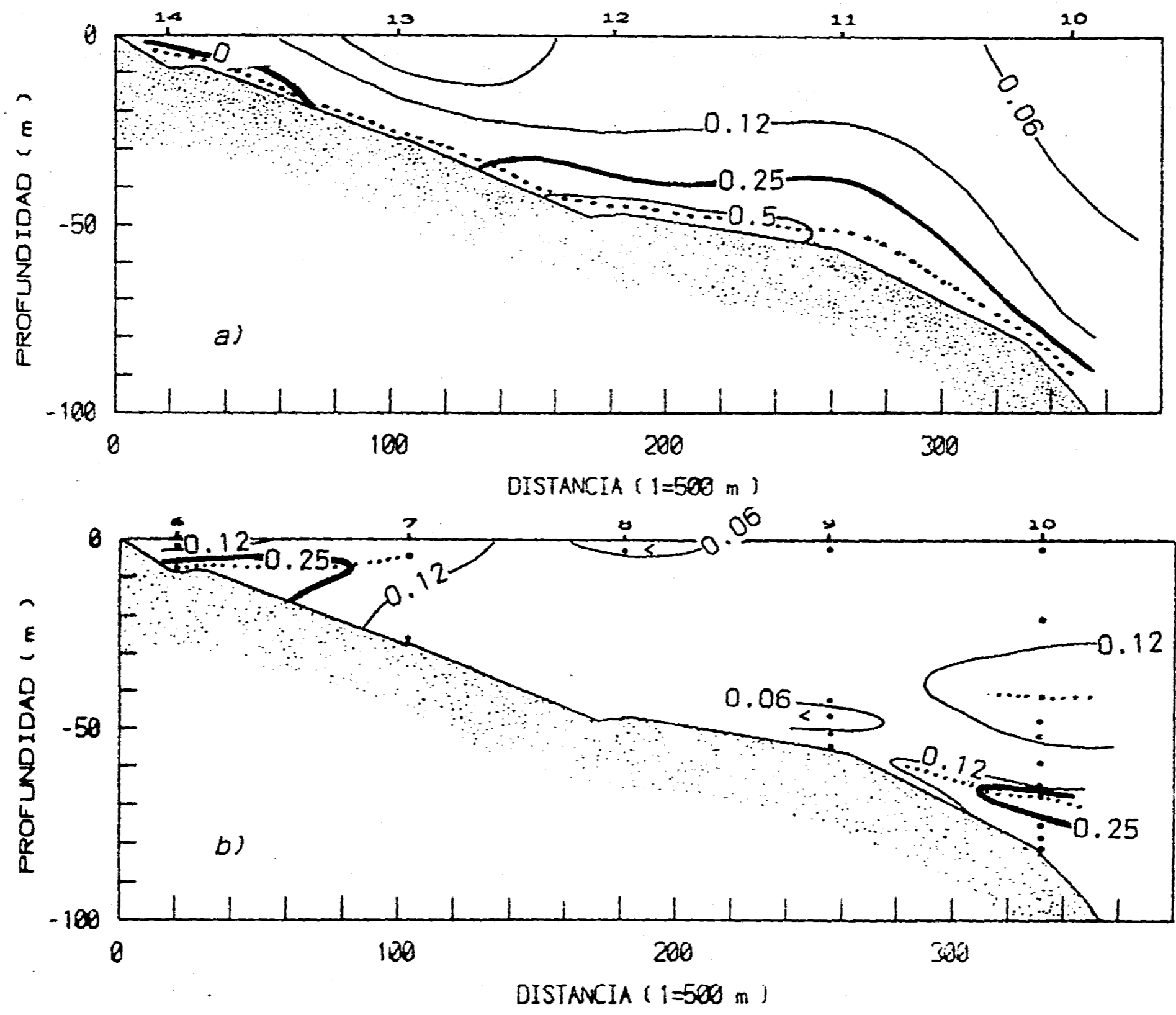


Figura 4.73 Distribución vertical de clorofila a lo largo del transecto M-4 durante a) la primavera (PROIBE-3) y b) el otoño (PROIBE-4) de 1985. Cada isolínea corresponde a valores del doble que la anterior, en  $\text{mg} \cdot \text{m}$ . La línea de puntos indica la ubicación del máximo de clorofilas.



zación es más evidente en el transecto M-4, donde los máximos de clorofila se encuentran ya totalmente pegados al fondo marino.

Dado que este desplazamiento vertical del máximo de clorofila es mayor conforme aumenta la distancia del margen oriental de la plataforma, por donde el AAY entra a la misma, es razonable considerar que está relacionado con el tiempo de residencia del AAY sobre la plataforma, y por lo tanto dentro de la zona eufótica. En este sentido, puede atribuirse al consumo de nitrato que el crecimiento fitoplanctónico implica. Conforme se consume el nitrato cerca de la termoclina, el nivel de máximo crecimiento de la comunidad autótrofa tendrá que desplazarse hacia abajo, siguiendo la nitratoclina que será desplazada hacia abajo por el mismo consumo. Esta posibilidad está respaldada por la mayor correspondencia del máximo de clorofilas de las figuras mencionadas con la posición de la nitratoclina (isolínea de  $1 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$  en las figuras 4.36, 4.37, 4.38b, 4.40, 4.42a y 4.44a), que con la picnoclina.

Para las campañas de primavera, donde el máximo de clorofila es más conspicuo, y la densidad vertical del muestreo es máxima (perfiles continuos en el PROIBE-3, y 10 a 12 muestras verticales en el SURCAY-1), es posible trazar la distribución topográfica del máximo de clorofila. Dichas topografías, que se presentan a continuación en las figuras 4.74 y 4.75, permiten una visión más completa de la distribución vertical de la clorofila en la época de afloramiento intenso.

Ambas figuras muestran claramente la elevación del máximo de clorofila, desde profundidades del orden de 100 m en el Caribe Mexicano, para formar domos que alcanzan entre 10 y 30 m de la superficie del mar sobre el margen oriental de la Plataforma de Yucatán, donde se encuentran los transectos P-0 y M-0. En esta zona, los contornos de la topografías del máximo de clorofila presentan patrones muy parecidos a los de las topografías de la isoterma de  $22.5 \text{ }^\circ\text{C}$  correspondientes (figuras 4.9 y 4.14), indicando claramente su asociación con la elevación del AAY a lo largo del talud oriental de la plataforma.

Sin embargo, al adentrarse en la plataforma hacia el oeste, la topografía del máximo de clorofila presenta profundidades mayores a las de la termoclina. Esto es particularmente evidente en la primavera de 1985 (PROIBE-3), e indica un hundimiento relativo de dicho máximo. La comparación de las topografías de ambos parámetros permite entonces mostrar que este desfaseamiento se presenta de manera general sobre la plataforma.

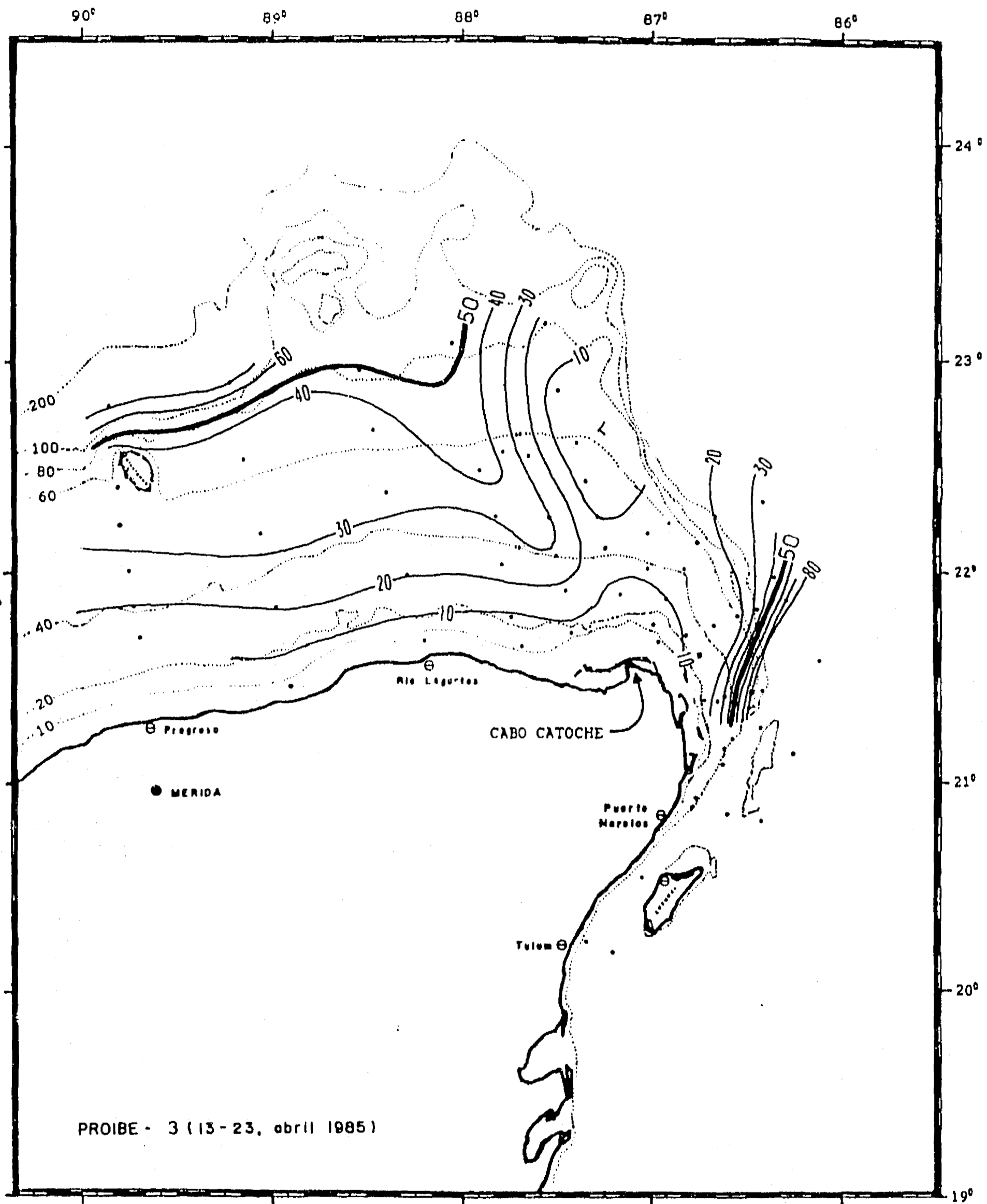


Figura 4.74 Topografía del máximo de clorofilas durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Las curvas de nivel indican la profundidad del máximo a intervalos de 10 m, con líneas más gruesas cada 50 m. Las estaciones muestreadas se indican con puntos grandes. Las isobatas en línea punteada fina.

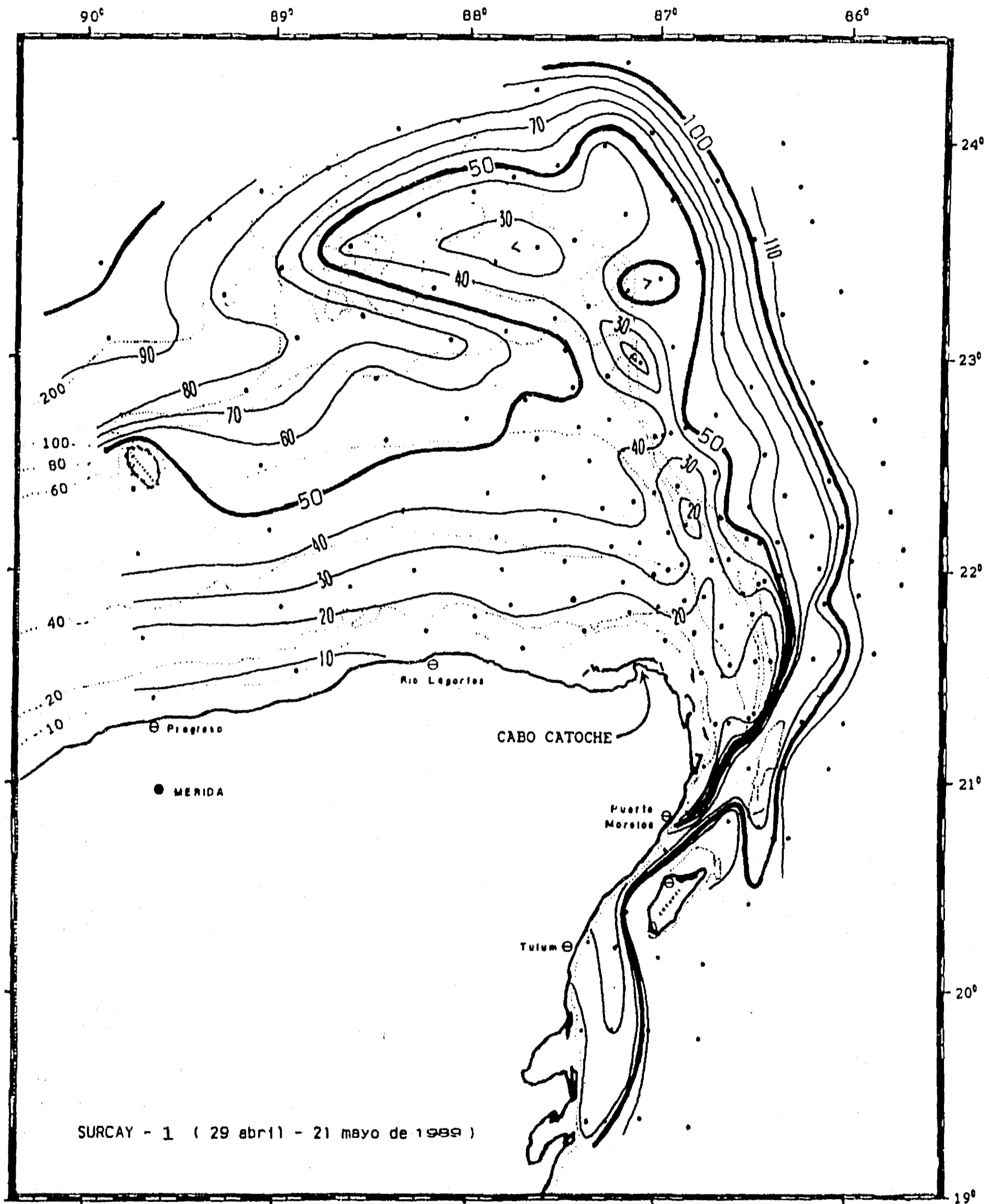


Figura 4.75 Topografía del máximo de clorofilas durante la primavera de 1989 (SURCAY-1). Las curvas de nivel indican la profundidad del máximo a intervalos de 10 m, con líneas más gruesas cada 50 m. Las estaciones muestreadas se indican con puntos grandes. Las isobatas en línea punteada fina.

Para evaluar mejor si el hundimiento del máximo de clorofila responde a un desplazamiento similar de la nitratoclina, resulta útil comparar las topografías del máximo de clorofila con la topografía de la nitratoclina (figuras 4.76 y 4.77) durante las dos primaveras estudiadas. Al comparar las topografías de los tres parámetros (termoclina, máximo de clorofila y nitratoclina), puede observarse que existe una mayor similitud de la topografía del máximo de clorofila con la de la nitratoclina, particularmente dentro de la plataforma continental, y con mayor claridad en la primavera de 1985 (PROIBE-3) que en la de 1989 (SURCAY-1). Esta situación es una primera evidencia de la importancia del consumo de nitrato asociado al afloramiento, y de su efecto sobre la ubicación del máximo de clorofila.

Sin embargo, existen diferencias importantes también entre el comportamiento del máximo de clorofila y de la nitratoclina, que sugieren la influencia de otros procesos sobre el máximo. Observando las figuras 4.74 y 4.75 puede apreciarse que el hundimiento relativo del máximo es muy fuerte entre los 87 y 88° W, y que después de esta zona la topografía del máximo se alinea con las isóbatas, indicando que el máximo ya se encuentra pegado al fondo, y no puede hundirse más. Si bien la nitratoclina presenta también un desplazamiento vertical de este tipo (principalmente en la primavera de 1985) en la misma zona, dicho movimiento es de menor magnitud, y además la nitratoclina no presenta una tendencia a alinear sus contornos con las isóbatas hacia el oeste de la plataforma.

Por otro lado, si se comparan las topografías del máximo con las distribuciones horizontales de clorofila media y total correspondientes (figuras 4.59, 4.60, 4.63 y 4.64), puede apreciarse, que concurrentemente con el hundimiento del máximo de clorofila, se presenta una disminución notoria en la concentración de clorofila, tanto en valor medio como en cantidad total por unidad de área.

Esta asociación sugiere que el desplazamiento hacia abajo del máximo podría estar también relacionado con una disminución drástica de la biomasa fitoplanctónica en la capa del máximo (lo cual generaría un aparente hundimiento del mismo). La pérdida de biomasa fitoplanctónica se debe principalmente al pastoreo, y al hundimiento de los organismos (Raymont 1980, entre otros). Una pérdida significativa por hundimiento es poco probable, tanto por la marcada estratificación, como porque el movimiento del agua en el talud es ascendente y la presencia de la plataforma misma lo impide. Por ello, un decremento apreciable de dicha biomasa tendría que deberse principalmente al pastoreo. Esta posibilidad está

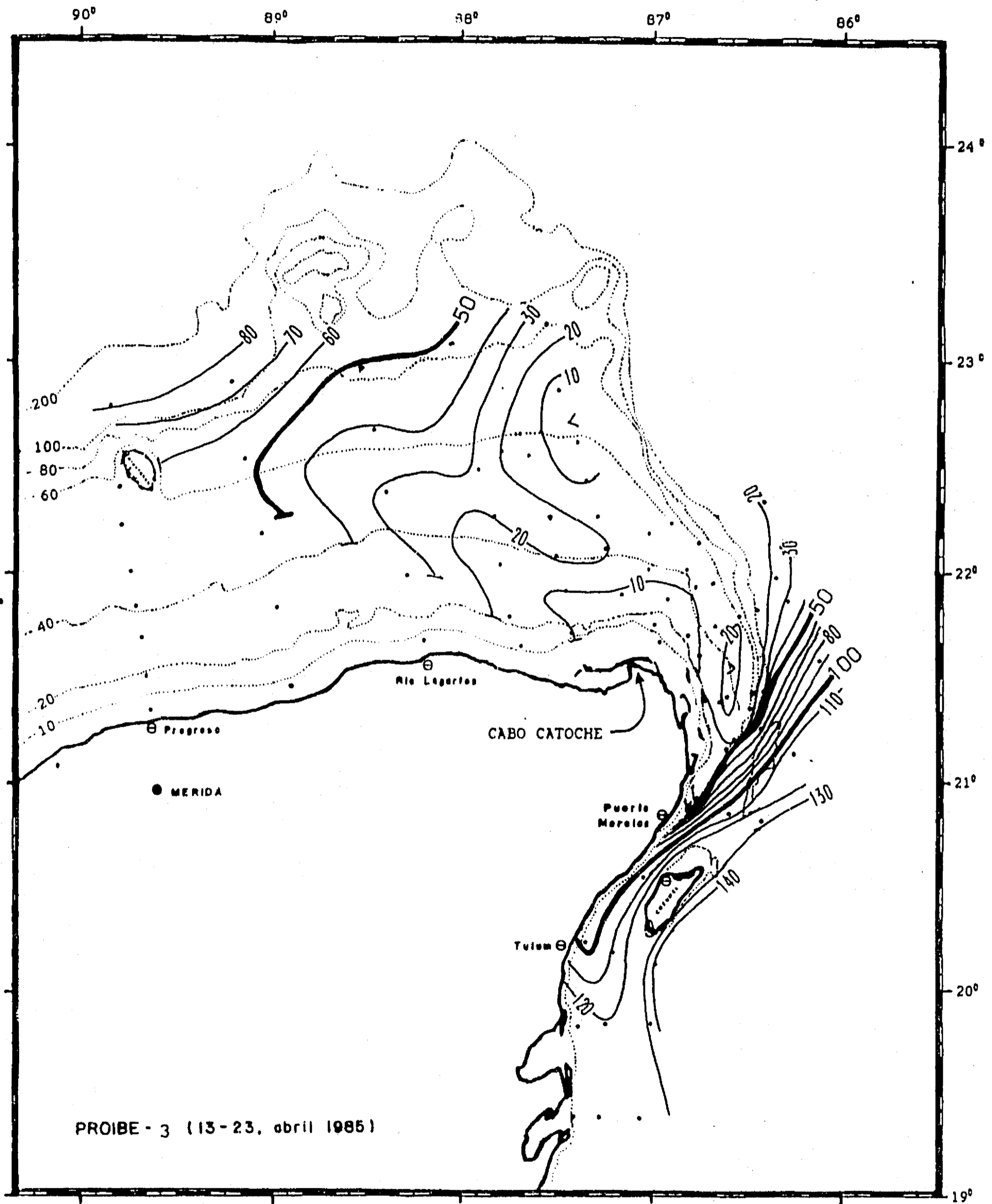


Figura 4.76 Topografía de la nitratoclina (isonutria de  $1.0 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ ) durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Las curvas de nivel indican la profundidad de la isonutria a intervalos de 10 m, con líneas más gruesas cada 50 m. Las estaciones muestreadas se indican con puntos grandes. Las isobatas en línea punteada fina.

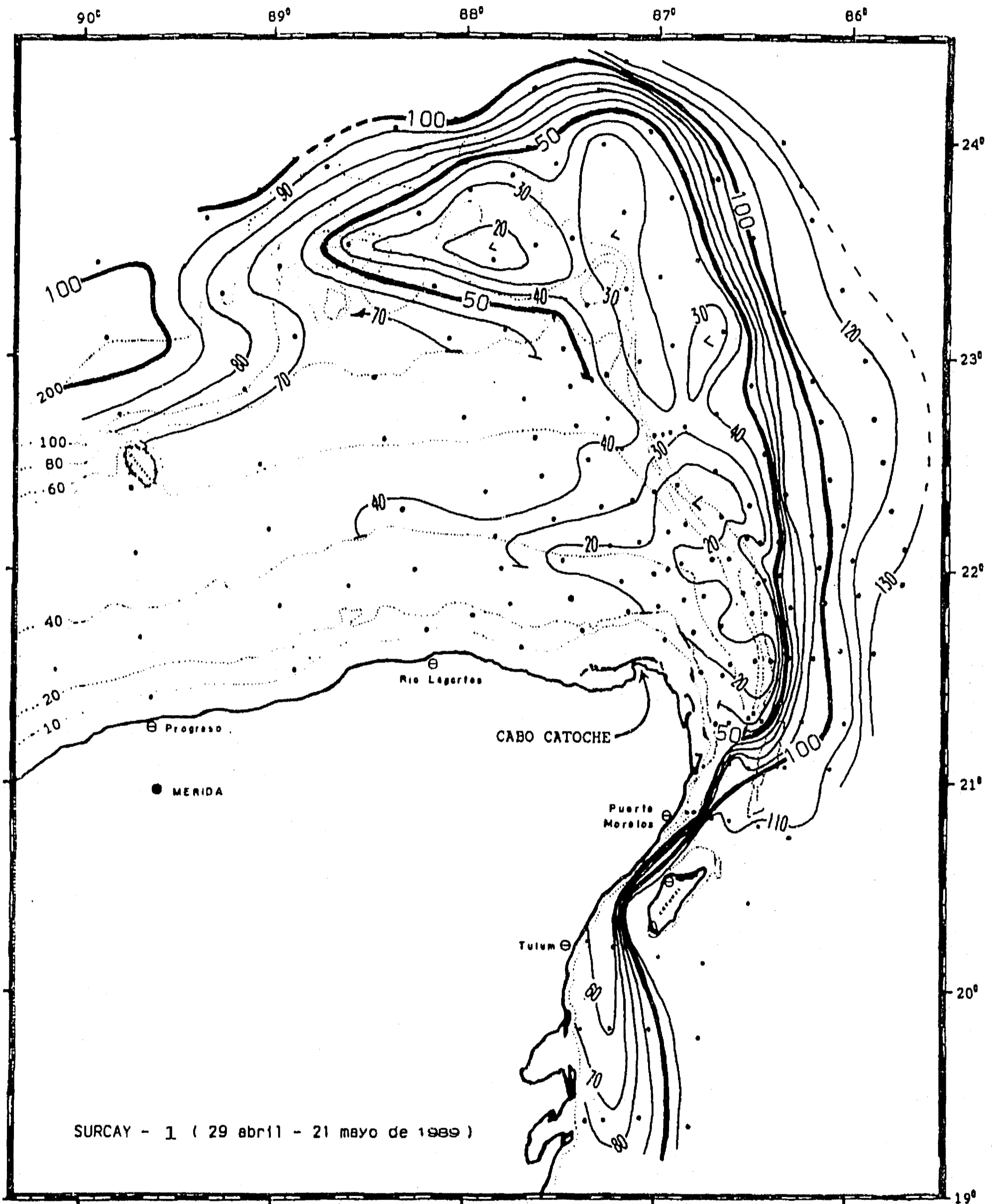


Figura 4.77 Topografía de la nitratoclina (isonutria de  $1.0 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ ) durante la primavera de 1989 (SURCAY-1). Las curvas de nivel indican la profundidad de la isonutria a intervalos de 10 m, con líneas más gruesas cada 50 m. Las estaciones muestreadas se indican con puntos grandes. Las isobatas en línea punteada fina.

respaldada también porque el fitoplancton de la zona de afloramiento está constituido principalmente por diatomeas (Luna 1981, Ramos-Durón 1990, López-Cárdenas 1992), lo cual facilita el pastoreo (Mee, comunicación personal) debido a su mayor tamaño.

En particular, un proceso de pastoreo sobre el máximo efectuado de arriba hacia abajo podría generar simultáneamente el desplazamiento vertical del máximo y la reducción de la biomasa total y media descritos. Para producir la distribución horizontal de clorofila observada, este proceso tendría que adquirir una magnitud significativa al adentrarse el AAY en la plataforma y quedar fuera de la influencia de la Corriente de Yucatán.

En resumen, la distribución de clorofila ha permitido obtener: 1) una primera imagen de la fertilización causada por el afloramiento, como 2) indicios de la importancia del consumo de nitrato y el pastoreo en la ubicación y destino de la biomasa fitoplanctónica producida por dicha fertilización. Estos dos puntos serán abordados en mayor detalle en las siguientes secciones.

#### 4.3.2. La Producción Primaria inducida por el afloramiento

La medición de la producción primaria implica dificultades que han determinado el desarrollo de diversas técnicas, cuya aplicación ha producido en algunos casos resultados a primera vista inconsistentes. Esto ha generado una intensa discusión a partir de la crítica de Gieskes et al. (1979) al ampliamente utilizado método del  $^{14}\text{C}$  desarrollado por Steemann Nielsen (1952). El resultado es que no se ha llegado aún a un acuerdo sobre la magnitud de la producción primaria del océano, pues las distintas estimaciones difieren por un factor de diez (Platt et al. 1989).

En un intento por resolver esta contradicción, Platt et al. (1989) postularon que la mayor parte de las discrepancias se debe a que mediante los diferentes métodos se determinan distintos componentes de la producción primaria sobre un amplio rango de escalas espaciales y temporales, lo cual no ha sido tomado en cuenta correctamente al comparar e integrar los distintos juegos de datos disponibles. Por ello, es de gran importancia tener presente el componente de la producción primaria que cada método determina, para evaluar si su aplicación es adecuada a los objetivos particulares de una investigación.

Para determinar la fertilización causada por un afloramiento, lo que interesa conocer es la producción primaria nueva ( $P_{\text{nueva}}$ ), cuyo concepto fué formalizado por Dugdale y Goering (1967) para la

capa eufótica del océano como la producción basada en los nutrientes de origen externo al ecosistema (nitrato y nitrógeno molecular), distinguiéndola de la producción basada en los nutrientes reciclados (amonio y nitrógeno orgánico). El carácter fertilizador de una surgencia radica en su aportación de nutrientes nuevos a la zona eufótica, cuya asimilación es justamente lo que determina la existencia de una producción nueva. Además, la  $P_{nueva}$  es indicadora del potencial de exportación (y por tanto pesquero) de un sistema, puesto que equivale a la máxima tasa con que se puede remover materia orgánica de la zona eufótica sin amenazar la integridad de largo plazo del ecosistema implicado (Platt et al. 1989)

Eppley (1989), en su reseña sobre los métodos y problemas involucrados en la determinación de la producción primaria nueva, menciona cuatro tipos generales de métodos: 1) el uso de trampas de sedimentos colocadas en la base de la zona eufótica, 2) los experimentos en botellas para evaluar las tasas de asimilación de nitrato o dióxido de carbono, 3) la anomalía del  $^{234}\text{Th}$  con respecto a su isótopo padre, el  $^{238}\text{U}$ , y 4) el uso de las distribuciones de nutrientes, oxígeno, dióxido de carbono y gases trazadores y sus anomalías en el contexto de modelos de circulación. De estos cuatro métodos, solamente los dos últimos son factibles de realizar sobre una escala espacial amplia y de manera casi sinóptica para evitar la interferencia de las variaciones temporales en la distribución espacial estudiada (Eppley 1989).

Como se mencionó en la introducción, en este trabajo se pretende estimar la producción nueva inducida por el afloramiento de Yucatán mediante el último de estos métodos. Para ello, se utiliza el amplio banco de datos generado para describir la estructura del afloramiento en espacio y tiempo, y el modelo de circulación propuesto (capítulo 4.2) a partir del análisis de diagramas, tal como han hecho con anterioridad Broecker and Peng (1982) para amplias áreas del océano profundo, Sharp et al. (1982) en estuarios, y Minas et al. (1986) en surgencias. En nuestro caso, es posible utilizar este enfoque en las campañas de primavera, cuando el afloramiento es más intenso, y es aplicable el modelo propuesto con base en el análisis de diagramas.

#### **4.3.2.1. El consumo de nutrientes**

Para determinar el consumo de nutrientes (nitrato y fosfato) en la zona de afloramiento, se calcularon las concentraciones correspondientes a cada muestra de AAY en la zona de afloramiento, a partir de su salinidad y los diagramas Nutrientes-Salinidad (figura 4.52) en el AAY antes del afloramiento, en forma análoga a



lo realizado en la sección 4.2.3. para calcular la anomalía térmica. La diferencia entre estas concentraciones y las determinadas en el AAY en las estaciones donde ésta se encontraba ya dentro de la zona eufótica ( $Z < 100 \text{ m}$ ) se integró verticalmente sobre toda la capa de AAY para obtener el consumo total por unidad de área. Dividiendo entre el espesor vertical de la capa de AAY se obtuvo el consumo medio (por volumen) en el AAY. Estos cálculos se realizaron tanto para el fosfato como para el nitrato con los datos de la primavera de 1989 (SURCAY-1), y solamente para el nitrato con los de la primavera de 1985 (PROIBE-3), pues la calidad de las determinaciones de fosfato no fue satisfactoria durante esta campaña (tabla 3.2). Los consumos totales por estación así determinados se presentan en las tablas A.3 y A.4 del Anexo 2.

La factibilidad de calcular el consumo tanto de nitrato como de fosfato durante el SURCAY-1 permite comparar dichas estimaciones para determinar si son consistentes entre sí, y evaluar la proporción en que están siendo consumidos el fósforo y el nitrógeno. En la figura 4.83 se han graficado los datos de consumo de fosfato contra los de nitrato para esta campaña de primavera, tanto en términos de la cantidad total consumida por estación, como del consumo medio dentro de la capa de AAY en unidades volumétricas.

Los datos muestran una buena correlación entre el consumo de ambos nutrientes, con menor dispersión en el caso de los consumos totales integrados verticalmente ( $R^2=0.928$ ) que en el del valor medio en el AAY ( $R^2=0.912$ ). Adicionalmente, mediante regresiones por mínimos cuadrados se estimó el cociente entre los consumos de fosfato y nitrato para cada caso. Los valores obtenidos (14.51 y 14.87) son cercanos al Cociente de Redfield (1958),  $P:N=1:16$ , similarmente a lo encontrado en otros casos (i.e. Minas et al. 1986). Esta situación y la correlación entre ambas estimaciones de consumo respaldan la validez de las suposiciones implícitas en el procedimiento para obtenerlas.

Más adelante se utilizarán estas estimaciones, conjuntamente con las de liberación de oxígeno, para calcular la  $P_{\text{nueva}}$  inducida por el afloramiento. Antes de ello, es interesante estudiar los patrones espaciales de consumo de nitrato para obtener información sobre el destino de los mismos y el proceso productivo en la Plataforma de Yucatán. Para ello, es de utilidad normalizar el consumo en términos de la cantidad total disponible.

En las figuras 4.79 y 4.80 se muestra la distribución horizontal del porcentaje de  $\text{NO}_3$  (del total contenido originalmente en el AAY aflorada) que había sido consumido al momento del muestreo durante la primavera de 1985 (PROIBE-3) y la de 1989 (SURCAY-1)

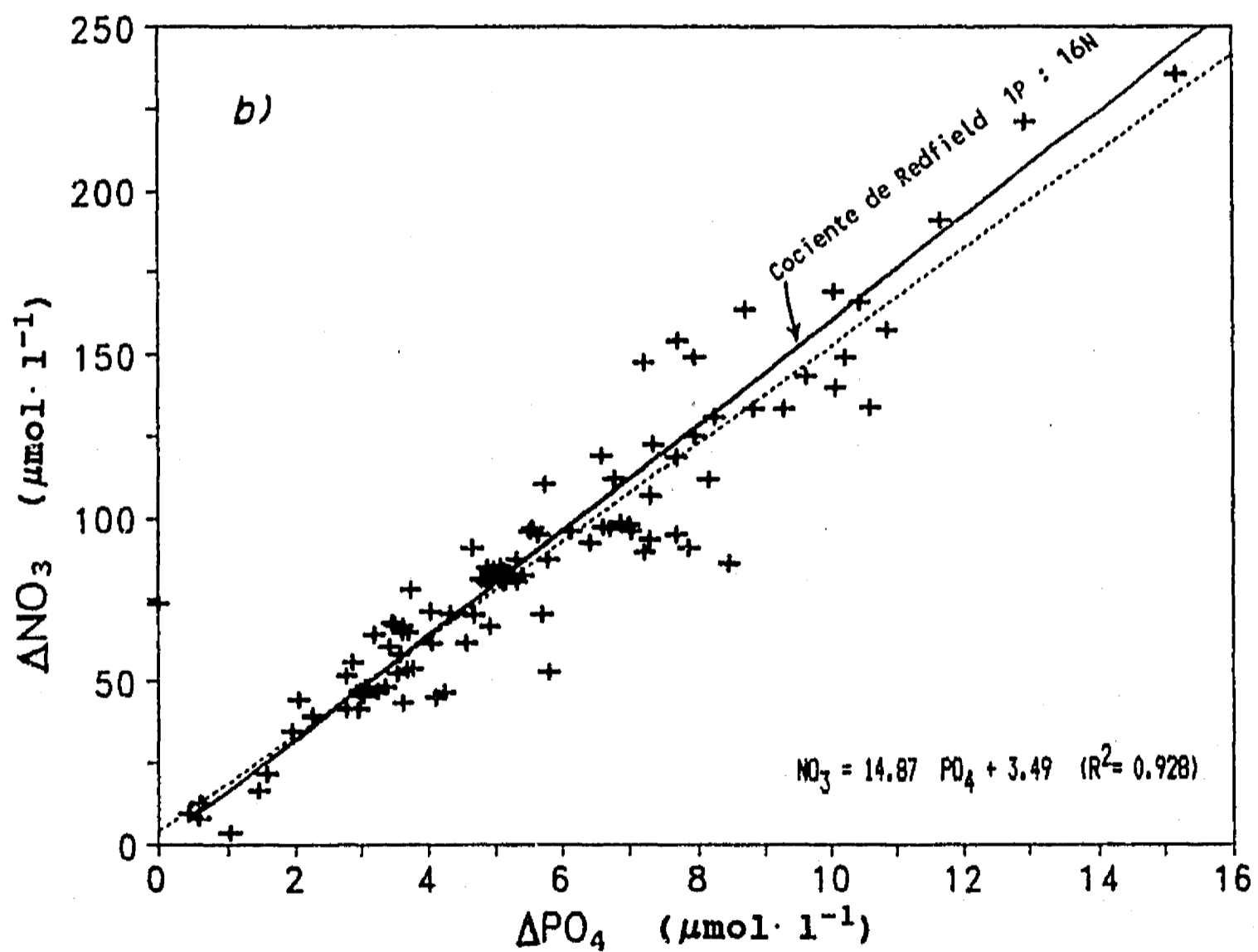
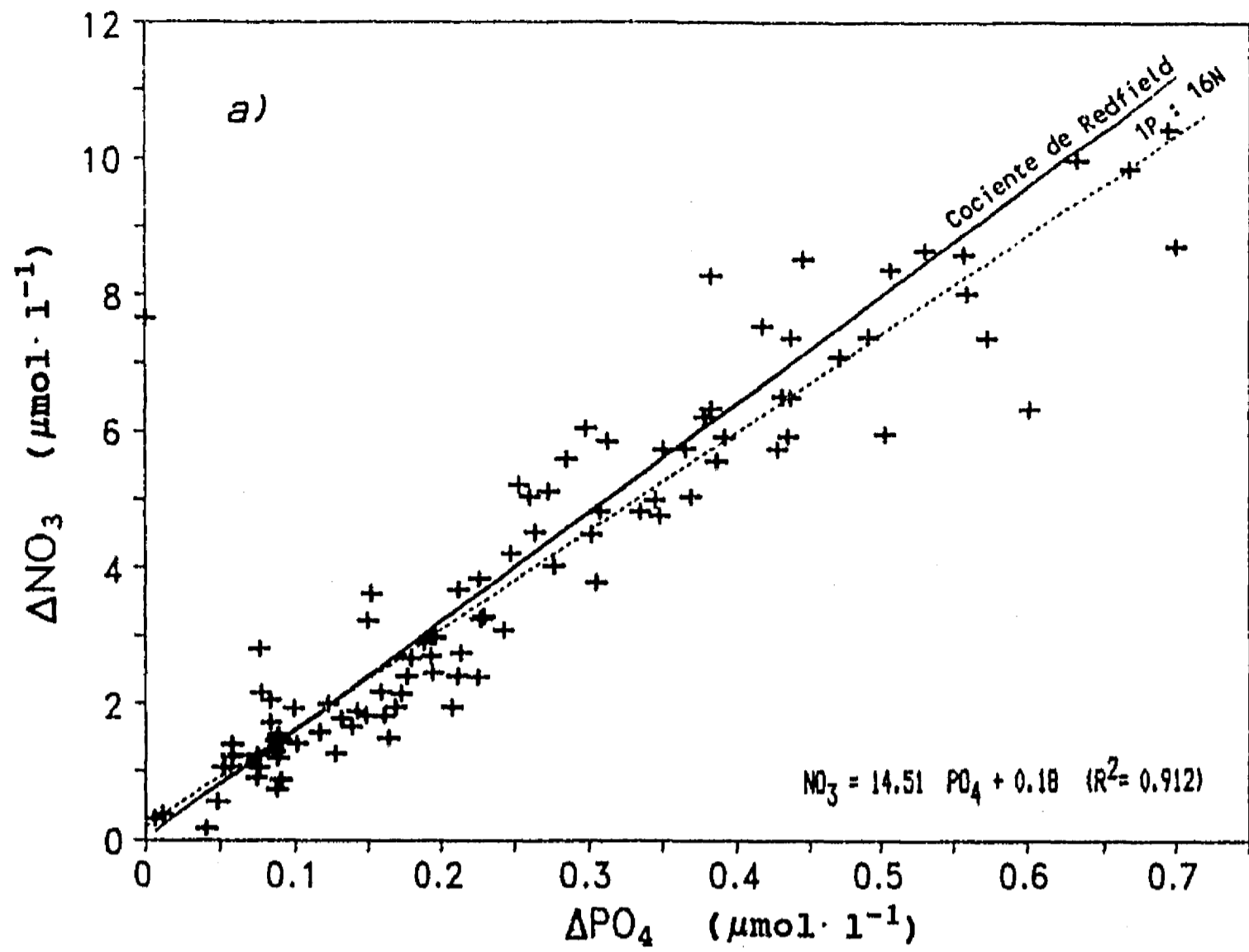


Figura 4.78 Relación entre los consumos de fosfato y de nitrato en el agua aflorada (AAY) durante la primavera de 1989 (SURCAY-1). a) Consumos medios en la capa de AAY. b) Consumos integrados verticalmente. Las rectas continuas corresponden al Cociente de Redfield et al. (1963), y las segmentadas a la regresión lineal aplicada en cada caso.

FE DE ERRATAS

- 1) En la figura 4.78, página 174, las unidades del gráfico inferior deben ser  $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2}$  en lugar de  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^1$ .
- 2) En la figura 4.84, página 187, las unidades de las ordenadas deben ser  $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2}$  en lugar de  $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2}$ .

respectivamente. Para poder trazar contornos con mayor facilidad, se han calculado también los consumos porcentuales en las estaciones bordeantes a la zona de afloramiento (donde el modelo probablemente es una aproximación de menor validez). En las figuras se indican, por ello, los límites de la zona de surgencia en ambos casos, para distinguir las áreas donde la estimación del consumo es estrictamente válida.

Observando las figuras se aprecia que, de manera general, el consumo de nitrato muestra una distribución similar a la de la anomalía térmica del AAY presentada en las figuras 4.52 y 4.53 y, por tanto, también a la del tiempo de residencia del AAY estimado para la primavera de 1985 (figura 4.54). Es decir, conforme era de esperar, a mayor tiempo transcurrido desde el afloramiento del agua, mayor calentamiento de la misma y mayor consumo de los nitrato.

De esta forma, las distribuciones del consumo porcentual de nitrato son también un indicador del movimiento del AAY sobre la plataforma. La figura 4.79 indica, para la primavera de 1985, un avance generalizado de la capa de AAY hacia el oeste, y la formación de un flujo mayor cerca de la isóbata de 60 m que abandona la plataforma al norte del arrecife Alacranes, y de otro que forma un giro hacia Cabo Catoche. La figura 4.80 muestra, al igual que la 4.53, que durante la primavera de 1989 el AAY entraba a la plataforma con una dirección sureste, y que el ramal principal de AAY que cruza hacia el oeste, se ubicaba más hacia el sur, antes de abandonar la plataforma al norte de Alacranes. El giro de Cabo Catoche se aprecia con menor claridad en este caso.

Simultáneamente, superpuesta a los patrones de movimiento del AAY, el porcentaje de consumo de nitrato muestra una relación inversa con la profundidad. Esta tendencia es más evidente en la primavera de 1985 (PROIBE-3), donde la distribución del agua aflorada es más sencilla y permite identificarla mejor. Este comportamiento es consistente con los hallazgos de MacIsaac y Dugdale (1972), quienes encontraron que el consumo de nitrato es una función de la luz disponible, y que en condiciones eutróficas éste puede estar limitado por la iluminación.

En las figuras se han sombreado las zonas con un consumo mayor al 80 % del nitrato disponible, para facilitar la ubicación de éstas. En ambas primaveras se había consumido más del 80 % del nitrato disponible en una banda que incluye la parte de menor profundidad de la plataforma, y que se va separando de la costa hacia el oeste hasta terminar en el arrecife Alacranes. Esta distribución es probablemente producto de la combinación de este

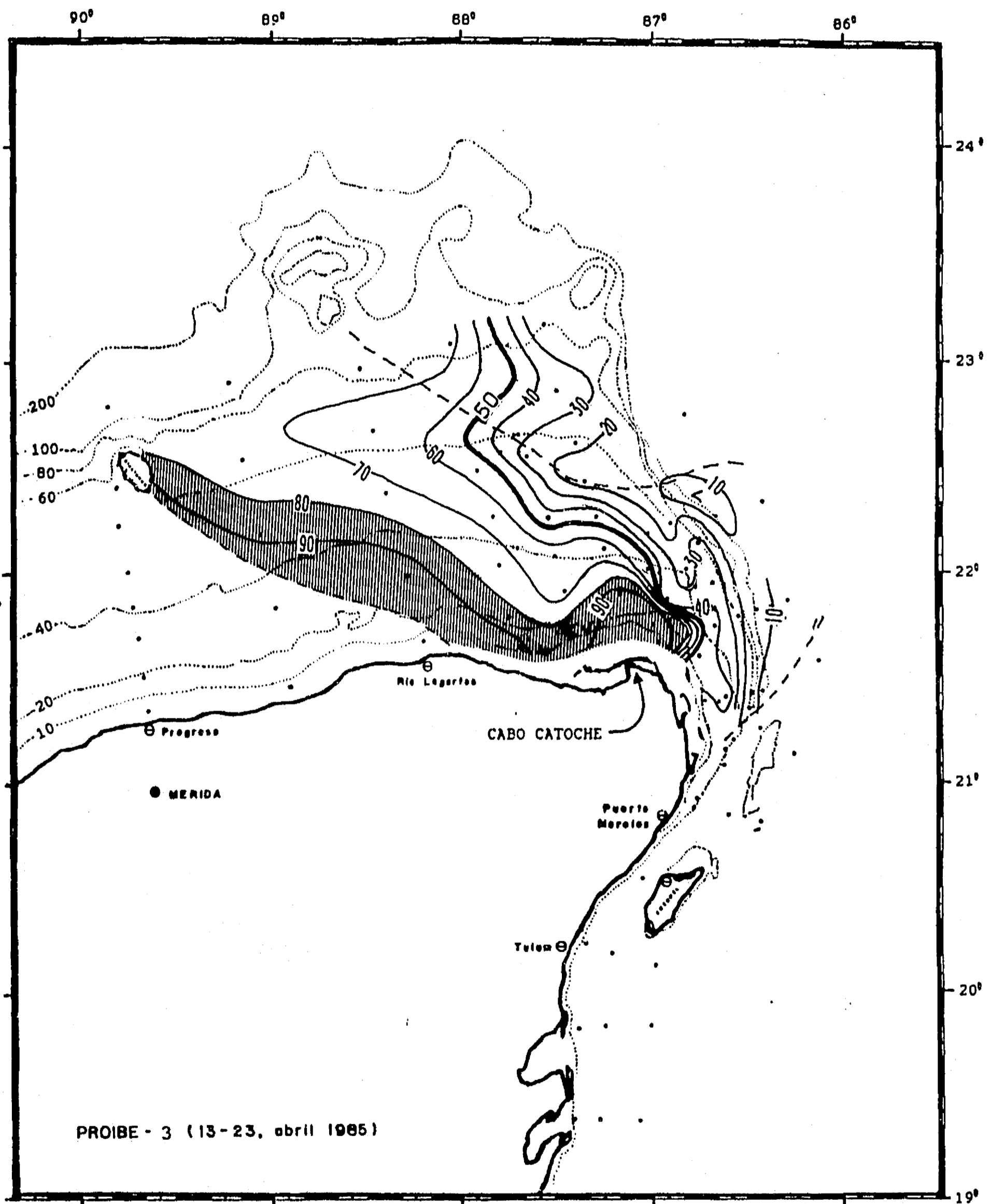


Figura 4.79 Distribución horizontal del porcentaje de nitrato disponible en el AAY que ha sido consumido desde su acceso a la zona fótica, para la campaña de la primavera de 1985 (PROIBE-3). Isolíneas cada 10 %, en línea más gruesa la de 50 %. La línea segmentada delimita las áreas donde es aplicable el modelo usado para calcular el consumo. En sombreado las áreas donde se ha consumido más del 80 % del nitrato disponible.

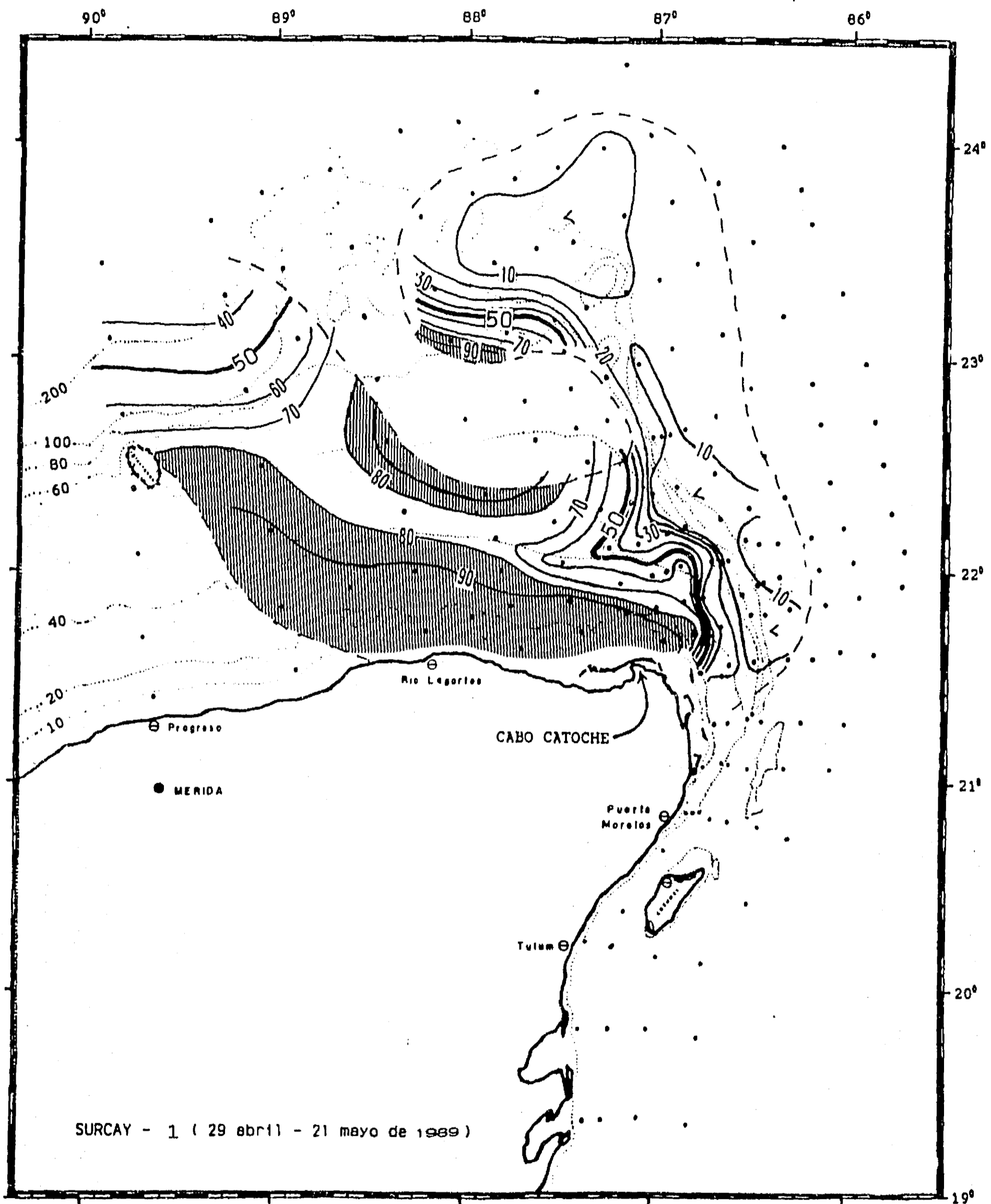


Figura 4.80 Distribución horizontal del porcentaje del nitrato disponible en el AAY que ha sido consumido desde su acceso a la zona fótica, para la campaña de la primavera de 1989 (SURCAY-1). Isolíneas cada 10 %, en línea más gruesa la de 50 %. La línea segmentada delimita las áreas donde es aplicable el modelo usado para calcular el consumo porcentual de  $\text{NO}_3$ . En sombreado las áreas donde se ha consumido más del 80 % de el nitrato disponible.

patrón de mayor velocidad de asimilación de nitrato a menores profundidades, con el aumento en el consumo acumulado hacia el oeste, donde el AAY ha pasado mayor tiempo en la zona eufótica.

En la primavera de 1985, esta banda muestra una inflexión probablemente asociada a la intensidad del giro de Cabo Catoche; mientras que en la de 1989, la ausencia de dicha característica sugiere una menor intensidad del giro. Similarmente, durante la primavera de 1989 se observan bandas de consumo casi total de nitrato en los alrededores de la zona sin afloramiento ubicada al noreste de la plataforma. Esto es probablemente consecuencia de la lentitud del avance del AAY en estas áreas, como indica también la figura 4.53.

La cantidad de nitrato que el afloramiento introduce a la zona eufótica es una medida de su potencial fertilizador. Análogamente, la magnitud relativa de la asimilación de este nutriente por los productores primarios puede usarse como indicador de la eficiencia productiva del sistema. Desde este punto de vista, es importante notar que el AAY que abandona la plataforma por el noroeste, cerca de Alacranes, aún contiene entre un 20 y un 30 % de su contenido original de nitrato. Este agua se hunde rápidamente conforme abandona la plataforma (figuras 4.76 y 4.77), por lo que el nitrato que aún contiene difícilmente podrá ser aprovechado fuera del área muestreada.

Este es un resultado inesperado ante las particularidades geomórficas del afloramiento de Yucatán, y vale la pena discutirlo. La introducción de agua aflorada sobre una plataforma continental de poca profundidad y gran amplitud favorece la permanencia de dicha agua dentro de la zona eufótica durante más tiempo que en una zona oceánica, donde ésta no tendría este tipo de restricción a su hundimiento. Debido a esta particularidad, sería razonable esperar una asimilación total del nitrato durante su paso por la plataforma de Yucatán. Sin embargo, las distribuciones del consumo muestran que la comunidad autotrófica no es capaz de extraer totalmente el nitrógeno nuevo que el afloramiento pone a su disposición antes de que éste se pierda nuevamente hacia abajo de la zona eufótica.

Tomando en cuenta que la comunidad productora de la zona está dominada por diatomeas (Luna 1981), que tienen constantes de saturación media ( $K_s$ ) altas, la disminución en la concentración de nitrato puede determinar un decremento significativo de su consumo. En la parte occidental de la plataforma las concentraciones de nitrato en el AAY son menores  $1 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$  excepto muy cerca del fondo, con lo cual la velocidad de asimilación podría reducirse hasta una quinta parte, dado que los valores  $K_s$  en comunidades y

especies eutróficas (Eppley et al. 1969, Dugdale 1976) son del orden de 1 a 5  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ .

Por otro lado, un pastoreo intenso, cuya posible existencia fué evidenciada en la sección 4.3.1.2., también podría ser responsable de una disminución del consumo de nitrato. Un pastoreo considerable del fitoplancton, además de disminuir la población consumidora de nitrato, implicaría una regeneración significativa del nitrógeno en forma de amonio, el cual es consumido preferentemente al nitrato (McCarthy et al. 1977, Dortch y Conway 1984), y además puede inhibir el consumo de éste (MacIsaac y Dugdale 1972).

Esta situación también puede deberse a que existan otros factores limitantes de la producción, una vez que el nitrógeno deja de serlo. La tendencia a una disminución del consumo con la profundidad, así como el hundimiento de la nitratoclina (figuras 4.76 y 4.77) conforme el AAY avanza hacia el oeste, sugieren que la luz podría ser limitante en la parte noroeste de la plataforma. La concentración de silicato también podría limitar a la comunidad de diatomeas dominante, dado que durante la primavera de 1989 (SURCAY-1) se observaron valores menores a 0.5  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$  en el AAY de algunos puntos de esta zona. Finalmente, es posible también que exista una limitación por algún micronutriente, como el hierro (Martin 1992) dado que en la zona no existen aportes continentales.

#### 4.3.2.2. La producción de oxígeno disuelto

El incremento del oxígeno disuelto dentro de la zona eufótica es el resultado del balance entre la producción fotosintética y la respiración de todos los organismos presentes. Por ello se le ha llamado Producción Comunitaria Neta (PCN) (Minas et al. 1986). A diferencia de la Producción Primaria Neta, que solamente incluye la respiración de los autótrofos, la PCN incluye también la respiración del resto de la comunidad. Otra forma de medir la PCN es mediante la variación del carbono inorgánico disuelto (Codispoti et al. 1986), cuya disminución corresponde a la producción autotrófica menos la respiración comunitaria, una vez descontado el efecto de los procesos físicos.

Simultáneamente, en la medida en que la respiración de la comunidad corresponde a la producción regenerada, la PCN es equivalente a la Producción Primaria Nueva (Eppley 1989, Platt et al. 1989). Por ello, tanto la liberación de oxígeno como el consumo de nutrientes nuevos han sido utilizados para estimar la  $P_{\text{nueva}}$  (Minas et al. 1986).



En el caso del oxígeno, al igual que en el del carbono inorgánico, existe la posibilidad de intercambio con la atmósfera, por lo que es necesario determinar la magnitud de dicho proceso y, de ser necesario, hacer las correcciones correspondientes. Cuando se ha aplicado este método en surgencias que alcanzan la superficie marina propiamente, se ha utilizado el consumo de nutrientes para calcular la liberación de oxígeno equivalente y determinar el intercambio con la atmósfera (Broenkow 1965, Minas et al. 1974, 1982a y 1986).

En este sentido, la particularidad del afloramiento de Yucatán de no alcanzar plenamente la superficie marina resulta una ventaja. La capa de Agua Superficial del Caribe que permanece sobre el AAY, tiene además niveles de oxígeno muy cercanos a la saturación, por lo que representa una barrera efectiva al intercambio de oxígeno entre el AAY y la atmósfera. Esta barrera viene a sumarse al "tapón de densidad" que constituye la fuerte pycnoclina que separa ambas capas. Por ello, como se demuestra más adelante, el intercambio de oxígeno con la atmósfera no afecta significativamente la estimación del oxígeno liberado en la mayoría de las estaciones.

Por otro lado, en el caso del SURCAY-1, el cálculo de la producción de oxígeno para estimar la producción primaria nueva ( $P_{nueva}$ ) puede ser un indicador más exacto que el consumo de nutrientes, debido a que se cuenta con perfiles continuos de oxígeno durante esta campaña. Sin embargo, en la sección 4.2.2. se identificó cierta dificultad para estimar con precisión el contenido original de oxígeno en el AAY, debido a la existencia de una relación relativamente dispersa entre la salinidad y el oxígeno en el AAY antes de su afloramiento (figura 4.52a).

Un análisis detallado de los diagramas oxígeno-salinidad de cada estación en el margen caribeño de la península permitió determinar que esta dispersión se debía en gran parte a la existencia de dos tipos de comportamientos en estas estaciones. Por un lado, las estaciones más alejadas de la costa presentaron, en concordancia con lo descrito para el Caribe (p.ej. Nelepo et al. 1978), un máximo local de oxígeno (de alrededor de  $4.1 \text{ ml} \cdot \text{l}^{-1}$ ) a salinidades de alrededor de 36.6. En contraste, en las estaciones del Caribe Mexicano más cercanas al talud continental y a la zona de afloramiento, que podríamos llamar de pre-surgencia, no se observó este máximo (figura 4.81, cuadros), presentándose un comportamiento aproximadamente lineal ( $R^2=0.899$ ) entre el oxígeno y la salinidad.

La ausencia de este máximo secundario en las estaciones de pre-surgencia puede deberse a la existencia de un proceso de advección lateral selectiva por capas en esta zona, que se presenta

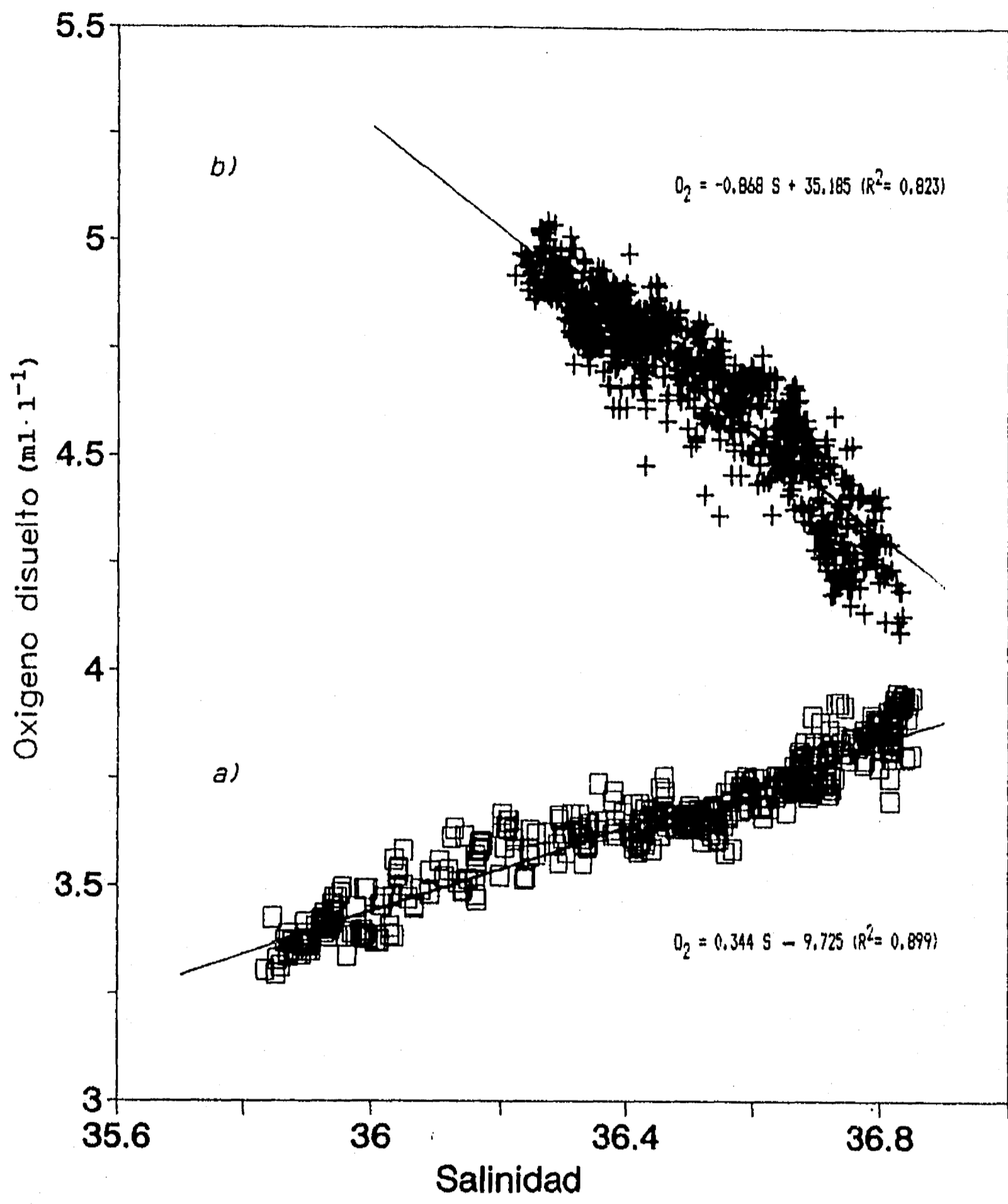


Figura 4.81 Relación entre el oxígeno disuelto y la salinidad durante el SURCAY, para a) el AAY en las estaciones del Caribe más cercanas a la costa y a la zona de afloramiento, y b) en el ASC de las estaciones del Caribe. Se muestran también las regresiones lineales correspondientes a cada caso.

conforme la columna de agua se eleva al acercarse a la zona de afloramiento. De esta forma, la capa correspondiente al máximo local de oxígeno se habría desplazado hacia el oriente antes de que el AAY ascendiera a la zona eufótica. La existencia de este tipo de movimientos está indicada también por el trazo "escalonado" de los perfiles de salinidad y temperatura de diversas estaciones de las campañas realizadas. Lo importante en términos de los objetivos de este estudio es que esta situación permite calcular con precisión el contenido original de oxígeno en el AAY mediante la ecuación de la recta a) que se incluye en la figura 4.81.

Por otro lado, la existencia de perfiles continuos para el SURCAY-1 permitió identificar con claridad la existencia de un máximo de oxígeno, similar al de clorofila, en las estaciones de la zona de afloramiento. La ubicación de dicho máximo cerca de la picnolina respalda su asociación con la producción autotrófica. En la figura 4.82 se muestran tres ejemplos de estaciones de la zona de afloramiento, donde se presenta dicho máximo de oxígeno, cuya magnitud indica la existencia de una producción de oxígeno significativa.

Como puede apreciarse en la figura, el máximo de oxígeno se extiende por encima del límite entre el AAY y el ASC, ubicándose parcialmente dentro del ASC. Esta situación se debe probablemente a la difusión vertical del oxígeno (que en la zona del máximo está en condiciones de sobresaturación) hacia arriba, favorecida por la formación de pequeñas burbujas. En términos del cálculo del oxígeno producido, esta situación determina la necesidad de contar también con una estimación de la concentración de oxígeno en el ASC previa al incremento causado por la producción primaria inducida por el afloramiento. El diagrama correspondiente de oxígeno-salinidad del ASC (figura 4.81, cruces), muestra un comportamiento que, aunque la dispersión es mayor, se puede aproximar también linealmente ( $R^2=0.823$ ) para obtener una ecuación que permite estimar el contenido original de oxígeno en esta capa de agua.

Contando con estos procedimientos para calcular el contenido de oxígeno original tanto en el AAY como en el ASC, se estimó la producción de oxígeno integrando verticalmente la diferencia entre el perfil observado y el estimado. Para ello se asumió que la columna de agua estaba compuesta solamente por estas dos capas de agua, separadas por la isoterma de 22.5 ° C, de acuerdo al modelo propuesto en la sección 4.2.2.. La figura 4.82 ilustra dicho cálculo para tres estaciones distintas.

La figura permite corroborar la bondad del procedimiento utilizado, ya que el comportamiento del oxígeno observado y el

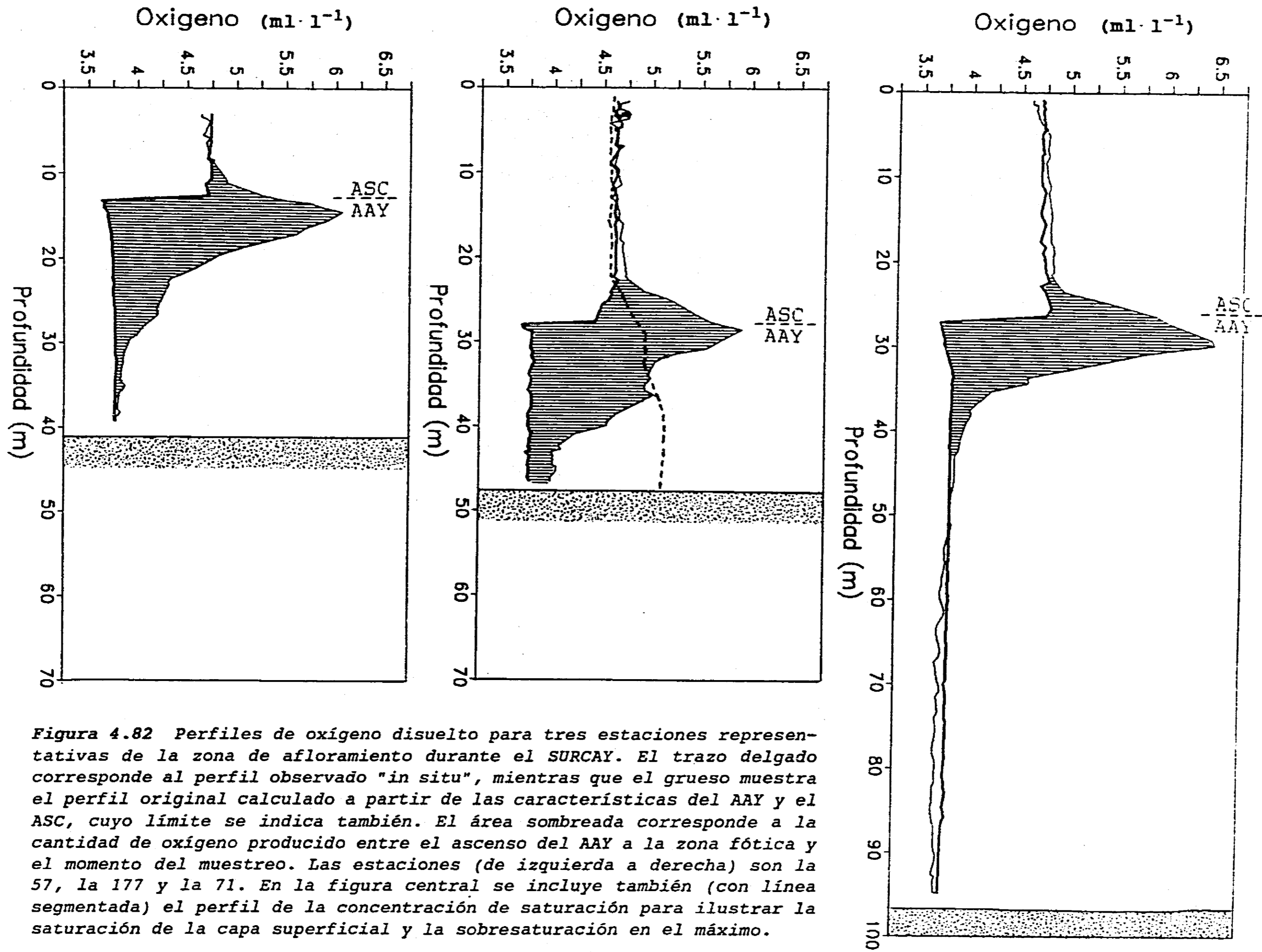


Figura 4.82 Perfiles de oxígeno disuelto para tres estaciones representativas de la zona de afloramiento durante el SURCAY. El trazo delgado corresponde al perfil observado "in situ", mientras que el grueso muestra el perfil original calculado a partir de las características del AAY y el ASC, cuyo límite se indica también. El área sombreada corresponde a la cantidad de oxígeno producido entre el ascenso del AAY a la zona fótica y el momento del muestreo. Las estaciones (de izquierda a derecha) son la 57, la 177 y la 71. En la figura central se incluye también (con línea segmentada) el perfil de la concentración de saturación para ilustrar la saturación de la capa superficial y la sobresaturación en el máximo.

estimado se aproximan conforme nos alejamos de la picnoclina (es decir de la zona de producción de oxígeno) hacia arriba y hacia abajo, hasta que la diferencia entre ellos es mínima. Esto respalda tanto la validez de las relaciones salinidad-oxígeno aplicadas, como del modelo propuesto en la sección 4.2.2. En particular, la convergencia de ambos perfiles en la parte superior de la columna es la garantía de que el oxígeno producido no está escapando en forma significativa hacia la atmósfera.

La integración vertical de la diferencia entre ambos perfiles se realizó desde un punto de convergencia hasta el otro, dentro de los 100 m considerados como profundidad máxima de la zona eufótica. Para ello, se consideró que los perfiles habían convergido cuando la diferencia entre ambos valores fuese menor a  $0.1 \text{ ml} \cdot \text{l}^{-1}$ . Sin embargo, no en todos los casos se obtuvo una convergencia perfecta de los dos perfiles. En ocasiones las curvas se acercaban inicialmente, para luego mantener un comportamiento paralelo, separadas por un pequeño diferencial. En estos casos, se integró hacia arriba en el intervalo en que las curvas no mostraron un comportamiento paralelo, asumiendo que las diferencias posteriores corresponden al error de predicción de la concentración original de oxígeno en el ASC. Un ejemplo de este caso es la estación 71 (figura 4.82), donde no se integró la diferencia de oxígeno por encima del punto de convergencia indicado por el sombreado. Dentro del AAY se integró hacia abajo hasta una profundidad máxima de 100 m en el intervalo en que el oxígeno observado fuese mayor al contenido original estimado en el AAY. Esto se ejemplifica con la estación 177, cuyo perfil se muestra en el gráfico central de la figura 4.82.

Durante el PROIBE-3 se realizaron análisis de oxígeno en las muestras de botellas de algunas estaciones. En estos casos se calculó el consumo de la misma forma, pero integrando entre los datos discretos disponibles. Para ello, se utilizaron las ecuaciones de las relaciones salinidad-oxígeno del SURCAY-1 (figura 4.81), por no contar con datos para determinarlas durante el PROIBE-3. Al igual que en el caso del consumo de nutrientes, en ambos cruceros se calculó la producción media de oxígeno, por unidad volumétrica de AAY, dividiendo entre el espesor vertical del AAY correspondiente en cada caso. Los valores obtenidos de producción de oxígeno se presentan en las tablas A.3 y A.4 del anexo 2, junto con los de consumo de nutrientes.

En la figura 4.83 se han graficado los valores de oxígeno producido contra los de consumo de nitrato, correspondientes al SURCAY-1 y a las estaciones del PROIBE-3 para las que se cuenta con datos de oxígeno. La distribución de los datos muestra correlación ( $R=0.876$ ) entre ambos parámetros, es decir que a mayor consumo de

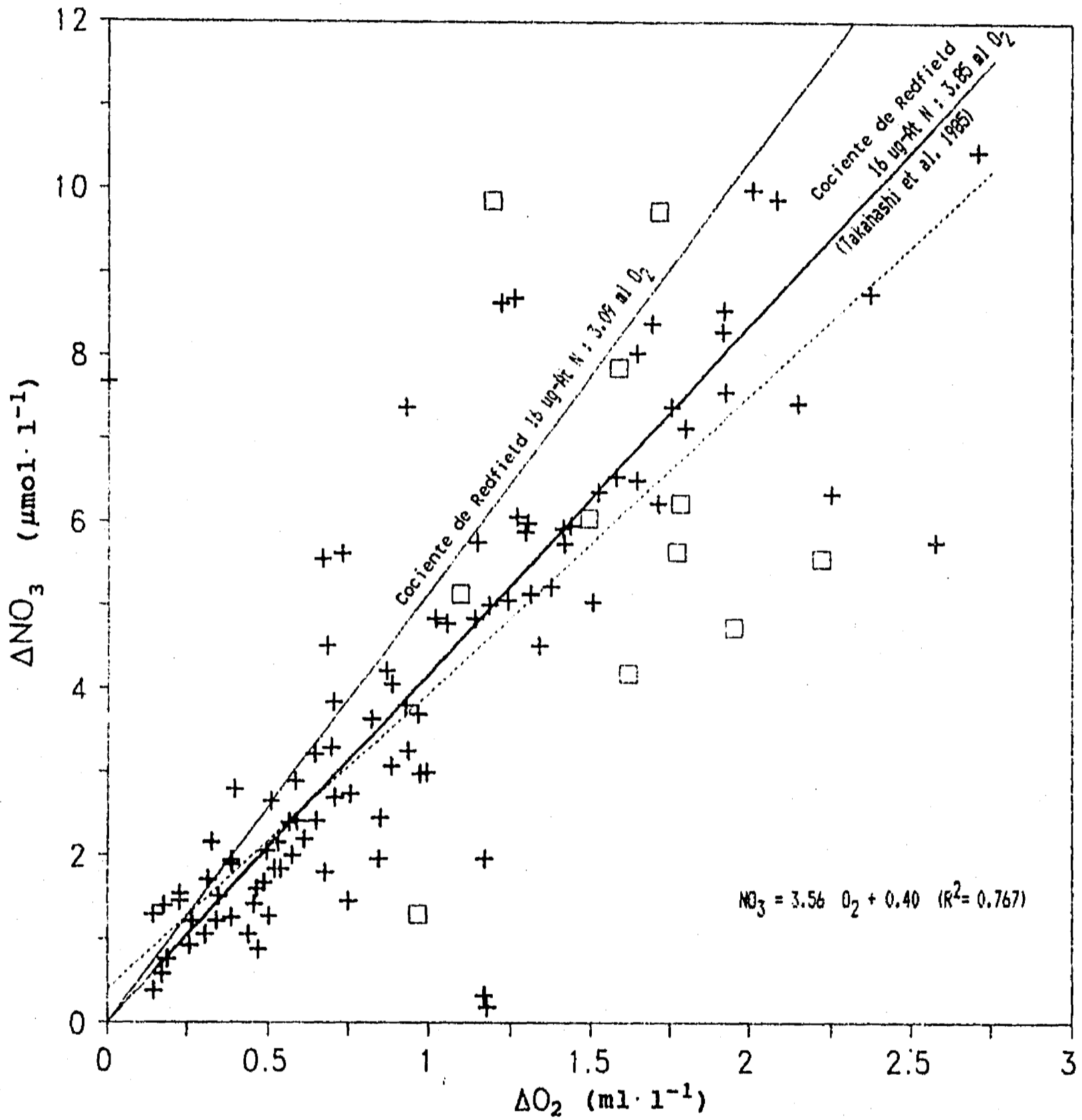


Figura 4.83 Relación entre el consumo de nitrato y la producción de oxígeno disuelto en estaciones con afloramiento de las campañas SURCAY (cruces) y PROIBE-3 (cuadros). La recta obtenida mediante la regresión lineal aplicada a los datos se indica en línea punteada, y la ecuación se presenta en la parte inferior del gráfico. Se muestran también las rectas correspondientes al Cociente de Redfield según Redfield et al. (1963) y Takahashi et al. (1985).

nitrate mayor producción de oxígeno, indicando la consistencia entre ambos tipos de estimaciones. Los datos del PROIBE-3 presentan un comportamiento más disperso que los del SURCAY-1, probablemente debido a que en el primer caso solamente se contó con datos discretos tanto para nitrato como para oxígeno. Además, la densidad vertical de las muestras fué menor, reduciendo la precisión de las estimaciones aun más. Sin embargo, el comportamiento general de los datos de ambas campañas es similar, reforzando también la validez del modelo utilizado.

Por otro lado, la relación entre el consumo de nitrato y la producción de oxígeno calculados es cercana al Cociente de Redfield. Para apreciar esto, en la figura se incluyen las rectas correspondientes al Cociente de Redfield de  $N:-O_2$ , originalmente propuesto como 16:138 (Redfield 1958, Redfield et al. 1963), y revisado por Takahashi et al. (1985) a 16:172; así como la regresión lineal correspondiente a los datos de ambas campañas. La recta punteada muestra un comportamiento global de los datos cercano al Cociente de Redfield, particularmente al valor propuesto por Takahashi et al. (1985).

Si bien los datos indican una consistencia global entre las dos estimaciones, la dispersión de los mismos también es considerable. Para el caso del SURCAY-1 es factible identificar el origen de las diferencias más marcadas con respecto al comportamiento general. En la figura 4.84 se han graficado para esta campaña el consumo de nitrato y la producción de oxígeno por unidad de área, donde las diferencias individuales son más evidentes, mientras que la dispersión general es menor. En lugar de cruces se utilizan los números de las estaciones para así identificar aquellas que muestran un comportamiento anómalo.

El comportamiento de los datos es aquí menos ruidoso y muy cercano al Cociente de Redfield propuesto por Takahashi et al. (1985). Esta situación indica que, en general, el oxígeno producido es equivalente al nitrato consumido, corroborando que no existe ni fuga ni entrada generalizadas de oxígeno hacia o de la atmósfera, como se argumentó anteriormente.

Esta situación contrasta con la encontrada por Broenkow (1965) y Minas et al. (1986) para las surgencias del Domo de Costa Rica, y Perú y el suroeste de Africa respectivamente. En estos casos, los valores de oxígeno producido calculados fueron superiores a los equivalentes de consumo de nutrientes, con lo cual los datos se encontraban en su mayoría por debajo de la recta del Cociente de Redfield. Cabe mencionar que esta situación era de esperarse para las surgencias estudiadas por estos autores, tanto por el contacto

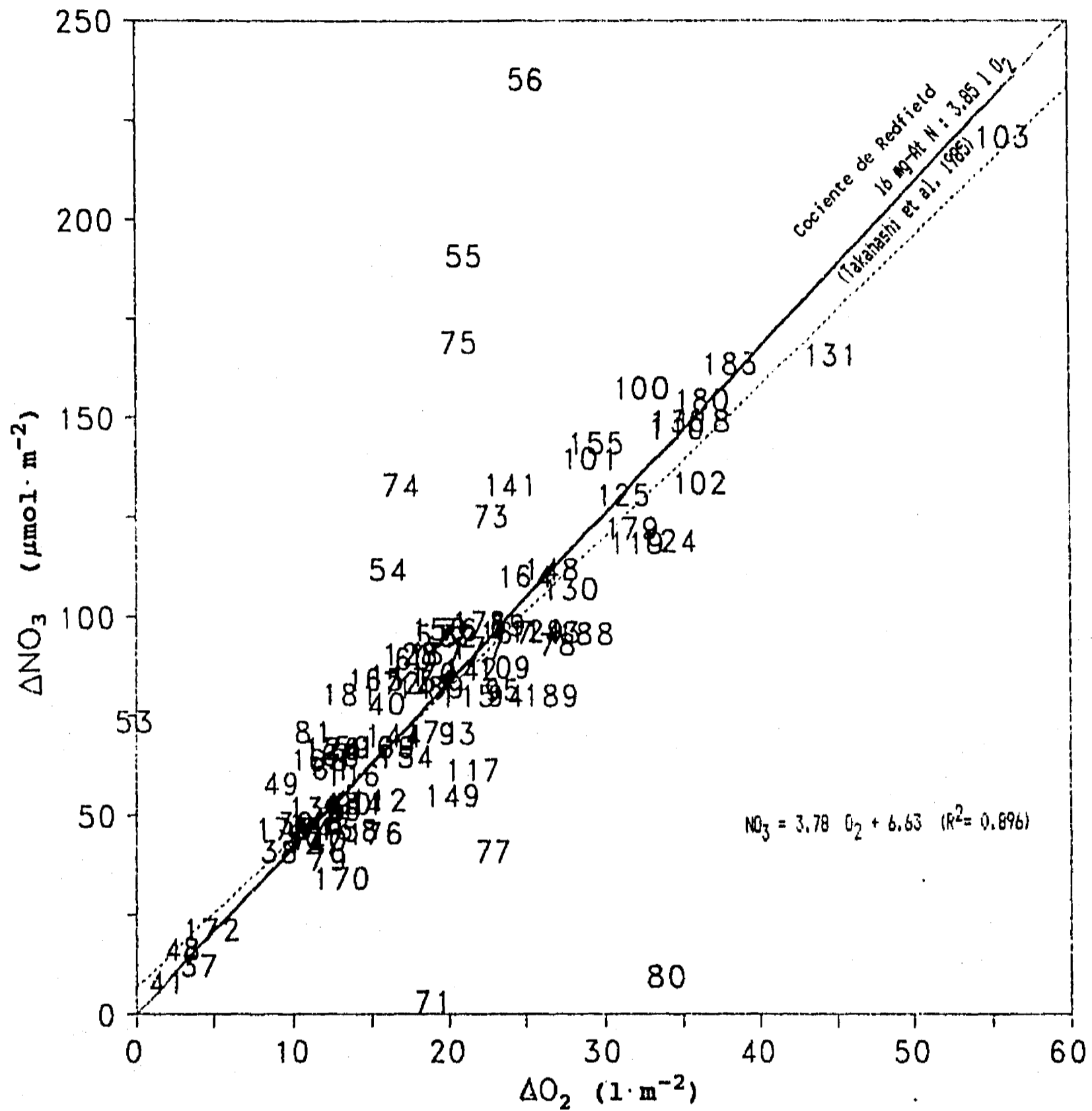


Figura 4.84 Relación entre el consumo de nitratos y la producción de oxígeno disuelto (por unidad de área) en estaciones con afloramiento de la campaña SURCAY. Se indican los números de estación correspondientes a cada caso. Se muestra (en línea punteada) la recta correspondiente a la regresión lineal aplicada excluyendo las estaciones 54, 55, 56, 71, 73, 74, 75 y 80 (ver texto), la ecuación que describe dicha recta (en la parte inferior del gráfico, y la recta (en línea continua) correspondiente al Cociente de Redfield según Takahashi et al. (1985).



directo del agua aflorada con la atmósfera, como por las condiciones de fuerte subsaturación de oxígeno de dichas aguas (Minas et al. 1986).

En Yucatán, en cambio, la capa de ASC que separa al AAY de la atmósfera, y las concentraciones cercanas a la saturación de dicha capa superficial, favorecen un intercambio mínimo con la atmósfera. En todo caso, dada la sobresaturación de oxígeno que se presenta en los máximos antes descritos (figura 4.82), podrían presentarse escapes de oxígeno hacia la atmósfera, inversamente a lo encontrado en las surgencias mencionadas.

Un grupo de estaciones de la figura 4.84 muestra un comportamiento de este tipo, con una desviación considerable del Cociente de Redfield hacia valores de producción de oxígeno menores a su equivalente en consumo de nitrato, sugiriendo que en estos casos podría existir una fuga del oxígeno producido hacia la atmósfera. Estas estaciones son, en orden de magnitud de la anomalía que presentan, la 56, la 55, la 75, la 74, etc. Si se observa la red de estaciones de la campaña (figura 3.5), es notorio que estas estaciones están agrupadas en la zona inmediata al norte de Cabo Catoche, donde confluyen dos circunstancias: 1) en esta zona el espesor vertical del ASC es menor a 10 m (figura 4.9), y 2) es una zona de elevada producción primaria, a juzgar por los valores de clorofila media, que en estas estaciones alcanzan los niveles más elevados de la campaña (figura 4.60).

Ambas condiciones favorecen la fuga del oxígeno producido hacia la atmósfera, por lo que es muy probable que en esta zona sí se presente un intercambio con la atmósfera, pero de sentido inverso al de los casos mencionados (v.g. Broenkow 1965, Minas et al. 1986). Por ello, para esta zona, el consumo de nitrato es un estimador mejor de la producción primaria nueva que la producción de oxígeno calculada, dado que ésta última seguramente está subestimada.

Comparando la producción de oxígeno calculada con el oxígeno equivalente (en términos del Cociente de Redfield) al consumo de nitrato, se puede estimar la cantidad de oxígeno que habría escapado hacia la atmósfera en estas estaciones. La diferencia entre estos valores indica que frente a Cabo Catoche se habría transferido a la atmósfera entre el 30 y el 70 % del oxígeno producido, lo cual equivale a una cantidad de hasta (para la estación 56) 40 l de oxígeno por m<sup>2</sup>.

Por otro lado, un análisis de los dos puntos de la figura 4.89 en los que el consumo de nitrato es desproporcionadamente bajo para

la producción de oxígeno (estaciones 71 y 80) indica que la estimación del consumo de nitrato probablemente es incorrecto. Esto puede deberse a que la ubicación vertical de las muestras no fué adecuada para poder calcular correctamente el consumo, problema que no podría presentarse en el caso del oxígeno al contar con perfiles continuos. Otra posibilidad es la existencia de errores en la determinación analítica de estas estaciones, probablemente debidos a contaminación de las muestras.

Una vez identificado el origen de las desviaciones más notorias, se confirma la equivalencia de ambas determinaciones, la ausencia de un intercambio significativo de oxígeno en la mayor parte de las estaciones (con las excepciones discutidas) y, en general, la factibilidad de aplicar el análisis de diagramas en el afloramiento de Yucatán.

Al mismo tiempo, eliminando los puntos anómalos, puede utilizarse la figura para confrontar el comportamiento de los datos con la proporción P:N:C:-O<sub>2</sub> propuesta originalmente por Redfield et al (1963) como de 1:16:106:138, y revisada por Takahashi et al. (1985) a 1:16:103:172. Dado que de la regresión lineal aplicada a los datos excluyendo las estaciones mencionadas se obtuvo una pendiente de 3.78 ( $R^2=0.896$ ), que equivale a un cociente N:-O<sub>2</sub> de 16:104, los datos de la plataforma de Yucatán respaldan la modificación del Cociente de Redfield propuesta por Takahashi et al. (1985).

#### 4.3.2.3. Estimación de la Biomasa y la Producción Nuevas

El consumo de nutrientes y la liberación de oxígeno pueden utilizarse para estimar la  $P_{nueva}$  porque son una medida de la biomasa producida a partir de los nutrientes nuevos introducidos a la zona eufótica por el afloramiento, es decir la biomasa nueva ( $B_{nueva}$ ). A continuación se discute el comportamiento de este parámetro en Yucatán.

Para la primavera de 1985 (PROIBE-3), en que solamente se cuenta con datos de consumo de nitrato, se calculó la  $B_{nueva}$  (en  $gC \cdot m^{-2}$ ) directamente de éstos utilizando el Cociente de Redfield propuesto por Takahashi et al. (1985), dado que fué respaldado por las observaciones de este estudio. Los valores correspondientes se presentan en la tabla A.3. del anexo 2.

Para la primavera de 1989 (SURCAY-1), se utilizaron tanto el consumo de nitrato como la producción de oxígeno para calcular la  $B_{nueva}$ , aplicando el mismo Cociente de Redfield. Se promediaron

ambos valores para obtener mejores estimaciones, con excepción de las estaciones donde se identificaron anomalías en alguno de los dos parámetros. En las estaciones 71 y 80 se utilizó solamente la estimación mediante oxígeno, asumiendo que la correspondiente de nitrato no era correcta. Para las estaciones del área frente a Cabo Catoche (56, 55, 75, 75, 74 y 73) se utilizó la estimación mediante nitrato, partiendo de que los cálculos de producción de oxígeno representaban una subestimación considerable por los argumentos anteriormente expuestos. Los valores correspondientes se presentan en la tabla A.4. Además de la  $B_{nueva}$  total integrada verticalmente, se calculó en cada caso la  $B_{nueva}$  promedio dentro de la capa de agua aflorada, dividiendo por el espesor vertical de ésta.

Para facilitar el trazado de distribuciones horizontales, se estimó la  $B_{nueva}$  de las estaciones contiguas a las de la zona de afloramiento aplicando el mismo modelo a estos casos. En el caso del SURCAY-1 se usó la integración vertical de la anomalía de oxígeno, prediciendo el oxígeno con base en la salinidad a todo lo largo de la columna de agua. En el caso del PROIBE-3 se estimó la  $B_{nueva}$  de las estaciones de la zona de transición ubicadas sobre la plataforma continental mediante el consumo de nitrato calculado, suponiendo condiciones similares a las de la zona de afloramiento.

En las figuras 4.85 y 4.86 se presentan las distribuciones horizontales de la  $B_{nueva}$  media en la capa de AAY durante la primavera de 1985 (PROIBE-3) y la primavera de 1989 (SURCAY-1) respectivamente. El análisis del comportamiento de la  $B_{nueva}$  media en el AAY es de utilidad, pues su distribución permite evaluar la variación de la producción dentro de la capa de AAY, independientemente de la existencia de la capa de agua superficial y del espesor que ésta tenga.

Al comparar las figuras 4.85 y 4.86 entre sí, se puede apreciar una mayor uniformidad durante la primavera de 1985 (PROIBE-3), y una distribución más compleja durante la de 1989 (SURCAY-1). Esta diferencia es un reflejo de la mayor complejidad de la distribución del AAY durante la primavera de 1989, que fué ilustrada por la diferencia entre las distribuciones horizontales de la topografía de 22.5 ° C correspondientes (figuras 4.1 y 4.7), que indican el ascenso máximo que ha alcanzado el AAY en cada punto. Las diferencias también pueden deberse en parte a que la mayor densidad de muestreo del SURCAY-1 permite una mejor resolución de las variaciones espaciales.

La ampliación del cálculo de la  $B_{nueva}$  a las estaciones de alrededor de la zona de afloramiento permite confirmar y revisar su extensión en algunos casos. En la primavera de 1989, la distribu-

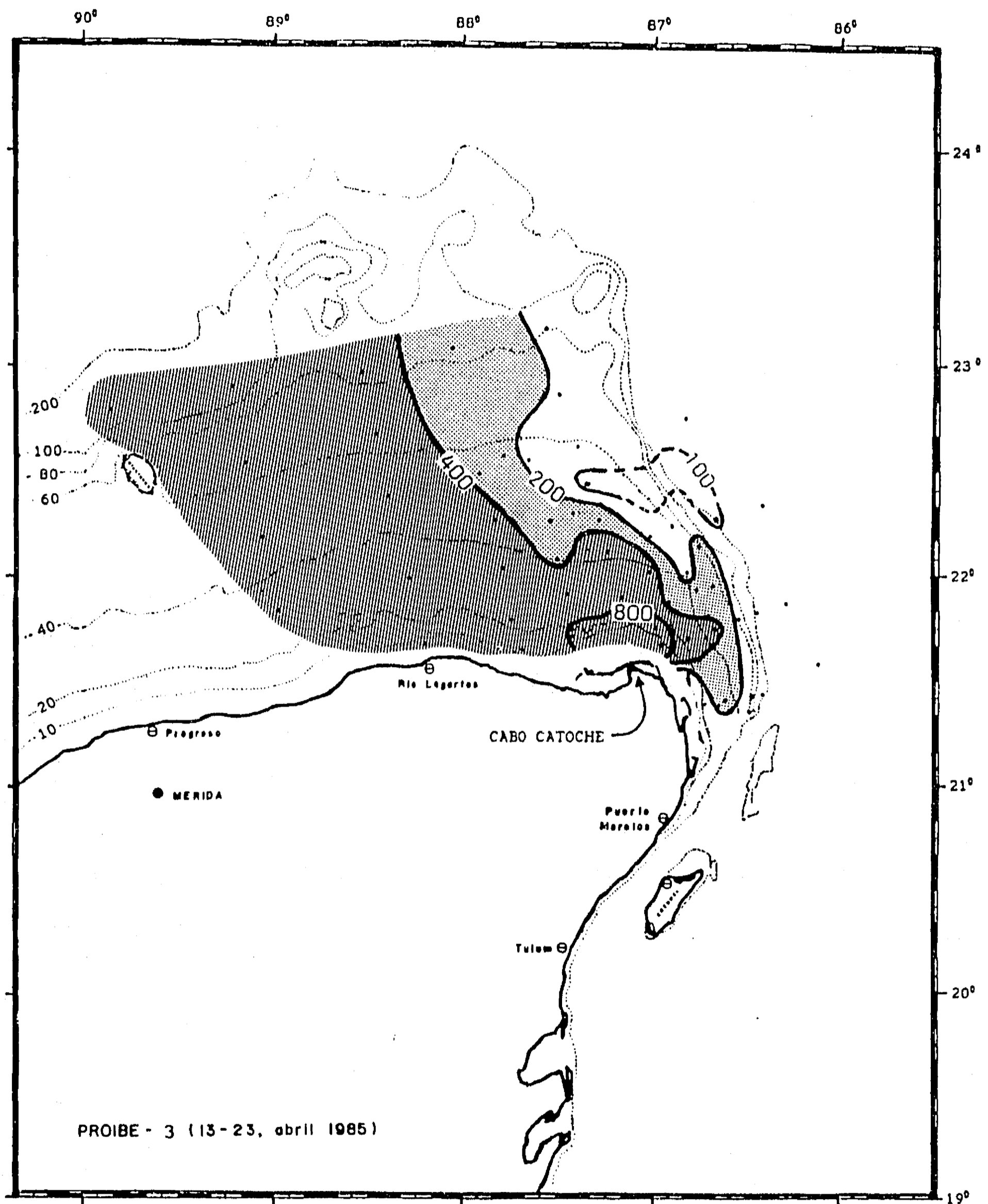


Figura 4.85 Distribución horizontal de la biomasa fitoplanctónica nueva ( $B_{\text{nueva}}$ ) media en la capa de agua aflorada durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Las isolíneas (en  $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-3}$ ) corresponden cada una al doble de la anterior. Se han sombreado en oscuro las áreas con más de 400, y en sombreado claro las de 400 a 200.

ción de la  $B_{nueva}$  muestra una zona valores considerablemente menores en la región al noreste de la plataforma donde la topografía indicaba la ausencia de afloramiento, respaldando dicho planteamiento. Sin embargo, la  $B_{nueva}$  presenta también una banda de mayor producción en la parte sureste de esta zona, donde la topografía de la termoclina no mostraba afloramiento. En este sentido, la  $B_{nueva}$  parece indicar un acceso del AAY en este punto, suficientemente lento como para que no se haya identificado su presencia mediante la topografía de 22.5 °C debido al calentamiento del agua.

Por otro lado, la fertilización generada por el afloramiento debe reflejarse en un aumento de la  $B_{nueva}$  en la dirección en que se desplaza el AAY, dado que las comunidades fitoplanctónicas tenderán a crecer exponencialmente en función del tiempo mientras no exista un nuevo factor limitante, con lo cual las aguas afloradas tendrán una mayor producción acumulada conforme se alejan del centro de afloramiento, como encontraron Minas et al. (1986).

Las distribuciones de la  $B_{nueva}$  en el AAY son consistentes con este planteamiento, pues muestran que la  $B_{nueva}$  es baja en general sobre el margen oriental de la plataforma, por donde el agua asciende a la zona eufótica, y aumenta en las direcciones en que se desplaza el agua sobre la plataforma, principalmente hacia el oeste, pero también siguiendo el giro que termina frente a Cabo Catoche. En la primavera de 1985 (figura 4.85) donde la estructura del agua aflorada es más sencilla, esto se aprecia muy claramente, mientras que en la de 1989 (figura 4.86) se observa una distribución similar, pero con las variaciones asociadas a una distribución más compleja del agua aflorada durante esta campaña.

Lo anterior es válido también para el domo que, gracias a la mayor amplitud horizontal del muestreo, se observó en la esquina noreste de la plataforma durante la primavera de 1989 (figura 4.7). La distribución de la  $B_{nueva}$  en esta zona reproduce la forma del domo y muestra un gradiente positivo que indica el avance de dicha estructura sobre la plataforma.

La  $B_{nueva}$  respalda asimismo lo discutido anteriormente sobre el domo de AAY que se localizó al este del arrecife Alacranes en esta primavera en la figura 4.7. En esta zona, la figura 4.86 muestra valores altos de  $B_{nueva}$  indicando la relativa "antigüedad" de este agua. Esto refuerza la conclusión de que no se presentaba una entrada de agua profunda por este área, originalmente propuesta con base en la distribución de nitrato de fondo (figura 4.23).

De esta forma, los valores calculados de  $B_{nueva}$  son en general consistentes con lo descrito hasta ahora sobre la distribución de

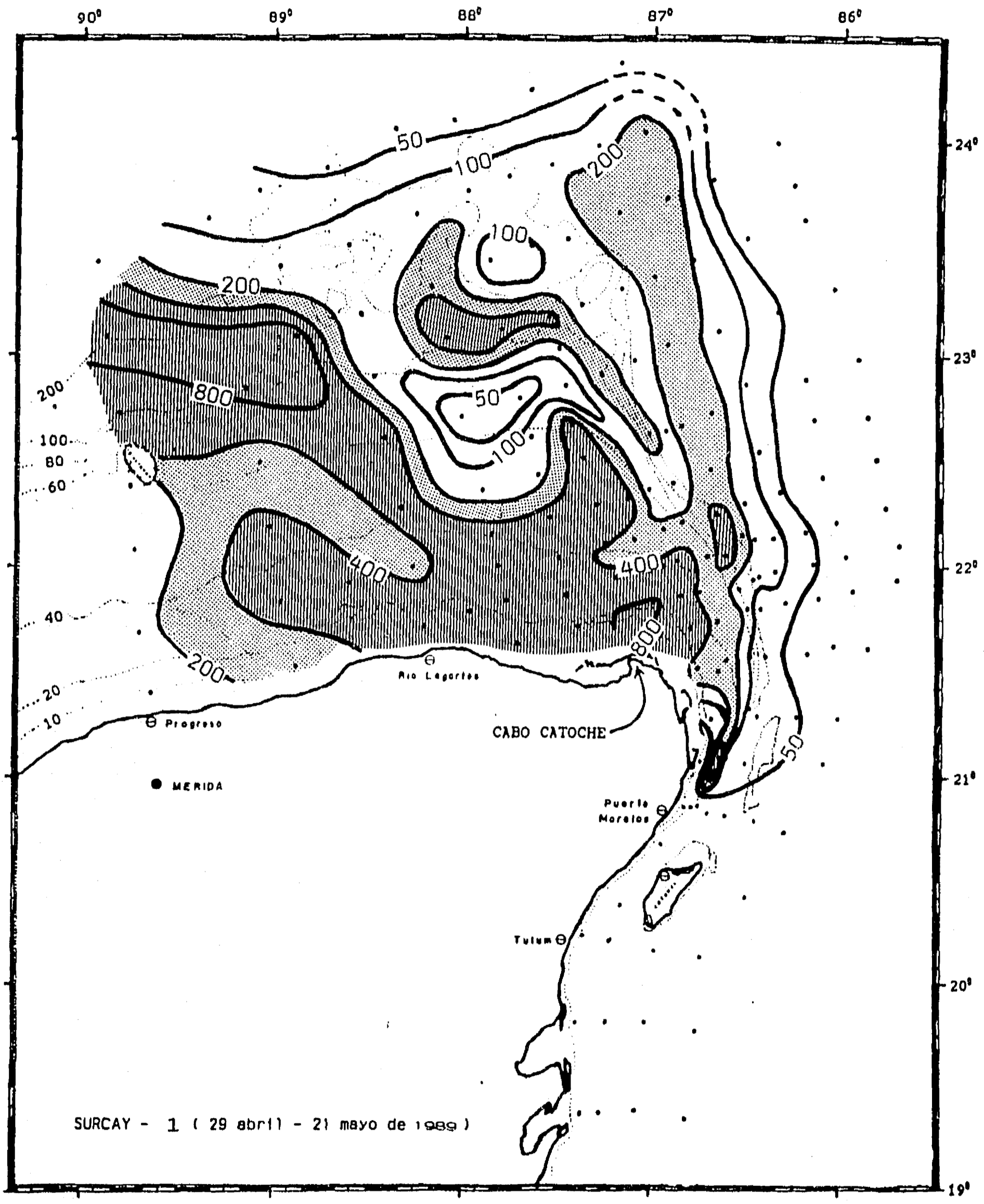


Figura 4.86 Distribución horizontal de la biomasa fitoplanctónica nueva ( $B_{nueva}$ ) media en la capa de agua aflorada durante la primavera de 1989 (SURCAY-1). Las isolíneas (en  $mgC \cdot m^{-3}$ ) corresponden cada una al doble de la anterior. Se han sombreado en oscuro las áreas con más de 400, y en sombreado claro las de 400 a 200.

agua aflorada en la zona y sus movimientos, aportan información adicional sobre algunas zonas, y respaldan que el modelo aplicado es robusto en lo general.

En las figuras 4.87 y 4.88 se presentan las distribuciones de la  $B_{\text{nueva}}$  total en las primaveras de 1985 y 1989. Este parámetro es una mejor medida del incremento total de la biomasa que se ha presentado en cada punto desde que el AAY ascendió a la zona eufótica. Las figuras muestran una  $B_{\text{nueva}}$  total de más de  $4 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2}$  en casi toda la zona de influencia del afloramiento, y mayor a los  $8 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2}$  en cerca de la mitad del área estudiada al norte de los  $21^{\circ} 30' \text{ N}$ . En la primavera de 1989 (figura 4.88), la mayor amplitud de la red de estaciones hace posible apreciar el marcado descenso de la  $B_{\text{nueva}}$  hacia las zonas laterales, donde la producción nueva se reduce a menos de  $1 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2}$ . Una situación similar se observa dentro de la zona central sin afloramiento. En este sentido, la estimación de  $B_{\text{nueva}}$  permite delimitar con mayor certeza la zona fertilizada por el afloramiento.

Por otro lado, los patrones observados en la  $B_{\text{nueva}}$  media en el AAY se aprecian también en las distribuciones de la  $B_{\text{nueva}}$  total (figuras 4.87 y 4.88). Similarmente al caso de la  $B_{\text{nueva}}$  media, se observan zonas de menor  $B_{\text{nueva}}$  total en los puntos de reciente ascenso del AAY a la zona eufótica sobre el talud oriental, particularmente en el caso del PROIBE-3. Sin embargo, en general, la  $B_{\text{nueva}}$  total muestra estos patrones con menor claridad, lo cual probablemente se debe a que la integración sobre toda la columna de agua aumenta los valores de las áreas de mayor profundidad con respecto a las mas someras.

A cambio, la  $B_{\text{nueva}}$  total tiene la ventaja de que sus distribuciones se pueden comparar con las correspondientes de clorofila total (figuras 4.62 y 4.63), en virtud de que ambos parámetros han sido integrados de la misma manera.

En la parte oriental del área de estudio, las distribuciones de  $B_{\text{nueva}}$  total (figuras 4.87 y 4.88) muestran una gran similitud con las de clorofila total de ambas campañas de primavera. Durante la de 1985 se observa un patrón parecido entre la  $B_{\text{nueva}}$  y la clorofila al norte de Cabo Catoche, donde dos zonas de valores altos están separadas por una de menor magnitud, y colindan al norte con la zona de menores  $B_{\text{nueva}}$  y clorofila asociada al punto de entrada del AAY a la plataforma. En la primavera de 1989 también se observa bastante coincidencia entre ambos parámetros, principalmente sobre el margen oriental de la plataforma, a lo largo del cual se presentan las mayores concentraciones de clorofila, formando bandas alargadas, en forma similar a la  $B_{\text{nueva}}$ .

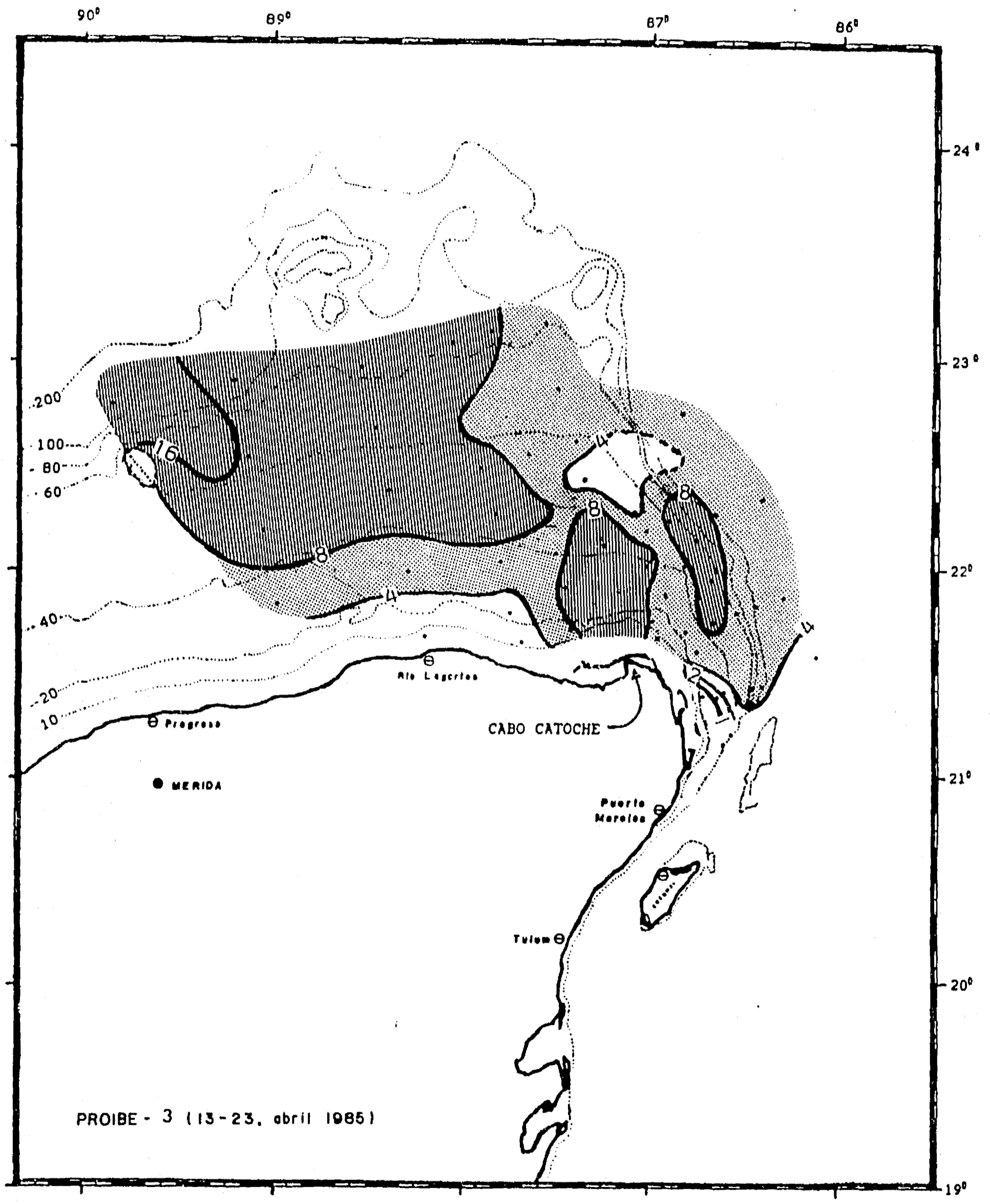


Figura 4.87 Distribución horizontal de la biomasa fitoplanctónica nueva ( $B_{nueva}$ ) total durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Las isolíneas (en  $gC \cdot m^{-2}$ ) corresponden cada una al doble de la anterior. Se han sombreado en oscuro las áreas con más de 8, y en sombreado claro las de 8 a 4.



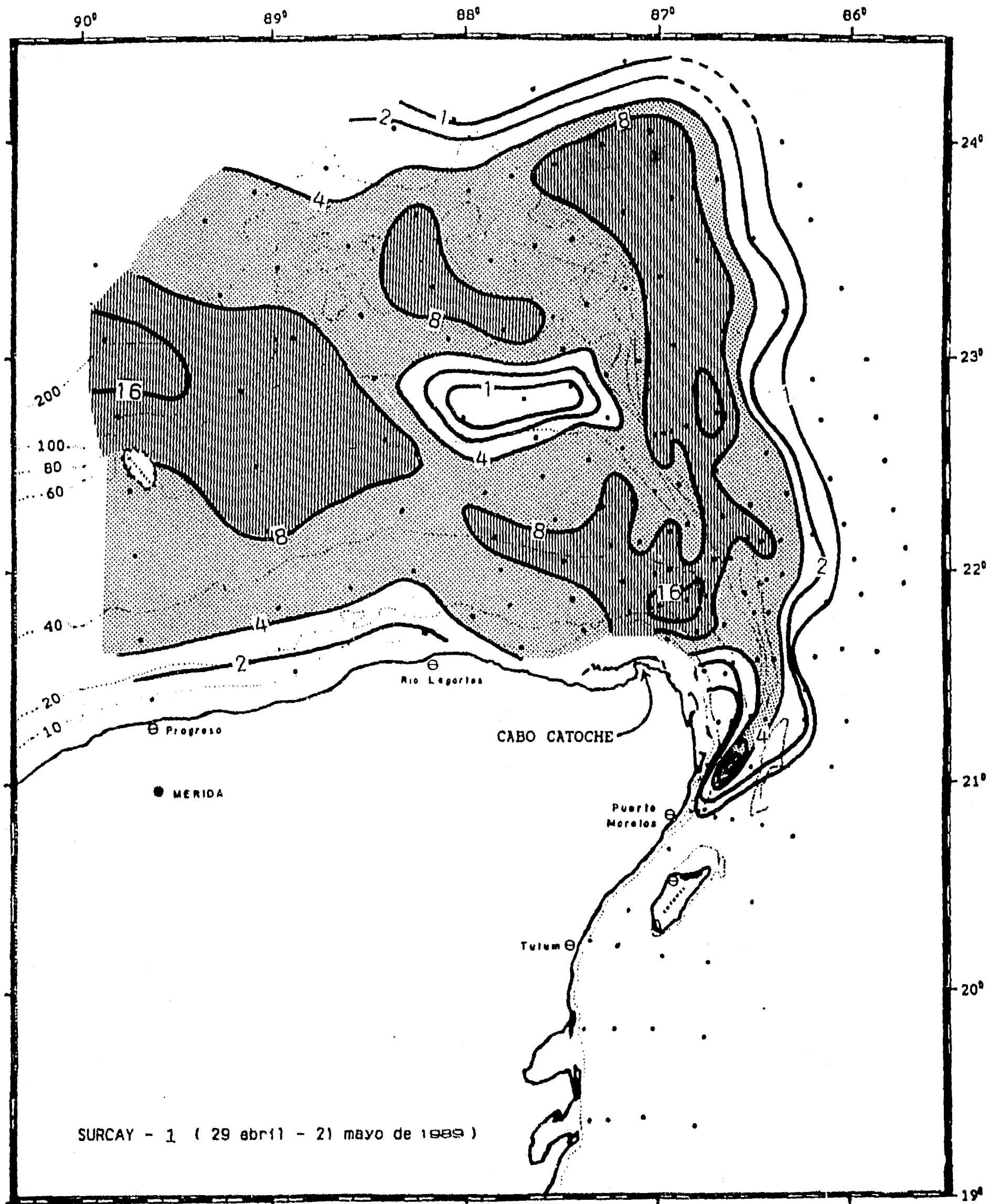


Figura 4.88 Distribución horizontal de la biomasa fitoplanctónica nueva ( $B_{\text{nueva}}$ ) total durante la primavera de 1989 (SURCAY-1). Las isolíneas (en  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}$ ) corresponden cada una al doble de la anterior. Se han sombreado en oscuro las áreas con más de 8, y en sombreado claro las de 8 a 4.

En contraste, hacia el oeste la similitud se reduce a la tendencia de ambos parámetros a presentar isolíneas aproximadamente paralelas a las isobatas en la parte interna de la plataforma. Este comportamiento implica que en esta región la zona eufótica llega hasta el fondo marino, dado que ambos estimadores de la biomasa aumentan con la profundidad. Por lo demás, las distribuciones de  $B_{nueva}$  se asemejan poco a las de clorofila hacia la parte occidental del área estudiada. Mientras la  $B_{nueva}$  presenta valores elevados en ambas primaveras, la clorofila muestra una disminución generalizada en esta dirección, a pesar de que las topografías de 22.5 °C indican la afluencia de las aguas ricas en nutrientes hacia esta zona.

Este tipo de situaciones aparentemente paradójicas han sido encontradas en otros afloramientos (v.g. Ryther et al. 1971, Thomas 1979, Walsh et al. 1980, Barber y Smith 1981, entre otros), lo cual ha dado lugar a la caracterización de los sistemas, en términos de esta relación, como de "alta concentración de nutrientes y baja de clorofila" (ANBC), o de "baja concentración de nutrientes y alta de clorofila" (BNAC) (Minas et al., 1986). Este punto, junto con una discusión de los factores que afectan la producción en la zona, se retomará en la siguiente sección.

La estimación del tiempo de residencia del AAY en la capa superficial durante la primavera de 1985 permite calcular para esta época la producción nueva ( $P_{nueva}$ ) en cada una de las estaciones con que se cuenta con este dato y el de  $B_{nueva}$ . Estos valores se presentan en la tabla A.3 del anexo 2, y su distribución sobre el área de estudio se puede observar en la figura 4.89.

La distribución de la  $P_{nueva}$  muestra una similitud considerable con las distribuciones de clorofila de la misma época, particularmente de clorofila media (figura 4.59), que ayuda a entender por qué en el pasado se ha utilizado con razonable éxito la clorofila para estimar la producción primaria. La coincidencia es menor en la zona costera frente a Progreso y en la parte norte de la plataforma, donde la validez del modelo usado para estimar el tiempo de residencia (y por tanto  $P_{nueva}$ ) es menor, como se discutió al final de la sección 4.4.3.

Los valores de  $P_{nueva}$  son altos con respecto a los del Golfo de México, donde El Sayed et al. (1972) encontraron valores máximos de  $0.3 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{día}^{-1}$ , mientras que en la figura 4.89 una amplia zona presenta niveles de más de 0.5. El comportamiento de la  $P_{nueva}$  será discutido e interpretado en más detalle a lo largo de la siguiente sección, a la luz de la discusión de los factores que probablemente controlan la biomasa y la producción primaria en el afloramiento.

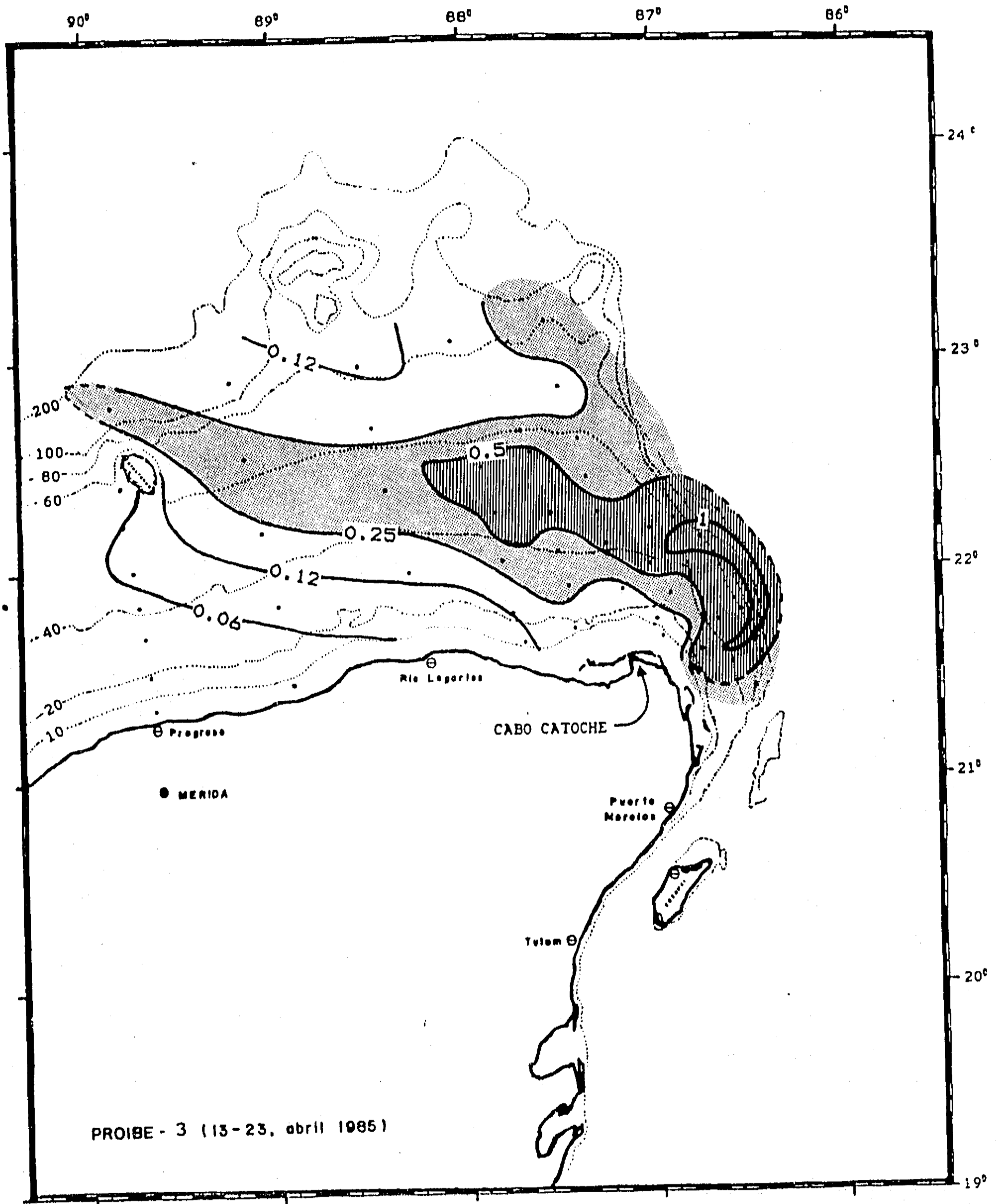


Figura 4.89 Distribución horizontal de la producción primaria nueva ( $P_{\text{nueva}}$ ) durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Las isolíneas (en  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ ) corresponden cada una al doble de la anterior. Se han sombreado en oscuro las áreas con más de 0.50, y en sombreado claro las de 0.25 a 0.50.

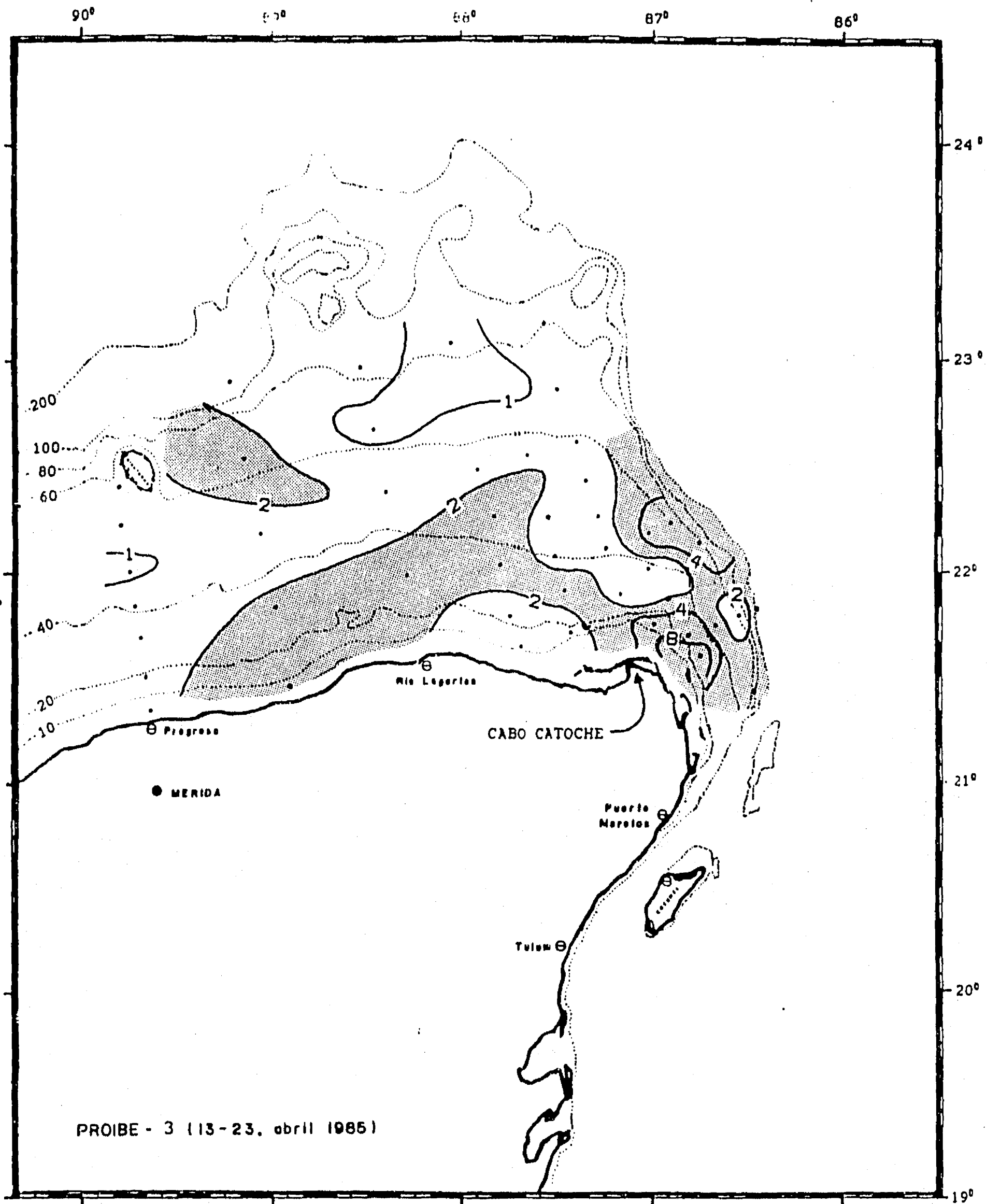


Figura 4.90 Distribución horizontal de la producción primaria nueva normalizada contra clorofila ( $p_{nueva}^B$ ) durante la primavera de 1985 (PROIBE-3). Las isolíneas (en  $gC \cdot gC_{10}^{-1} \cdot día^{-1}$ ) corresponden cada una al doble de la anterior. Se han sombreado las áreas con valores mayores a 2.

Finalmente, la información generada también permite estimar la producción normalizada contra clorofila, dividiendo las estimaciones de  $P_{nueva}$  entre las medidas de clorofila total. Este parámetro, denominado generalmente "Número de Asimilación", es uno de los parámetros que miden la eficiencia de la producción fotosintética. Por ello, Jacques (1970) ha propuesto que debe denominarse más correctamente como "Productividad". Recientemente, Cullen et al. (1992) han discutido su utilidad para evaluar el estado nutricional del fitoplancton y su tasa específica de crecimiento, denominándolo  $P^B$ .

En la figura 4.90 se presenta la distribución de este parámetro durante la primavera de 1985. Los valores de  $P_{nueva}^B$  son mayores a 2 en gran parte de la plataforma, y particularmente en la parte interna. Los mayores valores se presentan frente a Cabo Catoche, y en la zona por donde el AAY invade con más fuerza la plataforma. La interpretación más detallada de la distribución de este parámetro probablemente carece de sentido, debido a la acumulación progresiva de aproximaciones y supuestos implícitos en el procedimiento seguido para calcularlo.

#### 4.3.3. Los factores que afectan la Producción Primaria Nueva

Para el análisis de los factores que afectan la producción en Yucatán, resulta muy conveniente comparar la biomasa nueva total que se habría producido de acuerdo a las estimaciones echas con la biomasa aún presente en cada punto. Para hacer esto es necesario convertir los valores de clorofila a la biomasa a que equivalen, para poder comparar cuantitativamente las dos determinaciones, y discutir el origen más probable de las mismas.

Desafortunadamente, el contenido de clorofila del fitoplancton varía considerablemente, dependiendo de diversos factores, y no ha sido posible establecer una relación de aplicación general entre la cantidad de clorofila y la biomasa (Fogg 1975, Raymont 1980). La mayoría de los autores que han determinado la relación clorofila: carbono (peso/peso) encontraron valores menores a cien, p.ej: 1:20 a 1:70 (Strickland y Parsons 1977), 1:25 a 1:100 (Zeitzschel 1970), 1:40 a 1:90 (Owens et al. 1980). Platt et al. (1977), basándose en el trabajo de Steele y Baird (1962), consideran que dicha proporción puede oscilar en un intervalo máximo de 1:20 a 1:200.

La figura 4.91 muestra la relación entre la  $B_{nueva}$  y la clorofila para ambas campañas de primavera, junto con los intervalos encontrados para la proporción clorofila:carbono (Clo:C). Puede observarse que los datos se distribuyen desde valores muy

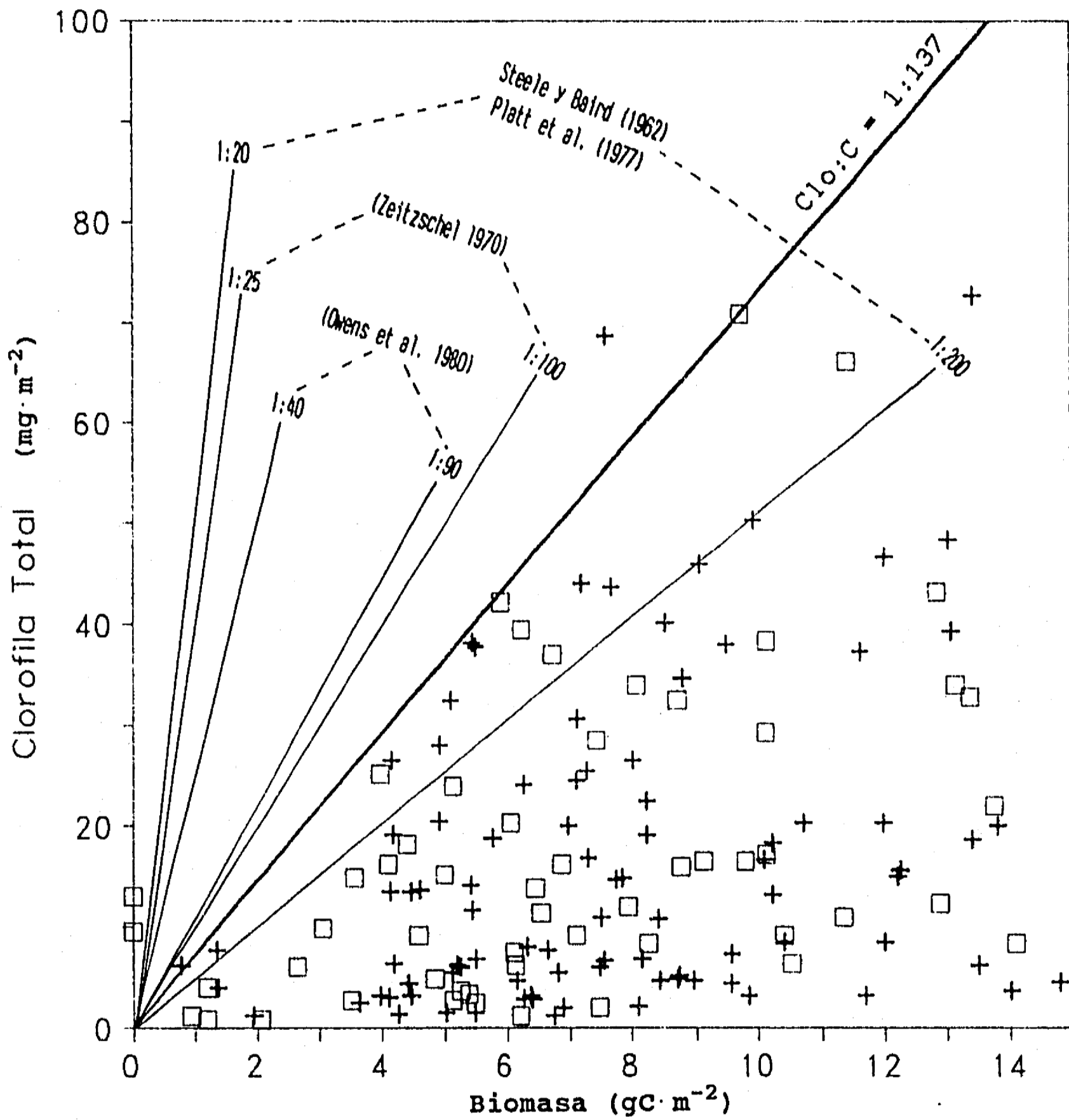


Figura 4.91 Relación entre la biomasa fitoplanctónica nueva ( $P_{\text{nueva}}$ ) calculada y la clorofila observada para las estaciones de el crucero PROIBE-3 (cuadros) y del SURCAY-1 (cruces). Se incluyen las rectas correspondientes a los intervalos encontrados por diversos autores para la relación Carbono:Clorofila (peso/peso). También se muestra la recta correspondiente a la proporción máxima propuesta de Clorofila:Carbono (1:137), excluyendo el dato ubicado por encima de ella por considerarlo como un probable error.

bajos de clorofila por unidad de  $B_{nueva}$  hasta un límite superior de la relación Clo:C de aproximadamente 1:137, que se ubica dentro del rango de valores encontrados hasta ahora para dicha proporción. Este tipo de distribución respalda la posibilidad de que las diferencias observadas entre la  $B_{nueva}$  estimada y la clorofila se deban fundamentalmente a la pérdida de biomasa, y no a una fuerte variación en el contenido de clorofila dentro del área de estudio.

Esta posibilidad está respaldada también por la composición de dicha comunidad fitoplanctónica de la zona de afloramiento. Luna (1981) encontró que entre el 70 y el 95 % del fitoplancton estaba constituido por unas cuantas especies de diatomeas. Ramos-Duran (1990) encontró una dominancia de 84 % de este grupo, y López-Cárdenas (1992) encontró resultados similares en las muestras colectadas durante el SURCAY-1. Las diatomeas son el grupo con menor capacidad de cambiar su contenido de clorofila (Steemann Nielsen 1975, Falkowski 1980), por lo que esta variación tendría que ser pequeña en la zona.

Otro problema común para determinar la proporción Clo:C es que la metodología usada no permite capturar el plancton más pequeño (picoplancton y nanoplancton), por lo que las determinaciones de clorofila suelen ser una subestimación de la realidad. Esto es un problema grave en ambientes oligotróficos donde estos grupos son dominantes, pero en las condiciones eutróficas de la zona este tipo de plancton debe ser poco importante.

Con base en estos argumentos, y en ausencia de una alternativa mejor, se utilizó la proporción Clo:C=1:137 para estimar la biomasa presente al momento del muestreo mediante las determinaciones de clorofila, y poder comparar sus variaciones con las de la biomasa producida a causa del afloramiento ( $B_{nueva}$ ).

Para analizar estas variaciones, es conveniente estudiar la evolución del agua y la comunidad a lo largo de los principales ejes de movimiento del AAY, para poder observar los cambios en función del tiempo, aunque sea de manera cualitativa (utilizando distancia) para poder comparar ambos cruceros. Para ello, se trazaron dos transectos correspondientes a las dos rutas principales del AAY: la que atraviesa la plataforma de este a oeste y la abandona junto al arrecife Alacranes (transecto "Travesía"), y la del giro ciclónico de Cabo Catoche (transecto "Giro"). La figura 4.92 muestra el trazo de dichos transectos en ambas campañas. Se escogieron las estaciones tratando de seguir las rutas de movimiento más rápidas con base en las figuras de anomalía térmica (4.53 y 4.52) y tiempo de residencia del AAY (4.54).

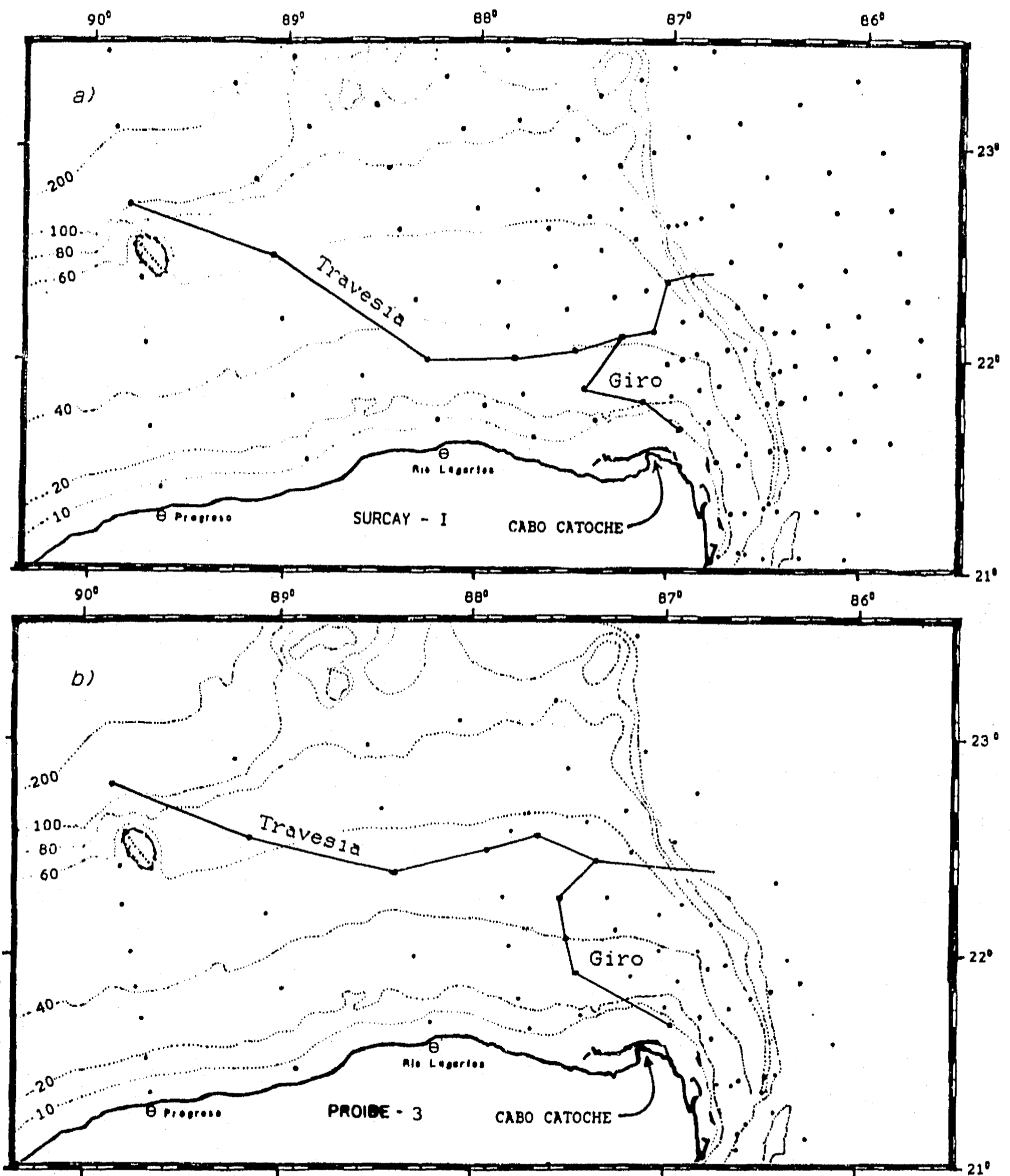


Figura 4.92 Trazado de los transectos de "Travesía" y "Giro" correspondientes a las dos principales líneas de flujo para a) la primavera de 1989 (SURCAY-1), y b) la primavera de 1985 (PROIBE-3).



En las figuras 4.94 a 4.97 se presenta el comportamiento de varios parámetros a lo largo de ambos transectos (Travesía y Giro) en las dos campañas. Las figuras incluyen el porcentaje de nitrato remanente, la  $B_{nueva}$  calculada y la biomasa correspondiente a la clorofila encontrada. En todos los casos se incluyó un primer punto denominado "Caribe" con las características correspondientes a la situación previa al afloramiento. Al porcentaje de nitrato restante en este punto se le consideró del 100 % , y para la clorofila se calculó la media de las estaciones del Caribe.

La  $B_{nueva}$  sólo se refiere al carbono de nueva formación, mientras que la clorofila encontrada incluye la biomasa presente en el agua previamente al afloramiento. Por ello, para hacer comparables los valores de  $B_{nueva}$  y los de biomasa correspondiente a las observaciones de clorofila, se les sumó a los primero el carbono equivalente a la concentración media de clorofila en el Caribe ( $0.14 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  en el PROIBE-3 y  $0.04 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  en el SURCAY-1).

Para las figuras de la primavera de 1985 (PROIBE-3) se incluye también la biomasa de ictioplancton, en base a los datos de Sánchez-Velasco (1991), quien estudió en detalle este grupo en muestras colectadas durante la campaña. Todos los parámetros se expresan en términos volumétricos para evitar la deformación causada por el cambio de profundidad a lo largo de los transectos.

Observando inicialmente los trazos de la biomasa fitoplanctónica (gráficos b)) en los cuatro transectos, podemos identificar los principales patrones. Es notoria la similitud entre los transectos equivalentes de ambos cruceros, y la diferencia entre los dos tipos de transecto dentro de cada crucero. Esto indica que el desplazamiento del AAY dentro de la plataforma, y las consecuencias que éste conlleva para la comunidad fitoplanctónica tienen un efecto de mayor magnitud sobre la producción que la variabilidad temporal indicada por las diferencias entre las dos campañas de primavera.

La evolución de la  $B_{nueva}$  muestra un incremento constante en la primera parte de los cuatro transectos, con un carácter aproximadamente exponencial, similarmente a lo encontrado por Minas et al. (1986) en su análisis de las surgencias de África y Perú. En el caso de los transectos del giro, este aumento continúa hasta el punto donde termina el transecto propiamente, frente a Cabo Catoche (estación 30 en el PROIBE-3 y 53 en el SURCAY-1).

En el caso de los transectos de Travesía, en cambio, la  $B_{nueva}$  deja de aumentar cuando el AAY ha avanzado unas 40 m.n sobre la plataforma (estación 50 en la primavera de 1985, y 148 en la de

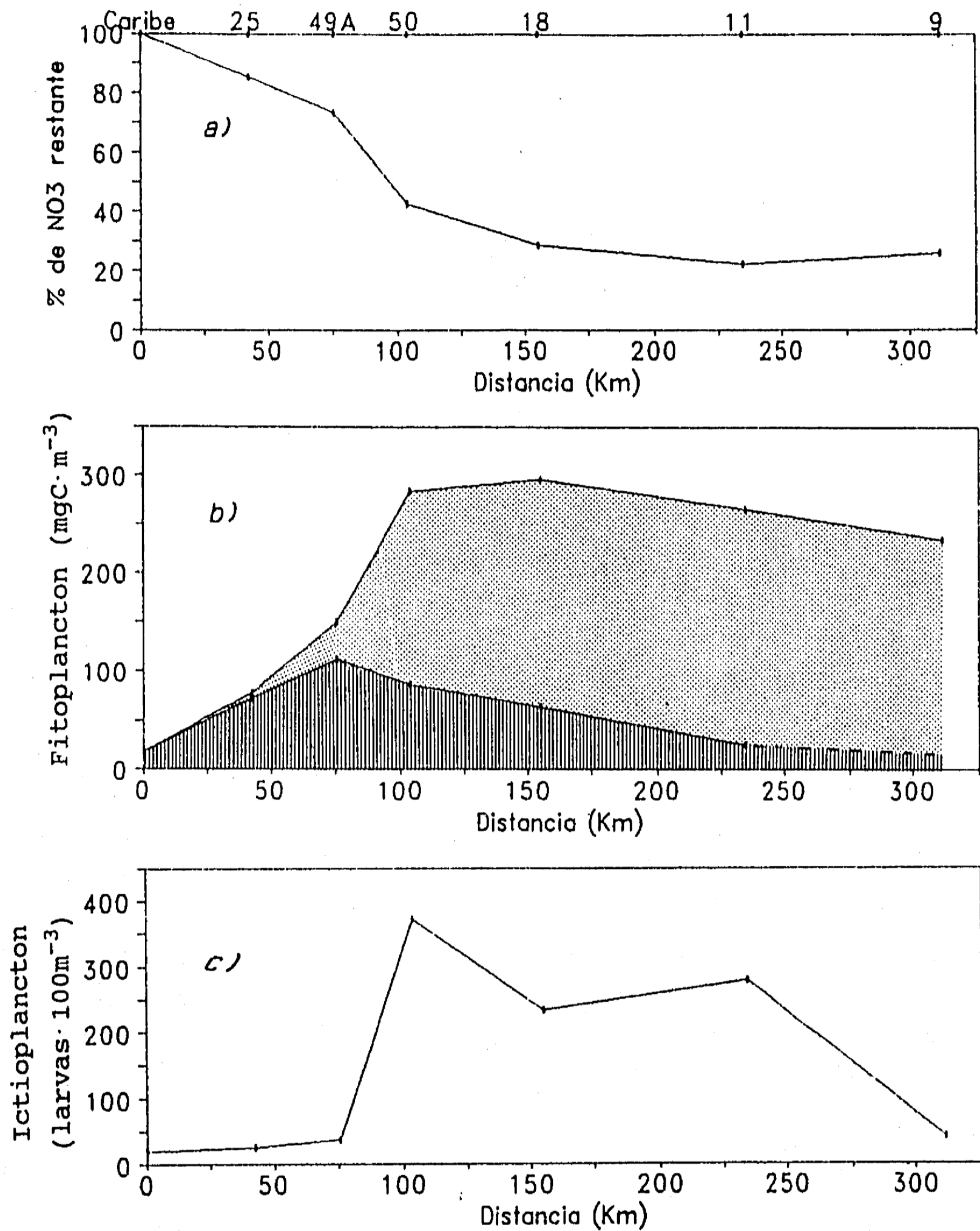


Figura 4.93 Evolución de diversas variables a lo largo del transecto de "Travesía" durante el PROIBE-3. Las estaciones se indican en la parte superior de cada gráfica. a) Porcentaje de nitrato aún disponible en el AAY. b) Biomasa fitoplanctónica. La curva superior corresponde a la producción nueva calculada, y la inferior a la biomasa estimada mediante la concentración de clorofila medida. El área en sombreado de rayas corresponde a la biomasa aún presente, y la sombreada de puntos a la biomasa que ha desaparecido. c) Biomasa ictioplanctónica.

1989). A partir de este punto, en el trazo de 1989 la  $B_{nueva}$  incluso disminuye. Esto podría ser consecuencia de las variaciones en la cantidad de AAY debidas a las posibles pulsaciones del afloramiento discutida en la sección 4.1.3. En el caso de la primavera de 1985, donde la estructura del afloramiento descrita no mostró evidencia de variaciones en la intensidad de afloramiento, la  $B_{nueva}$  casi no cambia después de este punto.

Observando el trazo de la biomasa estimada mediante la clorofila, en los cuatro transectos puede notarse que ésta corresponde bastante bien a la  $B_{nueva}$  durante las primeras decenas de millas, mientras ambos parámetros aumentan rápidamente. Sin embargo, una vez que el AAY ha penetrado de 20 a 40 m.n en la plataforma, la biomasa aún presente comienza a disminuir, representando una fracción cada vez menor de la  $B_{nueva}$  calculada. Esto respalda la existencia de una pérdida considerable de biomasa fitoplanctónica, sugerida al comparar las distribuciones de  $B_{nueva}$  y clorofila totales.

#### 4.3.3.1. El pastoreo

Anteriormente se argumentó en varias ocasiones que la existencia de un pastoreo significativo de la comunidad fitoplanctónica al avanzar el AAY sobre la plataforma podría ser responsable de las distribuciones encontradas. El comportamiento de la abundancia del ictioplancton a lo largo de los transectos del PROIBE-3 (figuras 4.93c y 4.95c) respalda sólidamente esta posibilidad. Las figuras muestran claramente un significativo aumento en la abundancia del ictioplancton en forma simultánea al decremento de la biomasa aún presente indicada por la clorofila. Cabe aclarar que el ictioplancton estaba constituido principalmente de organismos herbívoros (v.g. Opistonema oqlium y Sardinella anchovia, Sánchez-Velasco 1991).

En el SURCAY-1 no se tomaron muestras de zooplancton, pero se determinó amonio. Este nutriente es el principal producto de excreción de los herbívoros en las condiciones de carácter oceánico de nuestro caso (Gilbert 1988). Al mismo tiempo, es la forma de nitrógeno preferentemente asimilada por el fitoplancton (McCarthy et al. 1977, Dortch y Conway 1984). Por lo tanto, se encuentra circulando continuamente entre el agua y ambas comunidades, por lo que la concentración de amonio no es necesariamente indicativa de las tasas de excreción y asimilación. Sin embargo, sobre un eje de variación temporal (como los transectos presentes), un aumento en la concentración de amonio indica que la tasa de excreción supera a la de asimilación y, por lo tanto, la existencia de un aumento en

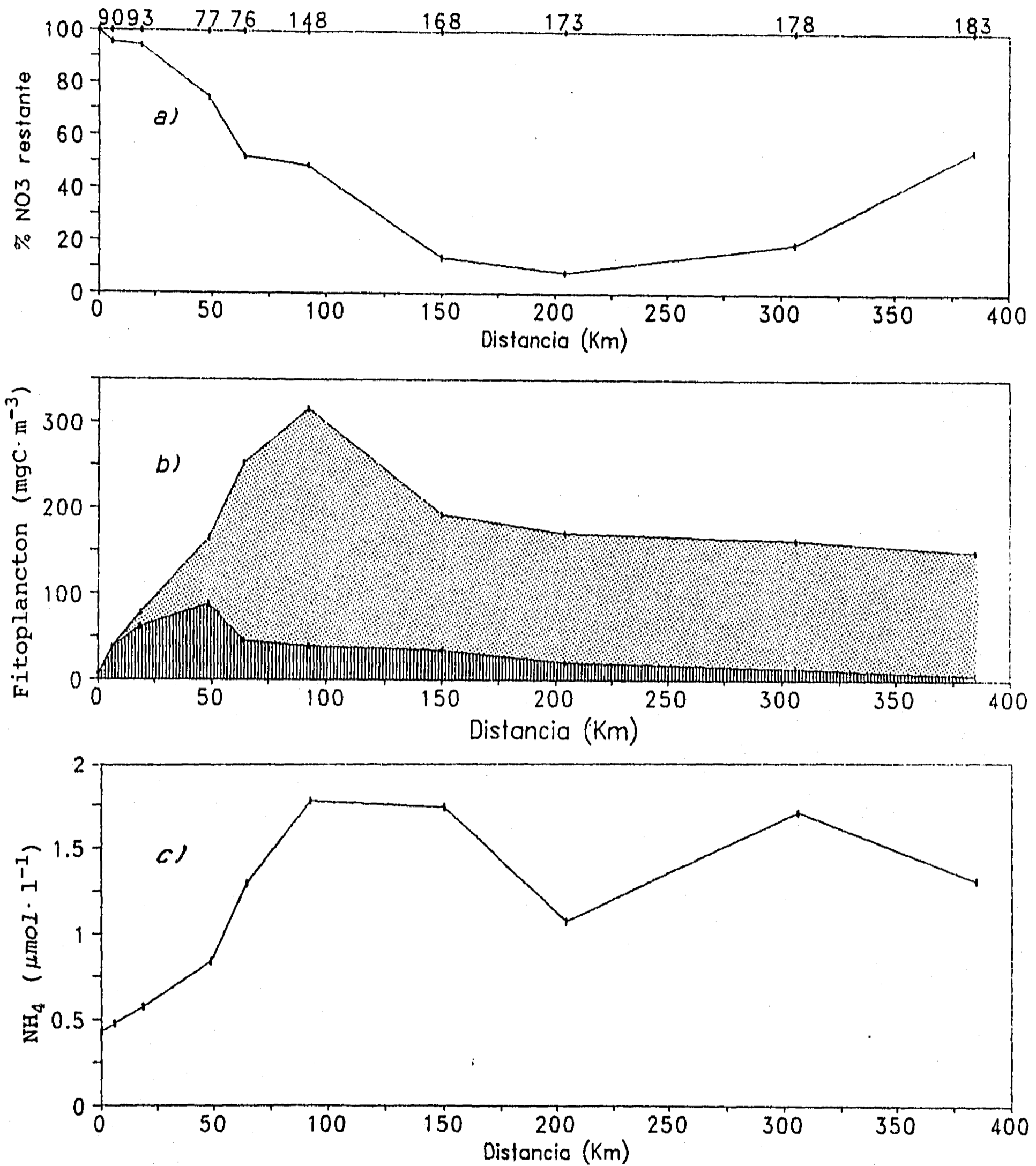


Figura 4.94 Evolución de diversas variables a lo largo del transecto de "Travesía" durante el SURCAY-1. Las estaciones se indican en la parte superior de cada gráfica. a) Porcentaje de nitrato aún disponible en el AAY. b) Biomasa fitoplanctónica. La curva superior corresponde a la producción nueva calculada, y la inferior a la biomasa estimada mediante la concentración de clorofila medida. El área en sombreado de rayas corresponde a la biomasa aún presente, y la sombreada de puntos a la biomasa que ha desaparecido. c) Concentración media de amonio.

el pastoreo relativo al crecimiento fitoplanctónico. Análogamente, un decremento en la concentración de amonio indicaría un balance opuesto. Como muestran las figuras 4.94 y 4.96, las concentraciones de amonio sobre ambos transectos del SURCAY-1 muestran una rápida elevación en la misma zona en que aumenta el ictioplancton en el PROIBE-3, al tiempo que disminuye la biomasa fitoplanctónica en los cuatro transectos, lo que respalda la importancia del pastoreo en ambas campañas.

Estas evidencias indican que el pastoreo es probablemente el principal mecanismo que controla la biomasa fitoplanctónica una vez que el agua aflorada ha penetrado unas decenas de kilómetros en la plataforma.

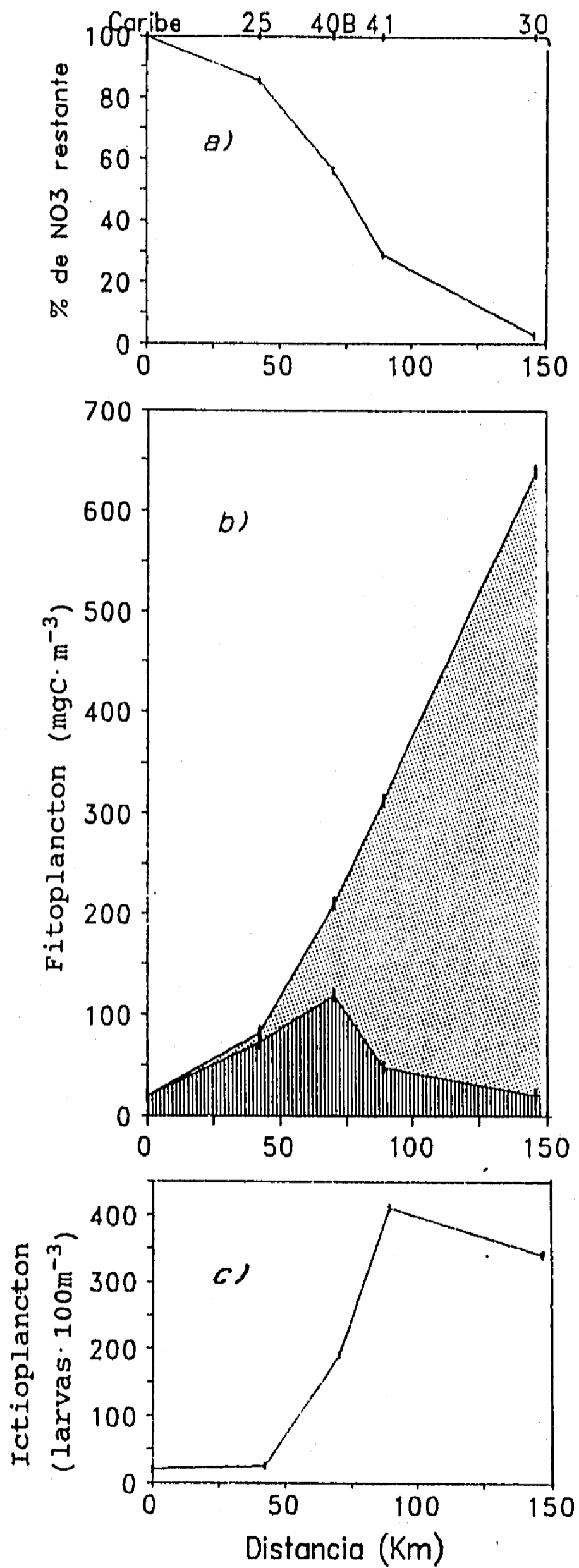
Por otro lado, una vez demostrada la importancia del pastoreo, cabe analizar el patrón que este proceso muestra. Una pregunta que se deriva naturalmente de la información expuesta es: ¿Por qué la biomasa zooplanctónica y el pastoreo aumentan súbitamente unas decenas de millas hacia adentro de la plataforma?

Considero que la circulación, y en particular la Corriente de Yucatán, pueden jugar un papel importante en este sentido. Cuando se propuso (sección 4.1.1.2.), la posibilidad de que la disminución en la concentración de clorofila y el desplazamiento vertical del máximo se debieran a procesos de pastoreo intenso, se mencionó que éste debería presentarse por la parte superior del máximo para generar el efecto descrito. Esto implicaría que la comunidad de herbívoros se encontraría principalmente en la capa de agua superficial, el ASC. La distribución espacial de amonio del SURCAY-1 respalda esta posibilidad. Las concentraciones más elevadas de este producto de la regeneración se presentaron en el ASC ubicada sobre la plataforma, y en particular se observó la existencia de un máximo subsuperficial que aumenta hacia el oeste.

Si el zooplancton se encuentra principalmente en el ASC, estará sujeto al efecto de la Corriente de Yucatán, dentro de la zona de influencia de ésta sobre la plataforma. Los organismos que se encuentren en la capa superficial dominada por la corriente, serán desplazados rápidamente de la zona y transportados hacia el Golfo o el Atlántico, como se ha observado con cuerpos de deriva superficiales (Merino 1986a). Este sería un mecanismo que evitaría un pastoreo significativo en la zona de influencia de la corriente, pero implica la coincidencia del inicio de la zona de alto pastoreo con la del final de la de alta influencia de la corriente.

La comparación de las topografías del máximo de clorofila (figuras 4.74 y 4.75) con las de la termoclina (figuras 4.1 y 4.7),

Figura 4.95 Evolución de diversas variables a lo largo del transecto de "Giro" durante el PROIBE-3. Las estaciones se indican en la parte superior de cada gráfica. a) Porcentaje de nitrato aún disponible en el AAY. b) Biomasa fitoplanctónica. La curva superior corresponde a la producción nueva calculada, y la inferior a la biomasa estimada mediante la concentración de clorofila medida. El área sombreado con rayas corresponde a la biomasa aún presente, y la sombreada de puntos a la biomasa que ha desaparecido. c) Biomasa ictioplanctónica.



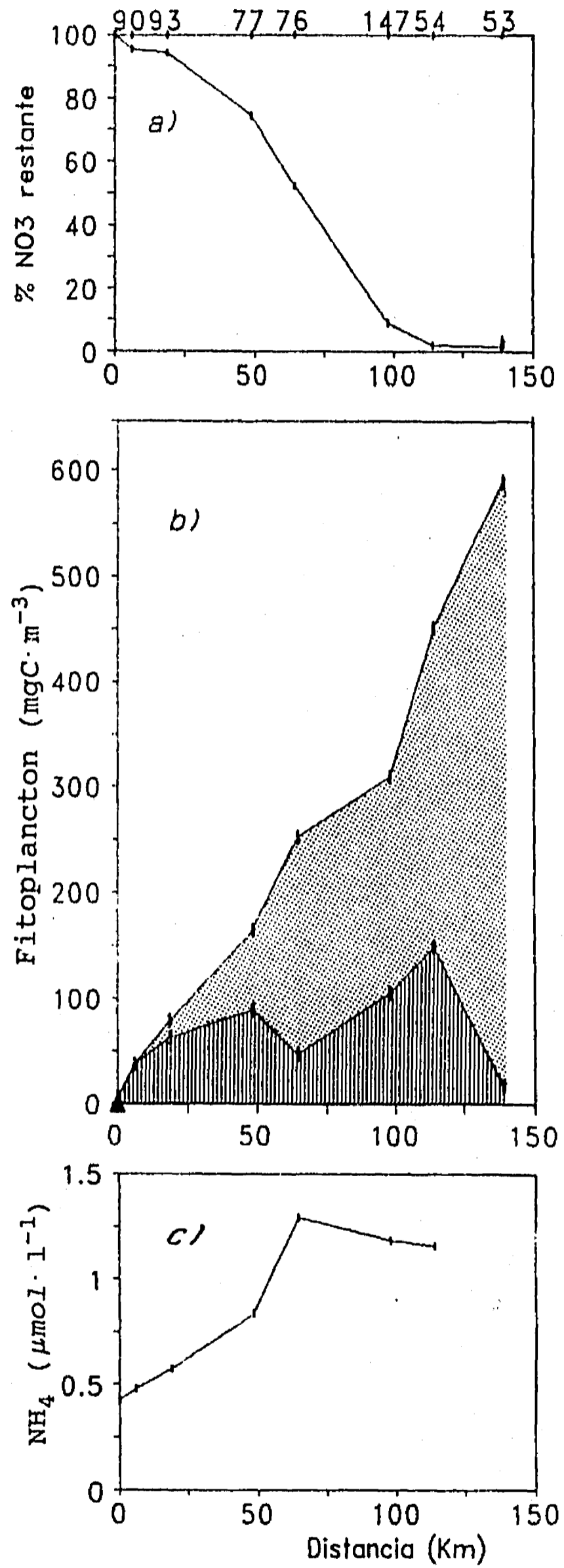
permitió identificar que el hundimiento relativo del máximo ocurre a lo largo de una banda aproximadamente paralela al talud oriental, y ubicada de 40 (en la parte norte) a 20 m.n. (en la parte sur) hacia el oeste del talud. Similarmente, las figuras 4.93 y 4.94 muestran el aumento de la biomasa ictioplanctónica en las estaciones ubicadas a distancias de esta misma magnitud respectivamente, con lo cual el drástico aumento en el pastoreo se presentaría sobre una banda a lo largo del borde de la plataforma, que se iría adentrando más en la plataforma ampliando hacia el norte.

Esta ubicación coincide bien con el final de la zona de influencia significativa de la Corriente de Yucatán sobre la plataforma. Molinari y Cochrane (1972) han demostrado que el eje de la corriente se mantiene sobre el talud oriental de la plataforma, entre las isobatas de 200 y 400 m, extendiéndose parcialmente sobre ésta. De acuerdo a los datos de Cochrane (1963), la penetración de la corriente sobre la plataforma es mayor hacia el norte, en un patrón igual al del inicio del pastoreo intenso. Las observaciones de Cochrane (1963) muestran que durante 1962 la distancia al oeste del eje de la corriente a la cual su velocidad se redujo a  $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  aumentó de 5 m.n. a la altura de Cabo Catoche hasta 20 m.n. en un transecto situado 90 m.n. más al norte. Por otro lado, el arrastre de la boya A (figura 4.55) por la corriente superficial, descrito en la sección 4.2.3., indica que también en la primavera de 1985 la influencia de la Corriente de Yucatán era aún importante en la estación 23, inmediatamente al oeste de la cual se inicia el hundimiento del máximo de clorofila.

La constricción del pastoreo a la parte de plataforma en la cual la Corriente ya no tiene una influencia significativa muestra la forma en que los procesos hidrodinámicos pueden ser determinantes sobre la eficiencia productiva de una área de afloramiento, en el sentido en que lo han discutido Smith et al. (1983). La eficiencia productiva de un ecosistema de surgencia puede medirse por la capacidad de asimilar los nutrientes nuevos (generalmente el nitrato) aportados por el afloramiento a la zona eufótica. Uno de los factores que puede afectar negativamente la asimilación de nutrientes nuevos es la ausencia de una separación adecuada entre el inicio de la producción primaria y el del pastoreo (Codispoti, 1983).

En este sentido, la influencia de la Corriente de Yucatán permite una separación espacial y temporal entre ambos procesos en la parte oriental de la plataforma, que favorece una mayor eficiencia en la asimilación del nitrato, y por tanto una mayor producción primaria. Este planteamiento está respaldado por la distribución de la  $P_{\text{nueva}}$  en el sistema (figura 4.89), y constituye

Figura 4.96 Evolución de diversas variables a lo largo del transecto de "Giro" durante el SURCAY-1. Las estaciones se indican en la parte superior de cada gráfica. a) Porcentaje de nitrato aún disponible en el AAY. b) Biomasa fitoplanctónica. La curva superior corresponde a la producción nueva calculada, y la inferior a la biomasa estimada mediante la concentración de clorofila medida. El área en sombreado de rayas corresponde a la biomasa aún presente, y la sombreada de puntos a la biomasa que ha desaparecido. c) Concentración media de amonio.





al mismo tiempo un paradigma que ayuda a comprender dicha distribución. En la figura 4.89 puede observarse que la producción es alta a lo largo del talud oriental, y que la  $P_{nueva}$  alcanza sus máximos valores en la parte de la plataforma donde ésta se extiende hacia el este, saliendo al paso de la corriente.

#### 4.3.3.2. La limitación por luz

En las figuras 4.79, 4.80, 4.93a y 4.94a puede observarse que el AAY abandona la plataforma con un 10 a 30 % de su contenido original de nitrato. Este resultado podría estar dentro del margen de error del método usado, como se discutió en la sección 4.3.2.1. Sin embargo, también puede deberse a que sobre los transectos de Travesía no se alcance una eficiencia productiva total, en contraste con los de giro (figuras 4.94a y 4.95a) donde el nitrato es consumido totalmente. Un comportamiento similar se observa en la evolución de la  $B_{nueva}$ , donde el trazo de la figura 4.93b sugiere que la producción nueva ya no aumenta a partir de la estación 18, y que de ahí en adelante el crecimiento de la comunidad se basa fundamentalmente en nutrientes reciclados.

El estancamiento del consumo de nitrato podría deberse al pastoreo, dado que éste implica la excreción de amonio, que es consumido preferentemente al nitrato, e inhibe la asimilación de este último (como MacIsaac y Dugdale 1972). Sin embargo, la diferencia entre la  $B_{nueva}$  y la biomasa presente estimada con la clorofila indica que el pastoreo es de una magnitud similar entre los transectos de Giro y de Travesía, por lo que debe existir otro factor determinante del estancamiento.

MacIsaac y Dugdale (1972) demostraron que a nivel fisiológico la asimilación de nitrato está controlada principalmente por la intensidad luminosa a que esté expuesto el fitoplancton. De acuerdo a sus observaciones, en un sistema enriquecido por nutrientes como el de este estudio, la luz frecuentemente limita la asimilación de nitrato a partir de la profundidad de penetración del 10 % de la intensidad luminosa incidente.

Al no contar con observaciones de la intensidad luminosa en la zona, la evidencia que respalda esta posibilidad radica en la correlación entre el consumo de nitrato y la profundidad a la que se encuentra el AAY en cada uno de los transectos. En los transectos del giro, el AAY se desplaza continuamente hacia profundidades menores hasta llegar a solo 10 m frente al Cabo. En cambio, en los transectos de Travesía, a partir de que alcanza aproximadamente la mitad de su curso sobre la plataforma su desplazamiento implica un

hundimiento. Adicionalmente entre los transectos de Travesía también se observa una correlación de este tipo, presentándose un mayor consumo de nitrato en el del SURCAY-1, donde el AAY se desplaza a menor profundidad que en el del PROIBE durante la primera mitad del transecto (figura 4.92).

La distribución de la  $P_{nueva}$  (figura 4.89) también es consistente con este planteamiento. La producción disminuye a lo largo del desplazamiento a través de la plataforma, y particularmente en la segunda mitad, cuando el AAY se va hundiendo. Estos argumentos permiten postular que la limitación por luz juega también un papel relevante en la regulación de la asimilación de nutrientes nuevos y, por tanto, de la  $P_{nueva}$ .

#### 4.3.3.3. La importancia del giro de Cabo Catoche.

La observación de un desfase entre el ascenso de agua susuperficial a la capa eufótica y el florecimiento fitoplanctónico intenso en la mayoría de las surgencias ha provocado la postulación de varias hipótesis dirigidas a explicar este fenómeno. Una de ellas plantea la necesidad de un "acondicionamiento biológico" del agua aflorada, principalmente en términos de la presencia de compuestos orgánicos quelantes de metales (Barber et al. 1971). Otra propone la existencia de un lapso de adaptación en el fitoplancton en el que aumenta su capacidad de asimilar los nutrientes rápidamente y alcanzar un crecimiento poblacional elevado, denominado "shift up" (Dugdale y Wilkerson 1985; MacIsaac et al. 1985; Wilkerson y Dugdale 1987; Zimmerman et al. 1987).

La existencia de un mecanismo de "resembrado" o "inoculación" de fitoplancton de la zona de florecimiento pleno puede aumentar la eficiencia productiva de un ecosistema de surgencia al reducir el retraso en el inicio del florecimiento fitoplanctónico. Brink et al. (1981) han postulado la posible existencia de este tipo de mecanismo en regiones de afloramiento con una circulación de dos capas. Smith et al. (1983) propusieron que la interrupción del mecanismo de resembrado en el afloramiento costero del Perú fuese responsable de la drástica disminución de la producción observada en 1977, y enfatizaron la necesidad de estudiar este tipo de procesos.

Considero que en el afloramiento de Yucatán, el giro de Cabo Catoche, por su ubicación, puede representar un mecanismo de resembrado de fitoplancton ya adaptado a las condiciones de afloramiento en las aguas de reciente afloramiento, por lo que presentaré varios argumentos que respaldan esta posibilidad.

De acuerdo a lo descrito anteriormente, el giro está formado por el avance del agua aflorada que, después de ingresar a la plataforma, se va desviando a la izquierda por la fricción con el fondo (Cochrane 1969, Ruiz 1979), hasta pasar frente a Cabo Catoche. Al avanzar más allá de este punto, el AAY vieja puede entrar en contacto con las aguas al este de Cabo Catoche. Como lo muestran las distribuciones primaverales de temperatura, densidad y nitrato a lo largo del transecto P-0 (figuras 4.17, 4.18, 4.19, 4.23 y 4.26) la columna de agua en esta zona está formada por el agua superficial de la Corriente de Yucatán, que corre junto a la costa (Cochrane, 1963), y el AAY que recientemente ha invadido la plataforma por el talud oriental (figuras 4.8 y 4.54).

Por otro lado, el AAY de la parte final del giro ha sufrido diversos cambios durante los cerca de 50 días (sección 4.2.3. y figura 4.54), transcurridos desde su acceso a la plataforma. Su temperatura ha aumentado de 7 a 8 °C (figuras 4.52 y 4.53), y su densidad ( $\sigma_t$ ) ha disminuido de sus valores originales (26.0 a 26.8) al aflorar hasta valores de 24.6 a 25.0, como muestran las figuras 4.13 y 4.14. Simultáneamente, el desplazamiento a lo largo del giro implica una disminución gradual de la profundidad, que va desde los 50 m (por donde avanza el AAY antes de separarse en dos flujos) hasta 10 m frente a Cabo Catoche. En contraste, al cruzar hacia el este del cabo, el agua del giro encontrará un aumento brusco de la profundidad de 10 metros a más de 20. En este punto es donde entra en contacto con la corriente, cuya intensa termoclina se encuentra en esta zona en este rango de profundidad (figuras 4.1 y 4.7). Así, el agua del giro se encontrará a la profundidad y con la densidad exactas para poder insertarse (al menos parcialmente) entre las dos capas que forman la columna de agua aquí: el ASC y el AAY de reciente entrada a la plataforma.

Todas estas circunstancias favorecen la "contaminación" de ambas capas de agua con el AAY "vieja", con lo cual se propiciaría un rápido acondicionamiento del agua recién aflorada en términos de la hipótesis de Barber et al. (1971). Al mismo tiempo, se estaría resembrando el agua nueva con fitoplancton plenamente adaptado a las condiciones de afloramiento, en estado de "shift up", favoreciendo el inmediato florecimiento en base a los nutrientes nuevos del AAY recién aflorada. En este sentido es importante que, por la densidad que tiene el agua del final del giro y la profundidad a la que se encuentra con el agua de la corriente, la inserción se dará precisamente en la termoclina, justamente donde las condiciones son óptimas para el desarrollo del fitoplancton (y donde se forma por ello el máximo de clorofila).

Este mecanismo permite explicar también por qué las mayores concentraciones de clorofila media se presentan en ambas campañas (figuras 4.59 y 4.60) precisamente al noreste de Cabo Catoche, inmediatamente después del punto de encuentro del agua del giro con el AAY reciente ascendida.

Por otro lado, la elevada velocidad de la Corriente de Yucatán, y la escasa diferencia de densidad entre el agua del giro y el ASC que forma la corriente, favorecen su mezcla. Esto puede producir una amplia distribución de fitoplancton en estado de "shift up" hacia el norte, principalmente a lo largo del margen oriental de la plataforma, facilitando un florecimiento más rápido del fitoplancton sobre la termoclina a lo largo del eje de la Corriente.

Este proceso explicaría la existencia de concentraciones elevadas de clorofila en la zona de máxima entrada de AAY a la plataforma, así como las bandas de elevada concentración alargadas hacia el norte que muestran las distribuciones de clorofila, principalmente durante la primavera de 1989 (figuras 4.60 y 4.63). En particular, el comportamiento de la clorofila media (figura 4.60), donde las bandas de alta concentración emanan justamente del punto de encuentro del giro y la Corriente, respalda claramente la importancia de este mecanismo.

Finalmente, este mecanismo de resembrado constituye otro elemento conceptual que permite comprender la distribución de la  $P_{\text{nueva}}$  (figura 4.89), la cual presenta sus máximos niveles en esta zona, formando una banda que probablemente refleja la parte del giro que no se había identificado mediante las distribuciones de los parámetros hidrológicos. Similarmente, la  $P_{\text{nueva}}^B$ , que indica la eficiencia fotosintética del plancton, muestra que ésta alcanza sus más altos valores frente a Cabo Catoche, justamente en la zona de encuentro del agua vieja y la recién aflorada.

Por todo lo anterior, desde el punto de vista de la eficiencia productiva, el giro de Cabo Catoche juega un papel fundamental, al dar al sistema una eficiencia mayor de la que tendría con una circulación lineal. De no existir dicho giro, la importancia productiva del afloramiento de Yucatán sería probablemente mucho menor.

#### 4.4. El afloramiento de Yucatán frente a otras surgencias

Este trabajo estaría probablemente incompleto si no se discutieran las características de la surgencia de Yucatán que a lo largo del mismo se han ido identificando, en el contexto de otros fenómenos de esta naturaleza. Para poder ubicar el caso de Yucatán frente a otras surgencias, en la Tabla 4.4 se presenta la información comparativa sobre los principales sistemas de surgencia en la tierra.

La tabla presenta en primer término los valores correspondientes al afloramiento de Yucatán, derivados de la información aquí expuesta. Para los parámetros productivos se presenta tanto el intervalo de valores obtenido como la media de éstos (entre paréntesis). Los valores de  $P_{nueva}$  se calcularon para cada una de las estaciones ubicadas en la zona de afloramiento durante la primavera de 1985 (PROIBE-3), cuya distribución se muestra en la figura 4.89. La Producción Primaria Total ( $P_{total}$ ) se calculó a partir de los valores de asimilación de  $^{14}C$  publicados por El-Sayed et al. (1972) para la Plataforma de Yucatán. El Número de Asimilación corresponde en este caso a la producción total.

Enseguida se incluye en la tabla 4.4 la información correspondiente a las cuatro áreas de surgencia más importantes y estudiadas, que son las asociadas a las Corrientes de Margen Este (CME) de los océanos Pacífico y Atlántico (figura 4.97). En un tercer bloque se presenta la información disponible para las otras áreas de afloramiento identificadas en la literatura.

La primera y más significativa diferencia entre la surgencia de Yucatán y las cuatro grandes áreas de afloramiento radica en que Yucatán se encuentra en la posición opuesta del océano (figura 4.97 y tercera columna de la tabla 4.4), es decir, en una región dominada por una Corriente de Margen Oeste (CMO). Esta ubicación implica que los vientos dominantes no favorezcan, sobre la costa y talud orientales de Yucatán, una divergencia superficial de agua como se presenta en las regiones de CME.

Esta situación determinó en parte la postulación (Cochrane 1968, 1969) de un mecanismo topográfico de afloramiento para el caso de Yucatán, cuya validez ha sido respaldada por la consistencia entre sus implicaciones y los resultados obtenidos en este trabajo. En la tabla se aprecia (tercera columna) que diversos tipos de mecanismos han sido propuestos para otras áreas de

Tabla 4.4. Comparación de parámetros de diferentes surgencias

Surgencia	Margen Oceánico	Mec	Nivel de ascenso(m)	w (cm·s <sup>-1</sup> )	Frec	Características	
						Océano	Z origen (m)
Plataforma de Yucatán	O	TOP	10-50	1.4-6.8 x10 <sup>-2</sup>	E	A	220-270
Perú	E	DSV	S	2-4.2 x10 <sup>-2</sup>	P	I-P	0-160
Baja California	E	DSV	S	1.2-2.5 x10 <sup>-3</sup>	E	I-P	100-200
NO de Africa	E	DSV	S	1.3 x10 <sup>-1</sup>	E	A	150-300
SO de Africa	E	DSV	S	2.3-3.7 x10 <sup>-2</sup>	E	A	200-300
Costa E de Florida	O	TOP	30	-	O	A	200-250
Cabo Frío, Brasil	O	DSV-TH	S-30	3-8 x10 <sup>-3</sup>	O	A	200-300
Costa de Somalia	O	DSD	S	-	E	I-P	100-200
Golfo de Tehuantepec	E	DSV	S	5.8 x10 <sup>-2</sup>	O	I-P	50-100
Domo de Costa Rica	E	DSD	10	10 <sup>-4</sup>	P	I-P	75-200
Costa de Galicia	E	DSD	20	-	E	A	100-200
Paso Samalga, Alaska	-	CSS	S	7 x10 <sup>-3</sup>	E	I-P	200
Pacífico Ecuatorial	-	DSV	S	-	P	I-P	-
Atlántico Ecuatorial	-	DSV	S	-	E	A	60-90

Descripción de Parámetros:

**Mec:** mecanismo (TOP- topográfico, DSV- divergencia superficial por viento, DSD- divergencia superficial dinámica, TH- Termohalino, CSS- convergencia subsuperficial); **w:** velocidad vertical; **Frec:** frecuencia de ocurrencia (E- estacional, P- permanente, O- ocasional); **Océano** (A - Atlántico, I-P - Indo-Pacífico); **Cla:** clorofila "a"; **P<sub>total</sub>:** productividad primaria total; **P<sub>nueva</sub>:** productividad primaria nueva. **N.A.:** número de asimilación; **f :** fracción de la P<sub>total</sub> correspondiente a P<sub>nueva</sub>.

Notas: \* indica el dato obtenido específicamente de la referencia correspondiente

\*\* calculado a partir de los datos de los autores.

del agua fuente								
NO <sub>3</sub>	PO <sub>4</sub>	Si(OH) <sub>4</sub>	Cla	P <sub>total</sub>	P <sub>nueva</sub>	N.A.	f	Referencias
( $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ )			( $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2}$ )	( $\text{gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{día}^{-1}$ )		( $\text{mgC} \cdot \text{mgClO}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ )		
8-11	1.1	4-6	10-92 (44)	0.3-2.3* (0.76)	0.12-1.44 (0.50)	- (1.75)	- 0.66	1, 2*
25	2.2	22	118	2.76	0.59	2.17	0.23	3,4,5,6,7
23	2.0	20	154	2.64	1.83 **	1.71	0.69	8, 9
12	1.0	7	106	3.53	2.51	3.70	0.71	6,10,11
20	1.5	16	124	1.80	1.06	1.44	0.72	6, 12
6-11	-	-	6-54	-	0.24-0.66	-	-	13, 14
10	0.9	-	10-44	-	-	-	-	15, 16
20	1.5	16	18-99	0.9-3.2	1.96 **	1.2-3.4	0.48	4,17,18
-	-	-	-	-	-	-	-	19
29	2.1	21	10	0.16-0.44	0.19	0.67-1.83	0.32	6,20,21
8	-	-	-	-	-	-	-	22
27	2.5	70	-	-	1.2-2.4	-	-	23,24,25
>12	-	-	-	0.5-1.1	0.21-0.23	-	0.14	26,27,28
10	-	-	33	0.11	-	-	-	28

## Referencias:

1- Este trabajo, 2- El-Sayed et al. (1972) - media de sus datos de <sup>14</sup>C en superficie 3- Brink et al. (1981), 4- Codispoti (1981), 5- Friederich y Codispoti (1981), 6- Minas et al. (1986), 7- Barber y Smith, 8- Walsh et al. (1974), 9- Walsh et al. (1977), 10- Barton et al. (1977), 11- Cruzado y Salat (1981), 12- Andrews y Hutchings (1980), 13- Blanton et al. 1981, 14- Atkinson et al (1984a), 15- Emilsson (1961), 16- Valentin et al. (1987), 17- Smith y Codispoti (1980), 18- Smith (1984), 19- Lavin et al (1992), 20- Wyrcki (1964), 21- Broenkow (1965), 22- Fraga (1981), 23- Swift y Aagaard (1976), 24- Hood and Kelley (1976) 25- Codispoti et al (1986), 26- Chávez y Barber (1987), 27- Martin et al. (1987), 28- Voiturez (1981).

afloramiento. En algunos casos se ha observado la divergencia superficial causada por corrientes (DSD), como en las regiones ecuatoriales del Pacífico y Atlántico, o la Costa de Somalia, donde la corriente del mismo nombre se separa bruscamente de la costa (Smith y Codispoti 1980). Otro mecanismo, propuesto para Cabo Frío, Brasil, es el de circulación termohalina (Emilsson 1961), en el cual el ascenso de agua subsuperficial se mantiene por la divergencia superficial causada por el calentamiento del agua sobre la plataforma continental. En Paso Samalga, Alaska, Swift y Aagard (1976) proponen que el ascenso de agua se debe a una convergencia subsuperficial que fuerza el desplazamiento de dicha agua hacia la superficie.

Con excepción de este último caso, los mecanismos que producen afloramiento implican la producción de una divergencia del agua superficial que, a su vez, por continuidad, desplaza verticalmente el agua profunda hacia la superficie. En este sentido la fuerza que induce el afloramiento funciona extrayendo o jalando el agua subsuperficial, mientras que a su vez el agua superficial se aleja de la zona, dejando libre la superficie del océano, favoreciendo que las aguas subsuperficiales lleguen hasta ella, como ocurre en la mayoría de las zonas de surgencia (cuarta columna de la tabla). En contraste, en Yucatán, donde el afloramiento se debe a la fricción de la corriente con el talud continental y la plataforma, no existe por sí mismo un movimiento de advección lateral de la capa superficial, sino que éste tiene que ser forzado desde abajo por el movimiento vertical del agua de afloramiento a lo largo del talud continental.

Esta es una diferencia muy significativa entre el caso de Yucatán y la mayoría de las surgencias del mundo, y probablemente la responsable de que en Yucatán el agua aflorada no alcance la superficie del mar como sucede en los otros casos. La generación del movimiento vertical desde abajo puede ser también responsable de la marcada estratificación de Yucatán, la cual podría interpretarse como producto del balance resultante entre el ascenso del agua subsuperficial y la resistencia de las aguas superficiales de la Corriente de Yucatán a ser desplazadas lateralmente hacia el este. Al respecto, Cochrane (1963) observó que el agua superficial de la zona de afloramiento no solamente no se desplaza hacia el este, sino que se mueve lentamente hacia el oeste.

Esta particularidad del afloramiento de Yucatán también ayuda a comprender la paradoja de que el agua de afloramiento no llegue hasta la superficie cuando aparentemente su velocidad vertical es alta. En la quinta columna de la tabla puede observarse que la velocidad vertical estimada para Yucatán es similar ( $10^{-2}$  a  $10^{-1}$



cm·s<sup>-1</sup>) a las velocidades más altas encontradas en las regiones de fuerte afloramiento ubicadas en las márgenes este de los océanos.

La costa este de la Península de Florida presenta una similitud interesante con la de Yucatán, debido a sus características geográficas similares y a que la Corriente del Golfo se apoya contra el talud continental al igual que en el caso de Yucatán (figura 4.97a). En esta zona se ha observado (Blanton et al. 1981, Atkinson et al. 1984a,b) el ascenso de agua subsuperficial a lo largo del talud continental, que no alcanzan la superficie marina, pero pueden penetrar sobre la plataforma continental al igual que en Yucatán. Blanton et al. (1981) postularon también para este caso un mecanismo de carácter topográfico, debido a la interacción entre la Corriente del Golfo y la divergencia de las isobatas en la parte externa de la plataforma.

Sin embargo, mientras en Yucatán el ingreso a la plataforma es intenso y prácticamente permanente durante la primavera y el verano, en Florida dicha entrada solamente se presenta ocasionalmente, cuando los vientos locales son favorables a ello (Atkinson et al. 1984b). Esta diferencia puede deberse a que en el caso de Yucatán el agua que entra a la plataforma tiene la posibilidad de desplazarse horizontalmente sobre ella, y posteriormente abandonarla nuevamente para hundirse hasta su posición de equilibrio en términos de energía potencial, lo cual permite a su vez la entrada de nueva agua aflorada a la plataforma de manera continua. En contraste, en la costa este de Florida el desplazamiento horizontal del agua subsuperficial que entra a la plataforma está mucho más limitado por la configuración de la costa, lo cual explica que dicha entrada solamente se presente cuando los vientos generan una divergencia superficial que permita el acceso del agua subsuperficial a la plataforma.

Una situación similar a ésta se presentaría a lo largo de la costa este de la Península de Yucatán, donde la corriente fluye junto al talud continental pero la plataforma es muy estrecha y tampoco existe forma de que el agua aflorada se desplace horizontalmente para permitir que el ascenso fuese continuo (véase figura 4.97c). En esta zona (Puerto Morelos, Quintana Roo) Merino (1986b) observó notorios ascensos de la termoclina junto al talud continental asociados a vientos fuertes favorables a la divergencia superficial costera.

Esta argumentación también permite explicar por qué el afloramiento de Yucatán se presenta al norte de Cabo Catoche, donde ya no existe un litoral que bloquee el desplazamiento horizontal del agua aflorada. Más aún, el AAY empieza a invadir la plataforma

entre Puerto Morelos y Cabo Catoche (véanse figuras 4.8, 4.9 y 4.10) donde el borde de la misma se empieza a separar de la costa, en respaldo de estos planteamientos.

Todas estas particularidades del afloramiento de Yucatán parecen ser las responsables de la existencia de una surgencia con un efecto fertilizante significativo a pesar de estar ubicada en el margen oeste de un océano. En la tabla 4.4 se muestra que solamente se han identificado otras tres zonas de afloramiento significativo en las márgenes occidentales de los océanos: en las costas de Somalia, frente a Cabo Frío, Brasil y en la costa este de la Península de la Florida, la ubicación y morfología de las cuales se muestra en la figura 4.97.

De entre ellas, solamente la surgencia de las costas de Somalia tiene un efecto fertilizador de gran magnitud (véase parte derecha de la tabla). Este afloramiento es producido por una divergencia superficial, al igual que en las surgencias de CME, que en este caso es causada por la brusca separación de la costa que presenta la intensa ( $V > 300 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ) Corriente de Somalia (Smith 1984). El afloramiento, al igual que en Yucatán, tiene carácter estacional (sexta columna de la tabla), manteniendo su presencia durante una parte del año.

En los otros dos casos, Florida y Cabo Frío, Brasil, aparentemente el afloramiento es de naturaleza ocasional, y la fertilización asociada es de menor magnitud. Las características del afloramiento en la costa este de Florida y sus diferencias con el de Yucatán se discutieron anteriormente. La existencia de una fertilización más reducida en Florida está indicada por las concentraciones de clorofila y la producción nueva estimada, que son del orden de la mitad que los encontrados en Yucatán.

La surgencia de Cabo Frío presenta también una elevada variabilidad (Fahrbach y Meincke 1979) que, de acuerdo con Valentin et al. (1987), se debe a que el afloramiento requiere de la presencia de vientos capaces de provocar una divergencia superficial, los cuales no se presentan con regularidad en la zona. En este sentido, Cabo Frío muestra un comportamiento muy similar al descrito para la costa este de Florida. Si bien en la literatura no se encontraron reportes de la productividad primaria del afloramiento de Cabo Frío, las concentraciones de clorofila son similares a las de Florida, de menos de la mitad de las de Yucatán, y están entre las más bajas de la tabla, lo que sugieren que la fertilización provocada por el afloramiento es relativamente pequeña.

La figura 4.97 muestra la morfología de estas cuatro surgen-

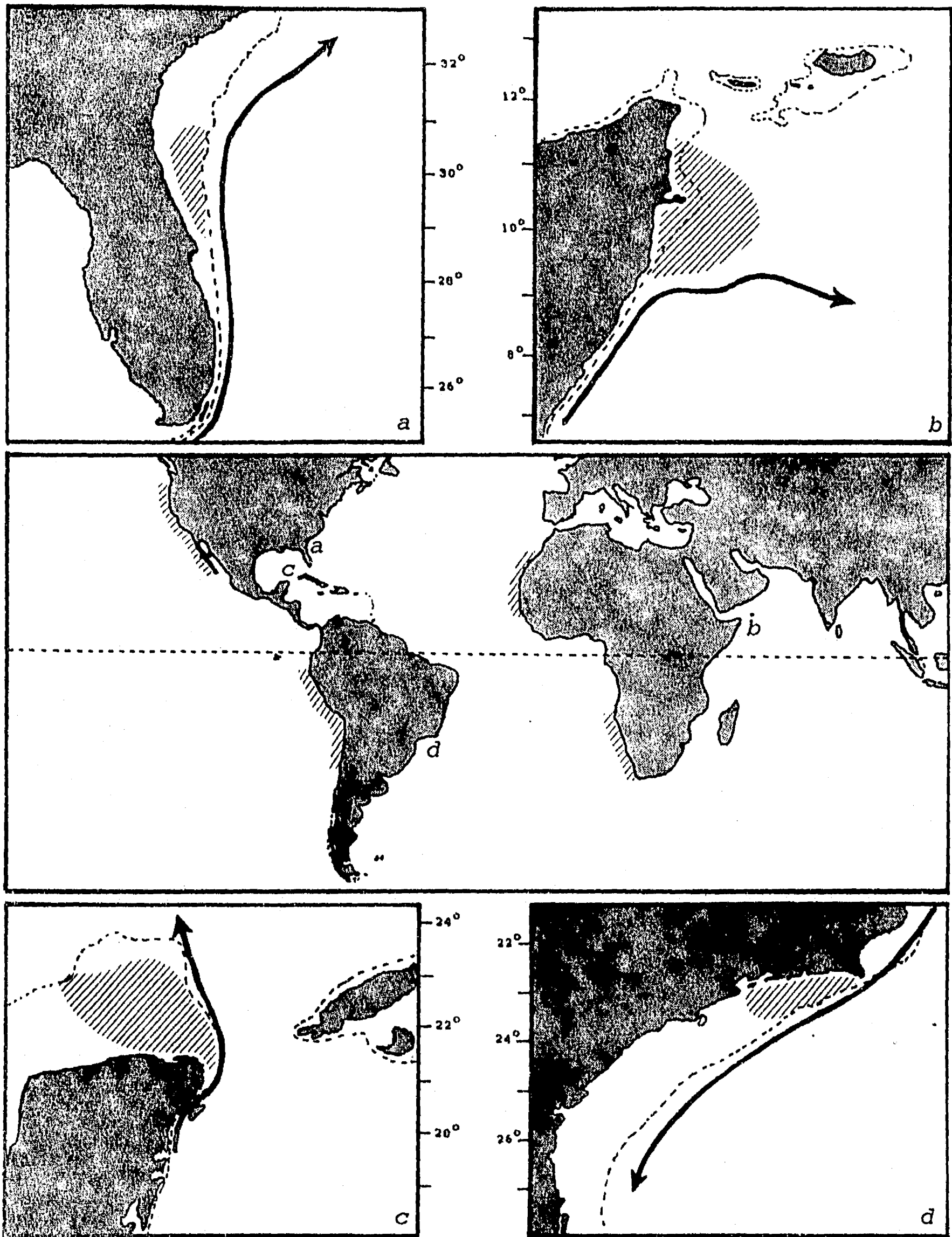


Figura 4.97 Ubicación de las principales áreas de surgencia asociadas a Corrientes de Margen Este (CME) de los océanos (rayado inclinado en el cuadro central), y de las asociadas a Corrientes de Margen Oeste (CMO): a) Florida, b) Somalia, c) Yucatán, y d) Cabo Frio, Brasil. En los cuatro recuadros se esquematiza la configuración de cada una de ellas. La línea punteada indica el borde de la plataforma continental, el rayado el área de afloramiento, y la flecha gruesa el eje de la CMO correspondiente a cada caso. Nótese que los cuatro recuadros se han trazado aproximadamente a la misma escala, para facilitar la comparación entre ellos.

cias ubicadas en regiones de CMO, y la ubicación del núcleo de la corriente muy cerca de la costa en los cuatro casos. También permite hacer una analogía morfológica entre las surgencias de Somalia y Yucatán, en las que el afloramiento se presenta asociado a una separación brusca de la línea de costa y el eje de la corriente formando un ángulo cercano a los 90°, si bien en el primer caso es la corriente la que cambia de dirección, mientras que en el segundo lo hace la línea de costa; a diferencia con los casos de Florida y Cabo Frío, donde el afloramiento se da asociado a una separación más suave y con un ángulo menor entre la corriente y la línea de costa. Estas similitudes y diferencias sugieren que en los cuatro casos la interacción entre las corrientes y la morfología son un elemento fundamental en el proceso de afloramiento, y que la existencia de un espacio para el desplazamiento del agua aflorada juega un papel importante para que el afloramiento sea sostenido y más intenso.

Otro factor que contribuye a las diferencias entre estas surgencias es el océano en que se encuentran. La ubicación de un afloramiento en el Atlántico implica una limitación con respecto al Indo-Pacífico en cuanto a la profundidad a la que se encuentran las aguas con un contenido significativo de nutrientes y también en términos de la magnitud de dicho contenido (Codispoti et al. 1982). Esto se debe a que existe un desplazamiento general de agua profunda del Atlántico hacia el Indo-Pacífico (Berger, 1970), lo cual determina la existencia de aguas profundas con mayor contenido de nutrientes en este último (Broecker 1974), así como un desplazamiento vertical neto de las mismas hacia arriba.

Lo anterior se refleja en la tabla 4.4. en el contenido de nutrientes y la profundidad de origen de las aguas afloradas (columnas octava a undécima). En las surgencias del Atlántico la concentración de nutrientes es del orden de la mitad que en las del Indo-Pacífico; por ejemplo, los nitratos se encuentran en el primer caso alrededor de  $10 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ , mientras que en el segundo se hallan por encima de  $20 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ . Similarmente, las aguas de surgencia de los afloramientos importantes del Atlántico provienen en su mayoría de profundidades de entre 200 y 300 m, mientras que en el Indo-Pacífico de entre 50 y 200 m.

Esta diferencia implica que en el Atlántico, para tener un efecto fertilizador similar, las surgencias deben provocar un desplazamiento vertical de mayor magnitud que en el Indo-Pacífico. Esta ventaja probablemente es responsable de que el afloramiento de Somalia tenga un efecto fertilizador significativo a pesar de estar ubicado en una región de CMO.

La parte derecha de la tabla presenta diversos parámetros indicativos de la fertilidad de las zonas de afloramiento, que permiten evaluar la posición relativa de la surgencia de Yucatán en este sentido. Los valores de clorofila (integrada verticalmente en toda la zona eufótica) son en esta surgencia del orden de un tercio de los encontrados en las cuatro grandes áreas de afloramiento ubicadas en las CME, similares a los de Somalia, y mayores a los de los otros afloramientos localizados en la literatura. Cabe mencionar al respecto que la comparación con base en valores integrados verticalmente es menos favorable a Yucatán (debido a que las mayores concentraciones de clorofila se presentan en las zonas de menor profundidad de la plataforma) que si ésta se efectuase en términos volumétricos.

Los valores de productividad primaria nueva y total muestran una situación similar en que Yucatán presenta valores del orden de un tercio de los de las surgencias de CME, aunque también inferiores a los de Somalia y Paso Samalga, Alaska, pero superiores a los de los demás casos. En este sentido, debe tomarse en cuenta que la estimación del tiempo de residencia usada para calcular la productividad nueva en Yucatán representa una cota superior de los mismos debido a la forma de calcularlos, por lo que la productividad estaría subestimada, por lo que es probable que la diferencia con Somalia sea poca, al igual que lo observado con la clorofila. Por otro lado, los valores del número de asimilación (N.A. en la tabla) indican que en Yucatán, al igual que en las otras áreas de surgencia, la comunidad fitoplanctónica se encuentra en estado saludable y con un crecimiento activo.

Otro parámetro de gran interés compilado en la tabla es  $f$ , el índice propuesto por Eppley y Peterson (1979) para cuantificar la fracción de la producción total a la que corresponde la producción nueva. En las zonas de afloramiento costero se esperaría encontrar valores altos, mayores a 0.50, debido a que la  $P_{nueva}$  es muy importante, mientras que en las regiones oceánicas oligotróficas, donde la producción es impulsada principalmente a través de la regeneración,  $f$  tendrá valores cercanos al cero. En las regiones de afloramiento oceánico se esperaría encontrar valores intermedios (Eppley 1989).

Los valores de la tabla muestran que efectivamente más de la mitad de la producción es nueva en las surgencias de CME (con excepción de la de Perú) y de Somalia. El afloramiento de Yucatán presenta un valor de 0.66 que indica la importancia de la  $P_{nueva}$  y el carácter fertilizador del afloramiento, en forma similar a las surgencias de gran importancia. Las surgencias del Pacífico Ecuatorial y del Domo de Costa Rica presentan valores menores a

0.5, en concordancia con lo propuesto por Eppley (1989). En el caso de Perú, Minas et al. (1986) consideraron que el bajo valor de  $f$  que obtuvieron para Perú se debe a las discrepancias entre la producción determinada mediante el método de  $^{14}\text{C}$  y las estimaciones mediante cambios globales de nutrientes y oxígeno, y concluyeron que para el caso de Perú se pueden obtener valores de  $f$  de entre 0.21 y 0.72, dependiendo de las determinaciones de productividad medida mediante  $^{14}\text{C}$  que se utilicen.

Finalmente, resulta interesante comparar la dinámica productiva de Yucatán con la de otras surgencias aprovechando la similitud de los enfoques utilizados en este trabajo y el de Minas et al (1986). En la figura 4.98 se presentan la evolución temporal de la producción primaria nueva (medida en incremento de oxígeno) y de la clorofila para las surgencias del noroeste (NO) de Africa y de Perú estudiadas por estos autores, así como para Yucatán a lo largo de los dos principales transectos de flujo identificados.

En primer término, la figura permite verificar que las escalas tanto de tiempo como de producción y de clorofila de Yucatán son similares a las de otras surgencias de gran importancia productiva, respaldando los planteamientos anteriores sobre la ubicación de Yucatán con respecto a otros ecosistemas de afloramiento.

Observando la figura puede notarse que el afloramiento del NO de Africa tiene una mayor productividad que el de Perú, si bien ésta última alcanza valores mayores de producción, en forma similar a lo que sucede en la surgencia de la Corriente de Benguela (Minas et al. 1986), ubicada en el suroeste (SO) de Africa. En contraste, los máximos valores de clorofila alcanzados son similares para estos tres ecosistemas de surgencia. Minas et al. (1986) discuten ampliamente estas diferencias y concluyen que se deben fundamentalmente a la intensidad del pastoreo y al momento a partir del cual éste alcance una importancia relativa grande con respecto al crecimiento fitoplanctónico.

De esta forma, en el Perú y el SO de Africa el pastoreo sería más intenso que en el NO de Africa, particularmente en la primera etapa del afloramiento, controlando el crecimiento de la población fitoplanctónica. En contraste en el NO de Africa, la ausencia de un pastoreo intenso al inicio del afloramiento permitiría una expansión rápida de las poblaciones de productores primarios, que ya no podría ser reducida significativamente aunque el pastoreo fuese intenso "corriente abajo" del centro de afloramiento. En este sentido, el Domo de Costa Rica, cuyas condiciones características se incluyen como un cuadro en ambas gráficas de la figura 4.98,

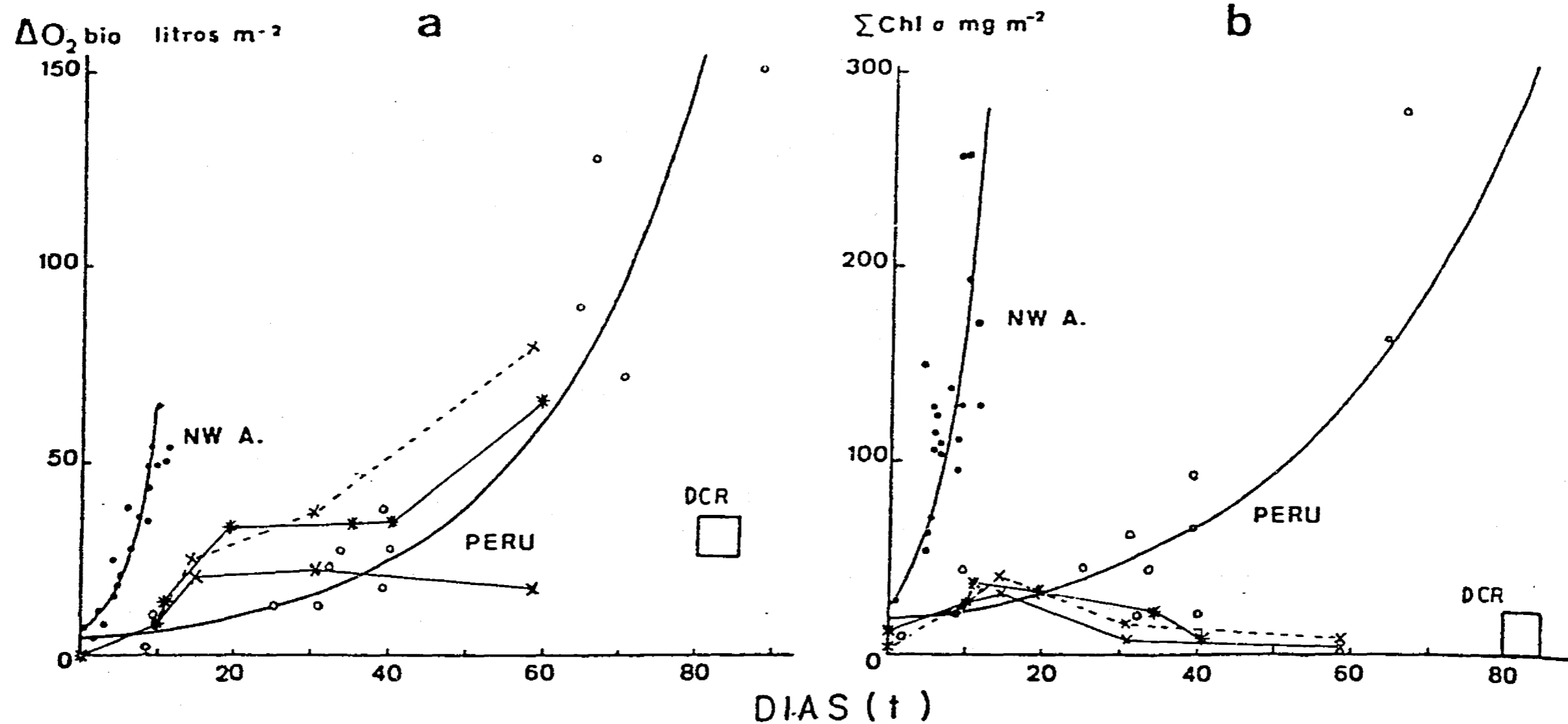


Figura 4.98 a) Evolución de la producción biológica de oxígeno en función del tiempo (t), donde t representa el tiempo transcurrido entre el momento en que el agua es aflorada y el momento de las observaciones. b) Evolución de la clorofila integrada verticalmente en función del tiempo (t). En ambos gráficos se incluyen los datos del transecto de "Travesía" (\*) y de "Giro" (X) recabados en abril de 1985 (PROIBE-3), unidos por líneas rectas. Se muestran también los datos calculados por Minas et al. (1986) para los sistemas de surgencia de Perú (O), del NO de Africa (●) y del Domo de Costa Rica (cuadro). Las curvas corresponden a los modelos ajustados por estos autores para Perú y el NO de Africa. La línea punteada corresponde a la evolución del transecto de "Giro" normalizada a una profundidad de 50 m.

representaría un caso extremo donde el pastoreo es tan intenso desde el momento del ingreso del agua subsuperficial a la zona eufótica, que aunque hay una productividad apreciable, la biomasa fitoplanctónica es insignificante (Minas et al. 1986).

A la luz de estos razonamientos, el ecosistema de surgencia de Yucatán parece presentar un comportamiento bimodal. Inicialmente la producción en Yucatán aumenta rápidamente en forma muy parecida a como lo hace en el NO de África. La similitud es probablemente mayor a la que demuestra la gráfica, dado que los tiempos estarían sobrestimados para el caso de Yucatán, como se discutió anteriormente. En una segunda etapa, coincidente con el brusco aumento en la biomasa de herbívoros, identificado en las figuras 4.93 y 4.95, la productividad de Yucatán disminuye considerablemente hasta una situación similar a la de Perú, mientras que la biomasa disminuye hasta niveles más bajos, parecidos a los característicos del Domo de Costa Rica. Este comportamiento del ecosistema de Yucatán, junto con las evidencias mostradas anteriormente de un aumento súbito en el pastoreo asociados a estos cambios de pendiente en la productividad, respaldan los argumentos de Walsh (1976) y Minas et al. (1986) en cuanto a la importancia del pastoreo como regulador de la asimilación de nutrientes y regulador de la producción primaria nueva.

Al mismo tiempo, estos elementos permiten caracterizar a Yucatán como un sistema dual, en el cual de acuerdo a lo postulado anteriormente, el paso de un sistema sin fuerte control por pastoreo a uno en el cual el pastoreo limita la producción estaría determinado por la zona de influencia de la poderosa Corriente de Yucatán.



## 5. CONCLUSIONES

1. El afloramiento de Yucatán se caracteriza por el ascenso de agua subsuperficial a lo largo del margen oriental de la Plataforma de Yucatán. Dicha agua no asciende hasta la superficie marina, pero se desplaza hacia el oeste por el fondo sobre la plataforma, lo cual evita su hundimiento inmediato.
2. El afloramiento presenta un ciclo estacional con una intensidad máxima durante la primavera. La elevación del agua subsuperficial a lo largo del talud oriental se observa durante el transcurso del año, pero el ingreso de dicha agua a la plataforma solamente se presenta durante la primavera y el verano. El agua ingresa a la plataforma con mayor intensidad por la muesca o inflexión del borde de la plataforma ubicada entre los 22° 10' y los 22° 40' N de latitud.
3. Se encontraron evidencias de variabilidad interanual en la intensidad del afloramiento durante la primavera. Se postula que estas variaciones pueden estar relacionadas con el ciclo de la Corriente del Lazo, que afecta la ubicación de la Corriente de Yucatán con respecto al margen oriental de la plataforma.
4. El Agua de Afloramiento de Yucatán (AAY) proviene de la columna de agua Caribeña que nutre la Corriente de Yucatán. El AAY asciende desde una profundidad de 225 a 250 m, y se caracteriza por tener temperaturas de 16 a 20 °C, salinidades de 36.1 a 36.6, nitrato de 8 a 11  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ , fosfato de 1.1 a 1.4  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ , y silicato de 4 a 6  $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ .
5. Una estimación de la velocidad vertical del afloramiento indica que ésta es del orden de  $10^{-2} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ , y por tanto de magnitud similar a la de las principales surgencias del mundo.
6. El ascenso del AAY requiere de la advección lateral de las aguas que la sobreyacen. Esto sucede con el Agua Subtropical Intermedia, y da lugar a la conocida ruptura del máximo de salinidad en el lado oeste del Canal de Yucatán, cuya intensidad varía en relación directa a la del afloramiento.

## 5. Conclusiones

---

7. En cambio, la advección lateral del Agua Superficial del Caribe es limitada, como indica el hecho de que el AAY no llegue hasta la superficie marina. En la zona de surgencia ambas capas de agua entran en contacto, creándose un marcado gradiente térmico entre ellas. En primavera y verano, esta estructura se extiende sobre la plataforma, formando un domo que puede alcanzar la superficie frente a Cabo Catoche, y que está asociado a un giro ciclónico de la capa de AAY.
8. El elevado gradiente de temperatura, densidad y nutrientes que separa ambas capas de agua (que presentan una elevada homogeneidad interna) se extiende hacia el oeste aproximadamente hasta una diagonal entre Arrecife Alacranes y Río Lagartos. Se postula que la mezcla entre las dos capas de agua es poco importante durante la primavera y el verano, si bien al interior de cada capa sí lo es. Este planteamiento está respaldado también por la permanencia de máximos de clorofila y oxígeno en el gradiente que las separa. En contraste, durante el invierno, la mezcla vertical homogeneiza totalmente la columna de agua.
9. Despreciando la mezcla entre las dos capas, se estimó el tiempo de residencia del AAY en la zona eufótica durante la primavera de 1985, y por tanto su desplazamiento sobre la plataforma, a partir de su calentamiento por conductividad térmica con el agua superficial. La circulación predicha indica que el AAY se desplaza inicialmente hacia el oeste sobre la plataforma, y que su flujo se divide en dos rutas principales: una que continúa este desplazamiento y abandona la plataforma al noreste de Arrecife Alacranes, y otra que forma un giro ciclónico frente a Cabo Catoche. Estos resultados son consistentes con observaciones anteriores de la existencia de este giro y con la magnitud y dirección de observaciones directas de flujo en las inmediaciones de Cabo Catoche. Este modelo predice que el AAY permanece sobre la plataforma un máximo de 50 días antes de volver a hundirse junto a Arrecife Alacranes.
10. La distribución de densidad indica la presencia durante casi todo el año de una contracorriente junto al talud oriental a una profundidad de entre 120 y 250 m. Las aguas de la contracorriente presentan anomalías de nutrientes y de clorofila que sugieren que está constituida por agua que afloró y volvió a hundirse después de pasar un tiempo en la zona fótica.

11. Dinámica y estructuralmente el afloramiento de Yucatán presenta particularidades que lo distinguen de los sistemas clásicos de surgencia, principalmente porque el afloramiento no va acompañado de una divergencia superficial significativa y porque el agua aflorada no alcanza la superficie.
12. La surgencia de Yucatán, junto con la de Somalia, es una de las pocas surgencias de magnitud considerable ubicadas en el margen occidental de un océano. Se postula que la morfología de Yucatán determina que este afloramiento sea de una mayor magnitud que los sistemas similares ubicados en la costa este de la Florida y Brasil.
13. El afloramiento de Yucatán induce una fertilización significativa en la zona eufótica de la plataforma y la Corriente de Yucatán al norte de Puerto Morelos, de magnitud superior a la de estos dos sistemas atlánticos, pero inferior a la de las grandes surgencias de margen oriental de los océanos.
14. Esta fertilización se refleja en un aumento de la biomasa fitoplanctónica (estimada mediante la concentración de clorofila "a") durante la primavera y el verano. Los mayores valores de clorofila se presentan en la parte oriental de la plataforma, cerca de Cabo Catoche, y no se extienden hacia el oeste hasta Arrecife Alacranes como lo hace el AAY.
15. La distribución vertical de la clorofila se caracteriza por la formación de un marcado máximo en la termoclina que separa las dos capas de agua presentes sobre la plataforma. Hacia el occidente el máximo se desplaza hacia abajo de la termoclina, siguiendo parcialmente a la nitratoclina.
16. El modelo de circulación propuesto permitió calcular el consumo de nutrientes nuevos (nitrato y fosfato), y la producción de oxígeno de origen biológico en el área de surgencia durante las campañas de primavera. Estos cambios se presentaron en una proporción muy cercana al Cociente de Redfield, respaldando la validez del modelo propuesto, por lo que se usaron para estimar la biomasa y la producción primaria nuevas inducida por el afloramiento.

## 5. Conclusiones

---

17. El consumo del nitrato sobre la plataforma aumentó en forma similar al calentamiento del agua aflorada y el desplazamiento estimado de la misma, pero mostró también una relación inversa con la profundidad, sugiriendo una limitación luminosa a su incorporación biológica en la parte norte de la plataforma. Asociado a esto, se observó que el agua que abandona la plataforma al noreste de Alacranes conserva aún entre 20 y 30 % de su contenido original de nitrato, mientras en la que forma el giro frente a Cabo Catoche el nitrato es totalmente agotado.
18. A diferencia de lo que ocurre en otras áreas de surgencia, en Yucatán no hay un intercambio significativo de oxígeno entre la atmósfera y el agua aflorada, debido a que están separadas por la capa de agua superficial, que se encuentra saturada. Solamente en el área inmediata a Cabo Catoche, donde el agua profunda se acerca más a la superficie y la producción biológica es muy elevada, se presenta una fuga significativa de oxígeno hacia la atmósfera.
19. La biomasa nueva calculada presentó, a diferencia de la clorofila, una distribución horizontal más consistente con la del agua aflorada, incrementándose con el tiempo que dicha agua había pasado en la zona fótica.
20. Convirtiendo los valores de clorofila a biomasa en términos de carbono, se compararon con las estimaciones de biomasa nueva. En la primera parte del avance del AAY hacia el oeste sobre la plataforma, a lo largo de una banda paralela al talud oriental que se va ampliando hacia el norte, la biomasa nueva calculada y la biomasa presente son muy similares, pero en el resto de la plataforma, la biomasa encontrada corresponde a una pequeña fracción de la producción nueva calculada.
21. Se postula que esta diferencia es causada por un fuerte incremento en el pastoreo. Se argumenta que la Corriente de Yucatán, que se extiende sobre la plataforma en forma similar a la banda donde la diferencia es poca, podría prevenir el pastoreo intenso en dicha banda, si el pastoreo se efectúa principalmente desde la capa superficial hacia abajo.
22. Mientras en el agua aflorada que forma un giro frente a Cabo Catoche la biomasa nueva continua aumentando hasta agotar el nitrato, en el agua que se desplaza hacia el oeste la producción nueva disminuye considerablemente poco después del inicio del pastoreo intenso. Se postula que esto se debe al efecto combinado de la limitación por luz y de la regeneración de nitrógeno asociada al pastoreo.

23. Se propone que el giro ubicado frente a Cabo Catoche puede funcionar como un mecanismo de "resembrado" de agua acondicionada y de fitoplancton aclimatado a las condiciones de afloramiento en las aguas de reciente afloramiento al oeste del cabo, dando al sistema una mayor eficiencia productiva. En esta zona se presentaron los mayores valores de producción nueva, superiores a  $1 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{día}^{-1}$ .
24. Similarmente a lo observado en las surgencias de gran magnitud, en el afloramiento de Yucatán la comunidad fitoplanctónica se encuentra en activo crecimiento y más de la mitad de la producción es nueva.
25. Por su carácter dual, la dinámica productiva del afloramiento de Yucatán se asemeja: a) en su etapa inicial donde no hay un pastoreo importante, a la surgencia del noreste de Africa, donde la biomasa fitoplanctónica crece rápidamente, y b) en una segunda etapa, plataforma adentro, donde el pastoreo se incrementa drásticamente y controla la productividad y la biomasa fitoplanctónica, a las de Perú y el Domo de Costa Rica.

## 6. LITERATURA CITADA

- AGUILERA, L.G. y D.V. LOPEZ, 1987. Comparación de dos estaciones nictemerales en la Plataforma de Yucatán. Secretaría de Marina. Dirección General de Oceanografía naval. Dirección de Investigaciones Oceanográficas. 17 p.
- ALATORRE, M.A. (comunicación personal), Investigador Responsable del Servicio de Cómputo, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, México.
- ANDERSON, G.C., 1969. Subsurface chlorophyll maximum in the Northeast Pacific Ocean, Limnol. Oceanol., 14:386-391.
- ANDREWS, W.R.H y L. HUTCHINGS, 1980. Upwelling in the Southern Benguela Current. Prog. Oceanog. 9: 1-81.
- ARREGIN-SANCHEZ, F., 1981a. Diagnósis de la pesquería de Camarón Rojo (Penaeus brasiliensis Latreille, 1817) de Contoy, Q. Roo, México. An. Esc. Nal. Cienc. Biol. I.P.N. México 25:39-77.
- ARREGIN-SANCHEZ, F., 1981b. Diagnósis de la pesquería de Camarón de Roca (Sicyonia brevirostris Stimpson, 1871) de Contoy, Q. Roo, México. Ciencia Pesquera. Dpto. de Pesca. Inst. Nal. de Pesca, México. 1(2):21-41.
- ATKINSON, L.P., P.G. O'MALLEY, J.A. YODER y G.A. PAFFENHÖFER, 1984a. The effect of summertime shelf break upwelling on nutrient flux in southeastern United States continental shelf waters. J. Mar. Res., 42:969-993.
- ATKINSON, L.P., J.A. YODER y T.N. LEE, 1984b. Review of upwelling off the southeastern United States and its effect on continental-shelf nutrient concentrations and primary productivity. Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer., 183: 70-78.
- ATWOOD, D.K., (1976). Oceanografía físico-química general del Mar Caribe y Golfo de México. In: Stewart, H.B. Jr. (Ed.), FAO Fish. Rep. (200) Suppl., CICAR-II, Papers on oceanography, meteorology, geology and geophysics, 36-62.
- AYALA, L.A. 1988. Química de surgencias. Reporte interno del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM. 17 p.
- BALECH, E., 1971. Dinoflagelados y tintínidos del Golfo de México y Caribe: sus relaciones con el Atlántico Ecuatorial. In. UNESCO (eds). Coloquio sobre Investigaciones y Recursos del Mar Caribe y Regiones Adyacentes: 297-301.
- BARBER, R.T., R.C. DUGDALE, J.J. MACISAAC, y R.L. SMITH, 1971. Variations in phytoplankton growth associated with the source and conditioning of upwelling water. Invest. Pesq. 35: 171-193.
- BARBER, R.T. y R.L. SMITH, 1981. Coastal upwelling ecosystems. In: A.R. Longhurst (Ed.), Analysis of marine ecosystems. Academic, 31-68.
- BARTON, E.D., A. HUYER y R.L. SMITH, 1977. Temporal variation observed in the hydrographic regime near Cabo Corveiro in the northwest African upwelling region, February to April, 1974. Deep-Sea Res., 24: 7-23.

## 6. Literatura citada

---

- BELOUSOV, I.M., YU.A. IVANOV, S.A. PASTERNAK, T.S. RASS y V.V. ROSSOV. 1966. Oceanographic research by the soviet-cuban Marine Expedition. Oceanology, 6(2):312-320.
- BENNETT, C.O. y J.E. MYERS, 1962. Momentum, Heat and Mass Transfer. Chemical Engineering Series, McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 697 p.
- BERBERIAN, G.A. y R.B. STARR, 1976. The circulation between the Cayman Sea and the Gulf of Mexico as deduced from Nutrient distributions. In: Stewart, H.B. Jr. (Ed.), FAO Fish. Rep. (200) Suppl., CICAR-II, Papers on oceanography, meteorology, geology and geophysics, 255-266.
- BERGER, W. H. 1970. Biogenous deep-sea sediments: fractionation by deep-sea circulation. Bull. Geol. Soc. Am., 81: 1385-1402.
- BERNAL, P.A. y J.A. MCGOWAN, 1981. Advection and upwelling in the California Current. In: F. Richards (Ed), Coastal Upwelling. Coastal and estuarine Sci., 1:381-399.
- BESSONOV, N., O. GONZALEZ y A. ELIZAROV, 1971. Resultados de las investigaciones Cubano-Soviéticas en el Banco de Campeche. In: UNESCO (eds). Coloquio sobre Investigaciones y Recursos del Mar Caribe y Regiones Adyacentes: 317-323.
- BLANTON, J.O., L.P. ATKINSON, L.J. PIETRAFESA y T.N. LEE, 1981. The intrusion of Gulf Stream water across the continental shelf due to topographically induced upwelling. Deep-Sea Res., 28 (4A): 393-405.
- BOGDANOV, D.V., V.A. SOLOKOV y N.S. KHROMOV, 1968. Regions of high Biological and commercial Productivity in the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. Oceanology, 8: 371-381.
- BOWDEN, K.F., 1977. Heat budget considerations in the study of upwelling, In: M. Angel (ed.), A voyage of discovery. Pergamon Press, 277-290.
- BRINK, K.H., B.H. JONES, J.C. VAN LEER, C.N.K. MOOERS, D.W. STUART, M.R. STEVENSON, R.C. DUGDALE, y G.W. HEBURN, 1981. Physical and biological structure and variability in an upwelling center off Peru near 15° N during march, 1977. In: Richards, F.A. (Ed), Coastal Upwelling, Coastal and Estuarine Sciences series, Num. 1, American Geophysical Union, Washington, D.C. 529 p.
- BROECKER, W.S., 1974. Chemical Oceanography. Harcourt Brace Jovanovich Inc., Nueva York, 214 p.
- BROECKER, W.S. y T.H. PENG (Eds.), 1982. Tracers in the sea. Lamont-Doherty Geophys. Obs.
- BROENKOW, W.W., 1965. The distribution of nutrients in the Costa Rica Dome in the eastern tropical Pacific Ocean. Limnol. Oceanogr. 10: 40-52.
- BULANIENKOV, S.K. y C. GARCIA, 1973. Influencia de los procesos atmosféricos en el afloramiento del Banco de Campeche. Cuarta Reunión de Balance de Trabajo, Centro de Investigaciones Pesqueras / Instituto Nacional de la Pesca, Cuba. Informe de Investigación No 2. 28 p.
- CALBERG, S.R., 1972 New Baltic Manual. International Council for the Exploration of the Sea. Cooperative Research Report, Series A. 29, Copenhagen, 145 p.
- CAPURRO y REID, 1972. Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico. Texas A & M University, Texas 2, 288p.

- CHAVEZ, F.P. y BARBER, R.T., 1987. An estimate of new production in the equatorial Pacific. Deep-Sea Res., 34: 1229-1243.
- COCHRANE, J.D., 1963. Yucatan Current. Unpubl. Rept. Dept. of Oceanogr. and Metereol. of the Texas A & M University. Ref. 63-18A: 6-11.
- COCHRANE, J.D., 1966. The Yucatan Current, upwelling off Northeastern Yucatan, and currents and waters of Western Equatorial Atlantic. Oceanography of the Gulf of Mexico. Progress Report. TAMU. Ref No. 66-23T: 14-32.
- COCHRANE, J.D., 1968. Currents and waters of the eastern Gulf of Mexico and western Caribbean, of the western tropical Atlantic Ocean, and of the eastern tropical Pacific Ocean. Unpubl. Rept. Dept. of Oceanogr. and Metereol. of the Texas A & M University. Ref. 68-8T: 19-38.
- COCHRANE, J.D., 1969. Water and Circulation on Campeche Bank in May. Bulletin of the Japanese Society of Fisheries Oceanography, special number (prof. uda's Commemorative Papers):123-128.
- COCHRANE, J.D., 1972. Separation of an anticyclonic and subsequent developments in the loop current (1969). Texas A & M University Oceanographic studies, vol. 2. L. R. A. Capurro and J. L. Reid eds., Houston, Gulf Publishing Co., 91-106.
- CODISPOTI, L.A., 1981. Temporal nutrient variability in three upwelling regions. In: Richards, F.A. (Ed), Coastal Upwelling, Coastal and Estuarine Sciences series, Num. 1, American Geophysical Union, Washington, D.C. 529 p.
- CODISPOTI, L.A., 1983. Nitrogen in upwelling systems, In: E.J. Carpenter y D.G. Capone (Eds.) Nitrogen in the marine environment. Academic Press, Nueva York, 513-564.
- CODISPOTI, L.A., 1989. Phosphorus vs. nitrogen limitation of new and export production. In: W.H. Berger, V.S. Smetacek y G. Wefer (Eds.) Productivity of the Ocean: Present and Past. John Wiley and Sons.
- CODISPOTI, L.A., R.C. DUGDALE, y H.J. MINAS, 1982. A comparison of the nutrient regimes off Northwest Africa, Peru, and Baja California. J. Cons. Int. Explor. Mer, 180: 184-201.
- CODISPOTI, L.A., G.E. FRIEDERICH, y D.W. HOOD, 1986. Variability in the inorganic carbon system over the southeastern Bering Sea shelf during spring 1980 and spring-summer 1981. Cont. Shelf Res., 5(1-2):133-160.
- CRUZADO, A. y J. SALAT, 1981. Interaction between the Canary Current and the bottom topography. In: Richards, F.A. (Ed), Coastal Upwelling, Coastal and Estuarine Sciences series, Num. 1, American Geophysical Union, Washington, D.C. 529p.
- CRUZ, A., 1971. Estudios de plancton en el Banco de Campeche. In: UNESCO (eds). Coloquio sobre Investigaciones y Recursos del Mar Caribe y Regiones Adyacentes: 375-383.
- CULLEN, J.J., 1982. The deep chlorophyll maximum: comparing vertical profiles of chlorophyll "a". Can. J. Fish. Aquat. Sci., 39:791-803.
- CULLEN, J.J. y R.W. EPPLEY, 1981. Chlorophyll maximum layers of the the Southern California Bight and possible mechanisms of their formation and maintenance. Oceanol. Acta, 4:23-32.



## 6. Literatura citada

---

- CULLEN, J.J., E. STEWART, E. RENGER, R.W. EPPLEY y C.D. WINANT, 1983. Vertical motion of the thermocline, nitracline and chlorophyll maximum layers in relation to currents on the Southern California Shelf. J. Mar. Res., 41:239-262.
- CULLEN, J.J., X. YANG y H. MACINTYRE. 1992. Nutrient limitation and marine photosynthesis. In: P.G. Falkowski y A.D. Woodhead (Eds.) Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea. Plenum Press, Nueva York, 69-88.
- CURRIE, R.I., 1962. Pigments in zooplankton faeces. Nature, 193:956-957.
- CUSHING, D.H. y J.J. WALSH, 1976. The ecology of the seas. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 467 p.
- DELGADO, H.D., 1985. Abundancia y distribución del fitoplancton en la Plataforma Continental de Yucatán (9-16 abril 1983). Tesis Prof. Fac. Ciencias, UNAM, 48p.
- DE LA LANZA, E.G., M.A. RODRIGUEZ, J. ESTRADA y S. GUEVARA, 1976. Hidrología de la Bahía de Campeche y norte de Yucatán. In: Mems. I. Reunión Lat. Amer. Cienc. Tecnol. Oceans. Sec. de Marina, México: 108-161.
- DIARIO OFICIAL, 1976. Ley reglamentaria del artículo 27 Constitucional relativo a la Zona Económica Exclusiva. 13 de febrero de 1976. 2p.
- DORTCH, Q. y H.L. CONWAY, 1984. Interactions between nitrate and ammonium uptake: variation with growth rate, nitrogen source and species. Mar. Biol., 79: 151-164.
- DUARTE, C.M., M. MASO y M. MERINO, 1992. The relationship between mesoscale phytoplankton heterogeneity and hydrographic variability. Deep-Sea Research, 39 (1):45-54.
- DUGDALE, R.C. y J.J. GOERING, 1967. Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. Limnol. Oceanogr., 12:196-206.
- DUGDALE, R.C., 1976. Nutrient Cycles. In: D.H. Cushing y J.J. Walsh (Eds.) The Ecology of the Seas. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 141-173.
- DUGDALE, R.C. y F.P. WILKERSON, 1985. Primary production in the Cap Blanc region. Int. Symp. Upwelling W. Africa, Inst. Invest. Pesq. Barcelona, 1:233-243.
- EL-SAYED, S.Z., W.M. SACKETT, L.M. JEFFREY, A.D. FREDERICKS, R. P. SAUNDERS, P.S. CONGER, G.A. FRYXELL, K.A. STEIDINGER y S. A. EARLE, 1972. Chemistry, Primary Productivity, and Benthic Algae of the Gulf of Mexico. In: Bushnell, V.C. (Ed), Serial Atlas of the Marine Environment: Folio 22. American Geographical Society. 29p.
- EMILSSON, I., 1961. The shelf and coastal waters off southern Brazil. Boletim do Instituto Oceanográfico, Univ. de São Paulo, Tomo XI, Fasc. 2: 101-112.
- EPPLEY, R.W. 1989. New production: history, methods, problems, In: W.H. Berger, V.S. Smetacek y G. Wefer (Eds.) Productivity of the Ocean: Present and Past. John Wiley and Sons, Nueva York, 85-97.
- EPPLEY, R.W., O. HOLM-HANSEN y J.D.H. STRICKLAND, 1968. Some observations on the vertical migration of dinoflagellates. J. Phycol., 4:333-340.

- EPPLEY, R.W., J.N. ROGERS y J.J. McCARTHY, 1969. Half saturation constants for uptake of nitrate and amonium by marine phytoplankton. Limnol. Oceanog., 14:912-920.
- EPPLEY, R.W. y B.J. PETERSON. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. Nature, 128: 677-680.
- ESPINOSA, L.T., 1989. Biomasa fitoplanctónica y afloramiento en el Caribe Mexicano y la porción oriental del Banco de Campeche. Tesis de licenciatura, ENEP-Iztacala, UNAM, México. 121 p.
- ESTRADA, M., 1974. Photosynthetic pigments and productivity in the upwelling region of NW Africa. Tethys, 6(1-2):247-260.
- ESTRADA, M., 1980. Phytoplankton Biomass and Production in the Upwelling Region of NW Africa. Relationships with Hydrographic Parameters. Marine Biology, 60:63-71.
- FALKOWSKI, P.G. 1980. Light-shade adaptation in marine phytoplankton. In: P.G. Falkowsky (Ed.), Primary Productivity in the Sea. Plenum Press, Nueva York, 531 p.
- FAHRBACH, E. y J. MEINCKE, 1979. Some observations of the Cabo Frio upwelling CUEA Newsletter, 8(3):13-18.
- FASHAM, M.J.R., T.PLATT, B. IRWIN, y K. JONES, 1985. Factors affecting the spatial pattern of the deep chlorophyll maximum in the region of the Azores front. Progr. Oceanog., 14: 129-165.
- FLORES, T.L. y V.A. VILLA, 1986. Estimación de la productividad primaria en la plataforma de la Península de Yucatán (julio 1984). Inv. Ocean/F.Q., 3(3):156-194.
- FLORES, T.L., 1988. Contribución al Estudio de la Productividad Primaria en la Plataforma y Canal de Yucatán. Inv. Ocean/F.Q., 4(1):70-103.
- FOGG, G.E., 1975. Primary Productivity. In: Riley, J.P. y G. Skirrow (Eds.) Chemical Oceanography, Vol. 2, Cap. 14: 386-455.
- FRAGA, F. Upwelling off the Galician Coast, northwest Spain. In: Richards, F.A. (Ed), Coastal Upwelling, Coastal and Estuarine Sciences series, Num. 1, American Geophysical Union, Washington, D.C., 529 p.
- FRIEDERICH, G.E. Y L.A. CODISPOTI, 1981. The effects of mixing and regeneration on the nutrient content of upwelling waters off Peru. In: Richards, F.A. (Ed), Coastal Upwelling, Coastal and Estuarine Sciences series, Num. 1, American Geophysical Union, Washington, D.C. 529 p.
- FROELICH, P.N. y D.K. ATWOOD, 1978. Dissolved silica and salinity structure of the upper waters of the Venezuela basin, Caribbean Sea. In: Stewart, H.B. Jr. (Ed.), FAO Fish. Rep. (200) Suppl., CICAR-II, Papers on oceanography, metereology, geology and geophysics, (299-314).
- FORWARD, R.B., 1976. Ligth and diurnal vertical migration: photobehavior and photophysiology of plankton. Photochem. Photobiol. Rev., 1:157-209.
- FRENCH, D.P., FURNAS, M.J. y T.T. SMAYDA, 1983. Diel changes in the nitrite concentration in the chlorophyll maximum in the Gulf of Mexico. Deep Sea Res., 30:707-722.

## 6. Literatura citada

---

- FURNAS, M.J. y T.J. SMAYDA, 1987. Inputs of subthermocline waters and nitrate onto the Campeche Bank. Cont. Shelf Res., 7(2):161-175.
- GARCIA, C., 1990. "Influencia del campo de presiones en la circulación del Estrecho de Yucatán". Chapman Conference on the Physics of the Gulf of Mexico, 4 al 7 de junio de 1989, St. Petersburg, Florida, 14p.
- GILMARTIN, M., 1967. Changes in Inorganic Phosphate Concentration during Seawater Sample Storage. Limnol. Oceanogr., 12:325-328.
- GIESKES, W.W., G.W. KRAAY y M.A. BAARS, 1979. Current <sup>14</sup>C methods for measuring primary production: Gross underestimates in oceanic waters. Neth. J. Sea Res. 13: 58-78.
- GLIBERT, P.M., 1988. Primary productivity and pelagic nitrogen cycling, In: T.H. Blackburn y Jan Sorensen (Eds.) Nitrogen Cycling in Coastal Marine Environments. John Wiley & Sons, Nueva York, 3-23.
- GOERING, J.J., D.D. WALLEN y R.M. NAUMAN, 1970. Nitrogen uptake by phytoplankton in the discontinuity layer of the eastern Subtropical Pacific Ocean. Limnol. Oceanogr., 15:789-796.
- GOLMAN, J.C., J.J. MCCARTHY y D.G. PEAHEY, 1979. Growth rate influence on the chemical composition of phytoplankton in oceanic waters. Nature, 279(5710):210-215.
- GONZALEZ, O., 1973. "Dependencia afloramiento-capturas y pronósticos a corto plazo en la región oriental del Banco de Campeche". Cuarta Reunión de Balance de Trabajo, Centro de Investigaciones Pesqueras / Instituto Nacional de la Pesca, Cuba. Informe de Investigación No 6: 6 p.
- GORDON, H.R., D. CLARK, J.L. MUELLER y W.A. HOVIS, 1980. Phytoplankton pigments from Nimbus - 7 coastal zone color scanner: Comparison with surface measurements. Science, 210: 63-66.
- GUNN, J.T. y D.R. WATTS, 1982. On the currents and water masses north of the Antilles/Bahamas ars. Journal of Marine Research. 40(1): 1-18.
- GRASSHOFF, K., 1983. Methods of Seawater Analysis. 2nd edn., K. Grasshoff, M. Ehrharat y K. Kremling (Eds). Verlag Chemie, Weinheim, 125p.
- HOBSON, L.A. y C.J. LORENZEN, 1972. Relationship of chlorophyll maxima to density structure in the Atlantic Ocean and Gulf of Mexico. Deep Sea Res., 19:297-306.
- HOLLIGAN, P.M., W.M. BALCH y C.M. YENTSCH, 1984. The significance of subsurface chlorophyll, nitrite and ammonium maxima in relation to nitrogen for phytoplankton growth in stratified waters of the Gulf of Maine. J. Mar. Res. 42: 1051-1073.
- HOLM-HANSEN, O. y B. RIEMANN, 1978. Chlorophyll a determination: improvements in methodology. Oikos, 30:438-447.
- HOLM-HANSEN, O., C.J. LORENZEN, R.W. HOLMES y J.D.H. STRICKLAND, 1965. Fluorometric Determination of Chlorophyll. J. Cons. perm. int. Explor. Mer., 30:3-15.
- HOOD, D.W. y J.J. KELLEY, 1976. Evaluation of mean vertical transports in an upwelling system by CO<sub>2</sub> measurements. Marine Science Communications, 2 (6): 387-411.

- HULBURT, H.E. Y J.D. THOMPSON, 1980. A numerical study of Loop Current intrusions and eddy shedding. *J. Phys. Oceanogr.* 10: 1611-1651.
- ICHIYE, T., 1962. Circulación y distribución de las masas de agua en el Golfo de México. *Geofis. Int. (México)*, 2(3):47-76.
- JACQUES, G., 1970. Sur les concepts de production et de productivité. *Vie et Milieu*, Ser. B. Oceanographie, 28(2-b): 513-516.
- JENKINS, W.J., 1982. Oxygen utilization rates in North Atlantic subtropical gyre and primary production in oligotrophic systems. *Nature*, 300: 246-248.
- JENNINGS, F.D., 1981. The Coastal Upwelling Ecosystems Analysis Program: Epilogue. In: Richards, F.A. (Ed), *Coastal Upwelling*, Coastal and Estuarine Sciences series, Num. 1, American Geophysical Union, Washington, D.C. 529 p.
- JONES B.H. y D. HALPEN, 1981. Biological and physical aspects of a coastal upwelling event observed during march-april 1974 off northwest Africa. *Deep Sea Research*, 28A:71-81.
- KNAUSS, J.A. , 1978. *Introduction to Physical Oceanography*, Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, N.J., 338 p.
- LAVIN, M.F., J.M. ROBLES, M.L. ARGOTE, D. BARTON, R. SMITH, J. BROWN, M. KOSRO, A. TRASVIÑA, H.S. VÉLEZ Y J. GARCIA, 1992. Física del Golfo de Tehuantepec. *Ciencia y Desarrollo, CONACYT, México, XVII (103)*: 97-108.
- LIZARRAGA, P.L., J. PORRAS, F.B. IZQUIERDO y M.C. ROSANO, 1986. Bacteriología del sur del Golfo de México y Canal de Yucatán. *Ciencias Marinas*, 12(2):21-34.
- LOGAN, B.W., 1969. Carbonate Sediments and Reef, Yucatan Shelf, Mexico. *The American Association of Petroleum Geologists*, :23-24.
- LOPEZ-VENERONI, D., F. RAMOS-DURON y G. AGUILERA-LOZANO, 1986. Condiciones hidrológicas en el Norte de la Península de Yucatán en julio de 1984. *Inv. Ocean/F.O.*, 3(3):120-155.
- LOPEZ-CARDENAS, J., 1992. Variación espacial de la abundancia del género *Chaetocéos* Ehrenberg (Bacillariophyceae) en una zona marina del sureste del Golfo de México. Tesis Profesional, Licenciatura en Biología, ENEP-Zaragoza, UNAM, México.
- LOPEZ-RAMOS, E., 1976. Carta Geológica de la Península de Yucatán Campeche, Esc. 1:500,000. Inst. de Geografía, UNAM, México.
- LORENZEN, C.J., 1965. A note on the Chlorophyll and Phaeophytin Content of the Chlorophyll Maximum. *Limnol. Oceanogr.* 10:482-483.
- LORENZEN, C.J., 1966. A method for continuous measurement of *in vivo* chlorophyll concentration. *Deep Sea Res.*, 13:223-227.
- LORENZEN, C.J., 1967a. Determination of Chlorophyll and Phaeo-pigments: Spectrophotometric Equations. *Limnol. Oceanogr.*, 12:346-346.
- LORENZEN, C.J., 1967b. Vertical distribution of chlorophyll and phaeo-pigments: Baja California. *Deep Sea Res.*, 14: 735-745.

## 6. Literatura citada

---

- LORENZEN, C.J., 1976. Primary Production in the Sea. In: D.H. Cushing y J.J. Walsh (Eds.) The Ecology of the Seas. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 173-185.
- LUNA, S.R., 1981. Algunos aspectos del fitoplancton de la plataforma continental de Yucatán (7-12 junio 1979). Tesis Profesional, Facultad de Ciencias, UNAM, 18p.
- MacISAAC, J.J. y R.C. DUGDALE, 1972. Interactions of light and inorganic nitrogen in controlling nitrogen uptake in the sea. Deep-Sea Research, 19: 209-232.
- MacISAAC, J.J., R.C. DUGDALE, R.T. BARBER, D. BLASCO, y T.T. PACKARD, 1985. Primary production in an upwelling center. Deep-Sea Research, 32: 503-529.
- MARGALEF, R., 1978. What is an upwelling ecosystem? In: R. Boje y M. Tomczak (Eds.), Upwelling Ecosystems: 12-14, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 303 p.
- MARGALEF, R., 1983. Limnología. Omega, Barcelona, 1010 p.
- MARTIN, J.H., G.A. KNAUR, D.M. KARL y BROENKOW, W.W., 1987. VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. Deep-Sea Res., 34: 267-285.
- MARTIN, J.H., 1992. Iron as a limiting factor in oceanic productivity. In: P. G. Falkowski y D. Woodhead (Eds.) Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea, Plenum Press, Nueva York, 123-138.
- MCCARTHY, J.J., W.R. TAYLOR, y J.L. TAFT, 1977. Nitrogenous nutrition of the plankton in the Chesapeake Bay. 1. Nutrient availability and phytoplankton preferences. Limnol. Oceanogr. 22: 996-1011.
- MEE, L.D., 1986. Continuous Flow Analysis in Chemical Oceanography: Principles, Applications and Perspectives. The Science of the Total Environment, 49:27-87.
- MEE, L.D., (comunicación personal), Director de esta tesis.
- MERINO, M., 1986a. Aspectos de la circulación costera superficial del Caribe Mexicano con base en observaciones utilizando tarjetas de deriva. An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Autón. México, 13(2):31-46.
- MERINO, M., 1986b. Informe de créditos de doctorado "Estudio Ambiental del arrecife de Puerto Morelos, Quintana Roo". Unidad Académica de los Ciclos de Posgrado, CCH, UNAM, 43p.
- MERINO M., 1987. The Coastal Zone of México. Coastal Management, 15: 27-42.
- MERINO, M. y L. OTERO, 1991. Atlas Ambiental Costero, Puerto Morelos - Quintana Roo. Editado por el Centro de Investigaciones de Quintana Roo, México, 89p.
- MERRELL, W.J. Jr., J.M. MORRISON, W.D. NOWLIN, R.L. MOLINARI, I.H. BROOKS and R.YAGER., 1978. Dissolved silica and salinity structure of the upper waters of the Venezuela basin, Caribbean Sea. In: Stewart, H.B. Jr. (Ed.), FAO Fish. Rep. (200) Suppl., CICAR-II, Papers on oceanography, meteorology, geology and geophysics, (51-61).
- METCALF, W.G., 1976. Caribbean-Atlantic water exchange through the Anegada-Jungfern Passage. J. Geophys. Res., 81: 6401-6409.

- MINAS, H.J., L.A. ROMANA, T.T. PACKARD y M. BONIN, 1974. La distribution de l'oxygene dans un upwelling cotier (NW de l'Afrique) et dans d'une divergence au large (Dome de Costa Rica). Thetys, 6(1-2): 157-170.
- MINAS, H.J., T.T. PACKARD, M. MINAS, y B. COSTE, 1982a. An analysis of the production-regeneration system in the coastal upwelling area off N.W. Africa based on oxygen, nitrate and ammonium distribution. J. Mar. Res. 40: 615-641.
- MINAS, H.J., L.A. CODISPOTI y R.C. DUGDALE, 1982b. Nutrients and primary production in the upwelling region off Northwest Africa. Rapp. P. V Réun. Cons. int. Explor. Mer., 180:148-183.
- MINAS, H.J., M. MINAS, y T.T. PACKARD, 1986. Productivity in upwelling areas deduced from hydrographic and chemical fields. Limnol. Oceanogr. 31(6): 1182-1206.
- MOLINARI R.L. y J.D COCHRANE, 1972. The effect of Topography on the Yucatan Current. In: Capurro and Reid (Eds). Contributions on the physical Oceanography of the Gulf of Mexico. Texas A & M. University, Texas 2, 288p.
- MOLINARI R.L. y R.E. YAGER, 1977. Upper layer hydrographic conditions at the Yucatan Strait during May, 1972. Journal of Marine Research. 35 (1):11-20.
- MOLINARI R.L. y J. MORRISON, 1988. The separation of the Yucatan Current from the Campeche Bank and Intrusion of the Loop Current Into the Gulf of Mexico. Journal of Geophysical Research, 93(C9):10645-10654.
- MORET, C.M. y C. S. YENTSCH, 1970. The role of chlorophyllase and light in the decomposition of chlorophyll from marine phytoplankton. J. Exp. Mar. Biol. Ecol., 4:238-249.
- MORRISON, J.M. y W.D. NOWLIN, Jr., 1982. General distribution of water masses within the eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973. Journal of Geophysical Research. 87(C6): 4207-4229.
- MORRISON, J.M., W.J MERRELL Jr., R.M. KEY y T.C. KEY, 1983. Property distributions and Deep Chemical Measurements within the Western Gulf of Mexico. Journal of Geophysical Research. 88(C4): 2601-2608.
- MURPHY, J. y J. RILEY, 1962. A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. Analyt. Chim. Acta, 27:31-36.
- NELEPO. B.A, V.N. STEPANOV, R.P. BULATOV y M.M. DOMANOV, 1978. Dissolved silica and salinity structure of the upper waters of the Venezuela basin, Caribbean Sea. In: Stewart, H.B. Jr. (Ed.), FAO Fish. Rep. (200) Suppl., CICAR-II, Papers on oceanography, meteorology, geology and geophysics, (119-131).
- NELSON, D.M. y H.L. CONWAY, 1979. Effects of the light regime on nutrient assimilation by phytoplankton in the Baja California and northwest Africa upwelling systems. J. Mar. Res. 37 (2): 301-317.
- NOWLIN, Jr. W.D., 1972. Winter circulation Patterns and Property Distributions. In: Capurro and Reid (Eds). Contributions on the physical Oceanography of the Gulf of Mexico. Texas A & M. University, Texas 2, 288p.
- OWENS, T.G., P.G. FALKOWSKI y T.E. WHITLEDGE, 1980. Diel periodicity in cellular chlorophyll content in marine diatoms. Marine Biology 59:71-77.

## 6. Literatura citada

---

- PARR, A. E., 1936. A contribution to the hydrography of the Caribbean and Cayman Seas. Bulletin of the Bingham Oceanographic Collection. V (4): 5-110.
- PARSONS, T.R., 1979. Some ecological, experimental and evolutionary aspects of the upwelling ecosystem. South African Journal of Science, 75: 536-540.
- PARSONS, T.R. y P.J. HARRISON, 1983. Nutrient Cycling in Marine Ecosystems. In: Lange, Nobel, Osmond and Ziegler (Eds). Physiological Plant Ecology IV, Germany 12D:85-115.
- PARSONS, T.R. M. TAKAHASHI y B. HARGRAVE, 1977. Biological Oceanographic Processes. 2a ed. Pergamon Press. Oxford, 325p.
- PATÍÑO V.J. y ROMERO C.E. 1989. Análisis de la distribución y abundancia de la biomasa planctónica en la zona Económica Exclusiva Mexicana del Golfo de México (verano, 1988). Reporte de Investigación. UAM-Iztapalapa. 45p.
- PLATT, T., 1984. Primary productivity in the central North Pacific: comparisons of oxygen and carbon fluxes. Deep-Sea Res. 31(11): 1311-1319.
- PLATT, T., K.L. DENMAN, y A.D. JASSBY, 1977. Modeling the productivity of phytoplankton, In: E.D. Goldberg, I.N. McCave, J.J. O'Brien y J.H. Steele (Eds.) The Sea Vol. 6, John Wiley & Sons, Nueva York, 807-856.
- PLATT, T., y W.G. HARRISON, 1985. Biogenic fluxes of carbon and oxygen in the ocean. Nature, 318: 55-58.
- PLATT, T., W.G. HARRISON, M.R. LEWIS, W.K.W. LI, S. SATHYENDRANATH, R.E. SMITH y A.F. VEZINA, 1989. Biological production in the oceans: the case for a consensus. Mar. Ecol. Prog. Ser. 58: 77-88.
- QUIROGA, B.C., 1983. Diagnóstico de la actividad pesquera en el estado de Quintana Roo y alternativas para su desarrollo. Tesis Prof. Fac. Ciencias. UNAM, 177p.
- RAMOS-DURON, F., 1990. Circulación, nutrientes y biomasa fitoplanctónica en la zona de afloramiento frente a Yucatán en julio de 1984. Tesis de Maestría (Oceanografía Biológica y Pesquera). UACPyP-CCH, UNAM, 82p.
- RAYMONT, E.G. 1980. Plankton and Productivity in the Oceans, Vol. 1: Phytoplankton. Segunda Edición. Pergamon Press, Oxford, 489 p.
- REDFIELD, A.C., 1958. The biological control of chemical factors in the environment. American Scientist, 46(3): 205-221.
- REDFIELD, A.C., B.H. KETCHUM y F.A. RICHARDS, 1963. The influence of organisms on the composition of Sea-Water. In: M.N. Hill (Ed). The Sea, 2. Interscience. Nueva York. 539p.
- RILEY, J.P., 1975. Chemical Oceanography. In: J. Riley y G. Skirrow (Eds). Chemical Oceanography. 19(3): 87-112.
- RILEY, J.P. y R. CHESTER, 1973. Introduction to Marine Chemistry. Academic Press, Londres, 565p.
- RIVERO, M. 1989. Estudio de la distribución de nutrientes inorgánicos disueltos en el Golfo de California y Caribe Mexicano, mediante un nuevo autoanalizador capilar automático. Tesis de Maestría (Oceanografía Química). UACPyP-CCH, UNAM, 131p.

- ROSSOV, V.V., 1967. Sobre el sistema de corrientes del Mediterraneo Americano. Academia de Ciencias de Cuba, 11(1):31-49.
- ROSSOV, V.V. y H. SANTANA. 1966. Algunas características hidrológicas del Mediterraneo Americano. Estudios Inst. Ocenol. Acad. Cienc. Cuba, 1:47-77.
- RUIZ, F. G., 1979. Upwelling North of the Yucatan Peninsula. M. SC. Thesis. Dept. of Oceanogr. Texas A & M. 85p.
- RUIZ, F. G. y M. MERINO, 1989. Upwelling off the North Coast of the Yucatan Peninsula. I. Reunion Mexico-Australia sobre Ciencias del Mar, julio 6-17, 1987, Mérida, 10p.
- RYTHER, J.H., 1969. Photosynthesis and fish production in the sea. Science, 166 (3901): 72-76.
- RYTHER, J.H., D.W. MENZEL, E.M. HULBURT, C.J. LORENZEN y N. CORWIN., 1971. The production and utilization of organic matter in the Peru coastal current. Invest. Pesq. 35: 43-59.
- SANCHEZ-VELASCO, L. 1991. Asociaciones de Larvas de Peces en la Plataforma de Yucatán y Mar Caribe Mexicano durante la Epoca Cálida. Tesis de Maestría en Ciencias del Mar, UACPyP - CCH, UNAM, México, 134 p.
- SATELLITE PLANNING COMMITTEE OF JOI, 1984. Oceanography from Space: A Research Strategy for the Decade 1985-1995. Joint Oceanographic Institutions Incorporated, Washington, D.C., 20p.
- SCHRADER, H. y T. BAUNGARTNER, 1983. Decadal variation of upwelling in the central Gulf of California. In: Jorn Thiede and Erwin Suess (Eds). Coastal Upwelling: Its Sediment record. Plenum Press, Nueva York, 277-293.
- SECRETARIA DE MARINA, 1974. Atlas Oceanográfico del Golfo de México y Mar Caribe. Sección I, Mareas y Corrientes. OSM No. 1000. Sec. Marina, Dir. Gral. de Oceanografía y Señalamiento Marítimo. 38p.
- SECRETARIA DE MARINA, 1978. Temperatura y Salinidad de los puertos de México en el Golfo de México y Mar Caribe. Sec. Marina, Dir. Gral. de Oceanografía. D.H/M-02-78.
- SECRETARIA DE MARINA, 1984. Carta Batimétrica No. 900. Canal de Yucatán y Proximidades. Sec. Marina, Dir. Gral. de Hidrografía. Mexico.
- SHARP, J.H., C.H. CULBERSON, y T.M. CHURCH, 1982. The chemistry of the Delaware estuary. General considerations. Limnol. Oceanog., 27: 1015-1028.
- SHULENBERGER, E. y J.L. REID, 1981. The Pacific shallow oxygen maximum, deep chlorophyll maximum, and primary productivity, reconsidered. Deep-Sea Research, 28A (9): 901-919.
- SHUMAN, F.R. y J. LORENZEN, 1975. Quantitative degradation of chlorophyll by marine herbivore. Limnol. Oceanog., 20: 580-586.
- SMAYDA, T.J., 1977. EN-010 Cruise report. In: Proyect: Campeche Bank phytoplankton growth and physiological state. Univ. Rhode Island, Kingston. R.I., 8p.
- SMIRNOV, E.V., N.N. MIJAILOV y V.V. ROSSOV, 1967. Algunas Características Hidroquímicas del Mediterraneo Americano. Academia de Ciencias de Cuba, 1:51-74.



## 6. Literatura citada

---

- SMITH, R.L., 1968. Upwelling. Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., 6: (11-46).
- SMITH, R.C., 1981. Remote sensing and the depth distribution of ocean chlorophyll. Marine Ecology Progress Series, 5:359-361.
- SMITH, R.C. y K.S. BAKER, 1982. Oceanic chlorophyll concentrations determined by satellite (Nimbus - 7 coastal zone color scanner). Mar. Biol., 66:269-279.
- SMITH, S.L., 1984. Biological indications of active upwelling in the northwestern Indian Ocean in 1964 and 1979, and a comparison with Peru and northwest Africa. Deep-Sea Research, 31: 951-968.
- SMITH, S.L. y L.A. CODISPOTI, 1980. Southwest Monsoon of 1979: chemical and biological response Somali coastal waters. Science, 209: 597-600.
- SMITH, W., G. HERBUN, R. BARBER y J. O'BRIEN, 1983. Regulation of phytoplankton communities by physical processes in upwelling ecosystems. Journal of Marine Research, 41:539-556.
- STEELE, J.H., 1962. Environmental control of photosynthesis in the sea. Limnol. Oceanogr., 7:137-150.
- STEELE, J.H. y C.S. YENTSCH, 1960. The vertical distribution of chlorophyll. J. Mar. Biol. Ass. U. K., 39:217-226.
- STEELE, J.H. y I.E. BAIRD, 1962. Further relations between primary production, chlorophyll, and particulate carbon. Limnol. Oceanogr., 7:42-47.
- STEEMANN NIELSEN, E. 1952. The use of radioactive carbon ( $^{14}\text{C}$ ) for measuring organic production in the sea. J. Cons. int. Explor. Mer. 19: 6907-6924.
- STEEMANN NIELSEN, E. 1975. Marine Photosynthesis. Elsevier Oceanography Series, 13. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 141 p.
- STRICKLAND, J., 1968. A comparison of Profiles of Nutrient and Chlorophyll Concentrations Taken from Discrete Depths and by Continuous Recording. Limnol. Oceanogr., 13:388-391.
- STRICKLAND, J. y T. PARSONS, 1972. A practical handbook of seawater analysis. Fish. Res. Bd. Can., Bull. 167, Segunda Edición, Ottawa, 310p.
- STRICKLAND, J. y T. PARSONS, 1965. Fish. Res. Bd. Can. Bull. 125, 2nd ed., 203 p.
- STUMPF, H.G., 1975. Satellite detection of Upwelling the Gulf of Tehuantepec México. Journal of physical Oceanograph., 5:383-388.
- STURGES, W., J.C. EVANS, S. WELSH y W. HOLLAND, 1989. The process of ring separation from the Loop Current. In: J.K. Lewis (Ed.) Proceedings: Chapman Conference on the Physics of the Gulf of Mexico, october 1989, Institute of Naval Oceanography Technical Note, PROC-2.
- SWIFT, J.H. y K. AAGAARD, 1976. Upwelling near Samalga Pass, Limnol. Oceanogr., 21 (3): 399-408.
- TAKAHASHI, T., W.S. BROEKER y S. LANGER, 1985. Redfield Ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. J. Geophys. Res. 90 (C4): 6907-6924.

- TAPANES, J.J., 1970. "Teoría y pronóstico de los afloramientos costeros (Yucatán)". Informe Técnico del Centro de Investigaciones Pesqueras (Cuba): 7p.
- THOMAS, W.H., 1979. Anomalous nutrient-chlorophyll interrelationships in the offshore eastern tropical Pacific Ocean. *J. Mar. Res.* 37: 327-335.
- TORRES, P. 1986. Acerca de la distribución vertical del fitoplancton frente a Cabo Catoche (nictemeral en abril de 1983). *Tesis Prof. Fac. Ciencias. UNAM.* 24p
- TRAGANZA, E., D. REDALJE y R. GARWOOD, 1987. Chemical flux, mixed layer entrainment and phytoplankton blooms at upwelling fronts in the California Coastal Zone. *Continental Shelf Research*, 7(1): 89-105.
- TREGUER, D. et P. LECORRE, 1974. Manuel d'analyse des sels nutritifs dans l'eau de mer. Laboratoire d'Océanologie Chimique, Université de Bretagne Occidentale Brest, 58p.
- TURNER DESIGNS, 1981. OPERATING AND SERVICE MANUAL, Model 10 Series Fluorometers. USA, 36p.
- U.S. DEPT. OF THE NAVY (NAVAL OCEANOGRAPHIC OFFICE), U.S. DEPT OF COMMERCE (WEATHER BUREAU), 1963. Atlas of Pilot Charts, Central American Waters. Washington D.C.
- YENTSCH, C.S., 1965. Distribution of chlorophyll and phaeophytin in the open ocean. *Deep Sea Res.*, 12:653-666.
- YENTSCH, C.S. y D.W. MENZEL, 1963. A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and phaeophytin by fluorescence. *Deep Sea Res.*, 10: 221-231.
- VALENTIN, J.L., D.L. ANDRE, y S.A. JACOB, 1987. Hydrobiology in the Cabo Frio (Brazil) upwelling: two-dimensional structure and variability during a wind cycle. *Continental Shelf Research*, 7(1):77-88.
- VERNET, M. y C.J. LORENZEN, 1987. The relative abundance of pheophorbide "a" and phaeophytin "a" in temperate marine waters. *Limnol. Oceanogr.*, 32(2):352-358.
- VOITUREZ, B., 1981. Equatorial upwelling in the eastern Atlantic: problems and paradoxes. In: Richards, F.A. (Ed), *Coastal Upwelling*, Coastal and Estuarine Sciences series, Num. 1, American Geophysical Union, Washington, D.C. 529p.
- VOITUREZ, B., A. HERBLAND y R. LE BORGNE, 1982. L'upwelling équatorial de l'Atlantique Est pendant l'Experience Météorologique Mondiale (PEMG). *Oceanol. Acta* 5: 301-314.
- WALSH, J.J., 1976. Herbivory as a factor in patterns of nutrient utilization in the sea. *Limnol. Oceanogr.*, 21:1-13.
- WALSH, J.J., J.C. KELLEY, T.E. WHITLEDGE, J.J. MACISSAC, y S.A. HUNTSMAN, 1974. Spin-up of the Baja California upwelling ecosystem. *Limnol. Oceanogr.* 19 (4): 553-572.
- WALSH, J.J., J.C. KELLEY, R.C. DUGDALE, y B.W. FROST, 1977. Gross features of the Peruvian upwelling system with special reference to possible diel variation. *Invest. Pesq.* 35: 25-42.

6. Literatura citada

---

- WALSH, J.J., T.E. WHITLEDGE, J.C. KELLEY, S.A. HUNTSMAN, y R.D. PILLSBURY, 1977. Further transition states of the Baja California upwelling ecosystem. Limnol. Oceanog. 22 (2): 264-280.
- WALSH, J.J., T.E. WHITLEDGE, W.E. ESAIAS, R.L. SMITH, S.A. HUNTSMAN, H. SANTANDER, y B.R. DE MENDIOLA, 1980. The spawning habitat of the Peruvian anchovy, Engraulis ringens. Deep-Sea res. 27:1-27.
- WILKERSON, F.P., y R.C. DUGDALE, 1987. The use of large shipboard barrels and drifters to study the effects of coastal upwelling on phytoplankton dynamics. Invest. Pesq. 32: 368-382.
- WOOSTER, W.S., 1978. Upwelling research and ocean affairs. In: R. Boje y M. Tomczak (Eds.), Upwelling Ecosystems: 291-300, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 303 p.
- WROBLEWSKI, J.S., 1977. A model of phytoplankton plume formation during variable Oregon upwelling. J. Mar. Res. 35: 357-394.
- WUST, G., 1964. Stratification and Circulation in the Antillean-Caribbean Basins Part One. Spreading and mixing of the water types with an Oceanographic Atlas. Columbia University Press. New York. 201p.
- WYRTKI, K., 1964. Upwelling in the Costa Rica Dome. U.S. Fish Wildlife Serv. Fishery Bull., 63: 355-372.
- YENTSCH, C. y D.W. MENZEL, 1963. A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and pheophytin by fluorescence. Deep Sea Res., 10: 221-231.
- ZEINTSCHEL, B. 1970. Marine biology, 7: 315-318.
- ZIMMERMAN, R.C., J.N. KREMER y R.C. DUGDALE, 1987. Acceleration of nutrient uptake by phytoplankton in a coastal upwelling ecosystem: A modeling analysis. Limnol. Oceanog., 32(2):352-358.

## 7. INDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 2.1	Area de estudio. . . . .	9
Figura 2.2	Diagrama T-S "normal" para las aguas del Mar Caribe . . . . .	13
Figura 2.3	Perfiles esquemáticos de nutrientes y oxígeno disuelto considerados representativos para las aguas del Mar Caribe . . . . .	17
Figura 2.4	Diagramas esquemáticos de los mecanismos de afloramiento propuestos para Yucatán . . . . .	19
Figura 3.1	Redes de estaciones de la campañas PROIBE-1 y PROIBE-2 . . . . .	27
Figura 3.2	Red de estaciones de la campaña PROIBE-3 . . . . .	28
Figura 3.3	Red de estaciones de la campaña PROIBE-4 . . . . .	29
Figura 3.4	Red de estaciones de la campaña PROIBE-5 . . . . .	30
Figura 3.5	Red de estaciones de la campaña SURCAY-1 . . . . .	31
Figura 3.6	Diagrama esquemático del arreglo de los cuerpos de deriva liberados durante el PROIBE-3 (primavera de 1985) . . . . .	38
Figura 3.7	Ubicación y nomenclatura de los transectos utilizados para el trazado de las distribuciones verticales . . . . .	41
Figura 4.1	Topografía de la isoterma de 22.5 °C en primavera . . . . .	46
Figura 4.2	Topografía de la isoterma de 22.5 °C en verano . . . . .	48
Figura 4.3	Topografía de la isoterma de 22.5 °C en otoño . . . . .	49
Figura 4.4	Topografía de la isoterma de 22.5 °C en invierno . . . . .	51
Figura 4.5	Topografías de la isoterma de 22.5 °C a lo largo del año . . . . .	52
Figura 4.6	Variación anual de la distribución térmica vertical en un punto (21° 48' N, 86° 26' W) sobre el talud continental al este de Cabo Catoche . . . . .	53
Figura 4.7	Topografía de la isoterma de 22.5 °C en la primavera de 1989 . . . . .	55
Figura 4.8	Distribución de la temperatura en el fondo marino dentro de la plataforma continental (Z <200 m) durante la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . .	58
Figura 4.9	Distribución de la temperatura en el fondo marino dentro de la plataforma continental (Z <200 m) en el verano de 1984 . . . . .	59
Figura 4.10	Distribución de la temperatura en el fondo marino dentro de la plataforma continental (Z <200 m) en el otoño de 1985 . . . . .	61
Figura 4.11	Distribución de la temperatura en el fondo marino dentro de la plataforma continental (Z <200 m) en el invierno de 1986 . . . . .	62

7. Índice de ilustraciones

---

Figura 4.12	Distribución de la temperatura en el fondo marino dentro de la plataforma continental (Z <200 m) en la primavera de 1989 . . . . .	63
Figura 4.13	Distribución de la densidad (sigma-t) en el fondo marino dentro de la plataforma continental (Z <200 m) en la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . .	65
Figura 4.14	Distribución de la densidad (sigma-t) en el fondo marino dentro de la plataforma continental (Z <200 m) en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . .	66
Figura 4.15	Distribución de los nitratos en el fondo marino dentro de la plataforma continental (Z <200 m) en la primavera de 1985 . . . . .	68
Figura 4.16	Distribución de los nitratos en el fondo marino dentro de la plataforma continental (Z <200 m) en la primavera de 1989 . . . . .	69
Figura 4.17	Distribución vertical de la densidad (sigma-t) a lo largo del transecto P-0 en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . .	71
Figura 4.18	Distribución vertical de la temperatura a lo largo del transecto P-0 en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . .	72
Figura 4.19	Distribución vertical de a) la densidad (sigma-t) y b) la temperatura, a lo largo del transecto P-0 en la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . .	73
Figura 4.20	Distribución vertical de a) la densidad (sigma-t) y b) la temperatura, a lo largo del transecto P-0 en el verano de 1984 . . . . .	75
Figura 4.21	Distribución vertical de la temperatura a lo largo del transecto P-0 en el otoño de 1985 (PROIBE-4) . . . . .	76
Figura 4.22	Distribución vertical de la temperatura a lo largo del transecto P-0 en el invierno de 1986 (PROIBE-5) . . . . .	79
Figura 4.23	Distribución vertical de los nitratos a lo largo del transecto P-0 en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . .	80
Figura 4.24	Distribución vertical de los fosfatos a lo largo del transecto P-0 en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . .	81
Figura 4.25	Distribución vertical de los silicatos a lo largo del transecto P-0 en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . .	82
Figura 4.26	Distribución vertical de los nitratos a lo largo del transecto P-0 en: a) la primavera de 1985 (PROIBE-3), y b) el verano de 1984 (PROIBE-2) . . . . .	83
Figura 4.27	Distribución vertical de: a) los fosfatos, y b) los silicatos, a lo largo del transecto P-0 en el verano de 1984 (PROIBE-2) . . . . .	85
Figura 4.28	Distribución vertical de la salinidad a lo largo del transecto P-0 en el otoño de 1985 (PROIBE-4) . . . . .	86

Figura 4.29	Distribución vertical de la salinidad a lo largo del transecto P-0 en el invierno de 1986 (PROIBE-5) . . . . .	87
Figura 4.30	Distribución vertical de la salinidad a lo largo del transecto P-0 en la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . .	89
Figura 4.31	Distribución vertical de la salinidad a lo largo del transecto P-0 en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . .	90
Figura 4.32	Distribución vertical de la salinidad a lo largo del transecto P-0 en el verano de 1984 (PROIBE-2) . . . . .	91
Figura 4.33	Distribución vertical de la temperatura a lo largo del transecto M-0 en: a) la primavera de 1985 (PROIBE-3), y b) el verano de 1984 (PROIBE-2) . . . . .	93
Figura 4.34	Distribución vertical de la densidad a lo largo del transecto M-0 en: a) la primavera de 1985 (PROIBE-3), y b) el verano de 1984 (PROIBE-2) . . . . .	94
Figura 4.35	Distribución vertical de la densidad a lo largo del transecto M-0 en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . .	96
Figura 4.36	Distribución vertical de los nitratos a lo largo del transecto M-0 en: a) la primavera de 1985 (PROIBE-3), y b) el verano de 1984 (PROIBE-2) . . . . .	98
Figura 4.37	Distribución vertical de los nitratos a lo largo del transecto M-0 en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . .	99
Figura 4.38	Distribución vertical de a) la densidad y b) los nitratos, a largo del transecto M-4 en la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . .	100
Figura 4.39	Distribución vertical de la densidad a lo largo del transecto M-4 en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . .	101
Figura 4.40	Distribución vertical de los nitratos a lo largo del transecto M-4 en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . .	102
Figura 4.41	Distribución vertical de la densidad a lo largo del transecto M-0 en: a) el otoño de 1985 (PROIBE-4), y b) el invierno de 1986 (PROIBE-5) . . . . .	104
Figura 4.42	Distribución vertical de los nitratos a lo largo del transecto M-0 en: a) el otoño de 1985 (PROIBE-4), y b) el invierno de 1986 (PROIBE-5) . . . . .	105
Figura 4.43	Distribución vertical de la densidad a lo largo del transecto M-4 en: a) el otoño de 1985 (PROIBE-4), y b) el invierno de 1986 (PROIBE-5) . . . . .	107
Figura 4.44	Distribución vertical de los nitratos a lo largo del transecto M-4 en: a) el otoño de 1985 (PROIBE-4), y b) el invierno de 1986 (PROIBE-5) . . . . .	108
Figura 4.45	Distribución vertical de la densidad a lo largo del transecto P-0 en el invierno de 1986 (PROIBE-5) . . . . .	110
Figura 4.46	División de las estaciones del PROIBE-3 en zonas con base en los diagramas T-S . . . . .	112

## 7. Índice de ilustraciones

---

- Figura 4.47 Diagrama T-S de las estaciones de la zona denominada "Caribe Inalterado", según se muestra en la figura 4.46 . . . . . 113
- Figura 4.48 Diagrama T-S de las estaciones de la "Zona de Afloramiento", cuya extensión se muestra en la figura 4.46 . . . . . 115
- Figura 4.49 Diagrama T-S de las estaciones de las "Zonas de Transición", cuya ubicación se muestra en la figura 4.46 . . . . . 117
- Figura 4.50 Diagrama T-S de las estaciones de la zona denominada "Agua Mezcladas", según se indica en la figura 4.46 . . . . . 118
- Figura 4.51 Relación entre salinidad y a) oxígeno disuelto, b) temperatura, c) fosfato, d) nitrato y e) silicato en las estaciones de la zona de "Caribe Inalterado" del SURCAY-1, en el intervalo de salinidad de 35.8 a 36.8 . . . . . 122
- Figura 4.52 Distribución de la anomalía térmica (media vertical) de la capa de Agua de Afloramiento de Yucatán (AAY) ubicada sobre el fondo de la plataforma continental en la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . 126
- Figura 4.53 Distribución de la anomalía térmica de la capa de Agua de Afloramiento de Yucatán (AAY) ubicada sobre el fondo de la plataforma continental en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . . 127
- Figura 4.54 Distribución del tiempo de residencia sobre la plataforma continental de la capa de Agua de Afloramiento de Yucatán (AAY) en la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . . 131
- Figura 4.55 Puntos de lanzamiento (A, B, C, D) y recuperación de cuerpos de deriva liberados en el PROIBE-3, y trayectoria que habrían seguido . . . . . 133
- Figura 4.56 Diagrama esquemático de la estructura del afloramiento . . . . . 137
- Figura 4.57 Variación anual de los valores medios de: a) la concentración de clorofila, y b) la Proporción Ácida . . . . . 141
- Figura 4.58 Distribución horizontal de la concentración media vertical de clorofila en el otoño de 1985 (PROIBE-4) . . . . . 143
- Figura 4.59 Distribución horizontal de la concentración media vertical de clorofila en la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . . 144
- Figura 4.60 Distribución horizontal de la concentración media vertical de clorofila en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . . 145
- Figura 4.61 Distribución horizontal de la cantidad total de clorofila integrada sobre toda la columna de agua en el otoño de 1985 (PROIBE-4) . . . 148
- Figura 4.62 Distribución horizontal de la cantidad total de clorofila integrada sobre la columna de agua en la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . 149
- Figura 4.63 Distribución horizontal de la cantidad total de clorofila integrada sobre toda la columna de agua en la primavera de 1989 . . . . . 150
- Figura 4.64 Perfiles de clorofila y parámetros hidrológicos para dos estaciones profundas de la campaña PROIBE-3: a) en la zona de surgencia (estación 34), y b) en el Caribe (estación 74) . . . . . 152

- Figura 4.65 Perfiles de clorofila y parámetros hidrológicos para dos estaciones someras de la zona de surgencia de la campaña PROIBE-3: a) estación 39, y b) estación 41 . . . . . 153
- Figura 4.66 Distribución vertical de clorofila a lo largo del transecto P-0 en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . . 155
- Figura 4.67 Distribución vertical de clorofila a lo largo del transecto P-0 en a) la primavera de 1985 (PROIBE-3) y b) el verano de 1984 (PROIBE-2) . . . . . 156
- Figura 4.68 Distribución vertical de clorofila a lo largo del transecto P-0 en el otoño de 1985 (PROIBE-4) . . . . . 157
- Figura 4.69 Distribución vertical de clorofila a lo largo del transecto M-0 en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . . 159
- Figura 4.70 Distribución vertical de clorofila a lo largo del transecto M-0 en a) la primavera de 1985 (PROIBE-3) y b) el verano de 1984 (PROIBE-2) . . . . . 160
- Figura 4.71 Distribución vertical de clorofila a lo largo del transecto M-0 en a) el otoño de 1985 (PROIBE-4), y b) el invierno de 1986 (PROIBE-5) . . . . . 161
- Figura 4.72 Distribución vertical de clorofila a lo largo del transecto M-4 en primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . . 163
- Figura 4.73 Distribución vertical de clorofila a lo largo del transecto M-4 en a) la primavera (PROIBE-3) y b) el otoño (PROIBE-4) de 1985 . 164
- Figura 4.74 Topografía del máximo de clorofilas en la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . . 166
- Figura 4.75 Topografía del máximo de clorofilas en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . . 167
- Figura 4.76 Topografía de la nitratoclina (isonutria de  $1.0 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ ) en la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . . 169
- Figura 4.77 Topografía de la nitratoclina (isonutria de  $1.0 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ ) en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . . 170
- Figura 4.78 Relación entre los consumos de fosfato y de nitrato en el agua aflorada (AAY) en la primavera de 1989 a) Consumos medios en la capa de AAY. b) Consumos integrados verticalmente . . . . . 174
- Figura 4.79 Distribución horizontal del porcentaje de nitrato disponible en el AAY que ha sido consumido desde su acceso a la zona fótica, para la campaña de la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . . 176
- Figura 4.80 Distribución horizontal del porcentaje del nitrato disponible en el AAY que ha sido consumido desde su acceso a la zona fótica, para la campaña de la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . . 177
- Figura 4.81 Relación entre el oxígeno disuelto y la salinidad en el SURCAY, para a) el AAY en las estaciones del Caribe más cercanas a la costa y a la zona de afloramiento, y b) en el ASC de las estaciones del Caribe . . . . . 181



## 7. Índice de ilustraciones

---

- Figura 4.82** Perfiles de oxígeno disuelto para tres estaciones representativas de la zona de afloramiento en el SURCAY . . . . . 183
- Figura 4.83** Relación entre el consumo de nitrato y la producción de oxígeno disuelto en estaciones con afloramiento de las campañas SURCAY (cruces) y PROIBE-3 (cuadros) . . . . . 185
- Figura 4.84** Relación entre el consumo de nitratos y la producción de oxígeno disuelto (por unidad de área) en estaciones con afloramiento de la campaña SURCAY . . . . . 187
- Figura 4.85** Distribución horizontal de la biomasa fitoplanctónica nueva ( $B_{nueva}$ ) media en la capa de agua aflorada en la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . . 191
- Figura 4.86** Distribución horizontal de la biomasa fitoplanctónica nueva ( $B_{nueva}$ ) media en la capa de agua aflorada en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . . 193
- Figura 4.87** Distribución horizontal de la biomasa fitoplanctónica nueva ( $B_{nueva}$ ) total en la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . . 195
- Figura 4.88** Distribución horizontal de la biomasa fitoplanctónica nueva ( $B_{nueva}$ ) total en la primavera de 1989 (SURCAY-1) . . . . . 196
- Figura 4.89** Distribución horizontal de la producción primaria nueva ( $P_{nueva}$ ) en la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . . 198
- Figura 4.90** Distribución horizontal de la producción primaria nueva normalizada contra clorofila ( $P_{nueva}^B$ ) en la primavera de 1985 . . . . . 199
- Figura 4.91** Relación entre la biomasa fitoplanctónica nueva ( $P_{nueva}$ ) calculada y la clorofila observada para las estaciones de el Crucero PROIBE-3 (cuadros) y del SURCAY-1 (cruces) . . . . . 201
- Figura 4.92** Trazado de los transectos de "Travesía" y "Giro" correspondientes a las dos principales líneas de flujo para a) la primavera de 1989 (SURCAY-1), y b) la primavera de 1985 (PROIBE-3) . . . . . 203
- Figura 4.93** Evolución de diversas variables a lo largo del transecto de "Travesía" en el PROIBE-3 . . . . . 205
- Figura 4.94** Evolución de diversas variables a lo largo del transecto de "Travesía" en el SURCAY-1 . . . . . 207
- Figura 4.95** Evolución de diversas variables a lo largo del transecto de "Giro" en el PROIBE-3 . . . . . 209
- Figura 4.96** Evolución de diversas variables a lo largo del transecto de "Giro" en el SURCAY-1 . . . . . 211
- Figura 4.97** Ubicación de las principales áreas de surgencia asociadas a Corrientes de Margen Este (CME) de los océanos y de las asociadas a Corrientes de Margen Oeste (CMO): a) Florida, b) Somalia, c) Yucatán, y d) Cabo Frío, Brasil . . . . . 223
- Figura 4.98** a) Evolución de la producción biológica de oxígeno en función del tiempo ( $t$ ), donde  $t$  representa el tiempo transcurrido entre el momento en que el agua es aflorada y el momento de las observaciones. b) Evolución de la clorofila integrada verticalmente en función del tiempo ( $t$ ) . . . . . 227

**Figura A1.1** Relación entre las lecturas del sensor de Oxígeno y las determinaciones analíticas en el PROIBE-2 . . . . . A-2

**Figura A1.2** Relación entre las lecturas del sensor de Oxígeno y las determinaciones analíticas en el PROIBE-4 . . . . . A-4

**Figura A1.3** Relación entre las lecturas del sensor de Oxígeno y las determinaciones analíticas en el PROIBE-5 . . . . . A-5

**Figura A1.4** Relación entre las lecturas del sensor de Oxígeno y las determinaciones analíticas en el SURCAY-1 . . . . . A-6

**Figura A1.5** Relación entre la clorofila "a" determinada por espectrofotometría y las lecturas correspondientes de fluorescencia . . . . . A-10

**Figura A1.6** Relación entre el feopigmento "a" determinado por espectrofotometría y las lecturas correspondientes de fluorescencia . . . . . A-11

**Figura A1.7** Relación entre la clorofila "total" determinada por espectrofotometría y las lecturas correspondientes de fluorescencia . . . . . A-12

**Figura A1.8** Diferencia entre el perfil fluorométrico antes (A) y después (B) del proceso de filtrado mediante promedios corridos . . . . . A-15

## ANEXO 1: CALIBRACION DE LECTURAS E INSTRUMENTOS

En este anexo se detallan los resultados de la calibración de las lecturas de los equipos que no dan lecturas absolutas, sino que requieren de la realización de determinaciones analíticas en paralelo para transformar dichas lecturas en concentraciones, principalmente el sensor de Oxígeno y los fluorómetros.

### A1.1. Oxígeno disuelto

A partir del PROIBE-2 se instaló un sensor de oxígeno disuelto en el CTD para obtener perfiles de este parámetro en forma simultánea a los de temperatura y salinidad. El sensor, marca Beckman, y la electrónica asociada a él en el sistema CTD Neil Brown Mark III, llevan incorporados mecanismos que permiten corregir los efectos de la temperatura y la presión en la lectura del sensor, como se indica el manual correspondiente (Beckman, Technical Memorandum). Sin embargo, cada sensor requiere de ser calibrado contra determinaciones analíticas de oxígeno, debido a las pequeñas diferencias en la construcción (grosor de la membrana, distancia entre los electrodos, etc.). Dado que los demás efectos han sido compensados en la lectura final que el sistema ofrece, estos valores deben comportarse linealmente con las concentraciones de oxígeno, requiriéndose de una calibración de este tipo.

Por ello, en cada campaña se realizaron análisis de oxígeno que permitieran calibrar los perfiles obtenidos con el CTD. A bordo se introdujo al programa de muestreo una constante de calibración previa escogida arbitrariamente para obtener lecturas en el orden de magnitud esperado (2 a 8 ml/l). Posteriormente, se realizaron ajustes lineales de mínimos cuadrados entre los valores registrados por el CTD a cada profundidad de colecta de agua y las determinaciones analíticas correspondientes efectuadas mediante el método de Winkler.

Durante el PROIBE-2, debido al reducido número de estaciones, se realizaron análisis de oxígeno en todas las estaciones. En la figura A.1 se muestra la relación entre los datos del sensor y los análisis químicos. Puede apreciarse que, aunque hay una dispersión elevada, la relación es lineal y positiva. La recta obtenida mediante una regresión lineal, cuya ecuación se muestra también en la figura, obtuvo un coeficiente de regresión ( $R^2$ ) de 0.704. La

PROIBE-2  
calibración del sensor de Oxígeno

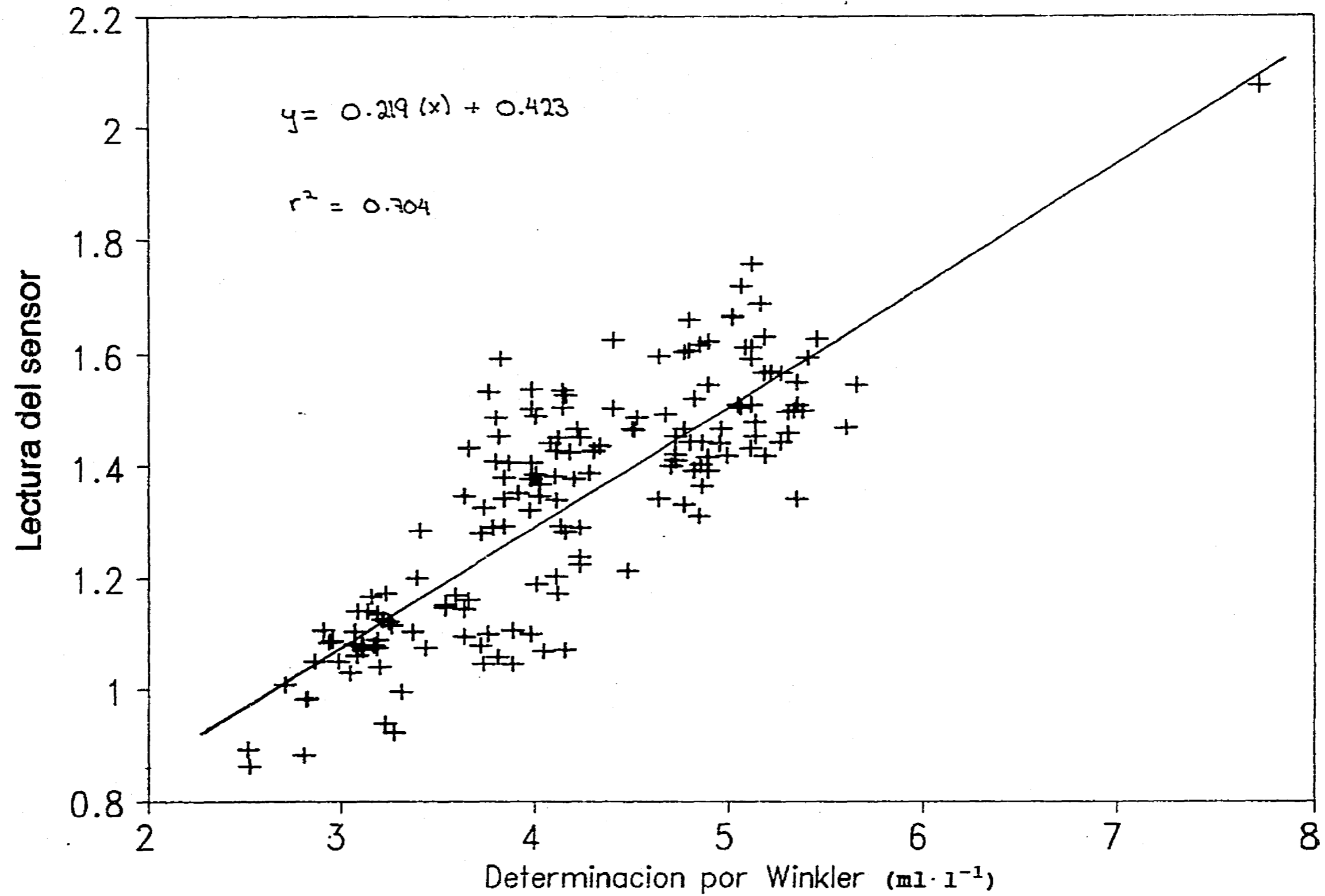


Figura A1.1 Relación entre las lecturas del sensor de Oxígeno y las determinaciones analíticas durante el verano de 1984 (campana PROIBE-2).

dispersión se debe probablemente tanto a problemas de conexión del sensor (que ocasionalmente interrumpía el envío de señal a la terminal de a bordo), como a errores humanos en la determinación analítica. Esta última posibilidad se sustenta en la reducción de la dispersión de una campaña a la siguiente, conforme se adquiría más experiencia en la toma de muestras y ejecución de los análisis, y se enfatizaron las precauciones necesarias durante todo el proceso.

La información obtenida mediante el sensor de oxígeno durante el PROIBE-3 presentó incongruencia con lo esperado, y prácticamente ninguna relación con las determinaciones analíticas. No fué posible identificar el origen de este problema, pero se consideran probables tanto problemas de conexión del sensor, como de contaminación de la membrana con aceite, y de errores humanos durante la captura de los datos. Si bien no fué posible calibrar los perfiles, afortunadamente durante esta campaña también se determinó analíticamente el oxígeno en todas las muestras de las hidrocalas, por lo que se cuenta al menos con datos discretos.

Durante los PROIBE's 4 y 5 no se presentaron problemas con la operación del sensor. Se realizaron determinaciones analíticas de oxígeno para calibrarlo distribuidas en dos grupos de hidrocalas, una al inicio y otro al final de cada campaña, para poder determinar la deriva del sensor. Afortunadamente, al igual que en el PROIBE-2, en ninguno de los casos se observó dicha deriva, presentándose un comportamiento homogéneo durante cada campaña. En las figuras A.2 y A.3 se presentan las relaciones de calibración para el PROIBE-4 y el PROIBE-5 respectivamente, observándose una disminución de la dispersión de los datos, al obtenerse coeficientes de regresión ( $R^2$ ) de 0.735 y 0.951 en el mismo orden. La calidad de las calibraciones se respalda también al obtenerse pendientes cercanas a 1.0 y ordenadas al origen cercanas a 0.0, como muestran las ecuaciones respectivas en las figuras mencionadas.

Finalmente, durante el SURCAY-1, donde la campaña se diseñó con el objetivo específico de obtener datos químicos de elevada calidad, se obtuvieron tanto perfiles de CTD como análisis de oxígeno en todas las estaciones. En este caso, a pesar del elevado número de datos (casi dos mil), el coeficiente de regresión se mantuvo bastante alto ( $R^2 = 0.919$ ). En la figura A.4 se muestran los datos y los resultados de la regresión lineal.

PROIBE-4  
calibración del sensor de Oxígeno

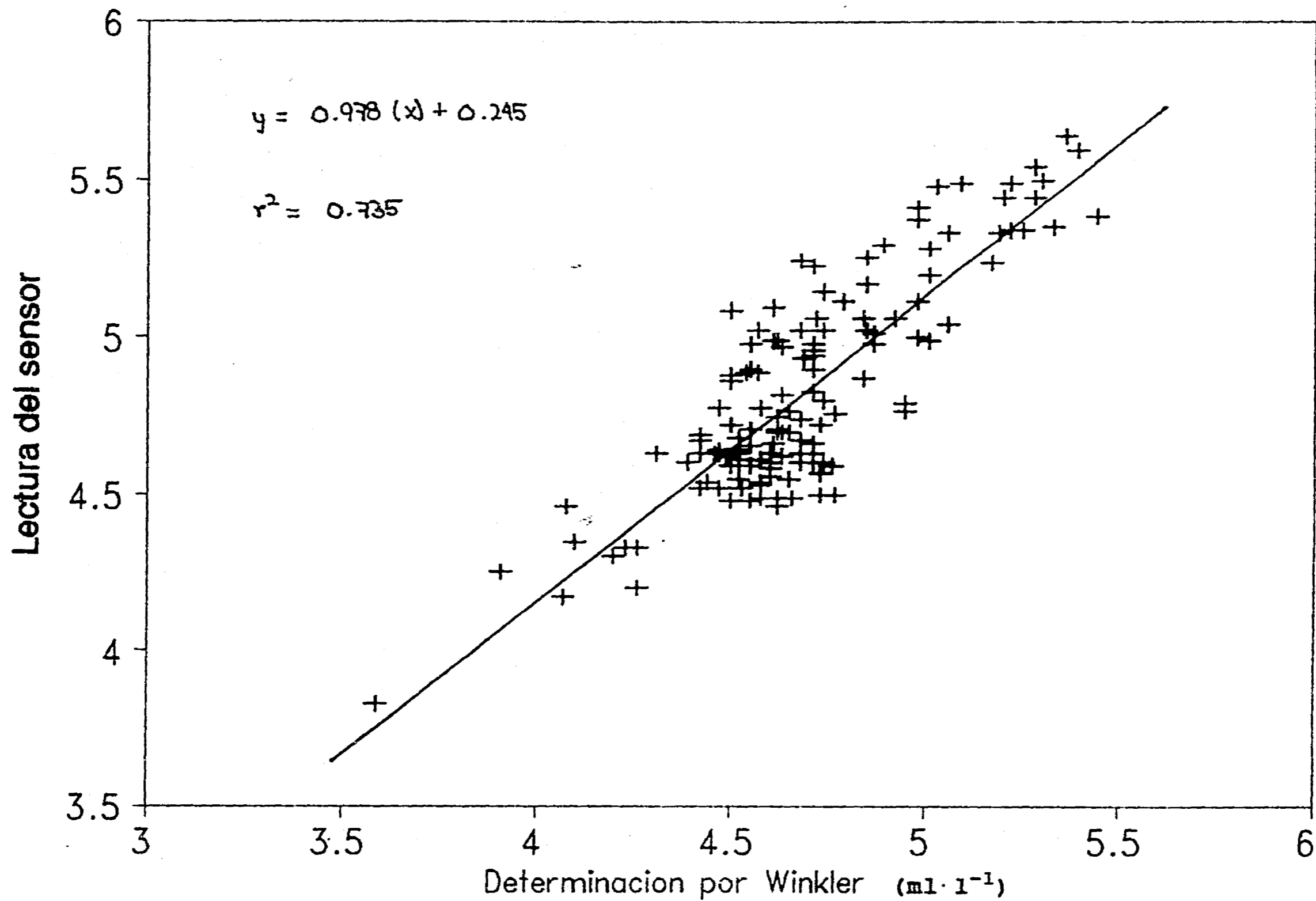


Figura A1.2 Relación entre las lecturas del sensor de Oxígeno y las determinaciones analíticas durante el otoño de 1985 (campana PROIBE-4).

PROIBE-5  
calibración del sensor de Oxígeno

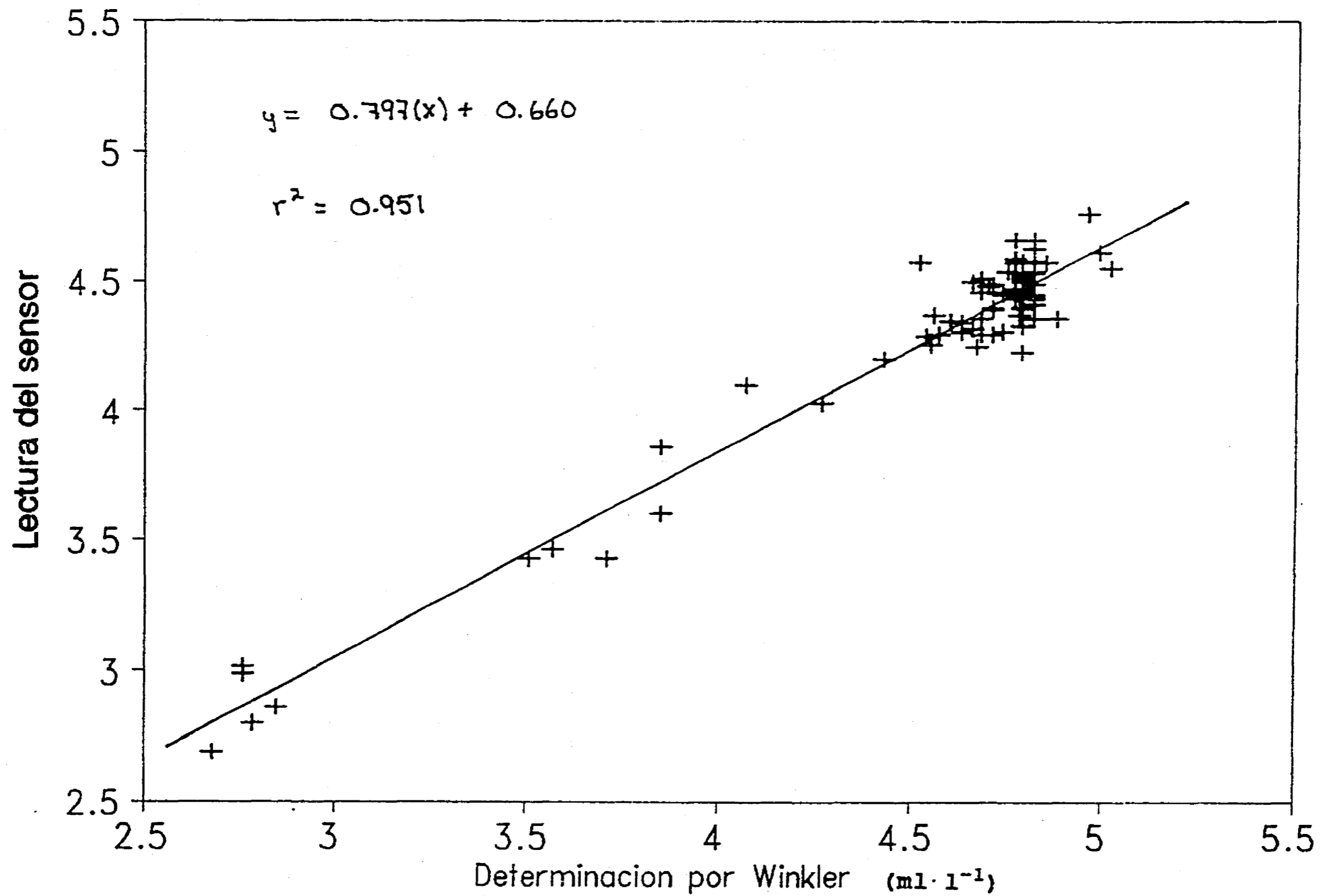


Figura A1.3 Relación entre las lecturas del sensor de Oxígeno y las determinaciones analíticas durante el invierno de 1986 (campana PROIBE-5).

SURCAY-I  
calibración del sensor de Oxígeno

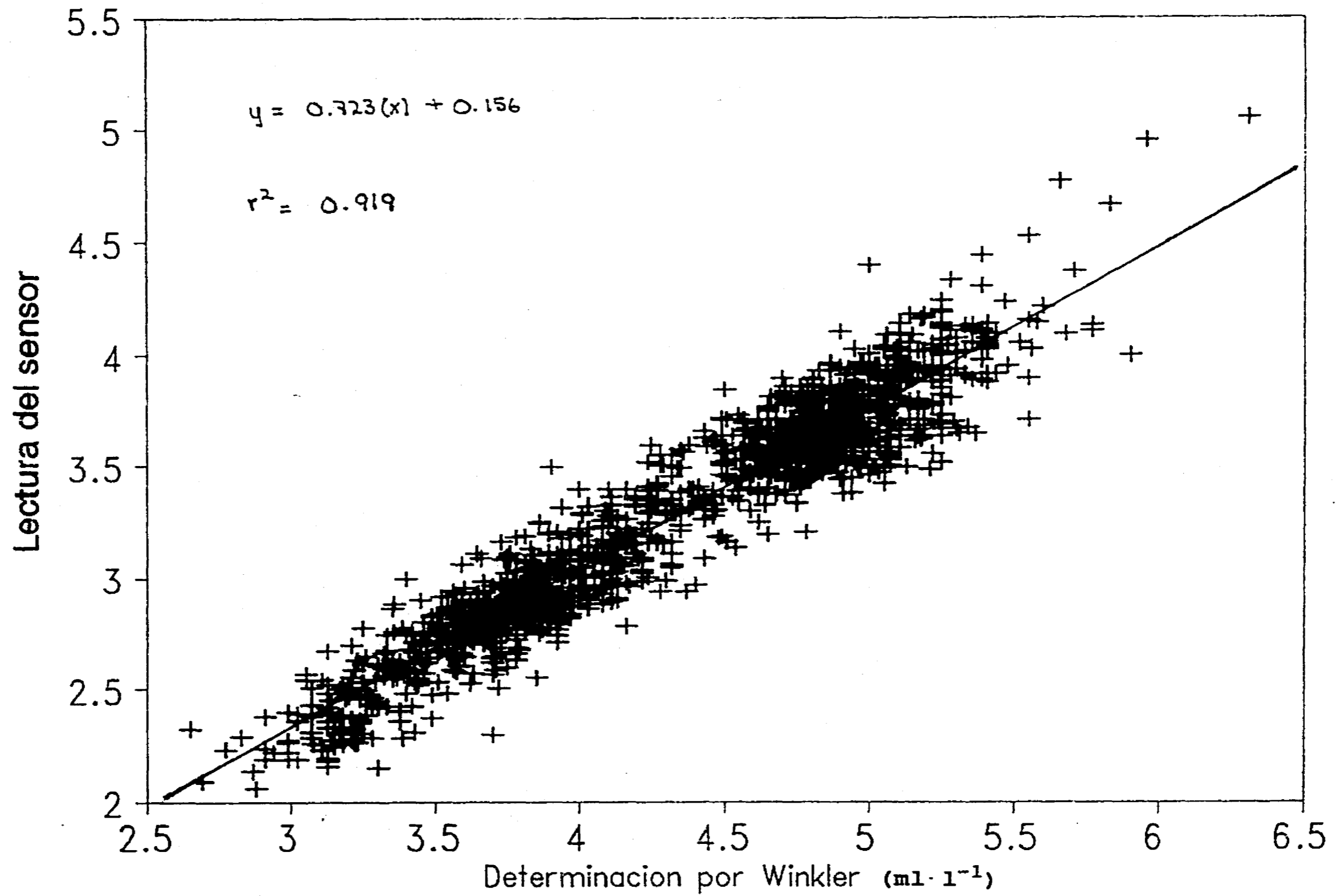


Figura A1.4 Relación entre las lecturas del sensor de Oxígeno y las determinaciones analíticas durante la primavera de 1989 (campaña SURCAY-1).



## A1.2. Clorofilas

### A1.2.1. Calibración de lecturas fluorométricas

Para calibrar las lecturas de fluorescencia se determinaron alrededor de 10 muestras por espectrofotometría durante cada una de las campañas. Esta técnica permite obtener valores de concentración de clorofilas mediante la lectura de absorbancia a varias longitudes de onda y la aplicación de ecuaciones empíricas como las de Lorenzen (1967a). Para esta determinación se intentó contar con muestras con una concentración elevada de clorofilas para permitir una determinación espectrofotométrica precisa, pues esta técnica tiene menor sensibilidad que la fluorométrica (Strickland y Parsons, 1972).

Una vez realizada la extracción de los pigmentos en metanol, siguiendo el procedimiento descrito en el capítulo de Metodología, se determinaron los pigmentos por espectrofotometría simultáneamente a las lecturas en el fluorómetro. Para ello, se utilizó la técnica propuesta por Lorenzen (1967a), que permite la determinación de clorofila a y de feopigmento a aun con volúmenes filtrados de agua relativamente pequeños, y la medición de la absorbancia a solamente dos longitudes de onda: 750 y 665 nm.

La absorbancia de las muestras se midió en una celda de cuarzo con paso óptico de 4 cm en un espectrofotómetro marca Pye-Unicam. Después de la lectura a ambas longitudes de onda, se aciduló la muestra, y se volvió a leer a las mismas longitudes de onda. Se vigiló que la lectura a 750 nm, utilizada como blanco para el Metanol, no excediera de una absorbancia de 0.005, según lo recomendado por Strickland y Parsons (1972). Una vez restados los valores a 750 nm a sus correspondientes lecturas a 665 nm, se calcularon las concentraciones de clorofila a total, clorofila a y feopigmento a.

La concentración de clorofila a total se calculó directamente en función de la absorbancia a 665 nm sin acidular:

$$\text{Clorofila a total (mg} \cdot \text{m}^{-3}\text{)} = \frac{A_{665} \cdot v}{V_f \cdot l}$$

Anexo 1: Calibraciones

en donde:

- A** es el coeficiente de absorción de la clorofila *a* y tiene un valor de  $13.42 \text{ mg} \cdot \text{cm} \cdot \text{l}^{-1}$
- 665<sub>o</sub>** es la absorbancia a 665 nm antes de acidular la muestra
- v** es el volumen de metanol utilizado en la extracción (30 ml en el PROIBE-2, 20 ml en PROIBE-3, y 25 ml en el PROIBE-4, el PROIBE-5 y el SURCAY-1)
- l** es el paso óptico de la celda (4 cm)
- V<sub>f</sub>** es el volumen de agua filtrada en litros (varió entre 0.5 y 1.0 l)

Las concentraciones de clorofila *a* y feopigmento *a* según las ecuaciones propuestas por Lorenzen (1967a):

$$\text{Clorofila } a \text{ (mg} \cdot \text{m}^{-3}\text{)} = \frac{A \cdot K \cdot (665_o - 665_a) \cdot v}{V_f \cdot l}$$

$$\text{Feopigmentos } a \text{ (mg} \cdot \text{m}^{-3}\text{)} = \frac{A \cdot K \cdot (R_m \cdot 665_a - 665_o) \cdot v}{V_f \cdot l}$$

en donde:

- R<sub>m</sub>** es el máximo valor obtenido de relación ácida ( $665_o/665_a$ ), que fué de 2.12
- K** es un factor de compensación de la reducción de absorbancia con respecto a la concentración inicial de clorofilas,  $2.12/1.12 = 1.89$
- 665<sub>a</sub>** es la absorbancia a 665 nm después de acidular

En forma similar, las lecturas de fluorescencia antes y después de acidular se utilizaron para calcular la fluorescencia correspondiente a clorofila *a*, feopigmento *a* y clorofila *a* total, mediante las siguientes ecuaciones:

$$\text{Fluorescencia de Clorofila } a \text{ total} = \frac{F_o \cdot v}{V_f}$$

$$\text{Fluorescencia de Clorofila } a = \frac{K \cdot (F_o - F_a) \cdot v}{V_f}$$

$$\text{Fluorescencia de Feopigmentos } a = \frac{K \cdot (R_m \cdot F_a - F_o) \cdot v}{V_f}$$

en donde:

- $F_o$  es la fluorescencia medida antes de acidular
- $F_a$  es la fluorescencia medida después de acidular
- $R_m$  es el valor máximo de relación ácida ( $F_o/F_a$ ) obtenido, que fué de 2.0
- $K$  es el factor de compensación de la reducción de fluorescencia con respecto a la concentración inicial de clorofilas,  $2.0/1.0 = 2.0$

Para calibrar las lecturas de fluorescencia así obtenidas, se graficaron estos datos (divididos por  $10^4$  para facilitar el manejo de los mismos) en función de las concentraciones determinadas por espectrofotometría para clorofila *a*, feopigmento *a* y clorofila *a* total. Estas gráficas se muestran en las figuras A.5, A.6 y A.7 respectivamente.

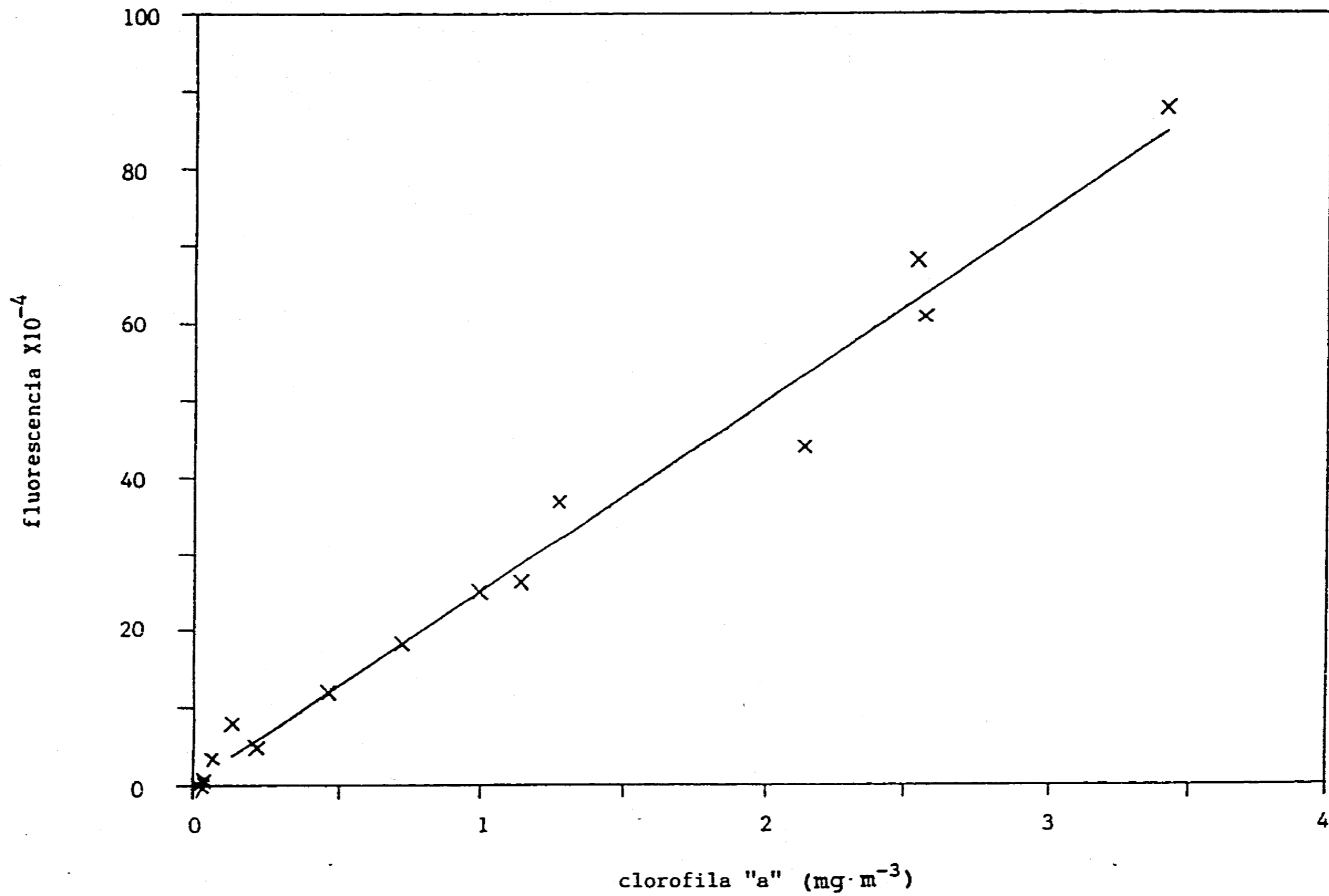


Figura A1.5 Relación entre la clorofila a determinada por espectrofotometría y las lecturas correspondientes de fluorescencia ( $\times 10^{-4}$ ). La recta corresponde al modelo lineal ajustado por mínimos cuadrados.

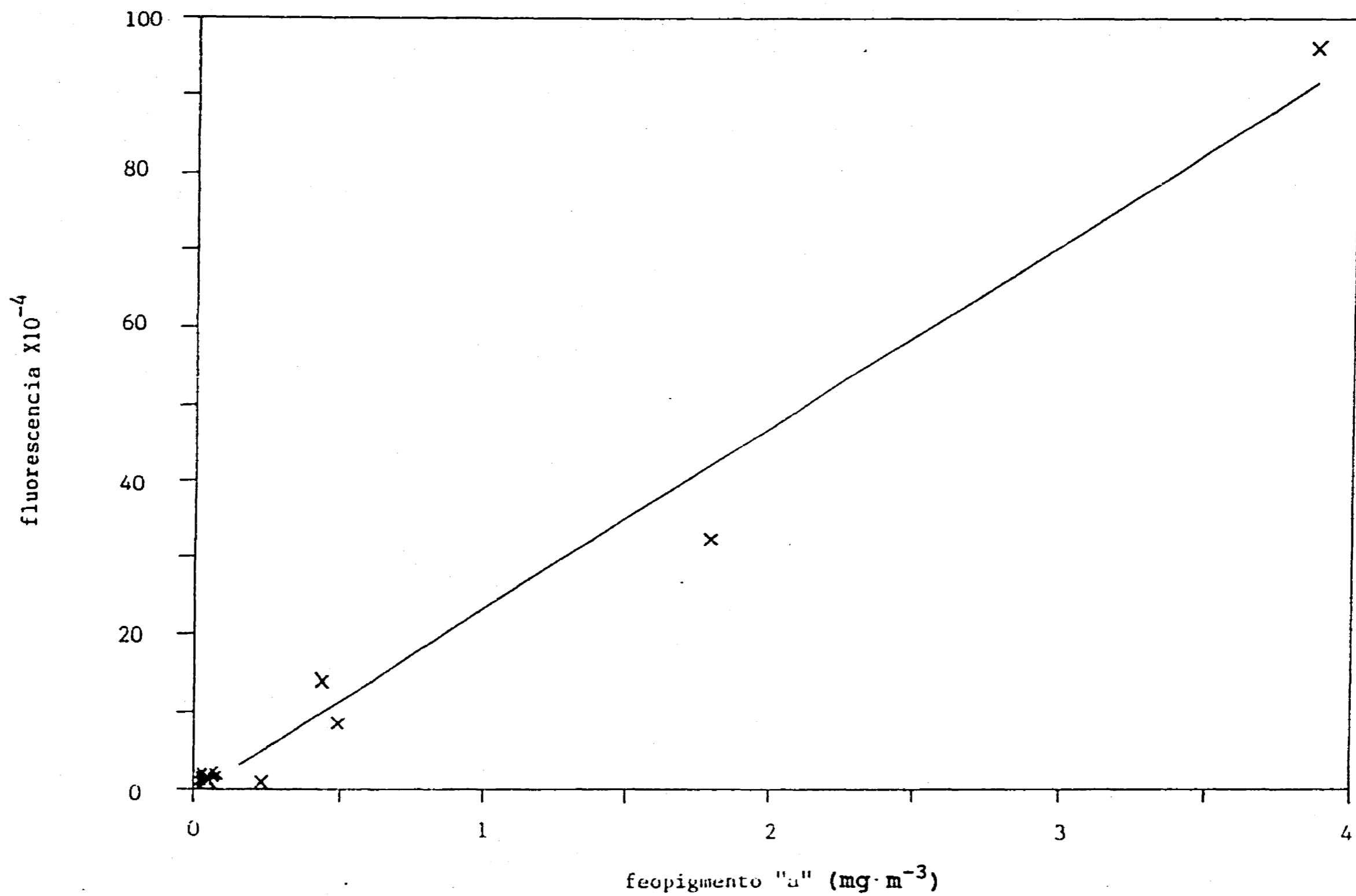


Figura A1.6. Relación entre el feopigmento a determinado por espectrofotometría y las lecturas correspondientes de fluorescencia ( $\times 10^{-4}$ ). La recta corresponde al modelo lineal ajustado por mínimos cuadrados.

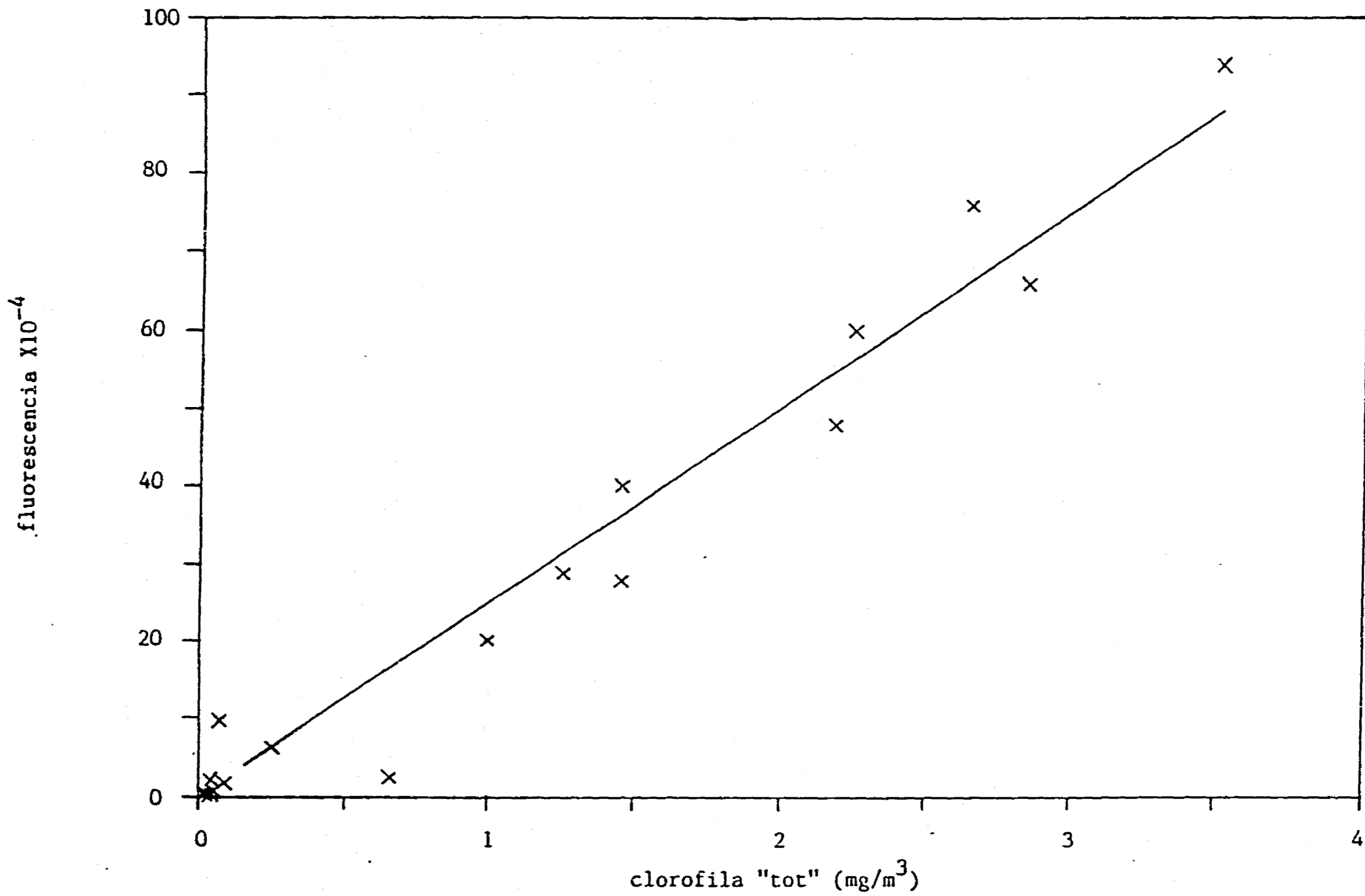


Figura A1.7 Relación entre la clorofila a total determinada por espectrofotometría y las lecturas correspondientes de fluorescencia ( $\times 10^{-4}$ ). La recta corresponde al modelo lineal ajustado por mínimos cuadrados.

Se puede apreciar que el comportamiento de los datos fué lineal para los tres casos. Esto permitió realizar ajustes por mínimos cuadrados para obtener constantes de calibración para todos los cruceros, dado el reducido número de determinaciones espectrofotométricas disponibles por la pérdida de algunos de estos datos durante la determinación analítica. En la tabla A.1 se presentan las constantes y el coeficiente de regresión para cada pigmento. La validez de la calibración se confirma con el elevado valor de los coeficientes, así como por el reducido valor de las ordenadas al origen. Para el cálculo de las concentraciones de clorofila a, feopigmento a, y clorofila a total de cada una de las muestras determinadas por fluorometría se utilizó el proceso de predicción inversa con las ecuaciones obtenidas.

Tabla A.1.- Resultados de la regresión lineal por mínimos cuadrados de la concentración de clorofila a, feopigmento a y clorofila a total contra fluorescencia, para todas las campañas.

	PENDIENTE	ORDENADA AL ORIGEN	R <sup>2</sup>
Clorofila a	24.6897	0.5477	0.9823
Feopigmentos a	23.8794	-0.6992	0.9803
Clorofila a total	25.0624	0.0000	0.9549

A partir del error sobre la predicción inversa de las concentraciones de pigmentos utilizando estas regresiones, se estimó la exactitud en  $\pm 0.156 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  para la clorofila a,  $\pm 0.168 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  para el feopigmento a, y  $\pm 0.257 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  para la clorofila a total. Por otro lado, la precisión sobre estas determinaciones se calculó como el error máximo generable por la combinación de los errores en las lecturas de fluorescencia, y de los volúmenes de agua filtrada y del extracto. Así, se estimó una precisión de  $\pm 0.016 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  para la clorofila a,  $\pm 0.021 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  para el feopigmento a, y  $\pm 0.013 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$  para la clorofila total.

### A1.2.2. Calibración de los perfiles fluorométricos *in vivo*

Una vez calibradas todas las muestras de la Campaña PROIBE-3, se utilizaron estos valores para transformar los perfiles fluorométricos realizados en este crucero en perfiles de concentración de clorofila a total.

Para ello, se buscaron primeramente los valores de fluorescencia a la profundidad correspondiente a las muestras de cada hidrocala. Se observó una gran variabilidad en la relación entre las dos variables para las distintas hidrocalas. Esta variabilidad puede deberse a varias causas, como es la incertidumbre en la determinación de la profundidad en dos instrumentos distintos (fluorómetro y CTD-Rossette) con el buque oscilando por el oleaje. Otro factor importante es el ruido intrínseco a la determinación fluorométrica *in vivo* (Lorenzen, 1967b), causado entre otras cosas por la diversidad de partículas presentes en el agua marina. Para reducir este ruido, se suavizaron los perfiles utilizando una técnica de promedios móviles. Así, cada valor se recalculó promediándolo con los diez valores inmediatos hacia arriba y los diez inmediatos hacia abajo. En la figura A.8 se ejemplifica el efecto de este proceso de filtrado con uno de los perfiles.

No se contó con un número suficiente de datos en cada estación para calibrarlas individualmente, como pudiera haber sido deseable (Mee, comunicación personal). Adicionalmente, se observó que el instrumento se saturaba con gran facilidad, por lo que a lo largo de la campaña se ensayaron distintas formas de atenuar la señal, tanto reduciendo la intensidad luminosa antes de su arribo al detector, como atenuando la señal eléctrica dentro del aparato. Por ello, se agruparon las estaciones de acuerdo a las distintas condiciones de atenuación en que trabajó el instrumento. Se aplicaron regresiones lineales en cada grupo, obteniéndose comportamientos lineales en todos los casos. Las constantes de calibración y los coeficientes de regresión respectivos para cada uno de los grupos de estaciones se muestran en la tabla 4.3. Con las constantes obtenidas de esta forma se calcularon los perfiles correspondientes de concentración de clorofila a total.



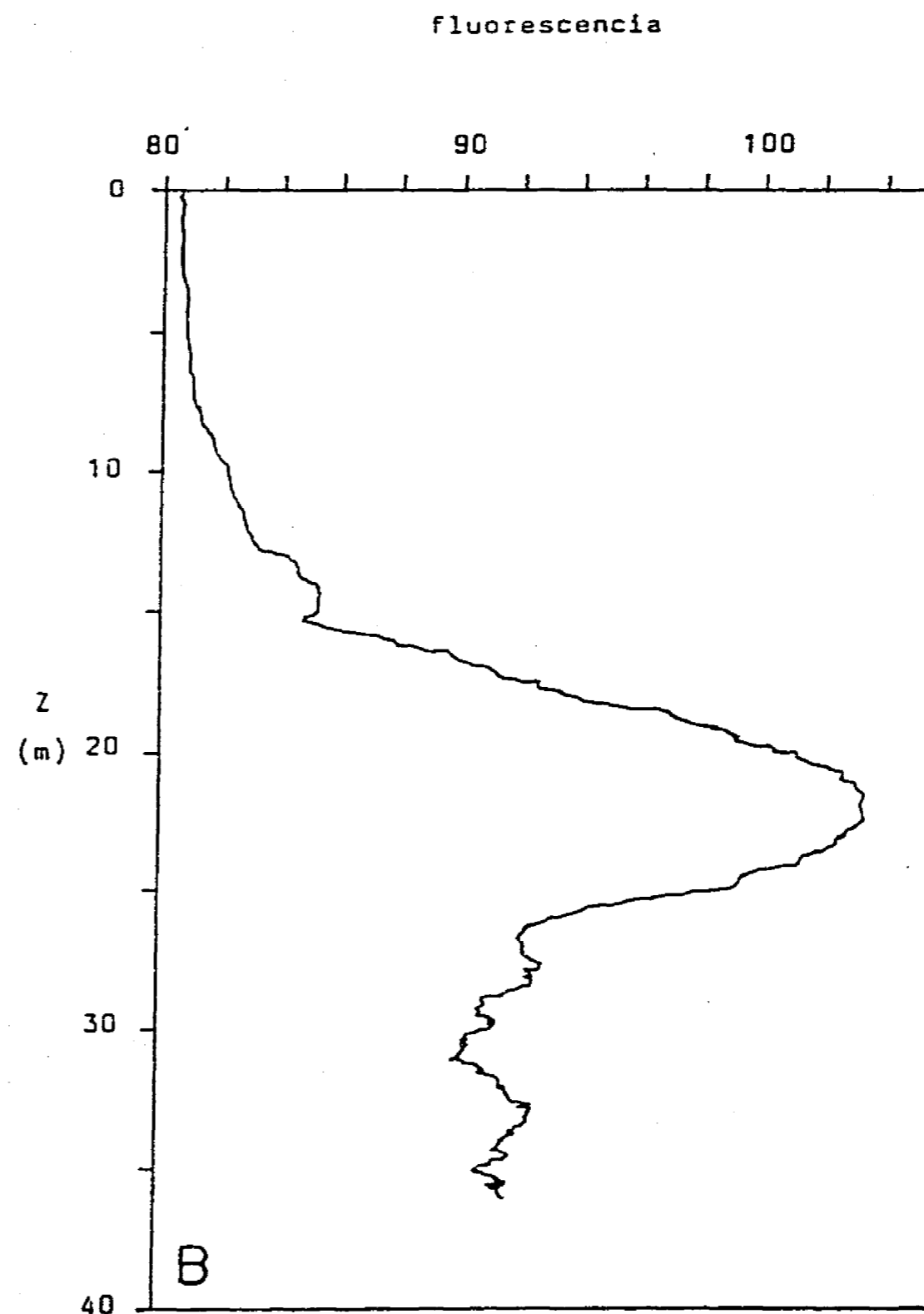
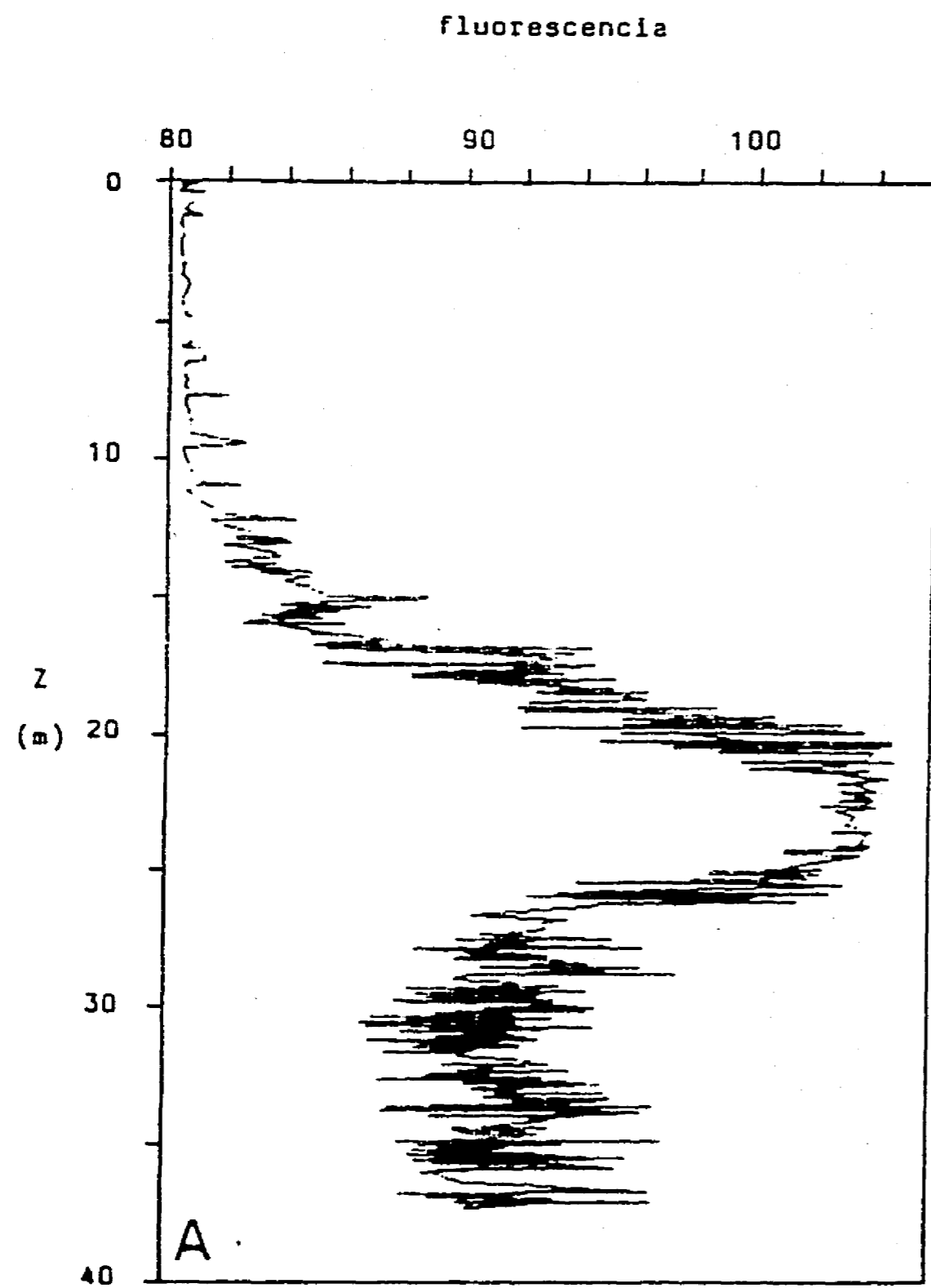


Figura A1.8 Diferencia entre el perfil fluorométrico antes (A) y después (B) del proceso de filtrado mediante promedios corridos. Este perfil corresponde a la estación 34 de la campaña PROIBE-3, realizada en la primavera de 1985.

**Anexo 1: Calibraciones**

---

**Tabla A.2.** Resultados de la regresión lineal en los distintos grupos de calibración de los perfiles fluorométrico de la campaña PROIBE-3.

GRUPO DE CALIBRACION	PENDIENTE (m)	ORDENADA (b)	r2	ESTACIONES
A.1.A	249.096	1615.915	0.963	2, 5
A.1.B	165.250	1639.480	0.963	3, 6, 7, 8
A.2	169.146	1599.080	0.849	10, 11, 12, 13, 14, 16, 17
B.1.A	4.147	78.898	0.936	19, 21, 23, 24, 25 27 B, 32, 33, 34
B.1.B	9.156	79.740	0.753	20, 22, 26, 27 A, 28, 29, 30, 31, 40 A, 40 B, 41, 46, 51, 52, 53, 54, 55
B.2.A.1	2.014	93.630	0.842	38, 44, 45, 56, 57, 62 64 A, 64 B, 68, 69
B.2.A.2	0.734	93.600	0.696	58, 59, 61, 63, 65, 66, 70, 73, 74
B.2.B	6.422	93.043	0.852	37, 39, 43, 60, 67

## ANEXO 2: TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.3. Valores calculados para las estaciones del PROIBE-3

( E- número de estación, Z- profundidad, AT- tiempo de residencia, los demás como se describe en el texto.)

E	Z	$\Delta T$ (dias)	$\Delta O_2$ ( $l \cdot m^{-2}$ )	$\Delta NO_3$ ( $\mu mol \cdot m^{-2}$ )	$B_{nueva}$ ( $Kg \cdot m^{-2}$ )	$P_{nueva}$ ( $gC \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}$ )	$P^B_{nueva}$ ( $gC \cdot gCl^{-1} \cdot día^{-1}$ )
2	9	-	-	10.2	0.93	-	-
3	14	70	-	13.1	1.20	0.02	1.75
5	30	82	-	38.5	3.53	0.04	1.40
6	44	90	-	66.7	6.11	0.07	0.76
7	42	92	-	59.9	5.48	0.06	2.12
8	36	97	-	56.2	5.14	0.05	1.68
9	118	60	80.7	194.4	17.79	0.29	-
10	87	64	37.8	113.8	10.41	0.16	1.48
11	57	41	48.9	154.3	14.11	0.34	3.46
12	48	51	24.4	123.8	11.33	0.22	1.68
13	28	64	-	58.9	5.39	0.08	2.12
14	6	68	-	22.4	2.05	0.03	3.26
17	27	36	-	52.9	4.84	0.13	2.39
18	50	35	-	150.3	13.75	0.39	1.48
19	57	56	45.7	106.9	9.78	0.17	0.88
20	72	99	-	115.2	10.54	0.11	1.44
21	78	70	-	99.7	9.12	0.13	0.66
22	74	16	-	66.3	6.06	0.39	1.60
23	55	36	-	70.5	6.45	0.18	1.09
24	53	16	-	54.6	4.99	0.31	1.73
25	50	10	37.9	43.5	3.98	0.39	1.31
26	44	18	-	110.7	10.13	0.56	1.59
27A	36	21	42.8	143.7	13.15	0.64	1.57
27B	37	15	-	140.4	12.85	0.84	1.63
28	23	45	-	110.8	10.14	0.22	1.09

Anexo 2: Valores calculados

E	Z	$\Delta T$ (días)	$\Delta O_2$ ( $l \cdot m^{-2}$ )	$\Delta NO_3$ ( $\mu mol \cdot m^{-2}$ ) ( $Kg \cdot m^{-2}$ )	$B_{nueva}$ ( $gC \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}$ )	$P_{nueva}$ ( $gC \cdot gCl^{-1} \cdot día^{-1}$ )	$P_{nueva}^B$ ( $gC \cdot gCl^{-1} \cdot día^{-1}$ )
29	13	59	14.4	81.6	7.46	0.13	5.64
30	9	59	8.2	67.9	6.21	0.11	8.65
31	19	27	9.7	57.4	5.25	0.20	4.53
32	100	12	-	95.3	8.72	0.75	1.93
33	45	14	-	64.4	5.89	0.41	0.82
34	100	9	-	110.8	10.14	1.12	2.43
35	248	-	-	124.7	11.41	-	-
36	522	-	-	68.1	6.23	-	-
37	194	-	-	106.2	9.71	-	-
38	102	11	-	95.8	8.77	0.81	4.24
39	46	5	-	44.8	4.10	0.85	4.43
40A	35	28	35.6	81.2	7.43	0.27	0.79
40B	42	14	-	88.2	8.07	0.56	1.37
41	28	31	-	90.3	8.26	0.26	2.67
43	25	11	-	48.1	4.40	0.41	1.90
44	44	9	-	56.2	5.14	0.58	2.02
45	77	11	-	174.1	15.93	1.44	6.39
46	361	-	-	84.9	7.77	-	-
49A	53	11	-	73.5	6.73	0.63	1.42
50	50	20	-	146.0	13.36	0.67	1.71
51	43	19	-	140.9	12.89	0.69	4.74
52	32	20	-	77.5	7.09	0.35	3.16
53	22	27	-	33.3	3.05	0.11	0.96
54	15	33	-	28.9	2.64	0.08	1.11
55	18	35	-	86.8	7.95	0.23	1.60
56	27	6	-	67.0	6.13	0.96	13.23
57	20	-	-	0.0	-	-	-
58	31	-	-	13.0	1.19	-	-
59	38	-	-	38.9	3.56	-	-
60	84	21	-	71.6	6.55	0.31	2.27
61	264	-	-	75.0	6.86	-	-
62	1585	-	-	0.0	-	-	-
64B	214	-	-	50.1	4.59	-	-

Tabla A.4. Valores calculados para las estaciones del SURCAY-1

( E- número de estación, Z- profundidad, Método indica cuando se calculó la biomasa solamente mediante consumo de nitrato o producción de oxígeno, los demás como se describe en el texto.)

E	Z (m)	$\Delta O_2$ ( $l \cdot m^{-2}$ )	$\Delta PO_4$ ( $\mu mol \cdot m^{-2}$ )	$\Delta NO_3$ ( $\mu mol \cdot m^{-2}$ )	$B_{nueva}$ ( $Kg \cdot m^{-2}$ )	Método
37	25	4.2	0.6	12.3	1.37	
38	34	9.3	2.9	40.9	3.65	
39	75	10.4	3.3	48.1	4.19	
40	154	16.1	3.7	78.0	6.65	
41	125	2.1	0.6	8.3	0.77	
48	137	3.2	1.4	16.3	1.35	
49	120	9.5	3.6	58.2	4.47	
50	80	10.9	4.1	44.7	4.13	
51	40	19.4	5.0	84.0	7.56	
52	23	20.8	7.7	95.1	8.70	NO <sub>3</sub>
53	11	-	-	83.2	7.61	NO <sub>3</sub>
54	15	14.4	6.8	92.6	8.47	NO <sub>3</sub>
55	23	21.3	11.7	190.6	17.44	NO <sub>3</sub>
56	29	25.4	15.2	235.3	21.53	NO <sub>3</sub>
57	40	19.2	5.6	95.2	8.03	
58	74	14.5	4.2	46.5	4.89	
59	136	14.0	3.4	67.4	5.76	
60	266	17.8	7.2	89.4	7.50	
61	241	12.7	4.6	61.7	5.24	
68	264	13.2	3.7	65.2	5.51	
69	115	24.0	7.0	97.8	9.07	
70	104	19.6	8.5	85.7	7.66	
71	101	19.0	1.0	3.1	7.28	O <sub>2</sub>
72	38	17.2	5.1	83.6	7.11	
73	32	22.9	8.0	125.2	10.11	
74	32	17.1	9.3	133.3	12.20	NO <sub>3</sub>
75	25	20.8	10.0	169.0	15.46	NO <sub>3</sub>
76	34	20.8	6.6	97.0	8.42	

Anexo 2: Valores calculados

E	Z (m)	$\Delta O_2$ ( $l \cdot m^{-2}$ )	$\Delta PO_4$ ( $\mu mol \cdot m^{-2}$ )	$\Delta NO_3$ ( $\mu mol \cdot m^{-2}$ )	$B_{nueva}$ ( $Kg \cdot m^{-2}$ )	Metodo
77	39	23.0	2.8	40.9	6.27	
78	47	27.3	7.3	93.0	9.46	
79	99	12.5	2.3	38.9	4.16	
80	166	34.1	0.5	9.6	13.03	O <sub>2</sub>
81	147	11.5	4.0	71.2	5.45	
89	102	20.0	5.2	82.4	7.59	
90	158	14.0	5.8	53.0	5.10	
93	99	20.7	5.7	70.8	7.19	
94	46	23.9	4.9	80.3	8.24	
95	46	23.7	4.8	81.3	8.24	
96	50	13.4	2.8	51.5	4.92	
100	101	32.6	10.9	157.2	13.43	
101	126	29.4	10.1	139.6	12.00	
102	110	36.3	10.6	133.7	13.06	
103	85	56.0	12.9	220.6	20.79	
109	157	23.7	5.8	87.2	8.52	
110	125	34.9	7.2	147.1	13.41	
111	46	16.8	5.1	85.1	7.11	
112	54	15.6	3.8	53.8	5.44	
115	71	21.3	5.2	80.2	7.74	
116	71	14.0	3.4	60.1	5.43	
117	75	21.7	4.0	61.5	6.95	
118	256	36.6	10.2	149.0	13.81	
119	111	32.3	7.7	118.7	11.61	
124	140	34.4	6.6	118.9	12.00	
125	292	31.5	8.2	130.7	11.99	
126	138	12.8	3.6	66.9	5.50	
127	131	11.5	3.6	43.1	4.16	
128	216	17.6	7.9	90.5	7.50	
129	258	25.9	6.7	96.7	9.55	
130	409	28.1	7.3	106.8	10.25	
131	405	44.9	10.5	165.7	16.16	
134	87	14.0	3.7	53.2	5.11	
135	101	11.7	3.5	51.8	4.60	
136	75	35.0	8.0	148.9	13.49	
137	63	19.3	4.6	90.8	7.84	

E	Z (m)	$\Delta O_2$ ( $l \cdot m^{-2}$ )	$\Delta PO_4$ ( $\mu mol \cdot m^{-2}$ )	$\Delta NO_3$ ( $\mu mol \cdot m^{-2}$ )	$B_{nueva}$ Metodo ( $Kg \cdot m^{-2}$ )
140	50	11.7	2.0	44.1	4.26
141	51	24.2	8.8	133.3	10.73
142	43	21.6	5.3	87.0	8.10
143	33	27.0	7.0	95.9	9.54
144	22	16.6	4.7	70.3	6.38
145	14	12.2	3.0	46.9	4.47
146	15	11.7	3.1	48.1	4.43
147	24	18.5	5.4	82.2	7.29
148	34	26.9	8.2	111.8	10.42
149	39	20.3	2.9	55.3	6.41
154	74	17.3	3.6	64.9	6.27
155	85	29.8	9.6	143.3	12.24
156	143	19.5	5.6	96.8	8.15
164	54	25.2	5.7	110.1	9.84
165	40	15.4	4.9	84.4	6.80
167	36	23.9	6.1	96.0	8.96
168	28	11.8	3.2	64.1	5.18
169	21	16.2	3.5	67.2	6.16
170	12	13.3	1.9	34.5	4.11
171	17	19.0	4.3	70.8	6.88
172	13	5.0	1.6	21.4	1.94
173	24	9.5	3.2	46.9	3.97
174	25	12.7	4.9	66.8	5.48
176	26	15.3	3.0	45.5	5.01
177	47	22.1	6.4	92.3	8.44
178	55	22.1	6.9	98.5	8.73
179	80	32.0	7.4	122.2	11.70
180	85	36.5	7.7	154.2	14.03
181	166	13.8	5.4	80.7	6.33
182	180	79.1	21.0	309.4	29.27
183	103	38.4	8.7	163.5	14.81
188	51	29.0	5.5	95.7	9.92
189	195	26.8	5.1	80.2	8.79