



HAL
open science

**ÉVOLUTION DU PLANCTON DANS LA BAIE DE
VILLEFRANCHE-SUR-MER A LA FIN DU
PRINTEMPS (MAI ET JUIN 1971) I. -
HYDROLOGIE, SELS NUTRITIFS, CHLOROPHYLLE**

P. Nival, G. Malara, R. Charra

► **To cite this version:**

P. Nival, G. Malara, R. Charra. ÉVOLUTION DU PLANCTON DANS LA BAIE DE VILLEFRANCHE-SUR-MER A LA FIN DU PRINTEMPS (MAI ET JUIN 1971) I. - HYDROLOGIE, SELS NUTRITIFS, CHLOROPHYLLE. *Vie et Milieu*, 1975, XXV, pp.231 - 260. hal-02988225

HAL Id: hal-02988225

<https://hal.science/hal-02988225v1>

Submitted on 4 Nov 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ÉVOLUTION DU PLANCTON
DANS LA BAIE DE VILLEFRANCHE-SUR-MER
A LA FIN DU PRINTEMPS (MAI ET JUIN 1971)
I. — HYDROLOGIE, SELS NUTRITIFS, CHLOROPHYLLE

par P. NIVAL, G. MALARA & R. CHARRA
Station Zoologique, 06230 Villefranche-sur-Mer

ABSTRACT

The northern part of the coastal waters of Villefranche, the most sheltered from the wind, is characterized by a mass of superficial warm water, overlain by freshwater inflows. Within it develops vertical stratification. Impulses related to the west wind (Mistral) tend to push the mass offshore and replace it with underlying water. After each pulse the warm water is reconstituted by rewarming and the piling up of the superficial layer, the latter effect being increased by strong easterly winds.

The stable phases between the perturbations benefit the phytoplankton. In this basin, which is characterized by the superficial inflow of nutrients from urban sewage into a water that is practically depauperate at this time of year, any phenomenon which destroys the stability is unfavourable to the phytoplankton.

The evolution of the superficial water mass is thus regulated by two competing processes : vertical stabilization and homogenization.

Nous tenons à remercier tous ceux qui ont rendu possible ce travail, en particulier : les équipages du *Korotneff* et de la *Sagitta*, pour les facilités de travail à la mer qu'ils nous ont procurées, de jour comme de nuit; M. BETHOUX, pour ses précieux renseignements sur l'énergie solaire; MM. BOUGIS et GOSTAN pour leurs critiques constructives; MM^{mes} ONTENIENTE et GIOVAGNOLI pour la typographie et l'iconographie.

INTRODUCTION

La rade de Villefranche-sur-Mer est située sur la bordure nord de la mer Ligure. Son axe est approximativement Nord-Sud. Sa profondeur est de 150 m à son entrée, au sud, proche de fonds de 1 000 m, et diminue vers le nord jusqu'à un seuil de 15 m qui isole un bassin de 20 m de fond où nous avons situé les points de prélèvements. Elle est soumise à l'influence du courant cyclonique de la mer Ligure, qui circule d'est en ouest devant la Côte d'Azur.

Cette zone relativement fermée se présente comme un bassin pilote qui permet à la fois l'étude des phénomènes de production planctonique et celle des effets de rejets en zone littorale.

BOUGIS & *al.* (1967) et NIVAL & CORRE (1976) ont montré qu'en régime d'été la répartition de la température et de la chlorophylle à la surface de la rade est hétérogène. On observe généralement à cette époque une forte abondance de phytoplancton dans la partie nord, contrastant avec les eaux situées au sud, dont la pauvreté est comparable à celle des eaux côtières de la mer Ligure.

Cette hétérogénéité semble liée à l'isolement relatif de l'eau du nord de la rade, enrichie par les eaux usées de la ville. Dans cette zone, l'évolution des biomasses de plancton dans le temps montre une forte variabilité.

Pour tenter de comprendre la détermination de ce phénomène, nous avons réalisé tous les deux jours, du 17 mai au 16 juin 1971, une série de mesures en trois points de cette zone (Fig. 1) renseignant sur la situation hydrologique (bathythermogramme, température, salinité), les sels nutritifs (phosphates, nitrates, silicates, ammoniacque), l'abondance du phytoplancton (chlorophylle, protéines et glucides particuliers) et celle du zooplancton (poids sec, protéines, glucides, dénombrement des copépodes, œufs et copépodites, des thaliacés, appendiculaires, chaetognathes, larves et œufs de poissons). Ces mesures de l'état statique de la masse d'eau et de ses constituants étaient complétées par des mesures de vitesse d'évolution : production primaire (méthode du ^{14}C) et respiration du zooplancton. Nous nous bornerons à présenter ici la situation météorologique et hydrologique pendant la période d'étude ainsi que l'évolution des sels nutritifs et de la chlorophylle. L'analyse des autres facteurs fera l'objet d'autres articles.

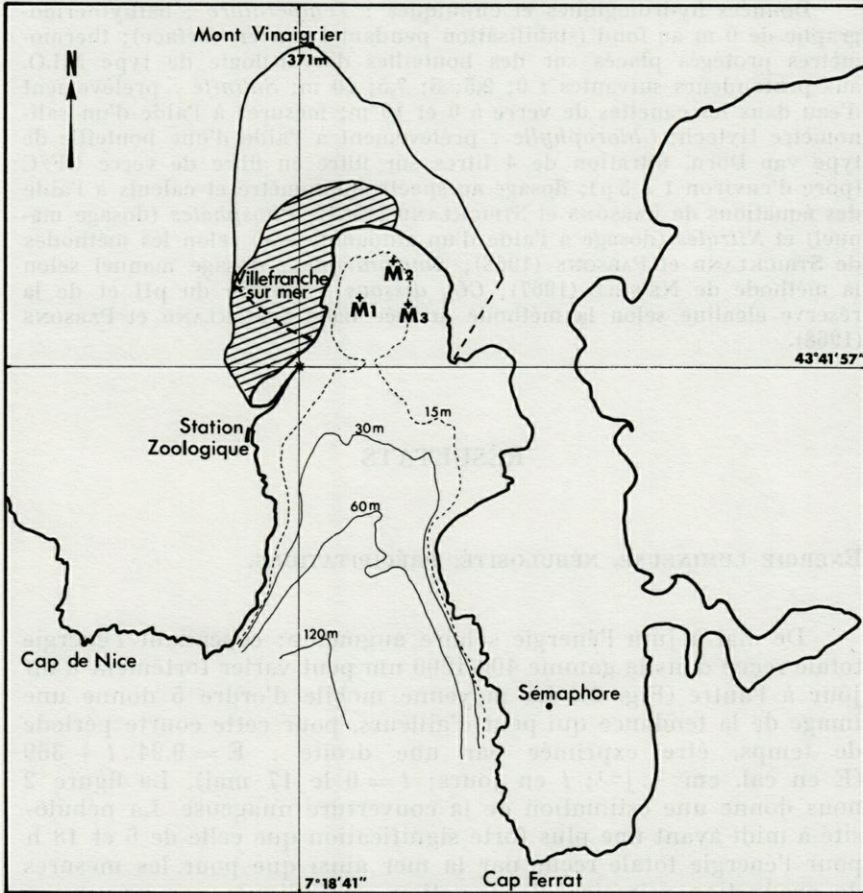


FIG. 1. — Position des stations de mesure dans la rade de Villefranche, avec indication du bassin versant (entre le Mont Vinaigrier et la mer) dans cette partie de la baie.

MÉTHODES

Données météorologiques : observations du sémaphore du cap Ferrat pour les vents et les précipitations (tableaux climatologiques mensuels); mesures de l'énergie solaire à l'aide d'un pyrhanomètre à l'aéroport de Nice.

Données hydrologiques et chimiques : *Température* : bathythermographe de 0 m au fond (stabilisation pendant 1 mn en surface); thermomètres protégés placés sur des bouteilles d'hydrologie de type N.I.O. aux profondeurs suivantes : 0; 2,5; 5; 7,5; 10 m; *Salinité* : prélèvement d'eau dans les canettes de verre à 0 et 10 m; mesures à l'aide d'un salinomètre Hytech; *Chlorophylle* : prélèvement à l'aide d'une bouteille de type van Dorn, filtration de 4 litres sur filtre en fibre de verre GF/C (pore d'environ 1 à 3 μ); dosage au spectrophotomètre et calculs à l'aide des équations de PARSONS et STRICKLAND (1963); *Phosphates* (dosage manuel) et *Nitrates* (dosage à l'aide d'un autoanalyseur) selon les méthodes de STRICKLAND et PARSONS (1968); *Ammoniaque* : dosage manuel selon la méthode de NEWELL (1967); *CO₂ dissous* : mesure du pH et de la réserve alcaline selon la méthode donnée dans STRICKLAND et PARSONS (1968).

RÉSULTATS

ÉNERGIE LUMINEUSE, NÉBULOSITÉ, PRÉCIPITATIONS.

De mai à juin l'énergie solaire augmente; cependant l'énergie totale reçue dans la gamme 400-1200 nm peut varier fortement d'un jour à l'autre (Fig. 2). La moyenne mobile d'ordre 5 donne une image de la tendance qui peut d'ailleurs, pour cette courte période de temps, être exprimée par une droite : $E = 9.94 \cdot t + 369$ (E en cal. cm⁻². j⁻¹; t en jours; t = 0 le 17 mai). La figure 2 nous donne une estimation de la couverture nuageuse. La nébulosité à midi ayant une plus forte signification que celle de 6 et 18 h pour l'énergie totale reçue par la mer ainsi que pour les mesures de production primaire, l'observation est indiquée par une croix. Elle est relativement faible entre les sorties 7 à 11 et 12 à 15. La nébulosité aussi bien que l'énergie solaire nous permettent de diviser cette période en deux parties : une période initiale d'instabilité des conditions d'éclairement, associée à une forte nébulosité : 17 au 27 mai, puis une phase d'oscillation ample de la nébulosité associée à un éclairement plus régulier (27 mai au 16 juin). La seule période de forte nébulosité se situe entre les sorties 11 et 12.

Les précipitations sont fréquentes pendant la première période et beaucoup plus rares ensuite, bien qu'elles puissent atteindre une intensité comparable (hauteurs d'eau maximales : 36 mm le 6 mai, 32 mm le 9 juin).

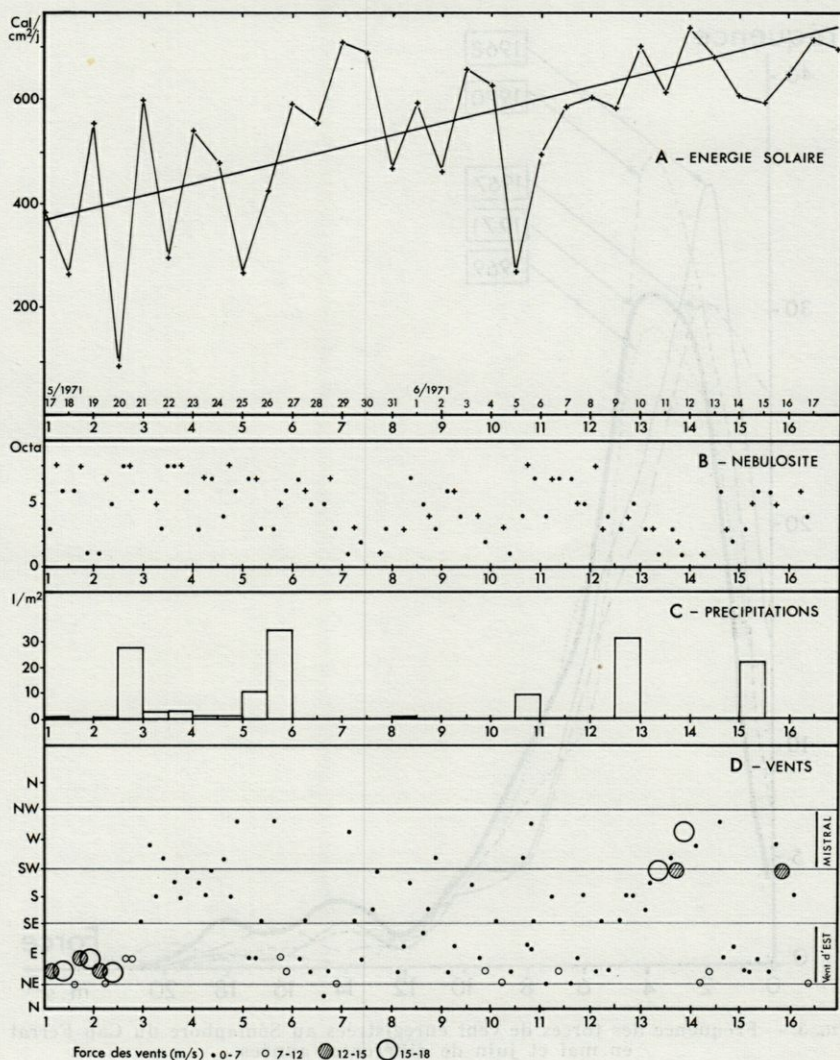


FIG. 2. — Evolution des paramètres météorologiques pendant la période d'étude.

VENTS.

La répartition des fréquences de la force du vent en mai et juin garde en 1971 la même allure que celle des années antérieures (Fig. 3). Pour cette période de l'année, la figure 4 montre la répar-

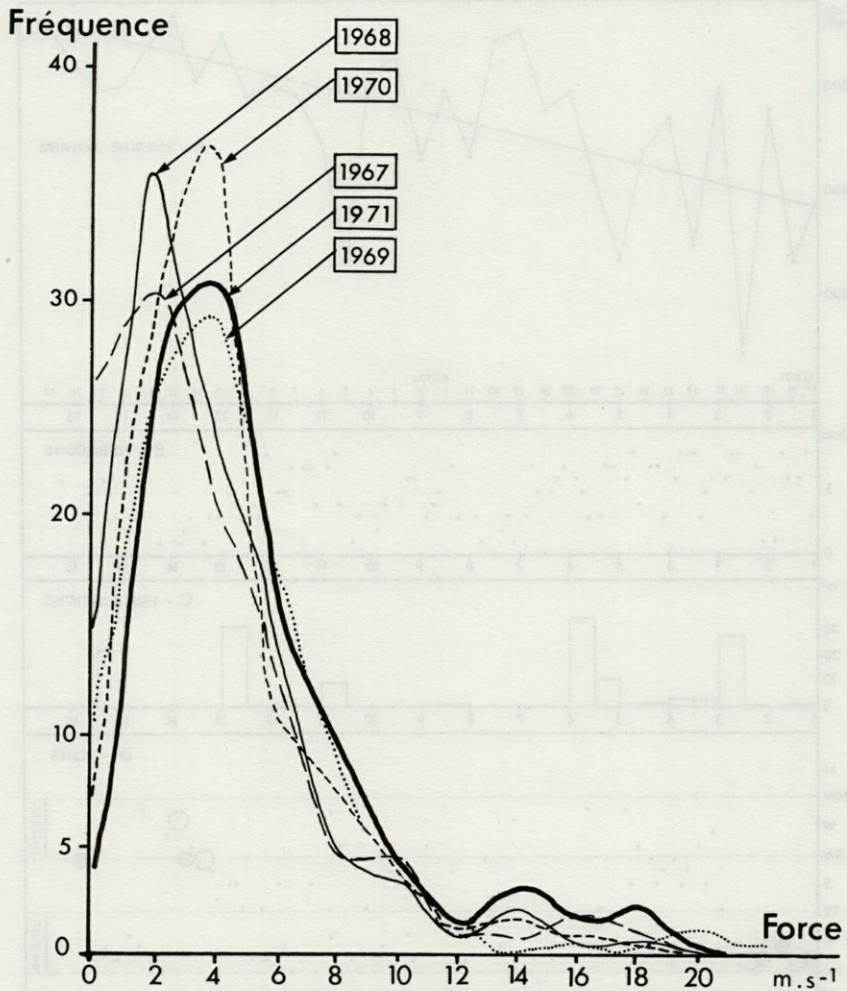


FIG. 3. — Fréquence des forces de vent enregistrées au Sémaphore du Cap Ferrat en mai et juin de différentes années.

tition dans le temps des observations de vent de plus de $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ de 1965 à 1971. Les périodes de vent fort sont de durée très variable, allant de l'impulsion isolée à plusieurs jours. La durée des périodes de vent faible (inférieure à 7 m/s) varie de 4 à 28 jours, mais est le plus fréquemment de 7 à 10 jours. De ce point de vue l'année 1971 se distingue par sa régularité.

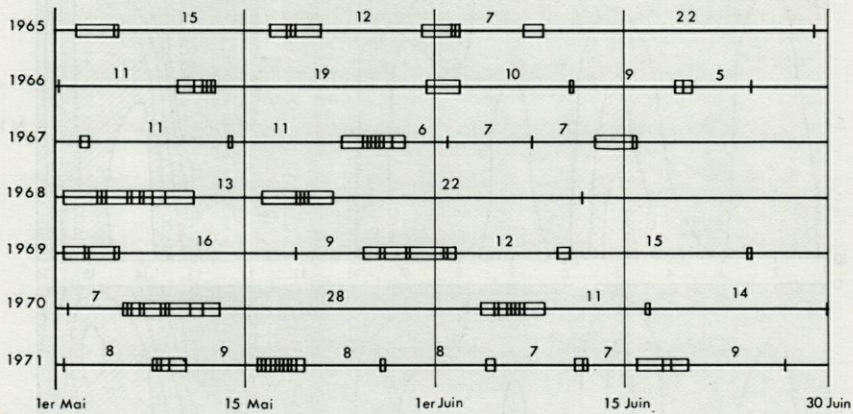


FIG. 4. — Position temporelle des périodes de vent de force supérieure à $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (rectangles : chaque enregistrement de vent fort est indiqué par un segment vertical) et indication de la durée en jours entre les centres de gravité des périodes de vent fort.

TEMPÉRATURE DE L'EAU.

La figure 5 permet deux remarques : d'abord on constate que la température évolue de façon identique aux trois points, donc que la masse d'eau qu'ils représentent reste de ce point de vue relativement homogène. Ensuite, on peut remarquer que lorsqu'une perturbation se produit, la colonne d'eau n'est pas changée brutalement; mais au contraire, que l'eau profonde, plus froide, remplace progressivement celle existante (sorties 4-5 et 11 à 14).

On a représenté sur la figure 6 la position de la thermocline à chaque sortie, en notant la profondeur approximative du plus fort gradient (supérieur à $0.3 \text{ } ^\circ\text{C}$ par 5 m) situé entre deux couches relativement homogènes, sur les bathythermogrammes. On a d'autre part indiqué par des pointillés les couches dans lesquelles la température décroît régulièrement (variation inférieure ou égale à $0.3 \text{ } ^\circ\text{C}$ par 10 m). On rencontre fréquemment une thermocline vers 15 m , sauf en période d'advection verticale d'eau profonde (sorties 5 et 12 à 14) et à la sortie 9. Nous verrons plus loin les particularités de la période qui avoisine cette sortie. La thermocline peut être accompagnée d'une seconde moins profonde, comme dans les lacs après une période de fort ensoleillement (HUTCHINSON, 1967). Il est vraisemblable que la plupart du temps l'eau située au-dessous de 15 m ne participe pas à l'évolution de la couche 0 à 10 m .

Les mesures faites à cette époque de l'année en 1964 et 1965 montrent bien l'isolement de la partie nord (Fig. 7). La tempéra-

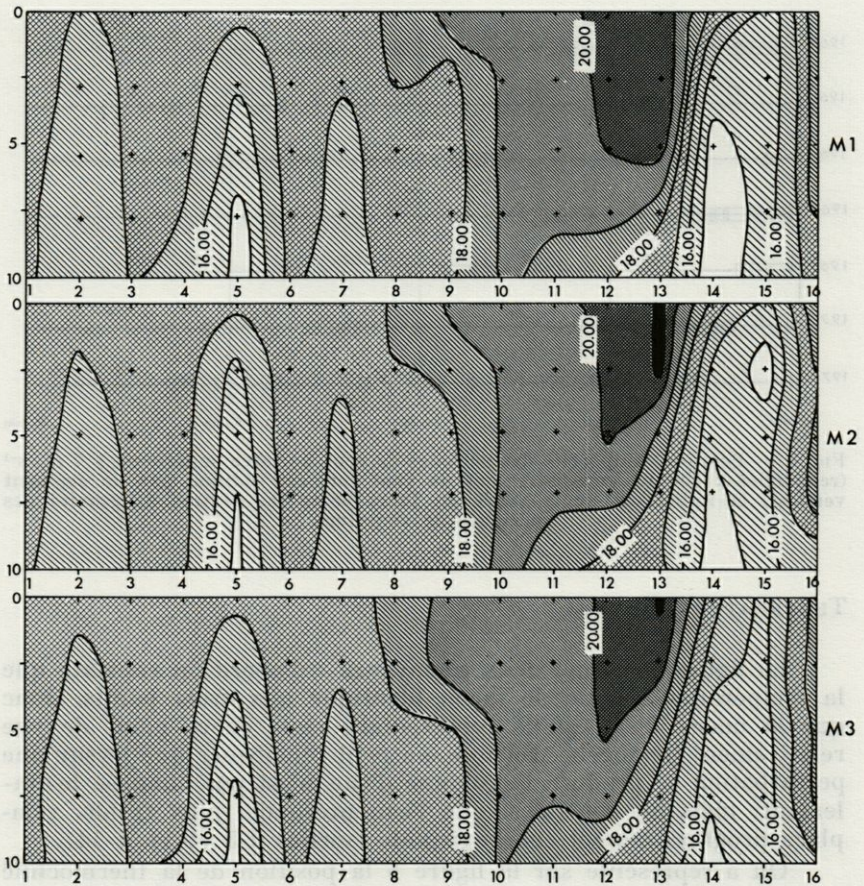


FIG. 5. — Evolution de la température aux trois stations pendant la période d'été.

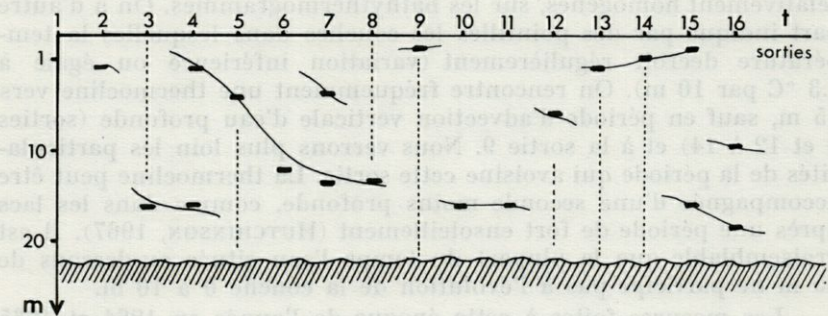


FIG. 6. — Position de la thermocline durant la période d'été, d'après des bathythermogrammes. En ordonnées : profondeur en m; les lignes indiquent des gradients supérieurs à $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ par 5 m; le pointillé indique une homogénéité ou un gradient inférieur à $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ par 10 m.

ture (T) peut y atteindre des valeurs élevées, alors qu'au sud l'eau superficielle, davantage mélangée par le vent avec l'eau sous-jacente, a toujours à cette époque une température inférieure. La répartition de la salinité (S) met en évidence au nord de la rade un apport d'eau douce qui favorise à cette époque l'isolement hydrologique de cette région en augmentant la stabilité verticale. La structure superficielle peut varier d'une année à l'autre : en 1965 les différences entre les zones de la rade sont moins importantes qu'en 1964. La masse d'eau du nord ne se distingue de celle du sud que par sa plus faible salinité. On peut encore remarquer que lorsque la température est basse dans la région nord, l'eau de surface de la rade est relativement homogène. Mais on a montré que l'hétérogénéité horizontale croît avec la température moyenne jusqu'au moment du maximum d'apport calorifique, fin juin (NIVAL et CORRE, 1976).

En adoptant les hypothèses faites par RILEY, STOMMEL et BUMPUS (1949), RILEY (1951), on peut obtenir comme MARGALEF et ANDREU (1958) pour la ria de Vigo, un ordre de grandeur du coefficient de conductibilité turbulente à partir des variations de température (tableau I). On doit être prudent dans son interprétation

TABLEAU I

Variation de la température mesurée à 5 m (ΔT_m), variation moyenne de la température due à l'absorption de l'énergie solaire (ΔT_s), et valeur estimée du coefficient de diffusion turbulente (A), dans l'intervalle entre deux sorties (2 jours).

| Intervalle (sorties) | ΔT_m (°C) | ΔT_s (°C) | A (g.cm ⁻¹ .m ⁻¹) |
|----------------------|-------------------|-------------------|--|
| 1 - 2 | - 0,73 | 0,20 | - 8,96 |
| 2 - 3 | + 0,48 | 0,20 | 7,18 |
| 3 - 4 | - 0,05 | 0,41 | - 0,22 |
| 4 - 5 | - 1,69 | 0,47 | - 6,22 |
| 5 - 6 | + 2,07 | 0,23 | 10,53 |
| 6 - 7 | + 0,17 | 0,59 | - 7,09 |
| 7 - 8 | + 0,09 | 0,80 | 8,87 |
| 8 - 9 | - 0,06 | 0,53 | - 1,63 |
| 9 - 10 | + 1,31 | 0,57 | 8,01 |
| 10 - 11 | + 0,03 | 0,40 | - 3,91 |
| 11 - 12 | + 0,96 | 0,55 | - 2,81 |
| 12 - 13 | - 0,58 | 0,63 | - 1,02 |
| 13 - 14 | - 3,82 | 0,73 | - 4,77 |
| 14 - 15 | - 0,11 | 0,81 | 6,48 |
| 15 - 16 | + 2,68 | 0,64 | 167,42 |

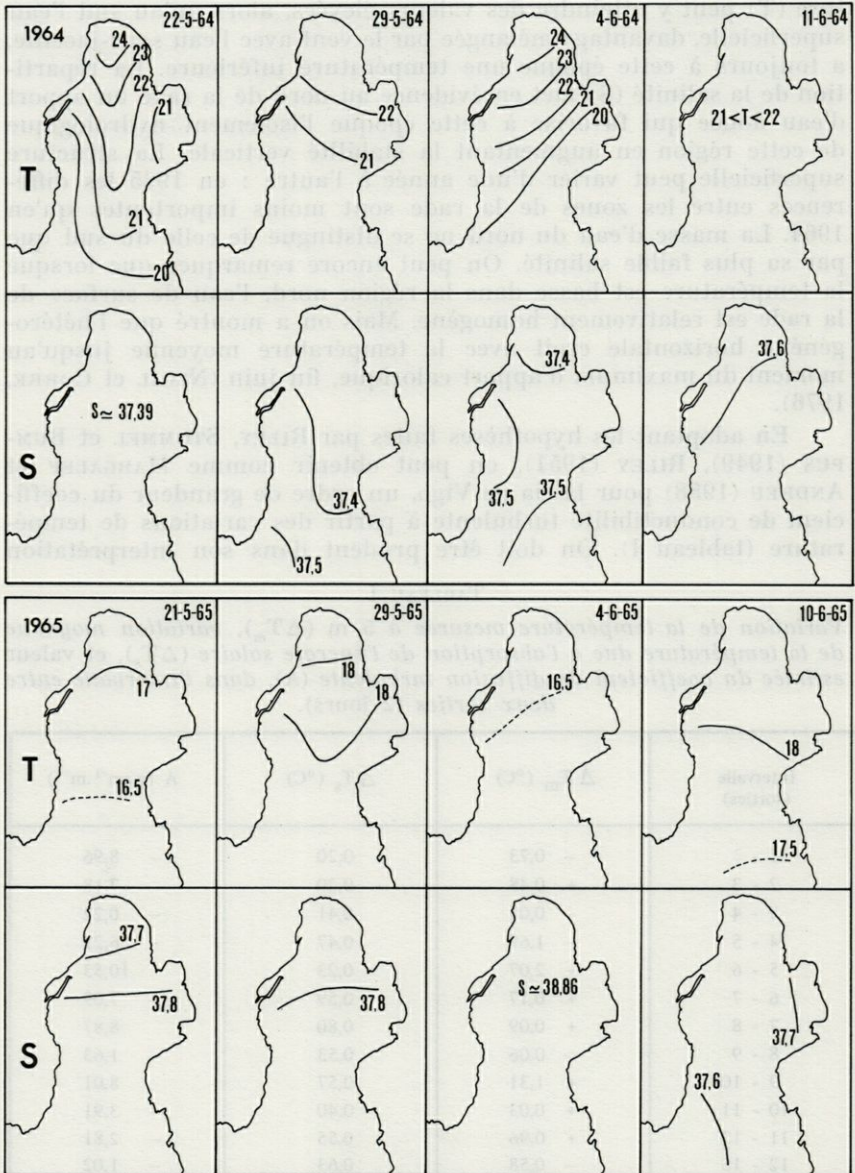


FIG. 7. — Répartition de la température et de la salinité à la surface de la rade en mai et juin 1964 et 1965.

étant donné que toutes les conditions d'application de la méthode ne sont pas réunies. On peut comparer les valeurs positives à celles obtenues par SAINT-GUILY (1961) à 0 m dans l'eau côtière devant Monaco : de l'ordre de $8 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ en mai et $3 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ en juin. La présence de valeurs négatives ou très élevées montre que l'advection n'est certainement pas négligeable dans cette zone. A la suite de MARGALEF et ANDREU (1958) on peut interpréter les valeurs négatives comme des indices d'un transport vertical vers le haut, tandis que les valeurs élevées traduisent une descente de l'eau.

STABILITÉ VERTICALE.

La stabilité de la couche, mesurée par la différence entre les densités à 0 et 10 m, varie dans la gamme de 100 à $1\,500 \cdot 10^{-4}$ (Fig. 8 A). En général sa variation est comparable aux trois points; mais on note trois exceptions : sorties 3, 4, 16. On peut considérer que la couche est relativement homogène (stabilité moyenne voisine de $100 \cdot 10^{-4}$) pour 4 sorties : 1, 6, 10, 15, auxquelles on peut constater l'absence de thermocline dans les 10 premiers mètres (Fig. 6), et qu'elle est stable lorsque l'indice est supérieur ou égal à $400 \cdot 10^{-4}$, ce qui se produit aux périodes suivantes : sorties 4 à 5, 9, 12 à 14, 16. Il faut noter que l'homogénéisation qu'on observe ici n'est pas aussi forte que celle qu'on enregistre en hiver (stabilité de l'ordre de 0 à $10 \cdot 10^{-4}$).

SALINITÉ.

La figure 7 nous montre que l'évolution de la salinité dans le bassin nord n'est pas complètement indépendante de l'évolution globale dans la rade. Après une période d'oscillation entre les sorties 1 à 7, la salinité de surface (Fig. 8 B) décroît régulièrement jusqu'à la sortie 12, puis montre à nouveau une période d'oscillations importantes. La salinité à 10 m suit une évolution comparable pendant la plupart de la deuxième période puis, avant la fin de celle-ci, (sorties 11 à 13) diverge. Comme la température, la salinité à 10 m montre l'effet de l'arrivée d'eau profonde.

Les variations de salinité de la couche superficielle dépendent de la conjonction de plusieurs facteurs : d'une part de l'intensité et du sens du courant profond dans la baie, d'autre part des pluies et de la stabilité. Les apports d'eau douce affectent d'autant plus

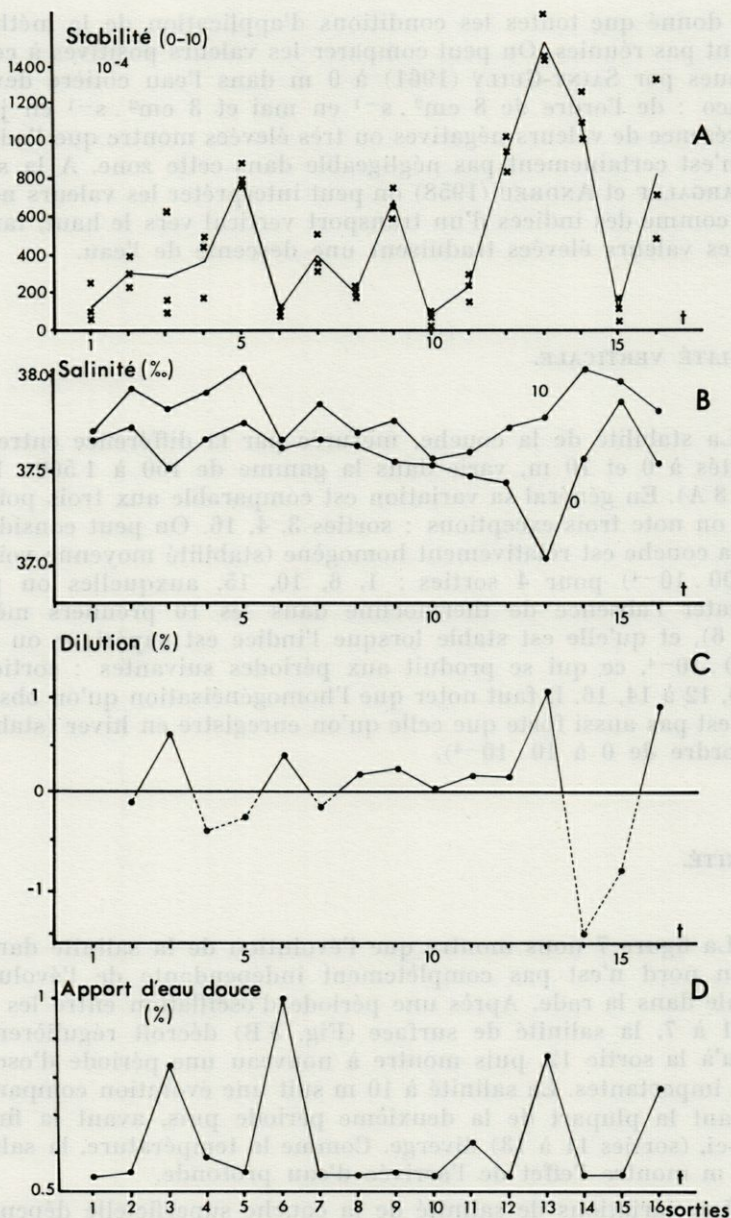


FIG. 8. — A : variation de la stabilité exprimée par $(\sigma_t(0\text{ m}) - \sigma_t(10\text{ m}))/10$; B : évolution de la salinité à 0 et 10 m; C : pourcentage de dilution nécessaire pour expliquer les variations; D : pourcentage d'eau douce apportée par les effluents urbains et les pluies dans la partie nord de la baie (couche de 5 m).

la salinité de surface que la stabilité de la colonne est forte. On peut constater que parmi les fortes pluies (plus de 15 l.m^{-2}) la troisième, qui a lieu en période de stabilité (sortie 13), diminue plus efficacement la salinité de surface que les deux précédentes (sortie 6). On peut obtenir une estimation de la dilution introduite par les apports d'eau douce par deux voies différentes : d'abord en calculant la proportion d'eau douce nécessaire pour expliquer la variation de salinité de surface entre deux sorties consécutives (Fig. 8 C). Les valeurs négatives indiquées expriment que l'apport d'eau salée est supérieur à l'effet d'une éventuelle dilution. La période entre les sorties 7 et 12 est marquée par un taux de dilution relativement constant. On peut ensuite estimer le volume (Fig. 3) à sa surface ($456\,800 \text{ m}^2$) (1), et par les effluents urbains qui sont d'ailleurs concentrés dans cette partie de la baie ($1\,050 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$) (2). En supposant que cette eau douce se dilue dans la couche des 5 premiers mètres, on obtient une estimation du pourcentage de dilution entre les deux sorties (Fig. 8 D). Les deux évaluations sont comparables. On peut constater en comparant les résultats des deux méthodes que la diminution de salinité observée entre les sorties 7 à 12 est essentiellement due aux effluents urbains. On ne peut pas attacher une trop grande importance à la différence entre les valeurs absolues des deux estimations de la dilution puisqu'elles dépendent essentiellement pour la première de la différence entre les flux d'eau douce et d'eau salée et pour la deuxième de l'épaisseur de la couche dans laquelle se fait la dilution.

DIAGRAMME T-S.

Tous les points représentatifs des eaux de surface (Fig. 9) sont alignés sur une droite dont les caractéristiques aux extrémités sont approximativement $21^\circ, 37.2\text{‰}$: A1 et $16^\circ, 37.9\text{‰}$: A2. Ce cas correspond au mélange de deux masses d'eau. A1 est une masse d'eau fictive qui se constitue par échauffement et apport d'eau douce. Les caractéristiques de A2 observées à la sortie 15 en surface se retrouvent en profondeur à la même époque au point B situé à l'entrée de la rade (Fig. 1). Nous retrouvons là des exemples de

(1) Il est difficile d'estimer l'effet du ruissellement sur le bassin versant correspondant à cette partie de la côte. En effet on ne peut pas facilement déterminer le pourcentage d'eau de pluie qui ruisselle et retourne rapidement à la mer et le pourcentage d'eau qui s'infiltre dans le terrain calcaire dont le pendage des couches est d'ailleurs opposé à la surface versante.

(2) En l'absence de mesure de la consommation d'eau de l'agglomération de Villefranche, on a utilisé l'estimation de $150 \text{ litres/j}^{-1} \cdot \text{habitant}^{-1}$, et une population de 7 000 personnes.

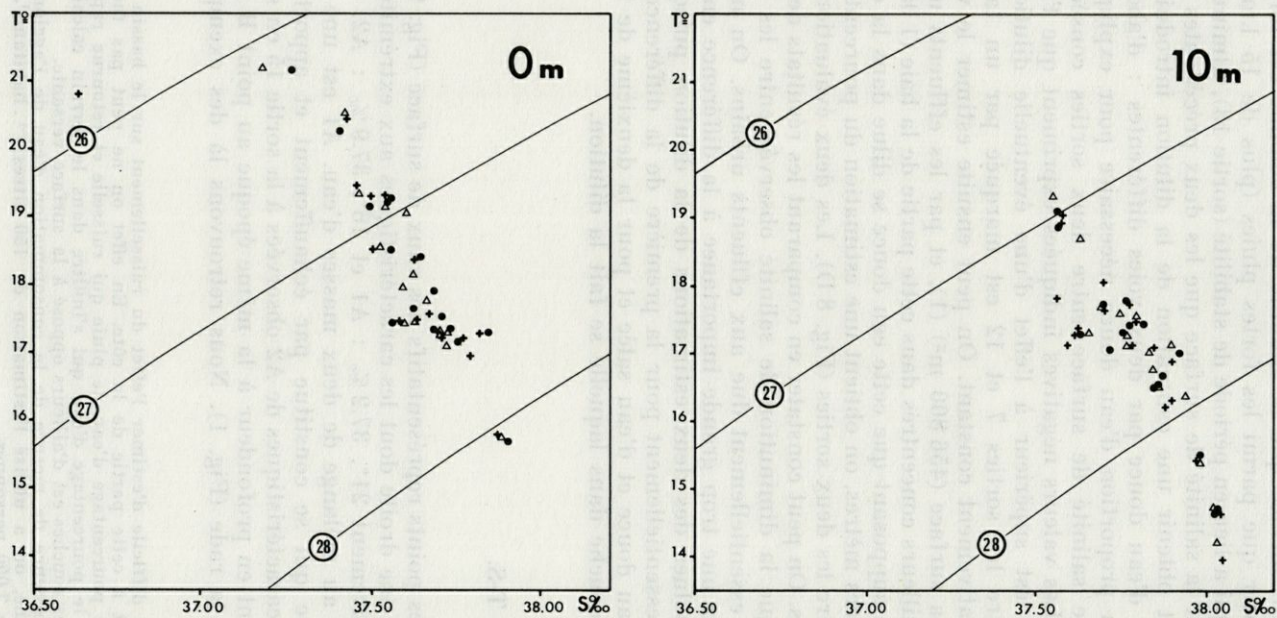


FIG. 9. — Diagramme T-S (Température-Salinité) pour 0 m et 10 m; croix : M₁; triangles : M₂; cercles : M₃.

remontée d'eau subsuperficielle (50-100 m, BOUGIS, 1968) qui peuvent influencer la couche des 10 premiers mètres dans la partie nord de la rade. Remarquons que du point de vue des sels nutritifs cette remontée n'a pas sur le phytoplancton les effets bénéfiques de certaines remontées côtières, puisqu'elle n'intéresse que des couches pratiquement dépourvues de sels nutritifs ($0.1 \mu\text{g at. P} \cdot \text{l}^{-1}$ à 175 m à un mille de la côte) de la mer Ligurienne (GOSTAN et NIVAL, 1967) et est d'une durée trop courte.

Le diagramme de la figure 10 intéresse seulement les sorties 11 à 16 au point M1. On peut suivre l'effet d'un coup de vent d'ouest fort sur les couches d'eau, en particulier le refroidissement progressif de l'eau à 10 m. On peut cependant constater qu'en surface l'eau se réchauffe pendant ce temps, d'autant plus que la stabilité augmente. Cette évolution opposée se poursuit jusqu'à la

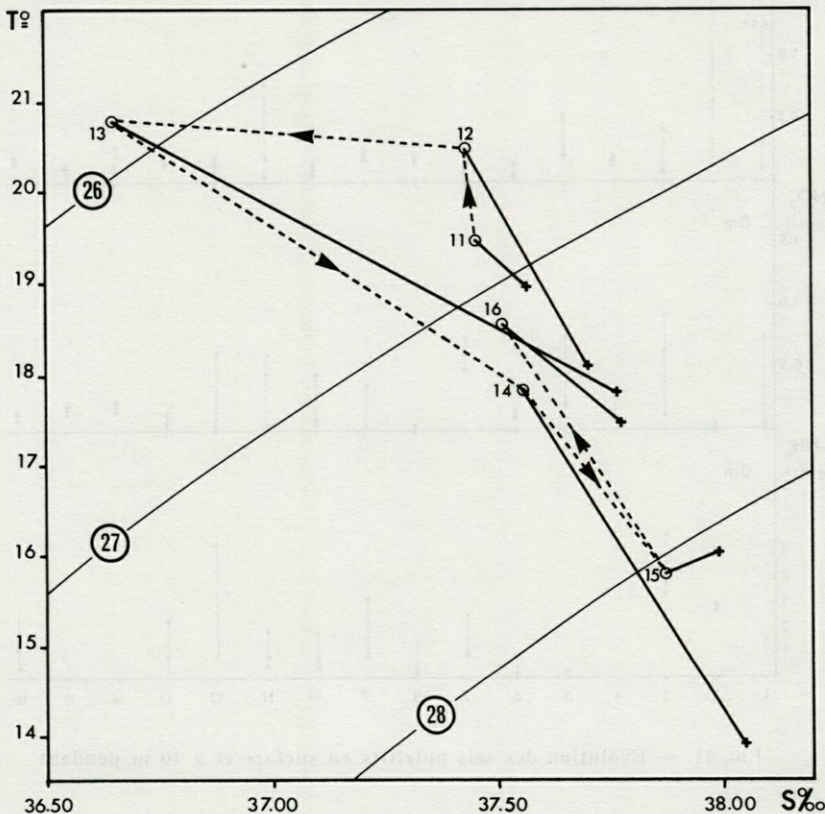


FIG. 10. — Détail de l'effet d'une impulsion de vent d'est (entre les sorties 11 et 16) sur la masse d'eau.

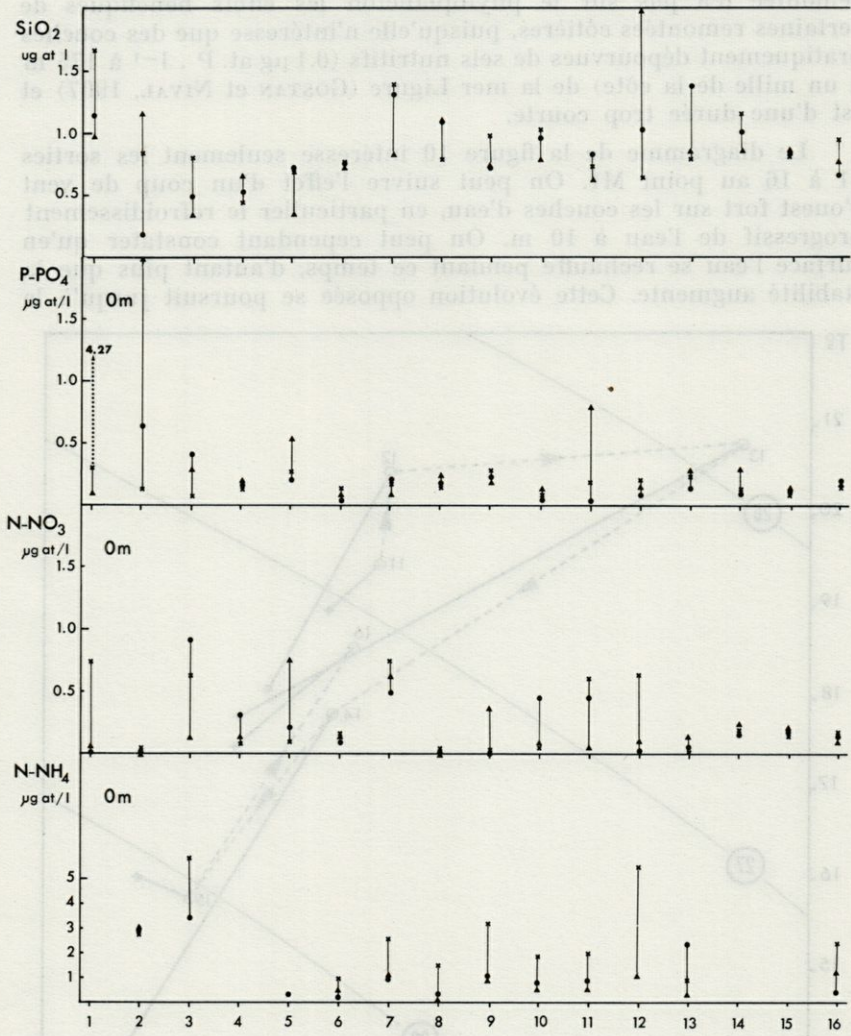
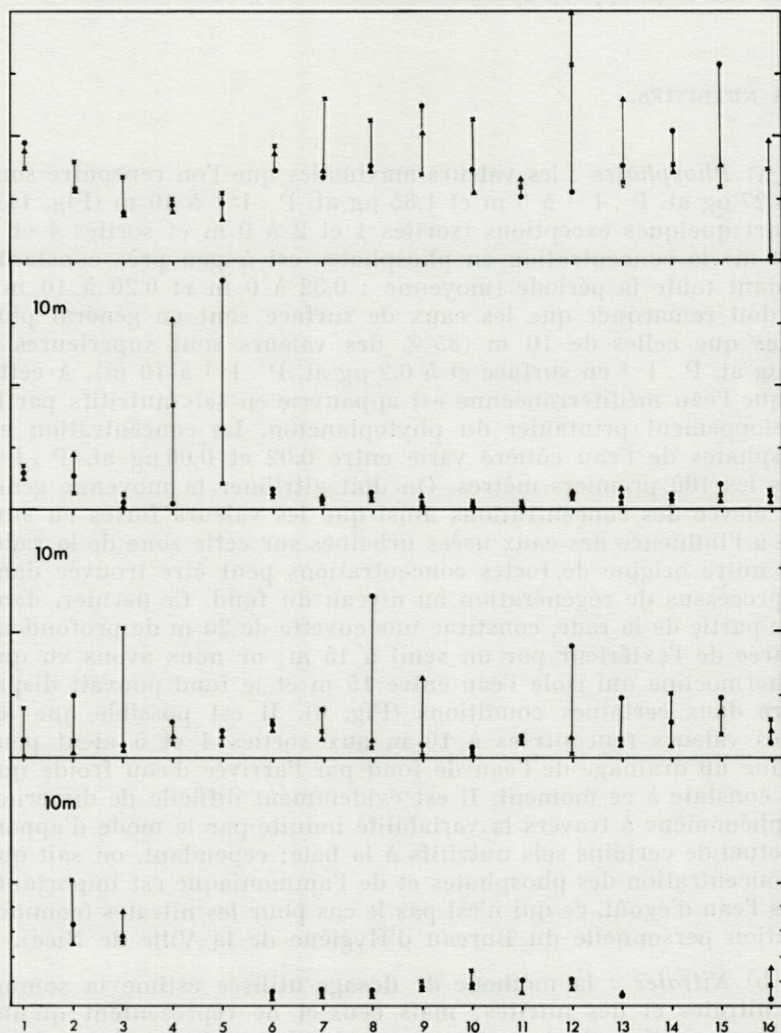


FIG. 11. — Evolution des sels nutritifs en surface et à 10 m pendant



la période d'étude; croix : M₁; triangles : M₂; cercles : M₈.

sortie 14. A ce moment l'eau profonde influence fortement les deux niveaux puis après l'homogénéisation que l'on constate à la sortie 15 on retrouve approximativement les conditions initiales.

SELS NUTRITIFS.

a) *Phosphates* : les valeurs maximales que l'on rencontre sont de $4.27 \mu\text{g at. P} \cdot \text{l}^{-1}$ à 0 m et $1.85 \mu\text{g at. P} \cdot \text{l}^{-1}$ à 10 m (Fig. 11). A part quelques exceptions (sorties 1 et 2 à 0 m et sorties 4 et 5 à 10 m) la concentration en phosphates est à peu près constante pendant toute la période (moyenne : 0.32 à 0 m et 0.20 à 10 m). On doit remarquer que les eaux de surface sont en général plus riches que celles de 10 m (85 % des valeurs sont supérieures à $0.3 \mu\text{g at. P} \cdot \text{l}^{-1}$ en surface et à $0.2 \mu\text{g at. P} \cdot \text{l}^{-1}$ à 10 m). A cette époque l'eau méditerranéenne est appauvrie en sels nutritifs par le développement printanier du phytoplancton. La concentration en phosphates de l'eau côtière varie entre 0.02 et $0.06 \mu\text{g at. P} \cdot \text{l}^{-1}$ dans les 100 premiers mètres. On doit attribuer la moyenne générale élevée des concentrations ainsi que les valeurs fortes en surface à l'influence des eaux usées urbaines sur cette zone de la rade. Une autre origine de fortes concentrations peut être trouvée dans les processus de régénération au niveau du fond. Ce dernier, dans cette partie de la rade, constitue une cuvette de 20 m de profondeur séparée de l'extérieur par un seuil à 15 m; or nous avons vu que la thermocline qui isole l'eau entre 15 m et le fond pouvait disparaître dans certaines conditions (Fig. 6). Il est possible que les fortes valeurs rencontrées à 10 m aux sorties 4 et 5 aient pour origine un drainage de l'eau de fond par l'arrivée d'eau froide que l'on constate à ce moment. Il est évidemment difficile de discerner un phénomène à travers la variabilité induite par le mode d'apport ponctuel de certains sels nutritifs à la baie; cependant, on sait que la concentration des phosphates et de l'ammoniaque est importante dans l'eau d'égoût, ce qui n'est pas le cas pour les nitrates (communication personnelle du Bureau d'Hygiène de la Ville de Nice).

b) *Nitrates* : la méthode de dosage utilisée estime la somme des nitrates et des nitrites; mais ceux-ci ne représentent qu'une faible proportion de la valeur mesurée. La majorité des valeurs (plus de 65 %) se situe dans la gamme 0 à $0.2 \mu\text{g at. N} \cdot \text{l}^{-1}$, les valeurs maximales trouvées étant de 0.9 en surface et $1.3 \mu\text{g at. N} \cdot \text{l}^{-1}$ à 10 m (Fig. 11). A 10 m, si on excepte quelques valeurs élevées en un des trois points (sorties 3, 8, 12), on peut considérer que la concentration moyenne reste constante pendant la période d'étude (moyenne 0.27 à 0 m, 0.27 à 10 m). Elle est à peine supé-

rière à la concentration de l'eau extérieure à la rade, qui à cette époque est comprise entre 0.1 et 0.15 $\mu\text{g at. N} \cdot \text{l}^{-1}$ dans les 75 premiers mètres.

c) *Ammoniaque* : les concentrations en N-NH_4 (Fig. 11) sont comparables en M2 et M3 aux deux profondeurs, tandis qu'elles sont presque toujours supérieures en M1. Cela est essentiellement dû à la proximité du point M1 d'un important effluent d'eaux usées de Villefranche. Les concentrations varient peu entre 0 et 1 $\mu\text{g at. l}^{-1}$ (moyenne : 1.67 à 0 m et 1.17 à 10 m). Malgré la dispersion des valeurs on peut distinguer une légère augmentation entre les sorties 5 et 12.

L'absence de liaison nette entre les périodes d'apport d'eau profonde (50-75 m), qui est pauvre à cette époque, et l'évolution des concentrations à 10 m montre que les mouvements d'eau s'accompagnent d'une certaine turbulence. On peut constater que l'effet des effluents urbains domine largement l'évolution de ces sels nutritifs. Une conséquence de l'apport superficiel de ces sels nutritifs est la plus grande dispersion des points en surface qu'à 10 m.

d) *Silicates* : les valeurs oscillent entre 0.2 et 2.18 $\mu\text{g at. Si} \cdot \text{l}^{-1}$ à 0 m et 0.04 et 2.18 $\mu\text{g at. Si} \cdot \text{l}^{-1}$ à 10 m. Les valeurs moyennes pendant cette période sont 0.95 en surface et 0.85 $\mu\text{g at. Si} \cdot \text{l}^{-1}$ à 10 m. Contrairement à ce qu'on a vu précédemment, les silicates montrent, malgré la dispersion des points, un cycle dont les valeurs minimales se situent aux sorties 4, 9, 11 et 13. A part la sortie 11, on constate qu'elles correspondent à des époques de fort développement de phytoplancton (voir Fig. 13). On peut d'autre part constater que les concentrations sont de l'ordre de celles des eaux côtières estivales (de 0.7 à 1.23 entre 0 et 75 m, MEDIPROD III).

On peut donc faire l'hypothèse que la concentration des silicates dans la couche superficielle dépend des apports d'eau extérieure (superficielle ou profonde) et que ses variations sont en relation avec une consommation par le phytoplancton.

CO₂ DISSOUS.

Dans une zone où l'apport d'eau douce n'est pas négligeable et en général dans toutes les zones marines fermées on peut s'attendre à une variation de la quantité de CO₂ dissous. On sait cependant que dans la Méditerranée cette quantité est relativement stable, ce qui permet d'adopter une valeur constante. BROUARDEL & RINCK (1963) ont montré sa faible variation dans les eaux du large de Villefranche (moyenne : 98.3 ± 7). Dans la partie nord

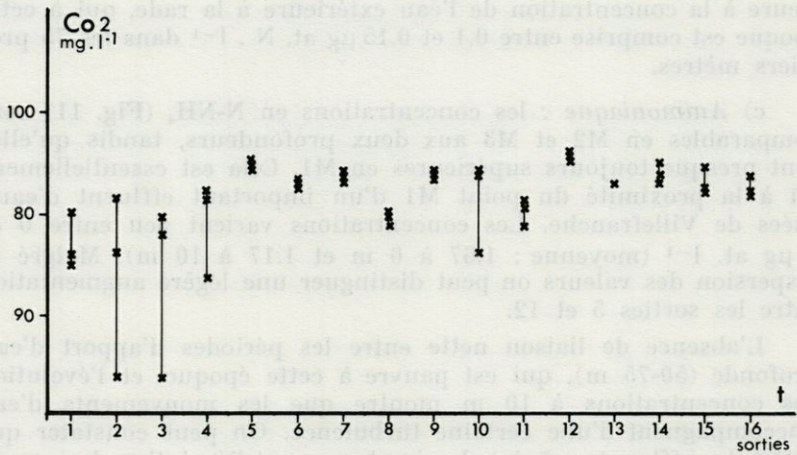


Fig. 12. — Variation de la quantité de gaz carbonique dissous.

de la baie, pendant la période d'étude, on observe quelques oscillations qui dépendent probablement de la méthode de prélèvement et de mesure (Fig. 12). On peut aussi considérer que la quantité de CO₂ y est constante (moyenne : 93.5 mg CO₂ . l⁻¹) mais légèrement inférieure à la valeur 100 adoptée par les auteurs.

CHLOROPHYLLE.

L'évolution de la chlorophylle en surface (Fig. 13 A) permet de diviser la période d'étude en trois cycles comprenant chacun une phase de croissance de la biomasse et une période plus brève de décroissance. La concentration varie de 0.2 à 2.2 mg Chl . m⁻³. On peut constater que les maxima sont associés à des périodes de stratification tandis que les minima sont liés aux périodes de basse stabilité (sauf sortie 2) qui suivent les perturbations hydrologiques (arrivée d'eau subsuperficielle, homogénéisation de la couche).

La concentration de chlorophylle à 10 m est relativement constante (NIVAL *et al.*, à paraître), aussi le gradient de chlorophylle dans la couche varie parallèlement à la concentration en surface (Fig. 13 B). Cette évolution que l'on peut rapprocher de celle de la stabilité (Fig. 8 A) montre que la production de phytoplancton se fait surtout dans l'eau superficielle. Il semble donc que l'évolution du phytoplancton est davantage contrôlée par les événements hydrologiques que par les facteurs biologiques.

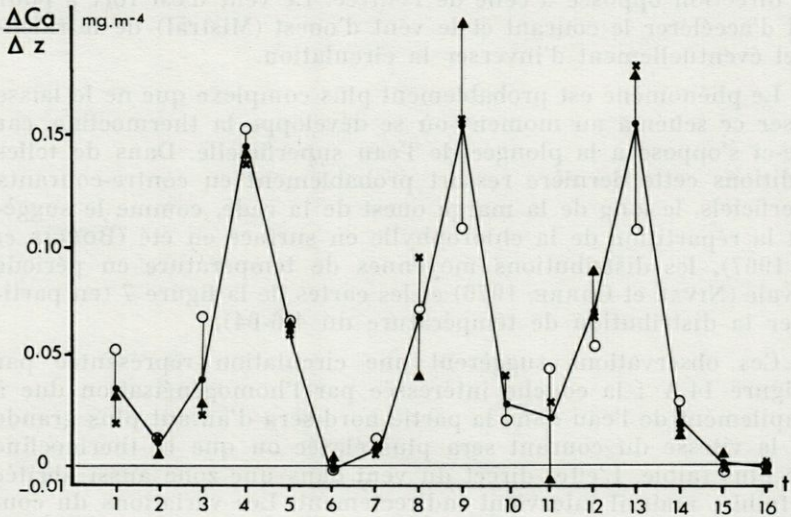
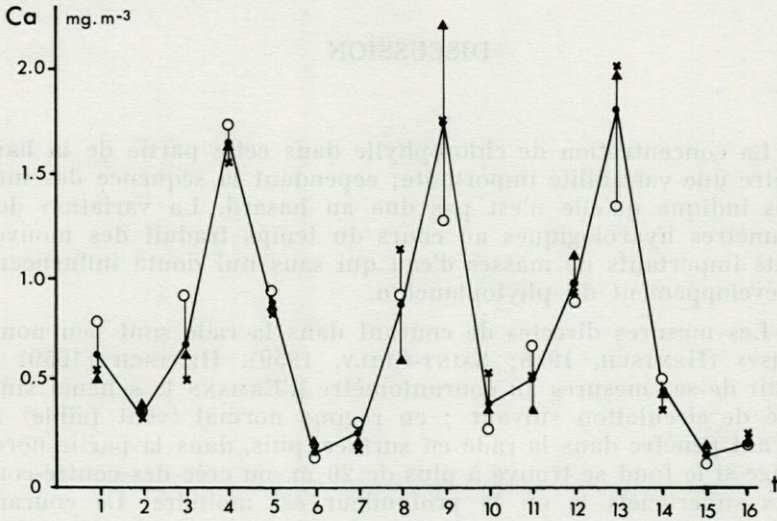


FIG. 13. — A : évolution de la concentration en chlorophylle (Ca); B : évolution du gradient de chlorophylle ($\Delta Ca/\Delta z$) entre 0 et 10 m; croix : M₁; triangles : M₂; cercles : M₃.

DISCUSSION

La concentration de chlorophylle dans cette partie de la baie montre une variabilité importante; cependant la séquence des mesures indique qu'elle n'est pas due au hasard. La variation des paramètres hydrologiques au cours du temps traduit des mouvements importants de masses d'eau qui sans nul doute influencent le développement du phytoplancton.

Les mesures directes de courant dans la rade sont peu nombreuses (HENTSCH, 1958; SAINT-GUILY, 1959). HENTSCH (1959) a déduit de ses mesures au courantomètre d'EKMAN le schéma simplifié de circulation suivant : en régime normal (vent faible) le courant pénètre dans la rade en surface, puis, dans la partie nord, plonge si le fond se trouve à plus de 20 m, ou crée des contre-courants superficiels là où la profondeur est moindre. Le courant s'inverse au-dessous de 30 m et ressort ainsi en profondeur avec une direction opposée à celle de l'entrée. Le vent d'est fort a pour effet d'accélérer le courant et le vent d'ouest (Mistral) de le ralentir et éventuellement d'inverser la circulation.

Le phénomène est probablement plus complexe que ne le laisse penser ce schéma au moment où se développe la thermocline, car celle-ci s'oppose à la plongée de l'eau superficielle. Dans de telles conditions cette dernière ressort probablement en contre-courants superficiels, le long de la marge ouest de la rade, comme le suggèrent la répartition de la chlorophylle en surface en été (BOUGIS *et al.*, 1967), les distributions moyennes de température en période estivale (NIVAL et CORRE, 1976) et les cartes de la figure 7 (en particulier la distribution de température du 4-6-64).

Ces observations suggèrent une circulation représentée par la figure 14 A : la couche intéressée par l'homogénéisation due à l'empilement de l'eau dans la partie nord sera d'autant plus grande que la vitesse du courant sera plus élevée ou que la thermocline sera plus faible. L'effet direct du vent dans une zone aussi abritée est faible; mais il intervient indirectement. Les variations du courant qui suivent les impulsions météorologiques sur les masses d'eau extérieure à la rade entravent l'établissement d'un équilibre de la circulation. On aura une succession d'états transitoires (SAINT-GUILY, 1959).

IDRAC (1934), puis ROMANOVSKY (1950) ont noté qu'un refroidissement de l'eau intéresse d'abord l'eau profonde puis gagne les

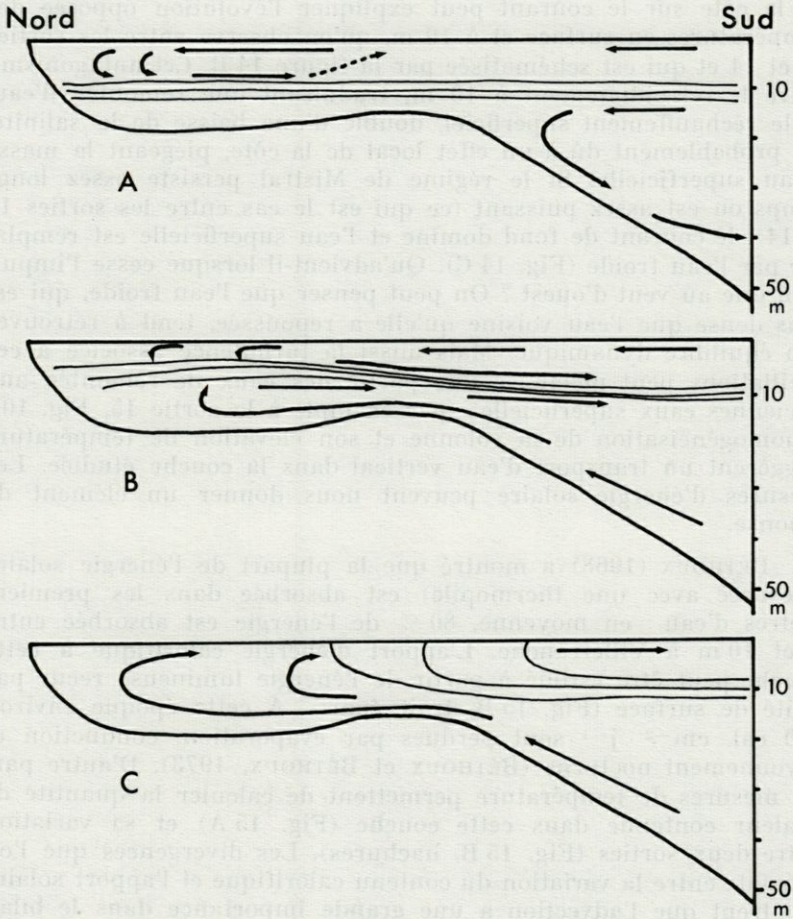


FIG. 14. — Schématisation de la circulation dans la baie de Villefranche; A : par temps calme (vent d'est faible); B : pendant une impulsion faible de vent d'ouest; C : au cours d'une forte impulsion de vent d'ouest.

eaux de surface. HENTSCH (1959) démontre qu'il est dû à l'inversion du courant profond par régime de Mistral. Une telle inversion peut apparaître sans qu'un vent d'ouest se manifeste à Villefranche et dépend de la situation générale dans la mer Ligure. L'influence de la côte sur le courant peut expliquer l'évolution opposée des températures en surface et à 10 m, qu'on observe entre les sorties 12 et 14 et qui est schématisée par la figure 14 B. Cet antagonisme entre le refroidissement à 10 m, traduisant une remontée d'eau, et le réchauffement superficiel, doublé d'une baisse de la salinité, est probablement dû à un effet local de la côte, piégeant la masse d'eau superficielle. Si le régime de Mistral persiste assez longtemps ou est assez puissant (ce qui est le cas entre les sorties 13 et 14), le courant de fond domine et l'eau superficielle est remplacée par l'eau froide (Fig. 14 C). Qu'advient-il lorsque cesse l'impulsion due au vent d'ouest ? On peut penser que l'eau froide, qui est plus dense que l'eau voisine qu'elle a repoussée, tend à retrouver son équilibre dynamique. Mais aussi la turbulence associée à ces oscillations peut mélanger une partie des eaux de remontée aux anciennes eaux superficielles (par exemple à la sortie 15, Fig. 10). L'homogénéisation de la colonne et son élévation de température suggèrent un transport d'eau vertical dans la couche étudiée. Les mesures d'énergie solaire peuvent nous donner un élément de réponse.

BÉTHOUX (1968) a montré que la plupart de l'énergie solaire (mesurée avec une thermopile) est absorbée dans les premiers mètres d'eau : en moyenne, 80 % de l'énergie est absorbée entre 0 et 10 m à Villefranche. L'apport d'énergie calorifique à cette couche peut être estimé à partir de l'énergie lumineuse reçue par unité de surface (Fig. 15 B, trait épais). A cette époque environ $200 \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ sont perdues par évaporation, conduction et rayonnement nocturne (BÉTHOUX et BÉTHOUX, 1973). D'autre part les mesures de température permettent de calculer la quantité de chaleur contenue dans cette couche (Fig. 15 A) et sa variation entre deux sorties (Fig. 15 B, hachures). Les divergences que l'on constate entre la variation du contenu calorifique et l'apport solaire montrent que l'advection a une grande importance dans le bilan thermique de cette zone. Dans plusieurs cas, et spécialement après une apparition d'eau froide à 10 m, l'accroissement de la quantité de chaleur dans la couche 0—10 m est supérieur à l'énergie solaire reçue pendant le même temps, ce qui est un argument appuyant l'hypothèse d'un empilement dans cette zone de la baie de la couche superficielle exposée au soleil sur une plus grande surface. Bien que l'on remarque nettement des périodes d'empilement entre les sorties 7 et 12 (7 à 8 et 9 à 10), celles-ci sont compensées par des périodes de poussées d'eau profonde à 10 m et

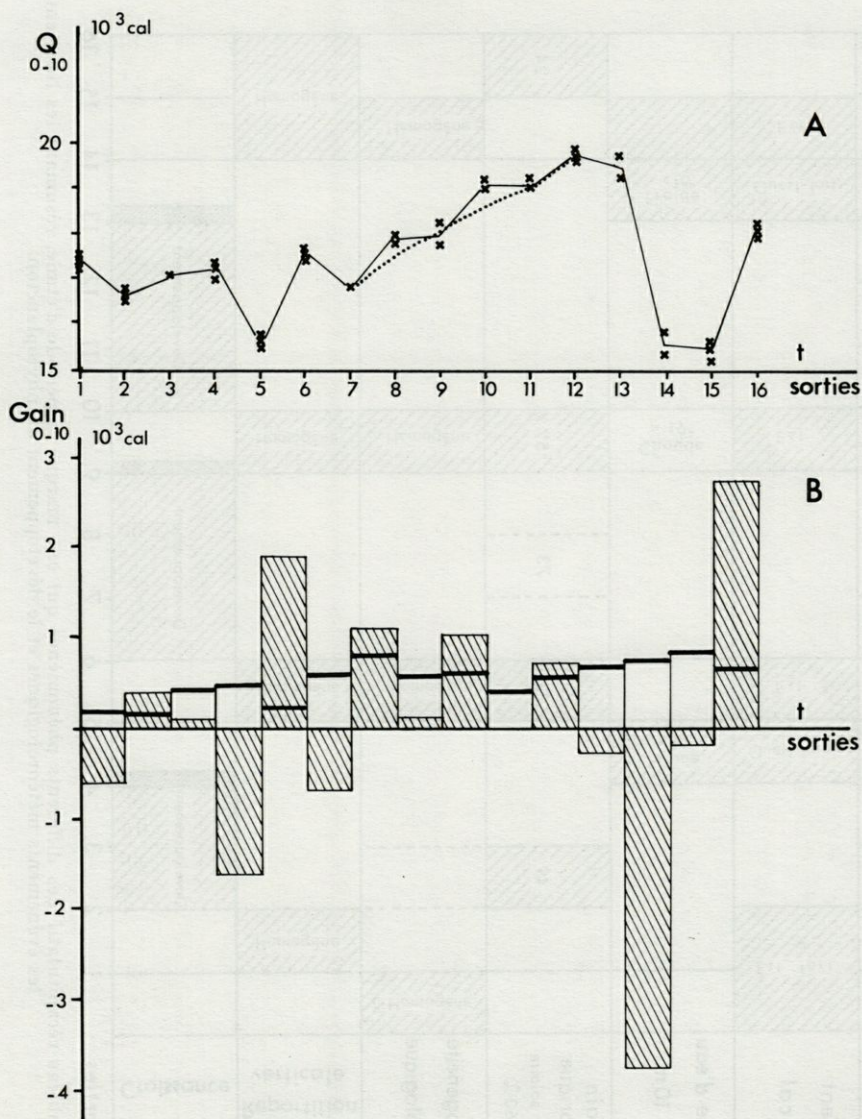


FIG. 15. — A : variation de la quantité de chaleur dans la couche 0-10 m (en pointillé, évolution calculée d'après la somme des apports solaires entre les sorties 7 et 12); B : évolution du gain de chaleur de la couche 0-10 m entre deux sorties (hachures) et de l'apport solaire (trait épais).

| Dates | | Mai | | | | Juin | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|-----------------------|----------|----------|---------------|--------------|----------|---------------|----|----|-------------|---------------|----|---------------|--------------|----------|----|----|
| | | 17 | 19 | 21 | 23 | 25 | 27 | 29 | 31 | 2 | 4 | 6 | 8 | 10 | 12 | 14 | 16 |
| Vent local | | Est fort | | | Ouest faible | Est | | | | Est | | | | Ouest fort | Est | | |
| Type d'eau à 10m | | | | | Froide < 16° | | | | | Chaud > 19° | | | | Froide < 16° | | | |
| Gain calorique apport solaire < 60 % | | | 49 | | | 12 | | 73 | | 57 | | | | | | | 24 |
| Homogénéité hydrologique | | Homogène | | | | Homogène | | | | Homogène | | | | | Homogène | | |
| Phytoplancton | Repartition verticale | | Homogène | | | Homogène | | | | Homogène | | | | | Homogène | | |
| | Croissance | | | Developpement | | | Developpement | | | | Developpement | | Developpement | | | | |
| N° sorties | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |

FIG. 16. — Tableau récapitulatif des différents phénomènes qui ont marqué la période d'étude, résumant les liens entre les événements météorologiques et le développement du phytoplancton.

l'augmentation globale de contenu calorique de la couche à la fin de cette période est égale à l'énergie solaire absorbée (Fig. 15 A, trait pointillé).

Les différents mouvements de masse d'eau que l'on observe (remontées d'eau, empilement d'eau superficielle) ont le même effet sur la population de phytoplancton qui se développe en surface. A cette époque, à l'extérieur de la rade, l'eau de surface et l'eau subsuperficielle ont des concentrations en sels nutritifs et en chlorophylle faibles. Les deux phénomènes ont donc pour effet l'entraînement ou la dilution par la turbulence de la population en place.

On peut résumer l'influence des facteurs météorologiques et hydrologiques sur le développement du phytoplancton par la figure 16. Elle individualise les trois séquences de développement puis de disparition des fortes concentrations de phytoplancton à la surface de la rade. Ces trois phases sont séparées par des périodes de vent d'est (force sup. à 7 m.s^{-1}) ou de vent d'ouest dont on peut résumer les effets ainsi : pendant la période de vent d'ouest apparaît en profondeur de l'eau froide qui tend à éliminer la masse d'eau superficielle vers l'extérieur. Pendant les périodes de vent d'est ou immédiatement après elles, l'accélération du courant entrant a pour effet l'empilement dans la zone nord de la pellicule superficielle; la couche d'eau s'homogénéise et l'augmentation de quantité de chaleur dans la colonne dépasse alors l'apport solaire, pendant le même temps. Le mélange turbulent entraîne l'homogénéisation des concentrations de chlorophylle. L'absence de gradient de ce paramètre entre 0 et 10 m peut se produire immédiatement après l'homogénéisation de la température et durer plus longtemps qu'elle, probablement en fonction des capacités de développement des cellules de phytoplancton qui se trouvent en surface au moment où cesse l'effet de l'impulsion météorologique.

Le développement du phytoplancton peut se faire pendant les périodes relativement calmes à la faveur de la forte concentration en sels nutritifs. Dans de telles conditions les phénomènes physiques maîtrisent l'évolution des concentrations de chlorophylle en surface, ce qui est à rapprocher des conclusions de PLATT (1972).

CONCLUSION

Les bassins de petites dimensions et de profondeur importante, tels que le nord de la rade, sont précieux pour étudier les populations planctoniques car on peut espérer y rencontrer une

certaine stabilité. Nous avons vu qu'elle y existe, mais qu'elle est de courte durée, cette dernière étant conditionnée par les impulsions météorologiques.

RÉSUMÉ

Dans la partie nord de la rade, la plus abritée des vents, une masse d'eau superficielle chaude peut s'individualiser, grâce à un apport d'eau douce qui favorise la stratification verticale. Des impulsions liées au vent d'ouest tendent à la repousser vers le large et à la remplacer par de l'eau sous-jacente; après chacune de ces impulsions la masse d'eau chaude se reconstitue par réchauffement et empilement de la couche superficielle, ce dernier phénomène étant accentué par vent d'est fort. Les phases de stabilité entre les perturbations ont des effets bénéfiques sur le phytoplancton.

Dans ce bassin qui se caractérise par des apports superficiels de sels nutritifs d'origine urbaine, dans une eau qui en est pratiquement dépourvue à cette époque, tout phénomène qui rompt la stabilité est défavorable au phytoplancton. Deux groupes de mécanismes concurrents régissent ainsi l'évolution de la masse d'eau superficielle : ceux de stabilisation verticale et ceux d'homogénéisation.

ZUSAMMENFASSUNG

Im nördlichen, windgeschützten Teil der Reede von Villefranche kann sich, dank des Süßwasserzuflusses, der die Vertikalschichtung begünstigt, eine warme Oberflächenschicht ausbilden. Unter dem Einfluss des Westwindes kann diese seewärts verlagert und durch die unteren Wasserschichten ersetzt werden. Nach jeder dieser Verlagerungen bildet sich wieder eine warme Wassermasse durch Aufwärmung und Ueberschichtung; der letztere Prozess wird durch Ostwind verstärkt. Die stabilen Phasen zwischen den Störungen wirken sich günstig auf das Phytoplankton aus. In diesem Becken, das durch oberflächliche Anreicherung mit Nährsalzen aus dem städtischen Abwasser gekennzeichnet ist, hat jeder Zusammenbruch dieser Stabilität nachteilige Wirkung auf das Phytoplankton, da das Wasser im Frühjahr praktisch keine natürlichen Nährsalze erhält. Die Entwicklung der oberflächlichen

Wassermasse wird so durch zwei ineinanderwirkende Mechanismen gesteuert : durch Vertikalstabilisierung und Homogenisation.

BIBLIOGRAPHIE

- BETHOUX, J. P., 1968. Adaptation d'une thermopile à la mesure de l'éclairage sous-marin. *Thèse, Faculté des Sciences de Paris*, 55 p.
- BETHOUX, J. P. & N. BETHOUX, 1973. Contribution à l'étude des échanges thermiques en Méditerranée. *Bull. U.O.F.*, 5 (4) : 18-23.
- BOUGIS, P., 1968. Le problème des remontées d'eaux profondes à Villefranche-sur-Mer. *Cah. océanogr.*, 20 : 597-603.
- BOUGIS, P., P. NIVAL & S. NIVAL, 1967. Distribution quantitative comparée du phytoplancton et des copépodes dans les eaux superficielles de la rade de Villefranche. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 2 : 239-251.
- BROUARDEL, J. & E. RINK, 1963. Mesure de la production primaire organique en Méditerranée dans les parages de Monaco, à l'aide du ^{14}C . *Annls. Inst. océanogr. Paris*, 40 (2) : 109-164.
- GOSTAN, J. & P. NIVAL, 1967. Relations entre la distribution des phosphates minéraux dissous et la répartition des pigments dans les eaux superficielles du Golfe du Lion. *Cah. océanogr.*, 19 : 41-52.
- HENTSCH, J. M., 1959. Etude des courants de la Baie de Villefranche. D.E.S. manuscrit, Université de Paris, 40 p.
- HUTCHINSON, G. E., 1967. A treatise on Limnology. Vol. 2. Introduction to lake biology and the limnoplankton. John Wiley & Sons, Inc., New York, 1115 p.
- IDRAC, P., 1934. Recherches sur les mouvements et fluctuations de température des eaux sous-marines en Méditerranée. *Annls. Inst. océanogr., Paris*, 14 : 21-35.
- MARGALEF, R. & B. ANDREU, 1958. Componente vertical de los movimientos del agua en la ría de Vigo y su posible relación con la entrada de sardina. *Investigación pesq.*, 11 : 105-126.
- NEWELL, B. S., 1967. The determination of ammonia in sea water. *J. mar. biol. Ass. U. K.*, 47 : 271-280.
- NIVAL, P. & M. C. CORRE, 1976. Variation des caractéristiques hydrologiques de surface dans la rade de Villefranche-sur-Mer. A paraître aux *Annls Inst. océanogr. Paris*.
- NIVAL, P., J. GOSTAN, G. MALARA & R. CHARRA, 1975. Evolution du plancton dans la baie de Villefranche-sur-Mer à la fin du printemps. II. Biomasse du phytoplancton, production primaire. *Vie et Milieu*, 26 (1 B) : sous presse.
- PARSONS, T. R. & J. D. H. STRICKLAND, 1963. Discussion of spectrophotometric determination of marine-plant pigments, with revised equations for ascertaining chlorophyll and carotenoids. *J. mar. Res.*, 21 : 155-163.

- PLATT, T., 1972. Local phytoplankton abundance and turbulence. *Deep. Sea Res.*, **19** : 183-187.
- RILEY, G. A., 1951. Oxygen, phosphate and nitrate in the Atlantic Ocean. *Bull. Bingham oceanogr. Coll.*, **13** (1) : 1-126.
- RILEY, G. A., H. STOMMEL & D. F. BUMPUS, 1949. Quantitative ecology of the plankton of the Western North-Atlantic. *Bull. Bingham oceanogr. Coll.*, **12** (3) : 1-169.
- ROMANOVSKY, V., 1950. Les remontées des eaux profondes dans la baie de Villefranche-sur-Mer. *Cah. C.R.E.O.*, **2** : 1-7.
- SAINT-GUILY, B., 1959. Mesures de courant à l'ouvert de la baie de Villefranche. *Cah. océanogr.*, **8** : 602-604.
- SAINT-GUILY, B., 1961. Sur la diffusion turbulente verticale devant Monaco. *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, **1193** : 1-6.
- STRICKLAND, J. D. H. & T. R. PARSONS, 1968. A practical handbook of seawater analysis. *Bull. Fish. Res. Bd Can.*, **167**, 1-131.

Reçu le 11 juin 1975