

**L'HYDROLOGIE ET LES COURANTS GÉNÉRAUX
DU DÉTROIT DE DANEMARK
ET DU NORD DE LA MER D'IRMINGER
DU 20 MARS AU 8 MAI 1963**

**PARTICIPATION DE LA « THALASSA »
A LA CAMPAGNE INTERNATIONALE NORWESTLANT I**

par Ch. ALLAIN, J. DARDIGNAC et A. VINCENT

PRELIMINAIRE

1. — *L'expédition Norwestlant et la campagne de la « Thalassa ».*

La Commission internationale des Pêcheries de l'Atlantique du NO (I.C.N.A.F.) a organisé pendant la période d'avril à juillet 1963 une expédition en commun dans la mer du Labrador et la mer d'Irminger, dont le but essentiel était d'étudier les stades planctoniques de la morue et des sébastes en fonction des conditions de milieu sur la frange continentale du Labrador, du Groënland et de l'Islande.

Douze navires du Canada, de l'Islande, de l'U.R.S.S., de la Norvège, du Danemark, du Royaume-Uni et de la France ont participé à ces recherches dans les différents secteurs qui leur étaient impartis.

Le programme général portait sur les points suivants :

1° évaluer de façon simultanée la reproduction de la morue et des sébastes sur le plateau continental et le talus, en procédant à de nombreuses pêches de plancton;

2° rechercher l'influence de certains facteurs du milieu : température, salinité, oxygène dissous, sels nutritifs sur cette pêche ainsi que sur le développement des œufs et le comportement des larves et, dans ce but, étudier pendant les trois campagnes successives le même réseau hydrologique;

3° déterminer la dérive des larves en se basant sur les résultats des mesures de courants obtenus par le calcul dynamique ou l'observation directe.

Pour mener à bien une telle étude écologique, il convenait d'étendre les observations hydrologiques sur une aire beaucoup plus large que celle des pêches de plancton.

Ces travaux feront l'objet d'une étude d'ensemble qui sera publiée par l'I.C.N.A.F. et nous ne donnons ici qu'une première interprétation des observations hydrologiques de la « Thalassa » en nous référant aux travaux antérieurs concernant le secteur couvert par notre navire.

La « Thalassa » a pris part à la campagne de Norwestlant I, du 20 mars au 8 mai, dans le détroit de Danemark et le nord de la mer d'Irminger.

Les observations hydrologiques ont été faites sur les trois sections suivantes disposées normalement à l'axe des plus grands fonds (fig. 1).

1° Au sud immédiat du seuil Groënland-Islande, sur une ligne reliant sensiblement le cap Ussing (Groënland) au cap Ændverdarnes (Islande). Cette section comporte 11 stations faites entre le 31 mars et le 2 avril et les observations s'arrêtent en bordure de la banquise, à hauteur du méridien de 29°35'.

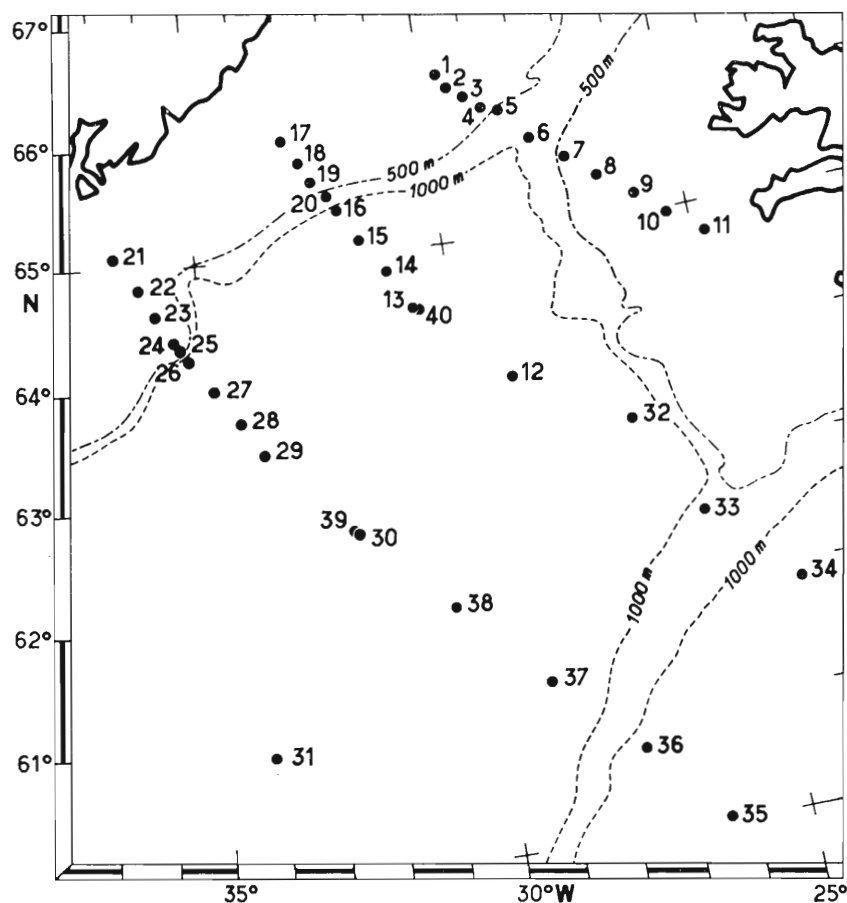


FIG. 1. — Carte des stations hydrologiques.

2° Du cap Holm vers le SE jusqu'à la position 61°52'N-24°16'O. Cette section traverse le seuil de Reykjanes et comporte 12 stations exécutées à 2 périodes différentes : st. 12 à 20, du 3 au 5 avril; st. 32 à 34 du large, les 24 et 25 avril. La banquise a été rencontrée au méridien de 33°.

3° Du cap Dan vers le SE jusqu'à la position 6°04'N-26°20'O. Cette section traverse le seuil de Reykjanes plus au sud et comporte 15 stations qui ont eu lieu à deux époques différentes : celles de la moitié NO du 5 au 7 avril, celles de la moitié SE, du 26 au 27 avril. Les deux stations centrales, 30 et 39, représentant l'aboutissement des deux séries d'observations, ont été faites sensiblement au même lieu.

Des observations ont en outre été effectuées à la station de référence B (st. 31) prévue dans le programme général pour raccorder les observations des navires travaillant dans les zones adja-

centes de la mer d'Irminger et des mesures simultanées ont été exécutées à la station 32 avec les navires « E. Holt » et « Knipovitch » pour confronter les données obtenues en un même lieu.

Au total, 575 observations hydrologiques, comportant des mesures de température, des analyses de salinité, des dosages de sels nutritifs (phosphates, silicates), ont été faites pendant la campagne. Le dépouillement des données et l'analyse critique commencés à bord ont été poursuivis à notre laboratoire de Paris. Nous remercions ici M. D. J. ELLETT, du laboratoire de Lowestoft, qui a participé à cette campagne et procédé, dans les meilleures conditions, à toutes les analyses de salinité sur le salinomètre N.I.O., prêté par son laboratoire.

L'interpolation des valeurs aux profondeurs standard et le calcul des différents paramètres utilisés : densité (σ), anomalie géopotentielle, anomalie du volume spécifique et vitesse du son ont été confiés pour toutes les campagnes de Norwestlant au Centre de données océanographiques canadien (C.O.D.C.). Les tables de résultats communiquées par cet organisme ont été utilisées pour l'interprétation. Elles seront présentées dans le 1^{er} tome de la publication générale sur Norwestlant.

Faisant suite aux observations d'hydrologie, des pêches de plancton ont été faites dans le secteur du front polaire et du plateau islandais sur un réseau de 67 stations. Les détails de cette opération sont donnés dans l'étude de J. BEAUDOUIN (dans ce même fascicule) sur les œufs et larves de poissons (relations avec l'hydrologie et le zooplancton).

La présente étude traitera de la distribution verticale et horizontale de la température et de la salinité ainsi que de la dynamique des eaux. Nous verrons plus loin que les dosages d'oxygène dissous présentent trop d'incertitudes pour que ce facteur puisse être exploité.

2. — Les campagnes antérieures dans le détroit de Danemark et la mer d'Irminger.

La recherche océanographique dans la mer d'Irminger et le détroit de Danemark a donné lieu à de nombreux travaux et l'on doit notamment à DIETRICH (1957), STEFANSSON (1962) et LEE (1963) des synthèses de l'abondante bibliographie qui existe à ce sujet. Nous ne rappellerons donc ici que les principales étapes qui ont amené à la connaissance actuelle de ce secteur.

Les investigations dans les eaux islandaises ont débuté dès le 18^e siècle avec les campagnes arctiques dirigées par les navigateurs français DE KERQUELEN-TREMARÉC et VERDUN DE LA CRENNE en 1767 et 1771.

De leur côté, les chercheurs scandinaves ont eu, de bonne heure, leur attention attirée par le fait que le climat relativement doux d'une partie de l'Islande était dû au réchauffement des eaux de la bordure méridionale et occidentale et IRMINGER constatait, à la suite de nombreuses observations faites de 1853 à 1870, que les baies de ce secteur seraient envahies par la glace si elles n'étaient baignées par un courant chaud issu de la dérive atlantique.

En 1861, ASMUNDSSON précise que ce courant chaud s'étend vers l'est le long de la côte septentrionale de l'île. COLDING (1870) ajoute qu'une branche du même courant est déviée vers l'E devant le seuil Islande-Groënland, puis vers le S où il s'écoule parallèlement au courant polaire du Groënland Est.

Ces données se trouveront confirmées, d'abord par HOFFMEYER (1878) qui propose le nom de *courant d'Irminger* au courant chaud se dirigeant vers le N le long de la côte occidentale islandaise puis vers l'E le long de la côte nord, et plus tard par HAMBERG (1884) qui attribue également au courant d'Irminger la branche de retour vers le sud.

Sans nous étendre sur ce qu'ont pu apporter pour la connaissance de ce secteur les études générales de NIELSEN (1904-5-7-8) et de HELLAND-HANSEN et NANSEN (1909) après les campagnes du « Thor », de la « Dana » et du « Michaël-Sars », on arrive à l'étude plus détaillée du détroit de Danemark avec les observations du navire norvégien « øst », traitées par BRAARUD et RUUD (1932), celles de la « Dana », de 1831 à 1833, discutées par THOMSEN (1934) et les résultats du « Veiding », du « Polaris » et de l'« Heimland I », présentés par HELLAND-HANSEN en 1936. Les différentes sections effectuées de part et d'autre du seuil Groënland-Islande apportent d'importantes précisions sur les échanges entre les eaux atlantiques et celles du courant du Groënland, ainsi que sur les formations profondes.

Les expéditions du « Météor » en 1929-30-33 et 35 permettent aux océanographes allemands de développer encore plus l'étude de la mer d'Irminger et du détroit de Danemark. Ces observations seront étudiées par BÖHNECKE, HENTSCHEL, WATTENBERG (1930). BÖHNECKE (1931), BÖHNECKE, FÖYN, WATTENBERG (1932) ainsi que par DEFANT (1930-31-36).

De 1947 à 1960, l'Institut islandais de recherches sur les Pêcheries, depuis longtemps déjà axé sur les problèmes écologiques, intensifie ses investigations, notamment dans le N et l'E de l'île. Ces observations ont été récemment utilisées par V. STEFANSSON (1962) dans un excellent travail sur l'hydrologie du N de l'Islande.

Durant ces dernières années, les océanographes allemands ont poursuivi l'étude du détroit de Danemark et de la mer d'Irminger et les importantes campagnes de l'« Anton Dohrn » et du « Gauss » en 1955-56-57 puis 1958 (année géophysique) ont donné matière aux travaux de DIETRICH (1957, 1958, 1960) et de KRAUSS (1958 a, b).

L'un des principaux buts de ces dernières recherches était de mettre en évidence le débordement de l'eau profonde de la mer de Norvège (overflow) par-dessus le seuil Islande-Groënland, d'en étudier les variations, tout en comparant ce flux profond à celui qui franchit de la même façon les seuils Féroé-Islande et Ecosse-Féroé, secteurs largement étudiés au cours d'autres campagnes.

Ce problème de l'« overflow », si important, puisqu'il régit la circulation des eaux arctiques dans les couches profondes de l'Atlantique a été discuté par plusieurs auteurs, notamment par COOPER (1955) qui a démontré, d'après plusieurs sections du « Météor », de la « Dana », du « Thor » et de l'« Explorer », que l'eau de cette formation était transportée vers l'O dès sa sortie des seuils et que ce mouvement général était perturbé par des accidents topographiques comme le seuil de Reykjanes et dévié par les talus continentaux. Par ailleurs, LEE (1963) a fait récemment le point des recherches concernant ce flux profond.

PREMIERE PARTIE

HYDROLOGIE

Généralités.

1° Instruments et méthodes.

a) Bouteilles et thermomètres à renversement.

Équipement. Au cours de la campagne, 20 bouteilles à renversement ont été utilisées dont 9 Knudsen et 11 Mécabolier.

Ces bouteilles étaient équipées de thermomètres Richter et Wiese ou Negretti-Zambra à raison de deux thermomètres protégés par bouteille et de un thermomètre non protégé par bouteille au-dessous de 100 m de câble filé.

Fonctionnement. Un mauvais fonctionnement caractérisé a été constaté dans 8 % des cas pour les bouteilles Mécabolier et dans 1 % des cas pour les bouteilles Knudsen.

Nous pensons, après observation, que la disposition des clapets constituait le vice principal de ces bouteilles.

Les mesures considérées comme très douteuses ont été éliminées, soit 10 % environ de la totalité.

L'examen de la distribution des écarts entre les deux thermomètres protégés de chaque bouteille conduit à l'estimation suivante de la précision de la mesure de la température :

$$\sigma = \pm 0,04^{\circ}\text{C}$$

b) Analyses.

Salinité. Les analyses de salinité ont été traitées sur un salinomètre N.I.O. prêté par le laboratoire de Lowestoft.

Dans la plupart des cas, une seule mesure a été faite pour chaque échantillon mais l'opération a été répétée sur un certain nombre de prélèvements pour estimer la précision de la mesure. Cette précision est la suivante :

$$\sigma = \pm 0,006 \text{ en } S \text{ ‰}$$

Oxygène dissous. Des dosages d'oxygène dissous ont été faits par la méthode de Winkler sur des échantillons prélevés jusqu'au fond de toutes les stations. Mais les résultats présentent trop d'incertitudes pour être exploités.

On s'aperçoit en effet que d'une part, les courbes de répartition de O_2 cm^3/l en fonction de la profondeur sont incohérentes et adoptent une allure sinueuse et que d'autre part, à certaines stations répétées à la même position, les caractéristiques thermiques et halines des eaux profondes n'avaient pas changé alors que les valeurs de O_2 différaient parfois de $0,5 \text{ cm}^3/l$.

Nous avons estimé que, mises à part 5 ou 6 stations (dont la station de référence C), les mesures peuvent présenter une erreur d'environ $\pm 0,25 \text{ cm}^3/l$. C'est la raison pour laquelle ces résultats n'ont pas été exploités ici.

Sels nutritifs (phosphates et silicates). Un photomètre Lange a été utilisé pour les dosages qui ont été faits en double sur des échantillons filtrés.

Phosphate : On a suivi la méthode de Murphy et Riley préconisée par le livre-guide de l'I.C.N.A.F.

L'analyse de la distribution des écarts entre les doubles conduit à la valeur suivante :

$$\sigma = \pm 0,03 \mu \text{ at.g/l}$$

On estime d'autre part que l'erreur relative moyenne était de 5 % et l'erreur relative maximum de 15 %.

Silicate : La méthode conseillée par le livre-guide de l'I.C.N.A.F. n'a pas été utilisée et on s'est servi de la méthode classique telle qu'elle est décrite par STRICKLAND.

L'analyse de la distribution des écarts entre les doubles conduit à la valeur suivante :

$$\sigma = \pm 0,18 \mu \text{ at.g/l}$$

L'erreur relative moyenne estimée est de 6 % et l'erreur relative maximum de 14,5 %.

Ces derniers résultats seront présentés ultérieurement.

2° Situation hydrologique classique.

Si l'on s'en rapporte aux travaux antérieurs, les principales formations qui peuvent se rencontrer dans la mer d'Irminger sont les suivantes :

1) dans la couche superficielle :

a) l'eau du courant du Groënland Est, d'origine polaire et continentale, qui s'écoule vers le S, au-dessus du plateau et dont la température est souvent inférieure à 0° ,

b) l'eau relativement chaude du courant d'Irminger, issue d'une dérivation de la dérive nord-atlantique et qui contourne l'Islande par le S et l'O; ses caractéristiques varient suivant les saisons;

2) en profondeur :

a) l'eau de la mer d'Irminger qui est un mélange entre les deux formations précédentes et possède des caractéristiques qui lui sont propres,

b) l'eau profonde de l'overflow qui, ainsi que son nom l'indique, est le produit d'un débordement de l'eau profonde de la mer de Norvège par-dessus le seuil Groënland-Islande. Sa forte densité l'entraîne rapidement sur le fond.

On verra, au cours de cette étude, que d'autres masses d'eau parviennent également jusque dans ce secteur.

Etant donné la complexité des cartes de la distribution horizontale de la température et de la salinité dans la couche superficielle, il nous a paru préférable, pour la clarté de l'exposé, d'interpréter d'abord la répartition verticale sur les trois coupes.

I. - Distribution verticale de la température et de la salinité.

Section I, au sud immédiat du seuil (fig. 2 et 3).

On remarque d'emblée qu'un front quasi vertical, marqué par les isothermes de 5 et 6° et les isohalines de 34,90 à 35,10 ‰ et situé contre la pente groënlandaise, sépare les eaux polaires du plateau groënlandais de la formation du large, d'influence atlantique.

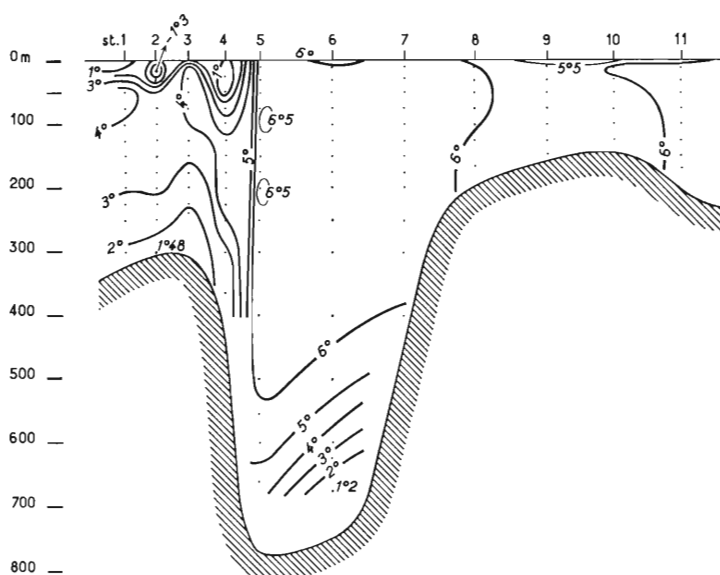


FIG. 2. — *Section I, température.*

L'eau du courant du Groënland Est présente, dans la couche superficielle et jusqu'à la profondeur de 30 à 100 m des températures de $-1,3^{\circ}$ à 3° correspondant à une salinité de 34,16 à 34,80. Elle repose sur une eau de mélange plus chaude (3° à 5°) et plus salée (34,80 à 34,94) où intervient une certaine proportion d'eau atlantique, mais on observe à partir de 175 m un nouveau refroidissement (minimum : $1,48^{\circ}$ à 300 m) que l'on peut attribuer à la pénétration, dans cette partie supérieure du seuil, de l'eau arctique intermédiaire de la mer de Norvège, plutôt qu'à un mouvement de convection des eaux superficielles dans la région plus littorale.

Rappelons que cette eau arctique intermédiaire a été définie par HELLAND-HANSEN et NANSSEN (1909) comme étant un apport du courant d'influence atlantique du Spitzberg, qui s'insinue entre l'eau du courant polaire et l'eau de fond de la mer de Norvège. STEFANSSON (1962) lui a attribué les valeurs de $T = 0$ à 2° et $S = 34,80$ à $35,00$.

Au SE du front polaire, l'eau du courant d'Irminger (HOFFMEYER, 1878) déjà très mélangée, occupe le tiers central de la coupe jusqu'à la profondeur de 400/500 m avec une température de $6,52^{\circ}$ à $6,00^{\circ}$ et une salinité de 35,15 à 35,10.

On remarque cependant au-dessous de 150 m un lobe au taux de salinité moindre : 35,05 à 35,10 qui semble indiquer l'influence de l'eau intermédiaire d'Irminger, masse qui tend à scinder la formation atlantique et que nous retrouverons, mieux définie, dans les coupes suivantes.

Sur le plateau islandais des valeurs plus faibles : $5,5^{\circ}$ à $6,00^{\circ}$ et $35,04$ à $35,10$, semblent correspondre à une extension de l'eau côtière du N de l'Islande, laquelle reçoit directement l'influence de la formation polaire, ainsi que l'ont montré les cartes de STEFANSSON (1962), mais il est probable que ce secteur reçoit aussi, par intermittence, l'eau centrale d'Irmingier, comme on le verra sur les cartes de la distribution horizontale. Le réchauffement observé à l'extrémité orientale de la coupe : $6,34^{\circ}$ à $6,00^{\circ}$ montre par ailleurs que la zone littorale est influencée par l'eau de la dérive atlantique.

Sous la formation atlantique, l'abaissement rapide de la température qui atteint $1,20^{\circ}$ à 675 m et la diminution du taux de salinité : $34,86$ à la même profondeur, traduisent l'overflow de l'eau de la mer de Norvège, mais il est difficile de préciser, en l'absence d'une section axiale à travers

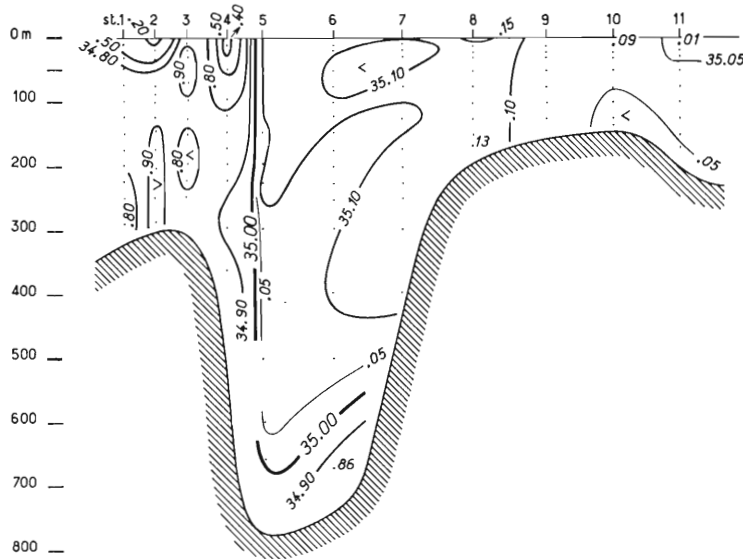


FIG. 3. — Section I, salinité.

le seuil, s'il s'agit d'une plongée, contre le talus groënlandais, de l'eau arctique intermédiaire dont la densité : $\sigma_t = 27,96$ à 300 m lui permettrait d'atteindre le fond ou d'un passage de l'eau profonde du nord au niveau le plus bas du seuil. Les valeurs classiques de cette dernière formation : $T = 0,5^{\circ}$, $S = 34,92$ (HERMANN, 1965) ne sont cependant pas atteintes et il faudrait admettre, dans ce dernier cas, un mélange avec l'eau d'hiver du nord de l'Islande à laquelle STEFANSSON attribue les valeurs $T = 2$ à 3° et $S = 34,85$ à $34,90$.

Cet apport d'eau profonde de la Méditerranée du nord est d'ailleurs très variable, voire intermittent, sur la totalité du seuil Groënland-Ecosse, ainsi que l'ont démontré DIETRICH (1960) et HARVEY (1961). Les nombreuses observations répétées sur une section située à l'O du Latrabjarg (NO Islande) pendant les mois de mai à juillet, de 1949 à 1959, mettent en évidence, dans le secteur qui nous intéresse, les grandes variations de ce flux profond (STEFANSSON, 1962).

Section II, dans le prolongement SE du cap Holm (fig. 4 et 5).

Dans la partie occidentale de la coupe et au NO du front polaire bien marqué jusqu'à la profondeur de 600 m, le courant du Groënland Est se présente entre la surface et le niveau de 75 à 150 m avec une température de $-1,1^{\circ}$ à 3° et une salinité de $33,14$ à $34,70$. Des eaux mixtes lui succèdent encore jusqu'au niveau du plateau avec un taux de salinité de $34,70$ à $34,90$. La température,

maximale entre 100 et 200 m : 5° , ne s'abaisse ici que jusqu'à $3,10^{\circ}$ en se rapprochant du fond, montrant que la proportion d'eau atlantique est plus importante que dans la coupe précédente.

L'eau de la dérive atlantique à laquelle fait suite le courant d'Irminger occupe les trois quarts supérieurs de la coupe et s'étend en profondeur jusqu'à 800 m à l'E du seuil de Reykjanes et jusqu'à 600 m dans le bassin d'Irminger. Sa température décroît de $8,40^{\circ}$ à l'est à $6,00^{\circ}$ à l'ouest et sa salinité de 35,23 à 35,05.

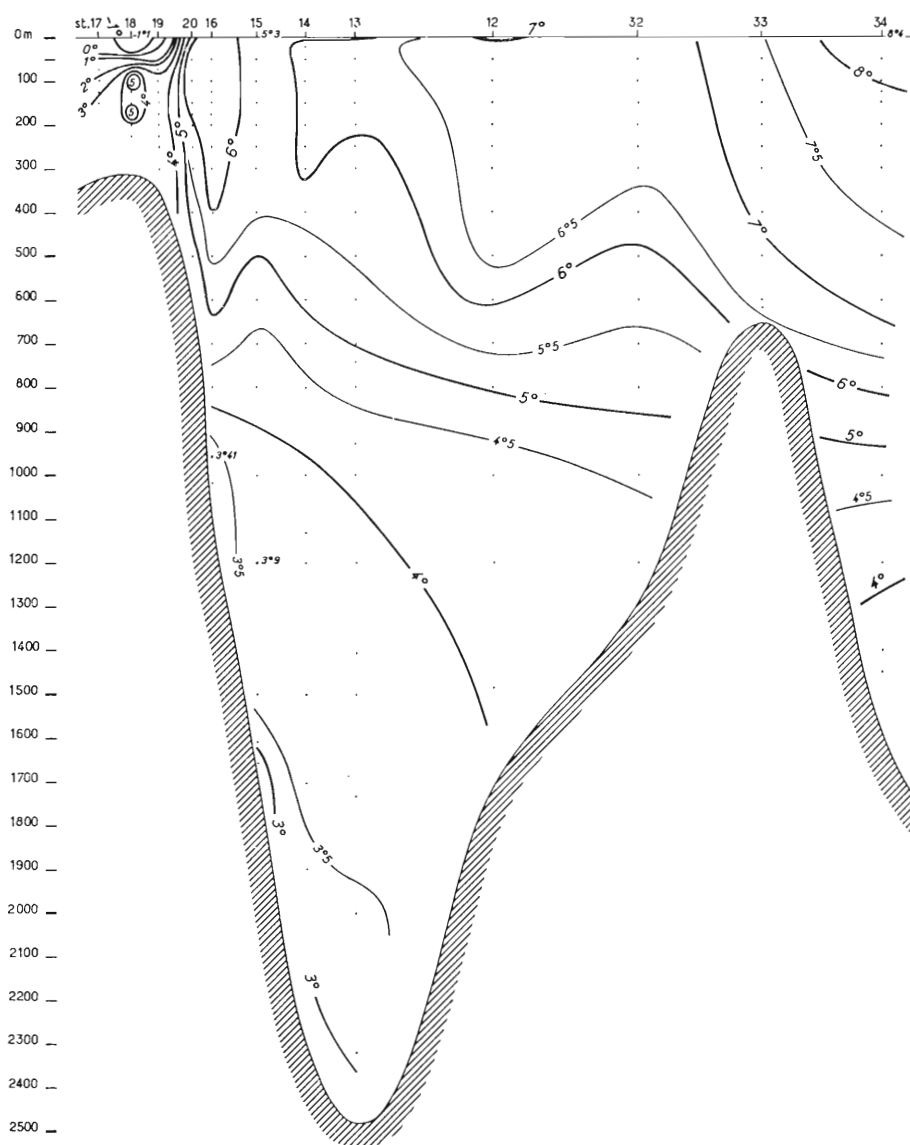


FIG. 4. — Section II, température.

La branche du courant d'Irminger, qui accomplit un mouvement cyclonique dans le N du bassin, réapparaît à l'E du front polaire où son lit s'enfonce jusqu'à la profondeur de 500/600 m. Par suite d'un certain mélange au cours de son cheminement, son taux de salinité s'est dégradé : 35,12 à 35,05 et sa température s'est abaissée : $6,30^{\circ}$ à $5,16^{\circ}$.

Ce courant de retour se trouve séparé du lobe initial d'origine atlantique par un dôme d'eau moins salée : 35,00 à 35,05, plus froide : 5 à 6° et plus dense : $\sigma_t = 27,63$ à 27,70 qui traduit le caractère divergent de la formation sous-jacente de l'eau d'Irminger. Nous sommes convenus d'appeler cette formation de la couche supérieure qui apparaît dans la plupart des coupes de la mer d'Irminger : *eau centrale superficielle de la mer d'Irminger*. Si l'on s'en rapporte aux cartes

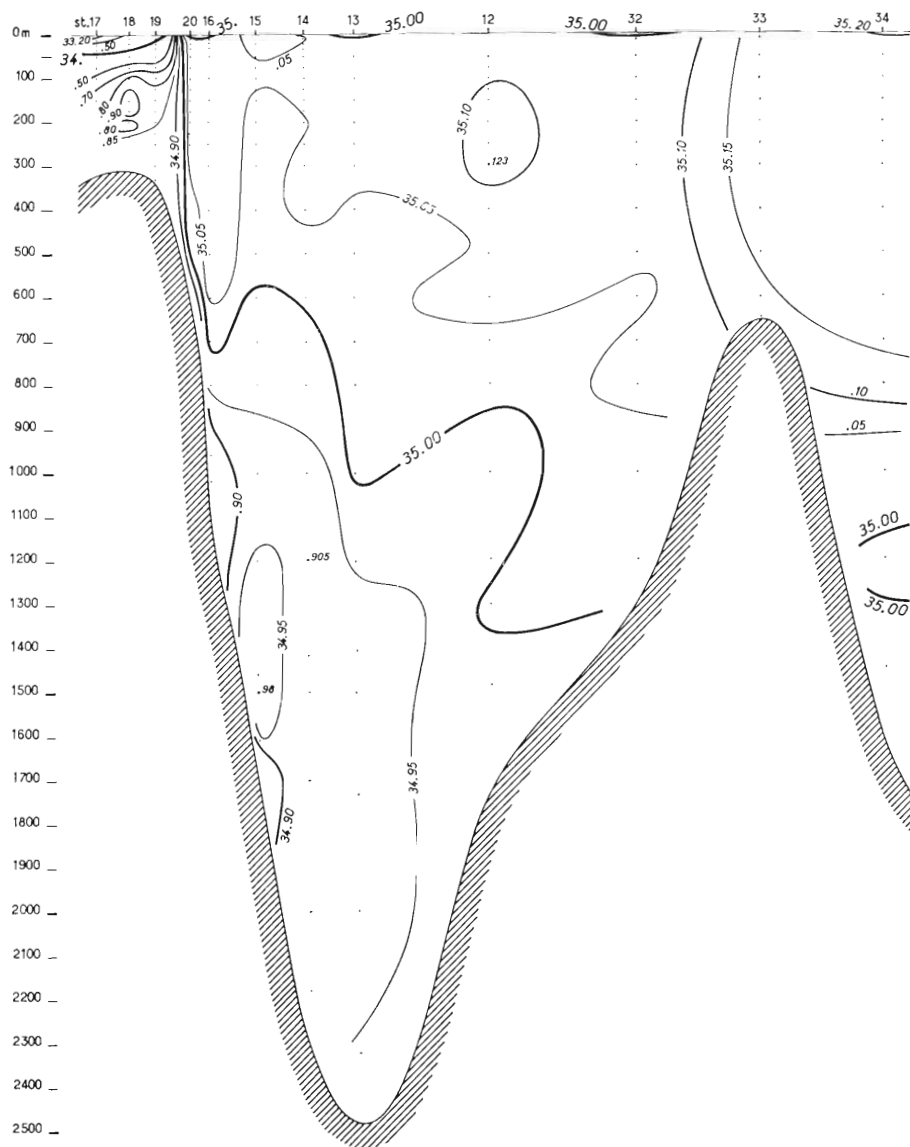


FIG. 5. — Section II, salinité.

antérieures de la distribution horizontale, on remarque en outre que la partie supérieure de ce dôme comporte, à cette latitude, une certaine proportion d'eau groënlandaise, issue du secteur SO.

L'eau froide du talus groënlandais, de forte densité : $\sigma_t = 27,79$, a plongé jusqu'à la profondeur de 800 à 1 000 m et les lobes collés contre la pente ont sensiblement les mêmes caractéristiques que l'eau du niveau du plateau : $T = 3,41^\circ$ à $3,50^\circ$ et $S = 34,88$ à $34,90$. Les valeurs

que l'on trouve entre 1 600 et 1 800 m : $T = 2,52^{\circ}$ à $3,50^{\circ}$, $S = 34,87$ à $34,90$ sont plus proches de celles de l'*overflow* de l'eau profonde de la mer de Norvège mais il est probable que ces formations se mélangent rapidement, car elles ne sont plus distinctes plus au sud.

Le mélange de l'eau froide de la pente groënlandaise avec l'eau environnante d'influence atlantique détermine une formation qui s'étend dans la moitié NO de la coupe entre 800 et 2 000 m. C'est l'eau d'Irminger qui atteint ici une température de $3,5^{\circ}$ à $4,00^{\circ}$ et une salinité de $34,90$ à $34,95$, mais dont les valeurs constantes ne se rencontreront que plus au sud.

On pourrait penser, après le seul examen de la section II, que l'eau du courant atlantique s'enfonce contre le versant occidental du seuil de Reykjanes, à la suite de son refroidissement au contact de l'eau d'Irminger. L'isohaline des 35 ‰ atteint en effet la profondeur de 1 300 m, niveau auquel la température est de $4,10^{\circ}$ et on observe encore sur le fond, à 2 350 m, des valeurs de $3,06^{\circ}$ et $34,95$.

Mais on doit tenir compte de l'hypothèse de COOPER (1955), selon laquelle l'eau de l'*overflow* Islande-Féroé-Ecosse est entraînée contre le versant oriental du seuil de Reykjanes qu'elle contourne en partie pour accomplir un mouvement cyclonique en mer d'Irminger, tout en se mélangeant plus ou moins aux formations adjacentes. Cette couche apparaît ici, à l'est du seuil de Reykjanes, entre 1 000 et 1 500 m avec un minimum halin de $34,99$ à $35,03$ et une température de $3,5^{\circ}$ à $4,5^{\circ}$, son axe se situant sans doute plus à l'E, si l'on s'en rapporte aux données du « Météor » et de la « Dana » reprises par COOPER. Il est donc logique que cette formation apparaisse dans la mer d'Irminger et c'est sans doute à l'allure cyclonique de ce courant profond que l'on peut attribuer la présence des lobes plus salés : $34,98$ à $34,95$ rencontrés entre 1 100 et 1 600 m contre le versant groënlandais. Les faibles inversions de la densité ($\sigma_t = 27,81$ entre $27,76$ et $27,77$) observées entre 1 000 et 1 200 m dans le centre du bassin pourraient être consécutives à la pénétration de cette eau venant du sud.

Section III, du cap Dan vers le SE (fig. 6 et 7).

Rappelons que les observations ont été faites à deux époques différentes sur cette coupe : du 5 au 7 avril, dans la moitié NO (st. 21 à 30), les 26 et 27 avril, dans la moitié SO (st. 35 à 39).

Les stations 30 et 39 occupent sensiblement la même position et l'on constate que d'importantes variations dans la distribution verticale ont eu lieu en l'espace de vingt jours. Les différences maximales sont de l'ordre de 150 à 200 m pour les températures entre les niveaux de 400 et 600 m, de 300 m pour les salinités entre 500 et 1 200 m. Les anomalies sont moindres dans la couche superficielle.

Bien que de telles variations aient été constatées par d'autres auteurs, notamment par COOPER (1955) qui se base sur les stations 33 du « Météor » (août 1930) et 6668 de la « Dana » (juin 1947) faites sensiblement à la même position, à l'E du seuil de Reykjanes, il n'est guère possible, avec les rares données que nous avons, d'en définir la cause qui peut être due aussi bien au régime variable des flux en opposition qu'aux oscillations des ondes internes. Par ailleurs, un léger décalage dans la position, marqué, comme c'est ici le cas, par une différence de sonde, peut entraîner une déformation de la structure profonde.

A cette latitude, le courant du Groënland a toujours des valeurs très basses : $T = -0,85^{\circ}$ à 3° , $S = 33,69$ à $34,50$, mais le front polaire est moins marqué que dans les sections précédentes du fait de l'inclusion, sur le plateau groënlandais ici plus étendu, d'une eau d'influence atlantique qui représente, ainsi que le montreront les cartes, l'aboutissement d'une dérivation du courant d'Irminger.

On observe, en effet, dès la station 22, un lobe chaud et salé ($5,80^{\circ}$ à 4° , $35,04$ à $34,90$) qui a tendance à emplir la vallée précédant le talus. Un dôme d'eau plus froide et moins salée : $3,53^{\circ}$ à $4,00^{\circ}$ et $34,86$ à $34,90$, le sépare de la formation initiale et présente des caractères analogues à ceux de l'eau d'Irminger, dégradée.

Le mouvement de plongée des eaux froides contre le talus groënlandais n'est plus apparent, bien que l'eau qui se trouve au niveau du plateau ait encore une densité relativement forte : $\sigma_t = 27,75$ à $27,80$. Cette situation est sans doute en relation avec l'extension du plateau et la topographie complexe des parages du banc Dan.

Dans le secteur oriental, l'eau de la dérive nord atlantique présente des valeurs maximales de $8,20^{\circ}$ et $35,20$. Elle se dégrade progressivement en pénétrant dans le bassin d'Irminger. Quant à la

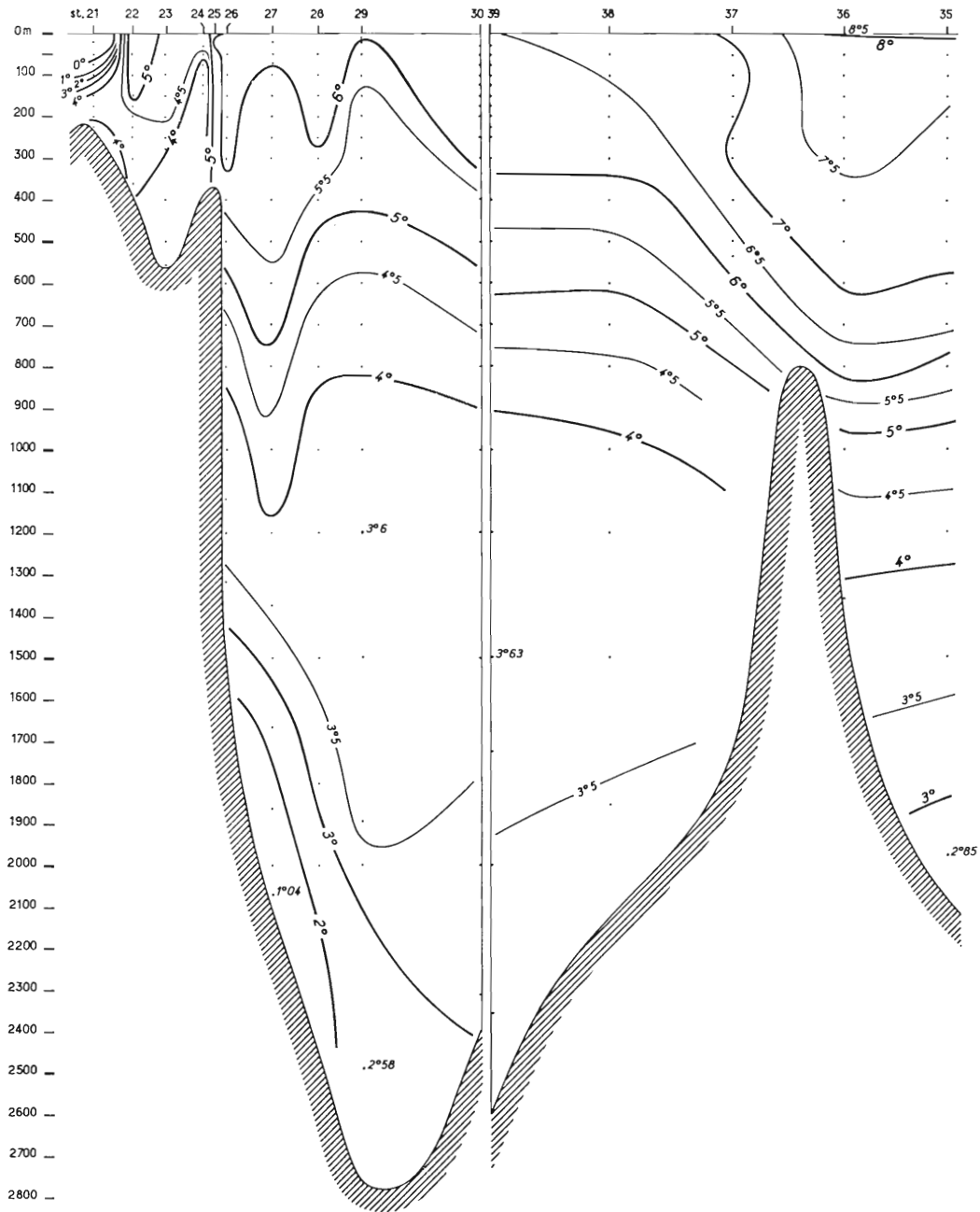


FIG. 6. — Section III, température.

branche principale du courant d'Irminger vers le sud, elle s'appuie contre la pente et son lit se creuse jusqu'à la profondeur de 1 250 m. Des eaux moins salées et plus froides : $34,95$ et 4° , empruntées à la formation adjacente de l'eau centrale d'Irminger sont entraînés par le courant général vers le sud.

Séparant les deux branches principales du mouvement cyclonique, l'eau centrale superficielle, d'une température de 4° à 6° et d'une salinité de 34,95 à 35,02 a pris plus d'importance que dans la section II et précise le caractère divergent de l'eau d'Irmingier sous-jacente.

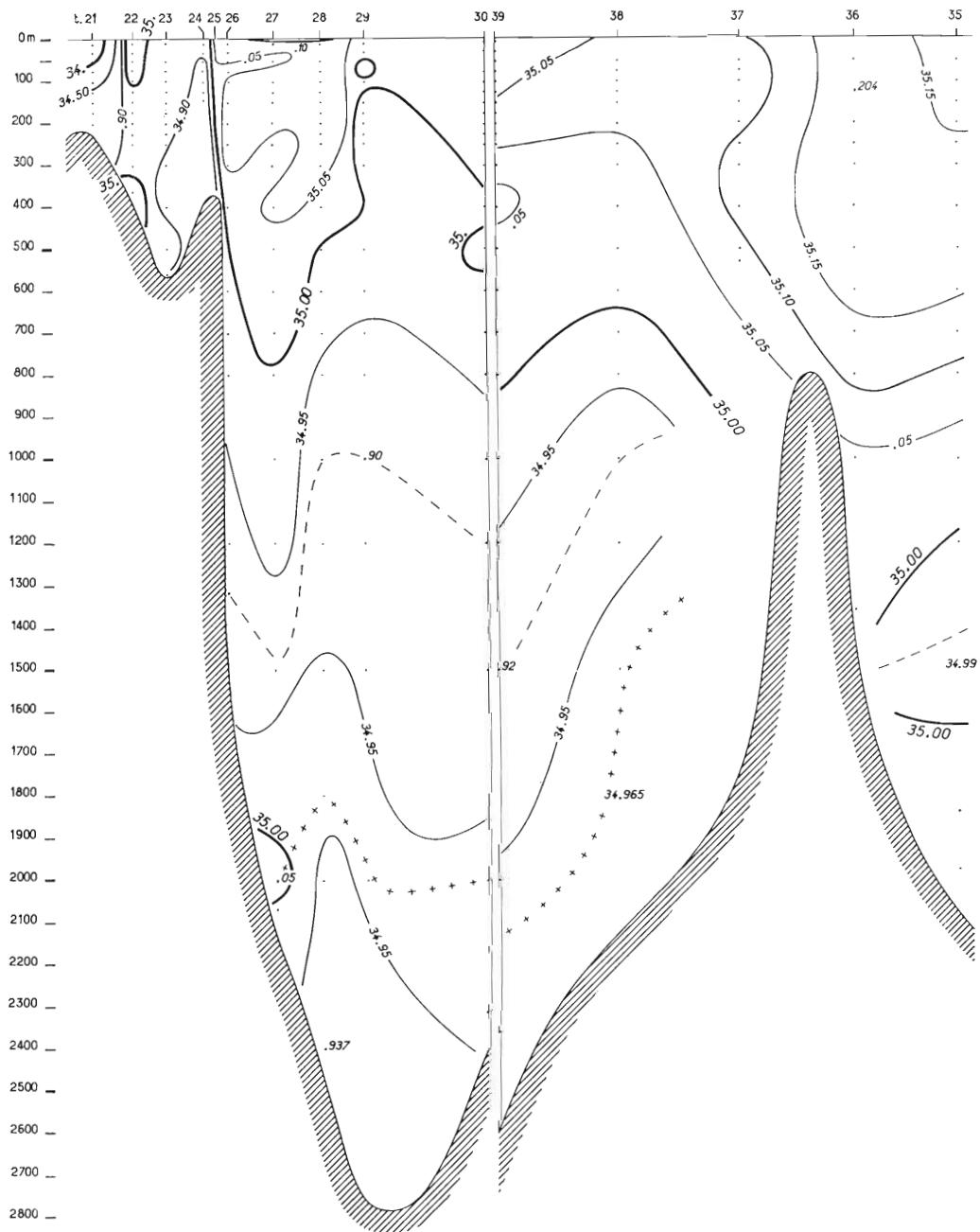


FIG. 7. — Section III, salinité.

Cette eau d'Irmingier se présente ici en position intermédiaire sur toute l'étendue de la coupe, mais son épaisseur est maximale dans la partie centrale, entre 700 et 1 900 m. Elle est circonscrite par l'isohaline de 34,95 et les isothermes de 3,5° et 4° qui s'écartent largement dans ce secteur. Son

taux minimum halin, de 34,90/34,92 correspond à une température de 3,60°. Ces valeurs se rapprochent de celles que DIETRICH (1957) attribue à la même formation en juin 1955 : $T = 4,00^\circ$, $S = 34,90$, et des données moyennes fournies par HERMANN (1965) : $T = 3,5^\circ$ et $S = 34,95$.

Au-dessous de cette formation et contre la pente groënlandaise, on rencontre, de 1 300 m au fond, les températures de l'overflow : $1,04^\circ$ à 3° , la valeur minimale se situant à 2 100 m. On remarquera qu'une température aussi basse n'a pas été relevée dans les coupes plus septentrionales, ce qui confirmerait le caractère intermittent du débordement de l'eau profonde de la mer de Norvège dont nous avons parlé plus haut.

Cette eau qui s'écoule vers le sud communique ses basses températures à la nappe plus salée : 34,94 à 35,05 de l'overflow Islande-Féroë-Ecosse qui, maintenant mieux caractérisée que sur la section II, emplit la partie profonde du bassin d'Irminger. On ne remarque plus, en effet, de continuité apparente entre l'eau atlantique de la couche supérieure et celle du fond. Par ailleurs, le lobe plus salé : 35,04 à 35,00 qui se manifeste autour de 2 000 m sur le versant groënlandais, semble accuser aussi les poussées intermittentes de cet overflow d'origine plus lointaine qui accomplit un mouvement cyclonique dans la mer d'Irminger.

II. - Distribution horizontale de la température et de la salinité.

Surface (fig. 8 et 9).

Sur les cartes de la température et de la salinité, le front polaire est nettement dessiné par les faisceaux des isohalines de 34,00 à 35,00 ‰ et des isothermes de 2° à 5° .

L'eau du courant du Groënland Est occupe presque tout le secteur situé au NO de ce front, avec une température minimale de $-1,10^\circ$ et une salinité minimale de 33,15.

Dans le secteur le plus oriental, l'eau de la dérive NO atlantique, qui a déjà subi une déviation vers l'O dans le S de l'Islande ainsi que l'ont montré divers travaux antérieurs et notamment les cartes de KRAUSS (1958), présente une température maximale de $8,5^\circ$ et une salinité maximale de 35,23 à l'E du seuil de Reykjanes. Cette crête sous-marine retient une grande partie de cette eau comme l'indique le resserrement des courbes qui lui sont parallèles.

La carte des températures montre la progression vers le N du courant d'Irminger dont le lobe, circonscrit par les isothermes de $6,5^\circ/6^\circ$ se détache de la masse atlantique et se développe jusqu'au seuil du détroit de Danemark. Sa branche de retour vers le S est marquée, d'une part contre le front polaire, par une bande étroite présentant un maximum thermique de $6,2^\circ$ à $5,8^\circ$ et dont l'extension ne dépasse guère la section du cap Dan, d'autre part par un lobe isolé situé plus au large, dont la température est plus élevée : $6,5^\circ$ à $6,00^\circ$ et qui représente l'amorce du courant principal vers le S.

Cette rupture du courant d'Irminger est consécutive à un important mélange provoqué par l'avancée vers le NE d'un lobe froid (minimum $4,8^\circ$) originaire du secteur groënlandais (fonds Sermilik) et à la progression de l'eau centrale superficielle de la mer d'Irminger qui présente un minimum de $5,60^\circ$ sur la section III au centre du bassin et dont l'influence se fait sentir jusqu'au détroit de Danemark.

La poussée de l'eau centrale superficielle semble s'exercer jusqu'au plateau occidental islandais où un lobe se déploie vers le S avec une température de $5,2^\circ$ à $6,5^\circ$, mais il convient de rappeler que l'influence de l'eau polaire, sensible dans le N de l'Islande, peut s'étendre à tout le secteur littoral occidental, ainsi que l'ont montré les cartes présentées par STEFANSSON (1962).

C'est une allure quelque peu différente qu'adoptent les formations de la partie centrale sur la carte des salinités. Le courant d'Irminger vers le N, à peine marqué par un maximum halin : 35,08/09, se trouve resserré par le lobe d'eau dessalée : 34,99 à 35,05 qui, plus important que celui dessiné par les isothermes, se détache du plateau islandais. Quant à la branche qui se dirige vers le S, déformée par l'extension des eaux groënlandaises vers le NE, elle conserve une salinité élevée : 35,15 à 35,05. Comme avec les températures, on note, par ailleurs, la présence d'un lobe isolé d'une salinité de 35,13 à 35,05 et ces anomalies confirment le fait que le courant d'Irminger est perturbé, à ce niveau, par la poussée de l'eau centrale superficielle de la mer d'Irminger.

Cette dernière formation qui se développe vers le NE en présentant une salinité de 34,84 à 35,05 fait en effet sentir son influence directe jusqu'à la pointe de Latrabjarg et son eau se mélange à celle du courant d'Irminger jusqu'au seuil de Reykjanes en abaissant le taux de la salinité dans ce secteur.

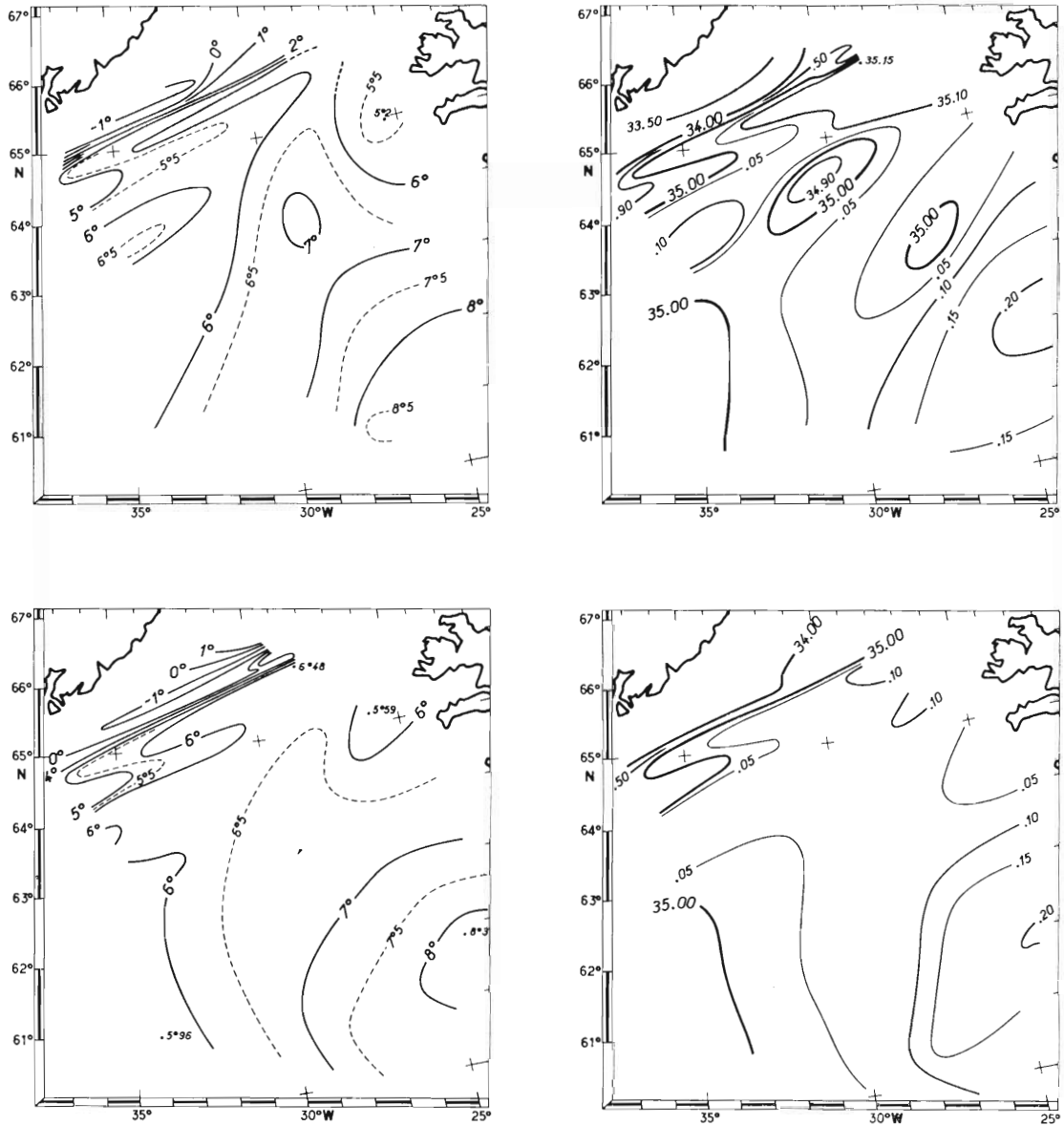


FIG. 8 à 11. — En haut : température (à gauche) et salinité (à droite) en surface ;
en bas : température (à gauche) et salinité (à droite) au niveau de 20 mètres.

Une telle disposition, qui traduit un mélange très actif dans la partie centrale, suggère aussi l'existence, pendant cette campagne, de deux mouvements en opposition, aux flux intermittents : d'une part celui du courant d'Irminger qui est cyclonique, d'autre part celui de l'eau centrale superficielle de la mer d'Irminger, qui serait anticyclonique.

Cette situation ne semble pas avoir été rencontrée au cours des travaux antérieurs. Elle n'est donc pas permanente et doit être attribuée aux conditions météorologiques très particulières qui régnaient durant cette campagne.

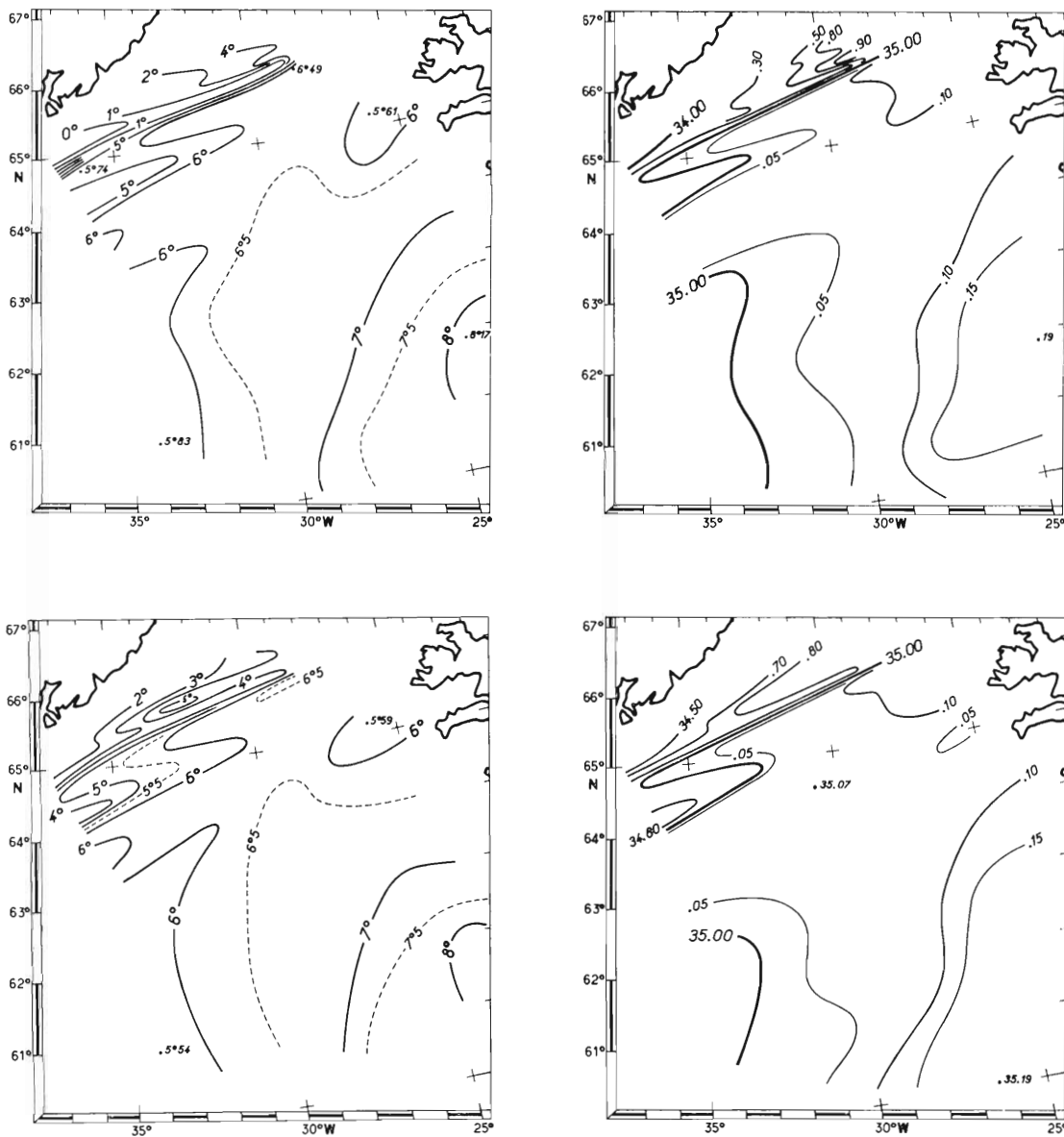


FIG. 12 à 15. — En haut : température (à gauche) et salinité (à droite) au niveau de 50 m ; en bas : température (à gauche) et salinité (à droite) au niveau de 100 m.

Niveau de 20 m (fig. 10 et 11).

C'est à ce niveau que les températures les plus basses sont relevées dans le secteur groënlandais : minimum $-1,66^{\circ}$ à $-1,21^{\circ}$, cependant que la salinité a légèrement augmenté depuis la surface : 33,66 à 35,00.

Le courant d'Irminger est ici mieux défini et montre une continuité dans son mouvement cyclonique autour de l'eau centrale superficielle dont le lobe se manifeste dans le centre sud avec des valeurs minimales de 5,93° et 35,02.

L'extension de l'eau groënlandaise qui dessine un lobe vers le NO à partir des fonds du banc du cap Dan est toujours bien marquée et son influence se fait sentir jusqu'à la section II où on relève un minimum thermohalin de 5,87° et 35,05.

La situation isolée des lobes d'origine atlantique, que l'on rencontre à hauteur de la section I, à l'E du front polaire, avec des valeurs plus fortes, de 6,48° et 35,10°, montre bien qu'une poussée de l'eau centrale superficielle et de l'eau groënlandaise mélangées, a scindé à cette époque le courant d'Irminger dans le N du bassin.

Niveau de 50 m (fig. 12 et 13).

On n'observe pas de changements importants à ce niveau.

Tout au plus peut-on dire que l'inclusion dans le secteur groënlandais d'une veine d'eau chaude et salée (4,71° et 34,92) d'influence atlantique venant du N et que l'on percevait à peine aux niveaux supérieurs, a pris ici plus d'importance, isolant une bande à minimum thermohalin contre le front polaire : — 0,69° à 0,93° et 33,97 à 34,42.

Dans le reste de la carte, les isothermes et les isohalines se superposent assez bien avec celles du niveau sus-jacent.

Niveau de 100 m (fig. 14 et 15).

La situation n'a guère évolué à ce niveau. Le lobe d'influence atlantique qui pénètre dans le secteur groënlandais à l'O du front polaire est cependant mieux individualisé par une température plus élevée qu'au niveau sus-jacent : 5° à 4,12° et une plus forte salinité : 34,80 à 34,88, montrant qu'il a la même origine que le lobe qui, plus au sud, se dirige vers les fonds du cap Dan.

Dans le nord de la mer d'Irminger, le courant du même nom déforme donc le front polaire en présentant une série de digitations vers le SO, entre lesquelles l'eau froide et peu salée du courant du Groënland forme des lobes qui progressent vers le NE. Le vent qui soufflait du S et du SO pendant l'exécution de la partie ouest de la 3^e section a favorisé ce mouvement.

Par ailleurs, l'abaissement des valeurs thermohalines est à peine sensible dans les différentes formations du large.

Niveau de 200 m (fig. 16 et 17).

A cette profondeur, le front polaire n'est plus marqué que par un faible gradient et c'est maintenant une eau mixte : 2,45° à 5,00° et 34,74 à 34,94 où entre déjà une certaine proportion d'eau arctique intermédiaire, qui occupe le secteur groënlandais.

Bien que le courant d'Irminger soit ici bien marqué, la sinuosité des courbes dans le secteur central montre que le mélange est toujours actif à ce niveau entre l'eau atlantique et celle du lobe central de la mer d'Irminger.

La nappe dessalée et froide qui recouvrait le plateau islandais n'est plus perceptible à cette profondeur et l'eau de la dérive atlantique, qui s'appuie contre le talus, est immédiatement réfléchi vers le SO, ainsi que l'indique le lobe plus salé (35,10) qui prend place dans ce secteur.

La température maximale de l'eau atlantique est encore de 7,82° à cette profondeur.

Niveau de 500 m (fig. 18 et 19).

Au niveau de 500 m, la situation est simplifiée car les contrastes accusés par les diverses formations en opposition sont maintenant très faibles. Elle se rapproche, mieux qu'aux niveaux supérieurs, de la disposition classique décrite dans les travaux antérieurs.

L'influence de l'eau polaire sur le talus groënlandais n'est plus marquée que par un léger abaissement de la température : 4,88° à 5,50° et une diminution de la salinité : 35,50 à 35,01.

L'eau de la dérive atlantique comporte, dans le secteur oriental, des valeurs thermohalines encore élevées (maximum : 7,41° et 35,18) et un certain gradient traduit leur retenue devant le seuil de Reykjanes. Le courant d'Irminger qui en est issu se développe en un large mouvement cyclonique dont

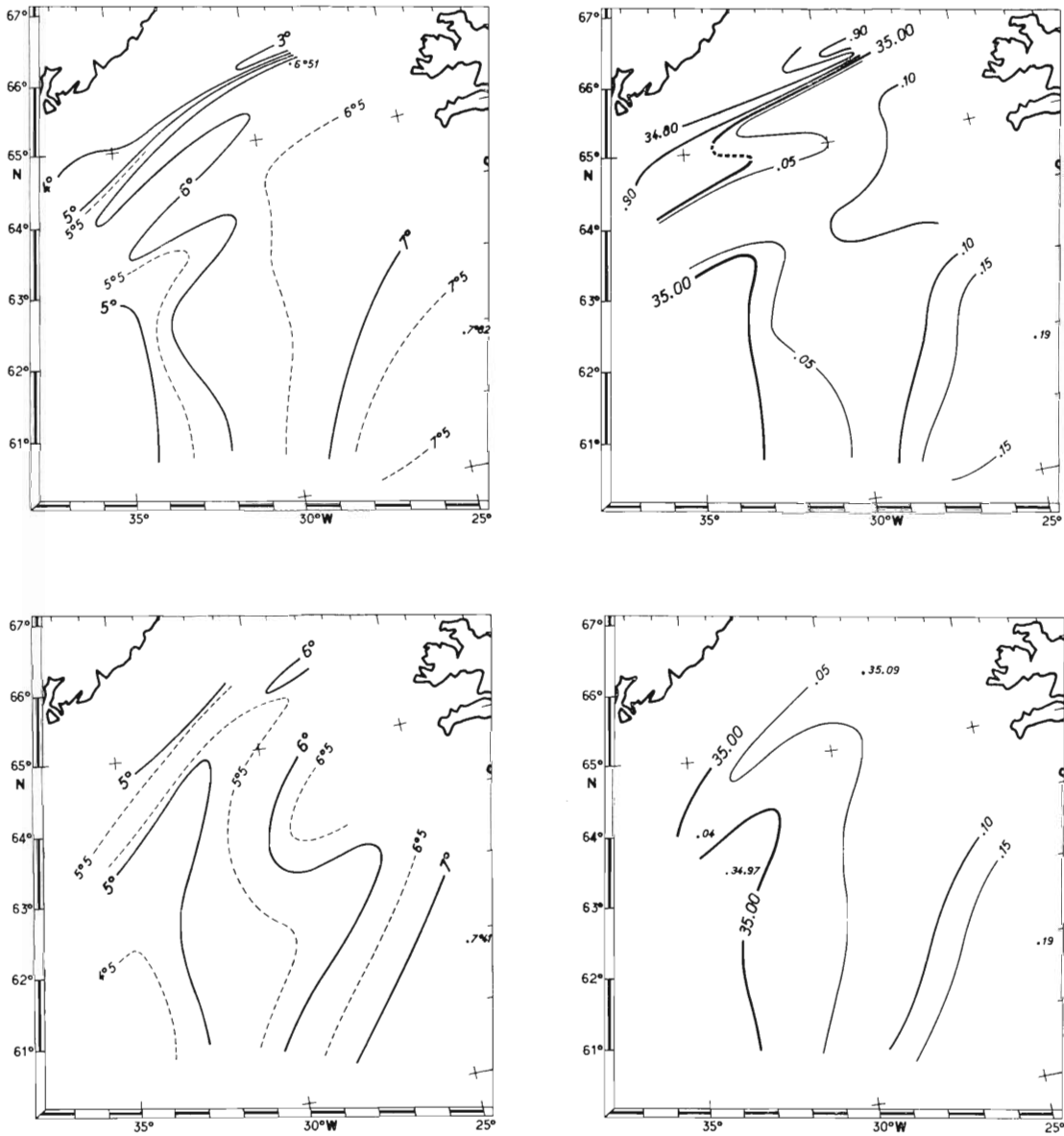


FIG. 16 à 19. — En haut : température (à gauche) et salinité (à droite) au niveau de 200 m; en bas : température (à gauche) et salinité (à droite) au niveau de 500 m.

les eaux se dégradent progressivement : 6,00° à 5,63° et 35,10 à 35,00 autour de l'eau de la mer d'Irminger qui, elle, se réchauffe et se charge en sels en progressant vers le N (4,41° à 5,66°; 34,96 à 35,07).

Les isothermes montrent cependant qu'une branche du courant d'Irminger s'infléchit, ainsi qu'au niveau précédent, devant le talus islandais avec une température maximale de 6,57°.

III. - Relation température - salinité.

Les caractères des différentes masses d'eau qui s'affrontent dans la mer d'Irminger ont déjà été mis en évidence par les auteurs qui ont étudié ce secteur et notamment par DIETRICH (1957). Nous verrons que les valeurs extrêmes relevées au cours de notre étude se rapprochent de celles accordées aux eaux types de cette région.

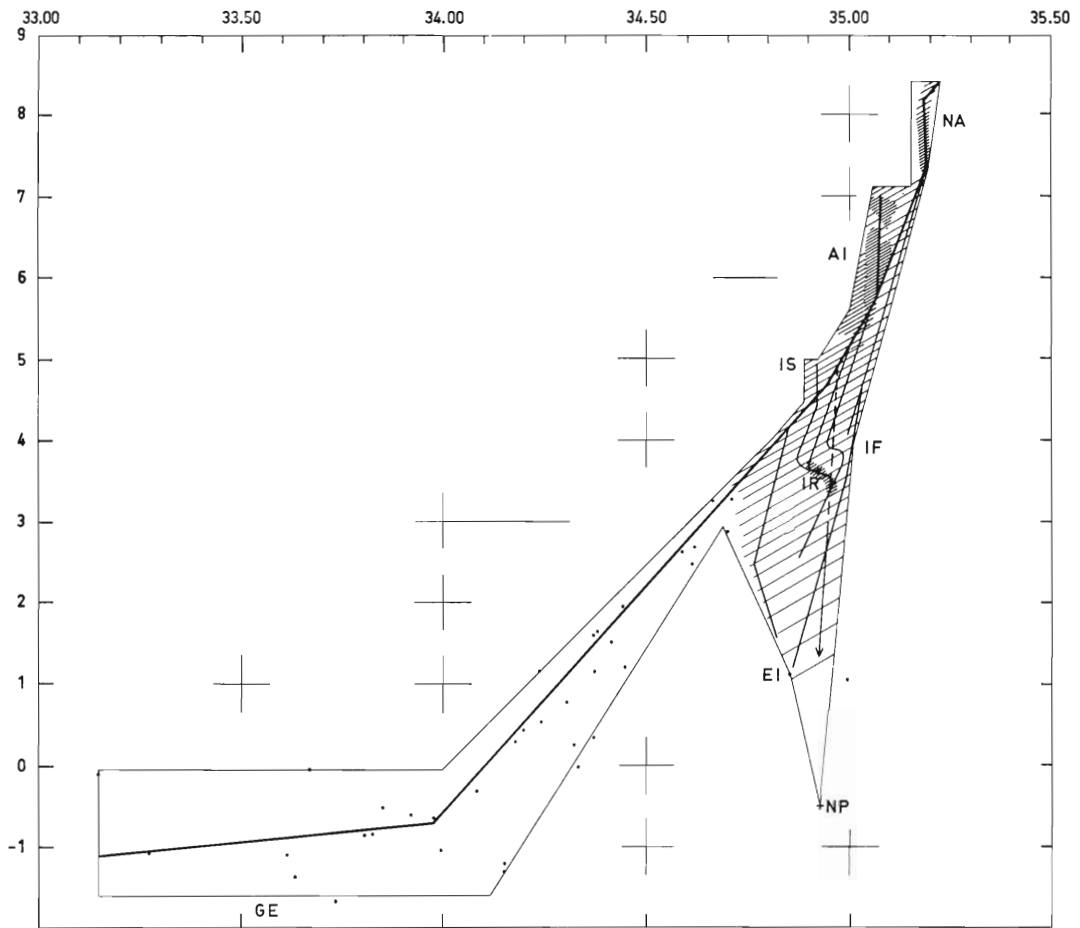


FIG. 20. — Diagramme général de la relation température-salinité. La densité des points T/S est représentée par des hachures plus ou moins serrées et des points. Les différentes formations sont indiquées par des points ou des segments et les initiales suivantes : GE (eau du courant du Groënland Est), NA (eau de la dérive nord atlantique), AI (eau du courant d'Irminger), IS (eau centrale superficielle du bassin d'Irminger), IR (eau d'Irminger), IF (eau de l'overflow Islande-Féroé), EI (eau intermédiaire du talus), NP (eau profonde de la mer de Norvège, overflow). La disposition des différents segments T.S. est indiquée schématiquement dans le diagramme.

Dans le diagramme d'ensemble de la figure 20, les différentes formations sont représentées par des points ou des segments de courbe et la densité des points T/S par des hachures plus ou moins serrées. L'allure des principaux types de courbes y est en outre donnée schématiquement .

On peut classer les différentes formations rencontrées de la façon suivante.

1°) L'eau du Groënland Est (GE) est représentée par une bande importante, sensiblement horizontale à la base et à la gauche des diagrammes. Elle se compose d'eaux polaire et continentale

auxquelles s'ajoute progressivement en profondeur un apport d'eau plus salée, mélange qui tend vers l'overflow, ainsi que l'indique l'orientation du segment vers la droite.

2°) L'eau atlantique et d'influence atlantique présente quelques variantes.

a) L'eau de la dérive nord atlantique proprement dite (NA) comporte les plus fortes valeurs : $T = 8,40^\circ$ à $7,25^\circ$ et $S = 35,23$ à $35,17$. C'est l'eau superficielle que l'on rencontre à l'E du seuil de Reykjanes.

b) L'eau du courant d'Irminger (AI) a déjà subi un certain mélange qui se traduit par un décrochement du diagramme vers la gauche et vers le bas. C'est dans la bande verticale qui représente cette formation que se situe la plus grande densité de points T/S. Ses valeurs extrêmes sont : $T = 7,00^\circ$ à $5,75^\circ$ et $S = 35,12$ à $35,03$.

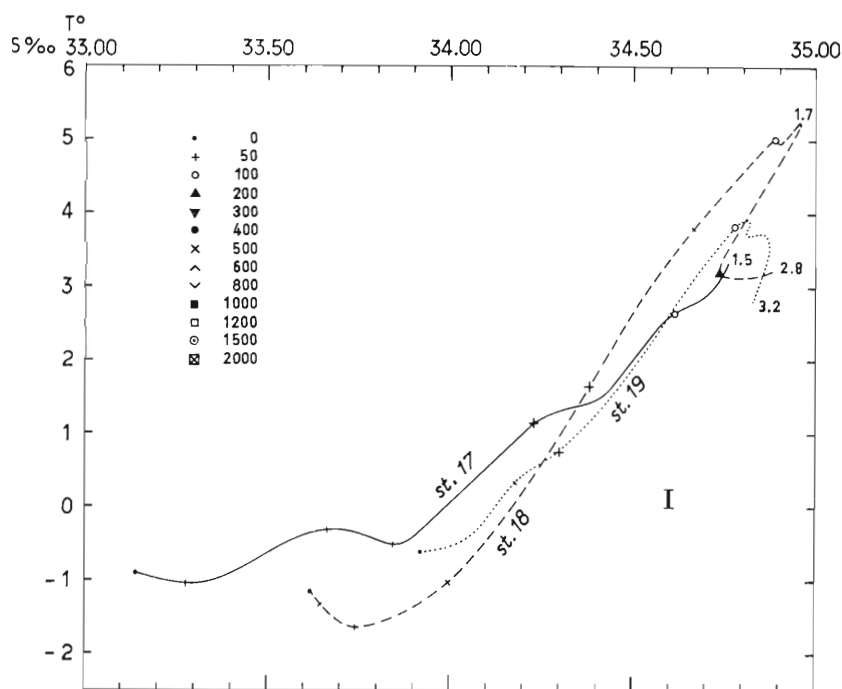


FIG. 21. — Diagrammes T/S du 1^{er} groupe.

c) L'eau centrale superficielle de la mer d'Irminger (IS) est caractérisée par une nouvelle dégradation du taux de salinité et un abaissement de la température : $T = 4,90^\circ$ à $5,75^\circ$, $S = 35,00$ à $34,90$. Cette formation est issue d'un mélange entre l'eau atlantique, l'eau GE et l'eau IR sous-jacente. Dans cette portion du schéma général se situe l'origine de nombreux diagrammes.

3°) L'eau de la mer d'Irminger (IR) formée par un mélange entre l'eau atlantique, celle de la pente groënlandaise et de l'overflow est caractéristique de ce secteur et les coupes hydrologiques ont montré qu'elle occupait une tranche importante entre les profondeurs de 700 à 2 000 m. Elle se développe autour des valeurs minimales de $T = 3,60^\circ$ et $S = 34,92$, lesquelles constituent le centre d'un groupement de points dans le diagramme général. Rappelons que DIETRICH (1957) attribue à cette eau les valeurs de $T = 4,00^\circ$ et $S = 34,90$ et HERMANN (1965) celles de $T = 3,5^\circ$ et $S = 34,93$; ces auteurs se basent sur des données couvrant un secteur plus important.

4°) L'eau profonde de l'overflow, constituée par l'eau profonde de la mer de Norvège (NP) à laquelle HERMANN attribue les valeurs de $T = 0,5^\circ$ et $S = 34,92$, n'a pas été atteinte dans ce secteur mais un certain nombre de diagrammes tend vers ce point.

Par contre, on remarque que les segments profonds des secteurs occidental et septentrional convergent vers une zone EI (eau intermédiaire) qui représente un mélange entre l'eau arctique inter-

médiaire et l'eau d'influence atlantique du plateau. Ses valeurs sont ici $T = 1,20^\circ$ à $1,75^\circ$ et $S = 34,80$ à $34,90$.

Après cette définition des principales formations on peut essayer de classer les diagrammes des différentes stations en plusieurs groupes.

1^{er} groupe (fig. 21).

Ce groupe comprend les stations situées au NO du front polaire, au-dessus du plateau continental : st. 1, 2, 4 de la section I; 17, 18, 19 de la section II; 21 de la section III.

A trois stations seulement le segment horizontal représentant l'eau groënlandaise est bien marqué. Dans les autres cas, c'est le segment oblique indiquant le mélange entre l'eau groënlandaise et l'eau d'influence atlantique qui apparaît à l'origine du diagramme.

Le segment oblique n'atteint que la zone de mélange IS-IR et à partir de ce point les courbes retombent vers le point EI caractérisant l'eau de la pente groënlandaise.

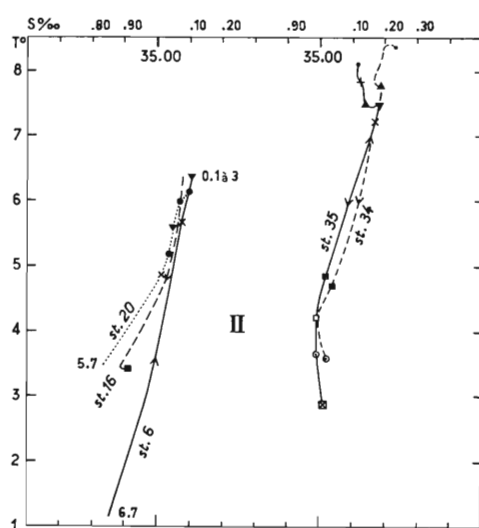


FIG. 22. — Diagrammes T/S du 2^e groupe.

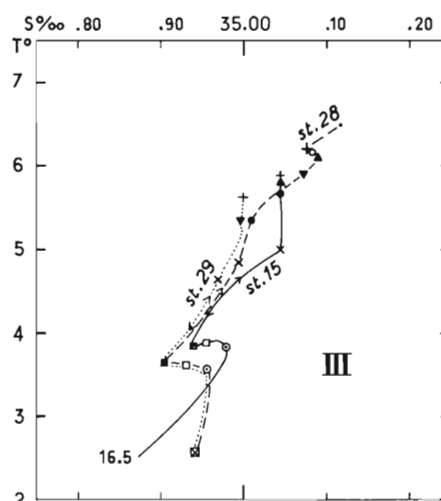


FIG. 23. — Diagrammes T/S du 3^e groupe (l'échelle des salinités est multipliée par 2 par rapport à celle des groupes I et II).

2^e groupe (fig. 22).

Il s'agit des stations où les eaux superficielles NA, AI ou IS se mélangent directement à l'eau de fond.

Aux stations 3 (sur le plateau), 5 et 6 (proches du seuil), 20 et 16 (sur le talus, section II), les diagrammes tendent vers l'eau de la pente groënlandaise EI.

Plus au sud, sur la section III, la disposition des diagrammes des stations 26 et 27 accusent le mélange direct entre les eaux superficielles et l'eau de fond de la mer de Norvège NP (overflow).

Aux quatre stations du large oriental : 32-34-36 et 35, l'influence de l'overflow Islande-Féroé est marquée par un minimum halin inférieur à 35,00. Puis les diagrammes s'infléchissent légèrement vers la droite en tendant vers l'eau profonde nord-atlantique à laquelle DIETRICH (1961) attribue les valeurs de $T = 3$ à 4° et $S = 34,90$ à $35,00$. Les valeurs ici atteintes sont $T = 2,85^\circ$ à $3,60^\circ$ et $S = 35,02$ à $35,00$.

3^e groupe (fig. 23).

Ce sont les stations où l'eau d'influence atlantique AI ou IS se mélange progressivement à l'eau d'Irminger IR. Leurs diagrammes sont caractéristiques et on les observe aux points 15, 14, 13 et 12 de la section II; 28, 29, 30, 39 et 38 de la station III.

L'eau IR est marquée par un angle saillant à partir duquel le diagramme tend brusquement vers la droite pour rejoindre un segment qui mène vers l'eau profonde NP ou EI, suivant la situation de la station.

Ce brusque décrochement suggère l'influence de l'eau de l'overflow Islande-Féroé dans le bassin d'Irminger.

On remarque en outre que dans la cuvette qui précède le talus, à la station 23 de la section III, tout se passe comme sur les grands fonds et le diagramme a une disposition analogue, bien que les eaux soient plus dégradées sur le plateau et les formations en opposition, différentes.

DEUXIEME PARTIE

DYNAMIQUE

Ainsi que l'a recommandé le groupe de coordination de l'expédition Norwestlant, le niveau de référence a été choisi à 1 000 décibars pour le calcul des hauteurs dynamiques. On postule en effet qu'à cette immersion, les mouvements sont presque nuls du fait que les lignes isodynamiques, tracées en prenant la surface comme niveau de référence, présentent un certain parallélisme entre 800 et 1 200 décibars.

Les résultats obtenus entre les stations situées au-dessus du plateau et du talus continentaux ainsi que sur la section I où les fonds n'atteignent pas 1 000 m sont très incertains, l'anomalie géopotentielle ayant été cumulée à partir des données profondes des stations du large les plus proches de ces points.

On considère par ailleurs que les mouvements s'annulent sur le fond.

I. - Topographie dynamique et courants.

Surface par rapport au niveau de 1 000 décibars (fig. 24).

Le sommet dynamique : 62,8 cm dyn. se situe dans le secteur le plus oriental occupé par l'eau de la dérive nord-atlantique. La branche NO du mouvement anticyclonique qui se développe autour de ce point atteint la vitesse de 4 cm/s au-dessus de la côte de Reykjanes.

Se détachant de la masse principale, le courant d'Irminger se dirige vers le N puis le NE jusqu'au seuil du détroit de Danemark. Son intensité, de 5 cm/s environ dans le S, dépasse 9 cm/s dans le N. Mais cette formation est elle-même animée d'un mouvement anticyclonique qui enferme les eaux les plus légères à la droite du courant principal, autour de la crête dynamique de 57 à 47 cm dyn.

On observe donc une dérivation vers le S qui entraîne sur le plateau islandais des eaux plus denses issues du centre de la mer d'Irminger et dont la présence se traduit par un creux dynamique (52 cm dyn.) et un mouvement cyclonique.

Cette disposition suggère un mouvement vers l'E, le long du littoral S de l'Islande, lequel semble confirmé par le trajet suivi par les bouteilles dérivantes qui ont été lâchées dans le SO de l'île.

L'eau du secteur groënlandais est aussi caractérisée par une crête dynamique (50 à 51 cm dyn.), qu'un gradient très accentué sépare du creux adjacent (43 à 46 cm dyn.) engendré par l'eau de

mélange du secteur central. C'est normalement à cette pente et vers le sud que s'écoule le courant du Groënland Est, avec une vitesse relative de 5 à 9 cm/s, en entraînant des eaux du courant d'Irvinger.

Mais une partie des eaux de ce dernier courant se trouve isolée dans un tourbillon anticyclonique, de forme ellipsoïdale, ce qui confirme le caractère intermittent de son alimentation. La bran-

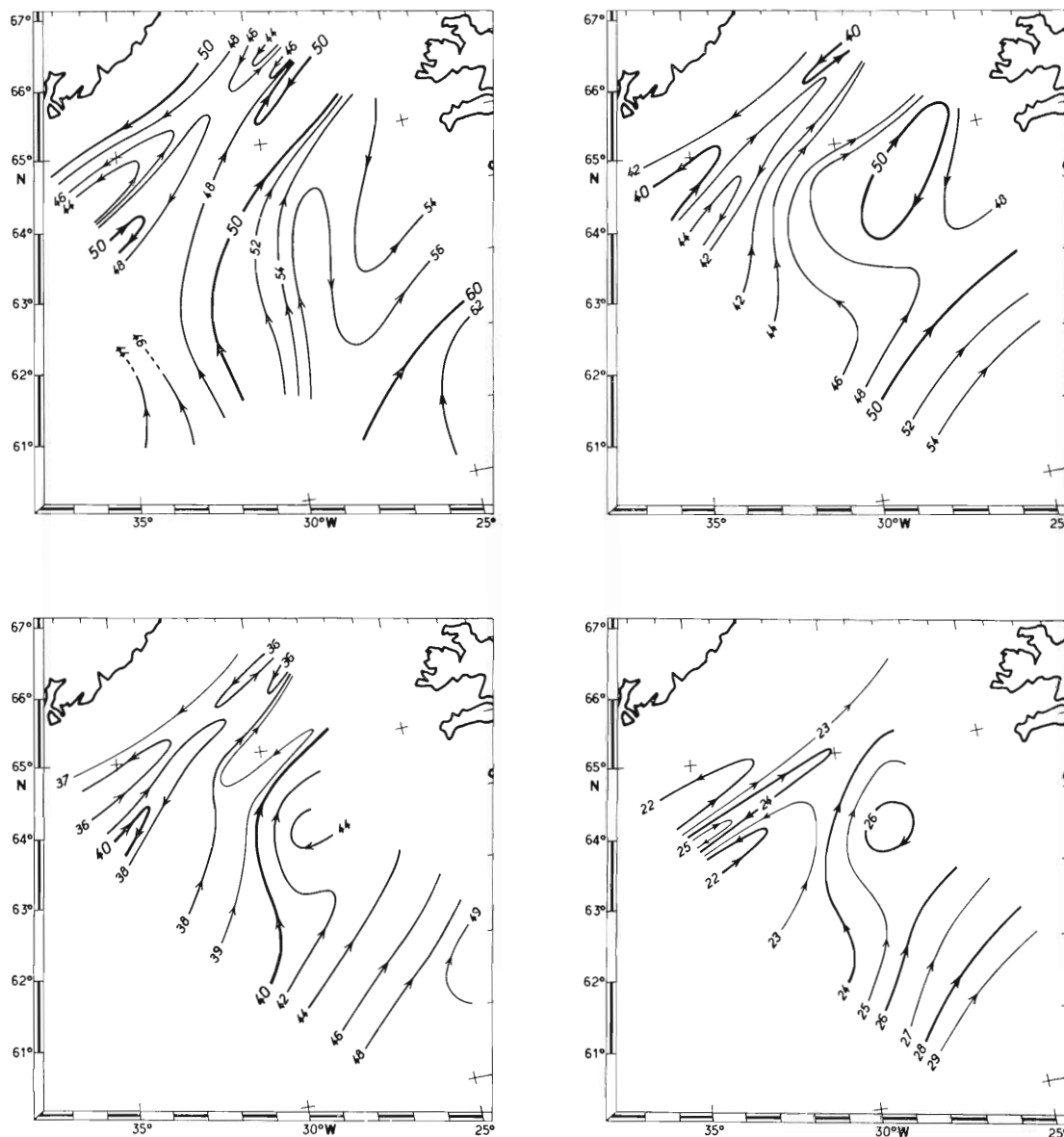


FIG. 24 à 27. — Topographie dynamique et courants généraux établis par rapport au niveau de 1 000 décibars : surface (en haut à gauche), niveau de 100 décibars (en haut à droite), niveau de 200 décibars (en bas à gauche), niveau de 500 décibars (en bas à droite).

che NO de ce tourbillon, de direction NE, atteint une intensité de près de 40 cm/s en convergeant avec la branche SE du mouvement cyclonique adjacent. Ce dernier semble consécutif à la présence, dans ce secteur, de l'eau centrale superficielle.

Plus à l'E, le courant porte d'une façon générale au NE et entraîne l'eau centrale superficielle. Son intensité atteint, dans le N, une vitesse relative de 20 cm/s dans un secteur où il se trouve resserré par des mouvements tourbillonnaires locaux. Une grande partie de l'eau centrale superficielle est toutefois transportée par le courant principal d'Irminger.

Cette disposition est quelque peu différente de celle observée par DIETRICH (1957) en juin 1955 dans le même secteur. On assistait en effet à cette époque à un développement normal vers l'O puis le S du lobe anticyclonique du courant d'Irminger. La situation complexe constatée en avril 1963 est sans doute consécutive à un régime atmosphérique assez exceptionnel. Les vents ont été très variables en force et en direction mais, plus encore que ces conditions locales, la situation météorologique générale a sans doute joué un rôle important sur la circulation superficielle. La présence d'une forte dépression axée entre le cap Farvel et Terre-Neuve ajoutée à celle d'un anticyclone appuyé sur le Groënland ont pu favoriser un flux vers le N pendant une grande partie de la campagne.

Niveau de 100 décibars (fig. 25).

A ce niveau, le relief dynamique reste encore accentué, notamment dans la partie centrale.

Le courant du Groënland, qui n'est plus marqué que par une seule isodynamique, a nettement diminué d'intensité : 2 à 3 cm/s.

Dans le secteur oriental, l'eau de la dérive atlantique circule toujours vers le NE, au-dessus du seuil de Reykjanes, entre le sommet dynamique de 55,9 cm dyn. et le creux engendré par l'eau centrale de la mer d'Irminger, 41,6 cm dyn.

Le courant d'Irminger qui s'en détache est déformé dans la partie sud par une poussée secondaire que l'on peut attribuer à la progression de l'eau centrale et qui était perceptible sur la carte des salinités. Cette disposition a pour effet d'isoler un tourbillon cyclonique entre la branche montante et la masse animée d'un mouvement cyclonique qui séjourne sur le plateau islandais. Le courant d'Irminger se trouve intensifié aux abords du seuil Groënland-Islande où il atteint la vitesse relative de 12 cm/s.

La situation entre le courant du Groënland et la branche principale du courant d'Irminger est aussi complexe qu'en surface. Deux mouvements tourbillonnaires s'opposent dans le secteur occidental, l'un anticyclonique qui entraîne des eaux du courant d'Irminger isolées de leur source, l'autre cyclonique, déterminé par l'eau centrale de la mer d'Irminger.

Niveau de 200 décibars (fig. 26).

A cette profondeur, la situation est sensiblement la même qu'au niveau supérieur.

On note toutefois que le courant d'Irminger est nettement réfléchi vers le SO, sous forme de lobes anticycloniques, à partir du bord du plateau islandais. Il s'étend vers l'O ainsi que le montre la disposition sinueuse de l'isodynamique de 39.

Toutefois, il n'y a pas encore de jonction entre le mouvement anticyclonique de l'O et la branche principale d'Irminger.

Le courant du Groënland, marqué par l'isodynamique de 37, est encore apparent à ce niveau où il entraîne sans doute de l'eau arctique intermédiaire.

La vitesse relative des courants est réduite à cette profondeur : celui d'Irminger n'a plus qu'une intensité de 3 à 4 cm/s, sauf dans la partie N où, convergeant avec une branche centrale de la mer d'Irminger et rencontrant des tourbillons locaux, il atteint 19 cm/s.

Niveau de 500 décibars (fig. 27).

La situation est ici très simplifiée : le courant du Groënland n'est plus perceptible et l'essentiel de la circulation se résume à un mouvement cyclonique de l'eau d'Irminger ayant pour centre un creux dynamique de 21,4 cm dyn. et autour duquel se développe le courant d'Irminger, dont les eaux, toujours plus légères, sont animées par un mouvement anticyclonique.

Cette disposition détermine contre le talus une composante vers le NE, courant qui entraîne vers le détroit de Danemark des eaux de la pente groënlandaise.

Les gradients sont faibles à ce niveau qui se rapproche de la surface de référence et la vitesse relative des courants a nettement diminué : 2 à 3 cm/s pour celui d'Irminger, 7 cm/s pour sa branche de retour vers le S, encadrée par les mouvements tourbillonnaires adjacents.

Nous allons maintenant examiner les coupes de vitesses qui nous donneront un aperçu de la circulation en profondeur et permettront de faire un essai d'interprétation des flux.

II. - Coupes des vitesses et essai d'interprétation des flux.

Section I (fig. 28).

Ainsi que nous l'avons dit au début de cette seconde partie, les calculs dynamiques sur la section I présentent des incertitudes, du fait que le niveau de référence a été choisi à 1 000 décibars. Ces calculs se trouvent d'ailleurs généralement en défaut à hauteur des seuils où la couche de mouvement nul ne se situe jamais sur un plan horizontal. Faute d'observations directes, l'interprétation reste donc très arbitraire.

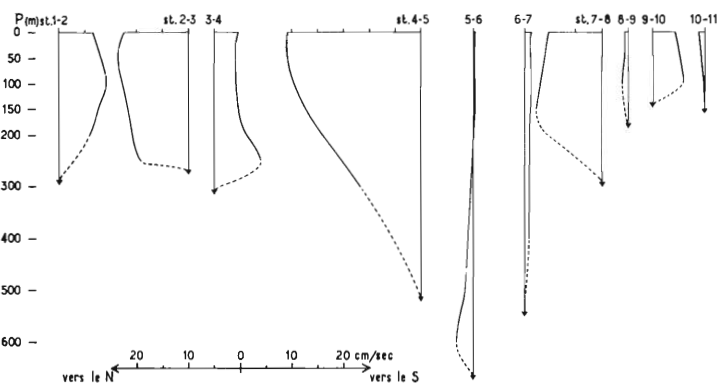


FIG. 28. — Coupe des vitesses sur la section I.

Au NO de la coupe (st. 1-2), le courant du Groënland est représenté par une composante vers le S et la vitesse maximale est observée à 100 m de profondeur avec 9 cm/s. Entre les stations 2 et 3, une composante vers le N, dont l'intensité maximale est de 13 cm/s correspond à la branche orientale du mouvement cyclonique local observé sur les cartes. Un tourbillon de même allure lui succède entre les stations 3 et 5 et l'on remarque que sa branche vers le N acquiert une plus grande intensité : 24 cm/s en surface du fait de l'apport, dans ce secteur, d'eau centrale superficielle. Entre les stations 3 et 4, la vitesse du courant augmente progressivement entre 150 et 250 m (9 cm/s) et cette disposition traduit sans doute le passage, à hauteur du plateau, de l'overflow de l'eau arctique intermédiaire.

Entre les stations 5 et 6 le mouvement presque nul observé jusqu'à la profondeur de 300 m semble marquer une divergence de l'eau profonde. Au-dessous de 300 m, l'intensité augmente à mesure que l'on se rapproche du fond (3 cm/s à 600 m), mais c'est un courant vers le N qui est accusé par cette composante, alors que l'on aurait pu s'attendre à un mouvement vers le S dans la zone occupée par les eaux plus dessalées et plus froides de l'overflow. Cette situation, paradoxale, laisse à penser que la méthode de calcul est en défaut, à moins d'admettre, ainsi que nous l'avions suggéré dans l'étude hydrologique de cette coupe, qu'il n'y a pas, à ce moment d'observation, d'overflow de l'eau profonde de la mer de Norvège, mais un écoulement d'eau froide à partir de la pente groënlandaise.

La composante est de direction S entre les stations 6 et 7 et, bien que très faible, marque un certain retour du courant d'Irminger.

L'essentiel du courant d'Irminger, de direction N, passe entre les stations 7 et 8. Sa vitesse relative est de 10 cm/s en surface, de 13 cm/s à 150 m. Il s'annule presque entre les stations 8 et 9.

A l'extrémité SE de la coupe (st. 9 à 11), le mouvement cyclonique du plateau islandais est bien marqué, la composante S étant importante, avec une intensité maximale de 6 cm/s.

Le calcul des flux dans cette coupe, avec tout ce qu'il peut comporter d'incertitudes, donne les résultats suivants (en $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) :

$$\begin{aligned} \text{flux vers le nord} &: 3,50 \\ \text{flux vers le sud} &: 1,14 \\ \text{flux net vers le nord} &: \underline{2,36} \end{aligned}$$

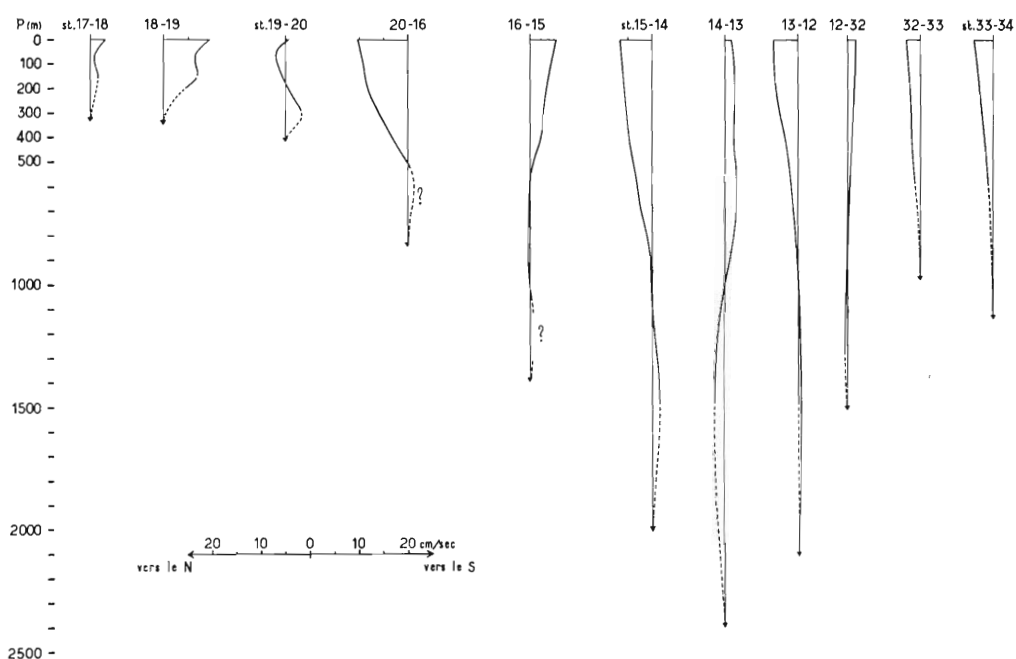


FIG. 29. — Coupe des vitesses sur la section II.

Section II (fig. 29).

On notera qu'ici encore le calcul est arbitraire pour les stations du plateau 17 à 20, inférieures à 1 000 m, l'interpolation ayant été faite à partir de la station 16 du large.

Le courant du Groënland vers le SO se développe dans la partie NO de la coupe, entre les stations 17 et 19 et présente un certain prolongement entre les stations 19 et 20. Sa vitesse maximale: 9 cm/s est atteinte en surface entre les stations 18 et 19. Son flux est de $0,66 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

La branche orientale, de direction N, du tourbillon cyclonique qui lui fait suite est nettement marquée jusqu'à la profondeur de 500 m, entre les stations 20 et 16, avec une vitesse maximale de 10 cm/s en surface. L'influence de ce mouvement, qui entraîne des eaux centrales plus ou moins mélangées à des eaux groënlandaises est sensible dans les couples de stations les plus occidentales, où elle se traduit par un renversement du courant entre les stations 19 et 20 et par une diminution

de l'intensité, plus à l'O. On ignore ce qui se passe au-dessous de 500 m, mais il est probable que le passage de l'overflow détermine en profondeur une composante vers le S.

Entre les stations 16 et 15 le courant d'Irminger vers le S se manifeste jusqu'à la profondeur de 600 m, avec une intensité maximale de 5 cm/s en surface. De 600 à 1 000 m, la composante est N, avec une intensité presque nulle (0,4 cm/s à 800 m). On manque d'observation aux niveaux inférieurs à 1 000 m où l'importance de l'overflow nous échappe totalement.

Le mouvement vers le N de l'eau centrale et de l'eau d'Irminger se dessine entre les stations 15 et 14 jusqu'à la profondeur de 1 000 m et la vitesse maximale acquise par ce courant est de 6,5 cm/s en surface.

Ce n'est qu'une branche peu importante du courant d'Irminger que représente la composante vers le S que l'on observe entre les stations 14 et 13 jusqu'au niveau de 1 000 m. Sa vitesse relative est de 2 à 2,5 cm/s.

Au-dessous de 1 000 m, entre les stations 15 et 13, les courants s'inversent et c'est un mouvement cyclonique qui remplace la circulation anticyclonique de la couche supérieure. La branche vers le S entraîne des eaux de l'overflow mais la présence d'une composante un peu plus importante vers le N implique une poussée d'une formation du S, sans doute de l'overflow Islande-Féroé qui a contourné le seuil de Reykjanes. L'intensité de ce mouvement ne dépasse guère 2 cm/s.

Dans le secteur SE, à partir de la station 13, les eaux atlantiques portées par le courant d'Irminger de direction N se manifestent jusqu'à 1 000 m, la branche d'Irminger proprement dite étant cependant séparée de celle du seuil de Reykjanes par un courant vers le S, consécutif à la circulation cyclonique du plateau islandais. Les vitesses relatives maximales sont acquises en surface : 5 cm/s pour la branche d'Irminger, 4 cm/s pour la branche du seuil de Reykjanes, 1,5 cm/s pour le contre-courant vers le S.

Au dessous du niveau de 1 000 m, on distingue un mouvement cyclonique de très faible intensité, entre les stations 13 et 32, auquel il est difficile de donner une interprétation.

Les résultats des calculs de flux pour la section II s'expriment ainsi (en 10^6 m³/s) :

	au-dessus du niveau de réf.	au-dessous du niveau de réf.	de la surface au fond
flux vers le N	+ 8,95	+ 0,39	+ 9,34
flux vers le S	— 3,10	— 0,58	— 3,68
flux net	+ 5,85 N	— 0,19 S	+ 5,66 N

Ces valeurs s'appliquent à la totalité de la coupe, mais si l'on veut considérer les flux intéressant le bassin d'Irminger, limité au seuil de Reykjanes, il est nécessaire d'exclure les couples de stations 32-33 et 33-34. Les résultats seraient alors les suivants :

	au-dessus du niveau de réf.	au-dessous du niveau de réf.	de la surface au fond
flux vers le N	+ 5,04	+ 0,39	+ 5,43
flux vers le S	— 3,10	— 0,58	— 3,68
flux net	+ 1,94 N	— 0,19 S	+ 1,75 N

On doit toutefois noter que le flux net vers le N est surestimé car on ignore quel est le débit de l'overflow vers le S entre les stations 20 et 15.

Section III (fig. 30).

Le courant du Groënland a pris plus d'importance que dans la section précédente du fait qu'il entraîne, en progressant vers le S, les eaux adjacentes du bassin d'Irminger. Sa vitesse maximale n'a pas augmenté depuis la section II : 9 cm/s en surface, mais son flux dépasse maintenant un million de m³/s.

Nos observations sont très incomplètes aux stations 24 à 26 entre lesquelles la vitesse n'a pu être calculée que pour la couche superficielle, à la suite d'une interpolation. D'après ces données arbitraires, la dérivation de l'eau centrale d'Irminger plus ou moins mélangée à l'eau groënlandaise et à celle du contre-courant d'Irminger atteindrait une intensité de 39 cm/s, le courant portant au N. Cette composante vers le N se maintient sans doute jusqu'au niveau du plateau (250 m) au-dessous duquel la vitesse s'annulerait si l'on s'en rapporte aux données thermohalines.

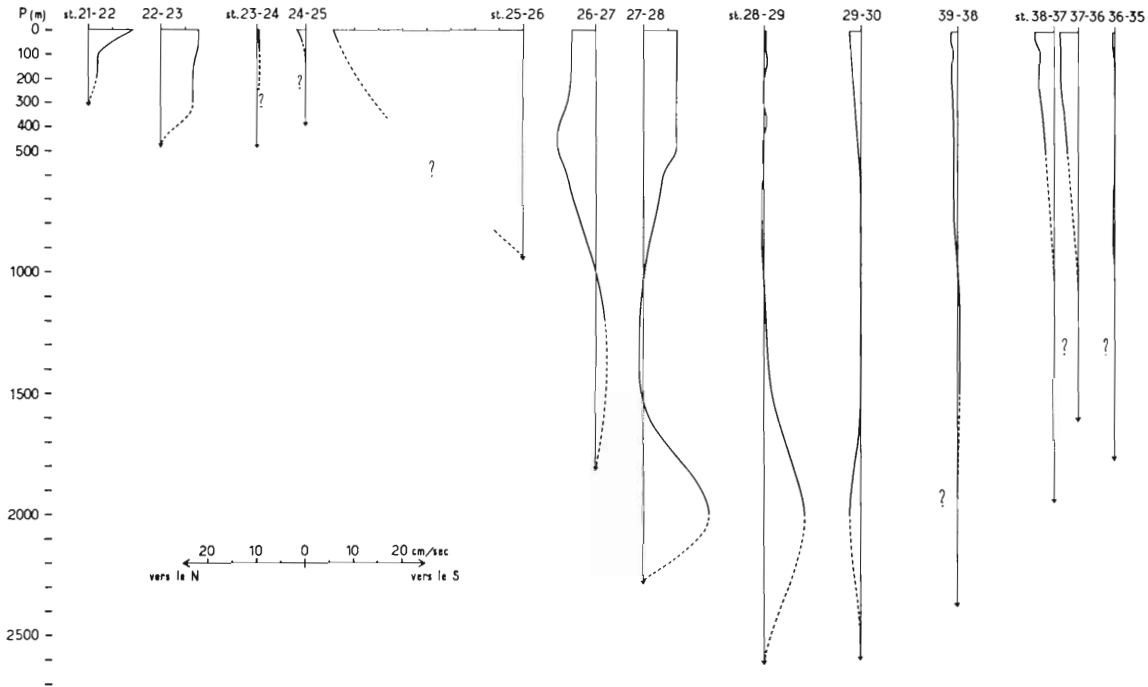


FIG. 30. — Coupe des vitesses sur la section III.

Plus à l'E, entre les couples de stations 26-27 et 27-28, le mouvement anticyclonique de la masse isolée d'origine atlantique accuse une vitesse maximale de 7 à 8 cm/s de la surface à la profondeur de 500 m. La vitesse décroît progressivement jusqu'au niveau de référence de 1 000 m au-dessous duquel les courants se renversent pour laisser place à un mouvement cyclonique dont la composante S, caractéristique de l'overflow, est la plus importante et atteint une intensité de 2 cm/s.

Ce mouvement vers le S se prolonge en profondeur, au-dessous de 1 500 m, entre les stations 27 et 28, où la vitesse maximale atteint 14 cm/s à 2 000 m. Cette disposition se retrouve entre les stations 28 et 29, à partir de 1 000 m, l'intensité maximale étant observée à 2 000 m avec 8 cm/s. Elle traduit un passage important de l'overflow dans la couche profonde, ainsi que le laissait pressentir la coupe des températures.

On remarque par ailleurs qu'entre les stations 28 et 29, il n'y a pratiquement pas de mouvement de translation de la surface jusqu'au niveau de 1 200 m. Cette absence de courant serait l'indice d'une divergence de l'eau d'Irminger, laquelle s'opposerait à l'extension directe de l'eau de la dérive atlantique jusqu'au front polaire.

Au-delà de la station 29, au-dessus du niveau de référence, le courant porte au nord dans la partie SE de la coupe. C'est d'abord l'eau centrale qui circule entre les stations 29 et 30 avec une intensité maximale de 2,5 cm/s. La vitesse diminue entre les stations 39 et 38 puis augmente à nouveau : 4 cm/s entre les stations 38-37 et 37-36 où se confondent les courants d'Irminger et du seuil de Reykjanes.

Les observations sont insuffisantes en profondeur dans la partie E du bassin et seul le couple de stations 29-30 nous montre une composante vers le N à partir de 1 500 m, dont l'intensité atteint 2 cm/s à 2 000 m. Ce mouvement annonce une disposition analogue plus à l'E et correspondrait à l'apport de l'overflow Islande-Ecosse qui a contourné le seuil de Reykjanes.

Le calcul des flux devient hypothétique avec les données incomplètes de cette section. Si d'une part on estime que le courant s'annule à partir de 300 m entre les stations 25 et 26 et si d'autre part on considère que le flux est nul à partir de 1 500 m entre les stations 39 et 38 et à partir de 1 000 m entre les stations 38 à 35, les résultats sont les suivants :

	au-dessus du niveau de réf.	au-dessous du niveau de réf.	de la surface au fond
flux vers le N	+ 9,78	+ 0,25	+ 10,03
flux vers le S	— 2,60	— 4,88	— 7,48
flux net	+ 7,18 N	— 4,63 S	+ 2,55 N

Pour le bassin d'Irminger, abstraction faite des couples de stations 37-36 et 36-35, on obtient :

	au-dessus du niveau de réf.	au-dessous du niveau de réf.	de la surface au fond
flux vers le N	+ 7,10	+ 0,25	+ 7,35
flux vers le S	— 2,09	— 4,88	— 6,97
flux net	+ 5,01 N	— 4,63 S	+ 0,38 N

Comparé au bilan de la section II (mer d'Irminger), il apparaît que le flux net vers le N est plus faible dans cette section située plus au sud et le déficit égal à $1,62 \cdot 10^6$ m³/s peut être attribué au manque de mesures dans la partie profonde orientale.

Quoiqu'il en soit, le débit de l'overflow a nettement augmenté, ce qui tend à démontrer que ce courant est alimenté au cours de son cheminement par les eaux transformées des formations sus-jacente et adjacente, et notamment de la pente groënlandaise.

Rappelons que DIETRICH (1957), se basant sur les données de l'« Anton Dohrn » en juin 1955 le long de la section reliant le cap Farvel à l'arête médiane atlantique, trouvait les valeurs suivantes :

	au-dessus du niveau de réf.	au-dessous du niveau de réf.	de la surface au fond
flux vers le N	+ 5,4	0	+ 5,4
flux vers le S	— 2,8	— 9,4	— 12,2
flux net	+ 2,6 N	— 9,4 S	— 6,8 S

On voit qu'à cette époque et à cette plus basse latitude, le flux de l'overflow était supérieur à celui du courant atlantique superficiel et que le flux net présentait, de ce fait, un excès important vers le sud.

Résumé

Les trois sections hydrologiques faites par la « Thalassa » du 20 mars au 8 mai 1963 dans le détroit de Danemark et le nord de la mer d'Irminger ont permis de rencontrer les différentes formations déjà reconnues au cours de travaux antérieurs, notamment par les océanographes allemands, entre le Groënland et l'Islande et de préciser les changements qui sont intervenus à cette époque dans la disposition hydrologique classique.

Il est certain que la topographie sous-marine joue un rôle important dans la distribution des masses en opposition.

C'est ainsi que l'eau de la dérive nord atlantique, qui est en partie déviée vers l'O au sud de l'Islande, se trouve retenue devant le seuil de Reykjanes où elle occupe une couche de 800 à 1 000 m d'épaisseur, sa température maximale étant de 8,40° et sa salinité maximale de 35,23 ‰.

Un lobe important se détache de cette masse et s'avance vers le détroit de Danemark : c'est le courant d'Irminger qui franchit le seuil Groënland-Islande pour se diriger ensuite vers l'E, le long de l'Islande septentrionale. Mais une partie de ses eaux retenue à hauteur du seuil, se replie vers le S et progresse le long du talus groënlandais parallèlement au courant du Groënland E. Cette dérivation était plus ou moins bien marquée pendant cette campagne, et se trouvait, dans certains cas, scindée de sa source.

Le courant du Groënland Est longe la bordure groënlandaise et circule au-dessus du plateau continental en entraînant des eaux polaire et continentale issues de la fonte des glaciers et de la banquise, lesquelles ont ici une température comprise entre — 1,65° et 0,00° et une salinité variant de 33,15 à 34,10.

On note la présence, sous le courant du Groënland qui ne dépasse guère 150 m d'épaisseur, d'une eau relativement salée et chaude d'influence atlantique, laquelle se superpose à la couche plus froide de l'eau arctique intermédiaire, originaire du secteur occidental de la mer de Norvège et qui a franchi le seuil au-dessus des fonds de 300 m. Ces eaux se mélangent plus ou moins et leur densité leur permet d'atteindre les fonds de 800 à 1 000 m contre le talus.

Si l'on examine les couches profondes, on rencontre d'abord, entre 700 et 2 000 m, une eau mixte, résultant du mélange de l'eau atlantique avec celle de la pente groënlandaise. Cette eau d'Irminger, définie dans les travaux antérieurs, possède des caractères qui lui sont propres. Ses valeurs minimales étaient au cours de ces observations : $T = 3,60^\circ$, $S = 34,92$.

L'eau d'Irminger a un caractère ascendant, ainsi que le montrent les dômes d'eau dessalée et plus froide autour desquels circule le courant d'Irminger. Une formation secondaire que nous avons appelée : eau centrale superficielle de la mer d'Irminger apparaît ainsi dans la couche supérieure; elle est un peu plus salée et plus chaude que la masse initiale du fait d'un certain mélange avec l'eau atlantique superficielle. Les travaux antérieurs ont montré qu'une telle nappe se manifestait sur une aire très étendue entre la branche montante de la dérive nord atlantique et la branche de direction S du courant d'Irminger. Il y entre sans doute une certaine proportion d'eau labradorienne portée par le bord septentrional de la dérive nord atlantique.

On remarque qu'au cours de la campagne cette masse était animée par un mouvement vers le N, marqué par l'allure des différents lobes scindant le courant d'Irminger dans la couche superficielle. Il semble même que l'on puisse attribuer à cette poussée les faibles salinités et les basses températures qui régnaient sur le plateau islandais. Cette disposition suggère deux mouvements de sens opposés dans le bassin d'Irminger, l'un cyclonique, celui du courant d'Irminger, l'autre anticyclonique, celui de l'eau centrale superficielle. Elle semble consécutive aux conditions atmosphériques très particulières qui régnaient à cette époque dans l'Atlantique du NO.

Au-dessous de l'eau d'Irminger, jusqu'au fond et contre la pente groënlandaise où elle est entraînée sous l'effet de l'accélération de Coriolis, circule l'eau de débordement de la mer de Norvège (*overflow*), qui n'atteint pas les valeurs classiques de l'eau profonde de la mer de Norvège du fait qu'elle se mélange plus ou moins à l'eau des couches adjacentes, d'influence atlantique.

La formation de l'overflow n'est toutefois pas mise en évidence dans cette campagne qui ne comporte pas de section axiale chevauchant le seuil Groënland-Islande et seuls les travaux antérieurs nous renseignent sur ce processus, analogue à celui observé sur le seuil Islande-Féroé-Ecosse. La plus basse température, $1,04^{\circ}$, a été observée dans la section du sud, ce qui confirmerait le caractère intermittent de ce courant profond, déjà signalé par plusieurs auteurs.

Dans la moitié E du bassin d'Irminger se manifeste en outre une formation plus salée (34,94 à 35,00) qui se trouve en opposition avec l'eau d'Irminger. Ce lobe fait suite, dans le sens vertical, à la couche d'eau atlantique supérieure et par les études antérieures, notamment celle de COOPER (1955), on sait qu'il s'agit de l'eau de l'overflow Islande-Ecosse qui, rejetée vers l'O sous l'effet de l'accélération de Coriolis, a tendance à remonter dans la mer d'Irminger en contournant le seuil de Reykjanes et à y accomplir un mouvement cyclonique.

L'examen des diagrammes TS a permis de classer les stations en 3 groupes, d'après les différentes formations rencontrées.

Bien que très complexe, l'étude dynamique confirme dans les grandes lignes ce qu'a montré l'hydrologie. Les résultats restent cependant très arbitraires au-dessus des faibles fonds où il n'est guère possible de choisir un niveau de référence.

Les cartes superficielles mettent en valeur le courant issu de la dérive nord atlantique, lequel circule au-dessus de la crête de Reykjanes à la vitesse relative de 4 cm/s et tend à se replier vers l'E le long du littoral S de l'Islande, ce qui paraît contraire au fait généralement admis que le courant est de direction O dans ce secteur.

Le courant d'Irminger qui se dirige vers le seuil Groënland-Islande est nettement distinct, mais sa branche de retour vers le S est mal définie. Des mouvements tourbillonnaires anticycloniques marquent sa présence et confirment le caractère intermittent de son alimentation.

Quant au courant du Groënland Est, il s'écoule au-dessus du plateau continental avec une vitesse relative de 5 à 9 cm en surface.

L'eau centrale superficielle de la mer d'Irminger est animée par un courant de direction N auquel semble faire suite le mouvement cyclonique qui occupe le plateau islandais.

Des tourbillons locaux compliquent la topographie dynamique et provoquent des accélérations dans la vitesse des courants généraux qui peut alors atteindre 10 à 40 cm/s.

Les coupes de vitesse permettent d'examiner les courants en profondeur. Au-dessous du niveau de référence de 1 000 décibars, l'overflow vers le S est particulièrement marqué dans la section la plus au S où son intensité atteint 8 à 13 cm/s à 2 000 m de profondeur.

Une composante vers le N est l'indice d'une poussée de l'overflow Islande-Ecosse mais les éléments nous manquent pour apprécier l'importance de ce courant.

L'essai d'interprétation des flux, bien que très arbitraire, a conduit à un excès vers le N de l'eau atlantique et a permis de constater que le débit de l'overflow était plus important sur la section du sud ($4,63.10^6$ m³/s) que sur la section moyenne ($0,19.10^6$ m³/s), ce qui permet de supposer que les eaux sous-jacentes et adjacentes alimentent cette formation en se mélangeant à elle, au cours de sa progression vers le sud.

Ces observations locales prendront toute leur importance lors de la confrontation des résultats obtenus sur une aire beaucoup plus large au cours des différentes campagnes de Norwestlant échelonnées d'avril à juillet 1963. Ce travail d'ensemble traitera surtout de l'influence des facteurs physiques et dynamiques sur la ponte et le comportement des larves des principales espèces se déplaçant dans cette vaste étendue de l'Atlantique du NO et pourra conduire à diverses applications dans l'orientation des pêches sur la bordure du Labrador, du Groënland et de l'Islande.

BIBLIOGRAPHIE

- ASMUNDSSON (E.), 1861. — Hafisinn vio norourströn Islands. — *Islendingur*, **2** (15).
- BEAUDOUIN (J.), 1967. — Œufs et larves de poissons récoltés par la « Thalassa » dans le détroit de Danemark et le nord de la mer d'Irminger (Norwestlant I, 20 mars - 8 mai 1963). Relations avec l'hydrologie et le zooplancton. — *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.*, **31** (3) : 307-326.
- BÖHNECKE (G.), FÖYN (B.) et WATTENBERG (H.), 1932. — Beiträge zur Ozeanographie des Oberflächenwassers in der Dänemarkstrasse und Irminger See. T. 11. — *Ann. Hydrogr. mar. Meteorol.*, n° 60.
- 1938. — Temperatur, Salzgehalt und Dichte an der Oberfläche des Atlantischen Ozeans. 2. Die Temperatur. — *Wiss. Ergebn. dtsh. atlant. Exped. « Meteor »*, **5**, 249 p., 21 fig.
- BÖHNECKE (G.), HENTSCHEL (E.) et WATTENBERG (H.), 1930. — Ueber die hydrographischen, chemischen und biologischen Verhältnisse an der Meeresoberfläche zwischen Island und Grönland. — *Ann. Hydrogr. mar. Meteorol.*, n° 58.
- COLDING (A.), 1870. — Om Strømningsforholdene i almindelige Ledninger og i Havet. — *Vidensk. Selsk. Skr. Femte Roekke, naturvid. og math.*, **9** (3).
- COOPER (L.H.N.) 1955. — Deep Water movements in the north atlantic as a link between climatic changes around Iceland and biological productivity of the english channel and celtic sea. — *J. Mar. Res.*, **14**, 4 : 347-62.
- DEFANT (A.), 1930, 1931, 1936. — Bericht über die ozeanographischen Untersuchungen des Vermessungsschiffes « Meteor » in der Dänemarkstrasse und in der Irminger See. — *S.B. Preuss. Akad., Wiss., Phys-Math. Kl.*, n° 16, 2^e partie, n° 19, 3^e partie, n° 19.
- DIETRICH (G.), 1957. — Schichtung und Zirkulation der Irminger See im Juni 1955. — *Ber. dtsh. Komm. Meeresforsch.*, **14** (4) : 255-312, 34 fig., bibliogr. : 280-2.
- 1958. — The oceanic polar front in the waters south-west of Iceland in July 1957. — *Cons. int. Explor. Mer, Ann. biol.*, **13** : 33.
- 1960 a. — Die Überströmung des Island-Färöer Rückens, eine Voruntersuchung zum internationalen « Overflow-Programm » in Juni 1960. — *Kieler-Meeresforsch.*, **16**, 1.
- 1960 b. — Temperatur-, Salzgehalts-, und Sauerstoff Verteilung auf den Schnitten von F.F.S. « Anton Dohrn » und V.F.S. « Gauss » im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957-1958. — *Ergänzungsheft Reihe B* (4^e), n° 4 z. *dtsh. Hydro. Z.* : 103 p., 94 pl. in text., 3 pl. h.t.
- HAMBERG (A.), 1884. — Hydrografisk-Kemiska Iagttagelser under der svenska Expeditionen till Grönland 1883. — *Bihang t.k. Svenska Vet. — Akad. Handl.*, **9** (6) : 1-65.
- HARVEY (J.G.), 1961. — Overflow of cold deep water across the Iceland-Greenland Ridge. — *Nature*, **189**, n° 4768 : 911-13.
- HELLAND-HANSEN (B.) et NANSEN (F.), 1909. — The norwegian sea. its physical oceanography based upon the norwegian researches. 1900-1904. — *Rep. Norweg. Fisch. Invest.*, **2**, Part. 1, n° 2 : 205-359, 112 fig., 3 tabl., 28 pl. h.t.
- HELLAND-HANSEN (B.), 1936. — De hydrografiske forhold ved Sidøsgrönland og i Damarkstreedet. In Thor Iversen (Th.) Sydöstgrönland, Jan Mayen. — *Fiskeridir. Skr., Havundersoek., Rep. Norm. Fish. Investig.*, **5** (1) : 61-79.
- HERMANN (F.), 1965. — The T.S. diagram analysis of the water masses over the Faroe-Iceland ridge and in the Faroe bank channel with an estimate of the volume transport of the overflow water. — *Cons. int. Explor. Mer*, (comm. présentée au Comité océanogr. n° 105, octobre).
- HOFFMEYER (N.), 1878. — Havets Strömminger ved Island. — *Geogr. Tidsskr.*, **2** : 88-97.
- IRMINGER (C.), 1861. — Strömminger og Isdrift ved Island. — *Tidsskr. Sövoesen*, **6** : 15-40.
- 1870. — Temperaturen i det Nordlige-Atlantehav og Gofströmmen. — *Ibid.*, **5** : 65-79.
- JACOBSEN (J.P.), 1929. — Contribution to the hydrography of the north atlantic. The « Dana » expedition, 1921-22. — *Dan. Dana Exped. 1920-22* : 98 p., 25 tabl. et 63 fig.
- KRAUSS (W.), 1958. — Temperatur, Salzgehalt und Dichte and der Oberfläche des Atlantischen Ozeans. 3. Untersuchungen über die mittleren hydrographischen Verhältnisse an der Meeresoberfläche des nördlichen Nordatlantischen Ozeans. — *Wiss. Ergbn. dtsh. atlant. Exped. « Meteor »*, **5** : 369 p., 23 fig., 41 carte h.t.
- LEE (A.), 1963. — The hydrography of the european arctic and subarctic area. In *Oceanography and marine biology*. Publié sous la direction de BARNES (H.). — Londres, George ALLEN and UHWIN LTD, vol. I : 47-76.
- NANSEN (F.), 1912. — Das Bedenwasser und die Abkühlung des Meeres. — *Int. Rev. Hydrobiol.*, Leipzig, **5** : 1-42.
- NIELSEN (J.N.), 1904. — Hydrography of the waters by the Faroe Islands and Iceland during the cruises of the Danish research steamer « Thor » in the summer 1903. — *Medd. Komm. Havundersög. Hydrogr.*, **1** (4).
- 1905. — Contribution to the hydrography of the waters north of Iceland. — *Ibid.*, **1** (7).
- 1907. — Contribution to the hydrography of the northeastern part of the Atlantic Ocean. — *Ibid.*, **1** (9).
- 1908. — Contribution to the understanding of the currents in the northern part of the Atlantic Ocean. — *Ibid.*, **1** (11).
- STEFANSSON (U.), 1962. — North icelandic waters. — *Rit Fiskid., Reykjavik*, **3** : 269 p., bibliogr. : 215-20.
- THOMSEN (H.), 1934. — Danish hydrographical investigations in the Denmark strait and the Irminger sea during the years 1931-1933. — *Cons. int. Explor. Mer, Rapp. et P.V.*, **86**, 3 : 14 p.