

GRANDE PÊCHE

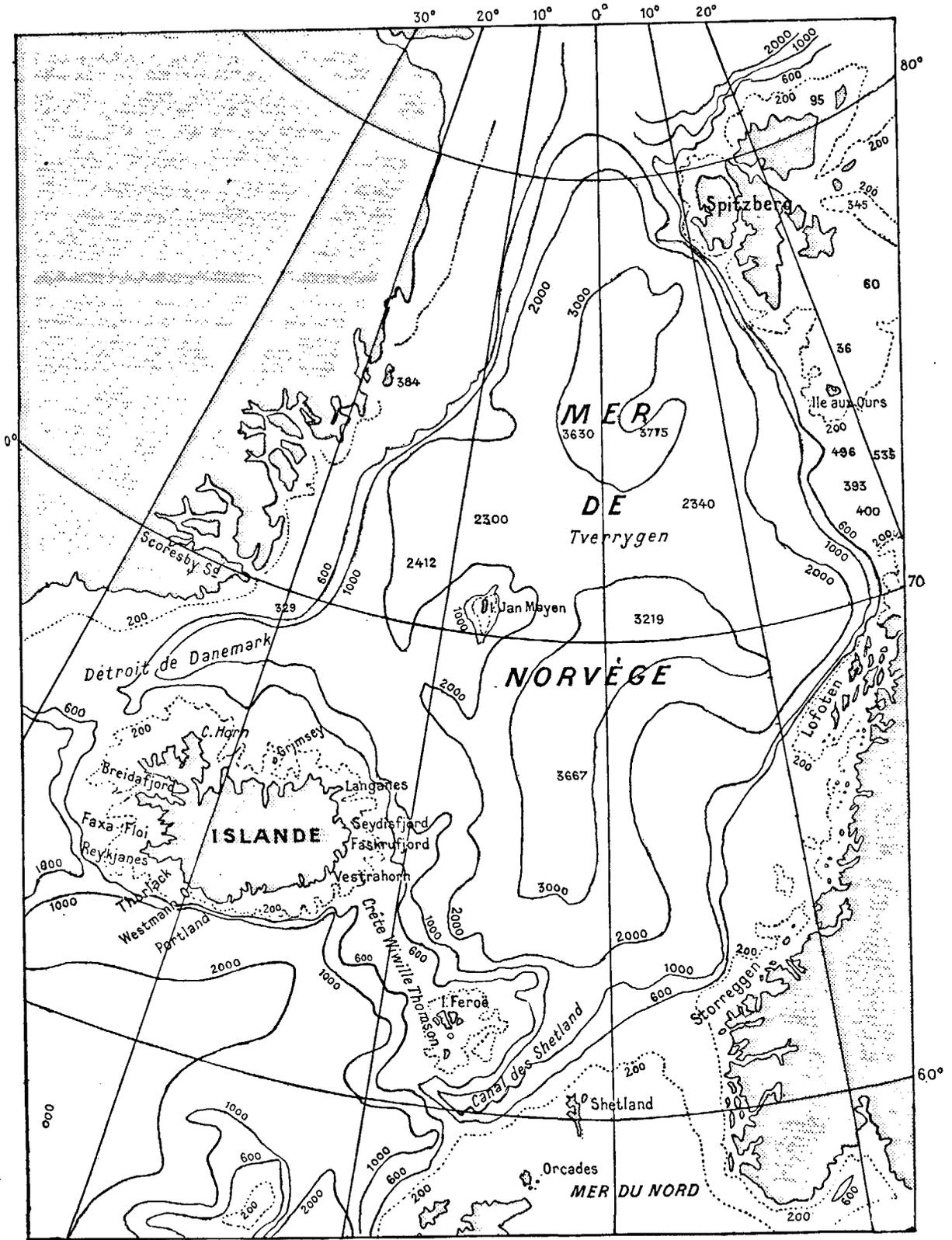
/ LES RÉGIONS DE PÊCHE DE L'ATLANTIQUE DU NORD /

par le Commandant BEUGÉ
Chargé de Mission

/ Les recherches biologiques et hydrologiques effectuées sur les rives occidentales du bassin de l'Atlantique Nord ont conduit la flotte de la Grande Pêche française à déplacer provisoirement, pendant une partie de l'année, ses navires des bancs de Terre-Neuve vers le Groënland.

Un mouvement analogue s'est produit en même temps sur les rives orientales de l'Atlantique, amenant les chalutiers vers les parages de l'île aux Ours et de la Mer de Barentz, après une pêche de printemps sur les fonds depuis longtemps connus d'Islande. /

Le travail si documenté de M. LE GALL sur la pêche en Islande ne laisse à glaner dans ce domaine que les fluctuations annuelles de l'hydrologie et la recherche de ses conséquences au point de vue de la pêche. Nous renverrons donc le lecteur au fascicule 3 du Tome III de la *Revue des Travaux de l'Office des Pêches*, pour cette étude. En particulier le Chapitre II, à l'exception de quelques espèces d'un caractère plus spécifiquement atlantique comme la lingue et la brosmes, est à retenir intégralement. Mais avant d'examiner la région nouvelle fréquentée par nos pêcheurs, il nous semble indispensable de présenter ici quelques remarques générales qui nous permettront de saisir la liaison entre les phénomènes que l'on constate dans la Mer de Barentz et ceux, plus connus, de l'Islande. Par analogie avec ce qui s'est passé de l'autre côté de l'Atlantique, elles nous feront connaître les raisons qui ont motivé le mouvement des pêcheurs et nous pourrons établir quelques prévisions sur le caractère que prendra la pêche sur ces fonds dans les années qui vont venir.



CARTE 1. - Liaison sous-marine des rives de la Mer de Norvège.

CHAPITRE I

La liaison hydrologique de la région d'Islande et de la Mer de Barentz

I

LE RELIEF DES FONDS

Les Océans sont séparés des mers qui s'en détachent par des seuils de hauteurs variables qui constituent un véritable barrage au déplacement des eaux profondes, soumises, par les variations saisonnières et périodiques de densité des couches supérieures, à des mouvements rythmiques d'avance et de recul de grande amplitude.

La crête Wiwille Thomson, qui, à 600 mètres de profondeur, relie d'une manière continue le plateau continental d'Islande à celui de la Mer du Nord, tandis qu'un seuil analogue unit, à travers le détroit de Danemark, l'Islande et le Groënland, constitue l'une de ces barrières.

A cause d'elle, à cette profondeur, la Mer de Norvège qui se creuse entre le Spitzberg, le Groënland, la Norvège et l'Islande, peut être considérée comme une mer fermée, au même titre qu'une Mer Noire séparée de la Méditerranée par le seuil du Bosphore, ou qu'une Méditerranée, séparée de l'Atlantique par le seuil de Gibraltar.

Dans ces mers, la hauteur du seuil peut être considérée comme une isobathe fondamentale, caractéristique du relief, et que nous avons indiquée dans la carte 1, en trait plein, en portant en pointillé l'isobathe de 200 mètres qui constitue la limite conventionnelle que l'on est convenu de donner au plateau continental. Si on suit la ligne des fonds de 600 mètres on s'aperçoit, d'une part, dans le détroit de Danemark, qu'un bourrelet de 40 milles à peine, sépare les isobathes du Nord et du Sud de la crête, et, d'autre part, que cette distance tombe à moins de dix milles à l'extrémité Sud-Est, dans le canal des Shetland. Des deux côtés, une profonde vallée de 1.000 mètres au Nord-Ouest, détroit de Danemark, de 1.000 mètres dans le canal des Shetland, creuse le bourrelet. C'est par ces deux passages que se produiront les transgressions atlantiques. L'isobathe de 600 mètres vient ensuite, à l'Est, serrer de près le massif de Storreggen en Norvège, et l'on peut être assuré d'avance que la forte pente du talus en cette région, par suite du voisinage de couches différentes qui pourront s'y superposer, sera une importante zone de pêche. Avant d'aller côtoyer de même le plateau des Lofoten, tout aussi important pour la pêche par les mêmes raisons, l'isobathe de 600 mètres s'écarte jusqu'à 170 milles de la côte norvégienne. Après les Lofoten et le plateau continental de Laponie, l'isobathe de 600 mètres monte presque, en direction du Nord, jusqu'au Spitzberg et le contourne par le Nord à peu de distance. Après avoir suivi à 90 milles environ de distance la côte islandaise, l'isobathe fondamentale

s'écarte progressivement de la côte Groënlandaise et de 90 milles par le travers du Scoresby Sound, sa distance à la côte atteint 150 milles de 75° à 80° de latitude. Entre le Groënland et le Spitzberg s'ouvre un chenal de 150 milles de largeur qui, jusqu'à 1.000 mètres de profondeur, soit sur une tranche de 400 mètres de hauteur, laissera la Mer de Norvège en relation unique avec l'Océan Glacial Arctique et le bassin polaire. Il faudra donc s'attendre à trouver aux eaux profondes de la Mer de Norvège un caractère franchement polaire, d'autant plus marqué, que l'on connaît l'importance de la dérive froide qui, adhérente au talus du Groënland, descend vers le Sud sur près de 300 milles de largeur. Les autres isobathes intéressantes de la Mer de Norvège sont celle de 2.000 mètres qui relie le plateau de Jan Mayen à l'Islande, en lui donnant ainsi le caractère Groënlandais. Du côté européen nous pouvons remarquer, au Sud des Lofoten, l'énorme protubérance que marquent les terres à cette profondeur, en s'avancant au-dessus des plus grands fonds, dans la direction de Jean Mayen. Enfin, l'isobathe de 3.000 mètres souligne les deux cuvettes, de plus de 3.600 mètres, qui marquent la limite de l'effondrement. Le seuil de Tverryggen entre 2.000 et 2.340 mètres, unit Jan Mayen à l'entrée de la Mer de Barentz.

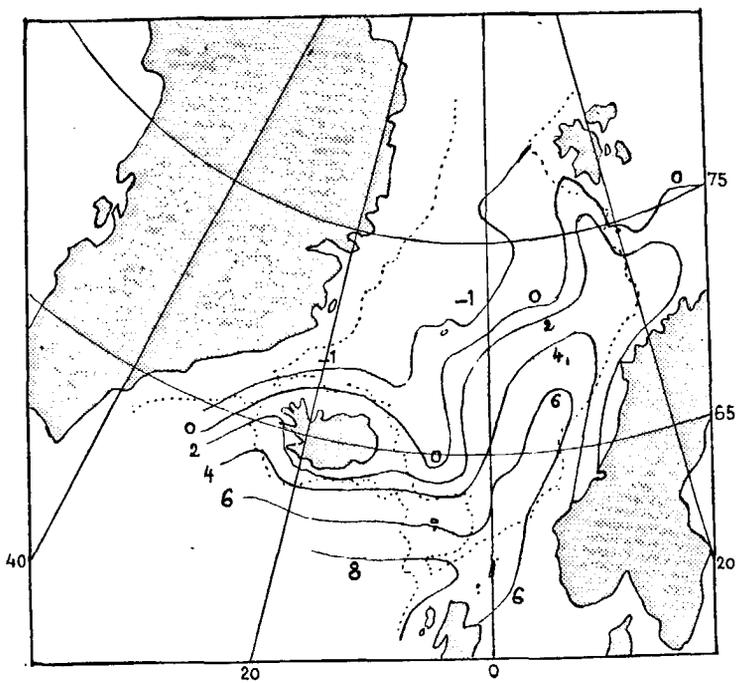
Ces grands traits suffisent à retrouver sous les eaux les vestiges de l'ancienne terre qui unissait jadis, par le Nord, l'Europe et l'Amérique. L'immersion de ce continent pourrait être relativement récente, si elle est, ce qui est vraisemblable, contemporaine de l'enfoncement de la Mer de Barentz, car cette dernière porte des traces nombreuses et indéniables du travail glaciaire.

II

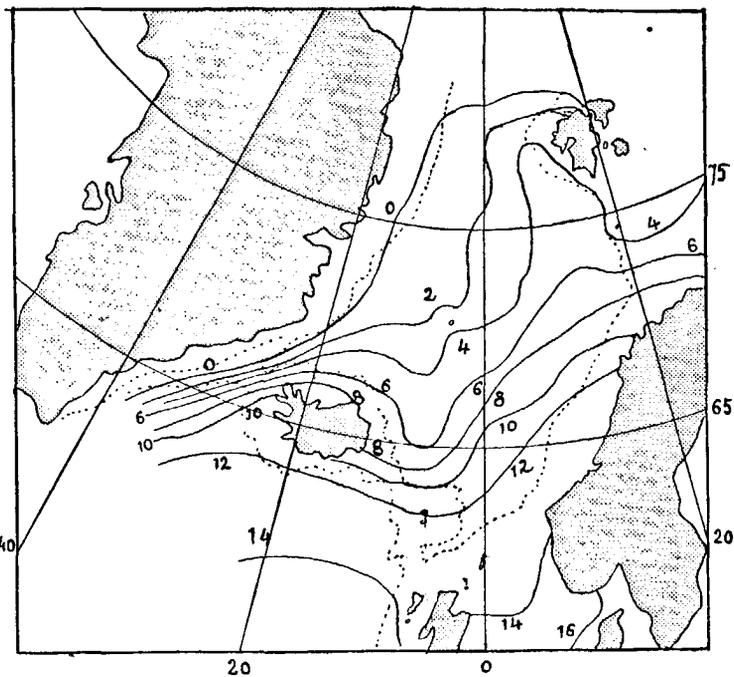
LE RÉGIME HYDROLOGIQUE

Quoi qu'il en soit des origines, la Mer de Norvège se présente à l'heure actuelle comme une longue dépression de forme grossièrement ovale à laquelle le seuil de Tverryggen essaie de donner la forme d'un huit. L'axe principal, perpendiculaire au seuil, orienté du Nord au Sud, mesure environ 18° ou 1.100 milles. L'axe transverse a 10° ou 600 milles en dedans de l'isobathe de 2.000 mètres.

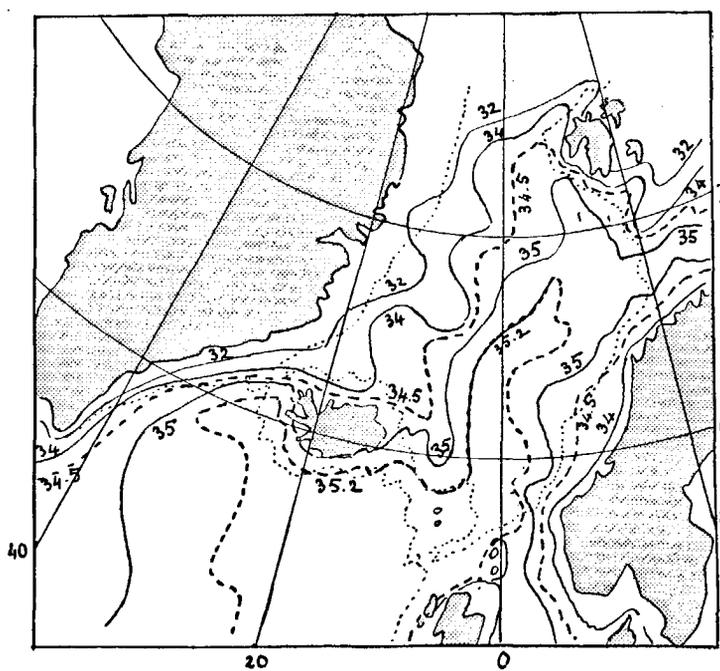
Les deux rives occidentales et orientales de cette dépression sont de caractère absolument différent. Par suite du mouvement de la terre, les eaux venant du Sud, en franchissant la barrière par le chenal des Shetland, appuient vers la côte Norvégienne tout en gardant le type Atlantique (salinités de plus de 35 au-dessus des fonds de 2.000 mètres), mais elles respectent, sur la droite de leur mouvement, un bourrelet d'importance essentiellement variable avec les saisons, d'eau continentale provenant de deux sources : le flot peu salé (33 à 34) venant de la Mer Baltique, et les apports des glaciers par les fjords. Le mélange intime de grandes masses d'eau animées de mouvements différents est chose impossible, mais la poussée constante des eaux atlantiques vers l'Est, aligne le long du rivage norvégien les eaux continentales, et les courbes de salinité s'allongent parallèlement les unes aux autres comme des cuvettes s'emboîtant les unes dans les autres. Vers le Nord, la barrière côtière étant rompue, les eaux de moins de 600 mètres d'épaisseur pénètrent en Mer de Barentz, tandis qu'une



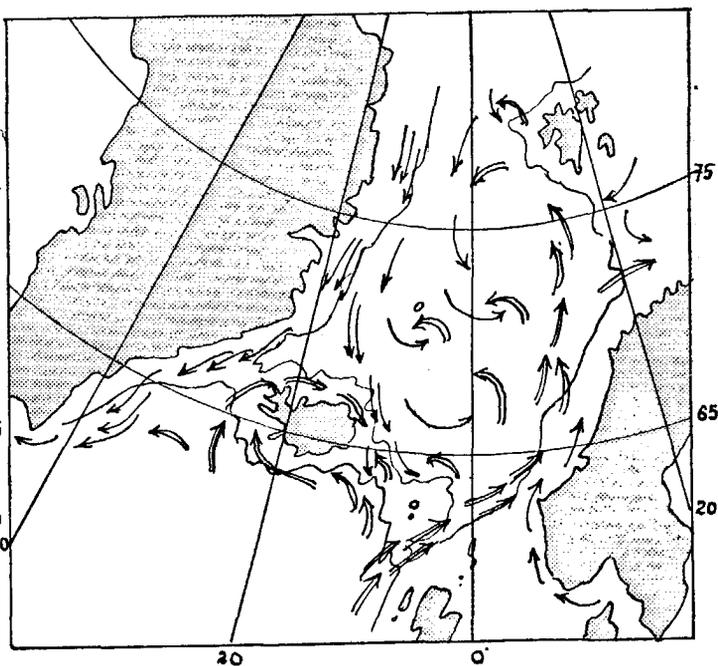
CARTE 2. - Températures de surface en Mars.



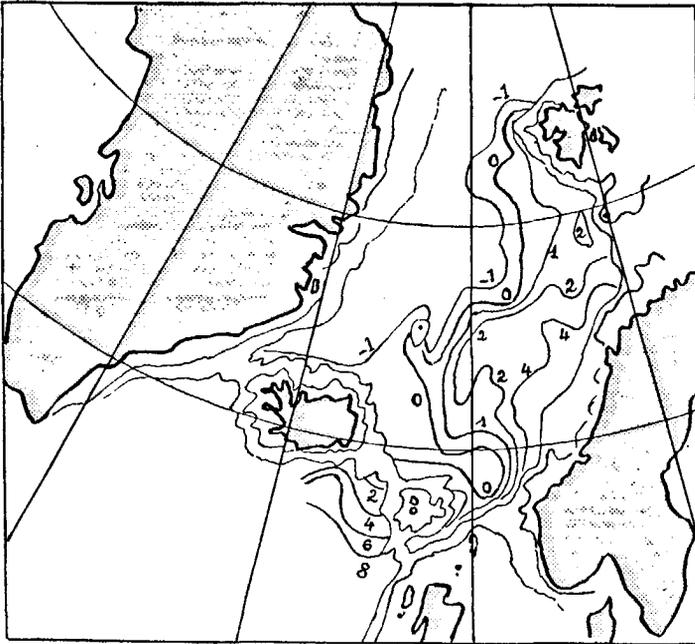
CARTE 3. - Températures de surface en Août.



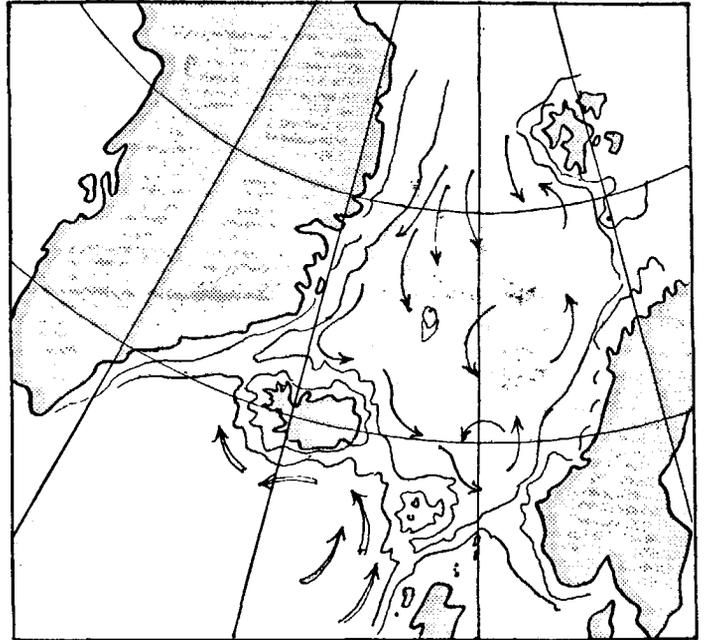
CARTE 4. - Salinités moyennes.



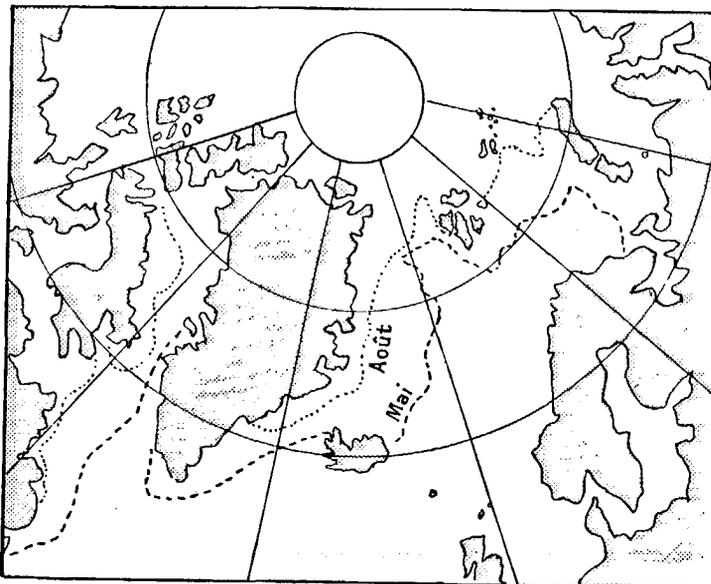
CARTE 5. - Transgression chaude et dérive polaire.



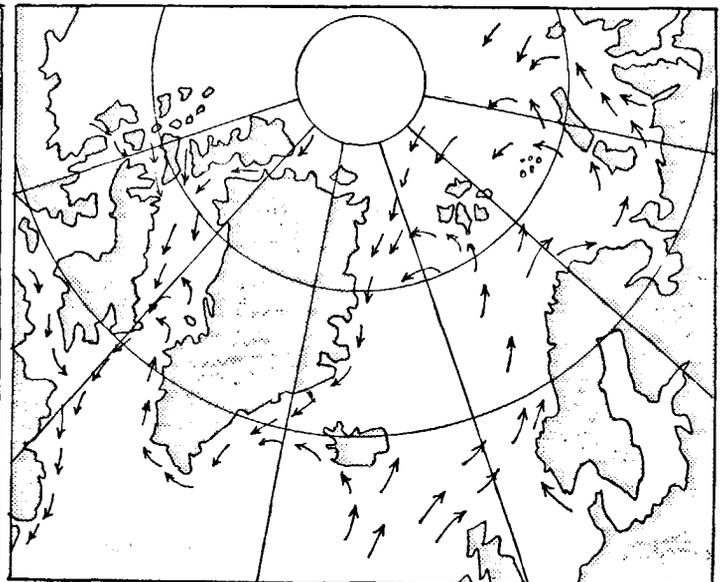
CARTE 6. - Température à 600 mètres.



CARTE 7. - Circulation sinistroyre des masses d'eau.



CARTE 8. - Limite de la banquise en Mai et Août.



CARTE 9. - Circulation générale de surface.

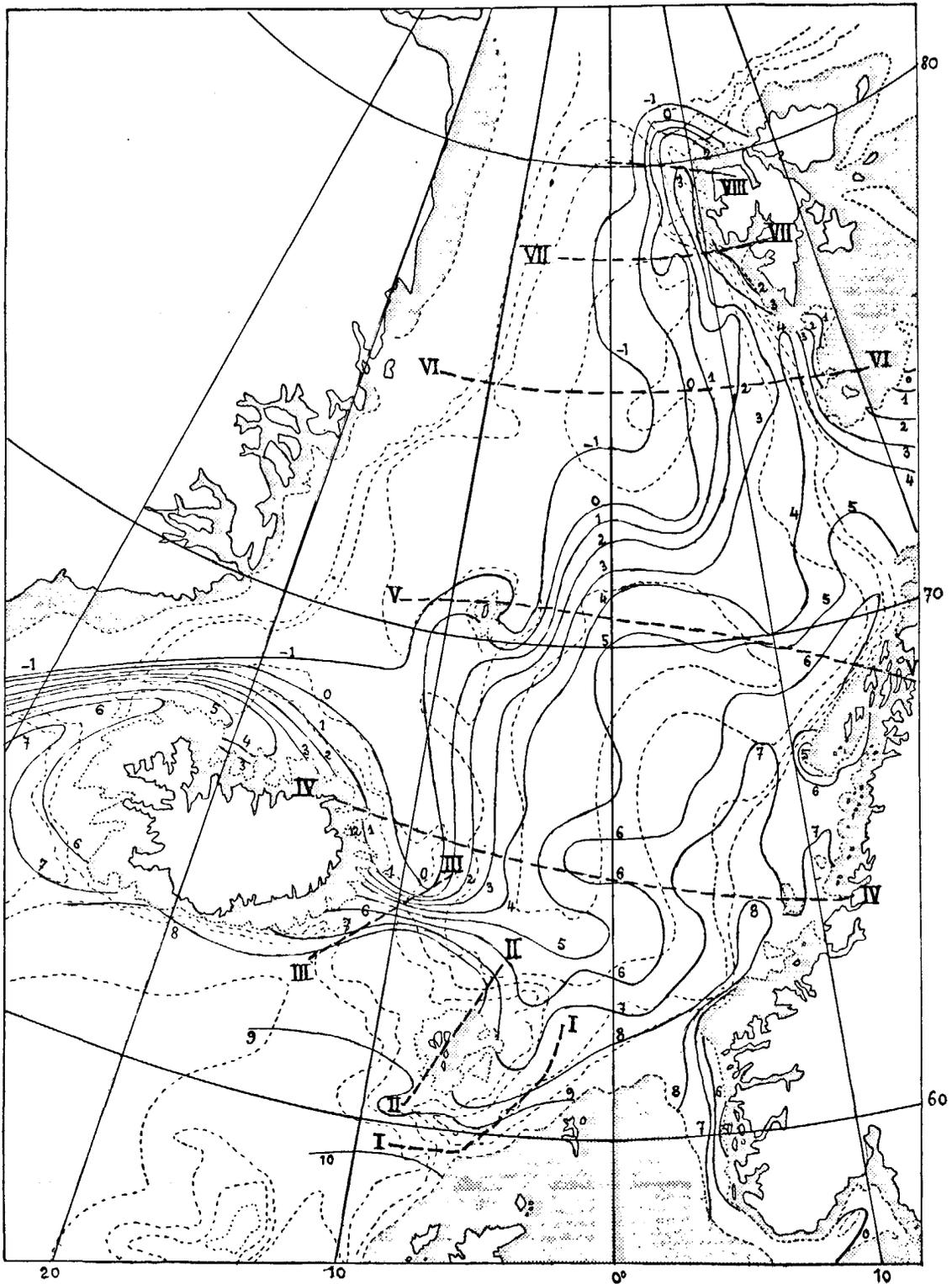
masse moins importante, de plus en plus étriquée et laminée par les eaux polaires, côtoie le talus continental de l'île aux Ours au Spitzberg et vient même, à certaines saisons estivales, déborder le Spitzberg par le Nord.

La côte groënlandaise, au contraire, est baignée par le flot polaire qui descend de l'Océan Glacial Arctique par le détroit du Spitzberg (Carte 9. Circulation de surface). Le mouvement de la terre appuie ces masses d'eau contre la côte du Groënland. En arrivant au barrage du détroit de Danemark, les eaux froides superficielles continuent leur mouvement vers le Sud, mais au contraire, les eaux inférieures à 600 mètres suivent le barrage et viennent déborder l'Islande par le Nord en entraînant dans le même mouvement une partie des eaux superficielles. Eaux polaires et eaux Atlantiques ont donc une tendance à s'écarter l'une de l'autre, car le mouvement de la terre appuie chacune d'elles vers la droite de son mouvement. Par le même processus que l'on constate dans l'air, il résulte, de la tendance à la séparation des molécules de nature différente, un appel destiné à combler le vide qui ne pourrait subsister. Cet appel déterminera la circulation sinistrogvire que nous constatons et dont nous figurons le schéma (carte 7). Le même mouvement de rotation sinistrogvire se produit au Sud du barrage Wiwille Thomson, comme il existe en Mer de Baffin à l'Ouest du Groënland (carte 9).

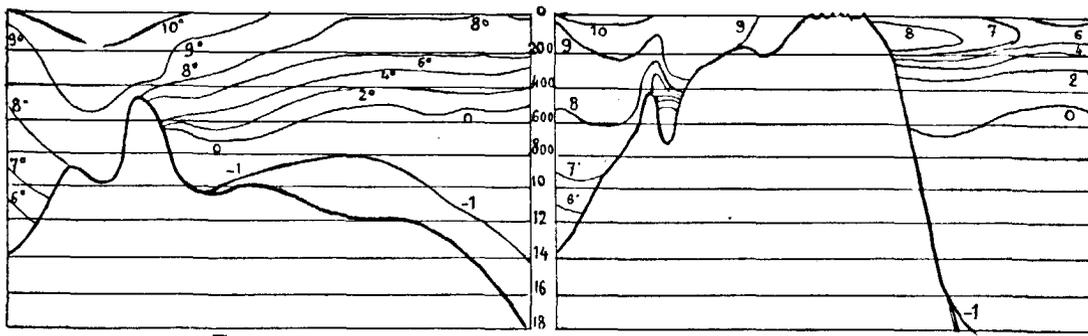
Polaires ou atlantiques, les masses d'eau de la Mer de Norvège subissent l'influence du réchauffement saisonnier. Les cartes 2 et 3 donnent le tracé des isothermes en mars et en août. On doit remarquer sur ces isothermes : en mars, les flèches concentriques, tracées par l'emboîtement des isothermes de 0° à 6°, et dont l'axe se trouve au-dessus des grands fonds, à peu près confondu avec l'axe des courbes de salinités. Ce fait est très important. La coïncidence des deux axes, le fait que, à la même latitude, les températures sont très différentes dès qu'on s'éloigne de l'axe, et baissent avec le degré de salinité, accusent nettement le phénomène transgressif des eaux chaudes au milieu des eaux continentales. Le tracé des isothermes d'été (carte 3) suffit déjà à indiquer comment la transgression des eaux chaudes, dirigée suivant l'axe des grands fonds en mars, a appuyé vers l'Est en refoulant et submergeant les eaux continentales. La pointe de la flèche est maintenant appuyée sur la terre; son axe suit la côte. Pour retrouver la formation de mars, il faudra aller jusqu'au 72° degré. Pendant que le flot principal entre en Mer de Barentz, une veine d'eau plus chaude s'insinue dans les masses polaires qui s'étendent du Groënland au Spitzberg. Les coupes 6, 7, 8 (carte 10 et coupes) sont absolument caractéristiques. L'eau chaude d'abord étalée en nappe (coupe 5, 800 à 1.000 mètres) se contracte (coupe 6), s'étire en filon cylindrique qui plonge lentement sous l'eau froide, devenue plus légère par suite de son adoucissement progressif (coupes 7 et 8 à la latitude du Spitzberg).

En même temps, les eaux chaudes, par suite de leur forte température, ont une densité plus faible qui leur permet de dominer l'eau polaire à l'Est de l'Islande. Après avoir réussi le franchissement de la barrière du détroit de Danemark, elles reprennent immédiatement leur rotation vers l'Est, en baignant les hauts fonds du Nord de l'Islande. Au-dessus du seuil Wiwille Thomson, une très faible partie seulement des eaux Atlantiques réussit à passer. La plus grande partie continue, comme en mars, à se briser sur l'obstacle et à contourner l'Islande par le Sud. La crête des hauts fonds, malgré sa profondeur relative, constitue donc un véritable filtre pour les eaux Atlan-

XI IX X

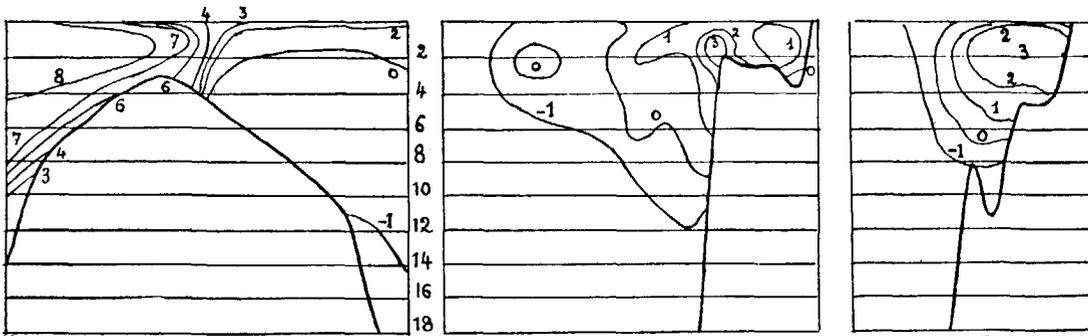


CARTE 10. - Température à 200 mètres et trace des coupes.
I, II, III, IV, V, VI à XI : Voir coupes pages 421 et 423.



I

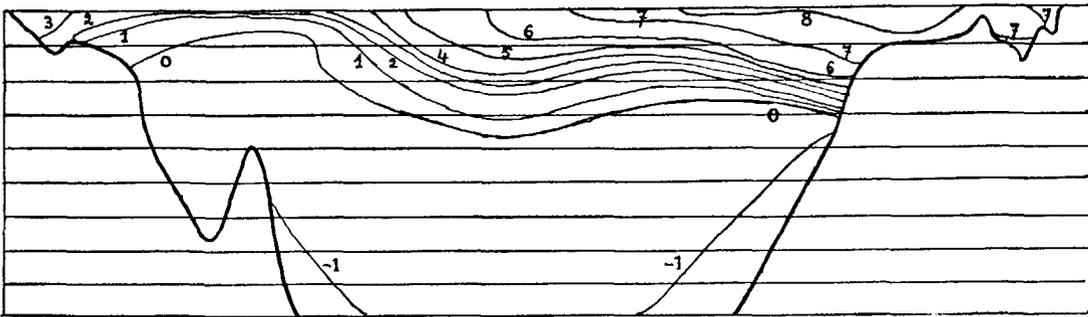
II



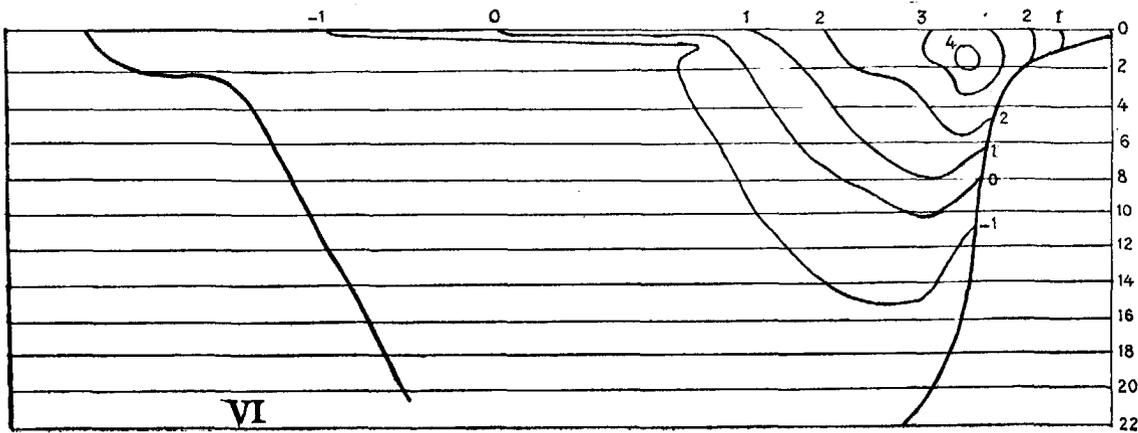
III

VII

VIII



IV



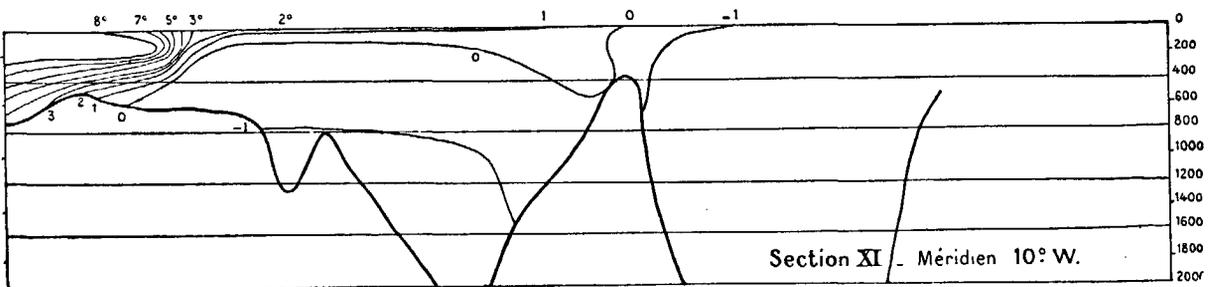
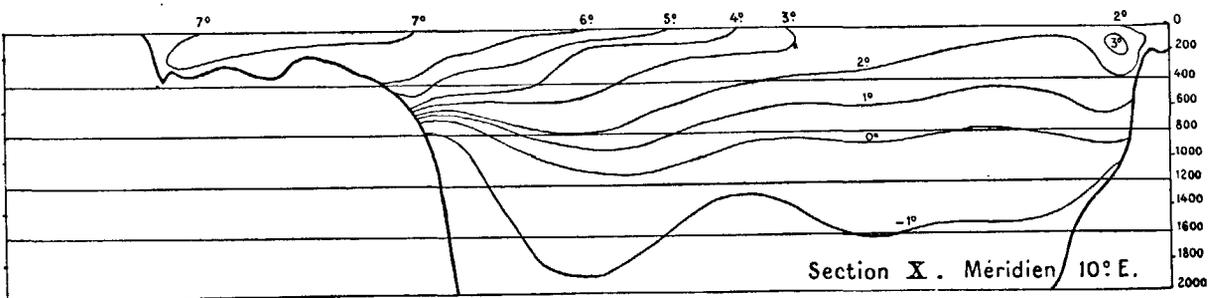
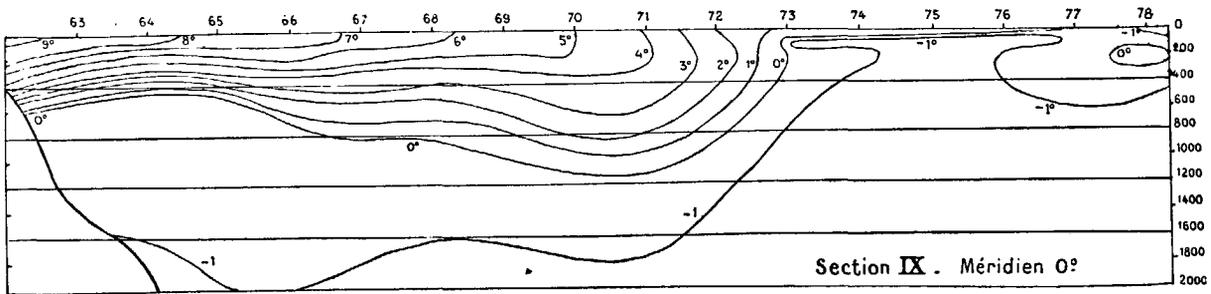
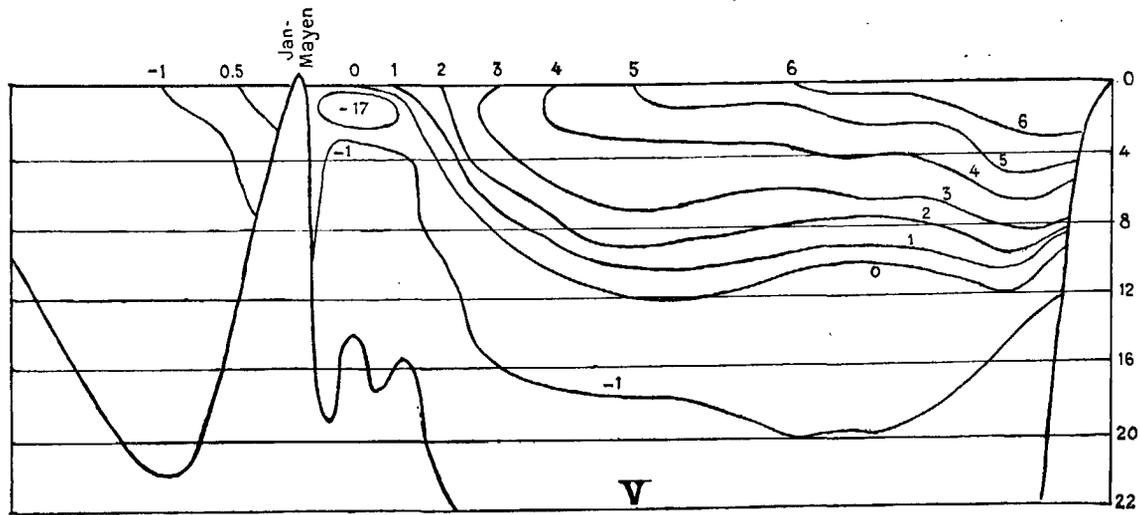
VI

tiques, et la nature des eaux situées au Nord et au Sud sera complètement différente. Le versant Nord sera baigné d'eau polaire et le versant Sud d'eaux atlantiques. Les trois coupes 1, 2, 3 (carte 10 et coupes) montrent bien le caractère de plus en plus accusé des eaux du versant Nord à mesure que l'on s'éloigne des Shetland et que l'on s'approche de l'Islande. Dans le chenal des Shetland (coupe 1) l'isotherme 0° est entre 600 et 800 mètres de profondeur. Par le travers des Féroé (coupe 2) elle est entre 500 et 600 mètres. Près de l'Islande (coupe 3) elle est entre 170 et 400 mètres. Ici les eaux atlantiques s'avancent en formant un coin dans les eaux plus froides. Leur axe se trouve à 100 mètres environ de profondeur. L'isotherme 4° est verticale. Les eaux polaires constituent un véritable mur qui s'oppose à la transgression des eaux chaudes.

Le tracé des isothermes à 600 mètres (carte 6) indique la répartition moyenne des eaux froides et chaudes à la profondeur du seuil. On voit que l'isotherme 0° partage à peu près également la dépression de la Mer de Norvège. Les masses froides viennent former barrage tout le long de la crête Wiwille Thomson en ne laissant que l'étroit canal des Shetland pour le passage des eaux chaudes. Tout au contraire, la même isotherme, vers 2° à 3° de longitude Est, monte directement au Nord en laissant le long du plateau continental de la Mer de Barentz au Spitzberg la place des eaux chaudes. A cette profondeur les températures varient peu au cours de l'année. La répartition moyenne que nous envisageons peut donc être considérée comme à peu près constante. On remarque la position de l'isotherme de 4° qui baigne le talus continental de la Norvège depuis le canal des Shetland jusqu'au delà des Lofoten. On sait que cette isotherme est un élément fondamental de l'habitat morutier.

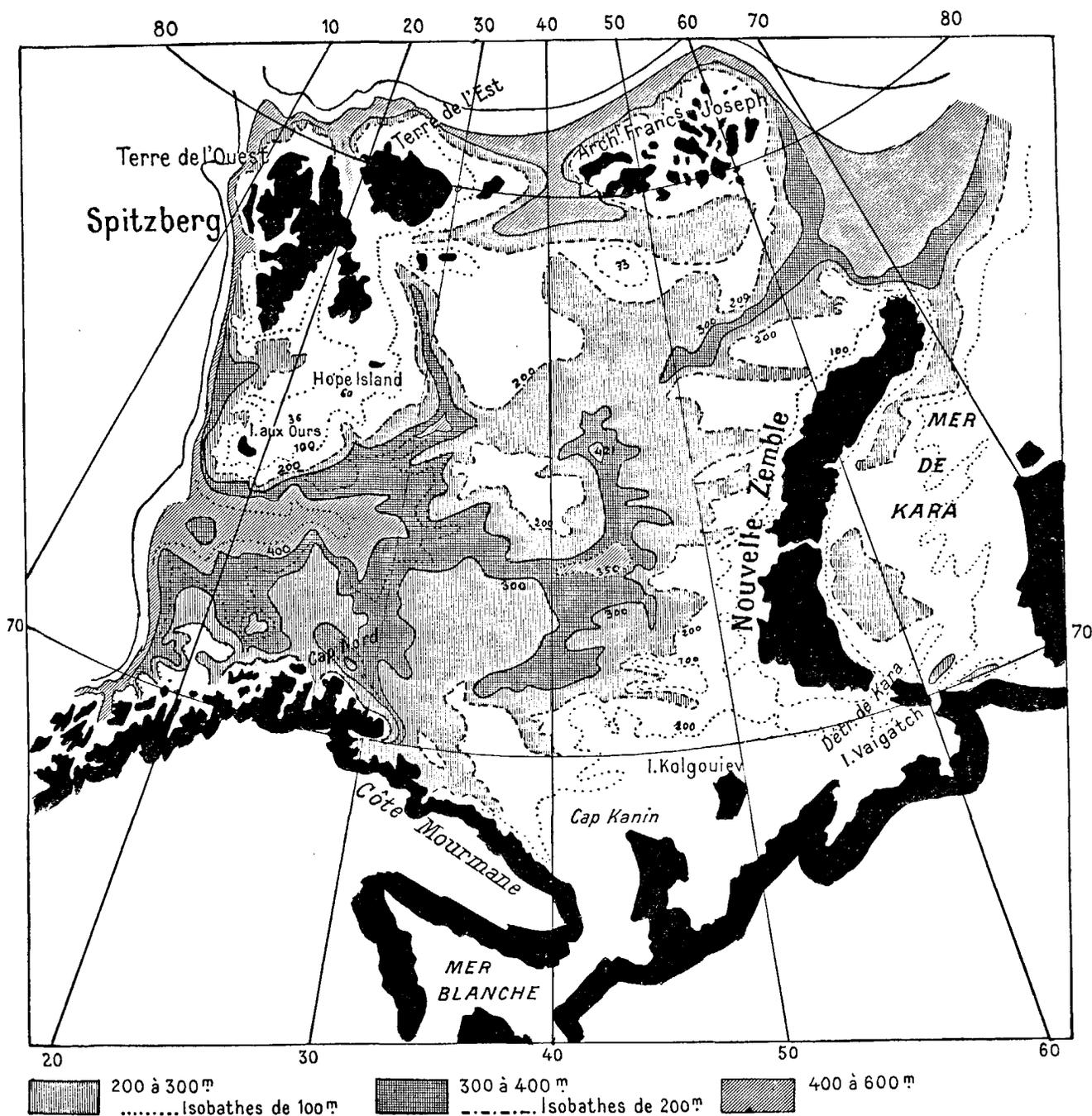
Nous avons représenté (carte 10) la répartition moyenne des températures à 200 mètres. Cette profondeur, étant la limite conventionnelle du plateau continental et la limite du chalutage courant, est d'une très grande importance. Les courbes que nous représentons sont tirées de l'ouvrage fondamental de MOHN, NORHAVETS. Plus exactement qu'une situation moyenne, elles représentent la situation estivale moyenne. En hiver la répartition serait toute autre. En années de fortes transgressions chaudes, nous verrions aux limites septentrionales du domaine envisagé les températures monter; en années froides, elles descendraient vers le Sud. Quoi qu'il en soit, les positions relatives des isothermes subsistent dans les grandes lignes. Nous retrouvons les caractéristiques essentielles déjà signalées, mais le long des côtes norvégiennes la température a monté et nous devons nous attendre à voir fuir la morue tandis que d'autres espèces apparaîtront.

En dehors des coupes déjà commentées, nous avons figuré en 4 et 5 de grandes coupes transversales, et en 9, 10 et 11, des coupes longitudinales suivant le méridien de Greenwich et les deux méridiens 10° Est et 10° Ouest. La coupe 11, dont les degrés de latitude sont situés exactement au-dessous des mêmes degrés pour les deux autres coupes, montre combien la situation est différente dans l'Est et dans l'Ouest. Les eaux atlantiques forment un coin chaud à gauche du schéma. Les eaux polaires couvrent la grande majorité de la coupe. Dans la coupe 9 (méridien de Greenwich), on voit réapparaître à droite la masse d'eau chaude séparée des masses chaudes du Sud (à gauche), par un double coin froid. Cette réapparition indique le mouvement sinistroyre des masses chaudes. Dans la coupe 10, les masses chaudes se distinguent par



un infléchissement en profondeur de la courbe de 2°, au voisinage du talus continental du Spitzberg.

Cette pénétration extrêmement lointaine des eaux chaudes au milieu des masses polaires permettra aux espèces marines dont l'habitat biologique se rencontrera au cours des saisons, tantôt dans une région, tantôt dans une autre, de trouver des parages momentanément désertés, puis repeuplés tour à tour, lorsque l'abondance des diatomées y ramènera, avec la température convenable, les petits crustacés du plancton, en particulier *Meganyctiphanes norvegica* et *Thyssanoessa inermis*. Les lieux de pêche se déplaceront donc, avec les saisons, du Nord au Sud de cet immense domaine. Le rythme des transgressions fera varier l'amplitude des déplacements; les pêches d'hiver et d'été pour une même espèce changeront de parages. Les mêmes lieux seront habités successivement par des espèces différentes et l'on comprend immédiatement combien cette modification incessante de l'état hydrologique de la mer de Norvège, a contribué à en faire l'une des mers du globe les plus poissonneuses en même temps qu'elle a causé les changements et le remplacement constant des grandes espèces migratrices que l'on y constate. En particulier la morue qui, nous l'avons vu, pourrait trouver, à 600 mètres de profondeur, tout le long de l'année et tout le long du talus continental norvégien, un habitat favorable, pourra rencontrer à l'époque du frai, en remontant les pentes, les eaux peu profondes possédant les salinités inférieures à 35 et les températures de 2°5 à 5° qu'elle affectionne. Il y aura donc liaison continue, par l'Est, tout le long de la côte de Norvège, entre les Féroés et la Mer de Barentz, et une liaison estivale, par l'Ouest, entre le plateau de Jan Mayen et la rive Nord de l'Islande, comme il y en a une tout le long du seuil du détroit de Danemark entre l'Islande et le Groënland. Les morues baguées à Sukkertoppen, côte Ouest du Groënland, et retrouvées en Islande, indiquent bien la possibilité, au cours des temps, pour la morue, d'effectuer des migrations de très grande amplitude, en suivant très probablement la lisière du plateau continental. Des mouvements analogues sont parfaitement possibles, étant donné les conditions hydrologiques, tout le long du talus norvégien, et nous ne devons point nous étonner que la Mer de Barentz, dans laquelle pénètre, comme nous l'avons vu, la transgression chaude atlantique, au sein même des eaux continentales polaires, puisse présenter à l'occasion un domaine favorable à la morue. Mais de même que l'amplitude des transgressions chaudes du côté américain de l'Atlantique, dans la Mer de Baffin, devra être forte pour que les eaux groënlandaises se montrent abondamment peuplées de poissons, la Mer de Barentz et le lointain Spitzberg connaîtront, nous pouvons l'affirmer dès maintenant, des périodes d'abondances suivies de longues périodes de disette.



CARTE 11. - Les fonds de la Mer de Barentz.

CHAPITRE II

Le relief de la Mer de Barentz

Depuis le détroit de Bering jusqu'au Spitzberg s'étend un immense plateau continental très peu immergé, puisque les fonds de moins de 100 mètres s'étendent en certains endroits à plus de 600 milles de la côte sibérienne. Ce plateau est réuni aux Terres polaires du Nord de l'Amérique par le seuil de moins de 1.000 mètres qui unit le Spitzberg au Groënland. Au Sud de ce seuil, la Mer de Norvège forme une dépression qui atteint, nous venons de le voir, plus de 3.600 mètres. Au Nord du seuil, l'Océan polaire présente des fonds reconnus de plus de 3.500 mètres. Du côté du détroit de Béring, la barrière qui sépare ce bassin de celui du Pacifique a moins de 50 mètres de profondeur. Les chenaux étroits qui sinuent entre les îles du Nord de l'Amérique dépassent parfois 200 mètres, mais sont coupés de fréquents barrages de moins de 60 à 80 mètres. La Mer de Baffin, avec ses 1.700 à 1.800 mètres de profondeur est séparée du détroit de Davis par un seuil de 200 à 400 mètres, et nous venons de voir que la Mer de Norvège est elle-même séparée de l'Atlantique par la crête Wiville Thomson qui n'a pas plus de 600 mètres de profondeur.

A l'exception de ces deux dépressions, l'une de 600 milles de large sur 1.100 de longueur, la Mer de Norvège, l'autre, la Mer de Baffin, longue de 600 et large de 100, les deux continents sont donc réunis, à une très faible profondeur au-dessous de la surface.

L'extension considérable du plateau continental, principalement sous la Mer de Barentz, appelle inévitablement l'idée d'une submersion probable d'une terre jadis élevée au-dessus de la surface des eaux, car l'hypothèse de la formation sédimentaire d'une pareille étendue est aussi inimaginable de ce côté qu'elle peut l'être à l'Ouest de l'Océan Atlantique pour les Bancs de Terre-Neuve. Tout au plus, les sédiments ont-ils pu colmater les accidents du relief et donner par endroits à ce domaine l'aspect relativement uni des fonds océaniques en général. C'est le cas, en particulier du plateau sibérien qui est remarquablement nivelé, pour autant qu'on ait pu y pratiquer des sondages. Les dépôts des rivières y sont considérables, d'une part, et d'autre part la surface étant gelée presque toute l'année à une assez grande profondeur, les courants y sont très faibles et les dépôts s'y déplacent peu. En outre, la pression des hummocks, ces redressements ou plissements de la banquise qui atteignent parfois 30 à 40 mètres au-dessous du niveau de la mer, a bien souvent contribué au nivellement des aspérités par frottement, en même temps que ces masses, en fondant, laissaient dans les parties basses, des dépôts importants.

Par contre, l'aspect général change complètement lorsqu'on parvient à la Mer de Kara et à la Nouvelle-Zemble, et plus encore vers l'Ouest, à la Mer de Barentz et aux

archipels du Spitzberg et de François-Joseph. Nous avons indiqué (carte 11) les traits principaux des fonds dans cette étendue. On y distingue nettement trois grands plissements qui peuvent être d'origine sismique : c'est d'abord la Nouvelle-Zemble, qui prolonge au delà du détroit de Kara, le soulèvement de l'Oural septentrional et des hauteurs du Pai-Khoï. A droite et à gauche de ce plissement, se creusent des dépressions de 200 à 300 mètres, et au delà d'une vallée de plus de 300 mètres qui descend vers la large baie ouverte au Nord de la Nouvelle-Zemble, on retrouve le massif de l'archipel François-Joseph, avec plusieurs pointes au-dessus du niveau de la mer.

Le deuxième plissement prolonge au Nord la côte Mourmane par 35° environ de longitude Est, jusqu'au plateau de moins de 200 mètres qui s'étend de 76° à 79° de latitude et que deux vallées séparent du Spitzberg et de l'archipel François-Joseph.

Enfin, le troisième plissement au Nord du Finmark et du Cap Nord relie par delà le canal de Barentz les terres norvégiennes au massif de l'île aux Ours et du Spitzberg.

Les vallées transversales qui découpent profondément ces grands plissements ne peuvent avoir été creusées que par l'érosion. En particulier, le long de la côte du Finmark, le canal sous-marin de Vardo, étroit et sinueux, présente absolument le caractère d'un fjord ou d'une vallée fluviale. En outre, ces vallées sont fréquemment obstruées dans leurs cours par des barrières qui rappellent les formations bien connues des dépôts glaciaires. On peut objecter à cette hypothèse la largeur des dépressions que nous venons de signaler et la douceur relative des pentes. Mais ceci est surtout exact dans les parties les plus éloignées des côtes. Au contraire, auprès des rivages actuels, en marge du plateau, ces vallées sont beaucoup plus étroites et profondes. Les pentes du talus au Sud-Ouest de l'île aux Ours sont semées de blocs et d'amas détritiques, dont l'origine glaciaire est reconnaissable. L'existence d'un grand glacier utilisant comme exutoire le chenal de Barentz est donc parfaitement admissible et l'extension vers le large de la Mer de Norvège des isobathes de 1.000 et 2.000 mètres indique bien que des apports considérables ont dû exister jadis, dans cette région.

La branche principale du chenal de Barentz s'ouvre dans la Mer de Norvège vers 72°30' de latitude Nord. Sa profondeur est supérieure à 450 mètres sur 200 milles de longueur. Avant de traverser la chaîne médiane, deux affluents viennent le rejoindre. Du Nord arrive le chenal de Hope Island, profond de 300 à 400 mètres; du Sud descend le chenal de Vardö, étroite vallée, profonde par endroits de plus de 400 mètres, qui suit la côte du Finmark et reçoit un tributaire issu du Varanger Fjord. Les isobathes que l'on mène le long de la côte Mourmane indiquent clairement qu'une vallée, aujourd'hui en partie disparue, servait jadis à l'évacuation des eaux de la Mer Blanche. Des détritiques glaciaires et des sédiments marins ont partiellement comblé l'orifice ancien de la Mer Blanche. Entre le Banc Kanin et Sviatoï Nos, sur la côte Mourmane, les fonds n'atteignent pas 70 mètres.

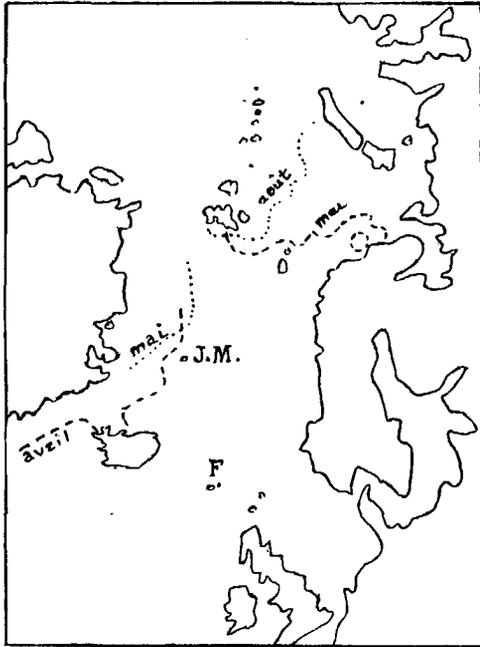
Le chenal de Barentz traverse la chaîne médiane par une vallée de plus de 300 mètres, large d'une dizaine de milles par endroits, pour trouver de l'autre côté de ce plissement une longue dépression, dont le profil du côté Ouest est à peu près régulier et dessine un arc de cercle de 300 milles de longueur, mais dont le versant oriental est irrégulièrement découpé. De profondes indentations, dont on retrouve la prolongation dans les isobathes supérieures, creusent le massif de la Nouvelle-Zemble.

Ces vallées adjacentes sont grossièrement alignées de l'Est vers l'Ouest. La plus méridionale borde les fonds de 100 mètres du talus russe et rejoint le détroit de Kara. De ce côté les fonds atteignent encore par endroits 170 à 180 mètres.

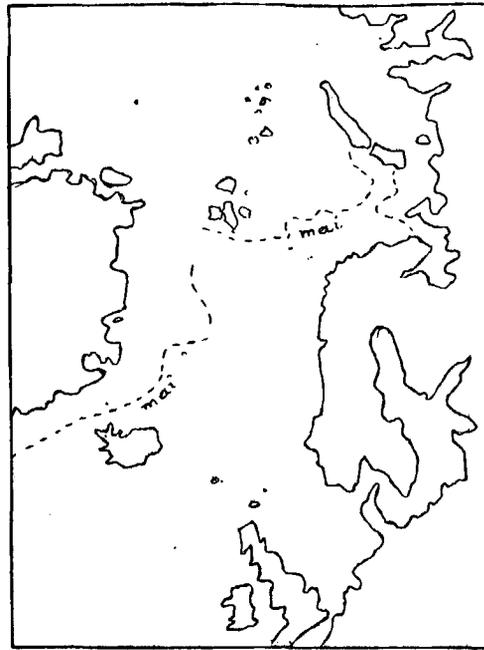
Au Nord du Massif central de la Chaîne médiane, une dépression de moins de 300 mètres s'étend en direction Nord-Est, avec 256 mètres de profondeur minima au franchissement de la chaîne; deux versants semblent émaner de ce point : l'un vers le chenal de Barentz, l'autre vers une vallée profonde de plus de 300 mètres qui s'étend jusqu'au Nord de la Nouvelle-Zemble.

NANSEN, qui étudie la Mer de Barentz, dans *The Norwegian North Polar Expedition*, considère comme une certitude la formation glaciaire de la région. Aux temps pré-glaciaires, les vallées actuellement submergées, ont pu être déjà fortement creusées. Pendant la première période glaciaire, le lit des vallées fut profondément raviné, en même temps que des dépôts morainiques constituaient en plusieurs endroits les barrages que l'on retrouve encore, mêlés aux sédiments marins. Comme dans les fjords actuels de Norvège, on peut expliquer ainsi l'existence de dépressions plus profondes que l'on retrouve en plusieurs endroits, la barrière passée, notamment dans le chenal de Vardö. Dans la période interglaciaire, se produisit une dépression générale, qui entraîna une submersion partielle de la côte voisine, par exemple de la presqu'île de Rybachi, au Sud du Varanger Fjord. Une période de surrection s'ensuivit au cours de laquelle les vallées furent de nouveau creusées. Au cours de la dernière période glaciaire, la limite de la glace, d'après RAMSAY, n'atteignait pas la plus grande partie de la côte Mourmane. Le glacier de la Mer Blanche finissait aux petits fonds actuels de l'entrée. Le niveau marin pouvait être à peu près le même qu'actuellement. A la fin de la dernière période glaciaire se produisit un affaissement de la côte, sensible encore à la presqu'île de Rybachi, mais n'atteignant plus que 70 mètres au lieu de 90. La terre se souleva de nouveau et l'on retrouve encore les traces d'une immersion ultérieure de 21 à 22 mètres. Puis la terre reprit son niveau actuel.

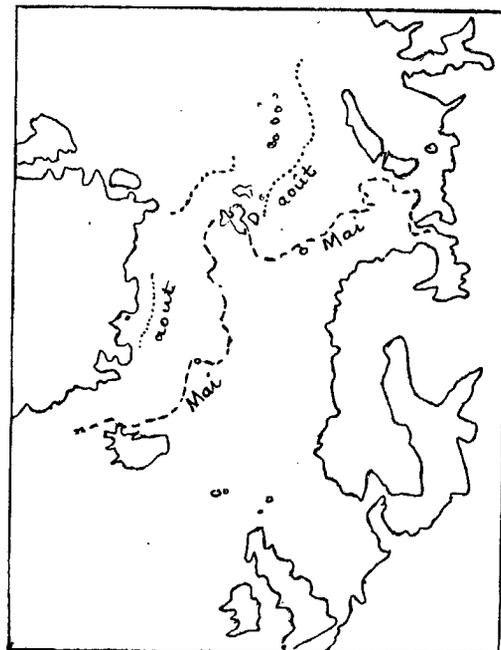
Ces affaissements et soulèvements remarquables des côtes, que l'on retrouve d'ailleurs dans tout le Nord de l'Europe étaient accompagnés naturellement d'un mouvement correspondant des fonds de la Mer de Barentz, jadis complètement émergée, et ainsi s'explique le caractère remarquable du relief que l'on constate encore aujourd'hui.



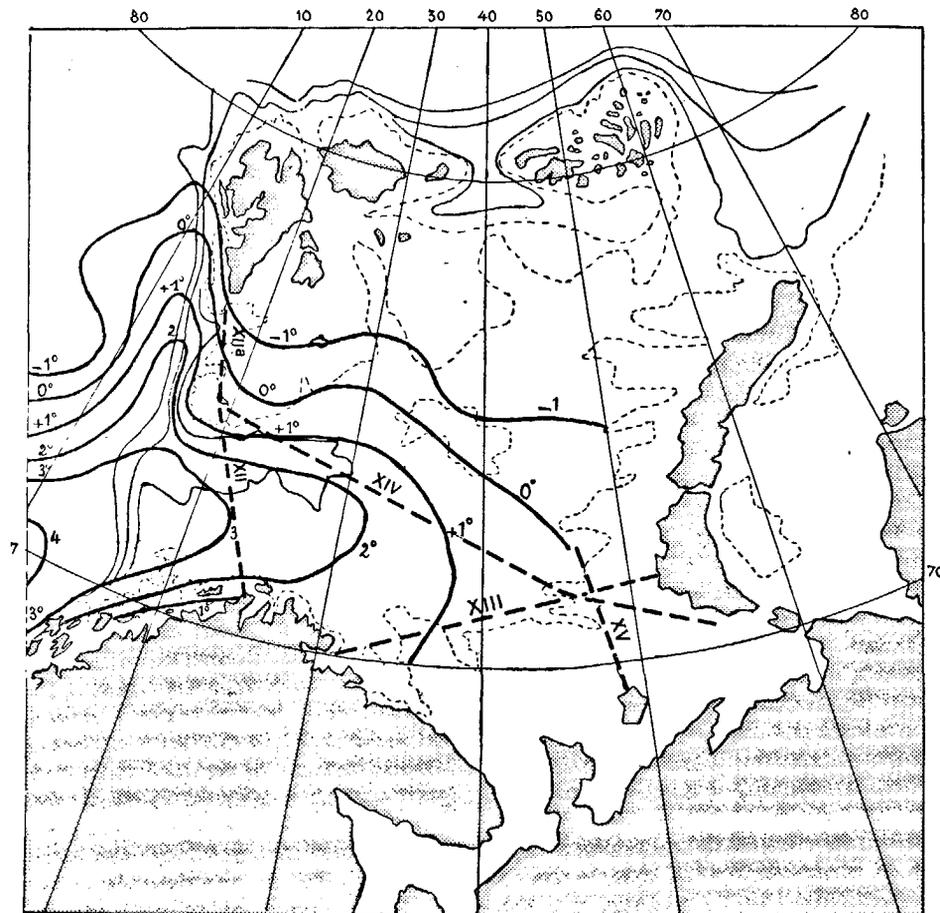
1. - Banquise en 1902.



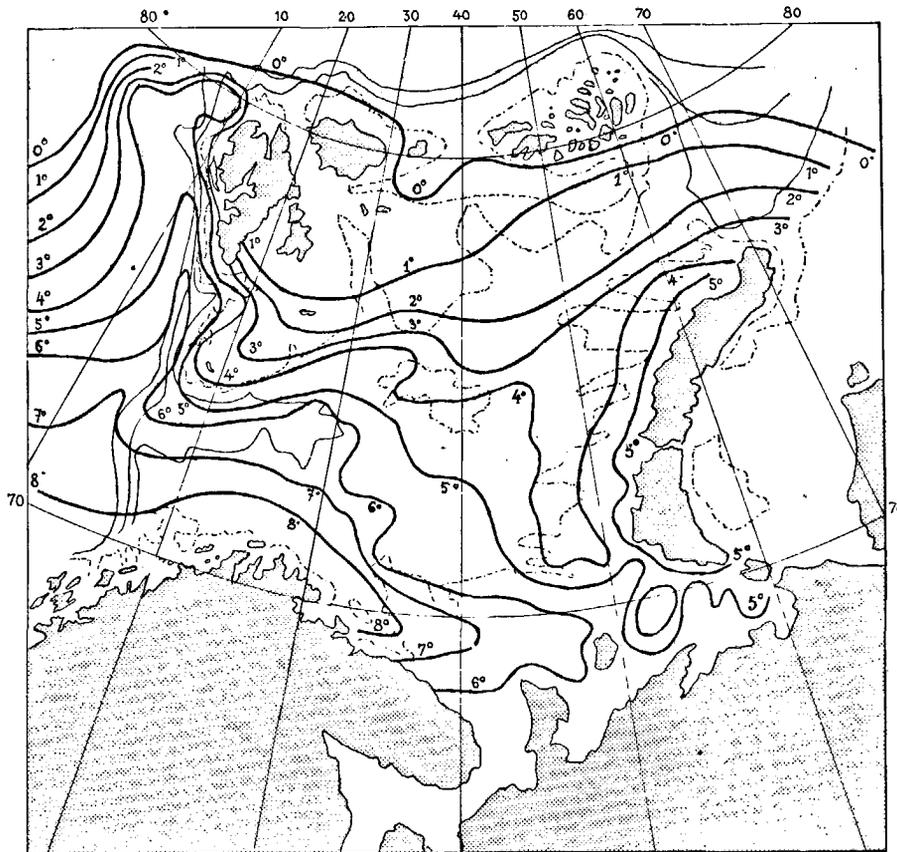
2. - Banquise en 1903.



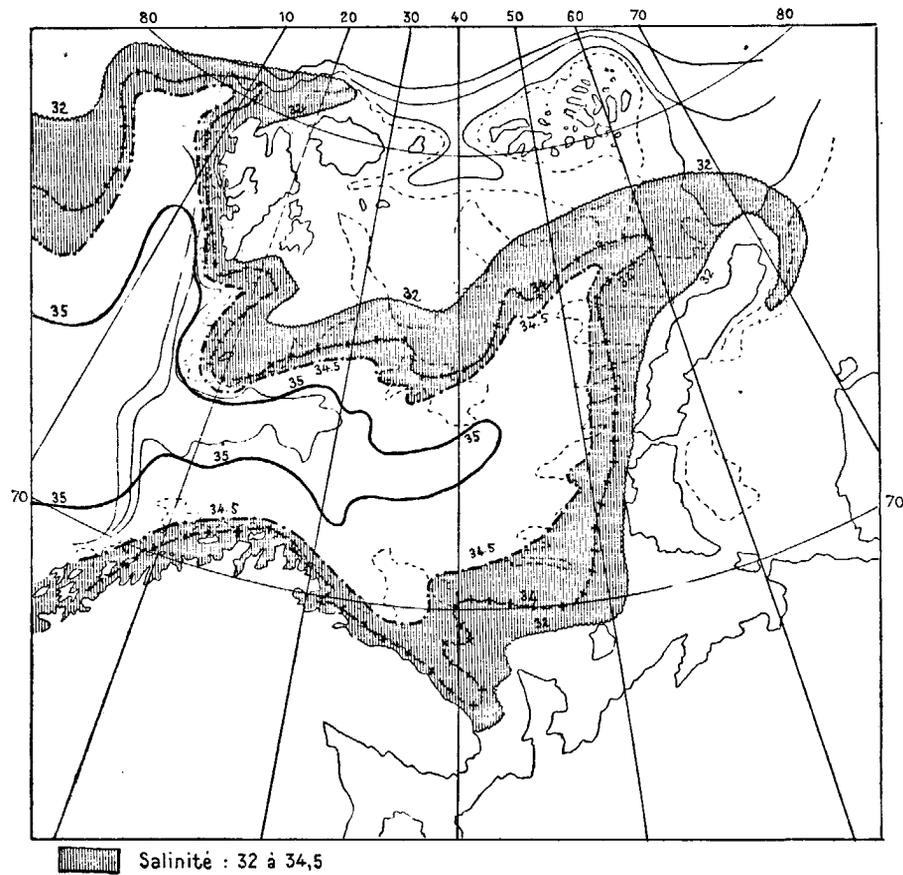
3. - Banquise en 1906.



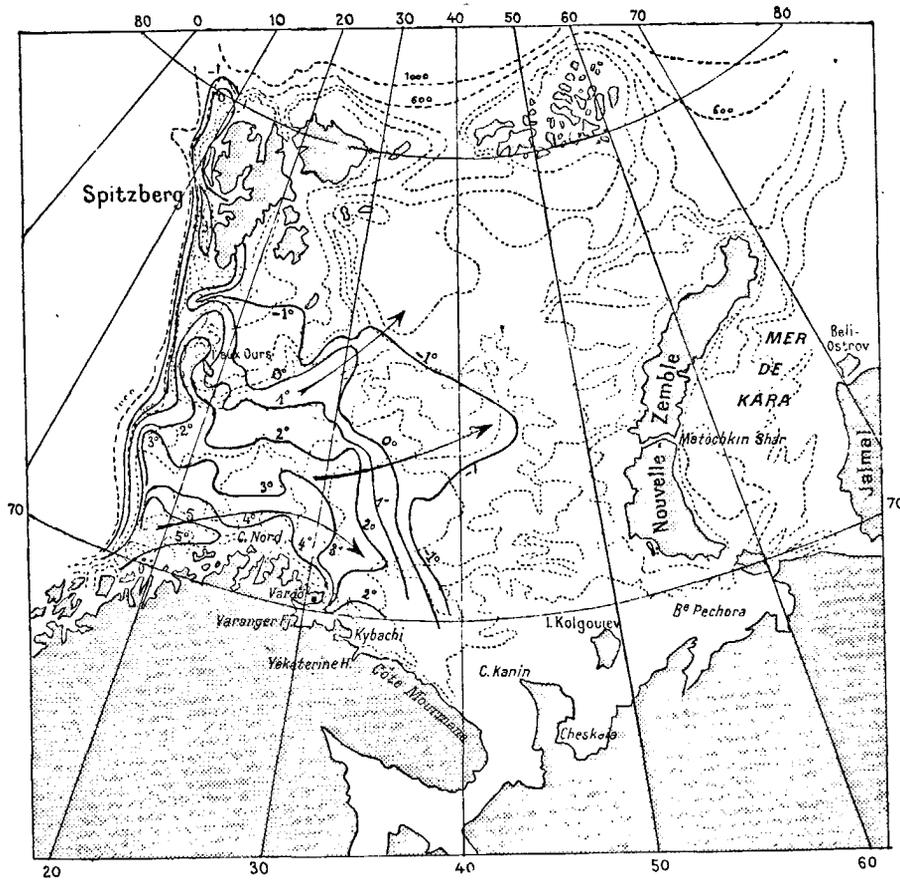
CARTE 13. - Isothermes de surface en Mars et plan des coupes.



CARTE 14. - Températures en surface en Août.



CARTE 15. - Salinité en Août.



CARTE 16. - Températures moyennes sur le fond.

CHAPITRE III

La situation hydrologique de la Mer de Barentz

Les limites moyennes de la banquise en mai et août (voir carte 8) nous montrent que la Mer de Barentz est occupée par les glaces, sur une bonne partie de son étendue, pendant plusieurs mois de l'année. Mais il s'en faut que l'importance de la banquise soit identique d'une année à l'autre, et c'est ce que nos pêcheurs ont besoin de savoir, puisqu'ils pénètrent maintenant dans ces parages.

La carte 12, empruntée à l'ouvrage de HJORT : *The Depths of the Ocean*, nous montre que l'extension maxima de la glace est susceptible de grandes variations. C'est ainsi qu'en 1902, année froide, la limite, en mai, se trouvait le long d'une ligne sinueuse allant de l'île aux Ours à Vardö, et en juillet, nous dit le *Whaling and Fishing in the North Atlantic*, le versant oriental de l'île aux Ours et le banc voisin étaient encore dans la glace. Au contraire, on voit qu'en 1903, la Nouvelle-Zemble elle-même était dégagée sur une partie de sa côte Ouest en mai. La superficie découverte en 1906, au mois de mai, nous paraît supérieure à celle de 1903, même époque, mais la pénétration de l'eau libre est moins lointaine. Nous allons voir, tout à l'heure, que le contour de la banquise que nous constatons coïncide approximativement avec le flux atlantique estival, et le fait est à rapprocher de ce que nous connaissons du régime des transgressions chaudes (voir Tome IV, Fasc. 1, *Revue des Travaux*, p. 15, le schéma établi par M. LE DANOIS). 1903 est une année de forte transgression chaude. Ceci explique cette sorte de coulée libre entre les masses de la banquise que l'on remarque, et qui correspond au filet central des eaux atlantiques en Mer de Barentz.

L'axe de la transgression atlantique suit d'abord le chenal de Barentz. Il s'incline ensuite vers le Nord-Est, lorsque les eaux adhérentes au fond rencontrent le talus continental dans les profondeurs de 200 mètres vers le 50° degré de longitude Est. Il suffit, pour obtenir cet axe, de joindre les apex des courbes de salinité (carte 15) ou ceux des isothermes de surface en mars. La ligne ainsi tracée est légèrement décalée vers le Sud par rapport au thalweg du chenal. C'est que, nous le savons, les molécules d'eau venant du Sud appuient non seulement vers l'Est, mais en même temps vers la droite de leur mouvement. Le fait est très sensible dans la section 12 qui joint l'île aux Ours (à gauche) au Finmark (à droite) (1). On y remarque nettement la masse des eaux de salinité supérieure à 35,15, qui vient s'appuyer contre la pente droite du chenal. Cette section remonte à l'année 1900. Elle est due à HJORT. Nous la donnons, car elle fournit avec une grande précision la répartition des températures et des salinités.

(1) Page 437.

NANSEN, qui la reproduit dans *The Norwegian North Polar Expedition*, fait remarquer qu'en été 1900, le Gulf-Stream était évidemment moins développé qu'au moment où MOHN fit ses premières reconnaissances de température (1878. Voir section 12 bis). Si nous prenons notre schéma de transgressions (1), nous constatons qu'en effet 1900 correspond à un minima. Nous avons ainsi une nouvelle vérification de l'exactitude de la théorie des transgressions. On remarque à gauche de la section XII, en effet, des masses d'eau à la température de 0° et au-dessous qui n'existent pas dans la section XII bis.

La section XII nous montre en outre que le maximum de salinité, supérieur à 35,15, est nettement atlantique. Près des côtes de Norvège, à droite, nous voyons décroître les salinités au-dessous de 34,5 en surface.

À gauche, près de la surface les salinités décroissent davantage. Nous entrons dans l'eau polaire de moins de 34.

Si nous prenons la carte des isothermes d'août (carte 14), nous voyons que la courbe de 4° vers 45° de longitude Est (ce qui correspond à peu près avec le sommet de la courbe 35 de salinité (carte 15), l'isotherme de 4° descend brusquement vers le Sud pendant 240 milles environ, pour reprendre sa marche vers le Nord, après avoir formé une boucle très importante, en contournant toute une région d'eau plus froide. Nous retrouverons tout à l'heure l'explication de ce fait.

Toutes les autres isothermes d'août sont dirigées vers le Nord-Est dans leur partie septentrionale. Elles indiquent ainsi le mouvement général des eaux chaudes vers le Nord de la Nouvelle-Zemble. Les eaux de pente suivent l'impulsion générale du flux transgressif et les masses côtières venues du Sud ou sorties des fjords, accompagnent le mouvement général de dérive vers l'Est dû à la rotation de la terre. Dans le détroit de Kara, il existe ainsi en été un courant plus chaud venant de l'Ouest et entrant en Mer de Kara après avoir baigné l'île Vaigatch (voir aussi carte 17, page 445).

Le courant du cap Nord, en surface, entraîne donc les eaux vers l'entrée de la Mer Blanche, côtoie à peu de distance le cap Kanin et l'île Kolgouiev, à peu près suivant le tracé de l'isohalène 32 (carte 15). Mais il s'en faut que cette limite Sud soit toujours la même.

Sur le fond, les masses atlantiques occupent la dépression du chenal de Barentz, et progressent, plus ou moins refroidies et mélangées à l'eau de pente, suivant trois axes qui correspondent au chenal de Hope-Island, au chenal principal, et au chenal de Vardö. On sent très bien ce mouvement sur la carte 16 qui donne les températures de fond : la flèche de l'isotherme 0° correspond au chenal de Hope-Island, la flèche de 2° à -1°, correspond au chenal principal; la flèche des isothermes 3° et 2° vers le Sud correspond au chenal de Vardö.

Vers l'île Kolgouiev, les eaux plus salées et relativement allégées par leur température plus forte rencontrent à la baie de Pechora des eaux beaucoup plus douces et de faible densité, venant de la rivière Pechora et du détroit de Kara. Elles tournent alors vers le Nord. Mais avant de céder à la pression elles poussent une offensive marquée vers le Sud, comme le témoignent les températures suivantes prises à un mois d'intervalle :

(1) Tome IV, Fasc. 5, *Revue des Travaux*, p. 15.

Date :	27 juillet	21 août
Latitude	69°43'	69°26'
Longitude	54°23'	54°43'
Surface	8°4 S = 23,4	5°8 S = 31,4
15 mètres	-1°5 S = 34,1	2°7
26 mètres		+ 0°3 S = 33
30 mètres	-1°6 S = 34,7	

Il n'est pas rare, dans cette région, de voir soudain la mer changer de couleur d'un jour à l'autre, passant du vert foncé au bleu profond, nuances caractéristiques des eaux continentales et des eaux atlantiques.

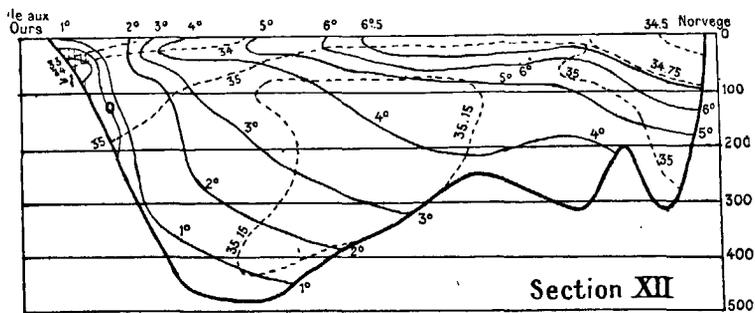
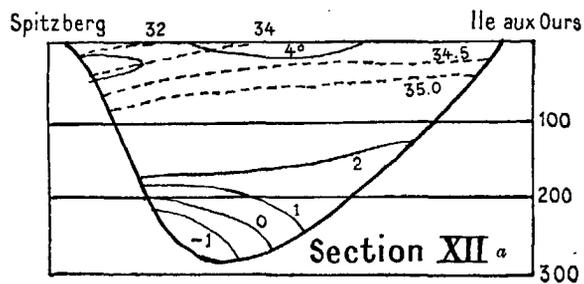
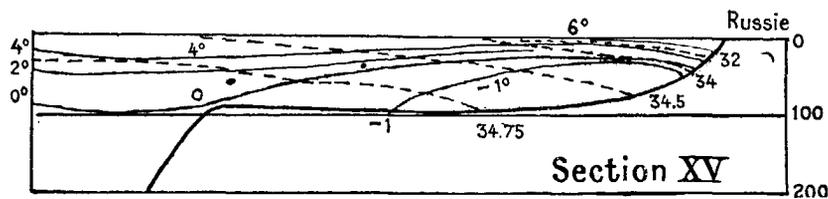
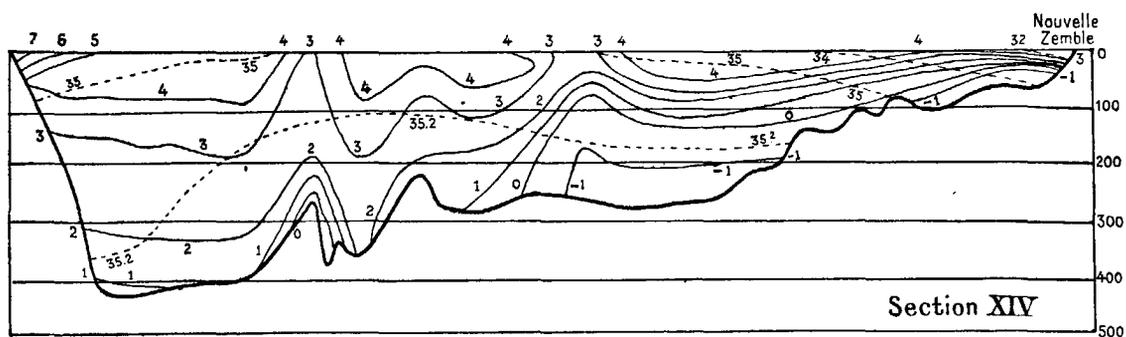
Considérons maintenant la section XIII, de Vardö à la Nouvelle-Zemble. Nous y voyons que vers la latitude de 71° environ, la Mer de Barentz est remplie d'eau d'une salinité supérieure à 35, sauf une mince couche d'une vingtaine de mètres d'épaisseur à la partie supérieure, atteignant 60 mètres à l'Est (à droite de la section). Au centre de la section seulement, vers 44° de longitude, les eaux de moins de 35 atteignent le fond sur une certaine étendue.

La section XIV est une coupe transversale, qui va de l'île aux Ours à Kanin. Nous y faisons même remarque. Dans toute cette partie de la Mer de Barntz, la salinité est élevée. Les eaux de plus de 35 vont jusqu'en surface dans la partie moyenne de la section; la salinité ne descend au-dessous de 35 qu'au Nord et au Sud, à droite et à gauche de la coupe, et en surface. L'étendue des fonds couverts d'eau de moins de 35 est très limitée et ne comprend que des profondeurs de moins de 100 mètres.

Il faut également remarquer que les eaux salées ont parfois une très basse température. A gauche de la section XIV, au centre de la section XII, on est évidemment en présence de la transgression atlantique. Les températures sont relativement élevées. Mais vers l'Est (à droite des sections XIII, XIV), les salinités de plus de 35 accompagnent des eaux de température inférieure à 0°, descendant même jusqu'à -1°5. Cette basse température semble d'abord assigner à ces eaux une origine polaire, malgré leur salinité.

Quand on s'approche des côtes, les salinités décroissent. De 34,5 elles tombent au-dessous de 32, vers la Nouvelle-Zemble (XIII), vers la Russie (XV), vers le Spitzberg (XII, a). Les isohalynes au contraire s'élèvent de gauche à droite. La masse chaude et salée s'appuie vers la droite du talus dans son mouvement de progression.

Si nous reprenons la section XIV, nous remarquons la présence d'un minimum de température en une région qui correspond à l'isotherme de 4° sur notre carte 14, en surface. Il y a un minimum de température qui se place à une distance de la côte comprise entre 60 et 130 milles. En ce point, la courbe 4° tangente la ligne d'horizon sur une certaine longueur, dans notre schéma. On constate ensuite que la ligne de 4° plonge jusqu'à 20 mètres environ, et la température se réchauffe et dépasse même 5° à la côte ainsi qu'on le voit sur la carte 14. On en conclut l'existence d'un courant côtier froid, parallèlement à la Nouvelle-Zemble. Plusieurs observateurs en ont signalé la présence à diverses reprises. Mais la direction indiquée pour ce courant varie



suivant les époques. Certains navigateurs, au lieu d'admettre la présence d'un courant froid sortant de la Mer de Kara, en refroidissant l'eau de Vaigatch à Kolgouiev, vont même jusqu'à donner à ce courant une direction du Nord vers le Sud.

Ces observations contradictoires nous rappellent les variations que nous avons personnellement constatées à Terre-Neuve ou au Groënland, dans les parages de conflit aigu entre les eaux atlantiques et les eaux polaires. Aux confins de ces masses de nature différente et animées de mouvements de sens contraire, indépendamment des courants de marée qui peuvent entraîner les uns et les autres, la friction des molécules, produit ces girations, tantôt très localisées et tourbillonnaires, tantôt d'amplitude croissante, comme on en rencontre dans les rivières, au moindre confluent d'eaux de vitesses différentes, ou dans l'atmosphère, à la rencontre de l'air tropical et de l'air froid. L'élément prépondérant à l'instant considéré emporte alors ce tourbillon dans le sens de sa trajectoire.

Pendant tout le cours de juillet 1932, toute la pêcherie française qui se trouvait par 180 à 200 mètres de fond, entre 70° et 71° de latitude, 43° à 41° de longitude Est, fut lentement chassée de ses positions par la lente invasion d'une vague froide de fond qui progressa à la vitesse de 5 à 6 milles par jour de l'Est vers l'Ouest. En même temps la température de surface allait en augmentant.

Ce qui manque aux recherches océanographiques, c'est la possibilité d'ubiquité des observateurs. On exécute un parcours, plus souvent en été que dans la mauvaise saison, et on est fatalement amené à conclure, de la situation que l'on a trouvée, à un état général. En réalité, non seulement cet état n'est pas général, mais il est essentiellement variable. Rien n'est plus fugitif, dans les régions principales de luttes entre eaux polaires et atlantiques, qu'une situation hydrologique donnée. Nous sommes bien obligé d'avoir recours au schéma, à la moyenne, seul moyen approximatif d'expliquer ce qui existe, mais sans nous dissimuler que ce qu'on obtient de la sorte est un trompe l'œil, souvent démenti par des observations faites dans une région où nous ne sommes pas. D'un côté, il faudrait pouvoir se déplacer rapidement pour obtenir une vue synoptique; d'autre part, il faudrait rester en place, pour suivre les modifications locales. Le pêcheur stationné dans une région déterminée peut y suivre, de jour en jour, les variations de température et de salinité, mais il ne peut savoir ce qui se passe à 40 ou 100 milles de lui, renseignement qui pourrait être précieux, parfois, pour prévoir l'avenir.

Pendant juillet 1932, en tout cas, le courant froid venait du Nord-Est et se dirigeait vers le Sud-Ouest. Ceci n'empêche nullement un autre courant froid de venir du Sud-Est, c'est-à-dire du détroit de Kara. Mais WEYPRECHT pourrait bien avoir raison, lorsqu'il croyait à l'existence d'un changement saisonnier dans les courants de fond au Nord de la Nouvelle-Zemble (l'un d'octobre à juin, d'origine polaire, venant de l'Est, du bassin arctique, l'autre de juin à septembre, venant de l'Atlantique).

Au terme de ce courant froid, s'étend une région d'eau plus douce et légèrement plus chaude, tout au moins en surface. Elle est alimentée par l'eau côtière des fleuves, et l'on peut remarquer, d'après le tracé de l'isotherme de 5°, qu'elle adhère à la côte russe et à la Nouvelle-Zemble, en laissant, au contraire, un léger passage au centre de sa masse à l'eau plus froide, arrivant du détroit de Kara. On a constaté en Nouvelle-Zemble, des températures atteignant 14° dans les ruisseaux au bord de la mer. Ces

températures remarquablement hautes des eaux bordières, pour la région, viennent de ce que le soleil reste au-dessus de l'horizon pendant une longue partie de l'année, de mai à août. Ce sont elles qui influencent la mer, ce n'est pas la transgression chaude atlantique. A cet égard, les salinités sont bien caractéristiques. Mais comme nous l'avons constaté de l'autre côté de l'Atlantique, les eaux de pente suivent parfaitement, accompagnent ou même précèdent la marche des transgressions. C'est une question d'échauffement solaire et de variation de densité sur un point donné, et la transgression totale est l'intégration de mouvements analogues depuis les Tropiques.

Le mécanisme des transgressions, appliqué aux observations faites dans le passé par d'excellents observateurs, relie les uns aux autres les phénomènes observés et leur enlève leur caractère contradictoire. Dans un rapport publié : Tome I, Fascicule 5 de la *Revue des Travaux de l'Office*, j'ai essayé une hypothèse dans laquelle je combinai la période de réchauffement annuel avec la période de 4 ans 7 mois et demi dont plusieurs phénomènes nous ont révélé l'existence et qui est une des harmoniques de la période de 111 ans bien connue. En remontant dans le passé sur ces bases, on retrouve comme dates de maxima : juillet 1889 (faible), novembre 1884 (fort), avril 1880 (faible), août 1875 (moyen), janvier 1871 (faible), mai 1866 (fort).

Il est évident qu'un maximum estival de l'onde de transgression coïncidant avec le maximum de réchauffement solaire communiquera au mouvement une amplitude plus grande, tandis que s'il a lieu en hiver, il ne produira qu'un effet retardateur du refroidissement annuel, une perturbation dans le régime normal d'hiver. Comme il ne faut pas oublier l'onde harmonique annuelle (quart de la période de 4 ans 7 mois et demi), on devra s'attendre à retrouver périodiquement des hivers doux et des hivers durs suivant que réchauffement annuel et transgression seront simultanés ou décalés. Or, voici ce que nous raconte l'histoire :

NORDENSKIOLD signale en 1875 (forte transgression chaude d'après nous), que l'eau de surface coule de l'Ouest vers l'Est dans le Matochkin-Shar qui sépare les deux terres de la Nouvelle-Zemble. Ce n'est pas de l'eau atlantique, mais c'est de l'eau de pente poussée par la transgression atlantique. Au contraire, en 1880 et 1881 (années de faibles transgressions), les observations révèlent une progression d'eau en sens contraire.

La même influence agit sur la formation de la banquise. En 1870, en 1877, en 1879, d'après notre échelle, le maximum annuel transgressif est hivernal. Ces trois années là on ne signale pas de glaces descendant par le détroit de Kara, vers la Mer de Barentz. Au contraire, si l'amplitude maxima annuelle a lieu en été ou au début de l'automne (juin 1881, octobre 1883), le détroit de Kara charrie des glaces en Mer Mourmane. Rien ne vient s'opposer au refroidissement normal de l'hiver et du printemps. La banquise est forte.

Il y a là toute une série de coïncidences dignes de remarque. Nous en verrons d'autres.

Ce qui est plus difficile à expliquer, c'est la basse température ($-1^{\circ}5$) que l'on découvre dans les régions orientales avec des salinités supérieures à 35 et même 35,2. Cette salinité n'a pu être obtenue par la saumure formée lors de la congélation de l'eau de surface. Même en imaginant que le processus, durant depuis fort longtemps, a pu s'accuser dans la suite des temps, il est certain que la saumure produite par la conden-

sation des sels au cours des phénomènes cryoscopiques, se serait mélangée avec l'eau relativement plus douce située immédiatement sous la glace et n'aurait pu élever la salinité de l'eau de fond de cette façon.

Le voyage de NANSEN avec le « *Fram* », de 1893 à 1896, a eu, entre autre résultat, celui d'apporter sur la composition des eaux du bassin polaire arctique des renseignements inédits. L'examen des températures et salinités a prouvé que toute la tranche superficielle, jusqu'à 250 mètres bien souvent, est constituée par une eau de 28 à 35 de salinité, descendant parfois même bien au-dessous, à la surface, par suite de la fusion de la glace en été. A 100 mètres, elle est de 33 à 34,60. C'est l'eau polaire type, de très basse température, sauf en été, dans les fissures de la banquise. La température en est toujours inférieure à 0° et souvent voisine du point de glace. Au-dessous de cette couche d'eau polaire, se trouve une tranche d'eau de plus de 35, et au delà de 1.000 mètres de plus de 35,2, jusqu'au fond. Cette eau de forte salinité comprend deux étages : un premier étage de 250 à 900 ou 1.000 mètres, dont la température est supérieure à 0°, et un deuxième étage, jusqu'au fond, à températures inférieures à 0°.

Il existe donc, dans tout le bassin, une couche épaisse de plus de 200 mètres d'une eau de faible salinité, entretenue par les apports des fleuves sibériens et par la couche de glace qui empêche la neige de se mélanger rapidement avec l'eau de mer. Quand la neige fond en été, dans les anfractuosités et les fissures de la banquise, la température peut dépasser 0°, l'eau de fusion atteint une épaisseur de 2 mètres et une salinité qui tombe à 2‰. Au-dessous, la température de l'eau polaire est très basse, et il est fréquent que la glace s'y forme, en croûte mince, dans la région de contrastes de salinités, et remonte en surface. Comme cette eau polaire inférieure est notablement plus lourde que la pellicule de surface, la légère tranche supérieure même refroidie ne peut couler et gèle *in situ*. Les cryohydrates, qui se forment, n'influencent pas la salinité environnante au delà de la profondeur d'une vingtaine de mètres. Il n'y a vraiment que cette tranche peu épaisse qui soit influencée par le jeu du gel et de la fusion.

On ne peut donc expliquer par des phénomènes cryoscopiques la coïncidence, en profondeur, d'une basse température et d'une forte salinité. Toutes les sections révèlent l'existence de la tendance de ces eaux à occuper la droite des chenaux dans le sens de leur mouvement. Ce sont bien des eaux d'origine atlantique. C'est l'eau atlantique elle-même qui a baissé de température.

L'explication nous est donnée par le fait qu'en mai 1900, WOLLEBAEK ayant pris des températures et des salinités par 71°48' et 49°38' Est, a trouvé en surface 34,94 de salinité et —1°22, tandis qu'à 120 mètres la température descendait jusqu'à —1°8 et la salinité montait à 35,28. A 60 mètres la salinité était de 35 et la température —1°6. On voit qu'à cette époque la surface de la mer était couverte d'une eau bien voisine comme salinité de l'eau atlantique, et que par conséquent, elle avait dû, tout l'hiver précédent, être soumise aux basses températures de la région. On comprend alors, si le phénomène est fréquent, ce à quoi rien ne s'oppose, car l'eau atlantique avance en Mer de Barentz jusqu'en octobre, que c'est le refroidissement hivernal qui produit ce que nous avons signalé. Les molécules d'eau atlantique refroidies coulent, et quand la transgression estivale suivante se produit, cette masse froide accompagne le mouvement.

La distribution des isothermes de fond est bien loin de présenter chaque année

la répartition de la carte 16. En juillet 1932, par $71^{\circ}18'$ et $42^{\circ}23'$ de longitude, où notre carte donne une température de fond de $-1^{\circ}2$ à $-1^{\circ}4$, nous avons trouvé $+1^{\circ}8$ dès le premier mois. Les fonds sont couverts de bulots, pétoncles, crabes, étoiles et oursins, toute une faune qui ne subsisterait pas à une température constamment inférieure à -1° . La sonde accusait 180 mètres. Le 4 juillet, par $71^{\circ}10'$ et $42^{\circ}00'$, à 202 mètres, il y avait $+1^{\circ}4$. Le 9 juillet, toute la région précédente était passée sous l'eau froide. La pêcherie s'était déplacée jusque par $71^{\circ}18'$ et $41^{\circ}23'$, température à 124 mètres sur le fond $+0^{\circ}2$. Deux jours plus tard, nous trouvions par $71^{\circ}12'$ et $41^{\circ}00'$, à 220 mètres, une température de $+1^{\circ}$, tandis que la région abandonnée passait au-dessous de 0° . Ceci n'empêchait pas la surface de s'échauffer progressivement : le 1^{er} juillet, $4^{\circ}5$; le 4 juillet, 5° ; le 9 juillet, $5^{\circ}5$; le 11 juillet, 6° . Le 20 juillet, après une absence pour ravitaillement, nous retrouvons, encore plus à l'Ouest, par $70^{\circ}50'$ et $40^{\circ}10'$, en surface $6^{\circ}2$, et au fond, à 210 mètres, $+1^{\circ}5$. Le 23 juillet, étant remonté sous la même latitude, $71^{\circ}12'$ par $40^{\circ}20'$ de longitude, nous avons en surface $7^{\circ}5$ et à 210 mètres $+0^{\circ}7$. L'invasion d'eau froide continuait lentement, et elle a duré au moins jusqu'à la mi-août, où les pêcheurs ont dû quitter la région faute de poisson.

Entre temps, nous avons fait le 18 juillet une tentative par $70^{\circ}12'$ et $39^{\circ}50'$, où la surface avait 6° et le fond, à 190 mètres, $+2^{\circ}3$. Toutes ces températures sont beaucoup plus élevées que celles que nous donne notre schéma.

En résumé, il est incontestable que, pour les mêmes raisons de densité qu'ailleurs, les eaux sont en mouvement, dans toute la tranche, de la surface au fond. Il ne peut s'agir d'influences atmosphériques; les vents, faibles à ce moment, sont essentiellement variables en direction et incapables d'une répercussion à pareille profondeur. Des croisières océanographiques courtes et discontinues d'une année à l'autre, ne peuvent nous renseigner sur la situation et seraient susceptibles de provoquer des conclusions prématurées. Il faudrait une série d'explorations s'étendant sur un minimum de douze ans, pour boucler largement les cycles de transgression, et retomber sur un mouvement périodique que tout laisse déjà entrevoir. Ensuite on pourra prévoir, dans leurs grandes lignes, des phénomènes qui semblent actuellement contradictoires. D'ici là, il faut se contenter de résultats empiriques. Pour la marée, étudiée depuis longtemps, on a dû tenir compte de la combinaison d'un grand nombre d'ondes, 36 en pratique, d'amplitudes, de longueurs, de vitesses différentes, de situations quelconques, d'où peuvent dériver évidemment des résultats très variés. C'est ainsi que le rapport d'amplitude de l'onde solaire à l'onde lunaire, égal à $1/7,1$ à Sandy-Hook, passe à $1/2,7$ à Brest, et à 6 en Malaisie. Dans le premier cas la marée est presque uniquement lunaire, dans le second cas, le soleil a six fois plus d'action que la lune. Des perturbations analogues, très probables, dans le régime des transgressions, ne peuvent s'analyser pour le moment.

Nous savons que le mouvement transgressif est dû à des variations de densité, que cette densité elle-même est fonction de l'échauffement, variable avec les saisons et variable avec le rayonnement solaire. Voilà déjà deux périodes, celle qui influence les déclinaisons solaires, celle qui modifie la latitude des taches. Il y en a bien d'autres, celle de la révolution de la ligne des nœuds de l'orbite lunaire, par exemple, qui nous ramène au mouvement des marées. La combinaison de toutes ces ondes est si complexe que l'on ne peut à l'heure actuelle qu'effleurer la question. C'est par des relevés nombreux, à toute saison, et pendant plusieurs années, que l'on finira par en saisir les

modalités fondamentales, au point de parvenir à la prévision du caractère annuel. Mais si l'on abandonnait ces recherches, sous prétexte que, dans un cas particulier, la théorie est en défaut, on ferait preuve à mon sens de peu d'esprit critique. Une onde insoupçonnée aurait fort bien pu, à ce moment, être à son maximum; il y aurait lieu d'en noter l'apparition et d'en surveiller le retour, afin de la faire entrer un jour dans le cadre général avec son importance relative.

Considérons la section XII *ter*. Elle représente les isopycnes de la coupe. Celles-ci indiquent le sens de la pression exercée par les molécules d'eau les unes sur les autres, et dont l'intégration produit le courant. Les eaux tendent à s'écouler des densités les plus faibles vers les plus fortes, c'est-à-dire à remonter les courbes d'égale densité, de façon à permettre aux densités fortes de faire le mouvement inverse pour rétablir l'équilibre. Les flèches rendent compte du sens dans lequel s'effectuera la poussée. D'une part, les eaux côtières de Norvège au Sud, tendront à dominer les eaux atlantiques. D'autre part, au Nord, les eaux polaires tendront à s'étendre vers le Sud et à dominer l'eau atlantique. Ce second mouvement sera encore favorisé par la rotation de la terre et contribuera à dévier les eaux chaudes vers la droite de leur trajectoire. Mais les eaux côtières de droite les empêcheront d'atteindre les rivages, au moins au niveau supérieur. Elles dévieront alors vers le Nord et doubleront la Nouvelle-Zemble. Mais ce sera pour couler, dès qu'elles seront refroidies, sous les eaux moins salées.

Et sous ce rapport, il nous est impossible de ne pas faire ici un rapprochement avec les phénomènes que l'on constate dans la Mer de Baffin. Tout à coup, au milieu de la glace compacte, s'étendent des zones souvent importantes de mer libre. Elles sont causées par une résurgence des eaux de pente relativement chaudes qu'entraîne le mouvement de poussée des eaux atlantiques, lequel s'exerce bien au Sud, au-delà du détroit de Davis et par conséquent fort loin d'elles. Le glissement des molécules d'eau les unes sur les autres peut ainsi amener des résultats locaux inattendus. Mais, d'une façon générale, en Mer de Barentz par exemple, l'eau atlantique se refroidit progressivement en avançant et finit par couler sous l'eau polaire. Et c'est pourquoi la configuration géographique rend certaines hypothèses non pas seulement risquées mais inadmissibles.

On racontait, cet été, qu'un ingénieur russe aurait formé le rêve de transformer la Sibérie du Nord, sur une certaine étendue de ses plages glacées, en Eden, par l'obturation du détroit de Kara. Ainsi le Gulf-Stream (?) ne serait plus refoulé par le courant froid descendant de la Mer de Kara et pourrait contourner la Nouvelle-Zemble pour réchauffer ensuite le Nord sibérien... Il n'y a qu'un obstacle à ce rêve : c'est que le courant froid de la Mer de Kara n'est qu'un élément très secondaire du déversement continu du bassin polaire vers l'Atlantique. Une partie beaucoup plus importante s'en échappe par le passage entre la Nouvelle-Zemble et l'Archipel François-Joseph, de même que le flot principal, formidable celui-là, descend le long du Groëland, sous la glace. C'est lui qui a emmené la « *Jeanette* » et le « *Fram* ». Bouchons le détroit de Kara. L'eau atlantique qui ne passe pas ce détroit fera le tour de la Nouvelle-Zemble et coulera au-delà sous l'eau polaire, exactement comme elle le fait actuellement. Il n'y aura rien de changé. Sauf, cependant, l'arrêt d'un petit mouvement d'eau de pente, réchauffée en été par la chaleur solaire et qui s'insinue (à droite, comme il convient), le long de l'île Vaïgatch. Ce filet d'eau relativement chaud étant supprimé par le barrage, il est probable que, dans la Mer de Kara, le dégel sera simplement retardé.

Pour amener les eaux chaudes dans la région, il faudrait au contraire une nouvel effondrement du plateau continental de la Mer de Barentz. Alors une masse plus importante d'eau atlantique pénétrerait dans le Chenal et une branche s'insinuerait le long de la côte. C'est un phénomène analogue qui a dû se passer à une époque récente, de la Mer du Nord à l'Islande et au Groënland, par l'enfoncement du seuil Wiwille Thomson. Jadis la côte Est du Groënland, depuis Augmassalik jusqu'à Farewell, connaissait d'autres températures, et il est évident que les eaux atlantiques, entraînées dans leur mouvement sinistroyre par la rencontre d'un obstacle, baignaient alors les côtes groënlandaises plus abondamment qu'aujourd'hui. Il en résultait pendant une partie de l'année, plus d'abondance dans la descente des eaux continentales à travers la Mer du Nord et la Manche, et l'on comprend ainsi que des pêcheries de morue aient pu exister jusqu'au XII^e siècle de Dunkerque au Havre.

Les travaux récents (1927 à 1931), poursuivis dans la Mer de Barentz par l'Institut Océanographique d'Etat, qui a remplacé l'Institut Scientifique Maritime Russe, apportent sur la circulation générale des eaux dans la Mer de Barentz des éléments nouveaux qu'il est indispensable de mettre en relief.

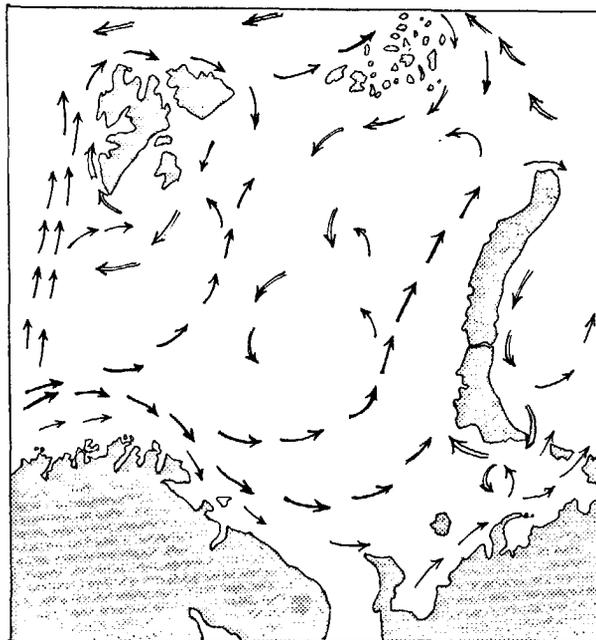
Du travail de A. SOKOLOW (*Transactions of the Oceanographical Institute*, Vol. II, N° 2, 1932) il résulte que l'eau atlantique ne pénètre pas dans la Mer de Barentz simplement par le chenal, comme nous l'avons indiqué plus haut, mais également entre le Spitzberg et l'Archipel François-Joseph, et également entre ce dernier et la Nouvelle-Zemble. Les traits géographiques du fond ont une influence importante sur la distribution des eaux. Il en résulte qu'au lieu de considérer cette circulation comme un tout, il est nécessaire d'envisager un certain nombre de régions bien caractérisées. Ces deux éléments nouveaux d'introduction d'eaux atlantiques dans ce domaine constitueront des mouvements cycloniques, dont l'influence mutuelle modifiera la circulation générale.

Bien des lacunes subsistent encore dans l'étude entreprise par l'Institut Océanographique d'Etat, mais déjà, on voit se dessiner, à côté du grand mouvement cyclonique dont nous avons parlé, et qui constitue le régime des eaux du Sud-Ouest et du Centre, trois autres girations sinistroyres, à l'Est du plateau du Spitzberg, au Sud de l'archipel François-Joseph et dans le détroit qui sépare ce dernier de la Nouvelle-Zemble.

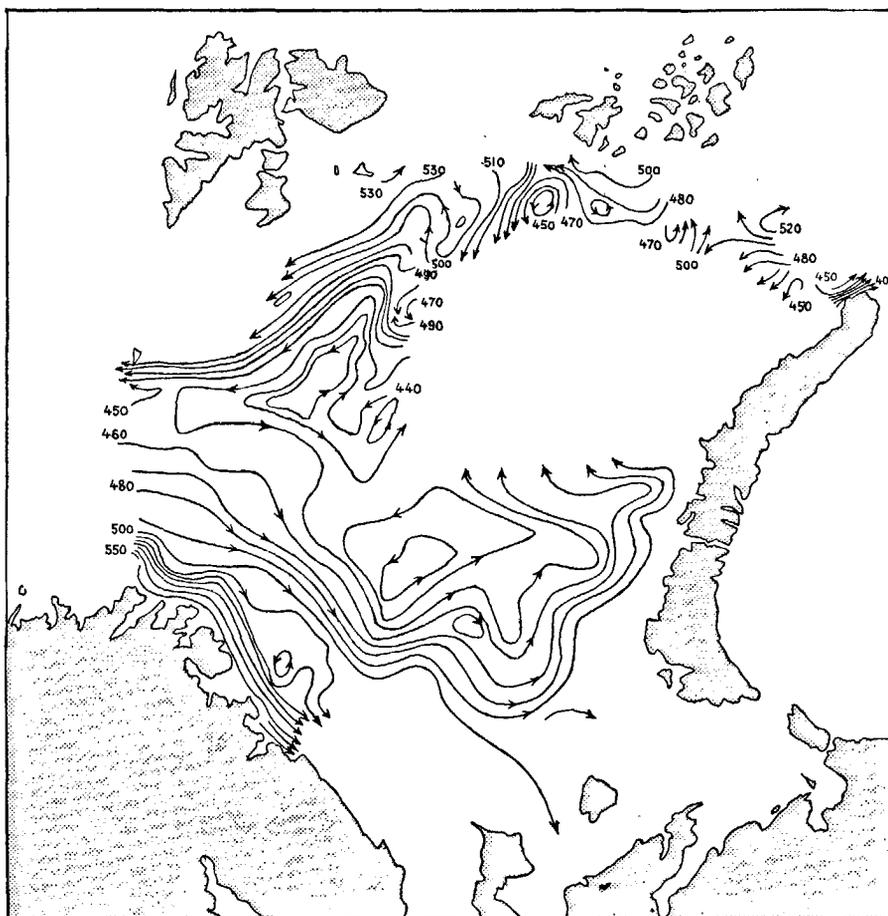
Les deux schémas que nous donnons, cartes 17 et 18, représentent : la première, la direction générale des courants; la deuxième, les surfaces de même hauteur dynamique et le sens des mouvements des molécules.

Les travaux hydrochimiques de l'Institut Océanographique Russe de 1927 à 1930 vont nous donner quelques précisions sur la nature des eaux de la Mer de Barentz au point de vue de leur composition chimique. J'emprunte les renseignements qui vont suivre à l'étude de S.-W. BRUJEWICZ, parue dans les Rapports de l'Institut (22 avril 1931, Moscou).

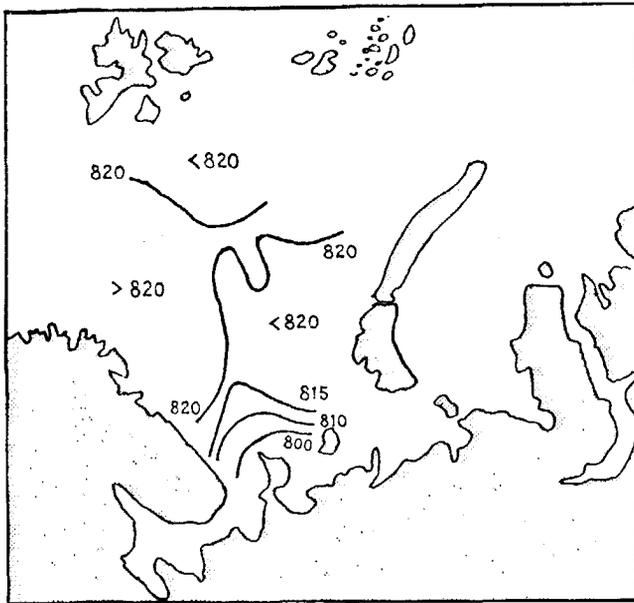
Les quatre croquis (carte 19) relatifs à la Mer de Barentz dans son ensemble, nous donnent un aperçu de la situation pendant l'été 1927. Les quatre croquis (carte 20) nous indiquent la situation au point de vue salinité et température de la région fréquentée par nos pêcheurs depuis 1930. Elle est relative à 1929 (mois de juillet). Les quatre croquis (carte 21) donnent la concentration en ions hydrogène et le pourcentage d'oxygène à la surface et au fond. On voit que le pH s'élève à 8,20 en surface,



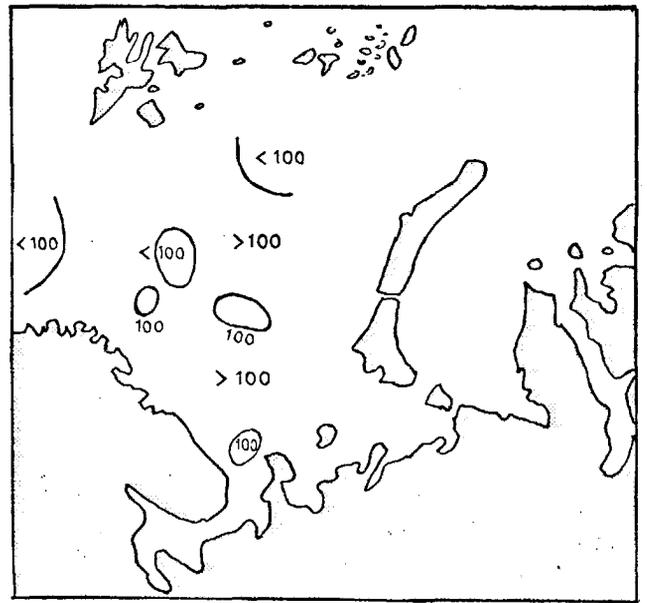
CARTE 17. - Circulation des eaux de la Mer de Barentz.



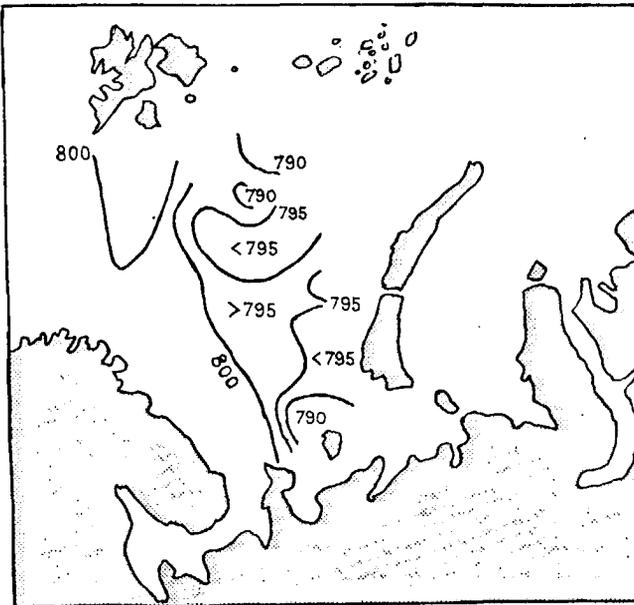
CARTE 18. - Carte dynamique de la Mer de Barentz. (d'après Sokolow.)



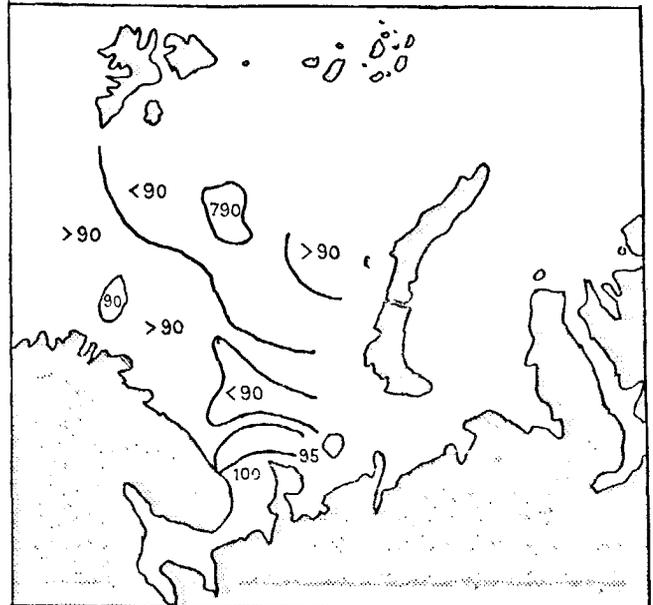
p. H. Surface



% O². Surface



p. H. au fond



% O² - au fond

CARTE 19. - Situation en Juillet-Septembre 1927.

8,00 au fond, valeurs supérieures à celles de la Mer de Baffin où le « *Michael Sarz* », en 1924, signalait 8,10 en surface, 8,00 à 50 mètres et 7,90 à 200 mètres. Dans les deux cas, c'est vers 20 à 25 mètres que l'on signale le maximum. Les plus petites valeurs du pH ont été trouvées sur les confins des eaux atlantiques et arctiques, près de l'île aux Ours.

Ces valeurs sont susceptibles de varier au cours de l'année. Par suite de la circulation verticale, en hiver, les valeurs du pH sont identiques dans toute la masse, moins alcalines que dans la couche photosynthétique d'été, mais plus alcalines que les couches du fond, en été. Au commencement de l'été hydrologique, les valeurs du pH croissent dans la couche de surface et diminuent dans celle du fond. Les valeurs relevées dans le Nord sont plus fortes que dans le Sud. En septembre il y a formation d'un maximum un peu au-dessous de la surface, comme nous l'avons signalé. Au commencement de l'automne, le mélange et le refroidissement des eaux amènent le passage aux conditions hivernales, qui commence au Nord. Dans le centre de la Mer de Barentz, la présence du minimum de valeur du pH, 7,95, est l'indice d'une stagnation relative des eaux. C'est bien ce que nous a révélé l'étude dynamique.

A la limite de la Mer de Barentz et de la Mer Blanche on constata en juillet 1927 que les basses valeurs du pH étaient en surface et les plus fortes au fond, en même temps que le pourcentage d'oxygène dissous était supérieur à 100. Ce fait est causé par la situation hydrologique au début de l'été. A ce moment, l'eau de la Mer Blanche déjà chauffée, mais moins salée, passe au-dessus des eaux atlantiques, tandis que vers la fin de l'été, l'eau étant devenue plus chaude en Mer de Barentz, le mélange s'accomplit et le pH devient uniforme de la surface au fond.

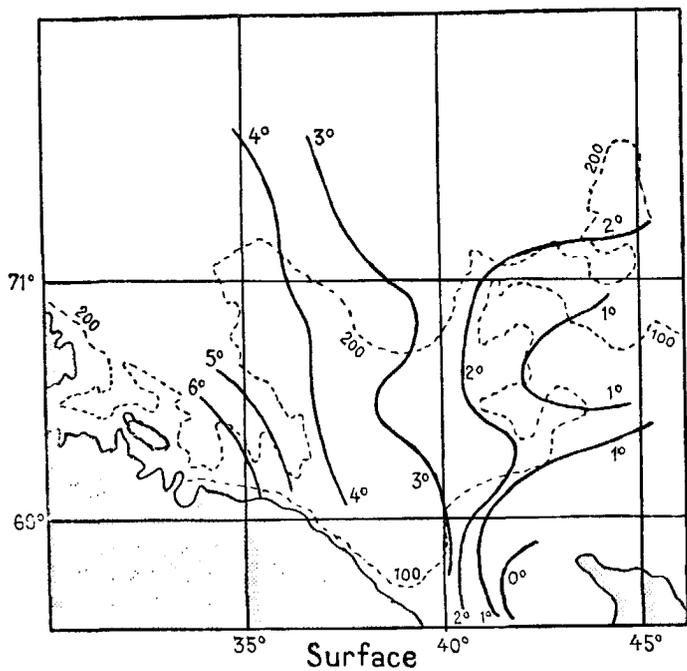
Dans la partie Nord de la Mer de Barentz, la tranche d'eau est divisée en trois couches : celle du dessus jusqu'à 25 ou 50 mètres est diluée d'eau douce provenant du dégel, relativement chaude, et le pH accuse des valeurs de 8,20; ensuite vient une couche d'eau froide, comprise entre les isothermes de -1° supérieure et inférieure. La valeur du pH est de 8,05 à 8,10; enfin il existe une couche d'eau de température comprise entre -1° et 0° , pH 7,95.

Enfin, les eaux atlantiques qui pénètrent en Mer de Barentz par le Nord, entre le Spitzberg et l'archipel François-Joseph, ou de là à la Nouvelle-Zemble, ne présentent pas de différences au point de vue du pH. On constate seulement que leur pourcentage d'oxygène est plus élevé.

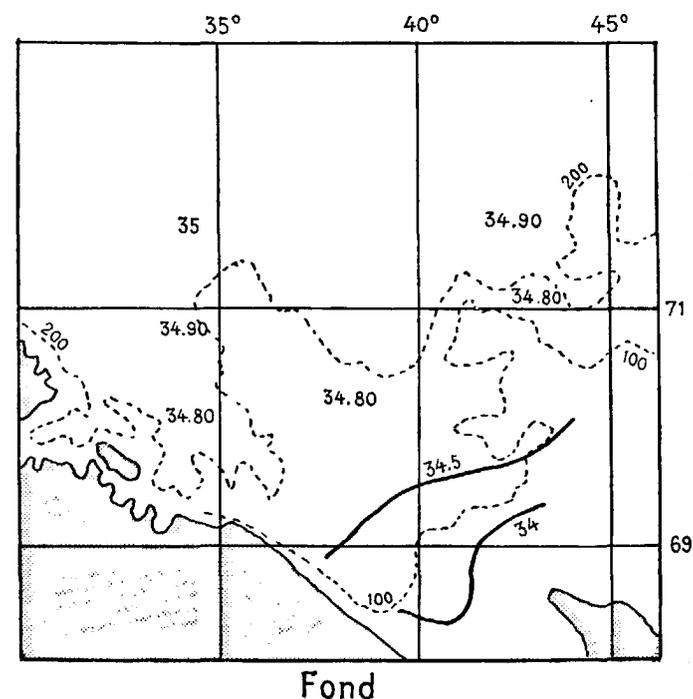
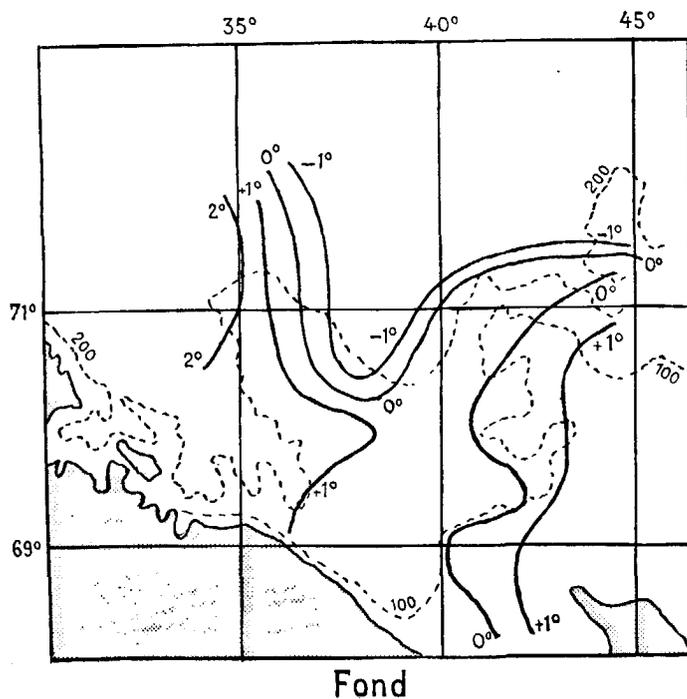
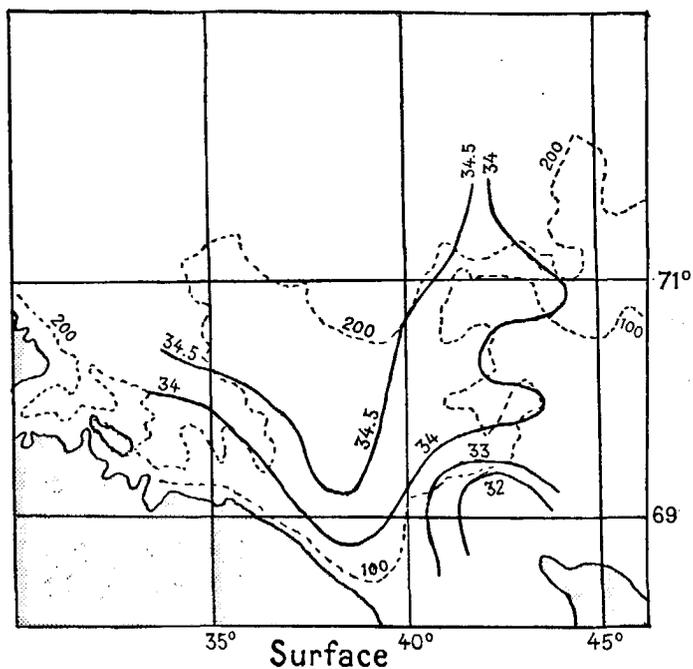
Le pourcentage de saturation d'oxygène est supérieur à 100 en été, et plus bas en hiver. La Mer de Barentz se présente comme très aérée. Alors que dans la Mer de Baffin, le « *Michael Sars* » signale 94 en surface en août, 104 vers 25 mètres, 86 à 100 mètres, 74 à 300 mètres, c'est par exception que le pourcentage tombe à 85 % dans la Mer de Barentz. Au début de l'été, les plus fortes valeurs se rencontrent dans l'extrême Nord, d'où ces hautes valeurs progressent vers le Sud. A la fin de l'été, le maximum est observé dans la tranche de 20 à 25 mètres et atteint 123 %. En automne, la circulation verticale abaisse le pourcentage en oxygène qui atteint de la surface au fond une valeur uniforme variant de 90 à 100 %.

La distribution des nitrates est uniforme de la surface au fond en hiver. Mais avec l'été, les nitrates décroissent rapidement en surface et tandis que l'on compte 200 à 250 milligrammes par mètre cube à l'Ouest de la Mer de Barentz, il n'y a plus

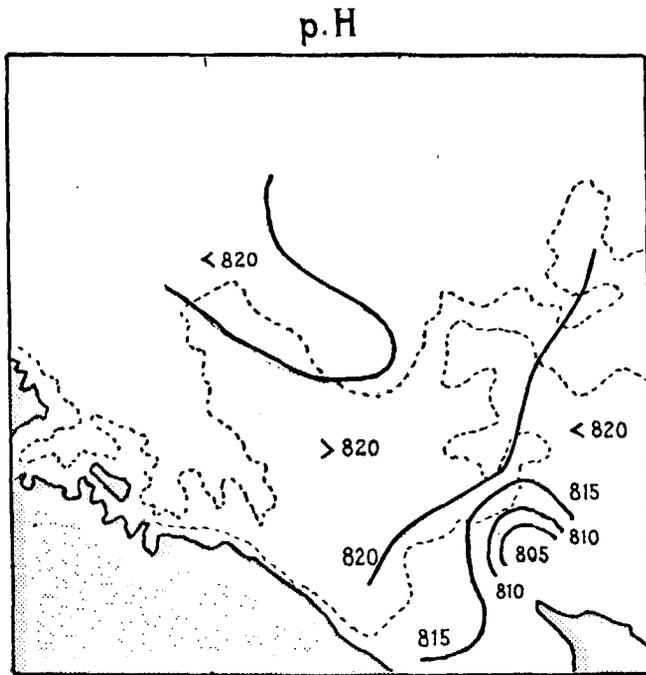
TEMPÉRATURE



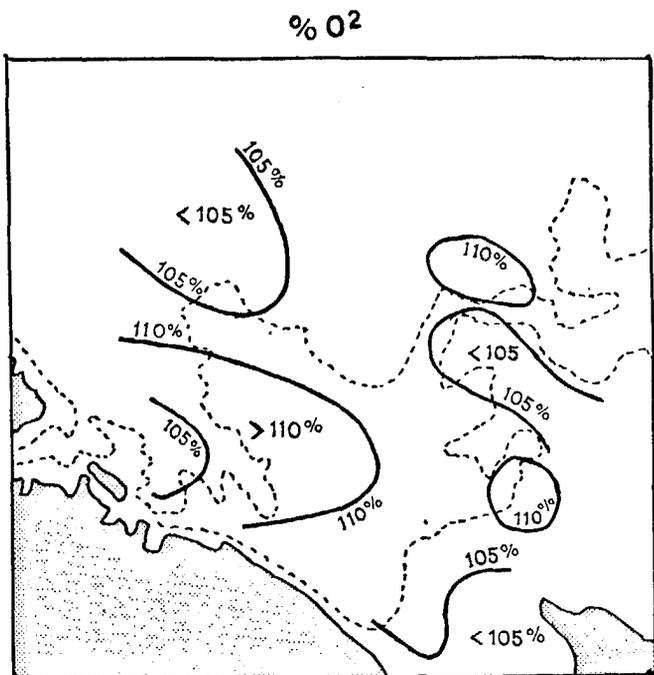
SALINITÉ



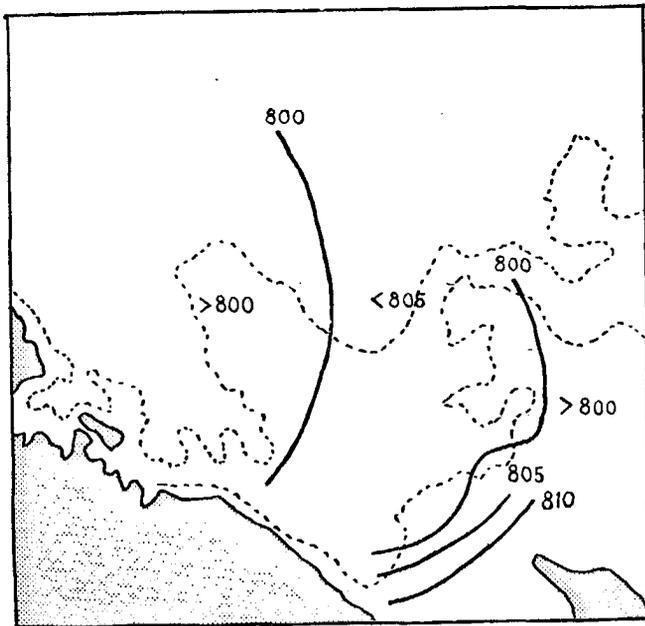
CARTE 20. - Situation en Juillet 1929,



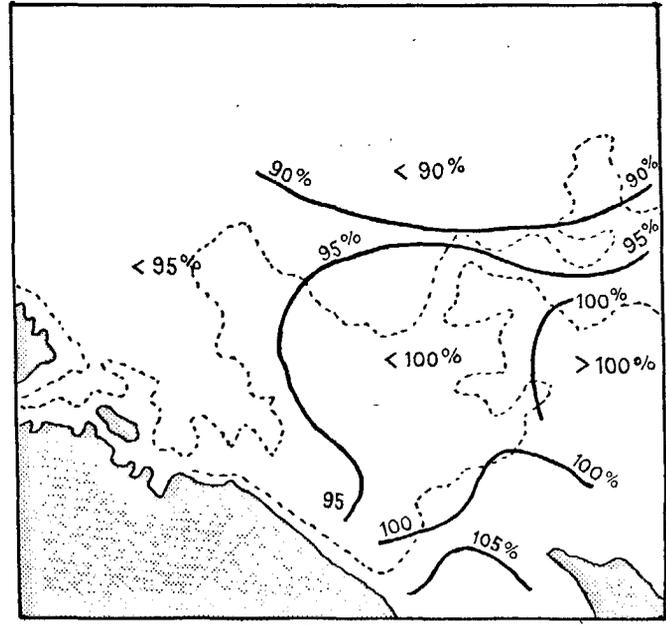
Surface



Surface



Fond



Fond

CARTE 21. - Situation en Juillet 1929.

que 7 à 10 milligrammes en surface. Au cap Kanin on signale en surface de 43 à 105, et au fond de 200 à 230. Au Nord, la couche supérieure en renferme 50, la couche intermédiaire 200, et le fond de 260 à 460.

De même, les phosphates, dans l'Ouest, vont de quelques milligrammes par mètre cube à 30 milligrammes au fond, tandis que ce chiffre tombe à 15 sur les fonds de la côte Mourmane et monte à 35 dans le Nord.

Ces chiffres sont à rapprocher de ceux que donne M. ATKINS, à la suite des analyses qu'il a faites au large de Plymouth. Les quantités de phosphates par mètre cube varient en Manche de 32 à 25 milligrammes en février à 12 milligrammes en juillet-août. Les nitrates varient de 70 milligrammes en hiver à moins de 10 milligrammes en été. Les valeurs sont les mêmes en surface et à 50 mètres en été, mais deviennent très faibles et tombent à 2 ou 3 milligrammes de mai à août.

Il y a donc, de ce fait, une très grande supériorité en faveur de la Mer de Barentz quant à la possibilité de développement du plankton.

La distribution des nitrites est intéressante. En été on n'en trouve pas dans la couche de 0 à 25 mètres. Le maximum se rencontre de 50 à 100 mètres, plus rarement au-dessous, et s'élève de quelques dixièmes de milligrammes à 14,7. Au fond, on ne trouve plus que des dixièmes de milligrammes. En hiver, le contenu de nitrites tombe à des dixièmes par mètre cube. Le contenu maximum que l'on remarque dans la couche de 50 à 100 mètres, saturée d'oxygène et de pH élevé, est lié à la production du plankton. Cette accumulation de nitrites à cet étage peut s'expliquer comme un résultat de l'oxydation des déchets de plankton, ou comme le résultat de l'activité des bactéries dénitrifiantes, dans une zone enrichie par des substances organiques.

On constate, en général, une certaine différence entre les eaux arctiques et les eaux atlantiques de part et d'autre du méridien de Kola. Les eaux arctiques sont plus riches en phosphates et nitrates.

Déjà NANSEN, en 1896, avait fait remarquer l'importance considérable que présente au point de vue du développement ultérieur de la vie organique cette réserve d'eau continentale immense que constitue la couche de moins de 250 mètres du bassin polaire. Dans les chenaux étroits entre les blocs de glace, en été, quand il fait jour, et qu'il ne gèle pas, le phytoplankton peut se développer, mais cette multiplication est bientôt arrêtée par deux causes : la pellicule douce défavorable et les variations continuelles de température et de reprise de gel. Cette rareté de la vie végétale est la cause de l'extrême rareté de la vie animale. L'absence partielle de vie organique accroît la quantité relative de ces constituants de l'eau de mer qui sont d'une importance essentielle dans la production et le maintien des organismes. Par les eaux de terre spécialement, par les rivières sibériennes et américaines, le bassin polaire s'enrichit continuellement en constituants organiques : nitrates, phosphates et silices. La basse température agit comme la couverture de glace pour retarder le développement de la vie et, de plus, elle favorise l'absorption d'ammoniaque. Les variations de quantités d'oxygène libre, d'azote sous forme de gaz, d'acide carbonique libre, peuvent être de peu d'importance, mais cependant il faut tenir compte du fait que la capacité d'absorption de ces gaz augmente par suite de la basse température. Il en résulte une véritable sursaturation de l'eau. Quand le courant l'amène enfin dans des régions plus favorables, lorsque la glace fond et que la lumière peut accéder à la surface, la formation de chlorophylle devient

possible, la température, s'accroissant en même temps, facilite l'assimilation des substances nutritives et le résultat est une floraison végétale intense et soudaine. Dès que l'eau polaire atteint l'eau atlantique, la vie animale se développe également. A ce moment, l'activité des bactéries dénitrifiantes est maintenue en respect par la basse température, d'où amélioration des conditions d'une vie organique intense.

On comprend alors que l'eau de surface du bassin polaire possède des conditions particulièrement favorables à la vie organique. On sait également que les eaux froides contiennent plus d'acide phosphorique et de silice que les eaux plus chaudes.

On peut donc considérer en résumé l'immense bassin polaire comme une réserve naturelle de constituants organiques, sans cesse renouvelée par les apports des fleuves, lentement conduite par les courants sous-marins jusqu'à l'eau libre, en conservant sous sa carapace de glace toutes ses propriétés, et prête à alimenter, dès que la glace étant fondue, l'action photosynthétique sera possible, une prodigieuse éclosion de vie organique.
