

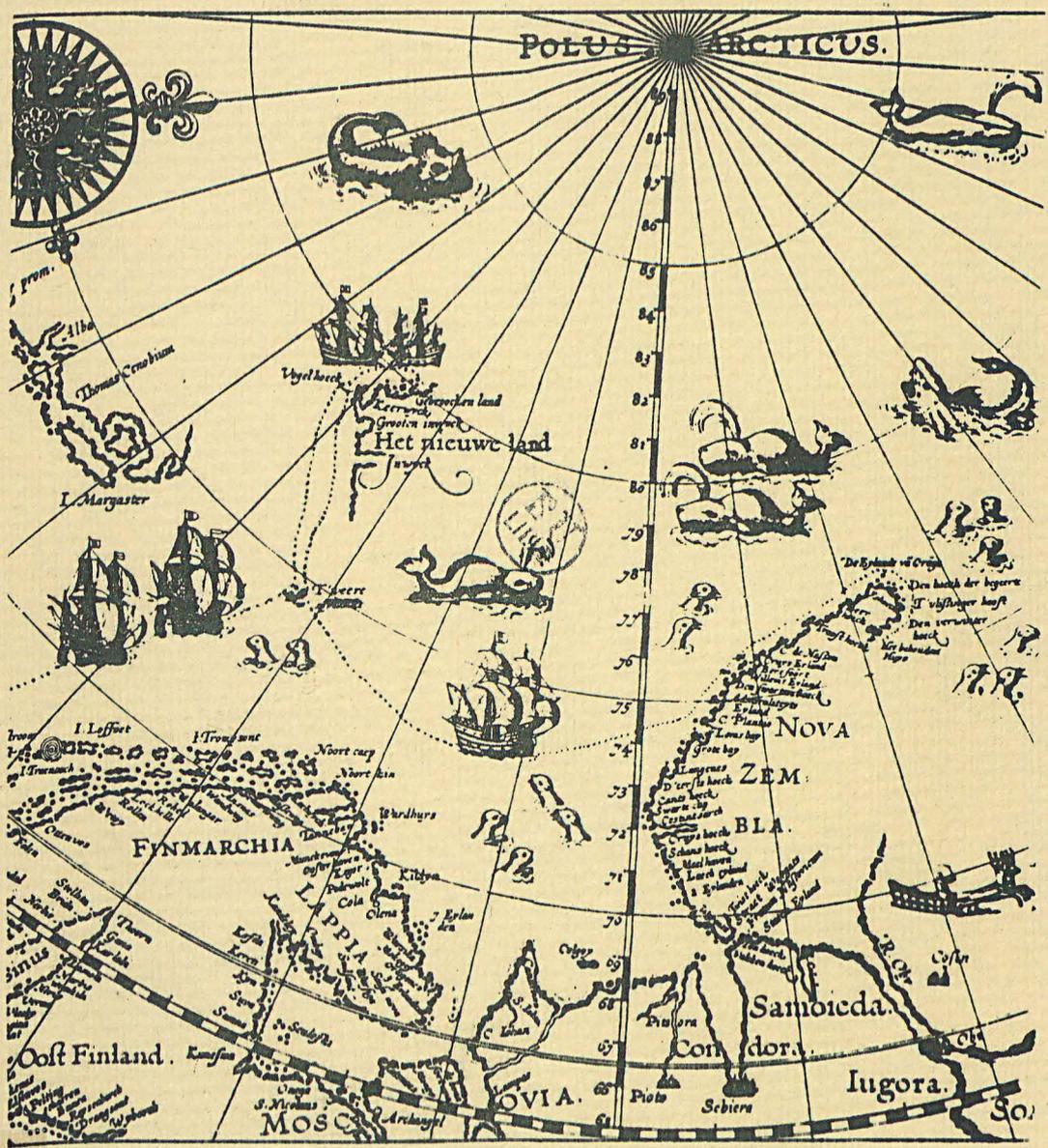
50377
1982
202-1

50377
1982
202-1

mard

Recherches sur LES CLIMATS OCEANIQUES DU SECTEUR ARCTIQUE EUROPEEN

Températures, Circulation atmosphérique et glaces marines.



Volume 1
TEXTES

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

Thèse pour le Doctorat de 3e cycle



50377
1982
202-1

1

Claude DUPLESSIS-KERGOMARD

Agrégé de Géographie

50377
1982
202-1

RECHERCHES SUR LES CLIMATS OCEANIQUES
DU SECTEUR ARCTIQUE EUROPEEN
ET LEUR VARIABILITE

TEMPÉRATURES, CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE ET GLACES MARINES

*Thèse de Doctorat de 3e cycle en Géographie Physique
soutenue le 5 Novembre 1982 à l'Université
des Sciences et Techniques de Lille*



JURY

Président : M. P. PAGNEY, Professeur à l'Université de Paris IV
Rapporteur : M. P. BIAYS, Professeur à l'Université de Lille I
Mme A. MOIGN, Professeur à l'Université de Brest
Melle M. DACHARRY, Professeur à l'Université de Lille I

AVANT-PROPOS

C'est sur le terrain, au Spitsberg occidental, au cours de trois séjours d'été où il a été possible de constater les effets de la variabilité des températures et de l'extension des glaces, qu'a germé l'idée de ce travail. Au moment où il se termine, il m'est agréable de remercier mes amis, géographes ou non, qui m'ont accompagné et parfois fait part de leurs réflexions.

Ma reconnaissance ira également à Monsieur BIAYS qui après avoir été mon professeur et avoir ainsi éveillé mon intérêt pour l'Arctique et pour la Climatologie, m'a accueilli au sein du Laboratoire de Climatologie et Hydrologie de l'Université de Lille I et de la RCP 591. Dans la direction de ce travail, il m'a constamment encouragé et fait profiter de nombreux conseils. Je dois également beaucoup à mes collègues au sein du laboratoire, D. JANQUEIX-YACONO et G. PETIT-RENAUD, dont les thèmes de recherche sont proches du mien et qui m'ont apporté leur expérience et ouvert leur documentation personnelle.

L'accueil des services norvégiens, particulièrement l'Institut Météorologique (Det Norske Meteorologiske Institutt) à Oslo-Blindern et l'Institut Polaire (Norsk Polarinstitut), a toujours été très bienveillant ; c'est à ces services, ainsi qu'au Meteorological Office britannique et à la bibliothèque de la Météorologie Nationale à Paris, que je dois d'avoir pu réunir toutes les données climatologiques et glaciologiques utilisées. Au Spitsberg également j'ai pu apprécier la discrète serviabilité qui reste pour moi un des caractères dominants du peuple norvégien.

Un séjour en Pologne, que je dois aux accords de coopération entre les Universités de Lille et de Wroclaw, m'a permis de consulter les travaux, fondamentaux mais mal connus en raison d'une diffusion restreinte, des chercheurs qui ont séjourné à la base de Hornsund, travaux que j'ai abondamment utilisés dans cette thèse. Je tiens à remercier les organisateurs des échanges et les collègues et amis qui m'ont accueilli en Pologne.

.../

Très nombreuses sont les personnes qui ont contribué, scientifiquement, matériellement et moralement à l'achèvement de cette thèse et je ne peux les citer toutes. Je nommerai cependant Monsieur le Professeur MALAURIE, qui m'a ouvert les portes de la bibliothèque du Centre d'Etudes Arctiques, Monsieur le Professeur PEGUY qui à l'occasion de la parution d'un article dans les *Mélanges* qui lui sont dédiés m'a fait part de ses réflexions sur le problème de la variabilité climatique, Mesdames et Messieurs les Professeurs DACHARRY, MOIGN et PAGNEY qui ont accepté de constituer le jury de cette thèse, mes collègues et tout le personnel de l'Institut de Géographie de Lille.

Je n'oublie pas mes proches, qui sans toujours partager ma passion pour des pays bien froids, ont su la respecter et en supporter les inconvénients.

A tous, merci.

I N T R O D U C T I O N :

CADRE, LIMITES ET MÉTHODES DE L'ÉTUDE

Du 70e parallèle et des côtes septentrionales de la Scandinavie aux limites de la banquise permanente, au-delà des archipels du Svalbard et de la Terre François-Joseph, du Groenland oriental à la Nouvelle-Zemble, l'Arctique Européen constitue un vaste domaine (près de 3 millions de km²) maritime et insulaire, largement ouvert sur l'Atlantique et l'Océan Arctique. Ce caractère maritime et sa situation, au principal point d'échanges hydrologiques et atmosphériques entre les hautes et moyennes latitudes, confèrent à l'Arctique européen son originalité par rapport au reste de l'Arctique.

Les stations littorales ou insulaires de cet ensemble constituent les exemples les plus classiques de climat "polaire océanique", mais il n'en existe pas de véritable étude de climatologie régionale. Ce travail, effectué dans le cadre d'une thèse de troisième cycle, ne prétend pas, loin de là, en tenir lieu. L'absence de station véritablement "maritime" est, bien entendu, un premier obstacle : dans quelle mesure les stations littorales et insulaires choisies dans cette étude expriment-elles le climat des espaces marins qui les environnent ? Cette difficulté, inhérente à toute étude de climatologie maritime, pose le problème de la définition des climats océaniques et ne peut être véritablement résolue ici (cf. p 14).

"Les régions polaires sont le domaine du froid. Celui-ci résulte des dispositions radiatives liées à la latitude et à la présence d'englacements, pour l'essentiel fossiles" (P. PÂGNEY, 1978). Des éléments séparatifs qui expriment le climat, nous n'avons donc retenu que les températures, qui en constituent, par suite du déficit énergétique propre aux hautes latitudes, l'aspect le plus caractéristique. Si le bilan radiatif explique globalement le froid des hautes latitudes, c'est dans la circulation atmosphérique, que, suivant en cela la voie de la "Climatologie Physique" définie par P. PEDELABORDE (1957), nous avons cherché l'explication de la variation, dans le temps et dans l'espace, des températures.

Dans l'ensemble des régions polaires boréales, le trait le plus original de l'Arctique Européen est sans doute la juxtaposition de vastes étendues marines constamment libres de glaces et de surfaces saisonnièrement englacées. La limite des glaces y est éminemment variable. Ces variations saisonnières et interannuelles de la limite des glaces reflètent-elles celles des températures et de la circulation atmosphérique ? La troisième partie de ce travail souhaite apporter quelques réponses...

I - LE CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'ETUDE

1. LA TERRE ET LA MER : ASPECTS STRUCTURAUX (cf. fig 1)

L'Arctique Européen juxtapose deux ensembles maritimes, aux caractères structuraux et hydrologiques très différents :

- A l'Ouest, les mers de Norvège et du Groenland (2,7 millions de km² dont environ la moitié au Nord du 70^e parallèle), sont des bassins océaniques, annexes septentrionales de l'Océan Atlantique, séparés par le seuil de Jan Mayen : les profondeurs maximales approchent 4000m. Ces bassins communiquent assez largement avec l'Atlantique d'une part, l'Océan Arctique d'autre part, par des seuils suffisamment profonds pour permettre des échanges hydrologiques de grande ampleur : ce sont le seuil Ecosse-Groenland, de part et d'autre de l'Islande, au Sud, et le seuil de Nansen entre Spitsberg et Groenland, au Nord.

- A l'Est, la mer de Barents (1,5 million de km² environ) est une mer épicontinentale, limitée par les côtes de la Fennoscandie, les archipels du Svalbard et de la Terre François-Joseph, la Nouvelle-Zemble. Cet élément du plateau continental eurasien est une marquetterie de hauts-fonds, sculptés par l'érosion glaciaire, tels le plateau qui joint le Spitsberg aux îles Hopen et Bjørnøya (Ile aux Ours) et de dépressions d'origine tectonique dont la plus caractéristique s'allonge d'Est en Ouest entre l'Ile aux Ours et la Scandinavie. Un talus continental bien marqué sépare ces deux grands ensembles, des îles Lofoten au Spitsberg occidental.

- Les terres émergées, au coeur de ce que nous appelons l'Arctique européen (laissant de côté la Nouvelle-Zemble et le Groenland oriental) appartiennent au domaine morphotectonique du bourrelet scandinave, en bordure du bouclier fennoscandien.

L'archipel du Svalbard (62 500 km²) est formé de 4 îles principales (Spitsberg occidental, Terre du Nord-Est, îles Edge et de Barents) et d'une multitude d'îles plus petites, entre 76°30' et 81° de latitude Nord. Au relief alpin, avec des altitudes atteignant 1700 m de la partie occidentale de l'archipel, développé dans les terrains de la chaîne calédonienne, s'opposent les horizons plus tabulaires de la couverture sédimentaire, primaire et tertiaire, à l'Est. L'englacement de l'archipel approche 90%.

Au Sud le littoral scandinave correspond également à la chaîne calédonienne : les altitudes qui voisinent 1500 m en bordure de la mer de Norvège, s'abaissent vers l'Est à moins de 500 m, lorsque que la chaîne des Scandes fait place, dans le Finmark et la presqu'île de Kola, au bouclier fennoscandien. Le littoral est toujours extrêmement découpé par des fjords. L'englacement se limite aux sommets et reste très faible (1 à 2%).

2. L'HYDROLOGIE MARINE

Les mers arctiques européennes représentent le principal lieu d'échanges hydrologiques entre l'Océan Arctique d'une part, l'Océan Atlantique et même l'ensemble des autres océans d'autre part ; cette situation détermine des contrastes hydrologiques dont la connaissance est essentielle pour la compréhension du climat et de la répartition des glaces.

L'océanographie norvégienne et ses plus illustres représentants (F. NANSEN, B. HELLAND-HANSEN) ont fait de ces mers l'objet de leurs études depuis la fin du XIXe siècle. Leurs travaux, complétés par ceux de chercheurs allemands ou britanniques, donnent une idée précise de la circulation en surface des eaux atlantique et polaire. Les recherches plus récentes, surtout américaines et soviétiques, se sont donné pour but de préciser la

circulation verticale des eaux pour aboutir à un schéma tridimensionnel des échanges et surtout d'évaluer quantitativement les bilans hydrologiques. L'objectif est d'aboutir à un bilan des transferts de chaleur assurés par les courants marins.

Le phénomène essentiel est constitué par le contact entre deux "masses d'eau" fortement contrastées :

- l'eau atlantique, issue des basses latitudes, pénètre en mer de Norvège par le seuil Ecosse-Islande (plus précisément entre les îles Shetland et Faeroe) et secondairement par le courant d'Irminger à l'Ouest de l'Islande, puis longe le talus continental norvégien. Elle se caractérise par une salinité élevée (plus de 35‰) et des températures toujours positives, environ 8°C le long des côtes norvégiennes, encore 2 à 3°C en moyenne le long des côtes du Spitsberg occidental. Cette eau pénètre ensuite dans le bassin Arctique, où elle constitue une couche intermédiaire, épaisse de 500m au plus dont les températures restent positives.

- l'eau polaire, issue de l'Océan Arctique, présente une salinité nettement plus basse, en raison de la très faible évaporation et des apports fluviaux. Sa température, très basse à l'origine, environ -1,6°C (c'est la température de congélation de l'eau de mer) peut s'élever à des latitudes plus basses, tout en restant proche de 0°C.

- à ces deux masses d'eau principales, il convient d'ajouter les eaux côtières, toujours peu salées, mais dont la température varie fortement selon la saison et l'origine. Dans les parties centrales des mers du Groenland et de Barents, se constitue une eau de mélange aux caractères intermédiaires entre ceux des eaux atlantique et polaire.

En ce qui concerne la circulation des eaux (cf. fig 2), les deux mers qui constituent l'objet de notre étude s'opposent fortement. L'ensemble formé par les mers de Norvège et du Groenland est traversé par des courants de grande ampleur : les eaux salées et relativement tièdes de la dérive Nord-Atlantique divergent au Nord du 70e parallèle :

Le courant du Spitsberg occidental, la branche la plus importante, longe le talus continental des îles Lofoten à l'île aux Ours et au Spitsberg occidental, avant de franchir le seuil de Nansen et de plonger sous l'eau polaire. Parallèlement, une quantité comparable d'eau froide s'échappe du bassin Arctique le long du Groenland oriental, avec une température inférieure à 0°C, charriant d'importantes quantités de glace. Si la majeure partie de ce courant du Groenland oriental franchit ensuite le détroit du Danemark, un tourbillon cyclonique s'esquisse toutefois dans la mer du Groenland entre les deux courants majeurs ; ce tourbillon, bordé au Sud par le courant de Jan Mayen, est une région de courants complexes et variables, où s'effectue le mélange des eaux atlantique et polaire. Les courants majeurs connaissent eux-mêmes d'importantes variations de direction, voire même de complets renversements : c'est ce que montrent les mesures les plus récentes (Aagaard et Coachman, 1977). Faut-il y voir l'influence de la circulation atmosphérique ?

En mer de Barents, en raison de son caractère de mer épicontinentale, les échanges entre les eaux polaire et atlantique se font à une autre échelle. Le contact entre masses d'eau de densités très contrastées a pour résultat une fréquente stratification : on trouve en surface une eau peu salée, dont la température varie assez largement selon la saison, puis une couche d'eau froide polaire, enfin l'eau atlantique, dense et plus chaude au-dessous de 150m. La branche orientale du courant Nord-Atlantique pénètre en mer de Barents entre la Scandinavie et l'île aux Ours, se dirige vers l'Est puis vers le Nord le long de la Nouvelle-Zemble. Une branche côtière, le courant du Cap Nord, longe la Laponie norvégienne et la côte mourmane jusqu'au Gorlo (débouché de la mer Blanche). L'apport d'eaux froides est assuré par le courant de Litke, issu, pour les détroits du Sud de la Nouvelle-Zemble, de la mer de Kara, mais surtout par les courants de l'île aux Ours et du Spitsberg oriental. Constitués d'eau polaire, mais aussi d'eau atlantique ayant contourné l'archipel du Svalbard par le Nord, et donc refroidie, ces courants s'achèvent au Sud-Ouest, au contact du courant du Spitsberg occidental, par un front hydrologique bien marqué, toujours proche de l'île aux Ours. Une branche de courant du Spitsberg

oriental contourne le Cap Sud du Spitsberg. Au centre de la mer de Barents, on retrouve un système cyclonique comparable (sauf pour la profondeur d'eau concernée) à celui de la mer du Groenland.

Diverses estimations fournies par les océanographes permettent d'apprécier l'importance des courants et d'établir un bilan hydrologique de la région.

TABLEAU I - ESTIMATIONS DU BILAN HYDROLOGIQUE DES MERS
ARCTIQUES EUROPEENNES

	1	2	3	4
Dérive nord-atlantique : entrée d'eau atlantique par le détroit Shetland-Faeroe	3,6	5,4	4,4	?
Courant du Groenland oriental : entrée d'eau polaire par le Détroit de Nansen	2,0	3,9	3,3(3,7)	7,4
Courant de l'Ile aux Ours et du Spitsberg oriental (entrée d'eau polaire en mer de Barents)	0,05	1,0	-	0,1

Total entrées	5,65	10,3	7,7	-
Courant du Spitsberg occidental : sortie d'eau atlantique par le détroit de Nansen	2,0	4,2	3,3(3,7)	7,4
Courant du Groenland oriental : sortie d'eau polaire par le détroit de Danemark	3,6	4,1	4,4	?
Sortie d'eaux tièdes de la mer de Barents vers l'Océan Arctique	?	1,9	-	0,8

Total sorties	5,6	10,2	7,7	-

Sources : 1. MOSBY (1963) - 2. TIMOFEYEV (1963) cité par TRESHNIKOV et BARANOV (1977) - 3. VOWINCKEL et ORVIG (1970) - 4. AAGAARD et COACHMAN (1977)

Unité : Sv = Sverdrup. 1 Sv = $10^6 \text{ m}^3/\text{sec}^{-1}$

Malgré les écarts entre les diverses estimations, le bilan hydrologique des mers arctiques européennes souligne l'importance des échanges réalisés dans cette région : selon les auteurs, ce sont de 61 (MOSBY, 1963) à 81% (AAGAARD ET COACHMAN, 1977) des transferts hydrologiques entre l'Océan Arctique et l'ensemble des autres océans qui s'effectuent dans cette région, le reste étant partagé entre le détroit de Béring et les détroits de l'Arctique Canadien. Les évaluations les plus récentes des courants du Spitsberg occidental et du Groenland oriental tendent à en renforcer la prépondérance. Les transferts assurés par la mer de Barents semblent négligeables comparés au volume d'eau qui franchit le détroit de Nansen ; le déséquilibre entre les bassins océaniques de Norvège et du Groenland d'une part, la mer épicontinentale de Barents d'autre part, est patent.

Le débit important de ces courants marins assure incontestablement une part significative des flux de chaleur issus des moyennes latitudes vers l'Arctique et destinés à compenser le déficit radiatif propre aux hautes latitudes. Par la température élevée de ses eaux, le courant du Spitsberg occidental représente à lui seul un transfert extrêmement important.

TABLEAU II - BILAN THERMIQUE DE L'OCEAN ARCTIQUE

	Débits des courants Sv	Température moyenne °c	Transfert de chaleur Kcal x 10 ⁹ /sec.
Courant du Spitsberg occidental	+ 7,4	2,9	21,3
Courant du Groenland oriental			
- eau polaire	- 6,3	- 1,2	+ 2,5
- eau atlantique	- 1,1	+ 1,0	- 2,0
- glace	- 0,1		+ 8,0
Mer de Barents :			
- entrées	+ 0,8	0,9	+ 1,4
- sorties	- 0,1	2,7	- 0,3
Total apports	+ 9,8		+ 35,8
sorties	- 9,8		- 2,9
(y compris les échanges assurés par les détroits de Béring et de l'archipel Canadien)			

Les transferts de chaleur sont calculés par rapport à une température moyenne de l'Océan Arctique égale à -0,8°c.

Source : AAGAARD et COACHMAN (1977)

Ce bilan est tout à fait remarquable : par le détroit de Nansen, entre Spitsberg et Groenland, se font environ 90% des transferts de chaleur vers l'Océan Arctique (assurés par les courants marins) ; le courant du Spitsberg occidental représente à lui seul 65%, le courant du Groenland oriental, surtout sous forme d'exportation d'eau froide et de glace, environ 25%. Ces valeurs sont assez sensiblement supérieures à celles que donnaient les estimations plus anciennes (par exemple VOWINCKEL et ORVIG, 1970). Ces transferts de chaleur de très grande ampleur assurés par les courants marins ne peuvent manquer d'avoir des conséquences sur les aspects thermiques du climat et sur la répartition des glaces marines ; on retrouve également le contraste entre les mers occidentales (Norvège-Groenland) où ces transferts sont massifs, et la mer de Barents, où ils sont beaucoup plus limités.

3. LA REPARTITION DES GLACES MARINES

L'étude de la répartition des glaces, et surtout des variations de cette répartition en fonction des températures ou de la circulation atmosphérique, constitue l'objet de la troisième partie de ce travail. Il convient toutefois d'en présenter dès maintenant quelques traits essentiels, indispensables à la compréhension des aspects thermiques du climat de l'Arctique européen.

Les mers du Groenland et de Barents se situent à l'extrémité du grand courant transpolaire de dérive des glaces dans l'Océan Arctique, mis en évidence dès la fin du XIXe siècle par la fameuse expédition de F. NANSEN à bord du "Fram" (1893-96), confirmé et précisé par les nombreuses stations dérivantes soviétiques et américaines (M. DUNBAR et W. WITTMAN, 1963). Ce courant, né dans les parages de la Nouvelle Sibérie, s'achève à proximité du Svalbard, où il est relayé par la dérive dans le courant du Groenland oriental principalement (2500 à 3150 km³ de glace circulent annuellement dans ce courant), dans les courants de la mer de Barents très secondairement. A l'exception des régions côtières, la banquise des mers arctiques européennes est principalement formée de "vieille glace", épaisse et irrégulière ; issue du coeur de l'Océan Arctique.

La répartition des glaces résulte principalement d'un équilibre entre la dérive d'origine arctique et la fonte au contact des eaux plus chaudes d'origine atlantique : elle est donc assez nettement déterminée par les facteurs hydrologiques (fig 2). Le trait le plus notable de cette répartition est la présence d'eau libre, en toutes saisons, à une latitude très élevée. Le golfe d'eau libre qui s'étend à l'Ouest du Spitsberg jusqu'à une latitude de 79°N en hiver, de 81°N en été, est un fait bien connu depuis le XVIIe siècle : on parlait alors de la "Baie des Baleiniers". Il s'agit là d'un fait unique dans l'Arctique, qui correspond à l'important courant d'eau atlantique que représente le courant du Spitsberg occidental. Par suite de la différence entre l'albédo de la glace et celui de la mer libre, ce fait a de très importantes répercussions sur le bilan thermique et les températures dans la région. Il contraste avec l'extension des glaces vers le Sud liée au courant du Groenland oriental, en hiver comme en été.

Le rôle déterminant des facteurs hydrologiques dans la répartition des glaces ne contredit pas d'amples variations saisonnières des surfaces englacées :

TABEAU III - SURFACES ENGLACÉES DANS LES MERS ARCTIQUES EUROPEENNES

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Surface englacée (km ² .10 ⁶)	1,75	1,84	1,98	1,87	1,75	1,59	1,36	0,61	0,43	0,93	1,43	1,58
Concentration moyenne	0,9	0,95	0,95	0,9	0,9	0,8	0,6	0,4	0,5	0,6	0,8	0,9

Source : VOWINCKEL et ORVIG (1970)

Aux variations (dans la proportion d'un à quatre) de la surface englacée, il convient d'ajouter celle de la concentration moyenne des glaces qui intervient aussi profondément dans l'albédo et donc les termes du bilan thermique. La figure 2 souligne les différences entre les variations saisonnières observées à l'Ouest et à l'Est de l'archipel du Svalbard. A l'Ouest, le contraste très marqué entre les courants aux caractères thermiques accusés limite les variations saisonnières ; les plus importantes concernent la zone

de mélange des eaux qui occupe le centre de la mer du Groenland. A l'Est, en mer de Barents, la limite des glaces oscille, de Février à Août sur plus de 5° de latitude ; le rôle des courants marins n'est sensible que dans la présence de deux "avancées" de glaces vers le Sud, l'une vers l'île aux Ours (Bjørnøyodden selon la terminologie norvégienne), l'autre, plus épisodique, beaucoup plus à l'Est (Norsdostodden). Dans l'ensemble, la relative homogénéité des températures de l'eau de mer est ici favorable à un balancement saisonnier du front des glaces, selon les parallèles.

La variabilité interannuelle de l'extension des glaces est soulignée par les limites extrêmes observées en Mars 1969 et Septembre 1972 (fig 2). On retrouve des aspects très comparables à ceux qui ont été soulignés par les variations saisonnières, en particulier l'opposition entre les mers du Groenland et de Barents. Cette variabilité constitue le thème majeur de la troisième partie de ce travail, en rapport avec la variabilité climatique.

Les glaces d'origine terrestre n'ont qu'un rôle négligeable. Les terres bordières de la mer de Barents ne manquent pas de glaciers à front marin, susceptibles d'engendrer des icebergs, mais ceux-ci restent limités en taille et en nombre, sans comparaison avec ceux du Groenland occidental. On trouve donc parfois quelques icebergs aux abords de la Terre du Nord-Est (Svalbard) ou de l'Archipel François-Joseph. Ceux-ci ne dérivent qu'exceptionnellement au-delà de la limite des glaces marines proprement dites et, de même qu'elles ne connaissent pas de véritable banquise, les côtes de Norvège septentrionale ne sont que très exceptionnellement menacées par les icebergs (A. HOEL, 1961) ; c'est aussi le privilège de la côte mourmane, à l'Est du 40e méridien Est.

De ce tableau physique général des mers arctiques européennes, il convient surtout de retenir l'opposition entre deux domaines, l'un proprement océanique, à l'Ouest, celui des mers de Norvège et du Groenland, l'autre présentant déjà des traits plus continentaux, la mer de Barents, à l'Est. Cette opposition concerne autant la structure que l'hydrologie et l'englacement. C'est précisément à la charnière de ces deux domaines que se situent les stations les plus favorables à une étude de climatologie.

II - LES STATIONS ET LES PERIODES DE REFERENCE DE L'ETUDE CLIMATOLOGIQUE

Le choix des stations et des données utilisées dans cette étude répond tout autant à des critères d'accessibilité aux données qu'à des critères scientifiques (fig 3).

1. LES STATIONS ARCTIQUES

Depuis l'attribution, par le Traité de 1920, de l'archipel du Svalbard à la Norvège, l'Institut Météorologique Norvégien (Det Norske Meteorologiske Institutt, en abrégé D.N.M.I.) y a installé un réseau de stations intégrées par la suite au réseau international de l'O.M.M. Ces stations ont succédé aux mesures souvent très discontinues effectuées auparavant, dans le cadre d'expéditions scientifiques. La seconde guerre mondiale a interrompu les observations dont les résultats sont disponibles régulièrement, depuis 1945 ou 1946, dans une publication annuelle (Norsk Meteorologisk Årbok), avec un an de retard par rapport aux autres stations norvégiennes.

En raison de leur situation, trois stations ont été plus précisément retenues, celles de Bjørnøya, Isfjord Radio et Hopen. A ces trois stations principales, utilisées dans l'ensemble de cette thèse, il convient d'ajouter pour certaines études plus précises (en particulier celles du bilan radiatif) les stations de Ny-Ålesund, sur la baie du Roi au Spitsberg nord-occidental, et celle de Hornsund, au Spitsberg méridional, installée par les expéditions scientifiques polonaises.

TABLEAU IV - LOCALISATION DES STATIONS ARCTIQUES

STATIONS	Latitude	Longitude	Altitude
Bjørnøya	74° 31'N	19° 01'E	15m
Isfjord Radio	78° 04'N	13° 38'E	7m
Hopen	76° 30'N	25° 04'E	7m

Ny-Ålesund	78° 55'N	11° 56'E	8m
Hornsund	76° 59'N	15° 33'E	9m

Toutes ces stations sont très proches de la mer.

- BJØRNØYA occupe une position privilégiée au coeur des mers arctiques européennes (fig 3), à mi-distance entre les côtes de Norvège septentrionale et le Spitsberg. Installée sur le littoral Nord de la petite île aux Ours (178 km²), dont la moitié Nord est tabulaire et peu élevée, on peut considérer qu'elle exprime de façon satisfaisante le climat des espaces maritimes environnants. Le caractère océanique du climat y est exprimé, par exemple, par l'"indice de continentalité" de W. GORCZINSKI :

$$k = \frac{1,7 A}{\sin \varphi} - 20,4$$

où A représente l'amplitude moyenne annuelle (degrés C) et φ la latitude. Cette formule empirique donne pour Bjørnøya une valeur extrêmement faible ($k = 0,2$). Cette "océanité" constituera un thème essentiel de l'étude des températures. La station fournit des séries de températures homogènes, selon E. STEFFENSEN (1969), qui a reconstitué les séries continues depuis l'ouverture de la station. Des sondages aérologiques y sont effectués deux fois par jour, permettant une étude précise des masses d'air. Toutes ces raisons font de cette station le véritable "pivot" de ce travail.

- ISFJORD RADIO est une station bien connue, installée sur un strandflat de la côte occidentale du Spitsberg, au débouché du grand fjord, profond de 150 km, qui pénètre au coeur de l'île. Cette situation sur la côte est remarquable, en raison de la rapide dégradation du climat océanique vers l'Est, l'intérieur de l'archipel. La station de Longyearbyen, à 100 km environ d'Isfjord Radio, bien que située sur l'Isfjord, présente d'importantes différences de températures : 2,4°C au profit d'Isfjord Radio, en Février, 1,6°C au profit de Longyearbyen en Juillet. L'indice de continentalité est de : $k = 9$ à Isfjord Radio, $k = 16$ pour Longyearbyen.
- HOPEN est une petite île (46 km²), très allongée, située en mer de Barents, à 220 km de la pointe Sud du Spitsberg. Au coeur d'une mer froide (courant du Spitsberg oriental), englacée 9 à 10 mois par an, la station présente un indice de continentalité proche de celui d'Isfjord Radio ($k = 7,2$)

Ces trois stations présentent un climat véritablement arctique (climat ET - de toundra - dans la classification de Köppen), avec une

.../

température moyenne annuelle inférieure à 0°C, température moyenne du mois le plus chaud nettement inférieure à +10°C.

2. LES STATIONS DES COTES SEPTENTRIONALES DE SCANDINAVIE

Il était intéressant d'étudier, parallèlement aux stations arctiques, dans un souci de comparaison éminemment géographique, les aspects thermiques du climat du littoral sud des mers arctiques européennes. Le choix des stations "méridionales" doit permettre d'exprimer au mieux le climat maritime et son évolution d'Ouest en Est. Les difficultés proviennent de l'influence d'une masse continentale importante au Sud, d'un littoral découpé et montagneux. Les caractères océaniques du climat se dégradent extrêmement vite vers l'intérieur, même en bordure des fjords qui échancrent le littoral. Quatre stations, dont les extrêmes sont distantes d'environ 200 km, permettent une véritable "coupe thermique" à travers ce littoral (fig 5).

TABLEAU V - TEMPERATURES MOYENNES DES MOIS EXTREMES ET CONTINENTALITE DE 4 STATIONS (NORVEGE SEPTENTRIONALE)

	<i>Mois le + froid</i>	<i>Mois le + chaud</i>	<i>Continentalité</i>
Fruholmen	Février - 2,6	Août + 9,9	k = 1,5
Hammerfest	Février - 5,0	Juillet +12,3	k = 10,7
Alta	Février - 8,3	Juillet +14,3	k = 20,4
Kautokeino	Février -14,4	Juillet +13,4	k = 30,2

L'augmentation très rapide de la continentalité se marque surtout par la diminution très brutale des températures hivernales, les températures estivales atteignant leur maximum dans les sites de fond de fjord.

Ce phénomène rendra relativement délicates les comparaisons entre les trois stations, Tromsø, Vardø, et Mourmansk, retenues pour présenter le climat du littoral Sud des mers arctiques européennes. Les deux premières

stations sont les plus anciennes et les mieux équipées du réseau météorologique de Norvège septentrionale. TROMSØ est une ville installée sur une île, à mi-distance entre la mer et le fond des fjords : l'indice de continentalité y est de 9,3 (la meilleure comparaison serait donc avec Hammerfest). VARDØ est installée sur une île isolée à l'extrémité de la presqu'île de Varanger, c'est-à-dire en mer de Barents. L'indice de continentalité ($k = 6,3$), compte tenu de la situation déjà orientale de la station, dénote un climat encore très océanique. MOURMANSK, grand port soviétique de la mer de Barents, se trouve au fond d'un fjord assez profond, quoique peu encaissé. Les données quotidiennes de cette importante station du réseau soviétique sont disponibles dans les "Meteorologieskie Ephemeraïnik" (Annales météorologiques d'URSS) (1). La situation de cette station, assez comparable à celle d'Alta, se traduit par un indice $k = 23,4$.

TABLEAU VI - LOCALISATION DES STATIONS DU LITTORAL SCANDINAVE

STATIONS	Latitude	Longitude	Altitude
Tromsø	69° 39'N	18° 57'E	102 m
Vardø	70° 22'N	31° 06'E	14 m
Mourmansk	68° 58'N	33° 03'E	151 m

De ces trois stations, seule celle de Vardø appartient, selon la classification des climats de Köppen, aux climats polaires ou arctiques : la température du mois le plus froid (Août) y est, pour la période 1946-75 de 9,3°C. Les deux autres stations appartiennent à la gamme des climats tempérés humides frais, à hiver relativement modéré (DfC). Mais cette originalité de Vardø tient essentiellement à sa situation plus maritime ; ce fait rappelle, si besoin est, la prudence qu'il convient d'observer pour comparer entre elles des stations de ce littoral.

(1) disponibles à la bibliothèque de la Météorologie Nationale,
2, Avenue Rapp - PARIS.

3. LES PERIODES DE REFERENCE

La définition classique du climat comme "état moyen de l'atmosphère au-dessus d'un lieu", même si elle est insuffisante, ne peut être totalement abandonnée. L'étude des températures moyennes observées aux différentes stations sélectionnées précédemment, suppose de définir une période "normale", c'est-à-dire de 30 ans au moins, destinée à servir de référence pour l'ensemble de l'étude des températures. En raison du caractère récent de certaines stations (Hopen), de l'interruption des observations liée à la guerre, nous avons choisi comme période "normale" les 30 années 1946 à 1975. Pour une seule station (Mourmansk), il a été impossible de disposer de l'ensemble des mesures et la normale se limite à 25 ans (1951-1975).

Il convient toutefois de remarquer d'emblée que la "normale" choisie présente de sensibles différences avec la normale internationale 1931-1960 (cf. fig 4) :

TABLEAU VII - ECARTS DES TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES POUR
LES NORMALES 1931-60 ET 1946-75
 T (1946-75) - T' (1931-60)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Isfjord Radio	-2,0	-1,3	-0,5	+0,0	-0,3	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,5	-1,2	-2,0
Bjørnøya	-1,6	-0,3	-0,2	+0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,7	-0,2	-0,5	-1,1	-1,7
Tromsø	-0,4	-0,5	+0,0	+0,3	+0,3	+0,2	-0,5	-0,3	-0,2	-0,2	-0,7	-0,8
Vardø	-0,3	-0,3	+0,2	-0,1	-0,2	+0,0	+0,1	-0,4	-0,1	-0,1	-0,5	-0,5

La période 1946-75 apparaît sensiblement plus froide que celle de 1931 à 1960. Les écarts sont plus sensibles pour les stations arctiques (Bjørnøya et surtout Isfjord Radio), ils sont nettement plus sensibles en saison froide (Novembre à Février). Cet écart entre normales doit être situé dans le mouvement des fluctuations climatiques particulièrement sensibles qui ont affecté l'Arctique Européen : au réchauffement du début du XXe siècle a succédé depuis la décennie 1930-1940 un refroidissement progressif qui atteint son maximum dans l'Arctique Européen (BARANOWSKI, 1975).

M. RODEWALD (1972) situe plus précisément encore ce maximum sur l'archipel de la Terre François-Joseph. Selon PETIT-RENAUD (1976), la date du renversement de tendance serait 1931 ; ce dernier affirme également que ce sont les mois d'hiver qui enregistrent la baisse de température la plus significative.

Mais une étude détaillée des températures ne saurait se contenter des moyennes mensuelles. En l'absence de moyens de calcul et de saisie de données suffisants, la fréquence des températures quotidiennes ne peut-être étudiée que sur une période courte. Après une série de tâtonnements, une période de 5 ans (1970-74) a été choisie. Il est concevable qu'une période aussi courte présente d'assez notables écarts avec la période normale retenue précédemment.

TABLEAU VIII - ECARTS DES TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES POUR LES PERIODES 1946-75 ET 1970-74

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Isfjord Radio	+2,2	+0,6	+2,5	-0,3	+0,7	+1,0	+0,7	+0,3	+0,3	-0,3	-1,3	+0,1
Bjørnøya	+1,7	0,0	+2,1	+0,2	+0,8	+1,2	+1,1	+0,7	+0,3	-0,1	-2,0	+0,3
Tromsø	+1,3	-0,3	+0,3	-0,4	+0,3	+2,0	+1,4	+0,3	-0,2	-0,6	-1,6	+1,0
Vardø	+0,7	+0,1	+0,6	-0,4	+0,1	+0,8	+1,8	+1,1	+0,1	-0,5	-1,6	+0,6

La période choisie est notablement plus chaude, sauf pour les mois d'automne, que la normale retenue précédemment. Les écarts les plus importants se situent en hiver pour les stations arctiques, en été pour Vardø et Tromsø. Ces écarts importants sont bien sûr un inconvénient, mais la période retenue offre aussi l'avantage, intéressant pour une étude de la variabilité des températures, de grouper des années fort contrastées : 1970 et 1971 sont plus froides, 1973 et surtout 1972 et 1974 plus chaudes que la normale... Dans le mouvement général de refroidissement qui affecte, depuis 1931, l'Arctique européen, les années 1972 à 1975 ont en effet marqué une très sensible interruption (LAMB, 1975). Une période centrée sur ces années "chaudes" aurait été tout aussi mal choisie qu'une période "froide" pourtant sur la fin des années soixante.

En fonction des données disponibles, d'autres périodes ont été parfois utilisées, en particulier dans le chapitre consacré aux bilans d'énergies (cf. figure 3).

III - PROBLEMES METHODOLOGIQUES

1. CLIMATOLOGIE SEPARATIVE ET CLIMATOLOGIE SYNOPTIQUE

La géographie des climats telle qu'elle est pratiquée dans notre pays a longtemps balancé entre deux voies considérées, sans doute à tort, comme divergentes :

- d'une part, une climatologie dite "séparative", fondée principalement sur l'analyse des différentes variables climatologiques enregistrées par les instruments. L'outil statistique en est le pivot. Elle a subi deux critiques majeures : la première est de décrire le climat comme "un état moyen de l'atmosphère", sans tenir compte de la variabilité des phénomènes ; le second est de disséquer ce phénomène réel, perceptible, qu'est le "temps", en une série de variables qui n'ont pas toutes la même signification concrète (P. PEDELABORDE, 1957). Les progrès de l'analyse statistique ont permis de dépasser ces critiques : l'analyse statistique de la fréquence des phénomènes, l'utilisation de paramètres de dispersion, suppléent en grande partie l'insuffisance des moyennes ; diverses techniques, dont la plus élaborée est l'analyse multivariée, permettent de combiner les variables climatologiques et de définir des "types de temps", au sens le plus précis du terme, c'est-à-dire des états de l'atmosphère dont les combinaisons rendent compte du climat. Ce type d'approche a été défini comme une climatologie "compréhensive" (J. MOUNIER, 1977).
- d'autre part, la climatologie synoptique se propose d'établir la relation entre les phénomènes observés (mesurés) "au sol" et la circulation atmosphérique, considérée comme la cause principale, sinon exclusive. La classification des situations synoptiques (à partir des cartes d'isobares ou des niveaux de pression en altitude) rend compte des "types de temps" observés au point que type de temps et situation synoptique sont parfois complète-

ment assimilés. Cette assimilation suscite des interrogations. Une même situation synoptique, définie à petite échelle, peut se traduire pour des stations même relativement proches, par des types de temps nettement différents (ce sera le cas dans ce travail entre les stations "arctiques" et celle du littoral scandinave), soulignant alors le rôle de l'environnement géographique. Ne peut-on, d'autre part, imaginer deux situations synoptiques dissemblables se traduisant au sol par des types de temps très voisins ? Il convient donc de ne pas considérer comme fixé "à priori" le lien entre type de temps et type de circulation (ou situation synoptique) et d'en faire un objet d'étude.

Ce rappel du contexte général permet de mieux situer et justifier les méthodes employées dans ce travail.

2. LES METHODES RETENUES

De l'ensemble des variables qui permettent d'appréhender et de décrire le temps et le climat, cette étude ne retiendra que les températures, critère essentiel pour une région froide de haute latitude. Qualité quantifiée de l'atmosphère, plutôt que grandeur physique au sens strict du terme (Ch.P.PEGUY, 1970), la température permet toutefois une analyse statistique. Les moyennes et les extrêmes mensuels, la durée du gel et du dégel (le seuil de 0°C garde en effet une signification particulière pour le géographe physicien préoccupé par les rapports entre le climat et les autres aspects du milieu naturel) constituent une première approche, descriptive, du froid dans l'Arctique européen, qu'il conviendra de rapprocher des principaux aspects du bilan d'énergie et de ses variations saisonnières, décrits auparavant.

Mais plus que les moyennes, c'est la variabilité des températures qui doit retenir notre attention : l'analyse des fréquences des températures quotidiennes (minima ou maxima) en rend compte au mieux. La distribution des fréquences des températures regroupées en classes de deux degrés, est étudiée à l'aide de graphiques (histogrammes, courbes de fréquences cumulées) et des paramètres statistiques élémentaires exprimant la valeur centrale, l'étendue et la forme. L'étude de la variabilité des températures, suppose également celle du rythme des variations, la durée de séquences chaudes ou froides,

L'importance des écarts de températures observables dans un temps donné (24 ou 48h), la variabilité interséquentielle replacent ainsi les variations de températures dans leur cadre chronologique. A la variabilité interdiurne, il faut ajouter la variabilité interannuelle, observée à partir des températures moyennes mensuelles. Enfin, existe-t-il une simultanéité dans les variations de températures enregistrées aux diverses stations ? L'outil statistique le plus simple pour résoudre cette question est la corrélation (le terme de covariation serait d'ailleurs plus juste) linéaire. Cette question constitue une première approche des mécanismes atmosphériques responsables de la variabilité des températures.

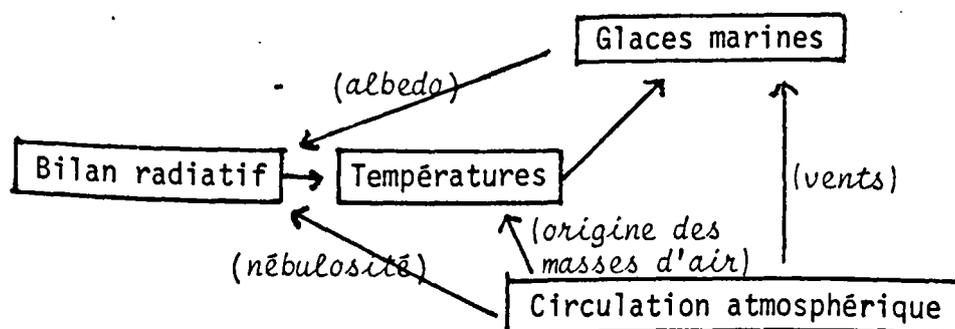
A la différence des températures, la circulation atmosphérique est difficilement quantifiable. Etat de l'atmosphère en évolution constante, l'habitude a été prise de ne prendre en compte que des situations journalières, exprimées par les cartes des bulletins météorologiques quotidiens ; au terme de "type de temps", trop ambigu, nous préférerons celui de "type de circulation" ou de "situation-circulation" (cf. DAUPHINE, 1976). Il existe d'ailleurs une différence d'échelle entre les deux termes : le "type de circulation" envisage surtout les effets sur les mers arctiques européennes de la circulation à l'échelle de l'hémisphère, celui de "situation-circulation" les centres d'action et les flux régionaux. Si certains auteurs (DAUPHINE 1976, PETIT-RENAUD 1978 et 1980) ont pu utiliser les méthodes de l'analyse multidimensionnelle pour classifier les situations synoptiques, ce travail reste fondé sur une classification empirique, à partir des cartes d'isobares en surface et des niveaux de pression en altitude (850, 700 et 500mb) du "Täglicher Wetterbericht". C'est principalement par l'intermédiaire de l'origine des masses d'air que la circulation atmosphérique intervient sur les températures. : l'analyse des sondages aérologiques de la station de Bjørnøya constitue donc un critère supplémentaire de classification des "situations-circulations". Le calendrier des types de circulation ainsi établi peut être ensuite rapproché de celui des températures : la relation entre températures et circulation atmosphérique s'exprime ainsi sous forme de tableaux de contingence.

Plus encore que la circulation atmosphérique, la répartition des glaces est difficile à appréhender de façon objective. Les documents utilisés (photographies de satellites, Sea-ice charts mensuelles du Meteorological Office, Iskart bihebdomadaires de l'Institut météorologique norvégien) ne fournissent pas de renseignements précis sur l'épaisseur des glaces ; les surfaces englacées ne peuvent être que très approximativement planimétrées : les limites, en raison d'une concentration des glaces très variable, restent floues. La répartition des glaces est extrêmement variable et ne peut guère donner lieu à une classification par types. C'est pourquoi la troisième partie de ce travail, pour étudier les rapports entre la répartition des glaces et les températures ou la circulation atmosphérique, préférera souvent l'analyse d'exemples à une étude systématique et quantifiée.

Les méthodes employées dans ce travail restent donc en grande partie empiriques. Puissent-elles toutefois permettre de mieux comprendre les liens complexes entre températures, circulation atmosphérique et glaces marines !

3. UN SYSTEME D'INTERACTIONS

En première analyse en effet, il existe entre les divers éléments qui constituent l'objet de ce travail, une série d'interactions, formant un système, au centre duquel se placent les températures, qui peut être schématisé de la façon suivante :



Seuls les liens évidents sont représentés ; d'autres interactions, sans doute plus complexes, existent. La circulation atmosphérique par exemple n'est pas totalement indépendante des autres phénomènes. Ce système d'interactions subit une série d'influences extérieures, qui modifient l'équilibre interne, très relatif, de ce système :

- le bilan radiatif, qui résulte en partie de facteurs locaux (albedo, nébulosité), subit également l'influence de facteurs cosmiques, qui correspondent à l'apport d'énergie solaire. Ces facteurs cosmiques sont surtout responsables de variations saisonnières, régulières, dans l'équilibre des températures et des glaces de mer. C'est la raison pour laquelle il sera étudié le premier, avant même les températures, dont la variabilité ne sera expliquée que par la suite, par la circulation atmosphérique.
 - les phénomènes hydrologiques jouent certainement un rôle non négligeable dans la répartition des glaces marines et ses variations. Mais les variations du débit, de la température des courants marins restent mal connues, et ce facteur de la variabilité des températures sera totalement négligé dans ce travail.
 - la circulation atmosphérique observée sur les mers arctiques européennes n'est qu'une partie de la circulation atmosphérique générale, observée sur l'hémisphère Nord. On peut donc considérer que les situations-circulations dépendent beaucoup moins des phénomènes régionaux que de facteurs planétaires ; par contre la circulation atmosphérique intervient de façon décisive sur le bilan radiatif (par l'intermédiaire de la nébulosité), les températures (par l'origine des masses d'air) et la répartition des glaces (par l'effet des vents). Il est donc légitime de la considérer comme le principal mécanisme responsable de la variabilité à court terme (interdiurne) ou moyen terme (interannuelle) des températures ou de la répartition des glaces.
-

1ÈRE PARTIE ;

BILANS D'ÉNERGIE ET TEMPÉRATURES

CHAPITRE I : ASPECTS DU BILAN D'ÉNERGIE DES MERS ARCTIQUES EUROPÉENNES

"Un bilan d'énergie est la somme algébrique des quantités de chaleur reçues et perdues, soit en un point, soit sur une région, une zone de la Terre, ou même le globe tout entier" (PEDELABORDE, 1975). La connaissance du bilan thermique constitue donc un préalable à l'étude des températures, et plus particulièrement dans le cas des climats des hautes latitudes, dont l'originalité tient essentiellement au déficit radiatif, qui conditionne l'ensemble du bilan.

La connaissance du bilan d'énergie fait appel à des mesures complexes, et par voie de conséquence, rares et dispersées. Les valeurs mesurées sont donc fréquemment remplacées par des raisonnements et des calculs, qui font appel à la théorie des processus physiques d'échange de chaleur. Dans un travail géographique, il n'est pas nécessaire d'entrer dans le détail de ces phénomènes : nous nous contenterons de rappeler les principaux aspects du bilan d'énergie des mers arctiques européennes, à partir de mesures élémentaires, en particulier celles du rayonnement solaire global, et des travaux des spécialistes, dont les références sont regroupées dans la bibliographie. Nous ne développerons que les résultats nécessaires à la compréhension des températures et de la répartition des glaces marines qui constituent l'objet de ce travail. Le bilan d'énergie peut être étudié soit à la surface du substratum terrestre (sol ou océan), soit à la limite supérieure de l'atmosphère, pour l'ensemble Terre + Atmosphère, soit pour l'atmosphère seule. Partant de faits concrètement observés, à savoir le rayonnement solaire mesuré à diverses stations, nous essaierons, par une série de généralisations successives, d'aboutir au bilan énergétique global des mers arctiques européennes.

I - LE RAYONNEMENT SOLAIRE GLOBAL, LA LATITUDE ET LA NEBULOSITE

1. LE RAYONNEMENT SOLAIRE GLOBAL : LES VALEURS LES PLUS FAIBLES DU MONDE

Le rayonnement solaire global, que l'on mesure avec un pyranomètre placé à l'horizontale, se compose du rayonnement solaire direct,

qui provient directement du soleil, et du rayonnement diffus, résultat de la diffusion et des multiples réflexions à travers l'atmosphère. Ce rayonnement solaire est composé de radiations d'ondes courtes, dans la partie du spectre correspondant à la lumière visible et à l'ultra-violet. L'unité de mesure courante est la calorie par centimètre carré ou le langley ($1 \text{ ly} = 1 \text{ cal/cm}^2$), par unité de temps (minute, jour, mois, etc...).

Malgré l'ancienneté des premières mesures du rayonnement solaire global effectuées dans l'Arctique européen (en 1899, à Treurenberg, au Spitsberg occidental), celles-ci restent relativement rares et discontinues ; fréquemment effectuées pour des recherches de glaciologie, elles se limitent souvent à la saison estivale, pour de courtes périodes. Depuis la fin de la deuxième guerre mondiale, l'on dispose de mesures plus systématiques, pour certaines stations. Des mesures continues ont été ainsi effectuées à Isfjord Radio, de 1951 à 1960, et à Tromsø depuis 1946 (SPINANGR, 1968). Pour les années récentes, depuis 1970, les mesures sont effectuées à Bjørnøya (depuis 1970) et toujours à Tromsø (Norsk Meteorologisk Årbok). Depuis 1974 enfin, le rayonnement solaire global est mesuré, avec les autres éléments du bilan radiatif, à Ny-Ålesund, au Spitsberg nord-occidental. Parmi toutes ces données, peu sont directement comparables. C'est la raison pour laquelle il est nécessaire pour permettre les comparaisons ou la cartographie du rayonnement solaire global sur de vastes régions, de recourir à des évaluations, à l'aide de formules empiriques, à partir de la durée d'ensoleillement ou de la nébulosité. Le travail a été effectué, pour l'ensemble de l'Arctique, par les services hydrométéorologiques soviétiques (GAVRILOVA M.K., 1963) : la formule utilisée est celle de SAVINOV-ÅNGSTRÖM, qui évalue le rayonnement global réel à partir du rayonnement maximum possible (par ciel clair) et de la nébulosité moyenne, beaucoup plus fréquemment observée que le rayonnement. Nous utiliserons conjointement les valeurs calculées et les valeurs mesurées.

Sur les cartes du rayonnement solaire global établies pour l'ensemble du globe terrestre (par exemple M.I. BOUDYKO, 1963), les mers arctiques européennes et les archipels du Svalbard et de la Terre de François-Joseph apparaissent comme les régions où le rayonnement solaire global est le plus faible du monde : les valeurs y sont en effet inférieures à

$60 \times 10^3 \text{ ly}$ (60 kcal/cm^2) par an.

Selon GAVRILOVA, la station de Bjørnøya ($58 \times 10^3 \text{ ly/an}$) présenterait les valeurs les plus faibles de tout l'Arctique, pour une station installée à terre, et les valeurs observées au coeur de la mer de Barents seraient de l'ordre de 50.10^3 ly/an . Les valeurs inférieures à 60.000 ly se limitent à cette partie du monde : 58.600 et 59.900 pour la Terre de François-Joseph, 58.500 pour le Nord de la Nouvelle Zemble, 59.000 pour Isfjord Radio. Les valeurs calculées oscillent entre 60 et 80.10^3 ly pour le reste de l'Arctique soviétique, sont proches de 80.10^3 ly pour les stations littorales du Groenland, et supérieures encore dans l'Arctique canadien. Sur le littoral nord de la Scandinavie, Tromsø et Vardø présenteraient des valeurs proches de 70.10^3 ly . Ces valeurs calculées semblent pourtant surestimées par rapport aux valeurs réellement mesurées :

TABLEAU I - VALEURS CALCULEES ET MESUREES DU RAYONNEMENT SOLAIRE GLOBAL ANNUEL (en $\text{ly} \times 10^3/\text{an}$) =

STATIONS	Valeurs calculées (Gavrilova M.K.)	Valeurs mesurées ; période
Tromsø	72,3	64,2 (1970-74) 58,2 (1946-60)
Vardø	69,0	—————
Isfjord Radio	59,0	53,4 (1951-60)
Bjørnøya	58,0	52,8 (1970-74)
Ny-Ålesund	—————	55,0 (1974-78)
Hornsund	—————	48,7 (1957-58)

S. BARANOWSKI (1968) estime que la valeur mesurée à la station polonaise de Hornsund, au Spitsberg méridional, est probablement la plus faible jamais mesurée. Cette extrême faiblesse du rayonnement solaire est tout à fait caractéristique des climats maritimes et littoraux : les valeurs mesurées sur les glaciers du Spitsberg, à quelques kilomètres du littoral, sont déjà beaucoup plus élevées (les valeurs sont supérieures de 20% au moins).

Le régime annuel du rayonnement solaire global est également remarquable (cf. fig 6 et 7). Le premier trait en est bien entendu l'absence de rayonnement pendant les mois de la nuit polaire, Décembre pour les stations de Tromsø et Vardø, Novembre, Décembre et Janvier pour les stations réellement arctiques de Bjørnøya et Isfjord Radio. L'essentiel de l'apport radiatif se concentre sur une très courte période de l'année : cinq mois, d'Avril à Août, enregistrent 90% du rayonnement global annuel à Isfjord Radio, 82,5% à Tromsø ; les seuls mois de Mai et Juin représentent près de 45% à Isfjord Radio, seulement 37% à Tromsø. Cette concentration de l'apport radiatif est liée à la latitude ; elle augmente de Tromsø (70°N) à Bjørnøya (74°30N) et à Isfjord Radio (78°N). Ce régime est nettement dissymétrique de part et d'autre du maximum de Juin, qui correspond approximativement au solstice d'été : les valeurs enregistrées au printemps sont nettement supérieures à celles des mois correspondant à l'automne. Le rayonnement solaire global de Mai est, en moyenne, très légèrement inférieur à celui de Juin, et très nettement supérieur à celui de Juillet (cf. fig 6 et 7) ; il est fréquent (4 années durant la décennie 1951-60) que le maximum ait lieu en Mai. Le rayonnement solaire en Avril est toujours supérieur à celui d'Août : ce fait est d'autant plus notable qu'on le rapproche des températures ; Avril, dans les stations arctiques, est un mois d'hiver, Août un mois d'été. Ce décalage du régime du rayonnement vers le printemps, par rapport à celui des températures, constitue un deuxième fait essentiel, après la faiblesse du rayonnement global annuel.

La variation interannuelle du rayonnement solaire global apparaît relativement limitée. A Isfjord Radio, pendant la période 1951-60, les valeurs annuelles extrêmes ont été de $50,6 \times 10^3$ ly et $56,7 \times 10^3$ ly respectivement, soit un écart représentant 11% de la moyenne annuelle. A Tromsø, pour la période 1946-60, cet écart a été de 19%. Pour la période récente, les écarts relevés semblent plus importants : $57,5 \times 10^3$ ly à Bjørnøya en 1972, pour seulement $45,5 \times 10^3$ en 1974, soit un écart de près de 23%. A l'échelle du mois, les écarts peuvent être légèrement supérieurs, de l'ordre de 40%. Il convient de noter dès maintenant que les variations du rayonnement solaire global ne semblent absolument pas correspondre aux variations des températures : à Bjørnøya, les deux étés de 1972 et 1974 ont présenté des

températures moyennes très semblables, légèrement supérieures à la normale, alors même que l'été "froid" de 1971 présente des valeurs de rayonnement solaire moyennes. Ce n'est donc pas dans la variabilité du rayonnement solaire qu'il conviendra de chercher la cause de la variabilité des températures.

Les traits originaux du rayonnement observés dans les mers arctiques peuvent être expliqués par deux faits majeurs : la latitude très élevée d'une part, la nébulosité d'autre part. La formule de SAVINOV-ÅNGSTRÖM, utilisée par GAVRILOVA M.K. pour calculer le rayonnement solaire, fait d'ailleurs appel à ces deux valeurs : le rayonnement solaire global maximal par temps clair (fonction de la latitude) et la nébulosité moyenne.

2. L'EFFET DE LA LATITUDE

Le résultat le plus évident de la situation en latitude des stations des mers arctiques européennes est la répartition particulière du jour et de la nuit, phénomène bien connu que deux tableaux suffiront à rappeler :

TABLEAU II - DATES DE DEBUT ET DE FIN DE LA NUIT POLAIRE ET DU JOUR PERMANENT (EN TENANT COMPTE DE LA REFRACTION DANS L'ATMOSPHERE DES RAYONS DU SOLEIL)

STATIONS	Début de la nuit polaire	Fin de la nuit polaire	Début du jour permanent	Fin du jour permanent
Isfjord Radio	26 Octobre	16 Février	21 Avril	23 Août
Hopen	1 Novembre	10 Février	28 Avril	18 Août
Bjørnøya	7 Novembre	5 Février	3 Mai	11 Août
70°N (Vardø) (Tromsø)	25 Novembre	17 Janvier	17 Mai	27 Juillet

.../

TABLEAU III - DUREE DU JOUR A DIFFERENTES DATES (CALCUL APPROXIMATIF)

STATIONS	5 J	5 F	5 M	5 A	5 M	5 J	5 J	5 A	5 S	5 O	5 N	5 D
Isfjord R.	-	-	11h	21h 1/2	24h	24h	24h	24h	14h 3/4	6h	-	-
Hopen	-	-	11h 1/4	20h	24h	24h	24h	24h	14h 1/4	7h	-	-
Bjørnøya	-	14h	11h 1/4	17h 3/4	24h	24h	24h	24h	14h	8h	1/4h	-
70°N (Tromsø (Vardø)		7h	11h 1/2	16h 1/4	22h 3/4	24h	24h	18h 3/4	13h 1/2	9h	3h 1/4	-

A l'absence totale de rayonnement solaire en hiver correspond donc en été une insolation potentielle de 24h/jour. Les saisons de transition sont très courtes, ce qui contribue au caractère très contrasté du régime de rayonnement global.

A la répartition des jours et des nuits, la latitude élevée ajoute les effets de l'obliquité des rayons solaires, telle qu'elle apparaît dans la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon :

TABLEAU IV - HAUTEUR DU SOLEIL AU-DESSUS DE L'HORIZON

STATIONS	Heures	21 Mars	21 Juin	23 Septembre
Isfjord Radio	12h	12°	35°30	12°
	24h	-	11°30	
Hopen	12h	13°30	37°	13°30
	24h	-	10°	
Bjørnøya	12h	15°30	39°	15°30
	24h		8°	
70°N (Tromsø (Vardø)	12h	20°	45°30	20°
	24h	-	3°30	-

La hauteur du soleil au-dessus de l'horizon se traduit presque exactement dans l'intensité du rayonnement solaire direct, à la limite supérieure de l'atmosphère, ou à la surface du sol, par temps clair. A la limite supérieure de l'atmosphère, l'intensité du rayonnement solaire direct, mesurée perpendiculairement aux rayons du soleil, correspond à la "constante solaire", soit 2 ly/mm. Rapportée à un plan tangent à l'atmosphère (horizontal), l'intensité moyenne annuelle du même rayonnement direct n'est plus que de 0,25 ly/mm à 80° de latitude N, 0,28 ly/mm à 70°N. L'effet de l'angle d'incidence des rayons du soleil est tout aussi sensible à la surface du substratum :

TABLEAU V - RAPPORT DU FLUX DE RAYONNEMENT SOLAIRE DIRECT, ENREGISTRE A MIDI ET MINUIT SUR UNE SURFACE HORIZONTALE, ET DU FLUX ENREGISTRE SUR UNE SURFACE PERPENDICULAIRE AUX RAYONS SOLAIRES

		F	M	A	M	J	J	A	S	O
80°N	12h	-	0,15	0,35	0,50	0,55	0,50	0,40	0,25	-
80°N	24h	-	-	-	0,15	0,25	0,20	-	-	-
75°N	12h	-	0,20	0,40	0,55	0,60	0,60	0,50	0,30	0,15
75°N	24h	-	-	-	0,10	0,20	0,15	-	-	-
70°N	12h	0,10	0,30	0,50	0,60	0,70	0,65	0,55	0,40	0,20
70°N	25h	-	-	-	-	0,10	0,10	-	-	-

Source : GAYRILOVA M.K. (1963)

La latitude élevée, et l'obliquité des rayons solaires qui en résulte, se traduit donc par une réduction très importante du flux du rayonnement solaire direct. Mais elle a également pour conséquence une diffusion plus importante du rayonnement solaire pendant son parcours atmosphérique. P.PAGNEY (1973) a souligné l'intérêt pour le géographe du rapport de la radiation diffuse au rayonnement solaire global. Les mesures permettant de séparer

.../

rayonnement direct et rayonnement diffus sont rares (elles nécessitent en effet, outre le pyranomètre classique, un pyrrohéliomètre braqué en permanence vers le soleil) : à la station polonaise de Hornsund, au Spitsberg méridional, en 1957-58, le rapport du rayonnement diffus au rayonnement global (direct + diffus) a varié de 46,7% (Avril) à plus de 90% (Octobre). Ce rapport du rayonnement diffus au rayonnement global semble fortement corrélé à l'insolation relative, ce qui fait apparaître nettement le rôle de la nébulosité :

TABLEAU VI - RAPPORT DU RAYONNEMENT DIFFUS AU RAYONNEMENT GLOBAL ET INSOLATION RELATIVE A LA STATION POLONAISE DE HORNSUND (1957-58) EN % :

	Septem- bre	Octo- bre	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil- let	Août
Rayonnement diffus/global (%)	72,9	91,7	75	63,5	46,7	61,2	73,1	71,7	54,6
Insolation relative (%)	9,1	0,1	33,9	59,9	62,0	24,6	15,0	14,2	52,3

Source : BARANOWSKI S. (1968)

La nébulosité constitue donc bien le second facteur explicatif de la faiblesse et du régime du rayonnement solaire global.

3. NEBULOSITE ET INSOLATION RELATIVE

L'insolation et surtout la nébulosité sont des variables météorologiques beaucoup plus communément relevées que le rayonnement global : elles sont donc fréquemment utilisées pour les estimations. Pour les stations norvégiennes, l'on dispose de mesures de nébulosité à l'ensemble des stations, de mesures d'insolation à Isfjord Radio, Bjørnøya et Tromsø. Les valeurs moyennes mensuelles pour la période 1970-74 ont été reportées sur les figures 8 à 12 (nébulosité en octas, insolation relative en %). Mais les valeurs moyennes sont souvent insuffisantes pour exprimer la complexité des faits et la notion de fréquence est alors indispensable ; un tel travail est disponible

pour les stations arctiques norvégiennes (HISDAL V., 1975). Nous nous sommes contentés ici (fig 8 à 12) de distinguer trois types de journées et d'en reporter la fréquence sur un diagramme triangulaire, pour la période 1970-74 :

- les jours "clairs" sont ceux où la somme des nébulosités enregistrées à 7h, 13h et 19h est inférieure ou égale à 4/8. De tels jours sont marqués par une insolation quasi-continue.
- les jours "totalement couverts" sont ceux où la somme des trois observations est supérieure ou égale à 20/8 : l'insolation y est très faible ou nulle.

Les figures permettent de préciser les traits de la nébulosité et de l'insolation aux diverses stations littorales de l'Arctique européen : le premier trait est une nébulosité très élevée (et corrélativement une insolation faible) tout au long de l'année : les valeurs mensuelles de l'insolation relative ne dépassant qu'exceptionnellement 50% à Isfjord Radio (encore s'agit-t'il du mois d'Avril, le plus ensoleillé) et Tromsø, n'atteignant jamais 40% à Bjørnøya. Comme pour le rayonnement global, les mers arctiques européennes se distinguent du reste de l'Arctique par cette faiblesse de l'insolation, en toute saison : partout ailleurs un été nébuleux s'oppose à un hiver plus clair, et l'insolation est plus élevée aux saisons intermédiaires. La fréquence des jours totalement couverts est exceptionnelle : 66% à Bjørnøya, 59% à Hopen, 50% à Isfjord Radio, Tromsø et Vardø.

Cette nébulosité atteint son maximum au coeur de notre domaine, et la station de Bjørnøya est sans aucun doute une des moins ensoleillées du monde : moins de cinq jours clairs par an, en moyenne ! Il y a là, la principale cause de la faiblesse du rayonnement solaire.

Les variations de la nébulosité au cours de l'année introduisent une différence sensible entre les stations arctiques au sens strict et celles du littoral scandinave ; les premières se caractérisent par une nébulosité maximum en été et en automne, les autres en hiver et secondairement en

automne. Malgré l'importance de la nébulosité en toutes saisons, "le printemps" apparaît favorisé et plus particulièrement les mois de Février à Avril (qui sont par ailleurs les plus froids de l'année). Cette diminution de la nébulosité, peu sensible à Bjørnøya (Avril y présente une nébulosité moyenne supérieure à 6 octas et plus de 50% de jours totalement couverts) est plus affirmée à Hopen et plus encore sur la côte occidentale du Spitsberg (Isfjord Radio). La nébulosité est maximum de Juillet à Octobre : les jours totalement couverts représentent alors près de 80% du total à Hopen et Bjørnøya, environ les deux tiers à Isfjord Radio, plus favorisé. Il y a là un puissant facteur de réduction du rayonnement solaire. C'est aussi l'explication de la dissymétrie notée auparavant : le rayonnement solaire global s'élève très rapidement dès Mars et Avril, alors qu'il est très réduit dès Juillet et Août.

Le régime de la nébulosité est nettement différent sur le littoral scandinave : le maximum se situe en Décembre et Janvier, pendant la nuit polaire ; le minimum est plus tardif (Mai et Juin à Tromsø, Juillet à Vardø). La dissymétrie du régime radiatif y est moins accusée.

On dispose de peu d'informations précises sur la nature des nuages ; celle-ci dépend principalement de la circulation atmosphérique et influe à son tour sur le rayonnement solaire. Selon VOWINCKEL et ORVIG (1970), les mers de Norvège et de Barents se distinguent des autres régions de l'Arctique par une fréquence plus élevée des nuages de type convectif (cumulus), surtout aux latitudes les plus basses, et des nuages stratiformes de basse altitude. Il est remarquable que ces deux types de nuages sont les écrans les plus efficaces pour le rayonnement solaire, mais aussi pour le rayonnement terrestre (ils accentuent ainsi "l'effet de serre" dans l'atmosphère).

Comme le rayonnement solaire global, la nébulosité et l'insolation relative présentent une variabilité interannuelle relativement limitée ; Les proportions sont tout à fait comparables à celles qui ont été évoquées pour le rayonnement solaire global et les variations de ces trois paramètres sont très fortement corrélées :

TABLEAU VII - COEFFICIENTS DE CORRELATION LINEAIRE ENTRE LE RAYONNEMENT SOLAIRE ET L'INSOLATION RELATIVE A ISFJORD RADIO (1951-60)

MOIS	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
Coefficient r:	0,96	0,93	0,92	0,93	0,95

Malgré la brièveté de la série considérée (10 ans), la corrélation est nettement significative : la variation interannuelle du rayonnement solaire global dépend clairement de l'insolation ou de la nébulosité et par là même des aspects de la circulation atmosphérique.

II - LE BILAN RADIATIF ET L'IMPORTANCE DE L'ALBEDO

1. DEFINITION DU BILAN RADIATIF ET RAYONNEMENT TERRESTRE

Le bilan radiatif à la surface du substratum terrestre est la composante radiative du bilan d'énergie. Les deux termes en sont le rayonnement solaire, sous forme d'ondes courtes, et le rayonnement terrestre, dans la partie du spectre correspondant à l'infra-rouge. Il peut s'écrire de la façon suivante (PEDELABORDE, 1973) :

$$R_{\text{net}} = R_g (1 - a) - (T - A).$$

- R_{net} est le bilan radiatif ou rayonnement net ; il exprime la quantité de chaleur gagnée ou perdue par le substratum (sol ou mer).
- R_g est le rayonnement solaire global (cf I) et a l'albédo de la surface, c'est-à-dire la part du rayonnement réfléchi vers l'espace.
- T représente le rayonnement terrestre et A le contre-rayonnement de l'atmosphère vers le sol (effet de serre ou effet Greenhouse). $T-A$ est appelé rayonnement terrestre effectif.

Les appareils nécessaires à la mesure de l'ensemble des éléments du bilan radiatif ne sont que très exceptionnellement réunis : la mesure du bilan à Ny-Ålesund (Spitsberg nord-occidental) n'en présente que plus

d'intérêt (VINJE T.E., 1976 et années suivantes...). Mais diverses méthodes de calcul permettent de suppléer à l'absence des mesures, en particulier celles du rayonnement terrestre effectif ; formules théoriques ou empiriques, utilisant fréquemment des abaques de rayonnement (PEDELABORDE P., 1974).

Le rayonnement terrestre varie avec la température du substratum (mer ou sol) : $T = \epsilon : \sigma \times t^4$ (t est la température du substratum exprimé en °K, ϵ un coefficient d'émissivité -0,8 à 0,9- et σ une constante). Le contre-rayonnement de l'atmosphère dépend surtout de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère (en rapport étroit avec la température) et la nébulosité. Au cours de l'année, les variations du rayonnement terrestre et atmosphérique tendent à se compenser, et le rayonnement effectif reste relativement constant :

TABLEAU VIII - VALEURS MOYENNES MENSUELLES DU RAYONNEMENT TERRESTRE (T), DU CONTRE-RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE (A) ET DU RAYONNEMENT EFFECTIF (T-A) A NY-ÅLESUND (1974-1978). D'APRES VINJE (1976 ET ANNÉES SUIVANTES) ; EN LY/MOIS :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
T	16170	14170	16390	16210	18940	20380	23100	21830	19500	18700	17220	17820
A	14350	13120	14880	14700	17360	18840	21060	20120	17970	17490	15410	16100
T - A	1820	1450	1510	1510	1580	1540	2040	1710	1530	1210	1810	1720

Les valeurs moyennes annuelles du rayonnement terrestre effectif mesurées (194×10^3 ly à Ny-Ålesund) ou calculées (GAVRILOVA M.K., 1963) sont concordantes ; le rayonnement effectif aux stations terrestres est plus faible dans l'Arctique européen que dans le reste de l'Arctique, et que partout ailleurs dans le monde. La nébulosité très élevée s'ajoute aux faibles températures pour expliquer ce fait. A nébulosité égale, le rayonnement effectif est plus élevé sur les espaces de mer libre de glaces, particulièrement en hiver, en raison de la température des eaux de surface. Ce rayonnement effectif augmente vers le Sud, pour atteindre près de 35×10^3 ly/an, sur le littoral de Scandinavie (Tromsø).

Malgré ces différences, ce n'est pas le rayonnement effectif qui introduit les contrastes essentiels dans le bilan radiatif.

2. LES VARIATIONS DE L'ALBEDO

L'albédo est le rapport du rayonnement solaire réfléchi par la surface au rayonnement solaire global (il s'exprime aussi couramment en pourcentage). Ses valeurs sont bien connues mais varient fortement avec la nature du substrat.

L'albédo de la mer libre de glaces varie dans des limites très restreintes, selon l'état de la mer, la hauteur du soleil sur l'horizon et la couleur des eaux. Il est sans doute plus élevé aux hautes latitudes qu'ailleurs dans le monde mais garde des valeurs faibles, proches de 0,1 ou 10%.

Les surfaces marines englacées s'opposent fortement à la mer libre mais leur albédo peut varier assez sensiblement. Ponctuellement, l'albédo du matériau qu'est la glace oscille entre 0,35 environ pour une glace fondante, sale, présentant des flaques d'eau de fonte, et 0,70 pour une glace récente et uniforme. L'albédo est encore beaucoup plus élevé si la glace est recouverte de neige. A plus petite échelle, il faut tenir compte de la concentration du pack, qui mêle en proportions très variables de la glace et de l'eau libre, aux caractères extrêmement contrastés.

La neige présente ordinairement un albédo très élevé, qui peut atteindre 0,98 pour de la neige fraîche, sèche et froide mais tombe à 0,7 pour une vieille neige fondante, ou même 0,6 pour du névé couvert de poussières.

Sur les littoraux, les stations de l'Arctique sont fréquemment installées sur la toundra : après la fonte de la neige, l'albédo de celle-ci diminue brutalement. Selon la nature précise de la végétation et l'avancement de la période végétative, on estime habituellement que l'albédo est compris entre 0,1 et 0,2 ; il peut être parfois très supérieur dans le cas d'une toundra discontinue sur terrain calcaire.

Selon l'albédo de la surface, la part du rayonnement solaire véritablement absorbé peut donc varier dans la proportion d'un à huit. C'est donc bien l'albédo qui détermine les contrastes spatiaux ou saisonniers les plus

importants du bilan radiatif ; c'est lui qui explique l'originalité des mers arctiques européennes en grande partie libres de glaces, par rapport au reste de l'Arctique.

3. TYPES ESSENTIELS DE BILAN RADIATIF

- Les stations météorologiques qui nous servent à caractériser le climat des mers arctiques européennes sont toutes installées sur le littoral : le substratum enneigé de l'hiver fait place pour la durée très limitée de l'été, à la toundra, dont l'albédo est au moins quatre fois inférieur. En moyenne annuelle, le bilan radiatif de ces stations est nettement positif :

TABLEAU IX - BILAN RADIATIF MOYEN ANNUEL DES DIVERSES STATIONS
CALCULÉ PAR M.K. GAVRILOVA (1963) ET MESURE A
NY-ÅLESUND (LY/AN)

	Ny-Ålesund	Isfjord R.	Bjørnøya	Tromsø	Vardø
Rayonnement global	55 090	59 000	58 000	72 300	69 000
Rayonnement absorbé $R_g(1-a)$	25 590	26 600	37 100	45 400	43 800
Rayonnement terrestre effectif	15 400	22 300	20 200	34 700	30 100
Bilan radiatif	10 190	4 300	16 900	10 700	13 700

Si l'on excepte le cas d'Isfjord Radio (dont le bilan semble sous-estimé par rapport aux mesures effectuées à Ny-Ålesund, station proche et comparable), ces bilans présentent des valeurs très semblables : l'apport radiatif beaucoup plus important aux latitudes "plus basses" de Tromsø et Vardø, est compensé par le rayonnement terrestre plus important, par suite de la température plus élevée du sol et de la nébulosité plus faible. Les variations saisonnières du bilan de ces stations terrestres sont bien représentées par l'exemple de Ny-Ålesund (figure 13). D'Octobre à Mars, le rayonnement solaire

global est extrêmement faible, ou totalement absent : le bilan radiatif est donc négatif durant ces six mois, mais le déficit n'est pas très important ; la faible température du sol et la nébulosité limitent le rayonnement terrestre. En Avril et en Mai, le rayonnement solaire global s'élève rapidement mais l'albédo du sol, couvert de neige, en limite l'absorption. Le bilan est proche de 0 et peut même être encore négatif en Avril, il n'est que faiblement positif en Mai. Juin est un mois particulier : selon les années, la neige peut disparaître dès le début du mois, ou subsister plus longuement ; le bilan de ce mois peut donc être très variable, en fonction de l'albédo moyen (qui peut être proche de 0,2 ou dépasser 0,6 !). L'apport du rayonnement solaire, qui est alors à son maximum peut, selon les années, agir pleinement ou voir ses effets limités. En Juillet et Août, l'albédo est minimum : le bilan atteint donc son maximum en Juillet et commence à décliner, avec le rayonnement global, dans la deuxième partie de l'été. Septembre constitue un autre mois de transition, dont l'albédo moyen varie avec la date des premières chutes de neige. Mais le rayonnement global étant très faible, le bilan est déjà presque nul, voire négatif.

Ce schéma des variations saisonnières du bilan radiatif, analysés à Ny-Ålesund, station très septentrionale (79°N) est valable pour les autres stations arctiques. Sur le littoral scandinave, à Tromsø et Vardø, la disparition de la neige est plus précoce, Mai et surtout Juin prennent une part plus importante dans le bilan radiatif. Il convient de noter que l'albédo retarde le maximum du bilan radiatif et tend à en rapprocher le régime de celui des températures, alors que le maximum du rayonnement solaire global est nettement décalé vers le printemps.

. - Pour les régions maritimes saisonnièrement englacées, par exemple en Mer de Barents, à l'Est du Svalbard, le bilan radiatif est sans doute proche de celui des stations terrestres. L'albédo d'un pack dense et enneigé est comparable à celui de la toundra en hiver ; la température de surface est certainement un peu plus élevée, ce qui augmente le rayonnement terrestre effectif. En été, l'albédo très faible de la mer libre assure une absorption plus importante d'énergie en surface, et le bilan se rapproche de celui de la mer constamment libre. Les bilans des mers à englacement saisonnier peut

varier sensiblement avec la durée de l'englacement, principalement au printemps, et la concentration du pack en saison froide.

- Le bilan radiatif des mers constamment libres de glaces est le plus original. T.E. VINJE (1976 et années suivantes) a pu estimer les termes du bilan radiatif pour les étendues marines déglacées en permanence à l'Ouest du Spitsberg, à proximité de Ny-Ålesund (79°N), en supposant un albédo constant de 0,1 et une température de surface de 0°C (il sous-estime sans doute cette température et donc le rayonnement terrestre effectif). Le résultat, comparé au bilan de la station terrestre (figure 13) est très évocateur. En hiver, la surface de la mer, beaucoup plus chaude que le sol, rayonne fortement vers l'atmosphère et l'espace ; le bilan est fortement négatif : la perte d'énergie est 2,5 à 3 fois supérieure à celle que l'on mesure à terre. Pour maintenir la température de la mer proche de 0°C, il faut donc un apport de chaleur venu des couches plus profondes ou des régions plus méridionales (c'est le rôle des courants marins). En été, au contraire, l'albédo très faible de la mer a pour conséquence un bilan plus positif que sur la toundra : la surface absorbe environ 1,5 fois plus d'énergie.

La présence des mers libres de glaces à une très haute latitude est donc un fait géographique majeur et original : les mers arctiques européennes sont les seules à présenter, sur une vaste surface, des mers libres en toutes saisons associées au bilan radiatif caractéristique des très hautes latitudes. Les effets en apparaissent clairement en étudiant les échanges thermiques non-radiatifs à la surface de la mer. L'apport radiatif net, ou le déficit net en hiver est compensé par trois flux de chaleur :

$$R_{\text{net}} = Q_s + Q_c + Q_l. \quad (\text{PEDELABORDE P., 1973}).$$

- Q_s désigne les flux de chaleur entre la surface et les couches plus profondes de la mer ou du sol. Les échanges entre la surface et la profondeur sont toujours plus importants sur mer que sur terre.
- Q_c désigne le flux de chaleur sensible entre la surface et les basses couches de l'atmosphère.

- Q1 désigne les échanges de chaleur latente, c'est-à-dire par l'intermédiaire des phénomènes de condensation ou d'évaporation. VOWINCKEL et ORVIG (1970) ont établi, de façon détaillée, le bilan d'énergie de surface pour les mers de Norvège et de Barents d'une part, l'Arctique Central d'autre part. La comparaison exprime précisément le rôle climatique de la mer libre (figure 15) :

x en hiver, de Septembre à Avril, le déficit radiatif de surface est compensé, et au-delà, par l'apport de chaleur venu des couches plus profondes de la mer, et des latitudes moyennes par suite des courants marins. La surface fournit de plus à l'atmosphère d'importantes quantités de chaleur latente (sous forme de vapeur d'eau) mais aussi de chaleur sensible : la mer chauffe l'air et limite le refroidissement hivernal des basses couches de l'atmosphère. Sur les mers englacées de l'Arctique Central (mais aussi sur les parties englacées de notre domaine), la présence de la Banquise limite très fortement les échanges entre la mer et l'atmosphère.

x en été, de Mai à Septembre, l'apport radiatif est entièrement absorbé par la mer, pour en réchauffer les couches superficielles et pour l'évaporation. Mais la surface reçoit même de la chaleur sensible de l'atmosphère : la mer, plus froide, refroidit les basses couches de l'atmosphère.

Le rôle de régulateur thermique de la mer, dont les conséquences sont bien connues, est donc particulièrement affirmé sur les mers arctiques européennes.

III - LE BILAN ENERGETIQUE GLOBAL ET LES TRANSFERTS MERIDIENS DE CHALEUR

1. LE BILAN ENERGETIQUE DU SYSTEME TERRE + ATMOSPHERE

Le bilan d'énergie global envisage l'ensemble des échanges thermiques non seulement à la surface du substratum terrestre mais également dans l'atmosphère et à la limite de l'atmosphère. Les échanges radiatifs à la limite supérieure de l'atmosphère résument le bilan de l'ensemble Terre + Atmosphère ; ceux-ci sont de nos jours faciles à connaître, grâce aux mesures des satellites (RASCHKE E., 1972). Ce bilan peut être résumé ainsi :

$$R_{(T+A)} = S_0 (1-ap) - E_0$$

- S_0 désigne le rayonnement solaire reçu sur une surface horizontale, à la limite supérieure de l'atmosphère. Il se calcule simplement en fonction de la constante solaire, de la latitude et de la date ; il se trouve également dans des tables.
- ap désigne l'albédo planétaire, c'est-à-dire à la fois celui des nuages et celui du substratum. $S_0 (1-ap)$ désigne donc la part du rayonnement absorbé à la limite de l'atmosphère.
- E_0 est le rayonnement (infra-rouge) de l'atmosphère vers l'espace. ap et E_0 sont bien connus, grâce aux cartes établies par les satellites Nimbus. Prenons l'exemple du bilan pour la station de Ny-Ålesund (79°N) ;

S_0 est exprimé en ly/jour	S_0 (Moyenne annuelle):	363 ly/j
	(21 Juin):	1055 ly/j
	(Equinoxes):	290 ly/j
	(Hiver):	0 .

Sur les mers arctiques européennes, l'albédo planétaire est particulièrement élevé, en raison de l'enneigement ou de l'englacement hivernal d'une part, de la très forte nébulosité d'autre part. Les cartes établies d'après les mesures de satellites permettent de considérer 0,5 comme une valeur vraisemblable, en moyenne annuelle.

L'émission de l'atmosphère vers l'espace a été aussi mesurée par les satellites : pour la région de Ny-Ålesund, on peut l'estimer à 365 ly/jour.

Ceci permet de calculer le bilan du système Terre-Atmosphère pour Ny-Ålesund, à la latitude 79°N :

$$R_{(T+A)} = (363 \times 0,5) - 365 \simeq -183 \text{ ly/jour.}$$

Le bilan est donc négatif, en moyenne annuelle, comme pour l'ensemble des régions des latitudes supérieures à 35°N. Le bilan de l'Atmosphère seule est

ici très simple à déterminer : pour une station terrestre, en effet, on peut considérer qu'en moyenne annuelle, les échanges entre la Terre (sa surface) et l'atmosphère s'équilibrent, la surface restituant sous forme de chaleur latente et sensible tout l'apport du bilan radiatif (à Ny-Ålesund : 28 ly/j). Le bilan négatif de -183 ly/j montre que l'équilibre thermique de la région nécessite une advection de chaleur sous forme de transport dans l'atmosphère. (chaleur sensible ou latente).

De la même façon, VOWINCKEL et ORVIG (1970) ont établi les facteurs du bilan énergétique global pour l'ensemble des mers de Norvège et de Barents (figure 14). Les valeurs des différents flux d'énergie y sont exprimées en %, par rapport au rayonnement solaire reçu à la limite de l'atmosphère. Pour l'ensemble de cette région, on retrouve un bilan du système Terre + Atmosphère négatif :

$$S_0 = 100 \quad S(1-\alpha_p) = 52 \quad E_0 = 99 \quad R_{(T+A)} = -47$$

Mais le bilan établi à la surface de la mer est légèrement négatif, c'est-à-dire que la surface fournit de la chaleur à l'atmosphère ; cette chaleur est apportée par l'océan (cf II.3). Malgré cet apport, l'équilibre du système suppose également un transfert de chaleur par advection dans l'atmosphère, en grande partie sous forme de chaleur sensible. L'air relativement froid de ces latitudes ne contient en effet que peu de vapeur d'eau, c'est-à-dire de chaleur latente.

2. LES TRANSFERTS MÉRIDIENS DE CHALEUR

La connaissance des transferts d'énergie de l'Equateur vers les pôles revêt une grande importance dans la compréhension des mécanismes généraux de la circulation atmosphérique et constitue donc un point essentiel des grands projets internationaux pour la connaissance de l'atmosphère des régions polaires (POLEX) ou dans son ensemble (GARP). Ils sont étudiés sur de vastes ensembles, souvent un hémisphère entier, à partir du dépouillement de très nombreux sondages aérologiques. En rappeler les résultats essentiels peut toutefois permettre de mieux comprendre les aspects thermiques du climat sur l'espace limité des mers arctiques européennes.

La part de ces transferts assurée respectivement par les océans et l'atmosphère reste mal connue : très élevée aux basses latitudes, la proportion du transport assurée par les océans est sans doute beaucoup plus faible (un quart à un cinquième) au-delà du 50e parallèle, mais peut varier sensiblement selon les régions. Ce serait justement le cas des mers de Norvège et de Barents, en raison même de l'importance des courants qui les traversent (LAMB. H.H. et MORTH H.T., 1978) : le bilan d'énergie établi par VOWINCKEL et ORVIG (1970), reproduit à la figure 14, attribue des valeurs semblables à l'advection atmosphérique et à l'apport marin (qui correspond aux quantités de chaleur que la mer fournit en surface à l'atmosphère).

Les échanges atmosphériques, de part et d'autre du 60e parallèle, ont été particulièrement étudiés par A.H. OORT (1974) : 72% de ces échanges sont assurés sous forme de chaleur sensible, 21% sous forme de chaleur latente (moyennes 1958-1963). Le reste correspond à l'énergie potentielle et cinétique. Quels sont les processus météorologiques responsables de ces transferts ? Alors qu'aux basses latitudes, dans le cadre de la "cellule de HADLEY", les déplacements par convection et subsidence jouent le rôle essentiel, aux hautes latitudes, au-delà du front polaire, le transfert de chaleur se produit essentiellement dans les basses couches de l'atmosphère, entre la surface et le niveau 500 mb, avec un maximum vers 850 mb, et sans échanges notables entre les divers niveaux. Ces échanges sont réglés précisément par la disposition des principales figures isobariques, cyclones et anticyclones, stationnaires et mobiles ; les dépressions mobiles jouent le rôle principal. La circulation atmosphérique de surface, et au-delà, les principales figures de l'onde planétaire du jet-stream, conditionnent donc pour l'essentiel les transferts méridiens de chaleur en direction des régions polaires. (H.H. LAMB et H.T. MORTH, 1978). Selon OORT A.H. (1974), le transport de chaleur vers les pôles présente un rythme saisonnier bien marqué : il est près de trois fois inférieur en Juillet qu'en Janvier. Il connaît également d'importantes variations interannuelles, plus marquées durant le semestre hivernal ; mais à l'échelle qui est envisagée (l'ensemble des régions situées au Nord du 60e parallèle), il est extrêmement difficile de faire apparaître une corrélation simple entre les fluctuations des températures et ces variations interannuelles. Les facteurs des anomalies des températures sont multiples et peuvent mutuellement se compenser.

A une échelle différente, pour l'étude des températures sur les mers arctiques européennes uniquement, il est nécessaire de faire apparaître non seulement les transferts d'énergie dans leurs ensembles mais leur distribution géographique : un transfert d'énergie vers le pôle peut en effet correspondre aussi bien à un flux d'air tiède (chaleur sensible) et humide (chaleur latente) vers le Nord, qu'à une exportation d'air froid vers le Sud. Un tel bilan spatialisé des échanges a été établi par le calcul à l'Institut de Recherches Arctiques et Antarctiques de Leningrad (BORISENKOV Y.P. et CHERNUKIN M.S., 1973) : flux d'air froid et flux d'air chaud se répartissent en secteurs nettement déterminés. Le secteur atlantique se caractérise par des flux orientés vers le Nord prédominant pratiquement toute l'année, le secteur eurasiatique par une alternance saisonnière bien marquée entre flux d'air froid en hiver, d'air chaud en été. Mais les limites de ces secteurs peuvent varier sensiblement, en rapport avec la circulation atmosphérique, et les mers arctiques européennes se trouvent précisément à la charnière de ces deux domaines. La situation de Décembre 1958 (figure 16) le montre précisément. L'organisation géographique de ces flux méridiens d'énergie pourrait donc bien constituer un facteur essentiel des variations thermiques dans les régions périarctiques.

C O N C L U S I O N

L'analyse des divers aspects du bilan thermique, pour les diverses stations ou pour l'ensemble des mers arctiques européennes, présente un double enseignement :

- il existe un lien étroit entre le bilan radiatif à la surface de la terre ou de la mer, qui dépend essentiellement des facteurs cosmiques et de la nature du substratum, et le rythme saisonnier des températures. Ce lien apparaîtra clairement à l'analyse détaillée des températures aux diverses stations.
- le bilan énergétique global apparaît, lui, sous la dépendance de la circulation atmosphérique, qui conditionne, par l'intermédiaire de la nébulosité, le bilan radiatif, mais aussi et surtout les échanges thermiques non radiatifs. En raison même de la relative constance des facteurs radiatifs, soulignée à

plusieurs reprises, nous serons amenés à voir dans la circulation atmosphérique le facteur principal d'explication de la variabilité des températures qui sera soulignée au chapitre III. Il nous faudra par contre négliger, malgré son importance probable, le rôle des courants marins, en particulier celui du Spitsberg occidental, dont les travaux récents (en particulier AAGARD K. et GREISMAN P., 1975) soulignent l'importance des variations saisonnières et interannuelles. Le bilan énergétique global révèle pourtant la part des échanges entre l'océan et l'atmosphère. Tout au plus pourrions-nous suggérer les liens probables entre les variations des courants et de la circulation atmosphérique.

CHAPITRE II : LES TEMPÉRATURES MOYENNES ET EXTRÊMES : LE RYTHME SAISONNIER

La description précise des rythmes thermiques saisonniers pour les stations de l'Arctique Européen et celles du littoral septentrional de Scandinavie fera appel aux valeurs suivantes relevées ou calculées pour la période trentenaire 1946-75, sauf pour la station soviétique de Mourmansk (1951-1975) :

- les températures moyennes mensuelles sont celles que publie l'Institut Météorologique Norvégien. Elles sont calculées à partir des trois observations quotidiennes de 7h, 13h et 19h (soit 6h, 12h et 18h T.U.), en utilisant une formule empirique qui permet d'approcher au mieux la moyenne des 24 observations horaires :

$$M = m - k (m - M_{\min})$$

m désigne la moyenne des observations de 7h, 13h et 19h, M_{\min} la moyenne des minima quotidiens. k est un coefficient, défini empiriquement, variable selon la station et la saison (1). A Mourmansk, la moyenne mensuelle est définie à partir des 8 observations quotidiennes (0h, 3h, 6h, etc... heure légale de Moscou soit T.U. + 3).

- les températures extrêmes quotidiennes sont relevées de 19h à 19h en Norvège, de 21h à 21h en U.R.S.S., soit dans les deux cas 18h à 18h T.U. Les valeurs quotidiennes permettent de calculer successivement la moyenne mensuelle des maxima et minima quotidiens, la moyenne des maxima et minima mensuels, les extrêmes absolus.

L'ensemble des températures moyennes et extrêmes est réuni sous forme de tableaux (Annexe I) et de figures (17 à 20). Aux températures, nous ajouterons les nombres de jours sans gel (minimum supérieur à 0°C), de jours à alternance gel-dégel (minimum inférieur à 0 et maximum supérieur à 0)

(1) La table des valeurs de k se trouve dans le Norsk Meteorologisk Årbok de 1949.

et de jours de gel permanent (maximum inférieur à 0). Parmi les jours de gel permanent, sont distingués les jours de gel profond (minimum inférieur à -10°C). Ces valeurs sont réunies en diagrammes (figures 21 à 24).

I - LES TRAITES GÉNÉRAUX ET LE DÉCOUPAGE SAISONNIER

1. L'ORIGINALITÉ THERMIQUE DES MERS ARCTIQUES EUROPÉENNES

Les températures moyennes mensuelles des mois d'été permettent de classer incontestablement le climat des stations de Bjørnøya, Isfjord Radio et Hopen parmi les climats polaires de toundra, selon la classification de KÖPPEN (la température moyenne du mois le plus chaud est inférieure à 10°C , et même à 5°C). Mais si l'on considère les températures moyennes annuelles, et plus encore les moyennes du mois le plus froid, les mers arctiques européennes présentent une originalité évidente dans l'ensemble de l'Arctique ; la comparaison avec diverses stations littorales, de latitude équivalente, le montre clairement (Tableau I). L'anomalie thermique positive, calculée par rapport aux moyennes de température pour l'ensemble d'un parallèle (cf. cartes d'isothermes) dépasse 8°C et approche sans doute 10°C . Les seules stations présentant des moyennes comparables se trouvent sur les côtes occidentales de Nouvelle-Zemble (Malye Karmakuly) ou du Groenland (Upernavik) mais à des latitudes déjà nettement inférieures : en témoignent les moyennes mensuelles de l'été, plus élevées de 2°C au moins.

Cette anomalie thermique positive est un fait géographique essentiel : elle affecte les mois d'hiver, et par voie de conséquence les températures moyennes annuelles ; l'été, lui, mérite bien le qualificatif d'arctique.

.../

TABLEAU I - COMPARAISON DES TEMPERATURES MOYENNES A ISFJORD RADIO, HOPEN, ET BJØRNØYA AVEC CELLES D'AUTRES STATIONS ARCTIQUES LITTORALES (Sources et périodes de référence variées) :

Domaine	STATION	Latitude	T.moyenne annuelle	T.moyenne mois le + chaud	T.moyenne mois le + froid
Arctique européen	Bjørnøya	74°30	- 2,0	4,3	- 7,4
	Isfjord Radio	78°	- 4,6	4,7	-12,2
	Hopen	76°30	- 5,9	2,2	-13,6
Groenland oriental	Nord Myggbukta	81°30	-16,4	4,2	-32,5
		73°30	-10,0	3,7	-21,3
Groenland occidental	Thulé Upernavik	76°30	-11,5	5,5	-25,5
		72°45	- 6,4	6,0	-19,6
Arctique soviétique	Baie de Tichaya (Terre François-Joseph)	80°15	- 9,3	1,1	-17,2
	Malye Karmakuly (Nouvelle-Zemble)	72°30	- 4,2	6,7	-15,0
	Cap Tchéliouskine	77°45	-13,7	1,7	-28,3
	Ile Wrangel	71°	-11,7	2,8	-25,6
Arctique Canadien	Isachsen Resolute	78°45	-18,7	3,7	-36,6
		78°45	-16,2	4,6	-33,7
Antarctique	Mac Murdo	78°	-17,4	-3,4	-27,8

Le corollaire de cette anomalie de l'hiver est une limitation de l'amplitude thermique, tout à fait exceptionnelle à ces latitudes : 12° à 17° seulement alors que partout ailleurs (sauf en Terre de François-Joseph qui fait partie du même domaine arctique européen), elle dépasse 20° et atteint 40° dans l'Arctique canadien ; encore ne s'agit-il que de stations littorales. Cette atténuation de l'amplitude thermique n'exclut tout de même pas de vigoureux contrastes saisonniers.

.../

2. LES PRINCIPES DU DECOUPAGE DES SAISONS THERMIQUES

Le découpage de l'année en saisons thermiques fait fréquemment appel au calcul des dates de franchissement, en année réelle ou en année moyenne, de certains seuils de température. A titre d'exemple, BARANOWSKI (1968) utilise pour la base polonaise de HORNSUND (Spitsberg méridional) les températures de $-2,5^{\circ}\text{C}$ et de $2,5^{\circ}\text{C}$ pour délimiter l'été ($T > 2,5^{\circ}\text{C}$), le printemps et l'automne ($-2,5^{\circ} < T < 2,5^{\circ}\text{C}$) et l'hiver ($T < -2,5^{\circ}\text{C}$). Plusieurs raisons nous conduisent à abandonner cette méthode. Le calcul des dates moyennes de franchissement des seuils est extrêmement long, et les résultats n'ont guère, malgré la précision apparente, de valeur concrète, en raison de la variabilité des températures qui est caractéristique de l'Arctique européen (cf. chapitre III). Les limites obtenues sont en outre peu utilisables, puisqu'elles ne coïncident pas avec les limites mensuelles. Pour discerner les saisons thermiques, nous partirons du principe qu'elles sont relativement homogènes : les écarts entre les températures moyennes mensuelles constituent donc un critère commode de découpage.

TABLEAU II - ECARTS ENTRE LES TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES

MOIS	Isfj. Radio	Bjørnøya	Hopen
DECEMBRE			
JANVIER	1,7	1,7	2,3
FEVRIER	0,3	0,1	0,2
MARS	0,7	0,2	1,1
AVRIL	3,0	2,1	3,0
MAI	5,7	3,9	5,9
JUIN	5,1	3,3	4,3
JUILLET	3,1	2,4	2,3
AOUT	0,5	0	0,3
SEPTEMBRE	3,1	1,5	1,4
OCTOBRE	4,5	2,9	3,7
NOVEMBRE	3,7	3,0	4,5
DECEMBRE	2,4	2,5	3,0

Les écarts les plus importants s'observent respectivement entre les mois d'Avril et Mai, de Mai et Juin, de Septembre et Octobre, enfin d'Octobre et Novembre. On distingue ainsi :

- un hiver particulièrement long et homogène, qui dure six mois, de Novembre à Avril inclus. Des écarts significatifs (plus de 2°) n'apparaissent qu'entre Novembre et Décembre, et Mars et Avril.
- un été nettement plus court, de Juin à Septembre. Encore est-il possible de distinguer l'été proprement dit (Juillet et Août), de Juin et Septembre, dont les caractères thermiques sont moins accusés et qui forment déjà une transition.
- les saisons intermédiaires sont très courtes ; elles se résument à un mois chacune, Mai et Octobre. Il convient de noter que le réchauffement du printemps est beaucoup plus rapide que le refroidissement de l'automne dont les écarts se répartissent mieux, d'Août à Décembre. L'écart des températures moyennes dépasse par contre 10° entre Avril et Juin.

3. COMPARAISON AVEC LES STATIONS DU LITTORAL DE SCANDINAVIE

Une anomalie thermique tout aussi remarquable affecte les stations du littoral norvégien et de la côte mourmane, situées à près de 70° de latitude Nord. Mais ces stations présentent entre elles de notables différences (figure 20). Nous comparerons successivement chacune des stations avec les stations arctiques, 5 à 10° plus au Nord, et avec la station de JAKOBHAVN (69°N) sur la côte occidentale du Groenland, région elle-même affectée d'une anomalie thermique positive (température moyenne annuelle : -4,3°c. Juillet : +8,7° et Février : -15,7°).

A MOURMANSK, la température moyenne annuelle est proche de 0°. Mais l'anomalie affecte différemment l'hiver et l'été. Légèrement plus chaud qu'à Jakobshavn, l'hiver est comparable, en moyenne, à celui de Hopen ou Isfjord Radio, malgré la distance en latitude (Février : -11,2°c). C'est l'été qui est beaucoup plus chaud : la moyenne de Juillet (12,9°c) accuse une différence de 8° avec celle des stations arctiques et l'amplitude révèle la continentalité de cette station.

- TROMSØ présente l'anomalie thermique la plus accusée, sensible aussi bien durant l'hiver, extraordinairement doux (Février : $-4,5^{\circ}\text{C}$), que durant l'été (Juillet : $11,9^{\circ}\text{C}$).
- C'est VARDØ qui présente les caractères les plus proches de ceux des stations "arctiques" : l'anomalie thermique n'y affecte guère que l'hiver, dont la rigueur est très atténuée, alors que l'été y est très frais, avec une moyenne mensuelle de Juillet comparable à celle de Jakobshavn (Juillet : $8,7^{\circ}$ et $9,3^{\circ}$, Février : $-15,7^{\circ}$ et $-5,5^{\circ}$). Les moyennes mensuelles de Vardø présentent un écart très constant (7° environ) avec celles de Hopen, 6° de latitude plus au Nord ; la similitude du régime thermique de cette station avec celui de Bjørnøya est remarquable. Vardø constitue un terme de comparaison privilégié.

Le découpage saisonnier présente également de notables différences avec celui des stations arctiques :

- l'hiver est plus court : la méthode des écarts intermensuels incite à classer les mois de Novembre et Avril parmi les saisons intermédiaires, qui sont ainsi plus étendues,
- l'opposition entre le printemps et l'automne remarquée pour les stations arctiques disparaît : les écarts les plus importants se produisent entre Octobre et Novembre, et non au printemps.

II - LES CARACTERES DE L'HIVER

1. LA DUREE DE LA SAISON FROIDE

Plus que l'intensité du froid, c'est donc sa longueur qui constitue le trait essentiel de l'hiver des stations de l'Arctique européen. A Isfjord Radio et Hopen, la moyenne des températures maximales quotidiennes reste négative durant huit mois, d'Octobre à Mai, à Bjørnøya durant six mois, de Novembre à Avril. Les trois mois de Janvier, Février et Mars constituent le coeur de l'hiver. Ils présentent des températures moyennes très proches et le minimum est atteint en Mars. Avril est encore très froid, tout à fait comparable. On met ainsi en valeur l'important décalage entre l'hiver thermique et l'hiver astronomique, qui prend aux hautes latitudes une signification très concrète avec la nuit polaire. Le décalage du mini-

mum et du maximum est ordinairement attribué à l'influence de la mer. Il peut être ici expliqué de façon plus précise par le rappel du bilan radiatif :

- au début de l'hiver, malgré la faiblesse ou l'absence du rayonnement solaire, le froid reste limité : l'albédo est encore faible, la mer, en grande partie libre de glaces, fournit à l'atmosphère par rayonnement, une grande quantité de chaleur, conservée par l'effet de serre (nébulosité élevée). Novembre est déjà un mois d'hiver, mais l'intensité du froid reste limitée : les maxima moyens annuels n'atteignent pas -20°C .
- au cours de l'hiver, le bilan radiatif négatif semble cumuler progressivement ses effets jusqu'en Février et Mars, avec l'extension progressive des glaces.
- en Mars et surtout en Avril, malgré le rayonnement solaire qui augmente rapidement, le bilan reste nul ou négatif : l'albédo atteint alors son maximum et la diminution de la nébulosité favorise les pertes liées au rayonnement terrestre.

Ce décalage du froid hivernal est caractéristique du milieu océanique de très haute latitude. Il est déjà beaucoup moins sensible sur les côtes norvégienne et mourmane : le minimum s'y produit en Février, Mars est déjà beaucoup moins froid (comparable à Décembre) et Avril marque le début du printemps.

2. L'INTENSITE LIMITEE DU FROID HIVERNAL

Les minima absolus observés à Bjørnøya ($-29,8^{\circ}\text{C}$), Isfjord Radio ($-32,3^{\circ}$) et Hopen ($-34,7^{\circ}$) apparaissent bien modestes comparés à ceux du reste de l'Arctique : ils sont encore supérieurs aux moyennes mensuelles des mois les plus froids de stations groenlandaises (Nord) ou canadiennes (Isachsen, Resolute) situées à des latitudes comparables ! Encore les températures proches de -30° sont-elles tout à fait exceptionnelles, puisque les minima moyens mensuels ne dépassent guère -20° ($-20,8^{\circ}\text{C}$) à Bjørnøya et -25° ($-24,1$ et $-27,9^{\circ}$) à Isfjord Radio et Hopen. Le nombre de jours avec des températures inférieures à -10° (cf. figures 21 à 24) est en moyenne inférieur à 25 durant les mois d'hiver, et ne dépasse pas 15 à Bjørnøya. Rien ne confirme donc l'idée couramment répandue d'un froid profond et durable.

Tous les mois d'hiver connaissent périodiquement des épisodes de dégel. Les maxima absolus approchent ou dépassent 4°C et les maxima moyens annuels sont toujours supérieurs à 0. De Novembre à Avril, on observe toujours plusieurs jours à alternance gel-dégel et même plus rarement, des jours sans gel.

La limitation des froids extrêmes et la fréquence du dégel pendant l'hiver constituent deux aspects essentiels de la modération des températures hivernales dans l'Arctique européen.

On retrouve, à des degrés divers, les mêmes caractères à Vardø, Tromsø et Mourmansk. Les minima absolus sont de l'ordre de -18° à Tromsø, -20° à Vardø ; mais on a observé jusqu'à -38° à Mourmansk, où la continentalité se fait nettement sentir. Mais ici les maxima d'hiver dépassent nettement 5° ; des redoux très marqués se produisent fréquemment en hiver.

3. L'ABSENCE DE RYTHME THERMIQUE DIURNE

Aux trois stations arctiques, c'est en hiver que l'écart entre les températures quotidiennes maximales et minimales est le plus important (figures 17 à 19) : il est de 6° environ en Janvier, Février et Mars, inférieur à 4° en Juillet et Août. Cet écart ne doit pas suggérer l'existence d'un rythme diurne dans la variation des températures : celui-ci est totalement absent durant toute la nuit polaire. C'est ce que montre précisément la comparaison des températures relevées à 7h, 13h et 19 h :

TABLEAU III - TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES A 7H, 13H ET 19H A BJØRNØYA ET VARDØ - PERIODE 1970-74

	Heures	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Bjørnøya	7h	-5,5	-6,9	-5,2	-5,3	-0,8	2,8	5,0	4,7	3,1	-0,1	-4,9	-5,2
	13h	-5,6	-6,8	-5,1	-4,5	-0,2	3,7	5,8	5,4	3,6	-0,1	-5,1	-4,9
	19h	-5,6	-7,0	-5,1	-4,8	-0,4	3,2	5,4	5,2	3,2	-0,2	-5,0	-5,0
Vardø	7h	-3,7	-5,3	-3,4	-1,4	2,4	6,8	10,8	10,2	6,4	1,8	-2,4	-2,5
	13h	-4,0	-5,2	-2,5	-0,5	3,5	7,8	11,9	11,2	7,7	2,5	-2,4	-2,5
	19h	-3,8	-5,3	-3,0	-1,1	2,7	6,9	10,7	10,2	6,7	2,1	-2,5	-2,3

Des écarts inférieurs au demi-degré peuvent résulter du hasard et ne sont donc pas significatifs. Selon ce critère, il n'existe donc à Bjørnøya aucun indice de rythme thermique diurne durant toute la période d'Octobre à Mars ; celui-ci n'apparaît qu'en Avril, c'est-à-dire lorsque le rayonnement solaire intervient de façon décisive dans le bilan radiatif, et alors que la nébulosité est minimum. A Vardø, le rythme diurne apparaît plus précocement, en Mars, et disparaît à la fin d'Octobre : c'est un effet logique de la latitude.

L'écart entre les températures maximales et minimales quotidiennes ne traduit pas la variation diurne des températures ; il apparaît comme un écho affaibli, à l'échelle de la journée, de la variabilité des températures hivernales, que révèle par exemple l'amplitude entre les extrêmes, déjà signalée. L'analyse de la variabilité des températures, à partir des seules moyennes et extrêmes, ne peut être que très sommaire ; elle sera menée ultérieurement à partir de la fréquence des températures quotidiennes (chapitre III).

III - LES CARACTERES DE L'ETE

1. UNE SAISON RELATIVEMENT COURTE

Contrairement à l'hiver, l'été arctique se caractérise par sa brièveté : à Bjørnøya, les quatre mois de Juin à Septembre présentent une moyenne des températures minimales quotidiennes supérieure à 0°C ; à Isfjord Radio et Hopen trois mois seulement (Juin à Août, Juillet à Septembre respectivement). Mais la période sans gel dure moins de deux mois à Bjørnøya et Isfjord Radio : des jours à alternance gel-dégel y sont fréquemment observés au début de Juillet et dans la deuxième quinzaine d'Août. Selon ce critère, il serait impossible de délimiter un été à l'île Hopen, où il gèle en moyenne un jour sur trois en Juillet et Août (figure 22) ! Le découpage selon les écarts intermensuels garde toujours une certaine valeur, si l'on considère les températures extrêmes : les mois de Juin à Septembre sont ceux où les températures ne sont jamais inférieures à -10°C, les seuls également où elles dépassent parfois 10°C. L'été est ainsi défini négativement, par

l'absence totale des froids intenses. Sur le littoral scandinave par contre, ces quatre mois constituent un été plus réel : le gel y est exceptionnel, et les températures minimales mensuelles y sont supérieures à 0°C.

2. L'ABSENCE DE VERITABLE CHALEUR

Les maxima absolus sont tout à fait significatifs de la fraîcheur des étés sur les mers arctiques européennes : 17° à Isfjord Radio et 17,4° à Hopen, 23,6° à Bjørnøya. Pour cette dernière station, le seuil de 18°C, que les bioclimatologues considèrent comme le seuil du bien-être, n'a été dépassé que 6 fois en 30 ans ! Les maxima moyens mensuels soulignent que des températures supérieures à 10°C ne se produisent pas tous les ans. La moyenne des maxima quotidiens reste inférieure à 7°C en Juillet à Isfjord Radio et Bjørnøya, elle n'est que de 4,1°C à Hopen. Ces seuils ont une signification importante : la plupart des auteurs situent la limite entre le froid sensible et la douceur entre 7° et 10°. Un mois froid est, selon Köppen, un mois dont la température moyenne mensuelle est inférieure à 10°C et, selon Péguy, cette limite se situe à 7°C. L'absence de chaleur est bien le trait essentiel de l'été à ces latitudes arctiques. Les stations de Bjørnøya, Isfjord Radio et Hopen se différencient ainsi clairement des stations "subarctiques" de Tromsø et Mourmansk, où la moyenne des minima quotidiens est sensiblement supérieure à ce seuil de 7°C. Les maxima absolus y atteignent ou dépassent 30° ; les maxima moyens mensuels sont sensiblement supérieurs à 20°C. L'essentiel de la variation des températures estivales se situe ici entre 10 et 25°, et non entre 0 et 10°C. Vardø enfin présente des températures estivales intermédiaires : la moyenne des minima quotidiens est supérieure à 7° en Juillet et Août, assez proche des valeurs de Tromsø ; mais les maxima sont fortement atténués, plus proches de ceux de Bjørnøya que de ceux de Tromsø et Mourmansk. Le cas de Vardø illustre clairement le rôle de la situation océanique des stations (cf. Introduction II.2). La mer limite la chaleur estivale : la majeure partie du gain radiatif y est utilisé à élever la température de la mer, et pour l'évaporation (chaleur latente), au lieu d'être restitué à l'atmosphère sous forme de chaleur sensible. Pour les stations arctiques, où l'apport radiatif est déjà limité, cela aboutit à supprimer presque totalement la chaleur de l'été.

3. LES ECARTS THERMIQUES ET LE RYTHME DIURNE

A Bjørnøya et Vardø (Tableau III), les températures moyennes à 7h, 13h et 19h présentent des différences remarquables quoique limitées (1° en Juillet). Malgré le jour permanent, une variation diurne des températures se maintient, en rapport avec la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon ; elle est plus marquée et plus constante à Vardø qu'à Bjørnøya. Il y a peut-être là un effet de l'exceptionnelle nébulosité des parages de l'île aux Ours. L'amplitude entre les minima et les maxima, absolus, mensuels ou quotidiens est nettement réduite par rapport à l'hiver, sauf à Tromsø et Mourmansk : l'amplitude extrême reste inférieure ou proche de 20° (35° pour les mois d'hiver), l'écart entre maxima et minima moyens mensuels est de l'ordre de 15° (plus de 30° en hiver). La constance des températures, sera étudiée à l'aide des fréquences des températures quotidiennes.

IV - LES SAISONS INTERMÉDIAIRES

Peut-on véritablement parler de saisons intermédiaires lorsque celles-ci sont réduites à un mois ? Leur description, à l'aide des températures moyennes et extrêmes, sera nécessairement imprécise.

1. LE PRINTEMPS

L'écart entre Avril et Juin est particulièrement marqué : la différence des températures moyennes mensuelles dépasse 10° à Isfjord Radio et Hopen, 7° à Bjørnøya. Les ordres de grandeur sont comparables pour les stations subarctiques. Avril, malgré l'insolation relativement élevée (elle n'est encore que de 25% du possible à Bjørnøya), est un mois d'hiver : les maxima moyens mensuels n'atteignent pas 3°C, les maxima absolus sont de 5,6°C. Juin est un mois d'été, dont les températures ne descendent jamais à -10°C. Mai participe à la fois de l'hiver et de l'été et l'écart entre les extrêmes est très important : de -17,8° à +16,5° pour Bjørnøya. Les jours à alternance gel-dégel sont toutefois moins nombreux qu'en Juin.

Pour les stations subarctiques, le printemps s'étend sur deux mois au moins, Avril et Mai ; c'est en Avril que la fréquence des jours à

alternance gel-dégel est la plus élevée, mais le gel profond est déjà exceptionnel (figure 24).

2. L'AUTOMNE

L'écart entre Septembre et Novembre est, nous l'avons noté moins important qu'entre Avril et Juin : 7 à 8° pour Isfjord Radion et Hopen, 5,5° pour Bjørnøya. L'originalité du mois d'Octobre est, par contre-coup, moins accusée que celle de Mai. Il s'agit d'un mois de transition au sens plein du terme, dont les divers paramètres thermiques présentent dans l'ensemble des valeurs exactement intermédiaires entre celles de Septembre et de Novembre, à l'exception toutefois du minimum absolu, déjà très froid (-22,2° à Bjørnøya et -29° à Hopen) : il s'agit d'ailleurs là du résultat d'une seule année exceptionnelle en 30 ans (1968). Ordinairement les froids extrêmes sont absents et les minima moyens mensuels sont compris entre -10° (Bjørnøya) et -15° (Hopen). Le nombre de jours à alternance gel-dégel reste limité (10 à 13 en moyenne), proche de celui de Septembre : le mois associe dans des proportions comparables les jours sans gel, les jours de gel continu et les jours d'alternance gel-dégel.

Pour les stations subarctiques, il est nécessaire de dissocier Mourmansk, où Octobre est le seul mois de transition (Novembre y est aussi froid que Décembre), de Vardø et Tromsø, où l'automne se prolonge en Novembre : c'est durant ce dernier mois qu'est normalement franchi le seuil de 0°, le maximum absolu y dépasse encore 10° et les minima n'y sont que rarement inférieurs à -10°. A Vardø, les jours d'alternance gel-dégel sont plus nombreux en Novembre qu'en Octobre, leur nombre est semblable à celui qui est observé en Avril. La longueur des saisons intermédiaires est un critère qui distingue nettement les stations subarctiques vraiment océaniques des stations des latitudes plus élevées mais aussi de Mourmansk, plus continentale. ..

3. LA DISSYMETRIE DES SAISONS INTERMEDIAIRES

Le trait le plus marquant des saisons intermédiaires est leur dissymétrie : à l'augmentation brutale des températures au printemps, répond un automne beaucoup plus progressif, où la baisse des températures

est ordinairement plus lente, avec toutefois plusieurs alternances d'épisodes froids et de retours de la fraîcheur estivale, que seule l'analyse des températures quotidiennes permet de faire apparaître. Cette dissymétrie correspond exactement à celle du bilan thermique, mise en évidence au chapitre précédent :

- au printemps, l'apport radiatif augmente rapidement avec la hauteur du soleil sur l'horizon et la faiblesse relative de la nébulosité : le maximum du rayonnement solaire global est atteint fréquemment dès le mois de Mai. Mais l'albédo de la neige et des glaces marines, très étendues encore, retarde l'augmentation des températures, qui s'affirme brutalement dès que se produisent la fonte de la neige et le retrait des glaces. Le rôle du rayonnement solaire au printemps est souligné par le rythme diurne bien marqué des températures, que l'on observe dès Avril et surtout en Mai (cf. Tableau III).
- en automne, le rayonnement solaire est très faible dès la fin Août, il disparaît en Octobre. Mais la mer libre de glaces et la forte nébulosité retardent l'arrivée des grands froids. Contrairement au printemps, les écarts diurnes des températures (à 7h et 13h) sont très faibles en Octobre : le rayonnement solaire ne joue plus qu'un rôle mineur dans le bilan thermique de ce mois.

Cette dissymétrie des saisons intermédiaires est très sensible pour les stations de haute latitude, malgré leur brièveté. Elle est déjà atténuée à Vardø et Tromsø, où la mer est constamment libre de glaces : le printemps est plus progressif. Elle n'existe pas à Mourmansk, dont le climat est déjà plus continental.

C O N C L U S I O N ..

Les valeurs moyennes et extrêmes des températures mensuelles ont permis de décrire et de comparer, dans leurs grandes lignes, les variations thermiques saisonnières aux diverses stations. Les variations saisonnières ont été constamment mises en rapport avec les aspects du bilan

thermique qui les explique bien. Mais ce type d'analyse révèle bien des insuffisances : l'intervalle de temps qu'est le mois paraît trop long pour décrire le détail du rythme annuel des températures ; ses limites fixes et arbitraires occultent sans doute en partie les ruptures qui ponctuent l'année. Est-il nécessaire pour autant de pousser plus loin le souci du détail dans l'analyse des variations saisonnières, en utilisant, par exemple, des moyennes décadaires ou pentadaires, ou en calculant des dates moyennes de franchissement des seuils de température essentiels ? Cela paraît illusoire en raison de la variabilité des températures : à quoi servirait une délimitation précise des limites de l'automne lorsqu'à Bjørnøya la température moyenne mensuelle d'Octobre a varié entre $+3,2^{\circ}$ (en 1961) et $-8,4^{\circ}$ (en 1968) ? Il est préférable de s'attacher à une étude de la variabilité des températures.

CHAPITRE III : LES FRÉQUENCES ET LA VARIABILITÉ DES TEMPÉRATURES

Il existe une différence de nature entre les variations diurnes et saisonnières des températures, exposées au chapitre précédent, à l'aide des moyennes, et la variabilité des mêmes températures : les premières constituent un phénomène cyclique, dans une période (le jour ou l'année) déterminée astronomiquement ; la variabilité est un phénomène aléatoire dont l'étude nécessite le recours à l'analyse statistique des fréquences. Nous étudierons successivement la variabilité interdiurne (exprimée par les températures quotidiennes) et la variabilité interannuelle (à l'aide des températures moyennes de chaque mois).

I - LA VARIABILITÉ DES TEMPÉRATURES QUOTIDIENNES

1. LES METHODES DE RECHERCHE

L'analyse de la variabilité des températures quotidiennes portera simultanément sur les minima et les maxima : la comparaison des caractères calculés pour chacune des deux variables fournira souvent des informations supplémentaires à celles qu'aurait données la seule étude des moyennes journalières, ou des températures relevées à une heure déterminée.

La période de référence correspond aux cinq années 1970 à 1974 en moyenne plus chaudes que la moyenne, mais fortement contrastées (cf. Introduction II).

Pour chaque station et pour chacun des mois de l'année, nous disposerons de deux séries de 141 (Février), 150 (mois de 30 jours) ou 155 valeurs quotidiennes ; celles-ci ont été réparties en classes, et les fréquences ont été calculées. L'intervalle (2°C) et les limites des classes ont été choisis de façon à présenter des classes égales, plus faciles à comparer, et à respecter au mieux les formules de HUNTSBERGER et de BROOKS-CARRUTHERS qui déterminent, en fonction de l'effectif le nombre de classes

le plus adapté : pour des séries de 141 à 155 valeurs, celui-ci devrait être compris entre 8 (HUNTSBERGER) et 11 (BROOKS-CARRUTHERS). Le découpage en classes égales de 2°c fait varier le nombre des classes de 4 (minima de Juillet à Isfjord Radio) à 18 (minima de Janvier à Hopen) et peut donc être considéré comme satisfaisant, étant donné les valeurs très contrastées des températures quotidiennes. Le classement a été effectué en arrondissant les températures à la valeur entière la plus proche : ainsi s'expliquent les limites des classes (par exemple : $[-1,5^{\circ} ; +0,5^{\circ}[$). Les fréquences des températures quotidiennes minimales et maximales ont été représentées graphiquement de deux façons différentes :

- les courbes des fréquences relatives cumulées constituent les figures 25 et 26 (Bjørnøya), 28 et 29 (Isfjord Radio), 31 et 32 (Hopen), 34 et 35 (Vardø), 37 et 38 (Tromsø), 40 et 41 (Mourmansk). Ces courbes, outre leur propre intérêt descriptif, ont servi à la détermination des médianes et des quartiles.
- les fréquences absolues sont figurées par des histogrammes. L'histogramme des fréquences des maxima et celui des minima quotidiens sont regroupés en une seule figure, de part et d'autre de l'axe des abscisses : on compare ainsi directement les distributions des deux extrêmes journaliers. Les douze figures ainsi obtenues pour chacune des stations constituent les figures 27,30,33,36,39 et 42. Les histogrammes obtenus permettent de déterminer le mode (classe présentant la fréquence la plus élevée), troisième caractéristique de valeur centrale, après la moyenne et la médiane : la comparaison de ces trois valeurs a, nous le verrons, une signification concrète qui permet de mieux cerner la distribution des températures réellement observées.

La dispersion des températures minima ou maxima, autour de la valeur centrale, constitue l'expression la plus précise de leur variabilité. Cette dispersion peut être exprimée de diverses façons :

- l'étendue est la différence entre les températures extrêmes qui ont déjà été utilisées précédemment. Elle a l'inconvénient de ne refléter que la distance entre des faits exceptionnels.
- l'écart interquartile a été déterminé graphiquement à partir de la courbe des fréquences relatives cumulées, uniquement pour les mois de Janvier et de Juillet.

- nous lui préférons l'écart-type, qui sera le principal critère de la variabilité structurelle des précipitations utilisé dans cette étude. L'écart-type est la racine carrée de la variance, calculée ici de la façon suivante :

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \times \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

(Cette façon de calculer introduit dans l'écart-type une correction toujours souhaitable en climatologie - CHADULE, 1974).

Tous les paramètres cités expriment une dispersion absolue, mesurée en °C. Pour les températures, dont les valeurs peuvent prendre des valeurs négatives, les coefficients de dispersion relative ne sont pas utilisables.

Les caractéristiques de forme permettent de préciser encore l'image de la distribution des températures quotidiennes. Le coefficient d'aplatissement (coefficient β_2 de PEARSON) confirme en général les résultats des coefficients de dispersion, en comparant la courbe ou l'histogramme des fréquences à une courbe de GAUSS :

$$\beta_2 = \frac{\mu_4}{\sigma^4} \quad \begin{array}{l} \mu_4 \text{ est le moment d'ordre 4} \\ \sigma \text{ l'écart-type.} \end{array}$$

$\beta_2 = 3$ signale une courbe d'aplatissement comparable à celui d'une courbe gaussienne, $\beta_2 < 3$ une courbe très aplatie (platicurtique), $\beta_2 > 3$ une courbe aiguë (leptocurtique).

Le coefficient d'asymétrie (β_1 de PEARSON) permet de décrire la distribution des températures autour des valeurs centrales :

$$\beta_1 = \frac{\mu_3}{\sigma^3} \quad \begin{array}{l} \mu_3 \text{ est le moment d'ordre 3} \\ \sigma \text{ l'écart type.} \end{array}$$

Un coefficient positif indique une dispersion plus grande des températures élevées (asymétrie positive), un coefficient négatif une dispersion des températures plus basses.

.../

Les caractères de dispersion et de forme cités ci-dessus ne mesurent que la variabilité structurelle des températures quotidiennes ; les écarts entre les températures sont considérés indépendamment de leur ordre chronologique. Or il est utile d'étudier également la variabilité dynamique, qui prend en compte les écarts réellement observés entre deux jours consécutifs. Le classique coefficient de variabilité interséquentielle (ARLERY, GRISOLLET et GUILMET, 1973, p.124) ne peut être utilisé pour les températures, qui oscillent autour de 0°C. Nous lui préférons donc une expression concrète de la variabilité interdiurne :

$$V = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n |x_i - x_{i+1}|$$

Ce coefficient exprime les moyennes arithmétiques des écarts (en valeur absolue) des températures, d'un jour à l'autre.

L'ensemble des valeurs calculées (moyennes, extrêmes, critères de dispersion et de forme, variabilité interdiurne) est regroupé en une série de tableaux (Annexe II).

L'observation des courbes de fréquences relatives cumulées des températures (figures 25 et 25, 28 et 29, etc...) confirme la validité du découpage saisonnier adopté au chapitre précédent, à partir des écarts entre les moyennes mensuelles. Aux stations arctiques, les courbes des mois de Novembre à Avril forment un faisceau dense ; elles sont très proches les unes des autres et tout à fait semblables. Mai et Octobre, dont les courbes sont bien isolées, illustrent la brièveté des saisons intermédiaires. Enfin l'été dure quatre mois mais avec une nette différence entre Juillet et Août d'une part, Juin et Septembre d'autre part. Les limites des saisons sont bien moins nettes pour les stations "subarctiques" : les courbes des différents mois s'échelonnent plus régulièrement au cours de l'année avec des transitions graduelles. Pour Bjørnøya, Isfjord Radio et Hopen au moins, le cadre saisonnier utilisé au chapitre précédent garde toute sa valeur pour l'étude de la variabilité des températures.

2. LA VARIABILITE STRUCTURELLE DES TEMPERATURES HIVERNALES

Le froid hivernal, et ses limites, ont été caractérisés précédemment par les températures moyennes. Mais celles-ci n'expriment qu'une

partie de la réalité. La comparaison entre la moyenne et les autres expressions possibles de la valeur centrale que sont la médiane et le mode situe clairement le problème :

TABLEAU I - MOYENNES, MÉDIANES ET MODES DES TEMPÉRATURES QUOTIDIENNES (MINIMA ET MAXIMA) - JANVIER 1970-1974 - EN °C.

	Minima quotidiens			Maxima quotidiens		
	Moyenne	Médiane	Mode	Moyenne	Médiane	Mode
Bjørnøya	- 8,4	- 5,8	-2,5	-2,9	-1,0	+1,5
Isfjord Radio	-11,6	-10,8	-6,5	-6,3	-5,3	+1,5
Hopen	-13,6	-13,9	-2,5	-7,8	-4,0	-0,5
Vardø	- 6,3	- 5,9	-4,5	-1,4	-1,2	-2,5

L'écart observé, en hiver, entre la moyenne, la médiane et le mode, est un fait remarquable : aux stations réellement arctiques (Vardø mise à part), la médiane est plus élevée que la moyenne de 1 à 3°, le mode de 4 à près de 10°C. La moyenne n'exprime pas la réalité des températures le plus fréquemment observées : à Bjørnøya par exemple, la moyenne de Janvier (période 1970-74) a été de -5,6°C (minima -2,9, maxima -8,4) ; or la moitié des journées réelles a présenté un maximum dépassant -1°C et la classe la plus fréquente est celle des journées dont le minimum est de l'ordre de -2 ou -3°C, le maximum de +1 ou +2°C. La moyenne est fortement influencée par des journées très froides mais peu nombreuses. Cet écart entre moyenne, médiane et mode est caractéristique des stations arctiques mais s'atténue ou disparaît pour les stations de Vardø, Tromsø et Mourmansk. A Vardø, dont les moyennes sont nettement supérieures à celles de Bjørnøya, les médianes sont déjà inférieures ; quant aux modes, ils sont inférieurs à ceux de toutes les autres stations arctiques, situées 4 à 8° de latitude plus au Nord.

Cette particularité s'explique tout d'abord par l'importante dispersion des températures quotidiennes observées, en hiver, dans

l'Arctique européen. L'écart-type exprime particulièrement bien cette dispersion :

TABLEAU II - ECART-TYPE DES TEMPERATURES QUOTIDIENNES ($\frac{\text{mini}+\text{maxi}}{2}$)
PERIODE 1970-74. L'ECART-TYPE EST EXPRIME EN °C.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Bjørnøya	7,2	6,1	6,0	4,1	2,8	3,0	2,6	2,0	1,9	3,1	5,0	5,2
Isfjord Radio	7,3	6,3	6,0	4,3	3,0	2,2	1,7	1,7	2,2	3,9	5,5	5,3
Hopen	9,4	7,6	7,8	5,6	3,6	2,2	1,9	1,9	1,9	3,9	7,5	7,5
Vardø	3,5	3,5	3,6	2,5	2,7	3,3	3,1	2,5	2,5	2,9	3,0	3,2
Tromsø	3,6	4,3	3,5	2,6	3,4	4,5	3,9	2,9	3,0	3,4	3,4	3,6
Mourmansk	6,2	6,8	5,3	3,4	3,7	5,5	4,9	4,0	3,5	4,1	6,1	7,4

Les variations saisonnières de l'écart-type des températures quotidiennes opposent de façon évidente les stations arctiques et celles du littoral de Scandinavie septentrionale. A Isfjord Radio, Hopen et Bjørnøya, l'écart-type, particulièrement faible en été - il ne dépasse pas 3° -, s'élève au-dessous de 4° pendant les six mois d'hiver. Il existe tout de même de sensibles différences entre le coeur de l'hiver, principalement Janvier qui présente les valeurs les plus élevées, et la fin de celui-ci ; Avril marque une transition, avec des valeurs de l'écart-type plus basses. A Vardø, Tromsø et Mourmansk, le contraste entre saison froide et saison chaude s'atténue ou disparaît : à Vardø, l'écart-type est remarquablement constant ; à Tromsø, le maximum se place en Juin. Mourmansk présente, comme les stations arctiques, une forte variabilité des températures hivernales ; mais cette variabilité se maintient en été, ce qui n'est pas le cas aux latitudes les plus élevées.

.../

Les divers indicateurs de la variabilité structurelle des températures (étendue, écart interquartile et écart-type, coefficient d'aplatissement) montrent une légère différence entre les minima et les maxima quotidiens :

TABLEAU III - INDICATEURS DE LA VARIABILITE DES TEMPERATURES (MINIMA ET MAXIMA) JANVIER 1970 A 1974

	Minima quotidiens				Maxima quotidiens			
	Etendue	E. Inter-quartile	Ecart-type	Aplatissement	Etendue	Ecart-type	E. Inter-quartile	Aplatissement
Bjørnøya	26,7	11,2	7,9	2,2	25,1	6,7	6,6	3,4
Isfjord Radio	29,6	11,4	7,6	2,2	27,1	12,0	7,1	2,4
Hopen	33,5	18,0	9,7	1,8	31,4	16,1	9,2	2,1
Vardø	18,5	5,4	3,9	2,5	16,2	5,3	3,6	2,6

Pour l'ensemble des stations, les divers indicateurs signalent une variabilité des minima quotidiens légèrement supérieure à celle des maxima. Ce fait se retrouve pour l'ensemble des mois d'hiver (cf. valeurs de l'écart-type-Annexe II). Comment interpréter cette particularité ? L'observation des séries de températures quotidiennes souligne que l'écart entre le maximum et le minimum est souvent plus marqué les jours de grand froid, qu'il reste faible pour les jours où la température est proche de 0°C. Il y a là une première approche d'un fait essentiel que doit faire apparaître l'étude de la forme des distributions : ce sont les basses températures qui sont responsables de la variabilité, durant la saison froide.

L'observation visuelle des histogrammes (figures 25 et 26, 28 et 29, etc...) suffit à faire apparaître la dissymétrie manifeste des distributions des températures quotidiennes durant les mois d'hiver. Le coefficient d'asymétrie (β_1 de PEARSON) permet de quantifier le phénomène :

.../

que : on le retrouve avec toutefois des variantes concernant surtout l'importance respective et la situation exacte des classes modales, pour l'ensemble des mois d'hiver, à Isfjord Radio et Hopen, comme à Bjørnøya. L'asymétrie des distributions résulte finalement de l'importance comparée des différents modes observés. A Bjørnøya, c'est toujours la classe modale correspondant aux températures les plus "douces" qui l'emporte sur l'autre, ou les autres, et le coefficient β_1 est fortement négatif. A Hopen et Isfjord Radio, il est plus fréquent que les différentes classes modales de l'histogramme s'équilibrent : l'asymétrie alors disparaît. Ainsi, en Février, à Isfjord Radio (figure 30), les maxima quotidiens présentent trois classes modales (0 à -1°, -12 à -13°, -20 à -21°) dont les deux premières sont équivalentes, et l'asymétrie est faiblement négative. Les minima présentent deux modes (-14 et -15°, -4 et -5°) mais le plus marqué correspond aux températures les plus basses : le coefficient d'asymétrie qui en résulte est positif.

Dans le cas des stations arctiques, le coefficient β_1 révèle toujours une asymétrie négative plus marquée pour les températures maximales que pour les minima :

TABEAU V - COEFFICIENT D'ASYMETRIE (β_1) DES MINIMA ET DES MAXIMA QUOTIDIENS A BJØRNØYA - MOIS D'HIVER 1970 A 1974

BJØRNØYA	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril
Maxima	-1,7	-1,5	-1,3	-1,1	-0,9	-0,6
Minima	-0,3	-0,6	-0,7	-0,5	-0,6	-0,2

Ce fait rejoint la constatation déjà énoncée précédemment : la variabilité des minima journaliers est plus accusée. Ceux-ci se répartissent donc de façon plus équilibrée sur les différentes classes modales que les maxima, qui eux présentent toujours une classe nettement dominante, celle des températures proches de 0°C.

Quoiqu'il en soit, la forme des histogrammes trahit une certaine hétérogénéité des séries de températures quotidiennes. Cette hétérogénéité

résulte-t-elle d'une insuffisance dans la longueur des séries utilisées ? Certes une analyse portant sur un plus grand nombre de valeurs quotidiennes atténuerait quelque peu le caractère multimodal des histogrammes. Mais cette hétérogénéité n'est pas, nous semble-t-il, seulement un inconvénient : elle exprime de façon extrêmement claire les contrastes thermiques déterminés par les différents types de circulation atmosphérique que devra distinguer la deuxième partie de ce travail. Elle trahit enfin l'importante variabilité interannuelle, caractéristique des températures hivernales de la période choisie (1970-74).

Les traits essentiels de la distribution des températures hivernales observés pour les stations arctiques se retrouvent dans l'exemple de Mourmansk (figure 42), tout au moins pour les mois de Novembre à Février (des différences apparaissent dès Mars et Avril n'est plus un mois d'hiver) ; c'est essentiellement la dispersion des températures et l'asymétrie des distributions. Mais les histogrammes sont plus simples et l'hétérogénéité des séries n'y est pas aussi évidente. A Vardø et à Tromsø, les histogrammes suggèrent une répartition des températures très différente : dispersion plus faible, forme unimodale et relativement symétrique (figures 36 et 39).

3. LA VARIABILITE DYNAMIQUE DES TEMPERATURES HIVERNALES

L'extrême dispersion des températures hivernales quotidiennes, signalée précédemment, se traduit évidemment par la possibilité d'écarts thermiques interdiurnes particulièrement importants. Pour les faire apparaître, nous avons étudié les écarts entre le maximum et le minimum relevés par périodes de 24h et de 48h, durant les mois de Décembre, Janvier et Février. Il aurait été utile de pouvoir disposer d'enregistrements continus de température permettant de discerner des écarts dans des intervalles de temps plus précis. Notons toutefois que l'absence de variations diurnes des températures durant la nuit polaire simplifie l'étude de la variabilité.

Les écarts extrêmes sont impressionnants : en 48h, c'est-à-dire d'un jour au lendemain, les différences atteignent 20,9° (Isfjord Radio, Décembre 1973), 23,4° (Bjørnøya, Janvier 1971) et même 27,7° (Hopen, Décembre 1971). De tels écarts de température sont rarement observés dans le monde

.../

et même dans l'Arctique. A Upernavik (Groenland Occidental), D. YACONO signale des variations de température d'une ampleur comparable ($25,2^{\circ}$) mais celles-ci s'étalent sur des périodes plus longues (2 à 3 jours). Le seul exemple d'écarts supérieurs à celui de Hopen ($27,7^{\circ}$) que nous ayons relevé, a été observé dans l'Antarctique (Vanda Station, "oasis" de MAC MURDO) : 35° (de -50 à -15°) en à peine plus de 24h (RIORDAN A.J., 1975). L'ensemble des écarts extrêmes a été observé à la hausse : l'augmentation brutale des températures, au coeur de la nuit polaire, s'accompagne généralement de précipitations, neige ou même pluie !..

Malgré leur importance, ces écarts extrêmes sont des événements relativement rares :

TABLEAU VI - FREQUENCES ABSOLUES ET RELATIVES DES ECARTS THERMIQUES IMPORTANTS OBSERVES EN 24H ET 48H (HIVERS 1970 A 1974)

	Ecart de températures en 24h			Ecart de températures en 48h		
	$>20^{\circ}$	$>15^{\circ}$	$>10^{\circ}$	$>20^{\circ}$	$>15^{\circ}$	$>10^{\circ}$
Bjørnøya	1 -	7 1,5%	46 10,2%	5 1%	34 7,5%	94 20,9%
Isfjord Radio	- -	1 -	33 7,3%	1 -	21 4,7%	105 23,3%
Hopen	3 0,7%	14 3,1%	63 14%	8 1,7%	70 15,5%	106 23,5%
Vardø	- -	- -	12 2,7%	- -	3 0,7%	45 10,0%

La fréquence des écarts thermiques de grande ampleur est beaucoup plus élevée à Bjørnøya, et surtout à Hopen, qu'à Isfjord Radio : aux latitudes les plus élevées, les écarts thermiques semblent un trait caractéristique des stations les plus océaniques, situées, il est vrai, en bordure de

mers englacées l'hiver. Sur le littoral scandinave et la côte mourmane, les faits sont inversés : les écarts importants sont beaucoup plus rares à Vardø et Tromsø qu'à Mourmansk, la station la plus continentale.

Notre analyse des variations interdiurnes de la température n'a porté jusqu'ici que sur les cas d'écarts importants, relativement rares. La variabilité interdiurne moyenne (cf.1) exprime plus précisément les variations d'un jour à l'autre :

TABLEAU VII - VARIABILITE INTERDIURNE MOYENNE A BJØRNØYA ET VARDØ
(PERIODE 1970-1974)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Bjørnøya	2,8	2,4	2,3	2,4	1,6	1,4	1,5	1,3	1,2	1,6	2,2	3,0
Vardø	2,4	2,2	1,8	1,5	1,6	1,7	1,9	1,7	1,3	1,4	1,9	2,0

Quelle que soit la période de l'année considérée, la variabilité interdiurne moyenne reste relativement faible, à Bjørnøya, comme à Vardø ; les moyennes annuelles (1,97 à Bjørnøya, 1,78 à Vardø) sont proches des valeurs citées par Ch.P.PEGUY (1970) pour Paris ou Briançon. On observe, certes, un rythme annuel dans les variations : à Bjørnøya, les mois d'hiver sont ceux dont les valeurs dépassent 2°C. Mais les valeurs observées restent étonnamment faibles quand on les rapproche de l'importante variabilité structurelle des températures, et des écarts extrêmes qui ont été signalés.

Cette relative faiblesse de la variabilité interdiurne des températures hivernales concerne, à des degrés divers, l'ensemble des stations :

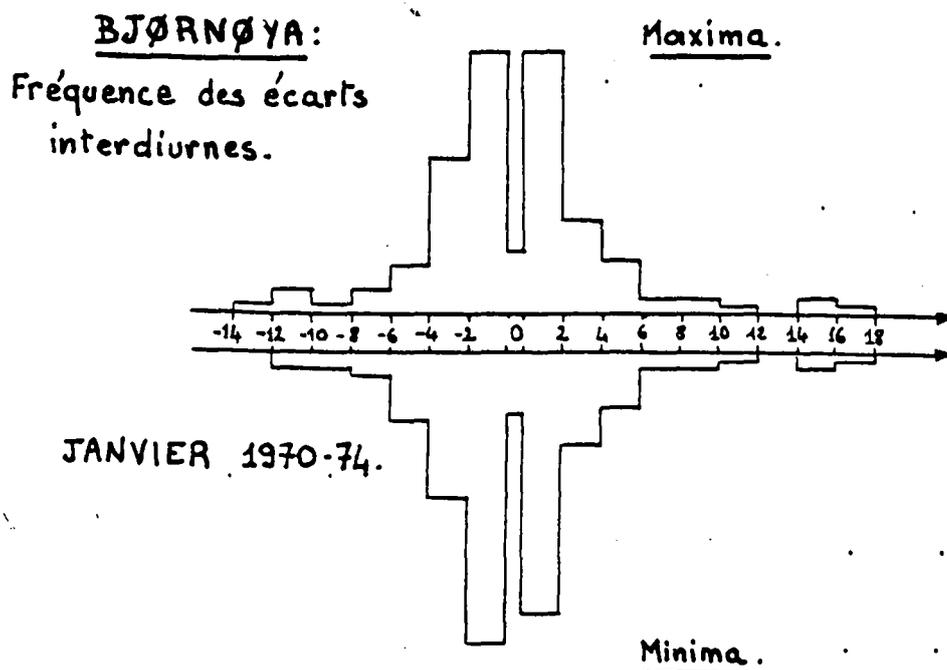
TABLEAU VIII - VARIABILITE INTERDIURNE MOYENNE DES TEMPERATURES
MAXIMALES ET MINIMALES (JANVIER 1970-74)

JANVIER	Maxima	Minima
Bjørnøya	2,8	2,9
Isfjord Radio	3,1	3,0
Hopen	3,9	3,6
Tromsø	2,3	2,3
Vardø	2,3	2,5
Mourmansk	3,5	4,0

.../

Le parallèle entre la variabilité structurelle et la variabilité dynamique des températures apparaît clairement dans la hiérarchie des stations : celles qui présentent la variabilité interdiurne la plus élevée sont aussi celles qui présentaient l'écart-type des températures le plus élevé. Par contre la différence entre les températures minimales et maximales que mettait en évidence l'étude de la variabilité structurelle disparaît ici : les valeurs de la variabilité interdiurne sont toujours comparables pour les minima et les maxima.

La variabilité interdiurne moyenne, qui a été utilisée jusqu'ici, est calculée à partir des valeurs absolues ; elle ne distingue pas les écarts positifs (en hausse) ou négatifs (en baisse). Une analyse plus détaillée des écarts interdiurnes a été menée pour la station de Bjørnøya ; l'exemple de Janvier exprime un fait commun à tous les mois d'hiver :



- à la baisse, les faibles écarts sont les plus fréquents, en particulier ceux qui ne dépassent pas 4° ; les plus fortes valeurs n'atteignent que 12° .

- à la hausse, les valeurs sont un peu plus dispersées ; les écarts moyens et faibles sont moins nombreux. Les valeurs les plus fortes dépassent 15° (il s'agit ici d'écarts entre deux maxima ou deux minima consécutifs, et non d'écarts absolus comme au tableau VI).

Cette différence entre écarts positifs et négatifs s'explique aisément : les très basses températures ne peuvent être atteintes que graduellement, lorsque le rayonnement terrestre ajoute ses effets à ceux d'une circulation atmosphérique favorisant l'arrivée d'air froid (cf. Chapitre V). Au contraire, un renversement de la circulation atmosphérique, qui se produit très rapidement, peut expliquer un réchauffement de très grande ampleur.

Les histogrammes des écarts affectant les minima et les maxima quotidiens sont presque symétriques ; cela confirme les faits signalés à propos de la variabilité interdiurne moyenne.

L'analyse de la variabilité dynamique des températures complète largement le tableau esquissé à partir de la variabilité structurelle : la dispersion des températures quotidiennes hivernales s'accompagne d'écarts interdiurnes qui peuvent être de grande ampleur, mais ceux-ci restent peu fréquents. Les températures quotidiennes en hiver s'organisent en séquences alternativement froides, ou très froides, et "chaudes", mais ces séquences sont toujours relativement durables. Ce fait aura une grande importance dans l'explication de la variabilité interannuelle des températures moyennes mensuelles (cf. II).

4. LA STABILITE DES TEMPERATURES ESTIVALES

L'analyse statistique des températures quotidiennes de l'été est beaucoup moins délicate que celle de l'hiver. On observe en effet une coïncidence presque parfaite entre les moyennes calculées et les températures réelles le plus fréquemment observées. Les écarts entre moyenne, mode et médiane sont presque toujours très faibles :

.../

TABLEAU IX - MOYENNES, MEDIANES ET MODES DES TEMPERATURES QUOTIDIENNES
(MINIMA ET MAXIMA) - JUILLET 1970-74

	Minima quotidiens			Maxima quotidiens		
	Moyenne	Médiane	Mode	Moyenne	Médiane	Mode
Bjørnøya	3,5	3,7	3,5	7,3	7,3	7,5
Isfjord Radio	3,8	3,8	3,5	7,1	7,1	7,5
Hopen	4,1	4,3	1,5	4,2	4,1	3,5
Vardø	8,6	8,6	7,5	13,4	12,9	11,5

L'absence de décalage entre les diverses expressions de la valeur centrale correspond avant tout à une concentration très marquée des températures quotidiennes autour des valeurs centrales. Les valeurs de l'écart-type, très élevées en hiver, pour les stations arctiques, diminuent fortement en été (Tableau II). Le minimum est ordinairement atteint à la fin de l'été (Août à Isfjord Radio, Septembre à Bjørnøya et Hopen). Les stations du littoral de Scandinavie se distinguent clairement par le maintien de valeurs élevées de l'écart-type en été : à Tromsø, la maximum a lieu en Juin, et secondairement en Juillet. Il y a là, entre les deux groupes de stations, une opposition géographique majeure, que l'étude de la circulation atmosphérique devra s'efforcer d'expliquer.

A la différence de ce qui avait été montré pour l'hiver, la variabilité des maxima quotidiens est plus accusée que celle des minima :

TABLEAU X - INDICATEURS DE LA VARIABILITE DES TEMPERATURES
(MINIMA ET MAXIMA QUOTIDIENS-JUILLET 1970-74)

	Minima quotidiens			Maxima quotidiens		
	Etendue	Ecart interq.	Ecart-type	Etendue	Ecart interq.	Ecart-type
Bjørnøya	9,9	3,3	1,2	24,0	4,2	1,9
Isfjord Radio	6,1	2,1	1,3	12,4	2,6	2,1
Hopen	8,9	2,4	1,5	17,2	3,1	2,4
Vardø	12,8	4,3	2,3	17,1	5,5	3,8

C'est l'étendue, écart entre les températures extrêmes, qui souligne le mieux la différence entre minima et maxima quotidiens. L'observation des histogrammes et des courbes de fréquences cumulées (fig.25 à 42) confirme et explique cette particularité : quelques journées présentent des températures maximales beaucoup plus élevées que la moyenne, alors que la grande majorité des maxima restent très groupés (et comparables aux minima). A Bjørnøya (fig.27), durant les cinq mois de Juillet 1970 à 1974, trois journées ont présenté des maxima supérieurs à 15° (le maximum absolu est de 22,4°C). Ces très brefs épisodes de chaleur ne sont pas sensibles dans les minima. Ils ne peuvent être observés qu'en Juin et Juillet ; moins sensibles en Août, ils sont totalement absents en Septembre. Cette répartition saisonnière suggère le principal facteur d'explication, un fort ensoleillement (cf.Chapitre VI).

L'influence de ces brefs épisodes chauds est sensible dans les paramètres exprimant la forme des distributions (asymétrie et aplatissement) : les coefficients β_1 et β_2 de PEARSON sont toujours fortement influencés par les valeurs extrêmes.

TABLEAU XI - COEFFICIENTS D'ASYMETRIE ET D'APLATISSEMENT DES MINIMA ET MAXIMA QUOTIDIENS - JUILLET 1970-74

	Minima quotidiens		Maxima quotidiens	
	<i>Asymétrie</i>	<i>Aplatissement</i>	<i>Asymétrie</i>	<i>Aplatissement</i>
Bjørnøya	0,2	2,8	1,3	6,7
Isfjord Radio	0,2	2,5	1,0	4,4
Hopen	-0,1	3,9	1,4	7,9
Vardø	0,3	3,2	0,6	2,7

Les minima quotidiens de Juillet, comme ceux de l'ensemble des mois d'été, présentent une distribution comparable à une courbe de GAUSS (β_1 proche de 0, β_2 proche de 3). La distribution des maxima est très différente : l'asymétrie est très fortement positive, l'aplatissement présente des

valeurs élevées, qui signalent une distribution leptocurtique (mode très aigu, associé des valeurs extrêmes très dispersées).

Aux stations du littoral de Scandinavie septentrionale, la dissymétrie positive des températures existe également, mais elle affecte presque autant les minima que les maxima ; les distributions obtenues sont différentes, les valeurs sont plus dispersées. La stabilité des températures estivales se limite clairement aux stations de Bjørnøya, Isfjord Radio et Hopen.

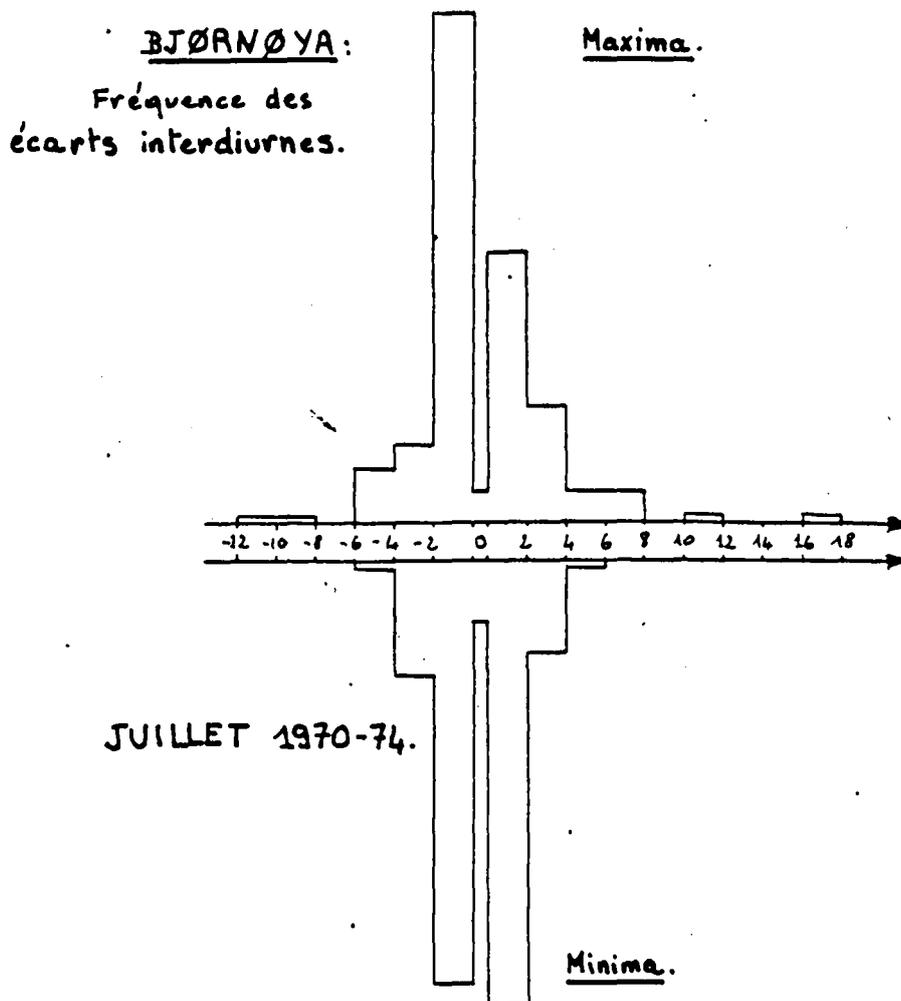
La stabilité des températures s'exprime également dans les écarts thermiques observés d'un jour à l'autre (variabilité dynamique) ; la variabilité interdiurne moyenne présente des valeurs nettement plus faibles qu'en hiver :

TABLEAU XII - VARIABILITÉ INTERDIURNE MOYENNE DES TEMPERATURES MINIMALES ET MAXIMALES - JUILLET 1970-74

JUILLET	Maxima	Minima
Bjørnøya	1,9	1,2
Isfjord Radio	1,4	0,9
Hopen	1,5	0,9
Vardø	2,5	1,3
Tromsø	3,0	1,8
Mourmansk	3,8	2,2

Le tableau fait apparaître l'opposition entre les stations arctiques et "subarctiques" d'une part, les maxima et les minima quotidiens d'autre part. Il y a bien en été, un parallélisme étroit entre la variabilité structurelle et la variabilité dynamique des températures : à la concentration très forte des températures réellement observées autour de la moyenne mensuelle, correspond la faiblesse des écarts de température. Les exceptions n'affectent que les températures maximales : c'est ce que montre l'analyse détaillée

des écarts interdiurnes de Juillet à la station de Bjørnøya. La très grande majorité des écarts observés, à la hausse comme à la baisse, sont inférieurs à 4°. C'est même la quasi-totalité pour les écarts entre les minima de deux jours consécutifs ; les maxima présentent par contre quelques exemples d'écarts atteignant ou dépassant 10°C. Il n'existe par contre aucune opposition notable entre écarts positifs et négatifs.



L'opposition entre la stabilité, structurelle et dynamique, des températures estivales et la très grande variabilité des températures hivernales constitue un trait majeur du climat des stations arctiques européennes, que devra expliquer l'étude de la circulation atmosphérique. Cette stabilité ou cette variabilité des températures influe fortement sur la définition du

temps aux stations considérées ; deux exemples en témoignent. Utilisant l'analyse factorielle en composantes principales pour la classification des types de temps de Janvier à Jan Mayen (station présentant des caractères assez proches de ceux des stations utilisées ici), G.PETIT-RENAUD (1980) est amené à constater le poids tyrannique des températures quotidiennes dans la définition du temps : les maxima et minima quotidiens (parmi 11 variables) expliquent à eux seuls 54% de la variance. Au contraire, D.JOLY (1980) définissant des types de temps d'été à Isfjord Radio (Juillet-Août) est logiquement conduit à négliger totalement les températures dans sa classification : une analyse factorielle des correspondances préalable en a montré le poids très faible.

5. ASPECTS DES SAISONS INTERMÉDIAIRES

La variabilité des températures durant les courtes saisons intermédiaires ne présente guère d'originalité : les mois de transition (Mai et Octobre) se caractérisent précisément par des valeurs intermédiaires des divers indicateurs de variabilité (cf. Annexe II), aux stations arctiques. L'écart-type (cf. Tableau II) à Bjørnøya, Isfjord Radio et Hopen présente des valeurs comprises entre 3 et 4, l'asymétrie est faiblement négative (cf. Tableau IV). Les distributions des températures sont proches des courbes de GAUSS, avec toutefois une légère différence entre Mai, qui présente (est-ce l'effet des facteurs radiatifs ?) des traits plus proches de ceux de l'été, et Octobre qui évoque plutôt l'hiver. Les différences entre la variabilité des maxima et celle des minima quotidiens sont minimes.

Aux stations subarctiques, où les variabilités hivernales et estivales sont à peu près équivalentes, les saisons intermédiaires (Avril-Mai, Octobre-Novembre) apparaissent au contraire comme celles où la variabilité s'atténue légèrement : c'est durant les mois d'Avril, et secondairement de Mai et Septembre, que sont enregistrées les plus faibles valeurs de l'écart-type (Tableau II).

La distribution saisonnière des variabilités oppose donc très nettement les deux groupes de stations, entre lesquelles se situe une limite climatique essentielle, que mettront encore mieux en valeur les études de la variation interannuelle et de la covariation des températures.

II - LA VARIABILITE INTERANNUELLE DES TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES

1. LES METHODES DE RECHERCHE

L'étude de la variabilité interannuelle nécessite un appareil statistique moins important que celui qui a été utilisé pour les températures quotidiennes. Cela tient tout d'abord à la longueur des séries utilisées. En raison de la jeunesse de certaines stations, ou des interruptions liées à la seconde guerre mondiale, les séries utilisées se composent de 30 valeurs mensuelles, et sont donc plus faciles à appréhender empiriquement : les séries de moyennes mensuelles 1946-75 (1951-75 pour Mourmansk) sont entièrement reproduites en annexe (Annexe III). De plus, les séries de températures moyennes mensuelles obtenues s'ajustent de façon assez précise à une courbe de GAUSS : les valeurs du coefficient d'asymétrie (β_1 de PEARSON) oscillent autour de 0, celles du coefficient d'aplatissement (β_2 de PEARSON) sont proches de 3 (en général comprises entre 2 et 3). La série apparaît donc correctement décrite par la moyenne (valeur centrale), l'écart-type et les valeurs extrêmes (Annexe III).

2. LES ASPECTS DE LA VARIABILITE INTERANNUELLE

Les stations littorales et insulaires de l'Arctique européen se caractérisent avant tout par l'exceptionnelle variabilité interannuelle des températures moyennes des mois d'hiver. J.CORBEL (1966) considère que les variations de Janvier à Isfjord Radio constituent un record mondial ; celles de Hopen sont encore plus accusées :

TABLEAU XIII - VARIABILITE INTERANNUELLE DES MOYENNES MENSUELLES (1946-75)
ECART-TYPE ET VALEURS EXTREMES

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Isfjord Radio	Ecarts - type des T.M.M.	4,5	3,3	3,4	2,2	1,4	0,8	0,8	0,7	1,1	2,7	3,8	3,9
	Température M.M. la + élevée	-1,8	-4,7	-6,7	-6,8	-0,8	+3,3	+6,0	+5,8	+3,3	+1,4	-0,6	-2,9
	Température M.M. la + basse	-18,6	-20,4	-19,4	-15,7	-6,9	+0,2	+3,0	+2,7	-1,2	-12,0	-14,3	-17,8
Hopen	Ecarts - type des T.M.M.	5,8	4,4	4,8	2,8	1,5	0,9	0,9	1,0	1,3	3,2	5,0	5,5
	Température M.M. la + élevée	-0,8	-5,1	-4,6	-5,9	-1,9	+1,8	+4,2	+4,2	+2,9	+1,3	+0,1	-1,2
	Température M.M. la + basse	-22,6	-22,5	-22,3	-16,1	-8,7	-1,9	+0,5	0,0	-2,3	-14,2	-17,5	-19,8
Björnpöja	Ecarts - type des T.M.M.	4,1	3,7	4,1	2,0	1,5	1,2	1,2	1,0	1,0	2,2	2,8	3,7
	Température M.M. la + élevée	-0,1	-1,7	+0,2	-1,3	+1,8	+4,4	+6,4	+6,1	+5,1	+3,2	+1,1	+0,5
	Température M.M. la + basse	-14,4	-17,6	-17,6	-9,5	-5,8	-0,2	+1,4	+2,3	+0,7	-8,4	-10,8	-11,6

De Novembre à Avril, l'écart observé entre les mois extrêmes dépasse toujours $7,5^{\circ}$; le maximum est atteint à Hopen, pour le mois de Janvier : $21,8^{\circ}$. Cette variabilité interannuelle prend un aspect tout à fait spectaculaire quand elle affecte les mois similaires de deux années consécutives : les moyennes de Janvier 1971 et Janvier 1972, par exemple, présentent un écart de 14° à Bjørnøya, $15,3^{\circ}$ à Isfjord Radio, et $19,1^{\circ}$ à Hopen !

En comparaison, l'été est d'une très grande stabilité : les écarts entre les valeurs extrêmes ne dépassent guère 4° , de Juin à Septembre. Le mois d'Août, à Isfjord Radio, est d'une régularité extraordinaire : les moyennes extrêmes, celles de 1948 et de 1953, ne présentent qu'un écart de $2,5^{\circ}$. Les valeurs de l'écart-type sont constamment proches de 1° ; il est difficile de situer plus précisément le minimum : celui-ci est en Août-Septembre à Bjørnøya, Août à Isfjord Radio, Juin-Juillet à Hopen. C'est donc l'été dans son ensemble qui se caractérise par cette stabilité des températures.

Entre la variabilité des moyennes hivernales et la stabilité de celles de l'été, les saisons intermédiaires s'individualisent très mal : Mai, avec un écart-type de $1,4$ ou $1,5^{\circ}$, s'apparente déjà à l'été ; Octobre, dont la variabilité est plus forte, appartient à l'hiver.

Il existe un parallélisme frappant entre les répartitions saisonnières de la variabilité interdiurne, d'une part, et la variabilité interannuelle des températures, d'autre part : les rythmes en sont rigoureusement parallèles. Le lien qui unit la stabilité des températures quotidiennes et celle des moyennes mensuelles estivales paraît évident. Il n'en est pas de même pour l'hiver. L'importance de la variabilité interannuelle des moyennes mensuelles résulte de l'organisation des températures quotidiennes, très contrastées, en séquences "chaudes" ou froides, de durée généralement assez longue, c'est-à-dire de l'opposition, soulignée auparavant, entre variabilité structurelle et variabilité dynamique. A Hopen par exemple, Janvier 1971 s'inscrit totalement dans une séquence très froide puisque seule une journée a présenté des températures supérieures à -10°C . Inversement en 1972, la température est restée constamment au-dessus de -5° du 12 Janvier au début de Février. Ainsi s'explique un écart de plus de 19° entre les deux moyennes

mensuelles ; la durée des séquences ne permet pas de compensation entre les températures quotidiennes à l'intérieur d'un mois. La variabilité des moyennes mensuelles hivernales se retrouve en partie dans les moyennes annuelles, elles aussi assez contrastées :

TABLEAU XIV - VARIABILITE INTERANNUELLE DES TEMPERATURES MOYENNES ANNUELLES (1946-75)

	Moyenne annuelle	Maximum (année)	Minimum (année)	Ecart-type
Bjørnøya	-1,9	+1,7 - 1972	-5,4 - 1968	1,5
Isfjord Radio	-4,6	-2,0 - 1954	-7,2 - 1968	1,4
Hopen	-5,9	-3,0 - 1972 1974	-10,6 - 1968	1,9

Ce sont presque exclusivement les variations des mois d'hiver qui déterminent celles de l'année. : l'exemple de la période 1970-74 suffit à le démontrer (figure 43). En 1972, année "chaude", tous les mois d'hiver, à l'exception d'Avril, ont présenté des anomalies positives, particulièrement élevées en Janvier (+6,9° à Bjørnøya, + 8,2 à Isfjord Radio, +9,2 à Hopen). En 1971, les seules anomalies de Janvier et Novembre (-7,1 et -7,7° respectivement à Bjørnøya) justifient le qualificatif d'année froide.

L'opposition entre variabilité interannuelle des mois d'hiver et stabilité des mois d'été ne concerne que les stations arctiques, parallèlement à ce qui a déjà été noté à propos des températures quotidiennes. Sur le littoral de Scandinavie, à Tromsø, Vardø et Mourmansk, la variabilité interannuelle atteint certes le maximum en Février et Mars ; mais cette variabilité est bien inférieure à celle d'Isfjord Radio, ou Hopen : l'écart-type des moyennes de Février ne dépasse guère 2° à Vardø et Tromsø, n'atteint pas 4° à Mourmansk (cf. Annexe III). Mais la différence principale affecte l'été : la variabilité des températures de Juillet est supérieure à celle de Janvier. Les mois d'été interviennent tout autant que ceux de l'hiver dans la définition des années "chaudes" ou froides. En 1972 par exemple, Juillet explique, au même titre que Décembre ou Janvier, l'anomalie positive (cf. figure 43).

3. LA VARIABILITE DES REGIMES THERMIQUES

L'extrême variabilité des températures moyennes hivernales que l'on observe aux stations arctiques bouleverse fréquemment le rythme saisonnier décrit précédemment. Quelques exemples précis, pour la station de Bjørnøya (figure 44), suffisent à illustrer ce fait. Les hivers constamment plus chauds (1953-54) ou plus froids (1967-68) que la moyenne sont relativement rares. Le plus souvent, l'hiver juxtapose des périodes froides et chaudes qui peuvent survenir à tout moment durant la longue saison froide. 1971-72 illustre l'exemple d'un hiver débutant par une période froide (de la fin d'Octobre à début Décembre) et ensuite anormalement doux. L'hiver 1970-71, plus froid que la moyenne, se distingue par une rémission du froid au coeur de l'hiver, en Février. Le régime thermique moyen n'est réalisé qu'exceptionnellement et le mois le plus froid de l'année peut être, indistinctement, l'un des six mois d'hiver. A Bjørnøya par exemple, durant les 29 hivers de la période 1946-75, le mois le plus froid a été noté en Janvier (10 fois), Mars (8 fois), Février (6 fois), Novembre (2 fois), Décembre (2 fois) et Avril (1 fois). La célèbre réflexion de E. BENEVENT sur les moyennes et leur improbable réalité se trouve ici bien illustrée ! Le contraste avec l'été n'en est que plus remarquable : Juillet et Août sont toujours les mois les plus chauds, à égalité de probabilité (15 cas pour chacun des mois).

Le régime thermique saisonnier est beaucoup plus constant aux stations de Vardø, Tromsø et même Mourmansk (cf. figure 45). A Vardø, le mois le plus froid est fréquemment Février (15 fois pour 29 hivers), dont la moyenne est la plus basse ; le mois le plus chaud étant Juillet ou Août, à égalité de fréquence.

La variabilité interannuelle des températures apparaît au total comme la répercussion, à un autre niveau de l'échelle chronologique, de la variabilité des températures quotidiennes : la plupart des aspects en sont parallèles. Mais, à la variabilité dans le temps des températures, est-il possible d'associer une variabilité dans l'espace ? Les variations chronologiques des températures sont-elles simultanées aux différentes stations ?

.../

III - LA COVARIATION DES TEMPERATURES AUX DIFFERENTES STATIONS

1. LES METHODES DE RECHERCHE

La covariation est la liaison entre deux séries chronologiques, ici les séries des températures quotidiennes, ou moyennes mensuelles, aux diverses stations. L'existence d'une covariation apparaît empiriquement par la simple comparaison graphique des séries ; de nombreux exemples de covariation des températures quotidiennes seront évoqués dans la deuxième partie, en rapport avec l'étude de la circulation atmosphérique. La covariation des températures moyennes mensuelles apparaît également sur les courbes de la figure 43.

Le coefficient r de BRAVAIS-PEARSON (coefficient de corrélation), calculé entre deux séries chronologiques, permet d'apprécier la qualité de la covariation. Ce coefficient de covariation a été calculé entre les séries des températures quotidiennes (1970-74) et moyennes mensuelles (1946-75), de Janvier et Juillet, des six stations. Les résultats ont été exprimés graphiquement (figures 46 et 47), sous forme de liaisons d'intensité proportionnelle au coefficient de covariation, entre les emplacements géographiques des stations repérés sur la carte.

2. LES PRINCIPAUX RESULTATS ET LEUR INTERPRETATION

Les cartes des figures 46 et 47 mettent en évidence deux catégories de faits :

- Tout d'abord une opposition saisonnière, entre l'hiver (Janvier) et l'été (Juillet). En Janvier, les coefficients de covariation sont très élevés, pour les températures quotidiennes mais surtout pour les températures moyennes mensuelles. En été, la covariation est nettement atténuée.
- L'organisation géographique des covariations est remarquable. En hiver, on remarque surtout les liens très contraignants entre les stations les plus septentrionales : les coefficients approchent (températures quotidiennes) ou dépassent (moyennes mensuelles) 0,90. Les covariations entre stations de la côte lapone sont moins étroites ; et surtout il existe un hiatus entre le premier (Isfjord Radio, Hopen, Bjørnøya) et le second groupe de stations (Tromsø, Vardø, Mourmansk), malgré des valeurs encore significatives

du coefficient r (0,20 à 0,50). En été, les covariations, dans l'ensemble plus faibles, sont plus marquées entre les stations les plus proches, et dont les situations sont comparables (Hopen et Bjørnøya, Vardø et Mourmansk). L'opposition entre stations arctiques et subarctiques disparaît : la covariation entre Bjørnøya et Tromsø, ou Vardø, est tout aussi significative qu'avec Isfjord Radio. L'interprétation des covariations suggère déjà les principaux facteurs de la variabilité des températures, que devra analyser la seconde partie de ce travail :

- * au coeur de l'hiver, en l'absence de tout apport d'énergie radiative, les causes de la variabilité des températures ne peuvent être recherchées que dans la circulation atmosphérique, dont l'influence se manifeste surtout directement, par l'origine des masses d'air. Les manifestations de la circulation atmosphérique sont relativement homogènes à l'échelle synoptique (l'ordre de grandeur est le millier de kilomètres) ainsi s'expliquent des covariations extrêmement contraignantes, pour un pas de temps d'un mois et surtout d'une journée, entre des stations éloignées de plusieurs centaines de kilomètres (350 km d'Isfjord Radio à Bjørnøya, 300 km d'Isfjord Radio à Hopen). Le hiatus, relatif, entre stations arctiques et subarctiques s'expliquera donc par une certaine discontinuité dans les mécanismes atmosphériques, et sans doute également par l'intervention de facteurs plus régionaux pour les stations situées en bordure de la masse continentale qu'est la Scandinavie, qui modifie par ailleurs la circulation atmosphérique.
- * en Juillet, les facteurs locaux ou régionaux (ordre de grandeur : jusqu'à 100 km) interviennent de façon plus décisive. Certes, la circulation atmosphérique joue encore un rôle important, mais les masses d'air en cause sont peu contrastées ; aussi son influence est-elle plus indirecte, par l'intermédiaire de la nébulosité. Le bilan radiatif local, résultant surtout de la nébulosité et de la nature du substratum, peut affecter de façon significative des températures qui varient dans des limites étroites. Le rôle des situations locales explique qu'en Juillet la covariation soit faible entre Isfjord Radio, en bordure de la masse "continentale" déjà importante, et englacée, du Spitsberg occidental, et Bjørnøya ou Hopen, deux îles de petite taille où les facteurs locaux sont moins décisifs.

.../

Discerner plus précisément le rôle et les modalités d'action de la circulation atmosphérique d'une part, des facteurs locaux d'autre part, sur les variations des températures constitue l'objet de la seconde partie. Plus nettement encore que précédemment, elle s'attachera aux stations "arctiques", et mettra l'accent sur l'opposition entre l'hiver et l'été, dont les limites et les traits fortement contrastés sont désormais bien établis.

2ÈME PARTIE :

LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE ET
SES EFFETS SUR LES TEMPÉRATURES

CHAPITRE IV - LE VENT ET LES GRANDS TRAITES DE LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE

Il peut apparaître paradoxal de débiter une analyse des effets thermiques de la circulation atmosphérique par une description du régime des vents. Selon P. PEDELABORDE (1957) en effet, "le vent ne traduit que très exceptionnellement les mouvements d'ensemble de la masse d'air. Dans tous les cas, la turbulence des basses couches ne correspond pas au flux supérieur". Cette affirmation mérite toutefois d'être nuancée, particulièrement dans le cas des stations océaniques, du type de celles de l'Arctique européen : les observations directes, comme l'analyse comparée des cartes d'isobares et des vents au sol, font apparaître que sur les mers, englacées ou non, de Norvège ou de Barents, la déviation du vent par rapport aux isobares est en général faible, en comparaison de ce qui peut être noté sur les continents.

Dans le cas de stations littorales, ou insulaires comme celle de Bjørnøya, le vent n'est pas seulement un "caractère essentiel" du climat, selon l'expression d'A. GUILCHER (1953) appliquée au climat océanique tempéré ; il peut constituer un indice de la circulation atmosphérique, à l'échelle synoptique, à condition de tenir compte des déviations qu'introduit éventuellement la topographie locale. Pour I. ROUSSEL (1977), étudiant les régions bordières de la Mer Baltique, le vent devient même un "critère fondamental de différenciation régionale" et sa connaissance approfondie "conditionne toute étude synoptique future".

Sur les régions maritimes de l'Arctique européen, l'étude du vent semble d'autant plus souhaitable que celui-ci est fort et constant ; selon P. PAGNEY (1970), le Spitsberg et ses abords sont "le pays du vent".

.../

I - LE VENT, CARACTERE ESSENTIEL DU CLIMAT DES ESPACES LITTORAUX ET INSULAIRES DE L'ARCTIQUE EUROPEEN

Une analyse précise de la vitesse du vent et de ses conséquences sur le milieu naturel et les activités humaines, due à M. COTE (1960), a déjà présenté l'essentiel. Nous nous contenterons donc d'un bref rappel, d'une actualisation des données, et de quelques comparaisons.

1. LA FORCE ET LA CONSTANCE DES VENTS

La vitesse moyenne annuelle du vent est particulièrement élevée dans l'Arctique européen : elle dépasse 7 m/s à Bjørnøya, Isfjord Radio ou Vardø, elle est à peine inférieure à Hopen. Ces valeurs sont sensiblement supérieures à toutes celles des autres stations de l'Arctique, en général inférieures à 3 m/s sur la côte occidentale du Groenland ou dans l'Arctique canadien, de l'ordre de 5 à 6 m/s dans l'Arctique central ou sibérien, à l'exception toutefois de la Nouvelle-Zemble soumise à des vents locaux particulièrement violents (Mal'ye Karmakuly : 8 à 9 m/s). On reste éloigné toutefois des vitesses moyennes observées sur le littoral de l'Antarctique (base Dumont d'Urville : 10,9 m/s) ou dans les îles subantarctiques (Kerguelen : 9,7 m/s).

Caractéristique du littoral, cette vitesse moyenne élevée décroît très rapidement vers l'intérieur sur les rivages de Laponie : à Tromsø déjà à près de 40 km de la mer libre, elle n'est plus que de 3,0 m/s et de 4,4 m/s à Mourmansk. Sur la "vidda", le plateau de Laponie inférieure, elle tombe à moins de 3 m/s (Kautokeino : 2,4 m/s).

Cette vitesse moyenne, très élevée résulte surtout de la constance des vents moyens et forts ; inversement les calmes sont extrêmement rares. Pour la construction des roses des vents (figures 48 à 53), nous avons retenu les classes suivantes, dont le découpage est fondé sur l'échelle Beaufort, qu'utilise l'Office Météorologique Norvégien : calmes, vents très faibles, vents faibles à moyens (2 à 4 B soit 2 à 7,5 m/s), vents forts (5 à 9 B, 7,5 à 22 m/s) et vents de tempête.

.../

TABLEAU I - FREQUENCE RELATIVE DES CALMES ET DES VENTS SELON LEUR INTENSITE - JANVIER ET JUILLET 1970-74 (EN. %)

	JANVIER				JUILLET			
	Calmes et vents faibles	2-4B	5-9B	≥10B	Calmes et vents faibles	2-4B	5-9B	≥10B
Bjørnøya	3,3	46,2	49,9	0,6	8,4	68,2	23,4	0
Isfjord Radio	1,7	39,6	58,5	0,2	3,5	70,5	26,0	0
Hopen	18,9	55,7	25,4	0	22,4	67,3	10,3	0
Vardø	2,1	49,5	48,4	0	14,4	80,9	4,7	0
Tromsø	34,0	60,6	5,4	0	48,2	51,8	0	0
Mourmansk	12,7	49,0	38,1	0,2	23,7	64,5	11,8	0

Ce tableau souligne tout d'abord la rareté, particulièrement en hiver, des temps calmes ou peu ventés : moins de 4% des observations à Bjørnøya en Janvier, à peine plus de 8% en Juillet. Le poids des vents forts, ceux qui sont qualifiés de "bonne brise" à "fort coup de vent" (5 à 9 Beaufort), est considérable : près de la moitié des situations en hiver (près de 60% à Isfjord Radio), et encore près du quart en été à Isfjord Radio et Bjørnøya. L'atténuation estivale des vents forts est beaucoup plus marquée sur le littoral de Scandinavie septentrionale.

Toutefois, et c'est là un trait notable, les vents de tempête au sens précis du terme ne sont pas très fréquents : 13 jours par an en moyenne à Bjørnøya, 17 à Isfjord Radio, 9 à Hopen et 3 à Vardø. La quasi-totalité des jours de tempête sont enregistrées en hiver ou durant les saisons intermédiaires (Mai et Octobre). Il n'y a rien là de comparable aux 144 jours de tempête observés en année moyenne à Port-aux-Français (îles Kerguelen) ! Le trait essentiel est donc bien la constance des vents forts, mais non exceptionnels.

La comparaison entre Janvier et Juillet suggère un rythme saisonnier bien marqué dans l'intensité du vent, que confirme le tableau ci-après :

TABLEAU II - VARIATIONS SAISONNIERES DE LA VITESSE MOYENNE DU VENT
(EN M/S) - PERIODE 1956-65

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Isfjord Radio	8,8	9,1	8,3	7,5	6,3	5,1	5,3	5,3	6,5	7,5	8,3	9,6	7,3
Bjørnøya	8,8	8,8	7,7	6,7	6,1	5,8	5,6	6,1	7,0	7,5	8,3	8,5	7,2
Tromsø	3,9	3,6	3,5	3,0	2,9	2,5	2,1	2,1	2,6	3,1	3,1	3,7	3,0

L'été, de Mai à Septembre (Octobre appartient bien dans ce domaine à l'hiver), marque une accalmie sensible dans la "violence" des vents qui s'exprime surtout dans la fréquence des vents forts : les calmes ou vents très faibles restent rares (moins de 10% en Juin, Juillet et Août à Bjørnøya, moins de 5% à Isfjord Radio mais un peu plus à Hopen). Le littoral scandinave est favorisé en cette saison (particulièrement Tromsø).

L'intensité et la constance des vents durant la saison froide constitue un facteur extrêmement significatif de la sévérité du climat dans l'Arctique européen, dont les conséquences sur les activités humaines sont importantes (M. COTE, 1960). Nous avons précédemment (Chapitre II) souligné le privilège de cette région, par rapport au reste de l'Arctique, en ce qui concerne les températures hivernales. Or l'effet réel du froid sur le corps humain (c'est-à-dire le froid "perçu") résulte à la fois de la température, du vent, et secondairement de l'humidité. Le refroidissement du corps humain a été évalué à l'aide de diverses formules approchées, dont la plus usitée est le "windchill-index" de SIPLE. Les valeurs de cet index, combinant température et vitesse du vent, calculées pour le mois le plus froid, sont les suivantes :

- Isfjord Radio : 1320 kcal/m²/h
- Bjørnøya : 1215 "
- Vardø : 1150 "

Malgré la relative douceur de l'hiver, ces valeurs de refroidissement aboutissent à situer Bjørnøya et Vardø à un niveau comparable, pour la sévérité du climat, à celui des stations du Groenland occidental

(Godthaab : 1000, Upernavik : 1100 kcal/m²/h). Isfjord Radio présente des valeurs assez proches de celles que cite J. CORBEL (1956) pour le Groenland du Nord-Ouest (Thulé) ou l'Arctique canadien. Le vent a pour résultat d'"effacer" l'anomalie thermique propre à l'Arctique européen.

2. LA DIRECTION DES VENTS ET LEURS VARIATIONS SAISONNIERES

Le régime saisonnier de la direction des vents est illustré par les roses des vents établies pour les mois de Janvier et Juillet de la période 1970-74, à partir des trois observations journalières de 8h, 12h et 18h T.U (fig. 48 à 53). La distinction de quatre classes de vents selon leur vitesse (cf. tableau I) suffit à rappeler l'opposition entre l'hiver, saison des vents forts, et l'été, légèrement plus calme.

La station de Bjørnøya se distingue sensiblement de l'ensemble des autres par la dispersion des vents : toutes les directions sont bien représentées sur la rose des vents (fig. 48) et les vents dominants n'apparaissent pas clairement. Ce fait tient tout d'abord à l'absence de canalisation par le relief : toute la partie Nord de l'île, où se trouve la station, est un bas-plateau d'altitude inférieure à 50m, et la partie montagneuse (500m) est à plus de 20 km au Sud.

A Isfjord Radio et Hopen, le relief aboutit au contraire à une canalisation plus sensible des vents. L'île Hopen, très allongée dans le sens NNE-SSW, est constituée par une dorsale montagneuse dépassant 300m qui tend à renforcer les vents de SW et de NE (fig. 50). Le tracé des côtes, la présence de montagnes au SE et l'influence de la masse "continentale" du Spitsberg occidental (vents catabatiques) ont le même résultat à Isfjord Radio (fig. 49).

Malgré ces différences introduites par la topographie locale, les trois stations arctiques présentent la même opposition primordiale dans la régime des vents dominants.:

- l'hiver se caractérise par la prépondérance, plus ou moins affirmée des vents du secteur Nord-Est. Concurrément, les vents du secteur Sud et Sud-Ouest constituent une deuxième direction importante.

.../

- l'été est marqué par un renversement caractéristique : les vents de Sud et Sud-Ouest prédominent à Bjørnøya et Isfjord Radio (le secteur Nord-Est reste important), leur part se renforce, sans toutefois dépasser celle du Nord-Est, à Hopen :

TABLEAU III : FREQUENCE RELATIVE DES VENTS DE SECTEUR NORD-EST (DIRECTIONS 36, 03, 06 ET 09) ET SUD-OUEST (18, 21, 24 ET 27) - JANVIER ET JUILLET 1970-74.

	JANVIER			JUILLET		
	<i>Nord-Est</i>	<i>Sud-Ouest</i>	<i>Total</i>	<i>Nord-Est</i>	<i>Sud-Ouest</i>	<i>Total</i>
Bjørnøya	37,2	32,7	69,9	34,8	44,3	79,1
Isfjord Radio	56,2	27,3	83,6	36,3	51,4	87,7
Hopen	44,2	25,8	70,1	42,8	31,6	74,4

La proportion des vents forts est un peu plus élevée pour les vents de secteur Ouest et Sud-Ouest ; ces directions enregistrent également les rares cas de tempêtes (vents $\geq 10B$).

Ce régime particulièrement simple des vents dominants n'exclut pas des différences de détail entre les stations : Isfjord Radio se distingue principalement par la canalisation très poussée des vents, qui exclut à peu près totalement les vents de Nord-Ouest, et surtout de Sud-Est. A Bjørnøya et Hopen, au contraire, la part du secteur Nord-Ouest (les directions 30 et 33) n'est pas négligable : elle représente environ 15% en Janvier pour les deux stations, 9 et 12% respectivement en Juillet.

Si l'on excepte des différences mineures, le caractère essentiel, commun aux trois stations arctiques, est donc bien l'opposition entre les vents de secteur Nord-Est, prépondérants en hiver, et ceux du secteur Sud-Ouest, dont la part est renforcée en été.

Les stations "subarctiques" du littoral lapon et mourman présentent un régime des vents extrêmement différent, particulièrement influ-

encé par la présence de l'ensemble continental de Scandinavie.:

- en hiver, la prépondérance des vents du secteur Sud-Ouest est écrasante. Leur fréquence atteint 75% à Tromsø et Mourmansk, 64% à Vardø. A Tromsø, la canalisation introduite par le relief (la ville et la station météorologique se trouvent au centre d'un fjord, orienté SSW-NNE, bordé par des montagnes dépassant 1000m) explique la proportion exceptionnelle d'une seule des directions de la rose des vents (21) qui regroupe 48% des observations. Partout les vents de Nord-Est, si importants aux stations arctiques, sont presque totalement absents (leur fréquence est inférieure à 15%) ; la seule direction secondaire, plus sensible à Vardø, est le Nord-Ouest.
- en été, la situation est plus complexe. A Tromsø et Mourmansk, les vents de Nord-Ouest à Nord-Est (directions 33 à 06) font presque jeu égal avec les vents de Sud-Ouest : 41 et 44% respectivement contre 33 et 45%. Mais à Vardø, les deux directions prédominantes deviennent le Sud-Est (52%) et le Nord-Ouest (37%). Sans doute y-a-t'il là l'effet de la situation particulière de Vardø (une petite île à l'extrémité de la presqu'île de Varanger).

En simplifiant quelque peu les faits, le régime des vents aux stations "subarctiques" peut être considéré comme l'inverse de celui des stations septentrionales : à la prépondérance hivernale des vents de Nord-Est répond celle des vents du Sud-Ouest, tandis que l'été se caractérise par l'équilibre de deux directions opposées. Cette opposition reflète l'atténuation des centres d'action régionaux en hiver. Le régime des vents, à Bjørnøya, Isfjord Radio et Hopen, comme à Tromsø, Vardø et Mourmansk résulte de la situation des deux groupes de stations par rapport à ces centres d'action atmosphériques.

II - LA DIRECTION DES VENTS ET LES TEMPERATURES

Indice de l'organisation des flux atmosphériques, le vent permet également d'appréhender les effets thermiques des types de circulation,

.../

dans la mesure où des températures fortement contrastées correspondent aux principales directions du vent.

1. LA METHODE D'ANALYSE

Chacune des figures 48 à 53 présente, en plus des roses des vents signalées précédemment, un graphique polaire exprimant la température moyenne correspondant à chaque direction du vent. Chaque observation, à 6h, 12h et 18h T.U. associe une température et une direction du vent ; pour les 465 observations des mois de Janvier et Juillet de la période 1970-74, les températures moyennes correspondant aux 12 directions (tous les 30 degrés) de la rose des vents ont été calculées. Le graphique fait apparaître en noir les températures supérieures à la moyenne mensuelle, en pointillé les températures inférieures.

L'interprétation des figures obtenues doit rester prudente ; les observations correspondant à un brusque changement dans la direction du vent présentent souvent des températures "aberrantes", très éloignées de celles qui sont ordinairement relevées pour la direction du vent considérée. Les températures obtenues sont donc d'autant plus significatives que la direction du vent correspondante est fréquente et il convient de ne pas accorder une importance excessive aux températures calculées pour des directions rares. Quoiqu'il en soit, ces figures expriment de façon saisissante les contrastes thermiques majeurs liés à la direction du vent et aux types de circulation correspondants.

2. LES STATIONS SEPTENTRIONALES : LA VIGUEUR DES CONTRASTES HIVERNAUX

A Isfjord Radio, Hopen et Bjørnøya, les figures de Janvier et Juillet s'opposent vigoureusement :

- en Janvier, les écarts des températures enregistrées selon la direction des vents sont très importants : l'écart entre les extrêmes (entre vents de Nord-Est et de Sud-Ouest) atteint 10° à Bjørnøya, 13,5° à Isfjord Radio et 16° à Hopen.

.../

- en Juillet, les écarts sont beaucoup plus faibles : 5° à Bjørnøya, 4,5° à Isfjord Radio et moins de 3° à Hopen.

Cette opposition entre l'hiver et l'été ne peut manquer d'être rapprochée de la variabilité des températures hivernales, et de la stabilité estivale, étudiées précédemment.

En hiver, les vents du secteur Nord-Est (directions 33 à 06 pour Hopen, 30 à 09 pour Isfjord Radio et Bjørnøya) se distinguent par des températures nettement inférieures à la moyenne et méritent le qualificatif de vents "arctiques". Les vents de Sud à Sud-Ouest (directions 15 à 27) correspondent à des temps beaucoup plus doux et les températures moyennes associées à ces vents "atlantiques" approchent, voire dépassent (Bjørnøya) le seuil de 0°. Cette évidente opposition doit être attribuée à la situation-charnière des stations étudiées au contact de deux domaines où s'élaborent des masses d'air très contrastées.

En été, les contrastes sont très atténués et laissent place à l'influence de facteurs locaux introduisant des nuances entre les trois stations :

- Bjørnøya, isolée en mer libre, présente les températures les plus élevées (l'écart à la moyenne mensuelle n'atteint que 2,5°) par vent de Sud ou Sud-Est, d'origine continentale, plus ou moins rafraîchi sur la mer libre. Plus frais sont les vents de secteur Nord et Nord-Est, issus de l'Océan Arctique, adouci également sur la mer libre. Les écarts sont trop faibles pour exprimer une correspondance absolue entre les températures et la direction du vent : des températures plus élevées que la moyenne peuvent correspondre à des vents de Nord-Est ou inversement, en fonction des conditions locales d'ensoleillement par exemple.

- les écarts sont encore plus faibles à Hopen, plus éloignée de la masse continentale scandinave. Les vents les plus tièdes sont ici ceux qui soufflent du Sud-Ouest, de la mer réchauffée par le courant du Spitsberg occidental ; la tièdeur en est toute relative.

- la présence des surfaces terrestres du Spitsberg occidental est sensible à Isfjord Radio, où l'opposition se situe entre les vents de



mer, plus froids (particulièrement ceux du Nord-Ouest) et les vents de terre qui ont été réchauffés, grâce au bilan radiatif plus favorable de la toundra, ou peut-être à l'effet de foehn sur les reliefs.

L'analyse des températures observées par temps calme est impossible à Isfjord Radio ou Bjørnøya : la fréquence des calmes y est trop faible (6 cas en 5 mois de Janvier et 4 cas en 5 mois de Juillet à Isfjord Radio). A Hopen, on constate que ce sont les calmes qui enregistrent les températures les plus froides en hiver, et les températures les plus élevées en été. Les périodes de calmes constituent un moment privilégié pour l'action des facteurs radiatifs (elles s'accompagnent en outre d'une faible nébulosité). Le refroidissement est intense pendant l'hiver et l'air froid s'accumule en surface par suite du rayonnement terrestre déterminant une inversion thermique (cf. l'exemple de Janvier 1971). En été, le bilan radiatif est très favorable sur la toundra où sont implantées les stations et permet le réchauffement de l'air. La proportion de ces calmes est toutefois extrêmement faible, et ne remet pas en cause le lien étroit entre les vents et les températures.

3. LES STATIONS DU LITTORAL SCANDINAVE : L'INFLUENCE CONTINENTALE

A Vardø, Tromsø et Mourmansk, les écarts des températures en fonction de la direction du vent sont plus élevés en Juillet qu'en Janvier. Ces écarts sont également croissants avec la "continentalité" des stations 3° en Janvier et 5° environ en Juillet à Vardø, 3° et 6,5° à Tromsø, 10° et 10,5° à Mourmansk. Cette dernière station exprime très clairement l'influence qu'exerce le continent sur les vents, à l'opposé de la situation observée pour les stations arctiques :

- en hiver, à Vardø et Mourmansk, s'opposent de façon décisive les vents continentaux (du secteur Sud et Sud-Ouest), plus froids que la moyenne mensuelle, et les vents marins (essentiellement de Nord-Ouest et de Nord) sensiblement plus doux. La juxtaposition des plateaux enneigés de Laponie ("vidda" du Finnmark) et de la presqu'île de Kola d'une part, d'une mer libre de glaces d'autre part, est le fait essentiel. Les vents de Sud-Est sont rares : leur douceur relative est un indice de l'influence qu'exerce



la Mer Blanche. Le tracé du littoral est bien le principal facteur d'explication ; il en est de même pour Tromsø. La situation géographique de cette station, sur un littoral orienté NNE-SSW, le barrage que constituent les montagnes aux vents continentaux, rendent compte de l'originalité de la figure 52 : les vents dominants de Sud-Ouest (comme à Vardø et Mourmansk) sont directement issus de la mer de Norvège et non du continent. Ce sont donc des vents "tièdes", mais leur fréquence extraordinairement élevée explique l'écart limité avec une moyenne mensuelle par ailleurs particulièrement douce. Les temps calmes, absents à Vardø, se traduisent par des températures froides à Tromsø et Mourmansk : les facteurs radiatifs sont alors prédominants.

- en été, on retrouve la même opposition entre vents marins et continentaux, mais les effets thermiques en sont inversés, particulièrement à Mourmansk ; les vents marins de Nord ou Nord-Est issus de l'Arctique, que la circulation sur la mer n'a pas sensiblement réchauffés (la température des eaux de surface ne dépasse guère 10°C) entraînent de notables refroidissements. Les vents continentaux, de Sud et de Sud-Ouest, expliquent les journées chaudes : il est vrai que Karasjok ou Kautokeino, en Laponie intérieure peuvent enregistrer en Juillet des températures dépassant 35°C. La situation de Vardø, sur une île à l'extrémité de la péninsule de Varanger, atténue sensiblement l'effet de ces vents continentaux et contribue donc à abaisser les températures estivales. A Tromsø, c'est encore l'orientation du littoral qui limite les contrastes : les vents dominants y sont parallèles à la côte, et les vents franchement continentaux sont rares. Par contre, les vents de Nord-Ouest, bien représentés sur la rose des vents, apportent la fraîcheur, en même temps que l'humidité.

L'analyse détaillée des températures observées en rapport avec la direction aboutit donc à souligner le rôle de la situation géographique et l'opposition entre les stations septentrionales, à la limite du domaine arctique et du domaine atlantique (le contraste entre ces deux domaines ne prend toute son ampleur qu'en hiver, en rapport avec la limite des mers englacées) et les stations de Laponie norvégienne ou soviétique, au contact

de la mer libre et du continent (le contraste concerne tout autant l'été que l'hiver, mais avec une inversion saisonnière). Mais cette influence de la situation géographique ne prend tout son sens que parce qu'elle s'intègre dans le cadre zonal défini par la circulation atmosphérique circumpolaire.

III - LES GRANDS TRAITs DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE SUR LE SECTEUR ATLANTIQUE ET EURASIATIQUE DES HAUTES LATITUDES

1. LA CIRCULATION D'ALTITUDE (HAUTE ET MOYENNE TROPOSPHERE)

"It can be argued that there is no longer any such thing as arctic meteorology, at least in the free atmosphere" (F.K. HARE, 1969). Cette affirmation s'applique plus particulièrement aux faits que l'on peut observer en altitude, plus particulièrement au-delà de la surface 850 mb (1500m environ) et jusqu'à la tropopause, ordinairement assez basse sur l'Arctique (8 à 9 km). Dans la haute et moyenne troposphère en effet, l'Arctique est couvert par une région dépressionnaire froide, sans flux bien définis, de caractère barotrope, autour de laquelle on observe, en toutes saisons, une circulation circumpolaire d'Ouest, sans discontinuité avec la circulation de la zone tempérée. Cette situation apparaît clairement sur les cartes de topographie moyenne de la surface 500 mb (figure 54). Le "coeur froid" de l'Arctique est plus marqué en hiver qu'en été, ce qui traduit son origine radiative : il résulte du bilan radiatif globalement défavorable pour le système Terre + Atmosphère (cf. Chapitre I) mais aussi du transfert vers les hautes couches de la troposphère de l'air froid élaboré au contact du substratum enneigé ou englacé. Ce transfert se produit à la faveur des incursions au centre de l'Arctique de dépressions actives : ces cyclones ont pour conséquence un afflux d'air chaud dans les basses couches, mais un refroidissement en altitude, selon un mécanisme observé tant en été (exemple d'Août 1953, cf. P. PAGNEY, 1970) qu'en hiver (exemple de Décembre 1958, cf. VOWINCKEL et ORVIG, 1970).

En hiver (cf. fig. 54a), le "coeur froid", bien marqué, s'allonge de l'archipel arctique canadien à la Sibérie centrale et orientale. Il

est étiré sur l'Océan Arctique proprement dit entre deux ondulations du flux circumpolaire d'Ouest, correspondant l'une à la région du détroit de Béring, l'autre à l'Atlantique du Nord-Est. Observées sur les courtes moyennes, ces ondulations traduisent la fréquence d'une crête du flux d'altitude sur ces deux régions, qui sont ainsi le siège d'échanges méridiens intenses entre les hautes et les moyennes latitudes. C'est également sur le flanc Ouest de ces crêtes (dont la situation exacte en longitude peut varier sensiblement, cf. Chapitre V) que les dépressions et les perturbations qui leur sont associées pénètrent à l'intérieur du domaine arctique et du "coeur froid" signalé précédemment.

En été (cf. fig. 54b), le "coeur froid" de l'Arctique est plus restreint et moins creusé ; il se cantonne sur le Nord du Groenland et l'Arctique central. La circulation circumpolaire d'Ouest est plus élevée en latitude ; il ne s'agit d'ailleurs que d'une situation moyenne et les cartes journalières de la surface 500 mb révèlent une très grande variété dans la disposition des flux, dont le résultat est une fréquence élevée des perturbations sur tout le bassin Arctique.

Autour de ce coeur froid, la circulation d'Ouest peut parfois, lorsque le gradient est élevé, prendre les caractères d'un véritable "courant-jet" arctique, nettement distinct du jet polaire et a fortiori du jet subtropical. La bordure Nord, fortement baroclinique, de ce flux d'Ouest correspond fréquemment au front arctique qui sépare plus ou moins distinctement, au sol et en altitude, les masses d'air polaire et arctique dont les caractères seront précisés au chapitre suivant. La localisation de ce front arctique a fait l'objet d'études précises sur le continent Nord-américain (les positions médianes de ce front, en été et en hiver, correspondent aux limites de végétation - BARRY, 1967) et sur l'Eurasie (où ce front est surtout sensible en été, entre l'air arctique et l'air continental. KREBS et BARRY, 1970). Sur les mers arctiques européennes, ce front arctique est parfois bien marqué, durant la saison froide (RODEWALD, 1949), lorsque le contraste entre les masses d'air s'accroît : il se localise alors fréquemment entre la Scandinavie et l'archipel du Svalbard, sur les mers de Norvège et de Barents (cf. fig. 54a). Mais il peut aussi connaître

des déplacements très importants vers le Nord, ou vers le Sud, en rapport avec les ondulations du jet arctique. Ces déplacements, qui déterminent évidemment les températures observées sur notre domaine, feront l'objet d'une étude plus détaillée, à partir d'exemples, au chapitre suivant.

En été par contre, la localisation précise du front arctique est extrêmement délicate, sinon impossible sur l'Arctique européen, où la transition entre les masses d'air polaire maritime, qui règne sur l'Atlantique, et arctique, devient très graduelle, en raison de l'affaiblissement des caractères de ce dernier (l'air arctique tire son originalité du déficit radiatif) cf. Chapitre VI. Le front n'est alors bien marqué que sur les régions continentales, par exemple en Eurasie, où il coïncide fréquemment avec les limites de la toundra.

Déterminées dans leurs grandes lignes par la circulation atmosphérique d'Ouest en altitude, la nature et la position du front arctique subissent aussi l'influence des centres d'action, en général saisonniers, des basses couches de l'atmosphère.

2. LES CENTRES D'ACTION ET LA CIRCULATION DANS LA BASSE TROPOSPHERE.

A la relative simplicité de la circulation d'altitude correspond la complexité des faits observés dans les basses couches, que met en valeur l'analyse des pressions au sol. Le bilan radiatif de surface, et donc la nature du substratum jouent un rôle déterminant ; comme les phénomènes radiatifs, les centres d'action présentent donc pour la plupart un rythme saisonnier caractéristique. Leur étude se fera tout d'abord à partir des cartes moyennes d'isobares, fournies sous forme de grilles de point (sur support informatique) par le Meteorological Office. Les données se rapportent à la période 1951-70. Ces cartes présentent d'assez sensibles différences avec celles de PRIK, reproduites par VOWINCKEL et ORVIG (1970), où les valeurs observées sur l'inlandsis groenlandais sont plus largement interpolées.

Les pressions moyennes de Janvier (fig. 55a) expriment correctement la situation hivernale : un talweg de basses pressions, inférieures

à 1005 mb, s'allonge de l'extrémité méridionale du Groenland et de l'Islande ("Minimum d'Islande") vers la mer de Barents et la Nouvelle-Zemble ; l'axe de ce talweg se situe entre Bjørnøya et le littoral lapon, recoupant obliquement le 70e parallèle. Cette zone de basses pressions s'insinue entre deux domaines anticycloniques (pressions supérieures à 1015 mb) occupant l'un le continent eurasiatique, l'autre le Bassin arctique et se prolongeant sur le Nord et le centre du Groenland. Cette disposition moyenne des pressions de Janvier rend précisément compte de la direction des vents dominants ; le secteur Nord-Est l'emporte largement à Isfjord Radio et Hopen, moins nettement à Bjørnøya ; le secteur Sud-Ouest domine à Tromsø, Vardø et Mourmansk, sur le flanc sud du talweg. Les gradients sont élevés (environ 1 mb par degré de latitude sur l'archipel du Svalbard) et expliquent la vitesse moyenne élevée du vent. Cette répartition des pressions moyennes caractérise la saison froide dans son ensemble, d'Octobre (fig. 55c) à Avril (fig. 55d), avec toutefois une augmentation lente et progressive des pressions sur l'ensemble de la région. Entre Octobre et Janvier ou Février, le talweg des mers de Norvège et de Barents se creuse, à mesure que se renforcent les hautes pressions arctiques et continentales. A la fin de l'hiver, et particulièrement en Avril (fig. 55d), le talweg s'atténue et se décale vers le Sud, tandis que les pressions continuent d'augmenter sur l'Arctique mais s'affaiblissent sensiblement sur l'Eurasie, où le froid hivernal a pris fin.

Le contraste avec la situation estivale, exprimée par les pressions moyennes de Juillet (fig. 55b), est remarquable. Dans un contexte de baisse lente, mais généralisée, des pressions entre Mai (fig. 55e) et Août (fig. 55f), les gradients deviennent très faibles. Les hautes pressions arctiques s'atténuent fortement et font même place, en Juillet, à une dépression située à proximité du pôle ; seul l'inlandsis groenlandais maintient des pressions supérieures à 1013 mb. L'image autrefois répandue de hautes pressions pelliculaires permanentes sur l'Arctique n'a guère de réalité. Aux latitudes plus basses, une ceinture de dépressions se maintient sur l'Atlantique Nord, la mer Baltique, et le continent eurasiatique. Entre l'Eurasie et l'Océan Arctique, la mer de Barents et une partie de la mer de Norvège constituent un domaine de hautes pressions relatives. Ainsi

s'explique le régime des vents de Juillet : vents dominants de Sud-Ouest, plus faibles qu'en hiver, pour les stations arctiques, de secteur Nord-Est le long du littoral scandinave. Mais la faiblesse des gradients et la diminution de la vitesse moyenne du vent qui en résulte laissent sans doute un rôle essentiel aux phénomènes locaux.

Mais les cartes de pressions moyennes n'expriment pas la réalité des situations quotidiennes. La variabilité de la pression atmosphérique est en effet un trait général, commun à toutes les stations de l'Arctique européen, qui peut être exprimé par l'écart-type et la variabilité interdiurne des pressions quotidiennes (cf. Chapitre III) :

TABLEAU IV : PRESSIONS MOYENNES (REDUITES AU NIVEAU DE LA MER), ECART-TYPE ET VARIABILITE INTERDIURNE DES PRESSIONS QUOTIDIENNES (JANVIER ET JUILLET 1970-74)-EN MILLIBARS

	JANVIER			JUILLET		
	Pressions moyennes	Ecart-type	Variabilité interdiurne	Pressions moyennes	Ecart-type	Variabilité interdiurne
Bjørnøya	1006,7	13,0	7,8	1009,8	7,1	4,3
Isfjord Radio	1006,8	11,1	7,6	1011,8	7,2	4,2
Hopen	1007,6	12,5	8,4	1010,3	7,3	4,2
Vardø	1008,3	13,4	7,4	1011,0	8,9	4,2
Tromsø	1008,5	13,9	7,9	1009,5	8,0	4,2
Mourmansk	1014,8	14,2	8,0	1014,7	7,9	4,1

Les pressions moyennes de la période 1970-74 coïncident de façon satisfaisante avec celles que présentent les cartes de la figure 55. L'écart-type et plus encore la variabilité interdiurne présentent des valeurs élevées et très homogènes sur l'ensemble de l'Arctique européen. Même en été, les valeurs de l'écart-type (7 à 9 mb) et de la variabilité interdiurne (4 à 5 mb) contredisent l'image de calme suggérée, à tort, par la carte des pressions moyennes de Juillet (fig. 55b) : les pressions quotidiennes varient amplement (écart-type) et rapidement (variabilité interdiurne), ce qui explique la vitesse encore élevée des vents en cette saison.

.../

La variabilité présente un rythme saisonnier sensible, par exemple à Bjørnøya :

**TABLEAU V - PRESSIONS MOYENNES, ECART-TYPE ET VARIABILITE INTERDIURNE
BJØRNØYA 1970-74 - EN MILLIBARS :**
(Pressions non réduites)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Pression moyenne	1005,2	1002,8	1005,6	1010,6	1014,5	1011,7	1008,2	1008,9	1007,3	1006,1	1002,6	996,0
Ecart-type	13,0	14,2	12,9	9,1	9,6	7,4	7,1	7,3	9,2	11,3	10,7	11,6
Variabilité interdiurne	7,8	7,4	7,1	6,2	4,6	4,3	4,3	5,1	5,4	7,2	5,5	7,9

Les mois d'hiver, d'Octobre à Mars, qui enregistrent les pressions les plus basses, sont aussi ceux où la variabilité est la plus forte cela correspond à la fréquence élevée des dépressions mobiles circulant de l'Islande à la mer de Barents. La fin de l'hiver (Avril) et le printemps (Mai) enregistrent une hausse sensible des pressions moyennes et une atténuation sensible de la variabilité qui se poursuit durant la première partie de l'été.

En raison de cette variabilité du champ des pressions sur l'Arctique européen, c'est en termes de fréquence qu'il convient d'étudier les centres d'action qui déterminent la circulation atmosphérique et le temps qui en résulte. Cette première analyse restera générale ; des fréquences précises, pour la période 1970-74, apparaîtront dans les deux chapitres suivants. Les centres d'action les plus permanents se trouvent à l'Ouest de l'Arctique européen :

- l'anticyclone groenlandais s'observe aussi bien en été qu'en hiver, mais ses caractères sont extrêmement variables. En surface, il s'agit d'un anticyclone thermique, pelliculaire, d'origine radiative, et qui s'atténue donc fortement en été, au point de permettre le franchissement de l'inland-sis par des perturbations (PUTNINS 1970, D. JANOUEIX-YACONO 1978). Sauf en

été, il est rare que l'anticyclone disparaisse totalement mais il se restreint fréquemment, sur les cartes quotidiennes, à une partie seulement de l'inlandsis, sur lequel il devient mobile. Si au contraire la circulation d'altitude est favorable (crête d'altitude donnant un anticyclone mixte), il se renforce singulièrement et déborde sur les mers avoisinantes. C'est dans ce dernier cas, lorsqu'il est centré sur le Groenland oriental, qu'il devient un centre d'action prédominant sur les mers arctiques européennes

- le minimum d'Islande est un centre d'action essentiellement dynamique, qui correspond à la présence très fréquente d'une vallée d'altitude sur l'Islande : cette dépression très creusée, origine d'un très grand nombre de perturbations affectant l'Arctique européen, résulterait pour l'essentiel de l'effet hydrodynamique d'obstacle sous le vent du Groenland (PEDELABORDE, 1957). Observable en toutes saisons, sur un très grand nombre de cartes quotidiennes, cette dépression a une position et une extension très variables, en particulier vers la mer de Norvège. Elle disparaît parfois totalement et peut même faire place, en situation de blocage de la circulation planétaire, à des hautes pressions atlantiques, souvent en continuité avec l'anticyclone groenlandais.

Leur caractère saisonnier constitue le point commun des anticyclones thermiques centrés sur l'Arctique ou la Scandinavie :

- bien marqué sur les cartes de pressions moyennes, l'anticyclone arctique n'existe qu'en hiver ; il affecte surtout les mers de Beaufort et de Sibérie orientale, et laisse souvent la place, au coeur du Bassin Arctique, à des dépressions peu creusées et mobiles. Il se renforce toutefois progressivement durant la saison froide et devient plus réellement présent à la fin de l'hiver (Avril). En été par contre le Bassin Arctique est un domaine de cyclogenèse. Dans certaines situations hivernales, la hausse des pressions sur l'Arctique peut affecter fortement les mers arctiques européennes : l'anticyclone s'étend alors du Groenland septentrional à la Sibérie, sans discontinuité

- des anticyclones continentaux apparaissent fréquemment l'hiver, centrés soit sur la Scandinavie, soit sur le Nord de la Russie. Ils sont assez durables mais peuvent toujours disparaître lorsque la circulation perturbée du

front polaire s'établit sur la mer du Nord et la mer Baltique. Typiquement saisonniers, ces anticyclones sont installés principalement sur la péninsule scandinave, entre 60 et 65°N, secondairement sur la Finlande ou la Russie (EVJEN S., 1953a). Les anticyclones groenlandais ou arctique d'une part, scandinave d'autre part, sont parfois reliés par des dorsales, toujours éphémères. Cette situation est rare : pour des raisons liées à la circulation générale en altitude, les pulsations des anticyclones arctique et scandinave sont normalement en opposition de phase, et déterminent le trajet des perturbations du front arctique. L'origine purement thermique de l'anticyclone scandinave est donc discutable : celui-ci ne peut s'installer qu'en rapport avec une ondulation du flux d'altitude.

Pas ou peu de centres d'action durables à l'Est de l'Arctique européen. Les mers de Barents orientale et de Kara constituent fréquemment en hiver un domaine d'extension de l'anticyclone sibérien, mais une dépression s'y installe parfois durablement, renforcée par l'arrivée fréquente de dépressions mobiles. En été, la situation-type est la présence d'anticyclones faibles, aux contours flous.

Au point de rencontre de ces diverses influences, les mers arctiques européennes constituent un domaine où la circulation atmosphérique est extrêmement variable : pas ou peu de périodes calmes. La probabilité de trouver un anticyclone centré sur les mers de Norvège et de Barents, au-delà du 70e parallèle, n'existe qu'en été, selon les relevés de S. EVJEN (1953a) pour la période 1946-50 (elle représente en cette saison 16,5% des situations observées). Tout le reste du temps, la région est traversée par des dépressions mobiles (et les perturbations qui leur sont associées) selon des voies plus ou moins bien déterminées. Les cartes de fréquence des dépressions (fig. 56) comme l'étude de plusieurs cas précis (cf. Chapitre V et VI) font apparaître les principaux itinéraires de ces dépressions :

- en hiver, les voies sont bien définies. La plupart des dépressions suivent un trajet zonal, du minimum d'Islande vers la mer de Barents, puis la mer de Kara. La concentration maximum de ces dépressions correspond à l'axe du talweg signalé précédemment sur les cartes de pressions moyennes, qui n'a d'existence que statistique. Au niveau du méridien 20°E,

.../

ces dépressions peuvent se situer entre 70 et 80°N, mais c'est entre Bjørnøya et le continent qu'elles sont les plus nombreuses (fig. 56a). En Janvier, S. EVJEN (1953b) compte en moyenne deux dépressions par mois (période 1946-50) entre 70 et 75°, ce qui coïncide avec la fréquence de 6% représentée sur la figure 56a (CHANG, 1973). Le deuxième trajet caractéristique est plus méridien : les dépressions y sont moins nombreuses, généralement moins creusées, ce qui explique que cette voie n'apparaisse guère sur les cartes moyennes (fig 55a et 56a). Issues également du minimum d'Islande, ces dépressions longent la côte orientale du Groenland, et pénètrent sur l'Océan arctique par le détroit de Nansen.

- en été, les voies sont beaucoup plus dispersées. Les trajets méridiens l'emportent mais ils se dispersent de la côte orientale du Groenland à la mer de Barents orientale ; les dépressions sont originaires du minimum d'Islande, mais aussi de la Baltique ou de la mer Blanche. La voie zonale classique existe toujours mais les dépressions y sont beaucoup plus rares. Enfin, un grand nombre de dépressions empruntent une voie zonale située au Nord du Svalbard, jusqu'à 83°N, sur le flanc Nord des hautes pressions relatives occupant les mers de Barents et de Norvège ; cette voie apparaît clairement sur la figure 55b.

A la faveur du passage de ces dépressions mobiles, et des perturbations qui leur sont associées, les types de temps sur l'Arctique européen présentent une grande variabilité. Variabilité et complexité des types de circulation atmosphérique, variabilité extrême ou stabilité des températures : comment s'articulent ces deux phénomènes successivement mis en valeur ? Seule l'analyse détaillée de situations précises, pour l'hiver, ou pour l'été, permet de le cerner plus précisément.

110

CHAPITRE V : LES TYPES DE CIRCULATION ET LA
VARIABILITÉ DES TEMPÉRATURES
HIVERNALES

L'analyse des fréquences des températures quotidiennes et moyennes mensuelles, au chapitre III, a mis en évidence les aspects essentiels de la variabilité des températures hivernales, caractéristique des stations arctiques, Bjørnøya, Hopen et Isfjord Radio :

- L'étude des fréquences des minima et maxima quotidiens pour les trois stations fait apparaître une forte variabilité structurelle, et une dissymétrie caractéristique des distributions des mois d'hiver.
- La variabilité dynamique des températures quotidiennes est moins forte, ce qui correspond à l'alternance de séquences très froides ou beaucoup plus douces, généralement d'assez longue durée. Cette organisation en séquences longues a pour conséquence une variabilité interannuelle des moyennes mensuelles tout à fait exceptionnelle, qui désorganise très fréquemment le régime saisonnier des températures en saison froide.
- Entre les trois stations arctiques, nous avons décelé une covariation très poussée des températures, tant quotidiennes que mensuelles, qui laisse supposer la prépondérance du seul facteur agissant à l'échelle synoptique, c'est-à-dire la circulation atmosphérique ; la même méthode révèle par contre une coupure dans les mécanismes responsables des variations thermiques entre les stations septentrionales et celles du littoral scandinave.

Durant la nuit polaire, en l'absence de tout apport direct d'énergie radiative, les causes de la variabilité ne peuvent être recherchées que dans la circulation atmosphérique, dont l'influence peut se manifester de deux façons :

* soit directement, par l'alternance de masses d'air très contrastées, en fonction de leur origine et de leur trajet, eux-mêmes liés aux flux de surface et d'altitude,

* soit indirectement, par l'intermédiaire de la nébulosité, qui conditionne le refroidissement par rayonnement.

.../

L'étude d'une série de séquences concrètes de types de circulation et des températures associées fournit une première approche, empirique, du rôle de la circulation atmosphérique, avant d'aboutir à une classification des types de circulation, à confronter avec les températures.

I - TEMPERATURES ET CIRCULATION ATMOSPHERIQUE : ANALYSE DE SITUATIONS CONCRETES

1. UNE SEQUENCE FROIDE CARACTERISTIQUE : LE DEBUT DE JANVIER 1971

Le mois de Janvier 1971 débute par une période particulièrement froide : à Bjørnøya, les températures sous abri restent constamment inférieures à -15°C , du 2 Janvier à 0h à la matinée du 9 Janvier. Les minima atteignent $-25,3^{\circ}$ durant la "nuit" (rappelons qu'à cette période la nuit est permanente) du 3 au 4, et $-24,8^{\circ}$ dans la journée du 6 (fig 57a). A Isfjord Radio, les températures les plus froides, inférieures à -28° , sont enregistrées les 6,7 et 8 Janvier, et le minimum est atteint à Hopen avec $-32,1^{\circ}$ le 3 et -32° le 7 Janvier. Ce sont là des températures proches des minima absolus de la période 1946-75 (cf. Annexe I). Les pressions restent constamment moyennes, entre 990 et 1010 mb, en hausse légère et progressive jusqu'au 9 : ce jour là, la hausse rapide des températures correspond à une baisse tout aussi remarquable des pressions (fig 57a).

Le temps froid s'accompagne d'un ciel clair dans l'ensemble. Pas de précipitations à Isfjord Radio, quelques chutes de neige faibles (quelques mm au total) à Bjørnøya et Hopen, les 2 et 3 Janvier. Fait exceptionnel (cf. chapitre I), le ciel est totalement découvert à Bjørnøya les 5 et 7 Janvier, et l'on n'enregistre que des passages de stratus ou de cirrostratus les 4,6 et 8 Janvier (fig 57b). Par contre, le ciel reste couvert au début de la période, particulièrement à Isfjord Radio.

Ce temps clair et froid n'est pas, loin de là, un temps calme. Le vent est très fort les 2,3 et 4 Janvier (6 à 8 Beaufort) : il souffle de secteur Nord en tournant du Nord-Ouest au Nord-Est à Bjørnøya. Ce vent soulève la neige : les 2 et 3 Janvier, le "chasse-neige" interdit aux observateurs de Bjørnøya et Hopen de déterminer la nébulosité. Le vent ne se calme que provisoirement le 5 et le 6 ; il reprend de la vigueur, en tour-

nant à l'Est, à la fin de la période.

Durant toute cette séquence de temps froid, les îles de Hopen et Bjørnøya sont totalement entourées par une banquise dense, qui s'avance exceptionnellement loin au Sud (74°N) dans cette région, alors que la mer de Barents orientale est presque totalement libre. La côte occidentale du Spitsberg, face à la station d'Isfjord Radio, ne connaît que quelques passages de glaces dérivantes dispersées, et le "golfe" d'eau libre qui correspond au courant du Spitsberg occidental s'ouvre encore largement, le 4 Janvier, jusqu'à près de 80° de latitude (fig 57c).

Cette séquence très froide correspond tout d'abord à une circulation d'altitude remarquable, dont témoignent les cartes de la surface 500 mb (fig 58b, 59b et 60b). Une dépression ample et profonde est en effet centrée au Nord-Est de la mer de Barents, au-dessus de l'archipel François-Joseph et du Nord de la Nouvelle-Zemble. Cette dépression d'altitude illustre une situation particulière du "coeur froid" de l'Arctique (cf. chapitre IV et fig 54a), qui s'allonge de l'Arctique européen à la Sibérie orientale ignorant le Groenland et l'archipel Nord-canadien dominés par une crête. Cette situation "anormale" détermine sur notre domaine un flux méridien dont l'origine se trouve aux alentours du pôle. A la fin de la séquence, les 9 et 10 Janvier (fig 61b), la dépression s'atténue et se décale vers l'Est pour se fondre avec celle de Sibérie orientale, tandis que renaît une dépression sur l'Arctique canadien. Une crête d'altitude plus classique, moins profonde, migre progressivement du Groenland oriental vers l'Est et affecte alors la région du Svalbard ; cette crête ne s'élève guère au-delà de 78°N .

La situation de surface reflète assez fidèlement celle qui a été observée au niveau 500 mb, tout en présentant une évolution plus sensible au cours de la séquence (fig 58a à 61a). Les 2 (fig 58a) et 3 Janvier (fig 59a), un anticyclone puissant (>1035 mb) couvre le Groenland septentrional et l'Arctique canadien, une zone dépressionnaire complexe occupe les mers de Barents et de Kara, la mer Blanche et la Scandinavie du Nord. Un courant perturbé peu marqué circule encore du minimum d'Islande à la Scandinavie du Nord. Aux latitudes moyennes, des hautes pressions atlanti-

tiques, correspondant en altitude à une crête du jet subtropical, bien distinct du jet arctique, se décalent peu à peu vers l'Est, sur l'Europe du Nord-Ouest. A Isfjord Radio, Hopen et Bjørnøya domine un flux de Nord, déterminé par les centres d'action arctiques que sont l'anticyclone groenlandais et la dépression des mers de Barents et Kara. Le gradient entre les deux centres d'action est très important (40 à 50 mb), ce qui explique la force des vents observés. Cette situation et ce flux de Nord se maintiennent les jours suivants, mais au Sud on observe l'installation de hautes pressions continentales sur l'Europe et la Scandinavie, qu'une dorsale relie à travers la mer de Norvège, à l'anticyclone du Groenland. La circulation perturbée sur la Scandinavie septentrionale, affectée à son tour par le flux de Nord, qui prend toutefois une orientation plus zonale (fig 60a). Les 8 et 9 Janvier, l'évolution correspond à l'affaiblissement et au décalage vers l'Est de la dépression de la mer de Kara (fig 61a). L'anticyclone qui couvrait le Groenland, avec la disparition de la crête d'altitude, s'atténue et fait place à des hautes pressions très relatives (1005 à 1010 mb), pelliculaires (anticyclone purement thermique) couvrant la majeure partie du Bassin arctique, et affectant également le Nord des mers arctiques européennes. Isfjord Radio, Hopen et Bjørnøya sont sous l'influence d'un flux d'Est dirigé par cet anticyclone, tandis qu'une dépression, et la perturbation qui lui est associée, née sur l'Islande, approche par l'Ouest avant de mettre fin à la séquence froide.

L'air arctique domine durant toute la période : les radio-sondages effectués deux fois par jour (0h et 12h T.U.) à Bjørnøya permettent d'en dégager les caractères (fig 62). La température et l'humidité relative observées en surface ($t < -15^\circ$, h comprise entre 65 et 85%) constituent certes un premier indice de la présence de la masse d'air arctique, mais elles connaissent toutes deux d'amples fluctuations, sur l'origine desquelles nous reviendrons. Le meilleur critère sera donc la température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé ($\theta'w$), observée au niveau 850 mb, au-delà de l'influence directe du substratum. Le 1er Janvier la $\theta'w$ est d'environ -5° ; elle s'abaisse progressivement dans la journée du 2 pour s'établir ensuite, le 3 à 12h, à -15° et ne plus varier que dans des limites très restreintes (entre -15 et $-16,5^\circ$) jusqu'au 8 Janvier. Elle remonte ensuite rapidement pour atteindre $+6,5^\circ$ le 10. La $\theta'w \ll -15^\circ$

semble donc une caractéristique de cet air arctique apporté par le flux de Nord. Comparée aux températures de surface, oscillant entre -15 et -30, cette $\theta'w$ à 850 mb révèle un autre caractère essentiel de la masse d'air, sa stabilité constante dans les basses couches, qui limite la nébulosité à des nuages stratiformes et exclut des précipitations abondantes : entre le sol et 500 mb, la décroissance des températures est faible, inférieure à celle qui correspond à l'adiabatique saturée. Cette stabilité absolue s'accompagne fréquemment d'inversions thermiques. On observe en effet une inversion thermique basse sur 11 des 14 sondages effectués du 2 au 8 Janvier inclus. Mais ces inversions sont en général peu marquées (fig 62) : $3,6^\circ$ le 3 à 12h, entre 950 et 895 mb, et $5,1^\circ$ entre 985 et 958 mb, le 8 Janvier à 12h. On est loin des $14,5^\circ$ signalés par D. YACONO (1973) à la station groenlandaise de Nord ! Cette limitation des inversions thermiques correspond à l'absence, ou à la durée très limitée des temps calmes et clairs qui permettent au rayonnement sur le sol enneigé de refroidir la masse d'air à sa base. Le rôle des conditions radiatives locales semble en effet très faible à Bjørnøya, le seul jour présentant une accalmie du vent et un temps clair, le 5 Janvier, se distingue paradoxalement par une hausse des températures. Les inversions thermiques ne se prolongent pas jusqu'au sol : leur origine n'est donc pas locale ; elles sont "importées" de l'Arctique central. La turbulence dans le flux de Nord, très rapide, aboutit même, le 6 Janvier à 0h (fig 62c) à effacer totalement l'inversion thermique : c'est dans toute sa masse, du niveau du sol jusqu'à 400 mb, que l'air est refroidi, sans discontinuité. L'inversion thermique la plus sensible, celle du 8 Janvier à 12h, (fig 62d) est un cas particulier qui correspond en fait à un changement de masse d'air : une pellicule d'air froid subsiste en surface, mais à 850 mb, la $\theta'w$ a commencé à augmenter : de l'air polaire évolué se substitue progressivement à l'air arctique.

Plus que les conditions radiatives locales, c'est la répartition des glaces et de la mer libre, en rapport avec la direction du flux d'air des basses couches, qui semble déterminer les fluctuations de la température de surface. Notons à cette occasion combien la direction du flux dans les basses couches (observée sur les cartes synoptiques) est suivie fidèlement par la direction du vent à Bjørnøya. Les 2 et 3 Janvier (fig 58

.../

et 59), le flux dominant entre la surface et 850 mb est de direction Nord à NNE : l'air qui affecte Bjørnøya et Hopen a circulé uniquement sur la banquise, les températures atteignent respectivement $-25,3^{\circ}$ et -32° . A Isfjord Radio, la présence d'eau libre le long de la côte limite la baisse, et le minimum n'atteint pas -24° . Les 4 et 5 Janvier, suite à l'établissement d'une dorsale entre le Groenland et la Scandinavie, le flux tourne au Nord-Nord-Ouest, l'air traverse le "golfe" d'eau libre situé à l'Ouest du Spitsberg (fig 57c) ; malgré une faible nébulosité, les températures marquent une hausse passagère jusqu'à -14° (Bjørnøya), $-17,5^{\circ}$ (Isfjord Radio) mais seulement -22° à Hopen, située plus loin à l'intérieur du domaine englacé. Les 6,7 et 8 Janvier, l'anticyclone groenlandais fait place à un anticyclone arctique, le flux tourne au Nord-Est et à l'Est. C'est alors que le minimum est atteint à Isfjord Radio : le flux de Nord-Est ne traverse que des espaces enneigés ou englacés, peut-être est-il renforcé par des vents catabatiques issus des glaciers du Spitsberg. A Hopen, la température atteinte le 7 est semblable à celle du 3 Janvier (-32°) ; mais à Bjørnøya le flux d'Est a traversé, en raison de la disposition des glaces en mer de Barents, des espaces d'eau libre, et les minima restent supérieurs ($-23,8^{\circ}$) à ceux qui ont été observés au début de la séquence.

Cette période très froide illustre donc bien les conditions de circulation atmosphérique nécessaire à l'établissement de la masse d'air arctique : flux du Nord ou Nord-Est, sur les marges d'anticyclones arctiques ou groenlandais, soit purement thermiques et pelliculaires (c'est le cas de l'anticyclone arctique du 8 Janvier), soit à la fois thermiques et dynamiques (anticyclone groenlandais au début de la séquence). Les mers arctiques européennes restent ordinairement sur la marge des anticyclones, ce qui exclut de véritables périodes calmes favorables à l'approfondissement du froid par l'action du rayonnement. Par contre, l'origine plus ou moins septentrionale de l'air arctique, et son trajet sur des mers plus ou moins englacées peuvent faire varier les températures dans des limites assez larges, entre -15° environ et plus de -30° .

Pendant cette même période du début de Janvier 1971, le froid n'est pas exceptionnel aux stations du littoral de Scandinavie septentrionale : les minima sont de -11° à Tromsø (le 5), -13° à Vardø (le 7),

-25,9° à Mourmansk (le 9). Les températures restent assez douces au début, jusqu'au 4 Janvier, tant que se maintient un courant perturbé d'Ouest ; le flux de Nord, les 5 et 6 Janvier, arrive adouci par son trajet sur la mer relativement chaude (+6 à +8° pour les eaux de surface au large de Tromsø) ; les températures les plus froides correspondent à l'établissement, en fin de période, d'un anticyclone local sur la presqu'île de Kola et la Laponie orientale, mais elles ne concernent que Mourmansk (-25,9). Ainsi se trouve illustrée la relative indépendance des variations des températures et des mécanismes atmosphériques affectant la Scandinavie septentrionale par rapport à ceux des stations arctiques.

2. UNE LONGUE PERIODE DE TEMPERATURES PARTICULIEREMENT DOUCES : 10-23 JANVIER 1972

Marqué dans son ensemble par une anomalie thermique positive extrêmement sensible, le mois de Janvier 1972 offre, entre le 10 et le 23, un exemple de la variété des types de circulation responsables du redoux hivernal dont la fréquence a été soulignée précédemment. Durant les 14 jours de la séquence, il n'a été enregistré qu'un seul jour sans dégel aux stations de Bjørnøya et Isfjord Radio, trois jours à Hopen si l'on exclut le 10 Janvier qui marque la transition avec la période précédente plus froide. Les températures oscillent constamment autour de 0°, entre +3,8 et 6,5 à Isfjord Radio, +3,1 et -5,0 à Bjørnøya, +2,5 et -4,7 à Hopen (fig 63a) ; les variations de détail, à l'intérieur de ces limites étroites, sont assez complexes : le maximum correspond au 14 Janvier à Isfjord Radio, au 19 à Hopen, au 22 à Bjørnøya ; le minimum est enregistré en début de période (13 ou 14) à Isfjord Radio et Hopen, en fin de période (les 20 et 23) à Bjørnøya. Mais le trait général commun est bien la douceur, accompagnée de précipitations, particulièrement abondantes sur la côte occidentale du Spitsberg : 51,4 mm en 12 jours à Isfjord Radio, dont 31,3 mm le 15, essentiellement sous forme de pluie. Les précipitations sont moins fréquentes plus au Sud (4 jours et 25 mm à Bjørnøya) et à l'Est (6 jours et seulement 8,4 mm à Hopen). A l'exception de quelques éclaircies passagères les 19 et 20 Janvier la nébulosité est constamment élevée : à Bjørnøya, plus de la moitié des observations correspondent à un ciel totalement couvert, les trois-quarts à une nébulosité supérieure à 6 octas. Cette nébulosité n'exclut pas les nuages

.../

à fort développement vertical, contrairement aux situations de temps froid ce type de nuage est particulièrement signalé les jours de précipitations abondantes (14 et 15 Janvier à Isfjord Radio et Bjørnøya). A l'exception d'une véritable tempête (vent de 10 Beaufort à Bjørnøya le 23, des vents constants et assez forts (4 à 6 B) ont soufflé pendant les 14 jours que nous étudions ; seule la station de Hopen a enregistré quelques calmes. Les vents du secteur Sud-Ouest et Sud l'emportent largement (fréquence 75% à Isfjord Radio) mais avec de fréquents changements vers l'Ouest ou le Sud-Est, particulièrement sensibles à Bjørnøya (fig 63b).

Durant cette longue période de temps doux, humide et troublé, les stations de Bjørnøya et Isfjord Radio sont en bordure d'une mer libre de glaces, et même à Hopen, le pack est relativement peu dense (concentration 5/8) ; la limite de la glace est alors en position remarquablement septentrionale (cf. chapitre VII). Il n'existe pas même alors de glace côtière et la proximité de l'eau libre intervient certainement de façon importante dans le bilan d'énergie des trois stations (cf. chapitre I).

La situation d'altitude, illustrée par les cartes de la surface 500 mb, (fig 64 à 69b), est très constante durant l'ensemble de la séquence. Le "coeur froid" de l'Arctique est presque totalement scindé en deux noyaux distincts, centrés respectivement l'un sur l'Arctique canadien, l'autre sur la Sibérie orientale ; dans le prolongement du noyau dépressionnaire de l'Arctique canadien, une "goutte froide" stagne sur l'Atlantique Nord, au Sud de l'Islande tout d'abord, du 11 au 18 Janvier (fig 64 à 67b), avant de se déplacer vers la Mer de Norvège, à la fin de notre période. Le flux circumpolaire d'Ouest se caractérise donc par une circulation lente et des ondulations importantes, particulièrement sur le secteur correspondant à l'Arctique européen. Une profonde vallée domine sur l'Atlantique à la longitude de l'Islande, tandis qu'une crête est installée de façon durable sur l'Europe et la Scandinavie (longitude 15 à 20°E). Entre ces deux ondulations majeures, un flux d'altitude méridien est installé du 50e, ou même 45e parallèle (fig 66b) jusqu'au coeur du Bassin arctique, vers 85°N. Cette circulation méridienne de grande amplitude persiste durant toute la séquence, avec toutefois une évolution sensible après le 19 Janvier, lorsque la "goutte froide" de l'Atlantique se déplace vers

la mer de Norvège et lorsque la crête s'installe plus à l'Est, à la longitude de la Mer Blanche (40°E). Le flux d'altitude qui affecte notre domaine prend alors une direction Sud-Est-Nord-Ouest. L'air qui circule sur la région est toujours originaire de l'Atlantique, aux latitudes tempérées, mais a circulé la Scandinavie. Il ne s'agit là toutefois que d'une variante de la circulation méridienne décrite auparavant, et qui est le trait dominant de la période.

Pendant toute la séquence, à l'exception des trois derniers jours, les pressions mesurées en surface et réduites au niveau de la mer restent relativement élevées, supérieures à 1010 mb, à l'exception d'une baisse de courte durée les 14 et 15 Janvier. Ces pressions assez stables (fig 63a) correspondent assez mal à l'image d'un temps perturbé qui se dégage malgré cela de l'analyse des situations de surface. Du 10 au 23 Janvier en effet, peu ou pas de centres d'action fixes et permanents, comparable à l'anticyclone groenlandais observé en Janvier 1971. Certes des pressions élevées règnent constamment sur la partie Nord du continent européen, mais cet anticyclone présente d'importantes variations dans sa localisation et son importance : à l'anticyclone bien marqué ($P > 1030$ mb) et limité à la péninsule scandinave du début de la période (fig 64a), succède rapidement un anticyclone plus oriental, d'extension plus ou moins grande, centré sur la Russie d'Europe (fig 65,66 et 67a), qui fait place lui-même à des hautes pressions centrées sur la Sibérie nord-occidentale, à partir du 20 Janvier (fig 68 et 69a). De même les basses pressions de l'Atlantique Nord ("minimum d'Islande") présentent des caractères variables et correspondent en réalité aux migrations de plusieurs centres dépressionnaires dans le vaste ensemble qui s'étend du Cap Farvel (pointe méridionale du Groenland) à l'Islande et à la Mer de Norvège. Ce n'est qu'à la fin de la période qu'un véritable centre d'action, vaste dépression fixe, très creusée (975 mb) et étendue, s'installe au Nord-Est de l'Islande (fig 69a). L'Arctique, y compris le Groenland, au Nord de ces deux domaines, l'un continental et anticyclonique, l'autre maritime et dépressionnaire, est le siège de l'activité de courants perturbés de caractères et de directions très variables. Au début, du 10 au 12 Janvier, les dépressions mobiles, peu accusées, et les perturbations associées circulent selon un trajet zonal (si ce terme a un sens

.../

à près de 85°N !) du Groenland septentrional à l'archipel François-Joseph, avant d'être déviées vers le Sud, selon le flux d'altitude. Cette circulation extrêmement septentrionale, au-delà de 82°N (cf. fig 64a et b) laisse les trois stations de Bjørnøya, Hopen et Isfjord Radio dans le secteur chaud, sous l'influence d'un flux d'air quasi-méridien dans les basses couches de l'atmosphère (de la surface à 850 mb en particulier). Ce type de circulation perturbée très septentrionale, liée à une cyclogénèse au Nord du Groenland est ordinairement fréquent en été (cf. chapitre IV et fig 56b), beaucoup plus rare en hiver. A partir du 13 Janvier, le courant prend une direction plus précisément méridienne : les deux perturbations, issues des basses pressions de l'Atlantique Nord, se déplacent le long de la côte orientale du Groenland et pénètrent dans le Bassin arctique par le détroit de Nansen entre Groenland et Spitsberg (cf. fig 66b). Au-delà, leur trajet devient beaucoup plus difficile à distinguer de celui des perturbations évoquées précédemment. Les effets de ces deux types de circulation sont d'ailleurs très proches en ce qui concerne le flux d'air des basses couches et donc les températures et il sera parfois malaisé de les distinguer (cf. II). Ces deux dépressions n'affectent guère la direction générale du flux d'air à basse altitude. La seconde toutefois, légèrement plus creusée ($P < 1010\text{mb}$ - cf. fig 66a), se marque, surtout à Isfjord Radio, par une oscillation des températures entre $-6,5^\circ$ et près de $+4^\circ$ et des précipitations abondantes (plus de 30mm). Le dernier type de courant perturbé concerne la fin de notre séquence (fig 68 et 69). Il diffère des deux précédents par l'absence totale des dépressions mobiles : les perturbations occluses, issues des latitudes moyennes, circulent autour de la dépression fixe de la Mer de Norvège, en balayant l'ensemble du secteur arctique européen. Une fois encore, le fait le plus remarquable est le flux d'air méridien dans la basse et moyenne troposphère, après un bref intermède de circulation de Sud-Est.

Le fait majeur est donc bien la prédominance presque constante d'un air issu de l'Atlantique tempéré (air polaire maritime), qui se caractérise par sa douceur (les températures observées en surface sont le plus souvent proches de 0°C ou supérieures à ce seuil) et son humidité (l'humidité relative dépasse 90% dans plus de 60% des observations). Comme pour l'air arctique, le meilleur critère pour caractériser cette masse d'air sera la

$\theta'w$ calculée pour le niveau 850 mb à l'aide des sondages effectués à Bjørnøya. Celle-ci reste presque constamment supérieure à 0° et atteint au maximum $+4,5^\circ$ le 15 Janvier à 0h, peu après le passage de la perturbation de Sud signalée ci-dessus. Cette valeur de $\theta'w$ supérieure à 0° est donc un critère intéressant. Les valeurs inférieures correspondent d'une part aux 12 et 13 Janvier ($\theta'w = -1^\circ\text{C}$) et au 20 Janvier ($\theta'w = -2^\circ\text{C}$), c'est-à-dire précisément aux deux moments où le flux d'air, à l'avant de perturbations méridiennes, prend une direction Sud-Est, que reflètent fidèlement les vents observés à Bjørnøya (cf. fig 63b). L'origine de l'air qui affecte la station de Bjørnøya ces jours-là est tout aussi méridionale que les autres jours, mais le trajet effectué est différent : cet air polaire maritime a été légèrement modifié par une circulation sur la masse continentale que représente la Scandinavie. Contrairement à l'air arctique, dont les caractères sont surtout affectés par la disposition des glaces à l'échelle régionale, l'air polaire maritime trouve sa variété dans son trajet lointain. Le deuxième caractère fondamental de cet air polaire est son humidité, qui n'est qu'imparfaitement décrite par l'humidité relative. Les sondages effectués à Bjørnøya permettent de calculer de façon précise la lame d'eau précipitable, qui exprime la totalité de l'eau contenue dans l'atmosphère à la verticale d'un lieu, à un moment donné (TRZPIT, 1979). Les valeurs obtenues sont relativement élevées : 6 mm pour la plus basse, le 20 Janvier, 8 mm le 11, 9 mm le 22 et plus de 10 mm le 14 Janvier à 12h. Elles dépassent sensiblement la moyenne mensuelle de Janvier calculée par TRZPIT (5,1 mm), et bien entendu les valeurs correspondant à la période froide de Janvier 1971, constamment inférieures à 2 mm. La lame d'eau précipitable du 14 Janvier est comparable aux valeurs moyennes observées dans les régions océaniques des latitudes tempérées (la moyenne de Janvier à Valentia, au Sud-Ouest de l'Islande, est 12 mm), ce qui traduit clairement l'origine de la masse d'air polaire maritime. Cette valeur élevée permet en outre d'expliquer l'abondance des précipitations enregistrées sous forme de pluie ou de neige à Bjørnøya et surtout Isfjord Radio. La structure de cette masse d'air polaire maritime, illustrée par les sondages de la figure 70, est moins favorable. Les inversions thermiques basses, caractéristiques de l'air arctique, sont certes absentes, mais l'instabilité n'est en général que sélective, en raison surtout du long trajet Sud-Nord de la masse d'air, progressivement refroidie par sa base. Des pluies abondantes comme

celles du 14 Janvier à Isfjord Radio supposent donc la conjonction de plusieurs facteurs déclenchants : dans ce cas précis, on peut évoquer les effets d'une dépression particulièrement active (il y a sans doute un phénomène de "superposition de deux perturbations, cf. fig 66a) abordant par l'Ouest les reliefs atteignant des altitudes supérieures à 1000m du Spitsberg occidental.

Cette longue séquence "douce" de Janvier 1972 correspond donc à un règne sans partage de l'air polaire maritime, lié à un flux durable de Sud, qui correspond de façon évidente à la circulation d'altitude. Plus précisément, cette circulation de Sud correspond à trois successions successives bien distinctes :

- un courant perturbé zonal situé à une latitude très élevée (au-delà de 80°N) qui laisse l'ensemble des mers arctiques européennes dans le secteur chaud des perturbations. C'est le cas correspondant au 11 Janvier.
- un courant perturbé méridien, issu des basses pressions nord-atlantiques, se dirigeant, le long de la côte orientale du Groenland, vers l'Arctique central. Cette situation dure du 13 au 19 Janvier.
- la présence d'une dépression fixe, d'origine dynamique, en Mer de Norvège, du 20 au 23 Janvier.

Les conditions locales n'influent pas, ou très peu, sur les températures qui ne varient que dans un intervalle très restreint : la mer est libre de glace, et limite les pertes radiatives en fournissant de la chaleur à l'atmosphère, tandis que la nébulosité reste élevée. Les seules variations sensibles correspondent à des modifications du flux de surface à l'avant de dépressions mobiles (13-14 Janvier à Isfjord Radio), et aux effets atténués, du parcours de la masse d'air sur la Scandinavie (20 Janvier)

Pendant cette période, les stations arctiques présentent des températures plus élevées que celles du littoral de Scandinavie septentrionale, qui varient en outre fortement : entre +1,5 et -10° à Tromsø, entre +3 et -14° à Vardø, entre +1 et -22,5° à Mourmansk. Relativement douces en effet au début de la période, lorsque l'anticyclone centré sur la Scandinavie

méridionale favorise l'advection d'air océanique, les températures s'abaissent sensiblement au milieu (15 Janvier) et à la fin de la séquence, lorsque l'anticyclone continental déplacé vers l'Est de la Russie provoque un flux de Sud, constitué d'air continental très froid. La masse d'air polaire continental, dont les effets sont considérables en Scandinavie septentrionale, n'affecte que rarement les stations arctiques, situées loin au Nord-Nord-Ouest, et sous une forme toujours atténuée par le trajet maritime.

3. UNE SEQUENCE CARACTERISEE PAR D'IMPORTANTES VARIATIONS DES TEMPERATURES : 7-8 JANVIER 1974

Au contraire des deux exemples précédents, remarquables par la stabilité des températures, très froides ou relativement douces, le début de Janvier 1974 se distingue par des écarts thermiques spectaculaires. A Bjørnøya et Hopen, on peut relever, entre le 1er et le 7 Janvier, trois exemples d'écarts thermiques de plus de 15° en moins de 48 heures, deux à la hausse (entre le 1er et le 3, entre le 5 et le 6 ou 7 Janvier), et un à la baisse (du 3 au 5 Janvier). L'écart maximum atteint 18° à Bjørnøya, 18,5° à Isfjord Radio et 23,5° à Hopen (fig 71a). Le temps connaît des changements tout aussi spectaculaires que les températures, particulièrement à Bjørnøya (cf. fig 71b), qui justifient une description chronologique, en rapport avec la circulation atmosphérique. L'extension des glaces, en Janvier 1974, est particulièrement limitée, assez comparable à celle de 1972 (fig 71c) : l'île de Bjørnøya est totalement libre de glaces, Hopen est très proche de la limite de la mer libre. Une seule différence : une banquise côtière, peu étendue, sépare Isfjord Radio des eaux "tièdes" du courant du Spitsberg occidental.

Les derniers jours de Décembre et le 1er Janvier, les trois stations arctiques connaissent le même type de temps, caractéristique d'une circulation méridienne de Nord : les températures sont faibles, en baisse, de -15° à près de -20°. Le ciel est clair (la nébulosité est partout inférieure à 3/8) et les vents relativement faibles soufflent du Nord au Nord-Est. La pression est relativement élevée (1015 à 1016 mb), ce qui traduit l'influence prédominante de l'anticyclone groenlandais (fig 72a).

La situation d'altitude, que représente la topographie de la surface 500mb (fig 72b), fait apparaître un jet-stream rapide aux latitudes tempérées (55-65°N) et seul un flux secondaire de Nord, autour du centre dépressionnaire froid de Sibérie septentrionale, affecte la mer de Barents. La situation isobarique de surface présente surtout un anticyclone groenlandais largement étendu à l'Est sur la Mer du Groenland, englobant l'archipel du Svalbard. La circulation perturbée est repoussée au Sud, et le flux de Nord affecte même la Scandinavie septentrionale. L'air qui affecte alors nos trois stations, et plus particulièrement Bjørnøya, est marqué par son origine arctique. Froid et peu chargé en vapeur d'eau (l'humidité relative est tout de même de l'ordre de 80%), il présente une inversion thermique marquée à basse altitude (3,3° entre 960 et 930 mb) d'origine radiative (fig 76a), avec toutefois un réchauffement à la base par suite du trajet sur la mer libre. Le 1er Janvier présente donc une situation caractéristique de temps froid lié à une circulation de Nord, comparable à celle de Janvier 1971 ; la seule différence concerne la situation d'altitude qui correspond ici à un flux zonal. Le froid reste toutefois plus modéré, en raison de la faible extension des glaces marines et de la durée limitée du type de circulation.

Du 2 au 4 Janvier, le temps connaît un changement spectaculaire. Entre le 2 Janvier à 0h et le 3 Janvier à la même heure, la température s'élève de plus de 15° à Bjørnøya, tandis que la pression baisse de 1015 à 970 mb. Le ciel se couvre de nuages à fort développement vertical (cumulonimbus) ; des chutes de neige puis de pluie se produisent dans la journée du 2 et la nuit suivante accompagnées de vents de Sud-Est, Sud puis Ouest, atteignant 10 Beaufort, soit près de 100 km/h. Dans les journées du 3 et du 4, les températures s'abaissent à nouveau pour atteindre -13° dans la soirée du 4. Les vents s'affaiblissent, parallèlement à la hausse des pressions, qui atteignent à nouveau 1020 mb, et reprennent une direction de Nord. Après quelques averses de neige, le ciel se découvre à nouveau. L'évolution du temps est assez semblable à Isfjord Radio et Hopen ; mais la hausse des températures y est plus modérée (le maximum est de -6,7° à Isfjord Radio, -2,7° à Hopen), les vents moins violents (le maximum n'est que de 7 Beaufort). C'est le passage d'une dépression très creusée, issue

des parages de l'Islande, qui explique cette tempête et la hausse brutale des températures. Le trajet de cette dépression correspond de façon très précise à la situation d'altitude (fig 73b). L'établissement d'une "goutte froide" au Sud de l'Islande a pour conséquence le passage d'un flux zonal à une circulation plus lente : une crête large s'établit sur l'Europe qui situe le flux planétaire à 70-75°N, de l'Islande à la Nouvelle-Zemble. Le trajet de la dépression, en surface, correspond à la situation la plus fréquente en hiver (cf. fig 56a). Ce sont de telles dépression mobiles, en général beaucoup plus creusées que les dépressions méridiennes, qui expliquent le talweg présent de l'Islande à la Mer de Barents sur les cartes de pressions moyennes en hiver (fig 55a). Cette dépression se déplace très rapidement (près de 1000 km/24h) et se trouve précisément sur l'Ile aux Ours (74°30'N) le 3 Janvier à 0h (fig 73a). Elle s'éloigne ensuite vers l'Est mais n'affecte qu'à un moindre degré Hopen (76°30'N) et surtout Isfjord Radio (78°30'N), au Nord-Ouest du trajet de la dépression. Celle-ci et la perturbation qui lui est associée amènent sur Bjørnøya de l'air polaire maritime, très différent de l'air arctique qui y régnait auparavant (fig 76b). La θ_w mesurée au sol passe de -15° à +2°, mesurée à 850 mb de -8° à +4,5°C. Cet air polaire maritime est aussi remarquablement humide pour la latitude (le 3 Janvier, la lame d'eau précipitable atteint 11,8mm, pour seulement 3,4mm le 1er Janvier) et très instable dynamiquement : la décroissance des températures en altitude est rapide, la masse d'air saturée sur toute sa hauteur (fig 76b). Mais cet air polaire maritime n'affecte Bjørnøya que pour un temps très court : dès le sondage de 12h, la θ_w au niveau 850 mb a retrouvé une valeur de -9°. Et le réchauffement observé à Isfjord Radio et Hopen correspond à un changement de direction du flux d'air dans les basses couches, mais non à un véritable changement de masse d'air.

Le 5 Janvier à 0h, le temps froid et clair est tout à fait rétabli, mais pour très peu de temps : il fait -13° à Bjørnøya, -15° à Isfjord Radio, et -21,5° à Hopen. La nébulosité très faible ne concerne que les observations de 0h et 6h T.U. ; la pression est particulièrement élevée et les vents soufflent de l'Est ou du Nord-Est. Ce temps correspond à un flux d'air d'Est, induit par l'anticyclone relatif installé sur l'Arctique, mais plus marqué localement, au Nord de l'archipel du Svalbard. Mais des

hautes pressions sont également en cours d'installation sur le continent européen, parallèlement à l'approfondissement des basses pressions atlantiques (fig 74a). Cette situation de surface correspond en altitude (fig 74b) à l'établissement d'une profonde vallée planétaire sur l'Atlantique et de la crête correspondante sur l'Europe du Nord. Les mers arctiques européennes correspondent au sommet de cette crête, à l'origine de sa branche descendante. La situation du 5 Janvier est donc une situation de transition, particulièrement instable ; l'anticyclone situé au Nord de l'archipel du Svalbard est un anticyclone thermique, lié à l'accumulation d'air froid pendant la période précédente, pendant que le flux zonal se situait aux latitudes tempérées, alors même que cette situation d'altitude est en train de se modifier rapidement. C'est malgré tout de nouveau l'air arctique, froid (la θ_w est de -15° au sol, -9° à 850 mb) et relativement sec, qui affecte Bjørnøya, au moins dans les basses couches. Mais au-delà du niveau 700mb, soit vers 3000m, un air plus chaud fait son apparition, expliquant la discontinuité que l'on observe sur le sondage (fig 76c).

A partir du 5 Janvier, le temps évolue, avec en particulier une hausse progressive des températures qui se stabilisent au-dessus de 0° , le 7 Janvier. Elles resteront ensuite proches ou supérieures à 0°C pendant une longue période. Ce réchauffement, comme le précédent, s'accompagne d'une péjoration du temps, avec des chutes de neige et de pluie, particulièrement abondantes à Isfjord Radio (plus de 35mm du 6 au 8 Janvier). Par contre, les pressions restent moyennes, les vents assez forts (5 à 7 Beaufort) ne prennent pas le caractère de tempête signalé pour le 3 Janvier. Au niveau 500 mb, la crête observée le 5 Janvier s'est affirmée et très légèrement vers l'Est : c'est maintenant un flux méridien de Sud qui circule des Iles Britanniques à l'Arctique (fig 75b). En surface (fig 75a), c'est une situation très comparable à celles de Janvier 1972 qui apparaît : une famille de perturbations, sans dépressions bien marquées, circule de l'Atlantique tempéré au Spitzberg entre le minimum d'Islande très accusé et l'anticyclone "russo-finlandais" qui occupe l'Europe du Nord. Comme dans le cas de Janvier 1972, l'air polaire maritime qui envahit tout ce secteur de l'Arctique a une origine très méridionale (50°N) qui explique sa tiédeur : la θ_w au niveau 850 mb atteint $+6^\circ\text{C}$. Il contient également une forte quan-

tité d'eau précipitable (plus de 14mm sur le sondage du 7 Janvier) mais la structure de la masse d'air fait alterner des couches plus ou moins humides et l'instabilité n'est que sélective (fig 76d). Les précipitations sont générales sur les stations mais ne sont abondantes qu'à Isfjord Radio, où les précipitations frontales, à proximité du point triple, sont renforcées par les effets du relief.

Mieux que la succession des sondages, la coupe chronologique des températures en altitude (fig 77) illustre l'alternance et le contraste des masses d'air qui se succèdent à Bjørnøya pendant cette séquence caractéristique de variations brutales des températures. Du 1er au 5 Janvier 1974, nous avons affaire en réalité à une circulation zonale qui laisse les trois stations dans le domaine de la masse d'air arctique. La perturbation du front arctique qui circule à la latitude de l'Ile aux Ours, n'amène qu'une très brève incursion de l'air polaire maritime. A partir du 5 Janvier, c'est un changement complet de la circulation atmosphérique qui se produit d'abord en altitude puis en surface, qui explique la forte hausse des températures et son caractère durable.

Il convient enfin de noter que les températures n'ont que très faiblement varié, durant la même période de Janvier 1974, à Tromsø et à Vardø ; sur le littoral de Scandinavie (fig 71a), à l'exception d'un bref "crochet" dans la courbe, lors du passage de la perturbation du 3 Janvier. Le contraste entre l'air arctique, adouci par son trajet sur la mer libre de glaces, et l'air polaire "continentalisé" par son trajet sur la Scandinavie, est presque complètement effacé. A Mourmansk, le passage à la circulation méridienne de Sud, le 6 Janvier, se traduit même par une baisse sensible des températures (-17°C) : l'air d'origine polaire continentale y est nettement plus froid que l'air arctique, dont les températures oscillent entre -5° et -10°C après le parcours sur la Mer de Barents. C'est le rôle essentiel de la situation géographique des trois stations arctiques, à la limite de l'Arctique englacé et de la mer libre que cette comparaison permet de mettre en valeur.

.../

II - LES TYPES DE CIRCULATION EN HIVER ET LEURS EFFETS THERMIQUES : ESSAI DE CLASSIFICATION

Pour démonstratifs qu'ils soient, les exemples précédents ne suffisent pas à établir définitivement le lien entre les températures et la circulation atmosphérique. Il faut donc pour cela pouvoir confronter les températures observées quotidiennement et les types de circulation, déterminés à partir des cartes d'isobares en surface et des niveaux de pression 850 mb, 700 mb et 500 mb. La classification des types de circulation a été établie à partir des cartes quotidiennes du "Täglicher Wetterbericht" (correspondant à 0h T.U.) de l'ensemble des mois d'hiver (Novembre-Avril) de la période 1970-74. Ces types de circulation ont été ensuite comparés, à l'aide de tableaux de contingence, à double entrée, aux températures quotidiennes relevées à 6h T.U. C'est au coeur de l'hiver et surtout en Janvier que le lien entre températures et types de circulation est le plus contraignant ; c'est également pour le mois de Janvier, en raison de l'utilisation des sondages effectués à Bjørnøya, que la classification des types de circulation est la plus précise. Les mois de Janvier nous serviront donc d'exemple ici.

1. LE CRITERE DETERMINANT : LA DIRECTION DU FLUX D'AIR DANS LES BASSES COUCHES DE L'ATMOSPHERE

Les exemples précédents ont mis en valeur le caractère essentiel de l'origine des masses d'air pour expliquer les variations thermiques en hiver à nos trois stations. A petite échelle, l'origine des masses d'air, arctique, polaire maritime ou plus exceptionnellement polaire continental, est déterminante. A plus grande échelle, le trajet effectué par ces masses d'air, entièrement sur la banquise, sur la mer libre ou partiellement sur un continent, peut expliquer des différences de températures atteignant ou dépassant une dizaine de degrés pour une même masse d'air, particulièrement pour l'air arctique (exemple de Janvier 1971). L'origine et le trajet de la masse d'air sont déterminés principalement par le tracé des isobares, ou des isohypses d'un niveau de pression en altitude. Les cartes d'isobares en surface et les isohypses du niveau 850 mb permettent ainsi de distinguer les flux dans les basses couches de l'atmosphère, d'en classer les directions en huit secteurs et de les comparer aux températures (relevées à 6h T.U.) : Tableaux I, II et III (cf. page suivante).

TABLEAUX I, II et III : ORIGINE DU FLUX DANS LES BASSES COUCHES DE L'ATMOS-
 PHERE (0h T.U.) ET TEMPERATURES (6h T.U.) TABLEAUX DE CONTINGENCE

JANVIER 1970-74

I : BJØRNØYA

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
T ≥ 0°	0	0	0	4	17	18	3	2
0 à -5°	2	5	5	11	9	11	7	4
-5 à -10°	6	5	1	0	1	3	0	4
-10 à -15°	2	5	1	0	0	0	0	1
-15 à -20°	6	8	0	1	0	0	0	1
-20 à -25°	6	4	1	0	0	0	0	1

II : ISFJORD RADIO

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
T ≥ 0°	0	0	0	0	14	6	1	0
0 à -5°	0	3	2	9	9	15	1	0
-5 à -10°	3	5	5	6	0	4	1	3
-10 à -15°	5	14	6	3	1	0	1	2
-15 à -20°	6	13	1	3	0	0	0	0
-20 à -25°	6	3	1	0	0	0	0	0
T < -25°	2	1	0	0	0	0	0	0

III : HOPEN

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
T ≥ 0°	0	0	0	0	9	8	1	0
0 à -5°	1	2	5	13	14	12	3	1
-5 à -10°	2	2	3	2	0	4	0	0
-10 à -15°	6	8	2	0	1	1	0	4
-15 à -20°	1	9	3	3	0	0	0	0
-20 à -25°	9	10	1	2	0	0	0	0
T < -25°	3	8	1	1	0	0	0	0

Les tableaux font tout d'abord apparaître une grande inégalité des fréquences des diverses directions. Le secteur Ouest et Nord-Ouest est particulièrement sous-représenté à Isfjord Radio et Hopen, un peu moins à Bjørnøya ; il en est de même pour le secteur Est, surtout à Bjørnøya. Les secteurs sur-représentés sont le Nord et le Nord-Est d'une part, le Sud et le Sud-Ouest d'autre part.

Le lien entre la direction du flux d'air (illustrée par les isobares) et les températures est évident :

- les flux du secteur Sud et Sud-Ouest correspondent aux températures supérieures ou très légèrement inférieures à 0° dans la quasi-totalité des cas. Les très rares exceptions illustrent des situations transitoires.
- les flux de Nord et de Nord-Est correspondent aux températures les plus basses, mais celles-ci se distribuent dans un intervalle beaucoup plus étendu, de 0 à -25° pour Bjørnøya, de -5 à -30° pour Isfjord Radio et Hopen.
- les flux de Sud-Est correspondent à des températures le plus fréquemment inférieures à 0° mais de quelques degrés seulement, sauf à Isfjord Radio, sur la côte occidentale du Spitsberg, en grande partie englacé.

L'enseignement de ces tableaux de contingence ne peut manquer d'être rapproché des figures 48 à 53, exprimant les températures en fonction de la direction des vents, analysés au chapitre IV. Ainsi se trouve confirmée l'affirmation selon laquelle, pour les trois stations étudiées, la direction du vent traduit correctement les mouvements d'ensemble des masses d'air.

La dépendance très étroite qui lie la direction du flux dans les basses couches et les températures nous incite donc logiquement à faire de l'orientation des isobares (et donc du flux de la masse d'air) le critère essentiel pour la classification des types de circulation.

.../

2. LES PRINCIPAUX TYPES DE CIRCULATION (fig 78)

L'analyse des cartes d'isobares des mois d'hiver de la période 1970-74 permet de distinguer trois types majeurs de circulation :

- le type I correspond à une circulation méridienne de Nord, entre des hautes pressions situées à l'Ouest de notre domaine et des basses pressions à l'Est, sur la mer de Barents. Ce type de circulation a pour conséquence l'invasion du secteur arctique européen par la masse d'air issue du Bassin Arctique.
- le type II correspond à une circulation zonale, entre les hautes pressions situées au Nord, sur l'Arctique, et une chaîne de dépression, ordinairement mobiles, allongée de l'Islande à la Mer de Kara ou la Mer Blanche. C'est ce type de circulation, le plus fréquent (39,4% pour les mois de Janvier 1970 à 1974) que traduisent les cartes de pressions moyennes en hiver. Ce type de circulation a pour conséquence la présence d'un front arctique bien marqué entre les deux masses d'air arctique et polaire, dont la position en latitude peut varier entre 70 et près de 80°N.
- le type III correspond à une circulation méridienne de Sud, entre les hautes pressions situées à l'Est, soit sur le continent européen, soit sur les mers arctiques "soviétiques", et un domaine dépressionnaire, qui peut prendre des aspects variés, à l'Ouest. Ce type se manifeste par l'extension sur le secteur arctique européen de la masse d'air polaire maritime venue du Sud.

La disposition inverse à celle du type II, qui exigerait une disposition zonale des isobares avec un gradient du Sud vers le Nord ne se réalise jamais, tout au moins de façon durable. Par contre, il sera distingué un type IV (fig 58), qui correspond à une circulation de Sud-Est, dirigée par un anticyclone sur la Mer de Kara, qui entraîne une advection d'air polaire continental. Ce type IV, peu courant (3,9% des cas), se manifeste par exemple 4 jours consécutifs à la fin de Janvier 1973.

Pour chacun des types majeurs, il y a lieu de distinguer des sous-types en fonction de la nature et de l'importance des centres d'action qui déterminent la direction du flux d'air dominant.

TABLEAUX IV et V - TYPES DE CIRCULATION ET DIRECTION DU FLUX D'AIR
DANS LES BASSES COUCHES-TABLEAUX DE CONTINGENCE
JANVIER 1970-74

IV - A la latitude de Bjørnøya :

	I_a	I_b	I_c	II_a	II_b	II_c	III_a	III_b	III_c	IV
N	8	12	0	0	1	0	0	0	0	0
NE	0	8	1	6	10	2	0	0	0	0
E	0	0	0	1	7	0	0	0	0	0
SE	0	1	0	0	1	1	2	6	0	6
S	0	0	0	0	5	0	13	7	3	0
SW	0	0	1	1	11	0	7	0	11	0
W	0	0	1	0	6	0	1	0	2	0
NW	2	1	1	0	9	0	0	0	0	0
Total	10	22	4	8	50	3	23	13	16	6

V - A la latitude d'Isfjord Radio :

	I_a	I_b	I_c	II_a	II_b	II_c	III_a	III_b	III_c	IV
N	9	9	0	0	3	0	0	0	0	0
NE	1	11	1	6	18	2	0	0	0	0
E	0	1	0	1	13	0	0	0	0	0
SE	0	1	1	0	3	1	2	7	0	6
S	0	0	0	0	1	0	13	6	4	0
SW	0	0	0	1	6	0	7	0	11	0
W	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0
NW	0	0	1	0	4	0	0	0	0	0
Total	10	22	4	8	50	3	23	13	16	6

Les circulations méridiennes de Nord sont toujours marquées par des flux de Nord ou de Nord-Est, parfois de Nord-Ouest à Bjørnøya (Tableaux IV et V). Le centre d'action prédominant est presque toujours l'anticyclone groenlandais, bien marqué et débordant à l'Est sur la Mer du Groenland. Le type Ia (fig 78) est une circulation de Nord généralisée ; il peut être illustré par l'exemple du 6 Janvier 1971 (fig 60a). Le flux de Nord, dirigé par l'anticyclone groenlandais, est renforcé par la présence d'une dépression fixe sur la Mer de Kara ; l'air arctique, venu du coeur de l'Océan Glacial, est apporté loin au Sud, et affecte aussi toute la Scandinavie septentrionale. Mais ce type est relativement rare (6,5%). Plus fréquent est le type Ib (14,2%) que représente la situation du 2 Janvier 1971 (fig 58a). L'anticyclone groenlandais reste dominant, mais les basses pressions, à l'Est, correspondent à des dépressions mobiles, c'est-à-dire à un courant perturbé circulant de l'Atlantique vers le Nord-Est, en général par la Mer Blanche et la Mer de Kara. Le type Ic est plus rare (2,6%) ; il s'agit toujours d'une situation transitoire. Les centres d'action septentrionaux, et principalement l'anticyclone groenlandais, sont affaiblis comparativement aux centres d'action plus méridionaux, le minimum d'Islande et l'anticyclone de Scandinavie. Les hautes pressions du Groenland font place à un anticyclone beaucoup plus local, et le flux de Nord entre en concurrence avec la circulation de Sud qui s'instaure. Dans leur ensemble, les circulations méridiennes de Nord (23,2% des observations en Janvier) correspondent aux températures les plus froides (Tableaux VI, VII et VIII) mais dans une gamme très étendue, de -5° à près de -30°C à Isfjord Radio ou Hopen, de 0° à -25°C à Bjørnøya.

Les circulations zonales entraînent en majorité des flux d'Est ou de Nord-Est, surtout à la latitude d'Isfjord Radio ; plus bas en latitude, au niveau de Bjørnøya, les directions du flux sont extrêmement variées, en fonction du fréquent passage des dépressions mobiles (Tableau IV). C'est la latitude à laquelle circulent les dépressions, et donc les perturbations du front arctique, qui constitue le principal critère pour subdiviser la catégorie des circulations zonales. Le type IIa se caractérise par un anticyclone arctique très marqué et étendu loin vers le Sud ; parallèlement, les perturbations de front arctique circulent au Sud de l'île aux Ours, qui n'est que faiblement affectée (fig 78).

.../

TABLEAUX VI, VII et VIII - TYPES DE CIRCULATION ET TEMPERATURES -
TABLEAUX DE CONTINGENCE - JANVIER 1970-74

VI : BJØRNØYA

	I_a	I_b	I_c	II_a	II_b	II_c	III_a	III_b	III_c	IV
$T > 0^\circ$	0	0	0	0	9	0	16	7	11	1
$0^\circ \text{ à } -5^\circ$	1	3	3	2	23	1	7	6	4	5
$-5^\circ \text{ à } -10^\circ$	1	7	0	2	9	0	0	0	1	0
$-10^\circ \text{ à } -15^\circ$	0	3	0	0	4	1	0	0	0	0
$-15^\circ \text{ à } -20^\circ$	4	4	1	2	4	1	0	0	0	0
Total	10	22	4	8	50	3	23	13	16	6
%	6,5%	14,2%	2,6%	5,2%	32,3%	1,9%	14,8%	8,4%	10,3%	3,9%

VII : ISFJORD RADIO

	I_a	I_b	I_c	II_a	II_b	II_c	III_a	III_b	III_c	IV
$T > 0^\circ$	0	0	0	0	0	0	11	2	8	
$0 \text{ à } -5^\circ$	0	0	0	1	9	0	9	10	7	4
$-5 \text{ à } 10^\circ$	0	1	3	3	17	1	0	1	1	1
$-10 \text{ à } -15^\circ$	3	6	0	2	16	2	2	0	0	1
$-15 \text{ à } -20^\circ$	1	11	1	2	7	0	1	0	0	0
$-20 \text{ à } -25^\circ$	4	3	0	2	1	0	0	0	0	0
$T < -25^\circ$	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0

VIII : HOPEN

	I_a	I_b	I_c	II_a	II_b	II_c	III_a	III_b	III_c	IV
$T > 0^\circ$	0	0	0	0	0	0	10	0	8	0
$0 \text{ à } -5^\circ$	0	0	2	0	13	0	11	13	6	6
$-5 \text{ à } -10^\circ$	0	1	0	2	8	1	0	0	1	0
$-10 \text{ à } -15^\circ$	2	6	1	0	13	0	0	0	1	0
$-15 \text{ à } -20^\circ$	0	3	1	2	9	0	0	0	0	0
$-20 \text{ à } -25^\circ$	6	8	0	2	2	2	2	0	0	0
$T < -25^\circ$	2	4	0	2	5	0	0	0	0	0

La situation du 9 Janvier 1971 peut être rattachée à ce type. L'influence de l'anticyclone arctique se traduit par la prédominance de flux d'Est ou Nord-Est, et les basses températures, fréquemment inférieures à -15° , l'emportent. Le type IIb est de loin le plus fréquent (32,3%). Un anticyclone arctique moins étendu permet la circulation des perturbations à des latitudes plus élevées de 75 à 80°N : celles-ci affectent donc directement ou indirectement les stations de Bjørnøya, Hopen et Isfjord Radio, comme dans l'exemple du 3 Janvier 1974 (fig 73a). La direction du flux dans les basses couches varie fortement lors du passage des cyclones, avec en particulier une alternance du Nord-Est et du Sud-Ouest, très sensible à Bjørnøya (Tableau IV) ; les flux de Nord-Est restent prédominants plus au Nord (Tableau V). L'alternance des masses d'air en rapport avec la circulation explique la dispersion des températures observées avec ce type de circulation. Les températures relativement élevées l'emportent à Bjørnøya (Tableau VI) affectée plus durablement par un plus grand nombre de perturbations. Les températures basses, inférieures à -5° , restent majoritaires à Isfjord Radio et Hopen. Le type IIc, comme le type Ic auquel il ressemble, est une situation de transition, caractérisée par l'affaiblissement de l'anticyclone arctique, ou sa transformation en centre d'action local, et le passage à une circulation méridienne de Sud. L'exemple du 5 Janvier 1974 (fig 74a) est parfaitement représentatif de ce type de circulation, qui correspond à des températures basses mais peu durables.

Les circulations méridiennes de Sud se traduisent toujours par des flux de secteur Sud ou Sud-Ouest ou Sud-Est (Tableaux IV et V) et donc par des températures proches de 0°C , ou supérieures à ce seuil : l'homogénéité des températures observées (Tableaux VI, VII et VIII) est remarquable. Le type IIIa (14,8%) se distingue par une circulation perturbée méridienne, en général le long de la côte orientale du Groenland, exceptionnellement plus à l'Est ; des hautes pressions règnent sur le Nord-Est de l'Europe. Le flux de Sud ou Sud-Ouest qui affecte alors les trois stations explique la forte proportion de températures supérieures à 0°C : plus des $2/3$ à Bjørnøya, la moitié environ à Isfjord Radio et Hopen. C'est ce type de circulation que nous avons décrit les 14 et 15 Janvier 1972 (fig 65 et 66). Le type IIIb, sensiblement moins fréquent (8,4%), trouve son originalité

dans la présence d'une dépression fixe au Sud-Ouest de notre domaine, sur la Mer de Norvège, comme dans l'exemple des 20 et 21 Janvier 1972 (fig 68 et 69). Le flux d'air, toujours originaire de l'Atlantique, prend une direction Sud à Sud-Est et circule partiellement sur la Scandinavie. Les températures observées sont alors plus fréquemment inférieures à 0°, quoique toujours légèrement. Le type IIIc enfin correspond à l'exemple du 11 Janvier 1972 (fig 64) et représente 10,3% des situations observées. Il est marqué la circulation à très hautes latitudes de perturbations dont le trajet est presque zonal, et la présence d'un anticyclone bien marqué sur la Scandinavie. Sur les mers arctiques européennes, le flux d'air s'oriente au Sud-Ouest et la répartition des températures est proche de celle qui a été décrite pour le type IIIa. Le trait commun aux circulations de type III est donc bien la présence de l'air polaire maritime et les températures élevées qui en résultent, non de façon épisodique comme dans le cas des circulations zonales, mais de façon durable.

Cette classification des types de circulation, établie à partir des situations des mois d'hiver 1970-74, rend compte de façon assez précise de la variabilité des températures quotidiennes de Janvier. Si l'on compare l'échantillon des 155 situations de Janvier utilisé ici à l'ensemble des mois d'hiver, on constate une légère sur-représentation des types II et inversement une sous-représentation des types I, ce qui correspond à des températures mensuelles supérieures à la normale en 1972, 73 et 74. Il est intéressant de constater qu'une classification en trois types de circulation, proche de celle qui a été décrite, est utilisée par les glaciologues soviétiques travaillant au Spitsberg pour expliquer non les températures, mais l'accumulation nivale de l'hiver sur les glaciers (MARKIN V.A., 1970). La part des circulations méridiennes de Sud explique en effet de façon très précise l'importance des précipitations de saison froide, et donc l'accumulation nivale. Les exemples de Janvier 1972 et 1974, illustrent bien l'importance des précipitations relevées à Isfjord Radio par ce type de circulation.

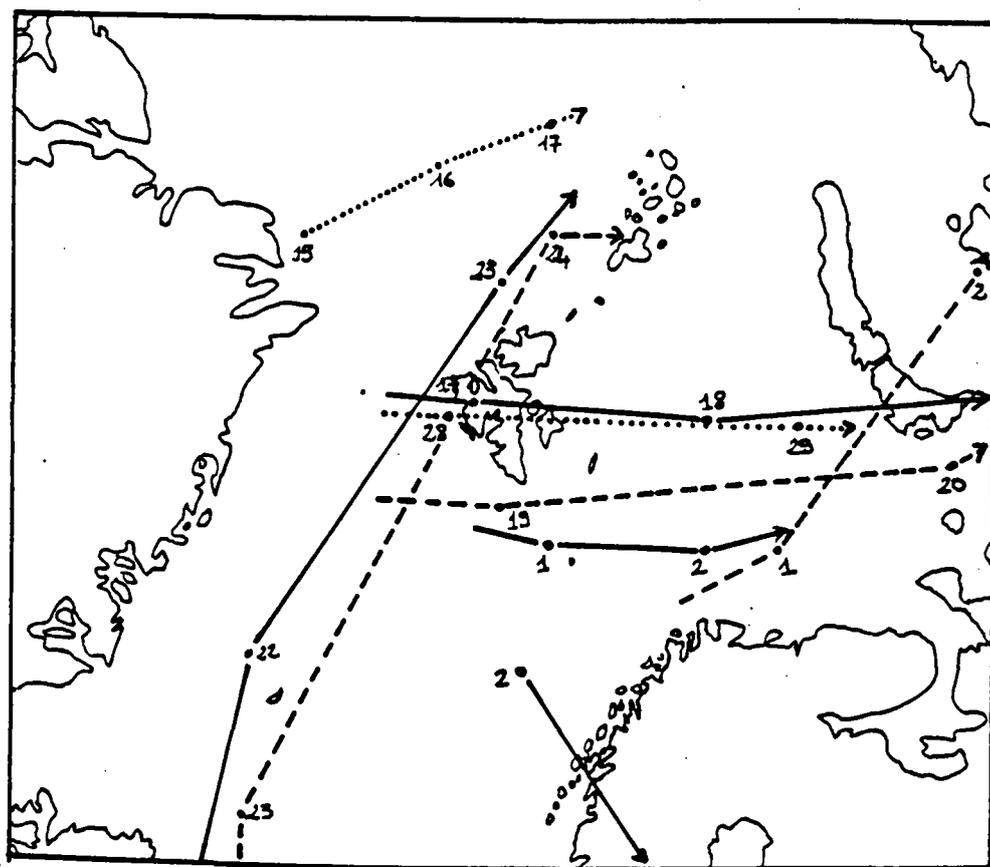
III - LES TYPES DE CIRCULATION ET LA VARIABILITE INTERANNUELLE DES TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES

.../

Comment les types de circulation, qui expliquent précisément la variabilité des températures à l'échelle quotidienne, se combinent-ils entre eux pour rendre compte de la variabilité interannuelle des moyennes mensuelles, mise en évidence au chapitre III ? Le calendrier des types de circulation établi pour les 5 mois de Janvier 1970 à 1974, particulièrement contrastés, permet de répondre. Les principaux éléments en sont réunis dans les tableaux IX et X. Mais il est également intéressant de pouvoir disposer d'une expression synthétique de la part des grands types de circulation pendant chacun des mois étudiés : on disposera ainsi par la suite d'un outil commode pour déceler la prépondérance des circulations zonales ou méridiennes. Les anomalies de pression par rapport à une "normale" de longue durée (ici 1951-70) peuvent fournir cette vue synthétique ; les données dont nous disposons ont été communiquées par le Meteorological Office sous forme de grilles de points, sur support informatique (bande magnétique). La cartographie de ces anomalies pour les 5 mois de Janvier étudiés constitue la figure 79.

1. Le mois de Janvier 1970 est un exemple d'anomalie thermique faiblement négative ; celle-ci est d'ailleurs plus sensible à Hopen ($-2,7^{\circ}$), à l'Est de notre domaine, qu'à Bjørnøya ($-1,1^{\circ}$) et surtout à Isfjord Radio ($-0,4^{\circ}$). Les centres d'action les plus fréquents sont l'anticyclone arctique et le minimum d'Islande qui déterminent donc une circulation zonale largement prédominante (17 jours) : cette prédominance est illustrée par une fréquence particulièrement élevée des vents de secteur Nord-Est qui représentent plus de la moitié (56%) des observations à Hopen et Bjørnøya, près des 3/4 à Isfjord Radio. Pendant une longue période, du 2 au 15 Janvier, l'anticyclone arctique s'étend loin au Sud sur les mers arctiques européennes, où il est même relayé temporairement par un anticyclone local, ce qui est une situation rare en hiver. C'est cette extension remarquable de l'anticyclone arctique que révèlent d'une part les pressions moyennes élevées aux trois stations, d'autre part l'anomalie positive généralisée à l'ensemble du secteur atlantique de l'Arctique (fig 79a), à l'exception des parages de l'Islande. Le maintien des hautes pressions n'exclut pas le passage de 8 perturbations affectant à des degrés divers dans la région étudiée.

.../



NB :

Le trajet cartographié est celui de la dépression mobile auquel correspond généralement celui du point triple de la perturbation. Traits pleins, tirets et pointillés ne servent qu'à différencier les perturbations entre elles.

JANVIER 1970. Trajet des perturbations.

Les perturbations zonales des 1er et 2, 17 et 18, 19 et 28 Janvier correspondent clairement à la prédominance des types de circulation zonale (IIb principalement), qui apparaît au tableau X. Ces perturbations se forment sur la mer du Groenland, affectée d'un contraste remarquable entre l'absence de glaces et les eaux tièdes (+4°C) le long du Spitsberg occidental d'une part, l'extension et la densité du pack le long du Groenland d'autre part. Les circulations de type III, très momentanées, correspondent au passage de perturbations soit très septentrionales (15-16 Janvier) soit au trajet méridien typique (22-24 Janvier). Il est remarquable que, durant ce mois où prédominent les flux atmosphériques d'Est, l'anomalie thermique négative soit moins forte à Isfjord Radio qu'à Bjørnøya et surtout Hopen. Il faut sans aucun doute y voir une conséquence de l'absence de glaces sur la côte occidentale du Spitsberg, favorisée par les vents de Nord-Est qui y empêchent toute dérive Sud-Nord de glaces ayant franchi le Sørkapp - cap Sud du Spitsberg (cf. chapitre VIII).

.../

TABLEAU IX - ANOMALIES THERMIQUES, PRESSIONS ET VENTS, CENTRES D'ACTION DOMINANTS ET FREQUENCE DES PERTURBATIONS - JANVIER 1970-74

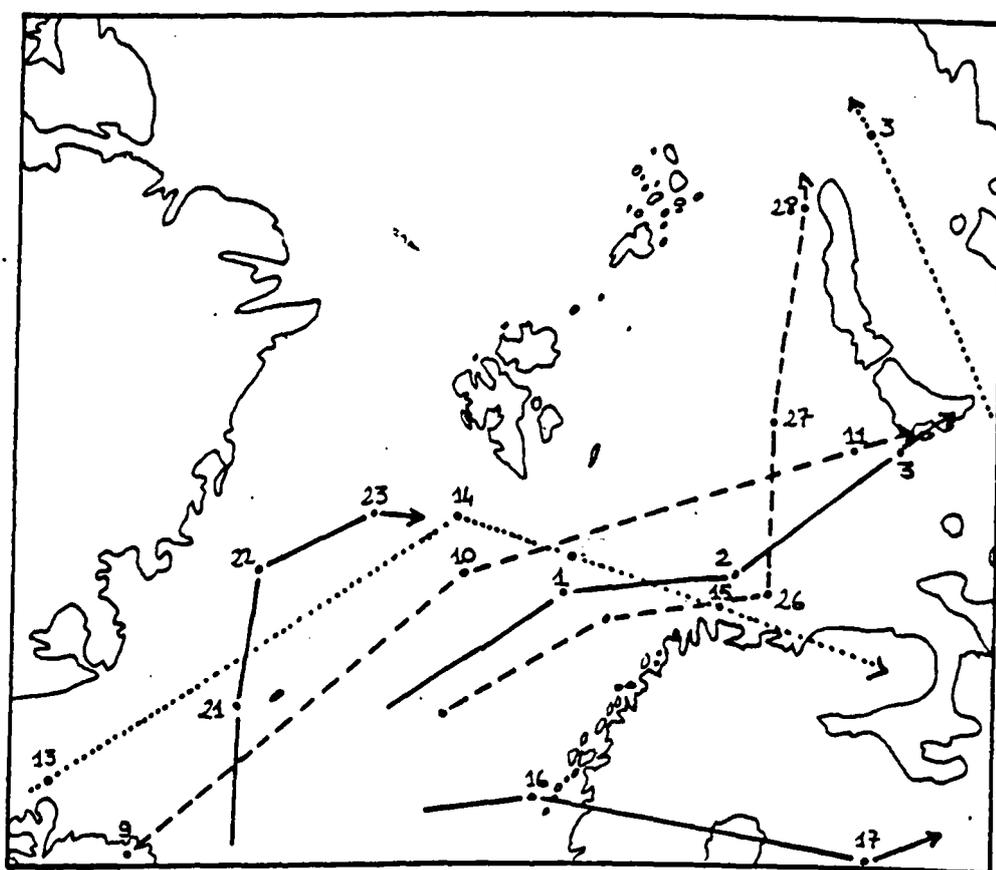
	Anomalies thermiques et pressions			Vents de NE et de SW en %			Centres d'action dominants				Fréquence des perturbations
	Bjørnøya	Isbjord Radio	Hopen	Bjørnøya	Isbjord Radio	Hopen	Ant. Groenland	Ant. Arctique	Ant. Continent	Dépression Islande	
Janvier 1970	-1,1 1014,2	-0,4 1014,9	-2,7 1015,3	56 33	73 19	56 22	7 (3)	11 (10)	4 (10)	16 (8)	8
Janvier 1971	-7,1 1002,3	-7,1 1006,2	-9,9 1005,0	62 9	91 1	74 6	15 (9)	10 (9)	0 (6)	18 (2)	5
Janvier 1972	+6,9 1011,1	+8,2 1005,9	+9,2 1008,9	3 68	22 68	24 58	1 (4)	1 (6)	27 (4)	22 (9)	18
Janvier 1973	+5,0 1003,4	+5,3 1002,5	+7,0 1004,2	23 35	32 29	40 31	4 (8)	3 (4)	16 (7)	24 (4)	9
Janvier 1974	+4,9 1002,5	+5,8 1004,4	+7,0 1004,5	34 23	68 21	52 23	3 (15)	4 (13)	22 (2)	29 (2)	13

Fréquence des principaux centres d'action : le nombre entre parenthèses est celui des jours où le centre d'action est présent, mais ne détermine que de façon secondaire la définition du type de circulation.

TABLEAU X - FREQUENCES DES TYPES DE CIRCULATION (EN JOURS) - JANVIER 1970-1974

	I	I _a	I _b	I _c	II	II _a	II _b	II _c	III	III _a	III _b	III _c	IV
Janvier 1970	6	1	2	3	19	5	13	1	6	3	0	3	0
Janvier 1971	18	7	11	0	11	0	11	0	2	2	0	0	0
Janvier 1972	0	0	0	0	10	0	10	0	21	9	2	10	0
Janvier 1973	8	2	5	1	10	3	6	1	9	5	3	1	4
Janvier 1974	4	0	4	0	11	0	10	1	14	4	8	2	2
Total	36	10	22	4	61	8	50	3	52	23	13	16	6

2. Le mois de Janvier 1971, en partie étudié précédemment, est l'exemple d'un mois particulièrement froid : l'anomalie thermique négative observée à Hopen ($-9,9^{\circ}$) et Bjørnøya ($-7,1$) est la plus forte de la période 1946-75. Le centre d'action prédominant (Tableau IX) est ici l'anticyclone groenlandais, ordinairement prolongé au Nord par des hautes pressions sur l'Arctique. Les vents dominants, du secteur Nord et Nord-Est, l'emportent dans une écrasante proportion. L'activité cyclonique est donc très limitée, du moins en termes de fréquence (nous considérerons ici que l'activité de la perturbation, essentielle pour les précipitations, ne joue qu'un rôle mineur sur le plan des températures) :



JANVIER 1971. Trajet des perturbations.

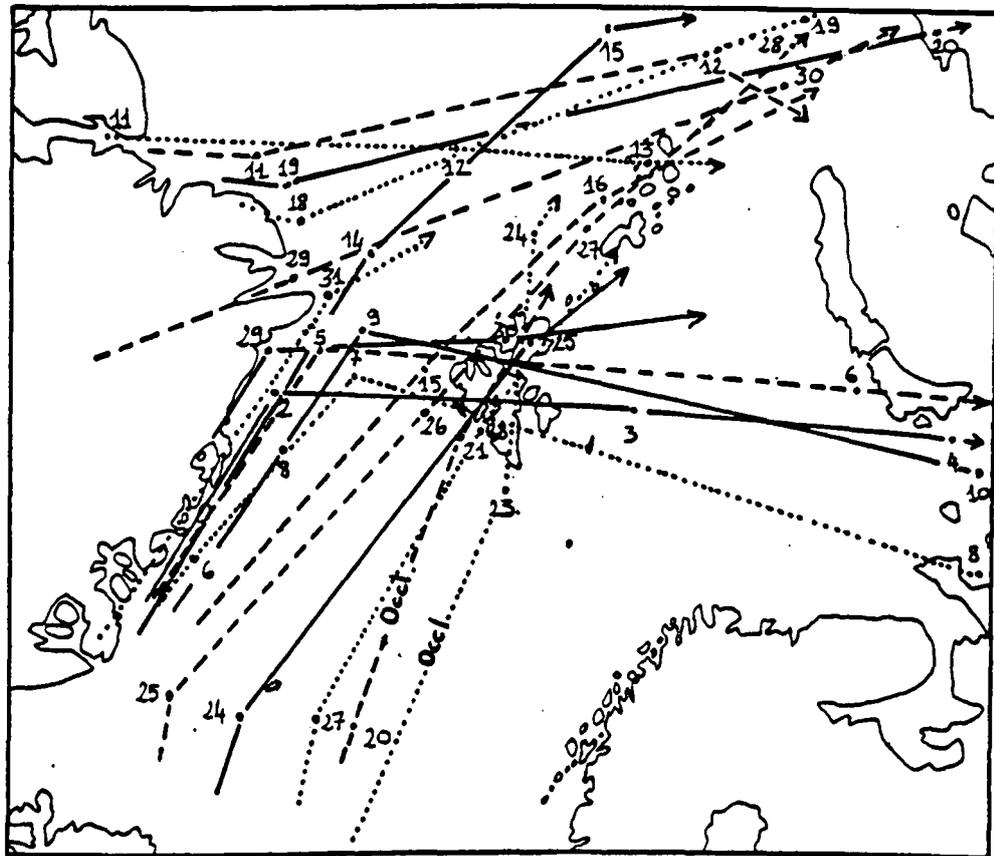
Cinq perturbations seulement circulent durant ce mois à travers les mers arctiques européennes, et encore convient-il d'insister sur le fait qu'aucune ne dépasse la latitude de 76°N . Seule la station de Bjørnøya enregistre, de façon extrêmement passagère, le passage de la masse d'air polaire

océanique. Les circulations méridiennes de Nord (type I) dominent largement, avec quelques interruptions de circulation zonale, correspondant au passage des perturbations : 1er et 2 Janvier, 10 et 11, 14 et 15, 23 et 24. Un début d'établissement de circulation de Sud (21-22) avorte rapidement. C'est la prédominance de la circulation de Nord qu'exprime de façon extrêmement claire la carte des anomalies de la pression moyenne mensuelle (fig 79b). Elle signale en effet des hautes pressions constantes sur le Groenland et le Bassin arctique, et surtout des pressions exceptionnellement basses sur les mers de Barents et de Kara : à la charnière de ces deux domaines, nos trois stations connaissent donc un flux de Nord très constant. Ce type de disposition des anomalies du champ de pression se retrouve dans d'autres cas : citons précisément le mois de Novembre 1971 marqué lui aussi par de très basses températures (à Bjørnøya, la moyenne est inférieure de $7,7^{\circ}$ à la normale). D'autres mois froids (par exemple Février 1970 où la moyenne est inférieure de $8,1^{\circ}$ à la normale) correspondent plutôt à la prédominance des circulations zonales : ce sont les hautes pressions du Bassin arctique qui sont à la fois très accentuées et très étendues au Sud.

3. Le mois de Janvier 1972 est à peu près l'inverse du précédent : une anomalie thermique positive extraordinaire (+6,9 à Bjørnøya, +8,2 à Isfjord Radio, +9,2 à Hopen) correspond à une fréquence très élevée des vents du secteur Sud-Ouest. Par contre, les pressions sont supérieures à celles de Janvier 1971, mais nettement inférieures à celles de 1970 ; remarquons que, contrairement à ces deux mois, c'est à Bjørnøya, au Sud, que la pression est la plus élevée. Les anticyclones arctique et groenlandais sont presque totalement absents, et le centre d'action dominant est un anticyclone continental centré soit sur la Scandinavie, soit sur la Russie du Nord et la Mer Blanche, un peu plus à l'Est. Ces hautes pressions immunisent à peu près totalement le Sud et l'Est des mers arctiques européennes face aux nombreuses perturbations (18 au total), dont les trajets sont en majeure partie à l'Ouest et au Nord d'une ligne joignant l'île

.../

de Jan Mayen au Spitsberg et à la Terre de François-Joseph :

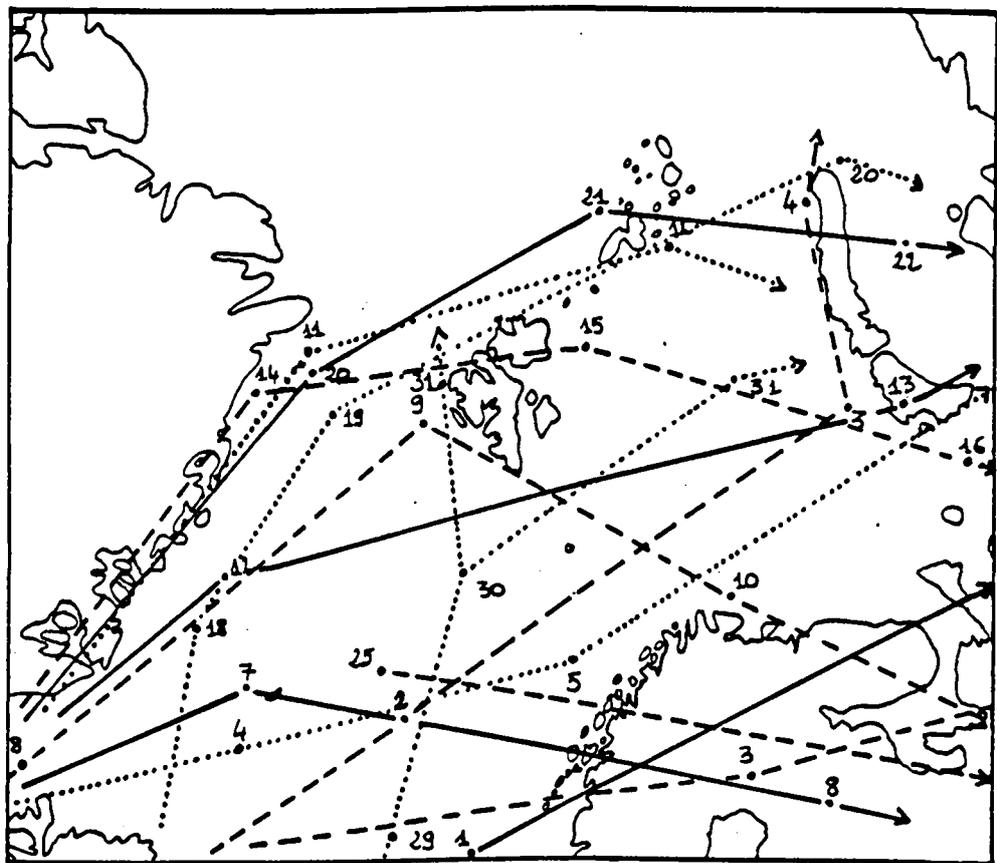


JANVIER 1972. Trajet des perturbations.

A l'exception des premiers jours, jusqu'au 10 Janvier, ces perturbations empruntent donc soit des voies méridiennes, soit des voies extrêmement septentrionales, qui correspondent aux types de circulation IIIa et IIIc. La circulation méridienne de Sud devient exclusive à partir du 11 Janvier. C'est ce qui apparaît sur la carte des anomalies de pressions (fig 79c), qui est le négatif de celle de Janvier 1971. La même organisation des anomalies des pressions se retrouve pour d'autres mois d'hiver présentant de fortes anomalies thermiques positives, par exemple Mars 1974 (la température moyenne mensuelle à Bjørnøya est supérieure de $7,6^{\circ}$ à la normale).

4. Les mois de Janvier 1973 et 1974 présentent des situations plus hétérogènes. Tous deux sont plus chauds que la normale, de 5 à 7°C , et se caracté-

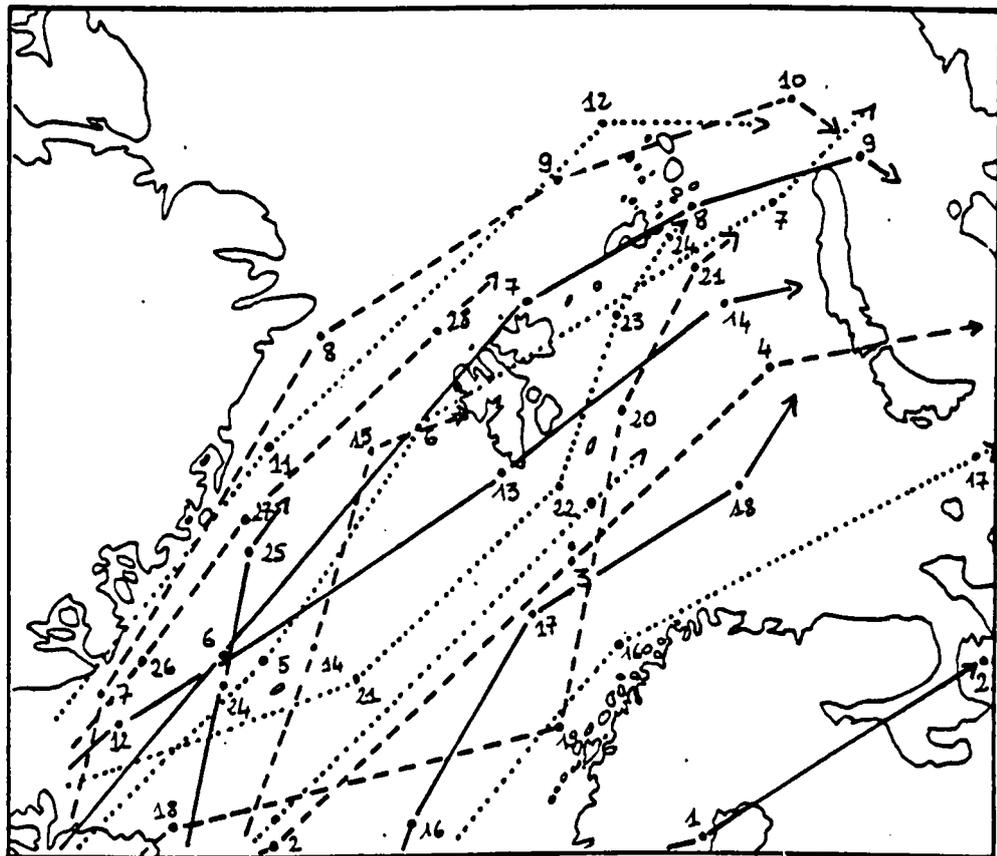
térisent par des pressions moyennes assez faibles aux trois stations. Les anticyclones arctique et groenlandais ne jouent qu'un rôle subordonné face aux anticyclones continentaux, de Scandinavie ou du Nord de l'Eurasie. L'activité cyclonique est assez soutenue dans les deux cas, mais les perturbations présentent des trajets plus variés, se répartissant à peu près à égalité entre voies méridiennes, passant à l'Ouest du Spitsberg, et voies plus zonales, au Sud de celui-ci (notons toutefois que la différence entre ces deux types n'est pas toujours nette) :



JANVIER 1973. Trajet des perturbations.

Les situations journalières se répartissent de façon équilibrée entre les grands types de circulation ; les circulations zonale et méridienne de Sud (II et III) l'emportent et l'on voit apparaître quelques jours de circulation de Sud-Est (type IV). Les deux mois ne sont malgré tout pas identiques. Les cartes d'anomalies des pressions (fig 79d et e) font apparaître une

circulation méridienne de Sud plus marquée en 1974 qu'en 1973. Les trajets des perturbations, plus nombreuses, affectent en beaucoup plus grand nombre l'archipel du Svalbard :



JANVIER 1974. Trajet des perturbations.

Comment expliquer des températures tout à fait comparables alors que les situations méridiennes de Nord sont assez nombreuses (8 jours) en 1973 ? Sans doute, faut-il considérer la situation exceptionnelle des glaces en Janvier 1973 : en mer de Barents, la limite du pack stationne en effet au Nord du 77e parallèle, et l'île Hopen elle-même se trouve en mer libre. Cette situation des glaces qui résulte d'une année 1972 exceptionnellement "chaude" dans sa quasi-totalité (cf. fig 43) pourrait expliquer une température supérieure à ce que supposerait le seul effet de la circulation atmosphérique durant le mois étudié.

La classification en trois grands types des situations quotidiennes (circulations méridiennes de Nord et de Sud, circulation zonale)

permet donc de rendre compte non seulement de la variabilité des températures quotidiennes, mais aussi de la variabilité interannuelle. L'analyse mois par mois a permis également de saisir le lien entre ces types de circulation et la présence des centres d'action majeurs (c'est-à-dire principalement les anticyclones arctique et groenlandais d'une part, continentaux d'autre part qui apparaissent antagonistes) ou les voies cycloniques. Les cartes d'anomalies mensuelles de pression (fig 79) en donnent une synthèse mensuelle, particulièrement utile pour une étude plus rapide, ou sur une période longue. Mais le fait le plus remarquable, qui explique le mieux la variabilité des moyennes mensuelles, réside dans la tendance à persister que présente chacun des trois grands types de circulation. Le passage d'un type à l'autre est toujours graduel, et surtout peu fréquent : chaque mois correspond au maximum à 2 ou 3 grandes périodes marquées chacune par un type de circulation ; le plus souvent un seul type marque fortement le mois (circulation zonale en Janvier 1970, de Nord en 1971, de Sud en 1972). C'est dans la circulation d'altitude, observée à l'échelle de l'hémisphère, qu'il convient de chercher l'explication de cette persistance.

IV - LES EFFETS THERMIQUES DE LA CIRCULATION D'ALTITUDE

1. LES GRANDS TRAITES DE LA CIRCULATION AU NIVEAU 500mb SUR LES MERS ARCTIQUES EUROPÉENNES

Les exemples analysés précédemment (début Janvier 1971, 10 au 23 Janvier 1972 et début de Janvier 1974) permettent une analyse précise des rapports étroits qui unissent la circulation atmosphérique dans les basses couches et le flux d'altitude.

- Le début de Janvier 1971 montre en particulier que les types de circulation méridienne de Nord correspondent à la présence remarquable d'une goutte froide et d'une "vallée" installée sur les Mers de Barents et de Kara. Le flux d'altitude qui en résulte, observé sur les cartes d'isohypses de la surface 500 mb (fig 58, 59 et 60b), est également méridien. Le passage à une circulation zonale (type IIb) correspond au retour à un jet-stream zonal, entre 65 et 75°N, bien visible sur la carte du 9 Janvier (fig 61b).
- Une circulation lente, avec une crête d'altitude installée sur la Scandinavie (fig 64 à 67b) puis plus à l'Est (68 et 69b) caractérise la séquence

de Janvier 1972. A la prépondérance des circulations méridiennes de Sud, répondent très exactement des flux d'altitude assez lents (il est donc préférable d'éviter le terme de jet-stream) également méridiens, et même de Sud-Est à la fin de la période, au moment même où la circulation de surface prend cette direction. La représentation du trajet des perturbations sur les cartes de la surface 500 mb montre en outre la précision du "guidage" par le flux d'altitude (fig 64b, 66b et 69b).

- Le début de Janvier 1974 confirme cette adéquation entre le trajet des perturbations et la direction du flux en altitude (fig 73b et 75b). Elle illustre enfin le renversement de la circulation de surface qui se produit, du 5 au 7 Janvier (fig 74 et 75), lors de la migration vers l'Est de la crête d'altitude qu'il conviendrait d'appeler "atlantico-européenne" : les mers arctiques européennes passent brutalement de la branche "descendante" à la branche "montante" de cette crête extrêmement fréquente.

Il paraît donc intéressant de classer les 155 situations d'altitude des mois de Janvier 1970 à 1974 inclus et de comparer le résultat aux types de circulation de surface. Les situations d'altitude sont assez variées et seuls trois grands types ont été distingués, en fonction de la direction du flux d'altitude au-dessus des mers arctiques européennes :

TABLEAU XI - FREQUENCE DES TYPES DE CIRCULATION EN ALTITUDE
JANVIER 1970-1974

	<i>Flux à composante méridienne de Nord</i>	<i>Flux zonal</i>	<i>Flux à composante méridienne de Sud</i>	<i>Non classés</i>
Janvier 1970	11	12	8	0
Janvier 1971	24	6	1	0
Janvier 1972	4	4	22	1
Janvier 1973	12	6	10	3
Janvier 1974	3	3	21	4
Total	51	31	62	8

.../

La correspondance entre circulations de surface et flux d'altitude est loin d'être absolue : la comparaison des tableaux X et XI le prouve amplement. Ce sont surtout les circulations de surface classées comme "zonales" qui montrent l'absence de concordance avec le flux d'altitude. Il subsiste enfin un résidu de situations d'altitude non classées, surtout lorsque le jet-stream circule aux latitudes moyennes, laissant le domaine arctique dans une sorte de "marais" où les flux d'altitude, extrêmement ténus, peuvent prendre des directions inusitées, par d'exemple d'Est : c'est le cas à la fin de Janvier 1973, qui est le mois où le lien entre les deux niveaux de la circulation atmosphérique (surface et altitude) est le plus délicat à établir. Malgré ces réserves, comment ne pas souligner les rapports unissant la disposition des ondulations du flux planétaire en altitude et la variabilité interannuelle des températures ?

2. LA CIRCULATION D'ALTITUDE ET LES VARIATIONS DES TEMPERATURES : UNE PERSPECTIVE PLUS GÉNÉRALE

Ce rôle de la circulation circumpolaire d'Ouest dans la haute troposphère pour comprendre les variations des températures a suscité depuis fort longtemps l'intérêt des météorologues et climatologues travaillant non pas à l'échelle régionale qui est la nôtre, mais à l'échelle de l'hémisphère tout entier, pour des pas de temps variant de la journée au siècle.

Les chercheurs soviétiques, à la suite de G.Y. VANGENHEIM (Girs A.A. et Dydina L.A., 1963) ont établi une classification des types de circulation en altitude, en fonction de l'existence et de la localisation des ondulations du jet-stream dans deux régions privilégiées, le secteur Nord-Pacifique et le secteur "atlantico-européen" précisément. Trois grands types pour chacune de ces deux régions aboutissent à une classification en 9 catégories. Pour le secteur qui nous concerne plus précisément, les trois types sont les suivants (cf. fig 80a) :

- une circulation zonale d'ouest, caractérisée par un flux rapide aux moyennes latitudes (W)
- une circulation méridienne de Nord, avec une crête sur l'Islande (type C)
- une circulation méridienne de Sud, marquée par une profonde vallée sur le proche-Atlantique et l'Europe occidentale (curieusement dénommée par les Soviétiques "circulation d'Est" ou type E).

Ces types de circulation sont donc très proches de ceux qui ont été distingués précédemment. Pour la période 1900-1960, A.A.GIRS cite les fréquences suivantes : W = 35%, C = 26%, E = 39%. Mais il insiste sur les variations très importantes du poids de chacun des types selon les périodes. T.M. KHOREVA (in Girs et Dydina) étudie les effets de chacun de ces régimes sur le temps pour les stations de l'Arctique soviétique.

Plus récemment, H.H. LAMB et H.T. MÖRTH (1978) s'intéressent également aux ondulations du jet-stream circumpolaire, dans la perspective des variations climatiques récentes. La position moyenne de la crête atlantique, mesurée à 75°N aurait varié de 17°E pour la période 1959-61 à 7°W pour 1963-69 et 0° pour 1970-75. Le nombre des ondulations peut également varier et selon LAMB (1977) le refroidissement observé entre 1940 et 1970 sur l'Europe du Nord et l'Arctique européen s'expliquerait par la présence très fréquente d'une vallée supplémentaire sur la Mer de Barents orientale (c'est le cas en Janvier 1971, cf. fig 58 à 60b). A la vision statique apportée par le nombre, la position et l'ampleur des ondulations, LAMB et MÖRTH ajoutent celle, dynamique, du mouvement de ces ondulations du flux planétaire. Ils distinguent par exemple (fig 80b) un régime d'ondes stationnaires, un régime d'ondes progressives (migrant d'Ouest en Est) et un régime d'ondes régressives (migrant d'Est en Ouest). Le régime stationnaire est de très loin le plus fréquent et même les régimes de migrations sont entrecoupés de pauses sur certaines situations préférentielles. Ainsi s'explique la tendance à persister des grands types de circulation, déjà évoquée, qui explique la variabilité interannuelle des moyennes mensuelles.

C O N C L U S I O N

L'intérêt porté aux aspects de la circulation d'altitude ne peut-être compris que dans la perspective, étudiée au chapitre I, des transferts de chaleur entre l'Arctique, dont le bilan radiatif est largement déficitaire et les moyennes et basses latitudes. Ces échanges se produisent sous forme d'advections chaudes vers le Nord et d'advections froides vers le Sud, en fonction des ondulations du flux planétaire ; domaine préféren-

tiel des échanges entre hautes et moyennes latitudes, l'Arctique européen se trouve donc affecté successivement par ces advections chaudes ou froides. La circulation atmosphérique, au sol et en altitude, apparaît bien comme le principal responsable des variations thermiques que l'on observe, à l'échelle de la journée, comme à celle du mois, aux diverses stations de l'Arctique européen. Mais, au-delà des aspects de la circulation atmosphérique, dont les traits résultent à la fois de facteurs planétaires et de facteurs géographiques plus locaux, tels l'ouverture des mers arctiques européennes à la fois sur l'Atlantique tempéré ou l'Arctique englacé, l'influence des masses continentales groenlandaise ou eurasiatique, l'explication de la variabilité des températures hivernales réside surtout dans le contraste entre les masses d'air arctique et polaire maritime. Ce contraste tire son origine dans le bilan radiatif si particulier des régions de très haute latitude, en hiver. Qu'en sera-t-il en été, lorsque précisément ce contraste d'origine radiative s'atténue fortement ?

CHAPITRE VI : LES TYPES DE CIRCULATION D'ÉTÉ ET LES
AUTRES FACTEURS DE LA VARIATION DES
TEMPÉRATURES

Les températures quotidiennes et moyennes mensuelles de l'été, c'est-à-dire des mois de Juillet et Août, s'opposent très nettement à celles de l'hiver, en raison de leur grande stabilité, mise en évidence au chapitre III. Cette stabilité prend divers aspects :

- Une faible variabilité, tant dynamique que structurelle, concerne tout d'abord les températures quotidiennes, minimales ou maximales. En Juillet, à Bjørnøya, 90% des minima quotidiens sont compris dans un intervalle de 6°C (entre 0,5 et 6,5°) et 83% des maxima dans un intervalle de 8° (entre 2,5 et 10,5°). Pour des intervalles de même étendue, la concentration des valeurs est encore beaucoup plus marquée à Isfjord Radio (97 et 90%) et Hopen (95 et 94%) ; le contraste est remarquable avec la dispersion des températures observées aux stations subarctiques du littoral scandinave.
- Seules échappent à cette concentration quelques températures maximales nettement plus élevées, qui correspondent à de véritables "vagues de chaleur", toujours de durée limitée, puisqu'elles ne se traduisent guère dans les températures minimales.
- La faible variabilité se traduit également dans les moyennes mensuelles : les écarts aux "normales" ne dépassent que rarement 2° en plus ou en moins. En témoignent les mois d'été de la période 1970-1974, qui constituent l'objet de notre étude.

TABLEAU I - ECARTS AUX NORMALES (1946-75) DES TEMPERATURES MOYENNES
MENSUELLES - JUILLET-AOÛT 1970-74

	JUILLET					AOÛT				
	1970	1971	1972	1973	1974	1970	1971	1972	1973	1974
Bjørnøya	-0,1	-0,2	+1,8	+2,1	+0,3	-1,0	-0,5	+1,4	+0,5	+0,5
Isfjord Radio	-0,1	+1,1	+0,5	+0,3	+0,9	-0,3	0,0	+0,7	-0,3	+0,5
Hopen	-0,3	-0,7	+1,3	+2,1	-0,1	+1,2	-0,9	+1,6	+1,1	+0,5

- Ce tableau souligne également un autre caractère des températures estivales, signalé au chapitre III : la covariation limitée des températures quotidiennes et moyennes mensuelles observées aux diverses stations. Pour 1970-74, 4 des 10 mois d'été présentent des écarts de signe opposé pour l'une des stations arctiques; seuls Juillet 1970 et Août 1971 peuvent être considérés comme uniformément plus froids que la moyenne, tandis que Juillet 1972, Juillet 1973, Août 1972 et Août 1974 ne présentent que des écarts positifs par rapport à la moyenne.

Cette covariation relativement faible introduit une difficulté supplémentaire pour l'étude des effets de la circulation atmosphérique sur les températures ; il ne sera pas possible d'établir une comparaison aussi précise que pour l'hiver (tableaux de contingence), entre les températures quotidiennes et les types de circulation.

La définition des types de circulation elle-même est plus délicate qu'en hiver ; il a été signalé précédemment (chapitre IV) que l'affaiblissement des gradients barométriques en été correspond à la fois à l'effacement relatif des centres d'action majeurs (en particulier les anticyclones groenlandais, scandinave et arctique) et à la dispersion des voies empruntées par les perturbations. Les oppositions brutales de l'hiver font place à des situations très nuancées, parmi lesquelles il est difficile de délimiter des types et de bâtir une classification.

Enfin, et c'est le fait principal, la circulation atmosphérique n'est plus l'unique facteur de variation des températures : le rayonnement solaire et le rythme diurne des températures qui en découle, malgré le jour permanent, interviennent de façon décisive. Le faible écart entre les températures extrêmes donne en outre aux facteurs locaux, maritimes (températures des eaux, englacement) ou terrestres (topographie), une importance relative qu'ils ne pouvaient avoir en hiver, lorsque le contraste entre les masses d'air donnait à la circulation atmosphérique une prépondérance absolue. C'est ce poids relatif des facteurs locaux, par rapport aux facteurs synoptiques, qui explique la covariation relativement faible entre les températures enregistrées aux diverses stations.

.../

Comme pour l'hiver, l'étude débutera par une série de cas concrets ; certains des exemples étudiés, malgré les inconvénients de l'absence des radio-sondages de Bjørnøya et de la fermeture de la station d'Isfjord Radio (survenue en 1975), se situent hors de la période de référence 1970-74, de façon à bénéficier d'une expérience vécue des types de température au Spitsberg occidental (1977, 1979 et 1981).

I - TEMPERATURES ET CIRCULATION ATMOSPHERIQUE : ANALYSE DE SITUATIONS CONCRETES

1. UNE SEQUENCE "FROIDE" D'ETE : DU 11 AU 26 JUILLET 1970

Le mois de Juillet 1970 se distingue par une faible anomalie négative des températures, généralisée aux trois stations arctiques. Cette anomalie résulte surtout d'une longue période froide, caractérisée par des maxima quotidiens presque continuellement inférieurs à 5° et des minima inférieurs à 2°, avec même plusieurs jours de gel (5 à Hopen et 2 à Bjørnøya) ce qui est rare au coeur de l'été. Il existe tout de même, dans ce contexte général, des différences assez sensibles entre les trois stations : Hopen est de loin la plus froide, Isfjord Radio la plus chaude, avec des maxima atteignant 7°, et des minima toujours supérieurs à 1° (fig 81a) ; Bjørnøya enregistre un bref, mais très net réchauffement au milieu de la séquence (18 et 19 Juillet), avec un maximum atteignant 9°, inconnu aux deux autres stations. Malgré ces différences, on observe de façon générale des maxima quotidiens inférieurs ou égaux aux moyennes mensuelles de Juillet pour la période 1946-1975 : c'est donc bien le froid qui domine.

A Hopen et Bjørnøya, cette période froide est aussi une période de temps couvert, maussade, avec des chutes de pluie et de neige fréquentes, mais d'abondance limitée : 21,6 mm à Bjørnøya, dont 15 mm les 23, 24 et 25 Juillet, 10,9 mm à Hopen, 11 jours de pluie ou de neige à Bjørnøya, 6 jours à Hopen donnent son caractère à cette période de 16 jours. La nébulosité est aussi très élevée, particulièrement à Bjørnøya (fig 81b) ; il s'agit surtout de nuages bas, stratiformes, correspondant pendant tout le début de la séquence à des pluies fines et durables. Les précipitations ne deviennent plus abondantes que les 23 et 24 Juillet, avec de la neige. Un brouillard épais, durable, accompagné de bruine, marque également la fin de la période. Le temps est sensiblement meilleur à Hopen, malgré un brouil-

lard encore plus fréquent (6 jours) : on y observe des éclaircies et du soleil les 17 et 18, ainsi que le 21 Juillet. Mais c'est surtout à Isfjord Radio qui se distingue par une nébulosité beaucoup plus faible (les ciels totalement couverts y représentent moins de la moitié des observations) et des précipitations négligeables (0,9mm). Le brouillard même y prend un aspect différent : les 4 à 5 jours de brouillard sont marqués par des éclaircies en milieu de journée ; il s'agit donc d'un brouillard radiatif caractéristique.

Les vents de secteur Nord dominent largement, aux trois stations avec, malgré tout, des variations assez sensibles de l'Ouest-Nord-Ouest au Nord-Est : les vents de Nord-Est dominent surtout au début de la période (11 au 13 Juillet), et à la fin (21-25 Juillet) ; le Nord-Ouest l'emporte du 14 au 20 Juillet. Bjørnøya connaît même, les 18 et 19, un véritable renversement avec des vents de Sud, qui correspondent à la hausse passagère des températures signalée précédemment (fig 81b). A Hopen, les vents de secteur Nord, qui représentent 58% des observations, sont en général faibles (2 à 3 Beaufort) et les calmes sont relativement nombreux ; à Bjørnøya et Isfjord Radio, les vents sont plus soutenus, avec une nette prédominance des vitesses de 4 et 5 Beaufort, qui concourent à accentuer l'impression de froid apportée par les basses températures.

La situation des glaces, durant ce mois de Juillet, est proche de la normale saisonnière (cf. chapitre VII) et les trois stations sont bordées par la mer libre ; la limite des glaces est toutefois encore assez proche de Hopen (77°N) au début de notre période mais elle s'en éloigne progressivement, pour atteindre 80°N à la fin du mois.

Pendant les premiers jours de la séquence (jusqu'au 14 Juillet), la circulation d'altitude (fig 82b), observée au niveau 500mb, présente un jet-stream zonal, à la latitude de la mer du Nord (50-60°N) avec une rapide circulation perturbée de surface sur l'Europe occidentale (fig 82a). Les latitudes plus élevées, et parmi elles les mers arctiques européennes, sont dominées par une juxtaposition de cellules anticycloniques et dépressionnaires ; citons plus particulièrement de hautes pressions sur la mer du Groenland et surtout une dépression d'altitude sur la mer de Barents. Le flux de Nord, présent dès le 11 Juillet, s'affirme ensuite, jusqu'à la fin de

la séquence, avec le développement d'une circulation méridienne. Une crête d'altitude s'installe durablement sur l'Atlantique, avec toutefois d'amples oscillations, de la longitude du Groenland occidental à celle de la mer de Norvège. L'Europe est dominée par la vallée correspondante, dont l'ampleur varie, en latitude et en longitude. Deux "gouttes froides" en constituent l'élément le plus permanent, l'une sur la mer du Nord, l'autre sur la mer de Barents immédiatement à l'Est du Svalbard, ou sur l'archipel François-Joseph (fig 83 à 86b). Malgré les déplacements du système de l'onde planétaire, le flux d'altitude dominant sur les trois stations d'Isfjord Radio, Hopen et Bjørnøya reste de Nord, en raison de la présence de cette "goutte froide" de la mer de Barents. A la fin de la période froide, les 26 et 17 Juillet (fig 87b), le déplacement et l'élargissement vers l'Ouest de la vallée planétaire, modifient complètement la circulation qui se renverse du Nord au Sud.

Les situations de surface apparaissent beaucoup plus complexes que celles qui ont été observées au niveau 500mb, en raison de l'absence de centre d'action véritablement stable, comparable à l'anticyclone groenlandais en Janvier 1971 (cf. chapitre VI). Les flux de Nord, que reflètent fidèlement les vents, résultent donc en réalité de situations variées. Les hautes pressions prédominent à l'Ouest de notre domaine mais prennent des formes bien différentes ; ce sont, par exemple, de hautes pressions relatives et locales centrées sur le Groenland oriental (12 et 13 Juillet, cf. fig 82a), une extension vers le Nord de l'anticyclone installé sur l'Atlantique (14,15 et 16 Juillet cf. fig 83a), les vents prenant alors une orientation Nord-Ouest, ou une dorsale entre les hautes pressions installées sur l'Arctique et l'Atlantique (17 Juillet cf. fig 84a). Les dépressions présentes à l'Est sont également mobiles, de la Baltique à l'archipel de la Terre François-Joseph, et même parfois (cf. fig 84a) passagèrement centrées sur le Spitsberg. Les gradients atmosphériques restent relativement faibles comparés à ceux de l'hiver, et des déplacements limités des figures isobariques peuvent parfois entraîner un renversement du flux de surface : c'est le cas les 18 et 19 Juillet (fig 85a), où un léger glissement à l'Ouest des basses pressions de la Mer de Barents (correspondant au déplacement de l'onde d'altitude) entraîne, à Bjørnøya, le passage à des vents de Sud et une hausse notable des températures. Il n'en reste pas moins que la période est

dominée par une circulation de Nord, qui dirige sur l'ensemble de la région un flux d'air venu de l'Arctique, jusqu'au renversement complet de la circulation qui survient les 26 et 27 (fig 87a) et à l'arrivée de perturbations de Sud.

Les caractères de l'air arctique, qui est présent pendant presque toute la période, sont fort différents de ceux qui ont été signalés en hiver. Les basses températures, signalées précédemment, constituent un premier caractère de cette masse d'air, avec toutefois quelques différences, en particulier entre Isfjord Radio et les stations insulaires, plus froides. L'humidité relative est élevée, presque constamment supérieure à 90%, souvent proche de la saturation ; là encore Isfjord Radio s'individualise : la nébulosité plus faible s'y accompagne en effet d'une humidité plus faible qui varie entre 85 et 65%. La température pseudo-adiabatique potentielle (θ'_w), qui donne un critère indépendant des facteurs locaux, est cependant comparable pour les 3 stations. Mesurée au sol, elle varie en effet entre $0,5^\circ$ et 3°C , si l'on met à part le court épisode de réchauffement observé à Bjørnøya. Mais cet air froid qui s'observe au niveau du sol ne constitue qu'une mince pellicule. Dès le niveau 850 mb, correspondant à une altitude de moins de 1500 m, la θ'_w est beaucoup plus élevée, comprise entre 5 et 8° . Cet écart correspond à la présence, extrêmement fréquente (24 observations en 16 jours, soit -les sondages ont lieu deux fois par jour- $2/3$ des observations), d'une inversion thermique dans les basses couches de l'atmosphère. Ce niveau d'inversion est remarquable sur les tracés des sondages du 13 Juillet (fig 88a) -l'écart est de $6,5^\circ$ entre 950 et 920 mb- et du 24 Juillet (fig 88d) - 6° entre 97° et 904 mb. L'air supérieur est à la fois plus chaud et moins humide, l'air des basses couches est froid et saturé. Ce trait caractéristique de la masse d'air arctique semble résulter des conditions d'élaboration de cet air aux très hautes latitudes : le bilan radiatif aboutit au refroidissement de la masse d'air à sa base, mais seulement sur une très faible épaisseur. La présence d'un air froid et saturé, le blocage introduit par le niveau d'inversion, expliquent également le temps observé à Bjørnøya et Hopen, particulièrement la nébulosité constante sous forme de stratus bas, les pluies faibles mais durables et le brouillard. Les précipitations restent limitées en raison de la faible capacité de l'air en "eau précipitable" : 12 à 14 mm, c'est-à-dire un peu moins que la moyenne mensuelle citée par TRZPIT (1979) : 14,9 mm. L'inversion ther-

mique ne disparaît, sur les sondages de Bjørnøya, qu'à deux reprises durant notre séquence : les 14 et 15 Juillet, où, sans doute pour des raisons dynamiques, l'on assiste à un transfert d'air froid en altitude et à une homogénéisation de la masse d'air (fig 88b) ; les 18 et 19 Juillet, où, à cause du renversement de la circulation, l'air arctique est temporairement remplacé par de l'air plus chaud et plus chargé en vapeur d'eau (la $\theta'w$ est de 7 à 8° au sol comme à 850mb, l'eau précipitable est de 16,1mm (cf. fig 88c).

Une circulation de Nord, au sol et en altitude, la présence d'un air arctique, constituent donc les caractères essentiels de cette longue période froide d'été. Mais une comparaison rapide avec les situations correspondantes d'hiver révèle bien des différences :

- c'est tout d'abord la faiblesse et la variété des figures isobariques qui génèrent cette circulation de Nord, comparées à la puissance des anticyclones thermiques, ou mixtes, que sont les hautes pressions arctiques ou groenlandaises d'hiver,
- la masse d'air arctique n'est que faiblement et "superficiellement" refroidie par des conditions radiatives beaucoup moins caractéristiques qu'en hiver.

En outre, l'étude de cette séquence souligne les différences appréciables dans le temps observé à différentes stations, pourtant relativement proches. Certaines de ces différences, par exemple le court réchauffement observé à Bjørnøya, correspondent à des particularités dans la circulation atmosphérique ; mais d'autres, particulièrement les températures plus élevées et le temps bien meilleur observé à Isfjord Radio, sont dues à l'influence de facteurs locaux, dont le rôle devra être analysé plus précisément.

Cette période froide, homogène, qui affecte les stations arctiques, est marquée sur le littoral scandinave par des températures très contrastées, qui varient, à Vardø, entre 4 et 18°C (fig 81a), à Tromsø entre 5 et plus de 25°, à Mourmansk entre 5 et plus de 35° ! On est loin de la stabilité des températures estivales aux stations septentrionales. Ces contrastes correspondent à l'alternance, sur ce littoral, de types de temps

de Nord, peu durables, comparables à ceux qui ont été étudiés pour Bjørnøya, et de retours vers le Nord d'air continental ayant circulé parfois à des latitudes très méridionales (cf. fig 85, situation du 19 Juillet). Le renversement de la circulation atmosphérique observé passagèrement à Bjørnøya devient ici fondamental, et ses effets sont renforcés par l'influence continentale.

2. UNE SEQUENCE DOMINEE PAR LES PERTURBATIONS ATLANTIQUES : LE DEBUT DE JUILLET 1971

Le mois de Juillet 1971 présente des caractères sensiblement différents à Hopen, où il est sensiblement plus froid que la moyenne, à Bjørnøya, où la moyenne mensuelle est proche de la normale, et à Isfjord Radio, où elle est nettement plus élevée (cf. Tableau I). La première quinzaine, à l'exception des deux premiers jours particulièrement froids, est la plus douce du mois : les minima quotidiens sont compris entre 3,5° et 7,3° (à Isfjord Radio), 2,2 et 5,3° (Bjørnøya), -1,0 et 1,3° (Hopen) ; les maxima s'étagent de 6 à 10,6° (Isfjord Radio), 4,8 à 8,7° (Bjørnøya), 1,2 à 6,9° (Hopen). En définitive donc, les températures sont comparables ou supérieures aux moyennes définies au chapitre II (cf. annexe I). La "période douce" ainsi définie, du 3 au 13 Juillet, se caractérise en outre par des variations des températures étonnamment asynchrones entre les trois stations, particulièrement entre Isfjord Radio et les deux autres (fig 89a).

A toutes les stations, un temps pluvieux et couvert domine : on note 10 jours de précipitations sur les 13 que compte la séquence, une lame d'eau de 19,5mm à Isfjord Radio, 24,5mm à Bjørnøya et 45,9mm à Hopen. 10 à 12 sont totalement couverts, avec de fréquents brouillards bas aux stations insulaires (fig 89b). Pour compléter l'image caractéristique d'un temps perturbé d'été, signalons les variations sensibles de la pression atmosphérique (fig 89a), et les fréquents changements de direction du vent : à Bjørnøya, tous les secteurs de la rose des vents sont représentés de façon équilibrée, avec une prédominance toutefois des vents de Sud et Sud-Ouest (44% des observations). La force des vents est également très variable, mais elle atteint jusqu'à 7 Beaufort, à Bjørnøya. Dans ce domaine, Hopen se distingue des deux autres stations : la part des vents du secteur Nord-Est, généralement assez faibles, y est plus élevée.

La limite des glaces, en ce début de Juillet 1971 est remarquable surtout en mer de Barents. Si, en effet, la côte occidentale du Spitsberg est totalement libre, avec un "golfe" bien ouvert jusqu'au delà de 80°N, à l'Est la limite se maintient à proximité du 76e parallèle, du Svalbard à la Nouvelle-Zemble. L'île Hopen est donc entièrement incluse dans un pack dense (concentration 6 à 7/8). Cette situation remarquable (fig 89c) influe sans aucun doute sur les températures relevées à Hopen.

Durant toute la période, la circulation d'altitude se caractérise par la présence d'une vallée bien marquée sur l'Atlantique, recouvrant le Groenland et l'Islande et se décalant vers l'Est peu à peu. A la longitude de l'Europe, la situation est un peu plus complexe avec la présence d'une "goutte froide" remarquablement stable sur l'Europe orientale, mais également d'une crête sur la Scandinavie. Il en résulte, sur les mers arctiques européennes, une circulation générale méridienne de Sud, remarquable au début (le 3 Juillet fig 90b), qui s'atténue et se déplace peu à peu selon un régime d'onde progressive (cf chapitre V). A la fin de la période (fig 93b), les stations arctiques norvégiennes se trouvent sous l'emprise d'une dépression d'altitude, alors que la circulation méridienne s'est installée plus à l'Est (fig 93b).

Cette circulation d'altitude dirige au sol une circulation perturbée qui en suit fidèlement les variations (fig 90,91 et 93b). Pas de véritable centre d'action constant, si ce n'est le Minimum d'Islande, correspondant plutôt au passage fréquent de dépressions mobiles (fig 90 à 92a) et un ensemble de hautes pressions sur l'Europe du Nord et du Nord-Ouest (fig 90a et 92a), souvent morcelées. Le trait le plus remarquable de la circulation est la fréquence élevée des perturbations qui affectent à des degrés divers les mers arctiques européennes : 6 au total durant cette séquence. Les trajets et les caractères de ces perturbations sont variés. Trois d'entre elles, les 3 et 4, ainsi que le 10 Juillet, sont formées de dépressions, peu creusées circulant vers le Nord en mer du Groenland, auxquelles sont associées des occlusions qui balayent les trois stations de Bjørnøya, Isfjord Radio et Hopen du Sud au Nord (fig 90 et 93a). Les autres (5,6 et 11 Juillet) circulent de la mer de Norvège à la mer de Barents (et ensuite vers l'Est) selon un trajet plus zonal. Les stations arctiques sont alors affectées par la dépression mobile (91a) et l'occlusion au voisinage

du point triple. Cette fréquence des dépressions se traduit clairement dans les changements de direction des vents observés par exemple à Bjørnøya (fig 89b). La variété des courants perturbés, méridiens ou quasi-zonaux, ne se traduit pas, contrairement à ce qui avait été observé pour l'hiver, par des variations sensibles de la température.

C'est en effet, de façon continue, de l'air polaire maritime, issu de l'Atlantique tempéré, qui affecte le secteur arctique européen. Les caractères de cette masse d'air s'observent surtout au niveau du sol. Malgré les variations de la température, signalées auparavant, et celles de l'humidité relative, souvent très proche de la saturation mais qui peut exceptionnellement s'abaisser à 75%, la température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé (θ'_w) reste très constante, après le 2 Juillet, entre 4° et 7°c environ, exceptionnellement 8°. Par comparaison avec celles de l'exemple précédent, ces valeurs de θ'_w semblent donc être tout à fait caractéristiques de l'air polaire océanique venu de l'Atlantique Nord. Au niveau 850mb, la θ'_w prend des valeurs plus variables, de 5° environ à près de 12°. Il apparaît clairement que les valeurs les plus élevées sont observées lors du passage des principales perturbations, les 3,5 et 6,10 et 12 Juillet. Un écart important entre les θ'_w au sol et à 850mb se manifeste sur les sondages par la présence d'inversions thermiques, par exemple le 3 Juillet à 0h et le 6 Juillet à 12h (fig 94a et 94b). Ces inversions bien marquées sont en général assez élevées, au-delà de 900mb. Elles ne résultent pas de phénomènes radiatifs, mais de la superposition de l'air polaire maritime et d'un air plus chaud, qui constitue le secteur chaud, rejeté en altitude, des perturbations occluses. Selon l'origine des perturbations, cet air supérieur peut être un air plus ou moins continentalisé et sec (c'est le cas du 3 Juillet - fig 94a), ou un air maritime méridional plus humide (6 Juillet - fig 94b). Cette inversion thermique n'apparaît pas le 8 Juillet à 12h et le 12 Juillet à 0h, qui correspondent à des intermédiaires dans le passage des perturbations (fig 94c et d). La charge hydrique de l'air polaire maritime est relativement proche de la moyenne de Juillet (14,8mm d'eau précipitable) : les valeurs de l'eau précipitable oscillent entre 13 et 17mm. Elle est par contre beaucoup plus importante lorsqu'apparaît en altitude un air d'origine maritime plus méridional : la charge en eau précipitable est de 23,5mm le 6 Juillet 1971 à 12h. Le passage de la perturbation du 6 Juillet correspond exactement aux précipitations

les plus importantes de la séquence étudiée : 11mm environ à Hopen et Bjørnøya.

Les circulations perturbées méridiennes ou zonales semblent donc avoir des effets thermiques comparables, tout au moins tant que les perturbations sont occluses, et que seul l'air polaire maritime affecte l'Arctique européen. Cet air polaire maritime engendre des températures "douces", très proches des moyennes de l'été et, en fin de compte, qui contrastent peu avec les températures observées par circulation de Nord. La circulation atmosphérique n'explique pas véritablement les différences entre les températures observées à Isfjord Radio et à Hopen : il sera nécessaire de faire appel à d'autres facteurs explicatifs.

A la stabilité des températures observée à Isfjord Radio, Hopen et Bjørnøya (à partir du 3 Juillet), s'opposent les variations de grande ampleur que l'on note plus au Sud, à Tromsø (entre 7 et 23°), Vardø (de 5 à 22°) et Mourmansk (de 6 à 27°). Les perturbations zonales étudiées affectent également ce littoral Nord de l'Europe, mais elles y font alterner l'air polaire maritime, dont les caractères ont été signalés, et l'air continentalisé, chaud et sec, du secteur chaud des perturbations. Le passage des perturbations se marque donc à cette latitude par l'alternance de masses d'air très contrastées. Dans quelle mesure cet air continental peut-il affecter les stations arctiques ? Les exemples suivants permettent de l'apprécier.

3. "VAGUES" ET PERIODES CHAUDES ESTIVALES : QUELQUES EXEMPLES

Les températures supérieures à 10°C, les seules véritablement "chaudes", sont rares durant l'été aux stations arctiques ; elles sont en outre toujours de courte durée, puisque les minima quotidiens ne dépassent que très exceptionnellement ce seuil de 10°. La fréquence de ces températures élevées est toutefois extrêmement variable, d'une année à l'autre, comme d'une station à l'autre :

.../

TABLEAU II - FREQUENCE (NOMBRE DE JOURS) DES MAXIMA QUOTIDIENS $\geq 10^{\circ}\text{C}$
DURANT LES MOIS D'ETE (PERIODE 1970-74)

		1970	1971	1972	1973	1974
BJØRNØYA	Juin	1	0	11	1	1
	Juillet	5	0	10	3	4
	Août	0	0	5	1	0
ISFJORD RADIO	Juin	0	2	2	0	0
	Juillet	3	2	4	4	6
	Août	2	0	4	0	0
HOPEN	Juin	0	0	2	0	0
	Juillet	0	0	0	1	0
	Août	4	0	0	0	0

Pour plus de clarté dans l'analyse, il est utile de distinguer deux formes d'apparition des températures supérieures à 10°C :

- les "vagues" de chaleur sont toujours des épisodes de courte durée. Un seul jour, parfois deux jours consécutifs présentent des maxima supérieurs au seuil de 10° , selon la situation de l'épisode, qui dure généralement moins de 24 heures. Les 8 et 9 Juillet 1973 constituent un exemple caractéristique de "vague" chaude de courte durée, affectant de façon assez différente les trois stations arctiques.
- de véritables "périodes chaudes", qui durent plusieurs jours, s'observent plus rarement encore ; pendant 10 jours consécutifs, comme à Bjørnøya en Juin 1972, les maxima quotidiens restent nettement au-delà de 10°C . Mais la chaleur prend alors un rythme diurne très accusé : les minima de chaque jour restent faibles, et les températures observées à 12h ou 18h sont beaucoup plus élevées qu'à 6h. Nous étudierons le mois de Juillet 1979 qui a constitué au Spitsberg occidental un véritable record de chaleur.

Le début de Juillet 1973 est marqué, aux trois stations, par des températures proches des moyennes mensuelles, ou inférieures à celles-ci avec une légère oscillation diurne (fig 95). Au 7 Juillet, à Bjørnøya, correspond une première hausse, légère, de la température, qui atteint un maximum de $9,2^{\circ}\text{C}$. Associés à cette hausse, on observe (fig 95) un renversement des vents, qui passent de l'Ouest-Nord-Ouest à l'Est-Sud-Est, et une

baisse notable de la nébulosité. Le 8 Juillet correspond à la véritable "vague de chaleur" : la température s'élève fortement jusqu'à atteindre 21°C en milieu de journée, avec un fort ensoleillement, et des vents de Sud assez forts (6 Beaufort à 18h). La baisse de la température est tout aussi brutale que la hausse : il fait encore plus de 17° le 9 Juillet à 0h, mais seulement 8° à 6h et à 12h. Des températures comprises entre 5 et 9° se maintiennent ensuite, avec de nouveau une nébulosité élevée et des vents de Sud-Ouest. Il est enfin remarquable de constater que la hausse des températures s'accompagne d'une baisse sensible de la pression atmosphérique.

La vague de chaleur est plus tardive, et plus brève, à Hopen, où elle se produit seulement le 9 Juillet dans la matinée. Mais elle y prend des caractères proches de ceux qui ont été décrits pour Bjørnøya : température atteignant 17,4°, éclaircie et soleil, vent de Sud assez fort. L'évolution du temps est bien différente à Isfjord Radio : dans la matinée du 8 Juillet, la température augmente légèrement de 6 à 9° ; le ciel est complètement couvert et des vents assez fort soufflent du Sud-Ouest. En début d'après-midi, la pression baisse brutalement de 5mb environ, les vents tournent brutalement au Sud, puis au Nord, avec des rafales atteignant 18 m/s, avant de stabiliser au Sud-Est. A 16h, la température est tombée à 4° puis augmente brutalement jusqu'à 12,7° ; l'observateur note la présence de cumulo-nimbus. A 16h15, c'est un véritable orage, avec éclaircie et tonnerre, et une forte averse de grêle puis de pluie, qui affecte la station. Dans la nuit du 8 au 9 Juillet, le temps revient peu à peu à ce qu'il était le 8 au matin. La brève hausse des températures prend ici un caractère fort différent ; l'observation d'un orage est remarquable, puisque ce phénomène n'a été signalé que 3 fois en 30 ans à Isfjord Radio, et 8 fois en 50 ans à Bjørnøya (J. ÅKERMAN, 1974). L'explication de la vague de chaleur ne peut être attribuée au seul ensoleillement, puisqu'elle s'observe, aussi, avec cependant une température maximale moins élevée, à Isfjord Radio. La circulation atmosphérique en fournira l'explication.

La situation d'altitude illustre un cas de circulation lente, avec un fort développement des ondulations du flux planétaire (fig 96b) : une vallée très profonde est installée sur l'Atlantique oriental, de l'Islande aux Iles Britanniques, tandis qu'une crête domine l'Europe Septentrionale. C'est donc un cas tout à fait caractéristique de circulation mé-

ridienne de Sud que l'on observe sur les mers arctiques européennes.

Cette situation se traduit au sol par l'opposition entre un minimum d'Islande bien marqué, et des hautes pressions, supérieures à 1020 mb, sur la Scandinavie et les régions avoisinantes (Mer Blanche en particulier). Les 5 et 6 Juillet, ces hautes pressions se prolongent encore vers le Nord-Ouest par une dorsale qui dirige sur nos stations un flux d'air de Nord-Ouest. Le décalage vers l'Est des hautes pressions a pour conséquence, le 7 Juillet, un renversement du flux d'air dans les basses couches de l'atmosphère qui tourne au Sud. Un courant perturbé méridien, de la mer du Nord vers l'Arctique, s'établit alors, suivant très précisément la direction du flux d'altitude (fig 96b). Dans la journée du 8 Juillet, une perturbation caractéristique, avec un front chaud et un front froid, balaie le secteur arctique européen, correspondant très exactement à la vague de chaleur observée (fig 96a).

L'analyse des sondages effectués à Bjørnøya permet de détecter la présence successive de trois masses d'air bien distinctes. Les 5 et 6 Juillet, c'est l'air arctique, dirigé par le flux de Nord-Ouest, que l'on observe. Il se caractérise par des basses températures : la $\theta'w$ est de 2° au niveau du sol, de 5° à 850mb ; ce sont des valeurs comparables à celles de la séquence de Juillet 1970. Le renversement de la circulation se traduit, entre le 6 Juillet à 12h et le 7 Juillet à la même heure, par l'apparition d'un air polaire maritime ($\theta'w$ au sol : 6° , à 850mb : 7°) tout aussi caractéristique, qui constitue les secteurs froids antérieur (7 Juillet) et postérieur (9-10 Juillet) de la perturbation. Mais c'est l'apparition d'un air continental, qui contraste fortement avec les deux masses d'air précédentes, qui explique la vague de chaleur. Cet air continental, dirigé par l'anticyclone centré sur la Scandinavie et la mer Blanche (fig 96a), constitue le secteur chaud de la perturbation. La coupe chronologique des températures à Bjørnøya, établie à l'aide des sondages (fig 97), montre clairement la succession des masses d'air, le passage du front chaud puis du front froid. L'air continental se distingue tout d'abord par les températures : la $\theta'w$, au sol et à 850mb, est de 14 à 16° . Cet air fortement réchauffé sur l'Europe est également un air sec, malgré une charge en eau précipitable beaucoup plus élevée que les autres masses d'air (28mm le 8 Juillet à 12h). L'humidité relative est faible : elle s'abaisse jusqu'à 47 %

à Bjørnøya ; cette faiblesse de l'humidité relative s'observe sur toute l'épaisseur de la masse d'air (fig 98) ce qui explique, malgré la présence des fronts, la disparition de toute nébulosité. L'ensoleillement qui en résulte contribue à augmenter encore la température. Les caractères particuliers du temps observé à Isfjord Radio, s'expliquent par la position de cette station par rapport au trajet de la perturbation. En effet, si Bjørnøya et à moindre degré Hopen voient successivement passer le front chaud, le secteur chaud et le front froid, c'est le point triple de la perturbation, et la dépression qui lui est associée, qui affectent cette station. A son passage, l'instabilité est aggravée par la présence d'une mer plus chaude qu'à Bjørnøya et Hopen (6° au lieu de 2° environ) et surtout la présence de reliefs assez élevés (900m) pour déclencher une ascendance vigoureuse dans le "coin" d'air chaud piégé à proximité du point triple. Le violent contraste des masses d'air favorise en outre l'apparition de l'orage.

Cet exemple de Juillet 1973 illustre clairement le rôle essentiel de l'air continental pour ces "vagues de chaleur" estivales. Dans ce cas, c'est à faveur d'une perturbation circulant selon un trajet méridien que cet air chaud affecte, brièvement, les stations arctiques. La fugacité de l'invasion d'air continental ne concerne que ces stations très septentrionales : sur le littoral du continent européen, à Mourmansk, Vardø et Tromsø, c'est toute la première quinzaine de Juillet 1973 qui présente des températures élevées, et un temps très ensoleillé. Les maxima atteignent $23,7^{\circ}$ à Vardø, $28,8^{\circ}$ à Tromsø et 29° à Mourmansk. La "vague" chaude au début d'Août 1977 présente d'assez notables différences avec la précédente. A Bjørnøya, la température la plus élevée est atteinte dès le 3 Août (16°C) mais la chaleur se prolonge, malgré des minima "nocturnes" très sensibles (au mois d'Août, le soleil est déjà bas sur l'horizon au coeur de la "nuit") jusqu'au 8 Août, 4 journées au total ayant enregistré des températures supérieures à 10°C , toujours dans l'après-midi. Ces températures élevées s'accompagnent d'une nébulosité faible et d'un fort ensoleillement, d'une humidité relative parfois remarquablement faible pour la région (65% à 12h) mais aussi de brouillards persistants le 6 et 7 Août, qui empêchent la température d'atteindre 10% . La chaleur est tout aussi remarquable, et plus durable encore qu'à Bjørnøya, sur le littoral occidental du Spitsberg. A la station

météorologique de l'aéroport du Svalbard (qui a remplacé celle d'Isfjord-Radio, fermée à la fin de 1975), les 6 jours du 3 au 8 Août ont présenté des maxima supérieurs à 10° et la température la plus élevée a atteint $15,4^{\circ}\text{C}$. La nébulosité est le plus souvent moyenne, mais l'humidité relative très basse, tombant à plusieurs reprises en-dessous de 50%. Comme à Bjørnøya, les vents faibles, soufflent le plus souvent du Sud-Est. A Hopen, le temps est totalement différent. Un brouillard quasi-continu règne, avec des vents faibles de Nord-Est, et les températures restent très basses, comprises entre $-0,2^{\circ}$ et $+4,8^{\circ}\text{C}$. Des bruines se produisent tous les jours.

La situation qui prévaut en altitude (fig 99b) durant ce début d'Août 1977 est, comme dans l'exemple précédent, une circulation méridienne entre une vallée très creusée sur l'Atlantique, à la longitude de l'Islande, et une crête très développée sur l'Europe du Nord, qui s'étend au-delà sur la Nouvelle-Zemble. A cette crête, correspond au niveau du sol (fig 99a), un anticyclone qui couvre les mers de Barents et de Kara. L'influence de cet anticyclone, qui dirige un lent flux d'air continental venu du Sud-Est, est aussi déterminante pour la compréhension du temps que la présence d'un courant perturbé. Le trajet des perturbations qui affectent la région du Svalbard les 3,5 (fig 99b) et 8 Août, est légèrement différent de celui de Juillet 1973. Plus occidental, il prend en outre une direction SE-NW qui permet au secteur chaud et à l'air continental qui le constitue d'affecter plus durablement les stations arctiques norvégiennes.

C'est une situation très semblable que l'on peut observer en Juillet 1979 (fig 100a et b). Un anticyclone plus marqué encore occupe les mers de Barents et de Kara et son influence est particulièrement sensible au Svalbard, où les pressions restent très élevées, en particulier du 9 au 17 Juillet. Le courant perturbé méridien se trouve en position beaucoup plus occidentale, sur la mer du Groenland et laisse ainsi durablement les stations du Spitsberg et de Bjørnøya sous l'influence de l'air continental. Aussi ce mois est-il remarquablement chaud : l'anomalie thermique positive dépasse 2° à l'aéroport du Svalbard et à Bjørnøya. Les jours présentant des températures supérieures à 10° sont particulièrement nombreux (13 à Bjørnøya et 22 à l'aéroport !) et des records de chaleur sont battus au Spitsberg occidental ($21,3^{\circ}$ à l'aéroport, 17° à Ny-Ålesund). C'est en fait une longue période chaude (du 8 au 19 Juillet à Bjørnøya) qui impose ses caractères au mois tout entier. Temps anticyclonique et air d'origine continen-

tale conjuguent leurs effets pour donner un temps particulièrement beau pour la région. Les valeurs de l'ensoleillement relatif (33,8%), et du rayonnement solaire pour ce mois à Bjørnøya en témoignent. L'importance de l'apport solaire compte sans doute autant que l'origine de la masse d'air continental pour expliquer les températures élevées. L'importance des écarts diurnes de température en est un indice:

TABLEAU III - MOYENNE DES TEMPERATURES A 6H,12H ET 18H T.U. POUR LA "PERIODE CHAUDE" DU 8 AU 19 JUILLET 1979, A BJØRNØYA ET L'AÉROPORT DU SVALBARD :

	6h	12h	18h
Bjørnøya	9,6	10,3	10,0
Aéroport	8,0	10,6	10,2

Le dernier trait caractéristique du temps en Juillet 1979 est la prépondérance des vents de Sud-Est, qui représentent 40% des observations à Bjørnøya.

Dans cet exemple de Juillet 1979, comme dans le précédent, la station de l'île Hopen se singularise fortement : la température moyenne est tout à fait comparable aux "normales", le maximum absolu n'atteint que 7,8°, les minima quotidiens sont compris entre 0 et 2°. Par contre ce mois est, comme aux autres stations, nettement plus ensoleillé que la moyenne ; au contraire d'Août 1977, le brouillard est rare. L'originalité du temps froid observé à Hopen ne peut résulter d'une particularité de la circulation atmosphérique : plus encore que les autres, cette station orientale subit l'influence de l'anticyclone centré sur la Nouvelle-Zemble et de l'air continental réchauffé sur l'Europe orientale. L'explication semble résider dans l'influence des facteurs océanographiques, dont l'analyse sera faite ultérieurement (cf. ce chapitre, III). Les étés 1977 et 1979 se caractérisent tous deux par une position très méridionale de la limite des glaces, à l'Est du Svalbard, très comparable à celle qui a été signalée en Juillet 1971 (cf. fig 89c).

Pendant ces "périodes chaudes", c'est la même prédominance d'un temps chaud et ensoleillé que l'on constate aux stations du littoral

de Laponie norvégienne (Tromsø, Vardø) et de la presqu'île de Kola (Mourmansk), à cette différence près que la chaleur se manifeste ici par des températures supérieures à 20° et approchent parfois 30°. Ces périodes chaudes constituent donc, en raison même de l'origine de l'air continental qui en est le facteur prépondérant, le cas le plus remarquable de concordance dans les types de temps estivaux aux deux groupes de stations.

II - LES TYPES DE CIRCULATION EN ETE ET LEURS EFFETS THERMIQUES : ESSAI DE CLASSIFICATION

1. LES CRITERES ET LES DIFFICULTES DE LA CLASSIFICATION

L'établissement d'une classification des types de circulation d'été selon la méthode précédemment utilisée pour l'hiver, à partir des documents synoptiques du "Taglicher Wetterbericht", se heurte à une série de difficultés qui tiennent surtout aux caractères particuliers de la circulation estivale. Comme pour la saison froide, le critère déterminant sera l'origine du flux atmosphérique dans les basses couches, et donc de la masse d'air prédominante. Mais au système extrêmement simple qui prévaut en Janvier, avec l'opposition de deux grandes masses d'air contrastées, nous devons substituer, dans ce cas, l'alternance, pour des durées très variables, des trois masses d'air principales :

- une masse d'air arctique, aux caractères très atténués par rapport à l'hiver, qui sévit lorsque le flux est originaire du Nord, ou plus précisément d'un très large secteur, de l'Est au Nord-Ouest,
- une masse d'air polaire maritime, fraîche et humide, provenant du Sud-Ouest, c'est-à-dire de l'Atlantique,
- une masse d'air continentale, élaborée sur l'Eurasie, dont les incursions généralement brèves se produisent par flux de Sud ou Sud-Est.

En hiver, la direction du flux atmosphérique dominant était déterminé simplement par quelques centres d'action étendus et durables, ou par des courants perturbés aux voies classiques et bien définies. En été, la faiblesse des gradients apparaissant sur les cartes de pressions moyennes (fig 55b) est le résultat à la fois de l'atténuation et de la variabilité des figures isobariques que l'on observe sur les cartes quotidiennes. Sur une seule carte quotidienne des pressions au sol (voir par exemple celle

du 6 Juillet 1971, fig 91a), on distingue parfois 4 à 5 individus, anticyclones ou dépressions ordinairement mobiles et peu marqués. Il en résulte une variabilité des flux atmosphériques, parfois différents pour chacune des trois stations, contrastant avec la grande simplicité des situations hivernales.

Les trajets qu'empruntent les courants perturbés sont beaucoup plus variés qu'en hiver. L'étude de ces trajets cycloniques pose d'ailleurs de délicats problèmes méthodologiques : si les cyclones sont aussi fréquents en Juillet qu'en Janvier, leur degré d'activité est ordinairement plus limité. Les dépressions sont en général moins creusées, le système des fronts est le plus souvent au stade de l'occlusion, et le point triple s'éloigne du minimum dépressionnaire. Fréquentes sont également les perturbations qui disparaissent par frontolyse au cours de leur parcours sur les mers arctiques européennes. Ces caractères spécifiques de l'activité cyclonique estivale doivent être, bien entendu, rapprochés du faible contraste entre les masses d'air signalé précédemment. Mais, dans ces conditions, les cartes du trajet des perturbations établies pour chacun des mois de Juillet 1970 à 1974, ne peuvent avoir qu'une valeur indicative. Elles sont en outre fondées sur un document synoptique dont la précision devient discutable pour les très hautes latitudes (nous avons renoncé à tenir compte des perturbations circulant au-delà du 80e parallèle, pourtant fréquentes en été) et dont la périodicité n'est pas suffisante (24h). Il nous semble qu'une étude détaillée de l'activité cyclonique dans notre domaine devrait se fonder sur l'imagerie satellitaire, qui en donne une vision à la fois plus précise et plus objective, à partir des systèmes nuageux et non des figures isobariques ou du tracé des fronts qui laisse une trop large part à l'interprétation du prévisionniste. Quoi qu'il en soit, les résultats obtenus paraissent cohérents, en comparaison de ceux de travaux plus anciens (S. EVJEN 1953b, Meteorological Office, 1964).

En hiver, la quasi-totalité des perturbations affectant les mers arctiques européennes provient de l'Atlantique, en passant à proximité de l'Islande, soit par le Nord-Ouest (Déroit de Danemark), soit par l'Est (Mer de Norvège). Il n'en est pas de même en été :

.../

TABLEAU IV - ORIGINE DES PERTURBATIONS AFFECTANT LES MERS ARCTIQUES
EUROPEENNES - JANVIER ET JUILLET 1970-74

JANVIER	1970	1971	1972	1973	1974
Détroit de Danemark	0	1	8	5	6
Mer de Norvège	2	4	5	3	7
Scandinavie	0	0	0	0	0
Mer Baltique - Mer Blanche	0	0	0	0	0
Autres	6	0	5	0	0
Total	8	5	13	8	13

JUILLET	1970	1971	1972	1973	1974
Détroit de Danemark	2	4	6	5	1
Mer de Norvège	3	5	3	3	0
Scandinavie	4	1	2	4	6
Mer Baltique - Mer Blanche	0	2	1	0	2
Autres	1	0	0	0	2
Total	10	12	12	11	11

Une part notable des perturbations, généralement parmi les plus actives, provient en effet de la Scandinavie (ou de l'espace maritime qui la borde immédiatement à l'Ouest), quelques-unes même de régions plus orientales encore par les golfes de Finlande ou de Botnie et la Mer Blanche. Aux deux grandes voies classiques, l'une zonale, l'autre méridienne, des perturbations hivernales, se substitue donc en été un réseau plus complexe, où les trajets méridiens sont les plus nombreux. Cette importance des perturbations méridiennes résulte du contraste entre les masses d'air polaire maritime et continental.

.../

Le dernier trait original de l'été est la présence, pour des durées limitées, de figures isobariques importantes, vastes dépressions ou anticyclones, centrées sur la partie centrale des mers arctiques européennes, ce qui était quasi-impossible en hiver.

Pour tenir compte de la complexité de tous ces éléments, il a été nécessaire de distinguer 7 types de circulation pour l'été. Entre chacun de ces types, les limites sont parfois mal définies et il a été impossible de classer certaines situations quotidiennes. Il aurait été en outre illusoire de distinguer des sous-types.

2. LES PRINCIPAUX TYPES DE CIRCULATION

Les circulations méridiennes de Nord (type I) sont sensiblement moins fréquentes en Juillet (18,1% des situations observées) qu'en Janvier (23%). Le trait dominant de ce type de circulation reste le même, à savoir un flux de Nord-Ouest à Nord-Est entre des hautes pressions occidentales et des basses pressions à l'Est ; mais les centres d'action caractéristiques d'hiver laissent place à des situations plus fluctuantes qui apparaissent clairement durant la séquence de Juillet 1970. Sur les tableaux de contingence (Tableaux V, VI et VII) entre types de circulation et températures (relevées à 6h T.U.), l'influence de ces circulations de Nord apparaît clairement à Bjørnøya et Hopen, la très grande majorité des températures relevées sont inférieures à 4°C, ou même 2°C pour Hopen ; à Isfjord Radio, elles sont plus fréquemment comprises entre 4 et 6°C. Malgré les différences entre stations, que nous devons expliquer ultérieurement, les températures basses traduisent le rôle de la masse d'air arctique qui domine par ce type de circulation.

La relative rareté des types de circulation zonale (type II) en été traduit tout d'abord la disparition totale de l'anticyclone thermique centré sur l'Arctique en cette saison. Elle reflète également la prépondérance des perturbations à trajet méridien. Les circulations zonales d'été, qui concernent 16,8% des observations, résultent le plus souvent de la présence, immédiatement au Nord de l'archipel du Svalbard, d'anticyclones locaux ou de dorsales unissant les hautes pressions du Groenland septentrional et de la Mer de Kara. Le flux d'Est qui en résulte s'inverse parfois au passage de perturbations circulant de l'Islande à la Nouvelle-Zemble. Les températures ordinairement assez basses peuvent s'élever alors jusqu'à 6 ou 8°C. Les tableaux

V à VII soulignent cette distribution des températures observées par circulation zonale, de 0 à 6°C pour Hopen, de 0 à 8°C pour Bjørnøya, de 2 à 8°C pour Isfjord Radio.

La prépondérance des circulations méridiennes de Sud en été (45,5% des observations) nous a incité à les subdiviser :

- les circulations de Sud-Ouest (type III) se produisent lorsque des hautes pressions sont installées sur la Scandinavie et que des dépressions mobiles circulent de l'Islande vers le Spitsberg, sur la Mer du Groenland, comme cela a été décrit pour les 2,3 et 4 Juillet 1971 (fig 90). Particulièrement fréquentes durant la période étudiée (23,2%), ces situations ont pour conséquence des températures proches de la moyenne, ou légèrement supérieures à celle-ci, caractéristiques de l'air polaire maritime: 2 à 4°C pour Hopen, 4 à 8°C pour Isfjord Radio et Bjørnøya.

- les circulations de Sud et de Sud-Est (type IV et V), qui représentent respectivement 17,4% et 5,2% des observations, ont été précisément décrites dans les exemples de "vagues chaudes" de 1973 et 1977. Elles correspondent à la présence de hautes pressions sur l'Europe du Nord-Est, ou les mers de Barents et Kara, associées avec le passage des perturbations issues de la Scandinavie ou de la Mer Blanche se dirigeant vers le Nord ou le Nord-Ouest. C'est à l'occasion de telles circulations, qui dirigent sur nos trois stations un flux d'air continental, que l'on enregistre les températures les plus élevées (supérieures à 10°C). Ces températures véritablement chaudes sont cependant peu nombreuses, associées à une majorité de températures moyennes (Tableaux V, VI et VII).

Contrairement à l'hiver, où la partie centrale des mers arctiques européennes est toujours sous l'influence des centres d'action installés sur des régions voisines, il arrive plus fréquemment en été que notre domaine constitue le siège d'anticyclones (9,7% des cas observés) ou de dépressions fixes (5,8%). Dans ces situations, il est bien difficile de déterminer la direction d'un flux dominant et l'origine de la masse d'air qui affecte la région. Les températures observées ne présentent guère d'originalité: elles sont proches de la moyenne (4 à 6°C à Bjørnøya et Isfjord Radio, 2 à 4°C à Hopen) ou légèrement inférieures à celle-ci. Dans le cas de temps anticycloniques, il convient toutefois d'émettre une réserve : les températures relevées dans les tableaux de contingence sont celles de 7h locales (6h T.U.) ; or ces temps anticycloniques (surtout au Spitsberg occidental) sont

.../-

TABLEAUX V,VI et VII - TYPES DE CIRCULATION ET TEMPERATURES
TABLEAUX DE CONTINGENCE - JUILLET 1970-74

V - BJØRNØYA

	I	II	III	IV	V	Ant.	Dép.	Autres
Plus de 12°C	0	0	0	1	0	0	0	0
10 à 12°C	0	0	0	2	1	0	0	0
8 à 10°C	0	1	3	5	1	0	0	0
6 à 8°C	0	2	20	6	2	2	1	1
4 à 6°C	6	4	12	9	2	6	2	3
2 à 4°C	15	13	1	4	2	6	6	2
0 à 2°C	7	6	0	0	0	1	0	0
Total	28	26	36	27	8	15	9	6
%	18,1%	16,8%	23,2%	17,4%	5,2%	9,7%	5,8%	3,8%

VII : HOPEN

	I	II	III	IV	V	Ant.	Dép.	Autres
Plus de 10°C	0	0	0	1	0	0	0	0
8 à 10°C	0	0	1	0	0	0	0	0
6 à 8°C	0	0	5	0	0	0	0	0
4 à 6°C	0	1	6	5	2	3	1	0
2 à 4°C	8	8	18	15	4	4	3	4
0 à 2°C	18	12	6	6	2	4	5	2
Moins de 0°C	2	5	0	0	0	4	0	0

VI : ISFJORD RADIO

	I	II	III	IV	V	Ant.	Dép.	Autres
Plus de 10°C	0	0	0	0	2	0	0	0
8 à 10°C	0	1	2	2	0	1	0	0
6 à 8°C	4	7	10	13	2	2	0	0
4 à 6°C	11	13	19	11	3	7	7	3
2 à 4°C	13	5	5	1	1	5	3	3

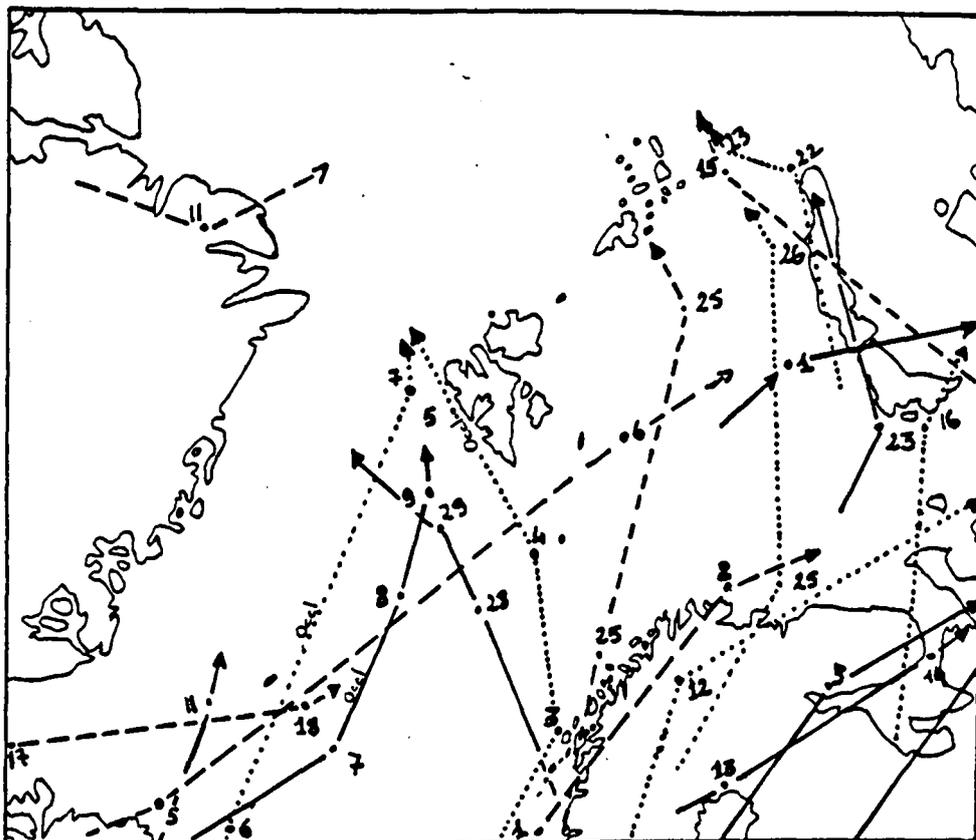
caractérisés par un rayonnement solaire diurne élevé et les températures relevées à 13h donneraient sans doute des résultats légèrement différents.

Malgré les difficultés pratiques évoquées, la classification des types de temps d'été et les tableaux de contingence entre ces types de circulation et les températures permettent d'expliquer les variations des températures quotidiennes d'été. En Juillet comme en Janvier, la circulation atmosphérique est donc le principal facteur d'explication de la variation des températures. Mais la faiblesse des écarts thermiques introduits par des masses d'air peu contrastées laisse une place non négligeable à d'autres facteurs de variation et permet de voir apparaître des différences sensibles entre nos trois stations de référence. Parmi ces différences, la plus remarquable est l'absence des températures les plus basses à Isfjord Radio (Tableau VI), l'extrême rareté des températures supérieures à 6°C à Hopen (Tableau VII), la dispersion plus marquée des températures à Bjørnøya (Tableau V).

3. LES TYPES DE CIRCULATION ET LA VARIABILITE INTERANNUELLE DES MOYENNES MENSUELLES DE JUILLET

La faiblesse des variations des températures quotidiennes selon les types de circulation est la principale explication des faibles écarts à la moyenne trentenaire que présentent les moyennes mensuelles de Juillet, exceptionnellement supérieures à 2°C. Mais la façon dont se combinent au cours d'un mois les types de circulation joue également un rôle : il est très rare en effet qu'un mois soit totalement dominé par un seul type de circulation.

Le mois de Juillet 1970 en constitue un premier exemple. Les caractères thermiques de ce mois (les écarts à la moyenne sont faiblement négatifs pour les trois stations - cf. Tableau I) résultent de la longue période de circulation de Nord, du 13 au 26, qui a été étudiée précédemment. Mais cette longue séquence froide est précédée de plusieurs passages perturbés zonaux (1 au 3) de Sud (3,4 et 5) ou de Sud-Ouest (6 au 10) accompagnés de températures plus élevées, dépassant couramment 6°C et atteignant 8,9° à Isfjord Radio, 10,6°C à Bjørnøya et 6,8°C à Hopen, lors du passage de la perturbation de Sud des 4 et 5 Juillet.

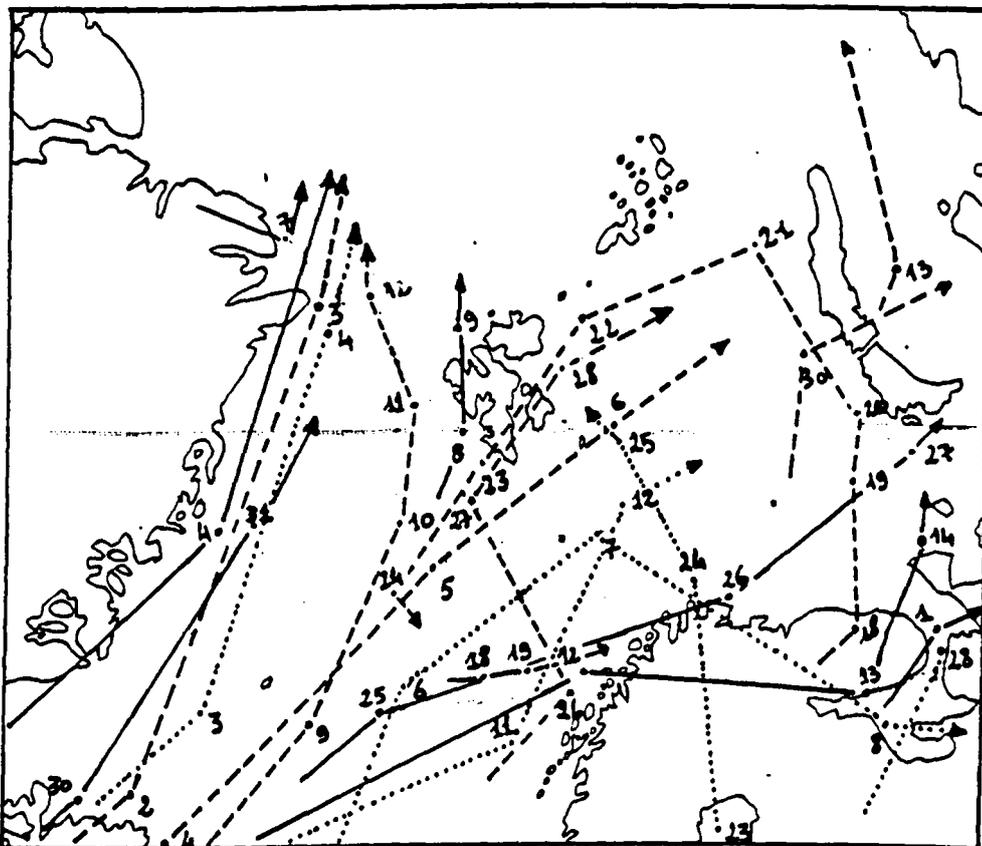


JUILLET 1970. Trajet des perturbations.

A la fin du mois, c'est une véritable vague de chaleur qui se produit par circulation de Sud-Est, les 29,30 et 31 à l'occasion du passage d'une perturbation venue de la Baltique : les maxima atteignent $14,4^{\circ}$ à Bjørnøya, $15,4^{\circ}$ à Isfjord Radio mais seulement $7,5^{\circ}\text{C}$ à Hopen. Il se produit une compensation entre les basses températures de la séquence de Nord et les moments plus chauds, mais de faible durée, du début et de la fin du mois. Ainsi s'explique la faiblesse de l'écart à la normale des températures moyennes mensuelles. Le même effet de compensation peut s'observer sur la carte des anomalies du champ des pressions (fig 101a) qui ne montre guère de contraste si ce n'est un secteur plus déprimé sur la Mer de Norvège orientale et la Scandinavie, point de départ des perturbations les plus remarquables.

Juillet 1971 offre, de façon suprenante, une moyenne mensuelle sensiblement supérieure à la normale (1947-76) à Isfjord Radio (l'écart est de $+1,1^{\circ}\text{C}$) mais inférieure à Bjørnøya ($-0,3^{\circ}\text{C}$) et surtout à Hopen ($-0,7^{\circ}\text{C}$). La circulation atmosphérique se caractérise par une grande intensité de l'activité perturbée, surtout dans la première quinzaine, où alternent les perturbations à trajet zonal et méridien de Sud-Ouest (cf. I) ; la présence fréquente de dépressions fixes ou peu mobiles impose les caractères de la deu-

xième quinzaine, par suite de la présence d'une goutte froide permanente sur la région du Svalbard. Les particularités de la circulation atmosphérique, en première comme en deuxième quinzaine, expliquent la très forte nébulosité de ce mois (l'ensoleillement à Bjørnøya ne représente que 4% du possible) et la médiocrité des températures qui en résulte de la prédominance de l'air polaire maritime. C'est surtout la persistance des dépressions sur la région du Svalbard qu'illustre la carte d'anomalies des pressions (fig 101b). Comment, par contre, expliquer la différence sensible dans les tendances des températures moyennes, surtout entre Isfjord Radio et Hopen ? Ce sont d'autres facteurs que la circulation atmosphérique qu'il faudra invoquer.

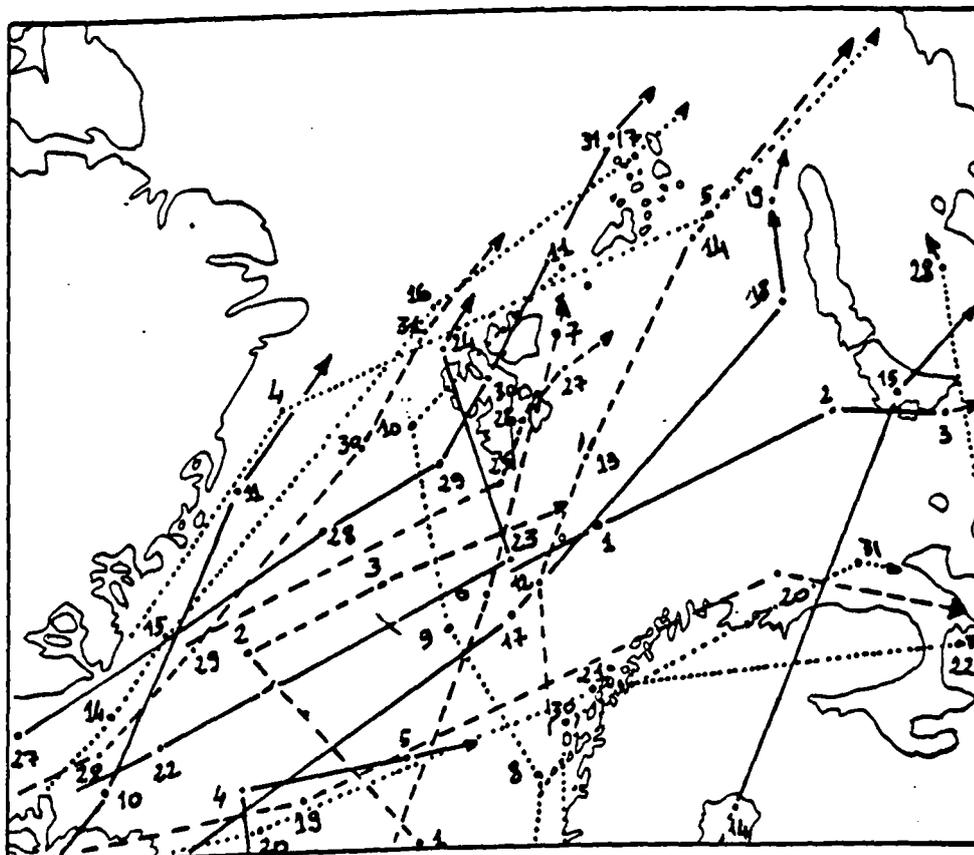


JUILLET 1971. Trajet des perturbations.

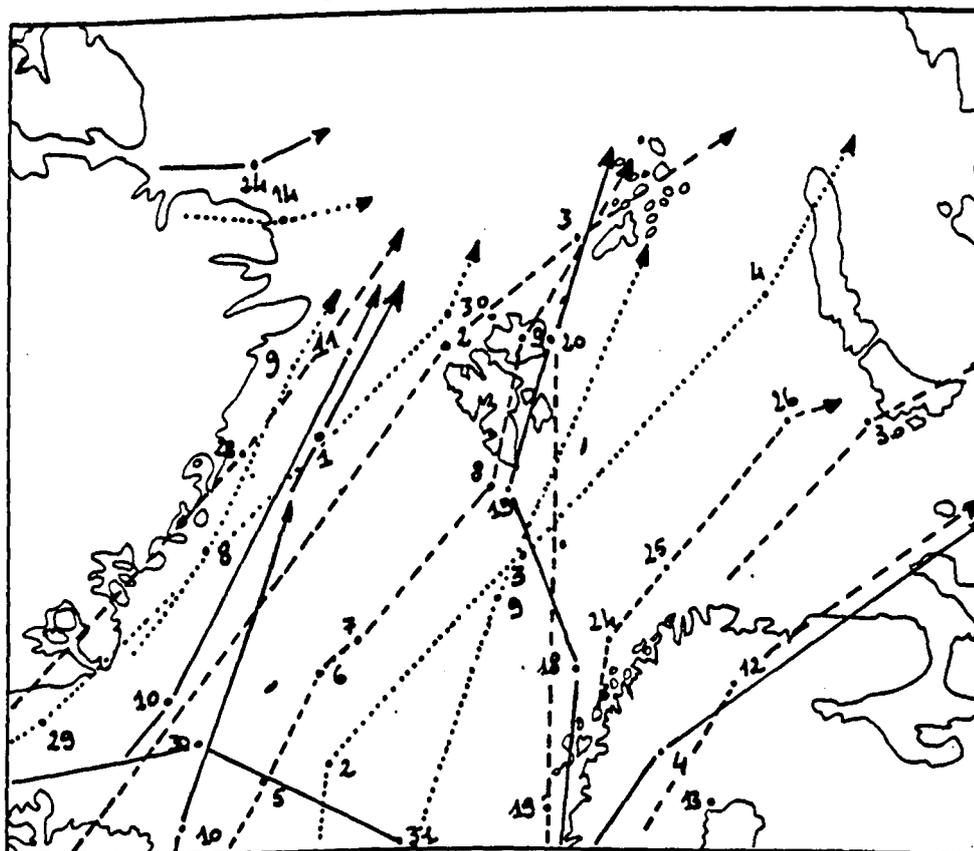
Les mois de Juillet 1972 et 1973 présentent des caractères très voisins. Dans les deux cas, les moyennes mensuelles sont supérieures à la normale, de façon plus nette à Hopen et Bjørnøya qu'à Isfjord Radio (cf. Tableau I). Dans les deux cas encore, on constate une prépondérance des circulations méridiennes de Sud-Ouest et de Sud avec de nombreux passages de perturbations. Les vagues de chaleur par circulation de Sud sont surtout

.../

sensibles à Bjørnøya, où l'on note un maximum de $22,4^{\circ}\text{C}$ en 1972, de 21°C le 8 Juillet 1973 (cf. I), et à Hopen, beaucoup moins à Isfjord Radio, ce qui pourrait suffire à expliquer l'écart à la normale plus limité.



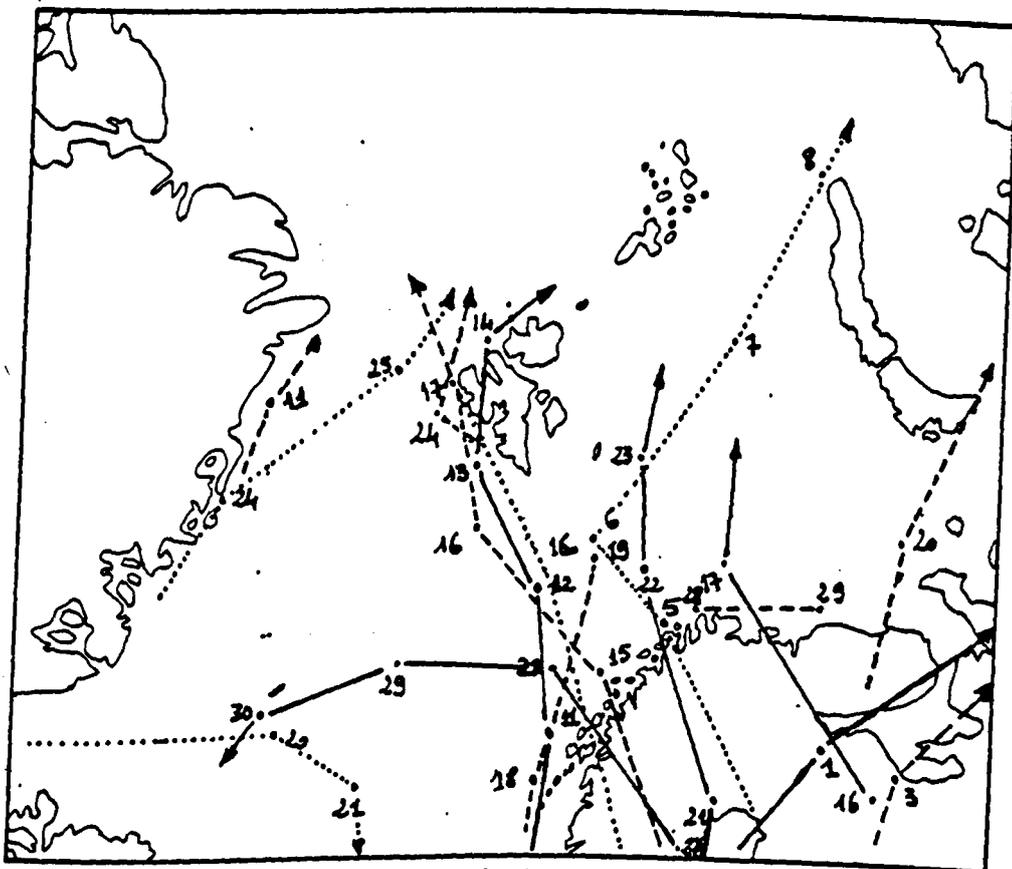
JUILLET 1972. Trajet des perturbations.



JUILLET 1973. Trajet des perturbations.

Les cartes d'anomalies des pressions (fig 101c et d) sont, pour ces deux mois, beaucoup plus révélatrices que pour les précédents. On y distingue en effet clairement les pressions supérieures à la moyenne sur la Scandinavie et la Mer de Barents, le talweg résultant du fréquent passage des perturbations sur la mer du Groenland occidentale.

Juillet 1974 présente, comme 1971, une anomalie faiblement négative ($-0,1^{\circ}\text{C}$) pour Hopen, des anomalies thermiques positives pour Bjørnøya ($+0,3^{\circ}$) et surtout Isfjord Radio ($+0,9^{\circ}\text{C}$). Ces températures résultent d'une succession de deux périodes extrêmement contrastées. La première décade est dominée par la présence d'une dorsale anticyclonique persistante entre le Groenland septentrional et la mer de Kara : il en résulte des temps anticycloniques, ou des circulations zonales, avec des températures moyennes à Isfjord Radio, nettement froides à Bjørnøya et surtout Hopen. Les deux décades suivantes sont, elles, dominées par une circulation méridienne de Sud, avec un grand nombre de perturbations issues de Scandinavie ou de la Baltique.



JUILLET 1974. Trajet des perturbations.

Il en résulte une série d'advections d'air continental avec des températures élevées à Isfjord Radio (les 15-16, 21, 25 et 29-30 Juillet) et Bjørnøya (les 13, 20 et 23-26 Juillet). Les vagues d'air chaud sont moins sensibles à Hopen, où les températures ne dépassent pas 9,6°C. La carte des anomalies des pressions (fig 101e) présente à la fois les hautes pressions au Nord du Spitsberg, caractéristiques de la première décennie, et les basses pressions sur la mer de Norvège et la Scandinavie, d'où sont issues les perturbations des deuxième et troisième décades.

Au total, même lorsqu'un type de circulation domine largement, ce qui est le cas en Juillet 1972 et 1973, les écarts à la normale des moyennes mensuelles restent limités. La seule masse d'air qui, par ses caractères thermiques, pourrait permettre de grands écarts, c'est-à-dire la masse d'air continental, n'est jamais présente de façon continue sur les stations arctiques, même par circulation de Sud durable. Or il est rare qu'un seul type de circulation domine de façon durable, généralement des types de circulation aux conséquences thermiques différentes se succèdent au cours du mois :

TABLEAU VIII - FREQUENCE DES DIFFERENTS TYPES DE CIRCULATION POUR LES MOIS DE JUILLET DE LA PERIODE 1970-74

	I	II	III	IV	V	Ant.	Dép.	Autres
1970	12	3	4	5	2	2	3	0
1971	6	9	7	1	0	2	4	2
1972	5	7	13	4	0	0	2	0
1973	3	1	12	5	3	5	0	2
1974	2	6	0	12	3	6	0	2

La variété des types de circulation au cours d'un mois se traduit par un effet de compensation, entre les températures quotidiennes, qui s'ajoute à la faiblesse des écarts thermiques entre les masses d'air pour expliquer la stabilité, d'une année sur l'autre, des moyennes mensuelles de Juillet.

.../

4. LA CIRCULATION EN ALTITUDE

Les effets de la circulation d'altitude en été, telle qu'on peut l'observer au niveau de la surface 500mb, ne présentent pas de différence fondamentale avec ceux de l'hiver. Nous nous contenterons donc d'une rapide description et de quelques exemples.

Le flux circumpolaire d'Ouest est ordinairement plus lent et plus haut en latitude au cours de l'été. La disposition la plus fréquente en est la présence d'une vallée, parfois très profonde, à la longitude de l'Islande et du Groenland oriental. La circulation méridienne qui en résulte sur le centre de l'Arctique européen se retrouve à la fois au sol et en altitude. Cette situation, qui correspond à un transfert d'air "chaud" des moyennes vers les hautes latitudes, est celle que l'on observe en Juillet 1971 (fig 90 à 93) et dans les différents exemples de vagues et périodes chaudes (fig 96, 99 et 100) précédemment décrits. La direction précise du flux au sol, et le trajet des perturbations, paraissent refléter très exactement la disposition exacte du flux d'altitude. Ceci est particulièrement net lorsque la "vallée" installée sur l'Atlantique, très large aux latitudes moyennes, se rétrécit plus au Nord et que le flux à 500mb prend donc sur les mers arctiques européennes une orientation Sud-Est - Nord-Ouest. C'est le cas du 15 Juillet 1979 (fig 100b).

La disposition inverse, c'est-à-dire la présence d'une crête sur l'Islande et d'une vallée sur l'Europe, (cf. l'exemple du 15 Juillet 1970, fig 83b) a des effets opposés : circulation méridienne de Nord au sol, et advection d'air froid des hautes vers les moyennes latitudes. Ce type de disposition est plus rare que le précédent.

Lorsque le flux circumpolaire s'abaisse en latitude (cf. situations des 13 et 17 Juillet 1970, fig 82 et 84b), la circulation aux latitudes les plus élevées paraît dirigée par des phénomènes plus locaux, selon la juxtaposition de cellules anticycloniques ou dépressionnaires plus ou moins variables. Ce type de disposition du flux d'altitude laisse notre domaine sous l'emprise de centres d'action locaux.

La circulation d'altitude et ses effets thermiques en été ne présentent donc guère d'originalité par rapport à l'hiver. Les seules diffé-

rences semblent être une bien moindre intensité des transferts de chaleur induits par les ondes du flux planétaire et une plus grande mobilité de celles-ci, vers l'Est (sens progressif) ou vers l'Ouest (sens régressif). Cette mobilité pourrait résulter d'une atténuation du contraste entre le Groenland et les mers voisines, libres de glaces, qui semble en hiver "fixer" la position de l'onde planétaire. Il en résulte une plus grande variabilité des types de circulation qui accentue, par l'effet de compensation déjà évoqué, la stabilité des moyennes mensuelles.

III - LES AUTRES FACTEURS DE VARIATION DES TEMPERATURES

1. L'ENSOLEILLEMENT ET LE RAYONNEMENT SOLAIRE

Les stations arctiques bénéficient durant l'été du jour continu, c'est-à-dire d'un ensoleillement potentiel théorique de 24h par jour, en ne tenant pas compte du masque orographique propre à chaque station. Mais dans la réalité, l'ensoleillement relatif est le plus souvent très faible en raison de la nébulosité élevée, et les valeurs du rayonnement solaire global sont les plus faibles du monde (cf. chap. I). Ce rayonnement solaire n'en est pas moins une source de chaleur. Est-il possible de voir dans l'ensoleillement et le rayonnement solaire une cause effective de la variation des températures ?

A l'échelle des valeurs mensuelles, une simple comparaison des températures moyennes avec le rayonnement solaire permet de répondre :

TABLEAU IX - TEMPERATURES, ENSOLEILLEMENT RELATIF ET RAYONNEMENT SOLAIRE GLOBAL A BJØRNØYA. MOIS DE JUILLET 1970 A 1979

	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979
Températures moyennes (°c)	4,2	4,1	6,1	6,4	4,6	3,2	6,6	2,6	3,8	6,3
Ecart à la normale (1946-75)	-0,1	-0,2	+1,8	+2,1	+0,3	-1,1	+2,3	-1,7	-0,5	+2,0
Insolation relative (%)	10,3	4,0	16,7	12,8	2,8	3,5	17,2	11,2	19,6	33,8
Rayonnement global (ly)	8980	8963	11918	9973	8021	8491	10277	9157	11382	2267

L'examen du tableau suffit à montrer l'absence de relation entre les températures et le rayonnement solaire ; le calcul d'un coefficient de corrélation des rangs (ρ de SPEARMAN), qui donne une valeur non significative (0,43), le confirme. Parmi les mois de Juillet présentant des valeurs du rayonnement solaire faibles (inférieures à 9000 ly-cal/cm²), on observe aussi bien des mois relativement chauds (1974) que des mois très froids (Juillet 1975) ; à l'inverse, les mois les plus ensoleillés sont fréquemment plus chauds que la moyenne (1972 et 1979) mais parfois sensiblement plus frais (1978). La comparaison de Juillet 1973 et Juillet 1979, précédemment étudiés, dont les températures moyennes mensuelles sont comparables, est caractéristique : dans le premier cas, la chaleur résulte surtout de temps perturbés de Sud-Ouest ou de Sud avec la présence de masses d'air d'origine méridionale ; en 1979, c'est l'influence d'un anticyclone centré sur la Mer de Barents donnant un temps ensoleillé, mais dirigeant un flux d'air de Sud-Est, qui est à l'origine des températures élevées. La masse d'air dominante semble donc plus déterminante que l'intensité du rayonnement solaire.

La relation entre rayonnement solaire et températures peut être recherchée à une échelle beaucoup plus précise, celle des valeurs quotidiennes. Nous avons pu disposer à cet effet des valeurs quotidiennes du rayonnement solaire mesuré à la station polonaise de Hornsund, au Spitsberg sud-occidental (BARANOWSKI et GŁOWICKI, 1974 et 1975), pour les mois de Juillet et Août 1970 et 1971. Chacune des journées a été reportée sur un graphe cartésien, dont les axes correspondent respectivement à la température quotidienne et au rayonnement solaire, la forme des points exprimant le type de circulation caractéristique du jour (fig 102). La dispersion du nuage des points correspondant aux journées exprime une indépendance statistique totale entre les températures journalières et le rayonnement solaire ; le coefficient de corrélation est nul pour Juillet, légèrement négatif pour Août (-0,21). Par contre, la figure souligne le rôle de la circulation atmosphérique sur les variations des températures, mais aussi celles du rayonnement. Les valeurs les plus élevées du rayonnement correspondent apparemment aux temps anticycloniques et aux circulations de Nord, qui donnent les températures les plus faibles (surtout en Août). Inversement, les journées les plus chaudes, par circulation de SW, de Sud ou de SE, sont aussi celles qui enregistrent les valeurs les plus faibles du rayonnement solaire global.

Le rôle du rayonnement solaire apparaît donc très limité dans l'explication des variations des températures mensuelles et quotidiennes, et pour le moins subordonné à celui de la circulation atmosphérique. La comparaison des mois de Juillet 1970-71 et Août 1970-71 (fig 202a et b) suggère tout de même un rôle de compensation : le rayonnement solaire élevé par temps de Nord semble limiter la faiblesse des températures, au moins en Juillet, lorsque la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon est encore importante. Ce rôle semble disparaître dès le mois d'Août (les cas de circulation de Nord en Août 1970 et 1971 ont été enregistrés à la fin du mois). Ce rôle de compensation du rayonnement solaire, au coeur de l'été, peut donc être considéré comme un facteur supplémentaire de la stabilité des températures.

2. LES VARIATIONS DIURNES DE LA TEMPERATURE

L'intervention du rayonnement solaire se traduit, pendant l'été par l'apparition d'un rythme thermique diurne, déjà signalé auparavant (cf. Chapitre II). Mais la faiblesse du rayonnement, comme la présence du jour continu, ont pour conséquence une limitation remarquable des variations diurnes de la température : l'écart entre les températures moyennes relevées à 7h et 13h locales (6h et 12h T.U.) n'est que de 0,8° à Bjørnøya, 0,6°c à Isfjord Radio et 0,5° à Hopen pour les mois de Juillet de la période 1970-74. Plus que par les moyennes, c'est par les fréquences qu'il convient d'appréhender le poids réel de ces variations diurnes :

TABLEAU X - FREQUENCES DES ECARTS ENTRE LES TEMPERATURES RELEVÉES A 7H ET A 13H, A BJØRNØYA, ISFJORD RADIO ET HOPEN JUILLET 1970-74

	BJØRNØYA	ISFJORD R.	HOPEN
Ecarts $\leq 0^{\circ}\text{c}$	26,6%	29,0%	29,0%
Ecarts $1^{\circ} \geq x > 0^{\circ}$	34,4%	35,0%	43,0%
Ecarts $3^{\circ} \geq x > 1^{\circ}$	31,0%	34,0%	26,0%
Ecarts $> 3^{\circ}\text{c}$	8,0%	2,0%	2,0%

Un quart à un tiers des journées d'observation présente une température à 7h supérieure ou égale à celle de 13h, et moins de 40% des 155 journées présentent l'indice d'un véritable rythme thermique diurne ($T_{13h} - T_{7h} > 1^{\circ}\text{C}$). Quant aux journées où ce rythme diurne est très marqué ($T_{13h} - T_{7h} > 3^{\circ}\text{C}$), elles sont extrêmement rares. L'intervention véritable du rythme diurne comme facteur de variation des températures suppose donc des conditions qui sont rarement réalisées dans l'Arctique européen. Il n'a pas été possible de mettre en évidence à l'aide de tableaux de contingence, une relation claire entre la variation diurne de la température et les types de circulation. A peine peut-on constater que les temps anticycloniques enregistrent, dans tous les cas, une température à 13h supérieure à celle de 7h. Nous nous contenterons donc, pour appréhender les conditions d'apparition d'un rythme diurne véritable, de deux exemples (fig 103). Les observations ont été effectuées au Spitsberg occidental, dans la région de Ny-Ålesund (79°N) en Juillet et Août 1981 ; les mesures du rayonnement solaire et de la température ont été faites à l'aide d'un thermographe et d'un solarimètre électronique (1) :

- la journée du 23-24 Juillet 1981 est caractérisée par une nébulosité continue; des vents modérés à forts du secteur Est en matinée passant progressivement au Sud et au Sud-Ouest. Le rayonnement solaire global (exprimé en W/m^2) reste constamment faible, avec quelques variations liées à la densité du couvert nuageux. Les températures, élevées le 23 en début de matinée (10° à 9h), baissent constamment, jusqu'à 2°C (le 24 à 3h). Cette journée est donc l'exemple d'une absence de rythme thermique diurne ; les variations de la température dépendent totalement d'un changement de la circulation atmosphérique, sans intervention du rayonnement solaire.

- la journée du 2-3 Août est au contraire particulièrement ensoleillée puisque l'on observe plus de 16h d'ensoleillement continu, avec une nébulosité très faible, représentée par quelques cirrus. Dans la matinée, le brouillard est installé et ne dissipe qu'à 10h15. Les vents sont faibles, de secteur Nord-Ouest, ou nuls ; un changement de temps se produit en fin de nuit. Le rayonnement solaire présente des valeurs élevées, avec une variation diurne remarquable, à peine troublée par le brouillard matinal et le passage momentané du soleil derrière les montagnes durant la "nuit". Les températures

(1) Appareil MINICLIM (JAZ), équipé d'un solarimètre Kipp et Zonen, du Laboratoire de Climatologie de LILLE 1.

connaissent un rythme diurne marqué : très basses le matin (2°C à 6h), elles s'élèvent fortement avec la dissipation du brouillard pour atteindre 9°C à 12h. Elles restent ensuite constantes, pour ne s'élever encore qu'en fin d'après-midi, lorsque le vent disparaît totalement. La baisse nocturne se produit ensuite avec la diminution du rayonnement solaire : elle représente environ 3°C. Cette journée présente donc les conditions optimales pour l'apparition d'un véritable rythme thermique diurne : ensoleillement continu et vent faible ou nul.

Ces conditions ne sont qu'exceptionnellement réalisées dans les régions arctiques européennes ; il est plus rare encore qu'elles persistent plusieurs jours consécutifs. L'exemple de Juillet 1979 (cf. I) n'en est que plus remarquable ; il s'agit d'une exception, le rayonnement solaire et les variations diurnes de la température ne jouant le plus souvent qu'un rôle mineur, totalement subordonné par rapport à l'influence décisive de l'origine des masses d'air et de la circulation atmosphérique.

3. LES VARIATIONS ET DIFFERENCIATIONS THERMIQUES LIEES A L'ENVIRONNEMENT TERRESTRE ET MARITIME DES STATIONS

L'analyse de la covariation des températures moyennes mensuelles et quotidiennes entre les diverses stations (cf. chap.III, fig 46 et 47) a mis en évidence l'intervention, en été, de facteurs locaux ou régionaux pour expliquer les variations des températures. Si l'on ne considère que les stations arctiques, ce sont surtout les différences entre Isfjord Radio et les deux stations insulaires, Hopen et Bjørnøya, qui méritent d'être signalées. Dans le cadre de ce travail, il n'est pas question d'entreprendre une véritable étude des effets de l'environnement sur les températures mais seulement d'en dégager quelques directions.

L'environnement topographique des stations constitue sans aucun doute un facteur important de différenciation thermique entre celles-ci. A l'échelle qui est la nôtre, cet environnement terrestre ne joue qu'un rôle tout à fait mineur à Bjørnøya et Hopen, deux îles de taille réduite, et dont le relief, à proximité des stations, n'a qu'une ampleur limitée. Il n'en est bien entendu pas de même pour les stations de la côte occidentale du Spitsberg, dont la superficie atteint 39000km², avec des altitudes dépassant fré-

quement 1000m. Il y a là un premier facteur de différenciation entre les variations des températures à Isfjord Radio et aux autres stations. L'effet le plus perceptible de cet environnement topographique est la fréquence des effets de foehn que l'on peut observer non seulement à Isfjord Radio mais également à d'autres stations du Spitsberg occidental, par exemple à Hornsund (BARANOWSKI, 1975). Le rôle de cet effet de foehn apparaît clairement à la comparaison des figures 48 et 49, exprimant les variations des températures en fonction de la direction des vents à Bjørnøya et Isfjord Radio : à Bjørnøya, les températures sont supérieures à la moyenne, en Juillet, lorsque les vents soufflent de tout le secteur Sud-Ouest et Sud-Est de la rose des vents (fig 48) ; à Isfjord Radio, c'est lorsque les vents soufflent de toute la moitié Est de la rose des vents que l'on observe de même les températures les plus élevées (fig 49). L'influence du relief se fait donc sentir aussi bien par vent de Nord-Est que par vent de Sud-Est. Durant la séquence du 13 au 26 Juillet 1970 (cf. I), la supériorité thermique d'Isfjord Radio et le temps bien meilleur qu'on y observe résultent sans aucun doute des effets de foehn par vent de Nord-Est et circulation atmosphérique de Nord. Mais c'est surtout par circulation de Sud-Est, comme dans les exemples d'Août 1977 et de Juillet 1979, que l'intervention du foehn est la plus décisive. Alors que, par circulation de Sud, Bjørnøya est ordinairement plus chaude qu'Isfjord Radio, c'est l'inverse qui se produit par circulation de Sud-Est ; à l'origine continentale de la masse d'air s'ajoute en effet le réchauffement dynamique propre au foehn et surtout une diminution de la nébulosité qui permet le réchauffement par le rayonnement. Cet effet du foehn sur la nébulosité est visible sur la photo 2 (Août 1977).

L'environnement maritime est également fort différent sur la côte occidentale du Spitsberg et dans les parages de l'Ile aux Ours et surtout de l'Ile Hopen. La température des eaux de surface y est très différente (cf. chap. VII) : 4 à 6°C en Juillet le long du Spitsberg occidental, 2°C environ à proximité de l'Ile aux Ours, 0 à 2°C seulement autour de Hopen, située au coeur du courant froid du Spitsberg oriental. C'est à la présence d'une mer relativement chaude, et plus chaude en tous cas que la masse d'air arctique, que l'on peut attribuer l'absence des très basses températures, inférieures à 2°C, à Isfjord Radio, même par circulation de Nord. C'est au contraire à la présence d'eaux froides, dont la température est presque toujours inférieure à celle de l'air, que semble dû le maintien fréquent de



PHOTO 1 : *Spitsberg occidental (Isfjord)*. 1er Août 1977.

Temps de Sud-Ouest. Nébulosité complète avec plusieurs niveaux de nuages stratiformes sur les reliefs proches de Longyearbyen. Température moyenne (6°C), vent faible.

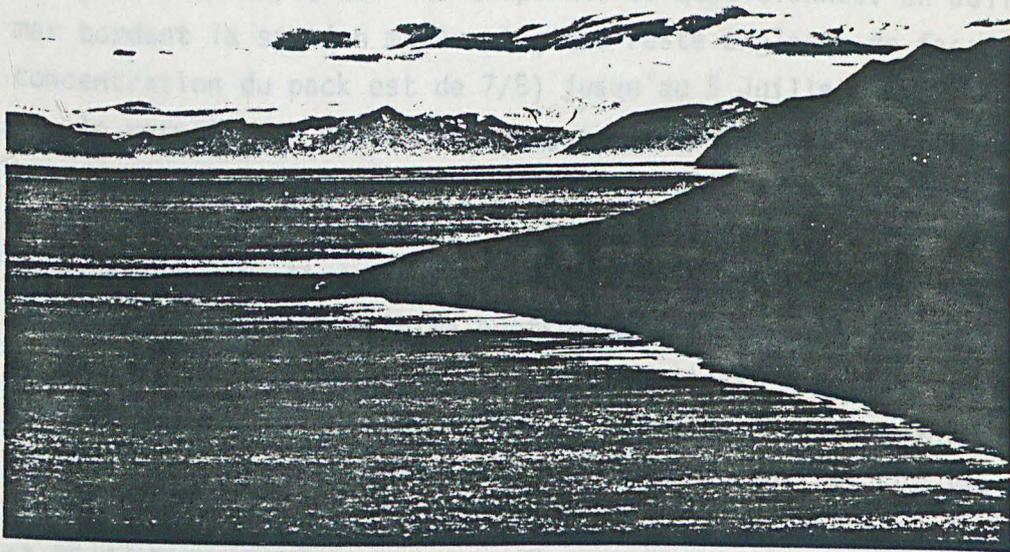


PHOTO 2 : *Spitsberg occidental (Isfjord)*. 7 Août 1977.

Temps de Sud-Est. Nébulosité faible à nuages lenticulaires stationnaires caractéristiques de l'effet de foehn. Température élevée (11°C), vent assez fort de Sud-Est.

nuages bas et la fréquence élevée des brouillards d'été (20 et 22% respectivement en moyenne pour Juillet) à Bjørnøya et Hopen. Le rôle de ces brouillards ou nuages bas a été signalé à diverses reprises dans les exemples de temps d'été ; leur influence sur les températures est sensible dans la mesure où ils limitent singulièrement l'apport du rayonnement solaire.

La présence fréquente des glaces marines autour de Hopen constitue un autre aspect de l'environnement maritime. Au début de Juillet, la limite médiane des glaces est proche de l'île, mais la mer y est ordinairement libre de glaces (cf. chap.VII). Mais lorsque l'englacement est supérieur à la moyenne, il arrive que la banquise reste présente autour de l'île tout ou partie du mois de Juillet. Cette situation a été notée durant les mois, précédemment étudiés, de Juillet 1971, 1974 et 1979. Ces mois se distinguent par d'importantes différences dans les écarts à la normale des températures moyennes observées à Isfjord Radio et Hopen, Bjørnøya se trouvant en position intermédiaire. Pour Hopen, c'est le rôle de la glace sur le bilan radiatif et le blocage qu'elle introduit dans les échanges entre l'air et la mer qu'il faut invoquer. Mais comment expliquer les différences entre Bjørnøya et Isfjord Radio ? Il semble qu'à une limite "basse" des glaces en Mer de Barents correspondent des eaux de surface plus froides que la moyenne dans le courant de l'île aux Ours dont les effets se traduisent sur les températures de l'air. L'extension plus ou moins grande des glaces apparaît donc comme un facteur supplémentaire de variation des moyennes mensuelles de Juillet à Hopen. Mais l'effet de l'extension des glaces se fait sentir également au cours d'un mois, sur les températures quotidiennes. En Juillet 1974, la mer bordant la station météorologique reste englacée de façon continue (la concentration du pack est de 7/8) jusqu'au 5 Juillet. A partir de cette date, le retrait des glaces est progressif jusqu'au 15 Juillet : la concentration est de 3/8 le 8, de 1/8 le 11 et le 15, la mer totalement libre le 18. Il est remarquable d'observer le parallélisme entre l'évolution des températures et le retrait des glaces. Du 1er au 5 Juillet, les températures restent très basses, avec des minima quotidiens inférieurs à 0°C, des maxima inférieurs à +2°. Du 6 au 15 Juillet, la hausse est limitée : les minima restent compris entre 0 et 1°, les maxima ne dépassent que rarement 3°C. Dès le 16 Juillet, on observe une hausse spectaculaire, surtout sur les maxima quotidiens qui dépassent dès lors presque tous 5°, atteignant même 9°C les 19, 24 et 25 Juillet. Or ces variations ne peuvent être expliquées totalement par

la circulation atmosphérique ; certes ce mois est marqué par une période de circulation de Sud mais celle-ci s'établit dès le 11 pour cesser le 28 Juillet. Est-ce l'établissement d'une circulation de Sud qui explique le retrait des glaces et par là-même la hausse des températures ? Nous entrons par là-même dans le domaine complexe des interactions entre l'extension des glaces et les éléments du climat qui constitue l'objet de la 3ème partie.

C O N C L U S I O N :

En été comme en hiver, la circulation atmosphérique, envisagée dans ses effets au sol comme en altitude, est le facteur déterminant des variations de la température. Mais à la différence de l'hiver, le contraste limité entre les masses d'air mises en cause laisse un rôle subordonné mais réel à d'autres facteurs de la variation, dont les uns (rayonnement solaire et variations diurnes) sont totalement absents en Janvier, les autres (facteurs liés à l'environnement terrestre et maritime) sont présents mais n'ont qu'une influence très réduite. Cette multiplicité des facteurs de variation, par un effet de compensation, aboutit paradoxalement à limiter les contrastes thermiques, déjà très faibles, et à renforcer l'impression de stabilité des températures estivales.

3ÈME PARTIE :

LES GLACES MARINES

CHAPITRE VII - L'EXTENSION ET LA RÉPARTITION DES GLACES DANS LES MERS ARCTIQUES EUROPÉENNES, LES VARIATIONS SAISONNIÈRES ET LA VARIABILITÉ INTERANNUELLE

A plusieurs reprises au cours des chapitres précédents, il a été nécessaire de faire appel à l'extension des glaces pour expliquer certains caractères du climat à l'une ou l'autre des stations arctiques. Le rôle décisif de la couverture des glaces sur le bilan d'énergie et dans la formation de la masse d'air arctique a été mis en valeur. Il apparaît donc nécessaire de préciser les quelques traits succincts de la répartition des glaces marines énoncés en introduction et d'en donner une description plus systématique, à l'aide des documents que met à notre disposition l'évolution récente des techniques de la glaciologie marine.

I - LES TECHNIQUES D'OBSERVATION DES GLACES ET LES SOURCES UTILISÉES

1. LES METHODES TRADITIONNELLES ET LES SOURCES ANCIENNES

Les glaces marines ont fait l'objet depuis fort longtemps de remarques ou d'observations, plus ou moins précises et toujours ponctuelles, de la part soit des populations de régions littorales (par exemple au Groenland, en Islande ou sur la côte septentrionale de Russie), soit de pêcheurs ou de marins amenés à fréquenter les mers englacées. Ce n'est qu'à la fin du XIXe siècle, en raison d'une fréquentation accrue des mers froides et l'un intérêt scientifique grandissant, que furent élaborés les premiers documents de synthèse donnant une vision générale de l'extension des glaces : les publications annuelles de l'Institut Météorologique Danois, qui débutent en 1896, ont bénéficié (suite à la recommandation du Congrès Géographique International de Berlin en 1899) d'une vaste collecte d'informations de toutes origines. Particulièrement précises pour le secteur atlantique de l'Arctique (y compris les mers du Groenland et de Barents), ces publications étaient accompagnées de cartes mensuelles pour la période d'Avril à Août. Jusqu'à l'arrêt de leur publication, (ou plus précisément la restriction de leur domaine aux seules eaux groenlandaises), elles ont constitué une référence indispensable, progressivement enrichie par la multiplication des reconnaissances aériennes apparues dans les années 30. Cette collection de cartes des glaces,

complétée par d'autres observations, a servi à l'établissement des cartes de limites moyennes ou de fréquences de l'englacement présentes dans les atlas océanographiques destinés aux marins de plusieurs pays et qui couvrent soit l'ensemble de l'Arctique, soit des secteurs plus restreints (U.S. Hydrographic Service 1958, Deutsches Hydrographisches Institut 1950, Meteorological Office 1944, Hydrographer of the Navy 1975). Les modes de représentation y sont variés : limites moyennes pour diverses concentrations de la banquise, limites maximum et minimum de l'extension des glaces, limites liées à des fréquences ou des probabilités de la présence des glaces ; tous ont l'inconvénient de ne donner qu'un aperçu très schématique de la variabilité interannuelle de l'extension des glaces, qui nous intéresse plus particulièrement. Ces publications danoises ont été également à la base des premières synthèses scientifiques antérieures à l'ère des satellites, par exemple celle de L.KOCH (1945) pour la Mer du Groenland.

2. LES OBSERVATIONS A PARTIR DES SATELLITES

L'apparition de la télédétection par les satellites a constitué une véritable révolution pour la connaissance des glaces marines. Aux observations dispersées dans l'espace et dans le temps fournies par les navires, les observateurs terrestres et les reconnaissances aériennes, se substitue en effet la possibilité d'obtenir avec une périodicité de quelques heures à quelques jours, une image précise de l'extension des glaces sur une vaste portion de l'Arctique. Ce changement d'échelle n'a pas que des avantages pour le glaciologue, puisqu'il ne permet pas la mesure de l'épaisseur de la glace, l'observation de la structure ou de la fragmentation de détail, des caractères morphologiques à grande échelle ; il offre en contrepartie une meilleure appréciation de la concentration générale, et une vision inconnue jusqu'alors des structures à petite échelle. Ce changement est capital pour le climatologue qui peut suivre ainsi les variations dans le temps de la limite des glaces, en rapport avec les variables météorologiques.

La mise en place d'un réseau de satellites météorologiques cohérent a été plus tardive pour l'Arctique que pour les régions tempérées ou même intérieures. Il a fallu attendre l'achèvement du système ESSA en 1966 pour disposer d'une couverture complète. Ces satellites météorologiques,

qui fournissent des photographies aériennes dans la partie du spectre correspondant à la lumière visible, ont l'inconvénient de ne permettre la cartographie de la limite et de la concentration des glaces que lorsque l'éclairage est suffisant (ce qui exclut la nuit polaire) et la couverture nuageuse limitée (cf. Annexe IV). Quoiqu'il en soit, ils sont restés la principale source de renseignements jusque vers 1975. Depuis cette date, l'apparition de satellites spécialisés dans la télédétection des phénomènes de surface (NOAA-VHRR, ERTS-Landsat) équipés de radiomètres multispectraux permettant par exemple la thermographie ont compensé ces inconvénients et élargi le champ des possibilités, en particulier vers l'analyse à petite et moyenne échelle des structures du champ de glaces (A.MOIGN et Th.SIMON, 1980). L'imagerie satellitaire est ainsi devenue l'instrument privilégié de toutes les recherches sur les glaces marines.

3. LES CARTES PERIODIQUES DE GLACES MARINES

Les services météorologiques de plusieurs pays concernés et quelques centres spécialisés pratiquent l'analyse de l'imagerie satellitaire pour la confection de cartes périodiques de glaces de mer. Nous ne citerons ici que celles de ces cartes qui ont été utilisées pour notre étude.

- Le Centre d'analyse des Glaces (Sea-ice Unit) du Meteorological Office britannique, implanté à Bracknell, publie à intervalle mensuel, une carte de synthèse sur la situation des glaces pour l'ensemble de l'Arctique. Cette collection, qui a débuté en 1960, utilise des informations d'origine variée, mais la part des renseignements fournis par les satellites n'a cessé de croître depuis 1966. Les limites et la concentration représentées s'appliquent à la dernière décade de chaque mois. La carte fournit également des éléments d'interprétation de l'évolution des glaces, isotherme 0°C et isolignes du nombre de jours-degrés sous 0° depuis le début de la saison, isothermes des eaux de surface, et températures en profondeur pour divers points de l'Atlantique Nord. La multiplicité des informations, la précision du tracé des limites font de ces cartes britanniques la référence pour une étude des situations moyennes et de la variabilité interannuelle des glaces.

- L'Institut Météorologique Norvégien fournit des cartes plus sommaires, limitées au seul secteur arctique européen, mais dont la périodicité (deux livraisons par semaine) est tout à fait remarquable, bien que parfois irrégulière. Etablies jusqu'en 1975 à partir des seuls clichés ESSA, ces cartes sont en ou-

tre dépendantes de la densité du couvert nuageux, et certains secteurs des mers du Groenland et de Barents sont fréquemment laissés en blanc. Malgré ces défauts, il s'agit, grâce à sa périodicité et à l'échelle retenue (1/10 000 000e contre seulement 1/25 000 000e pour les cartes anglaises), d'un document indispensable pour les études de détail de l'évolution des glaces en rapport avec les types de circulation atmosphérique. Elles fournissent en outre les observations de densité et d'épaisseur de la glace, la température des eaux en surface, aux stations météorologiques insulaires de Hopen, Bjørnøya, et Jan Mayen en Mer du Groenland. Un chercheur norvégien, T.E.VINJE, fournit chaque année une analyse plus synthétique de l'englacement et de son évolution, sans toutefois établir de lien précis entre l'extension des glaces et les facteurs climatiques. De telles études sont d'ailleurs rares, tant pour les mers arctiques européennes que pour d'autres secteurs de l'Arctique ; citons tout de même les recherches de R.M.SANDERSON (1971) et H.BJØRNSSON (1969) pour le Groenland oriental et les parages de l'Islande, de H.VALEUR (1980) pour le Groenland occidental, de R.G.CRANE (1978), J.D.JACOBS et J.P. NEWELL (1979) pour l'Arctique canadien oriental, J.C.ROGERS (1978) pour la Mer de Beaufort.

4. LES FICHIERS INFORMATISES

Les besoins des météorologues, qui établissent des modèles de plus en plus précis de la circulation atmosphérique, les conduisent depuis maintenant plusieurs années à établir des fichiers informatisés, en général à partir d'un système de grilles de points, de l'extension et de la concentration des glaces. L'intérêt de tels fichiers est de fournir rapidement une planimétrie précise des surfaces englacées et donc de permettre le calcul des valeurs de l'albedo à l'échelle de la planète qui sont ensuite intégrées dans les modèles de prévision météorologique. Ces fichiers existent actuellement aux Etats-Unis, en Grande-Bretagne et en République Fédérale Allemande (J.E. WALSH 1978, P.M.KELLY 1979, I.HAUPT 1981) ; les périodes couvertes varient de 80 ans (début en 1900) à une quinzaine d'années (début en 1966), la périodicité de quelques jours à un mois le plus fréquemment. Ne disposant pas d'un tel fichier, dont l'intérêt serait évident, nous avons reproduit (fig 111) les courbes des variations saisonnières et interannuelles de l'extension des glaces pour les mers du Groenland et de Barents, d'après le fichier de l'Institut de Météorologie de Berlin (I.HAUPT 1981).

II - LES VARIATIONS SAISONNIERES DE LA REPARTITION DES GLACES

1. LES METHODES EMPLOYEES

C'est à partir d'une analyse systématique des cartes mensuelles britanniques de la période 1967-1976 (soit 10 années) qu'ont été définies des limites "normales" de l'extension des glaces (fig 104a et b). Ces "normales" sont en réalité des situations médianes, déterminées graphiquement, de la lisière des glaces de concentration égale ou supérieure à 4/10. Les cartes britanniques distinguent en effet, mises à part la glace côtière fixe et la jeune glace, très mince, trois classes de concentration des glaces dérivantes : une banquise dense ("close pack-ice") dont la concentration dépasse 7/10, une banquise lâche ("open pack-ice") dont la concentration est comprise entre 4 et 6/10, une banquise très lâche ("very open pack-ice") dont la concentration est inférieure à 4/10. La limite de 4/10 est la plus pertinente ; au-dessous de cette limite en effet, les petits floes cessent de se comporter comme un ensemble et se déplacent indépendamment les uns des autres ; la lisière des glaces devient de ce fait extrêmement variable dans le temps et difficile à déterminer précisément sur les images de satellites. Cette limite de 4/10 est également la plus facile à distinguer à partir des navires.

En l'absence d'un fichier informatisé, il était important malgré tout de pouvoir quantifier l'extension des glaces sans effectuer un planimétrage manuel qui aurait demandé beaucoup de temps. Pour cela nous avons utilisé une grille de points, définis par la latitude et la longitude, qui permet d'apprécier, par une valeur conventionnelle, l'extension des glaces dans deux secteurs couvrant l'un la région du Svalbard, l'autre la Mer de Barents (cf. les limites fig 104b). Les valeurs obtenues ne correspondent pas linéairement aux superficies, puisque la fond de carte utilisé est une projection stéréographique polaire.

2. LES VARIATIONS SAISONNIERES DE L'ENGLACEMENT (fig 104a et b)

- C'est le plus souvent en Septembre, mais fréquemment aussi en Août, qu'est réalisée l'extension minimum de la banquise dans les Mers du Groenland et de Barents. A cette période de l'année, la Mer de Barents, à l'Est de l'archipel du Svalbard, est à peu près totalement dépourvue de glace jusqu'à la latitude 80°N et aux abords de la Terre de François-Joseph, à l'except

tion d'une fréquente avancée de la banquise le long de la Terre du Nord-Est et de l'Ile Blanche (Kvitøya). Durant la période observée, la circumnavigation de l'archipel du Svalbard, sans rencontrer de glace, semblait possible en Août 1972,73,74,75 et 76. Le Spitsberg occidental et septentrional, sous l'influence de la branche Nord du courant Nord-atlantique, est totalement libre de glace à cette époque et la limite moyenne se trouve, dans ce secteur, au-delà de 81°N, ce qui est un fait unique dans l'Arctique. Le long du Groenland oriental, en raison de la présence du courant froid issu du Bassin Arctique, le pack se maintient ordinairement de façon continue jusqu'au débouché du Scoresby Sund (70°N). La limite qui le sépare du grand golfe d'eau libre du Spitsberg ("Svalbardbukta" dans la terminologie norvégienne) traverse obliquement la Mer du Groenland : proche de la longitude 0° à 80°N, elle est à 10°W à 76°N et 20°W à 74°N. A cette période de l'année, c'est donc la partie occidentale du secteur arctique européen qui est, de loin, la plus englacée.

- Durant les mois d'Octobre, Novembre et Décembre, la progression des glaces est rapide, en Mer de Barents comme en Mer du Groenland, mais elle s'y effectue de façon presque opposée. A l'Est, la lisière des glaces se déplace conformément aux parallèles (fig 104b) : 78°N à la fin d'Octobre, 76 à 77° à la fin de Novembre, 75 à 76° en Décembre. C'est en Décembre également que la glace fait son apparition à l'extrême Est, le long des côtes de la Nouvelle Zemble. La progression de la banquise crée un contraste remarquable entre l'Est et l'Ouest du Svalbard. A l'Est, dans les courants froids du Spitsberg oriental et de l'Ile aux Ours, la progression est plus rapide qu'en Mer de Barents et une avancée caractéristique se dessine (appelée "Bjørnøyodden" par les Norvégiens), dont l'Ile aux Ours constitue l'extrémité (74° 30'N). Au Spitsberg occidental, si l'on excepte la glace de fjord, l'apparition du pack est plus tardive (Décembre). Celui-ci se limite à une frange très étroite surtout au Nord-Ouest : c'est en effet du Sud, en contournant le Sørkapp (pointe Sud du Spitsberg), que proviennent les floes les plus nombreux. Le golfe d'eau libre du Spitsberg occidental se maintient sur toute la Mer du Groenland orientale, jusqu'à près de 80°N. A l'Ouest, la banquise du Groenland oriental s'étend rapidement de Septembre à Décembre, entre 78 et 71°N (près de Jan Mayen) : la limite des glaces prend une orientation méridienne, à l'opposé de la Mer de Barents.

.../

- L'extension des glaces ne varie que très peu au coeur de l'hiver, de Janvier à Avril. Ce palier remarquable dans le rythme saisonnier de l'englacement doit être rapproché d'une situation similaire pour les températures moyennes mensuelles, signalée au chapitre II. Il existe toutefois un décalage entre la Mer du Groenland et le secteur du Svalbard, d'une part, la Mer de Barents au sens strict d'autre part. A l'Ouest, l'extension maximale des glaces se produit en moyenne en Février (cf. fig 105 et 111) ; les mois de Mars et Avril y enregistrent un début de retrait, sensible dans le secteur de l'Ile aux Ours (l'avancée de Bjørnøya englobe moins fréquemment l'Ile) et plus encore dans la partie de la Mer du Groenland située entre Jan Mayen et 78°N. On y voit apparaître en effet, sur la carte des limites médianes de la banquise une avancée très fréquente en Mars, qui correspond au courant de Jan Mayen ("Odden"), mais aussi, au coeur du tourbillon cyclonique des courants de la Mer du Groenland, une vaste zone déglacée appelée "Nordbukta" (fig 104a) cette disposition caractéristique de la fin de l'hiver se traduit par une diminution de la surface englacée. En Mer de Barents orientale et sud-orientale, l'extension des glaces se poursuit au contraire en Mars et Avril ; le maximum se situe fréquemment en Avril. Pour l'ensemble du domaine, c'est la fin de Mars qui semble constituer, en moyenne, le maximum de l'englacement. Mais le fait majeur reste la grande stabilité de l'englacement moyen pendant la très longue période hivernale, qui dure de fin Décembre à la fin d'Avril.

- Le retrait des glaces se produit surtout en Mai, Juin et Juillet. En Mer du Groenland, la limite des glaces régresse régulièrement vers l'Ouest durant les trois mois. Le retrait est particulièrement précoce au Spitsberg occidental, dont les rivages, à l'exception des fjords, sont déglacés dès le mois de Mai, et en Mer de Barents du Sud-Est (Nouvelle-Zemble méridionale). Il est beaucoup plus tardif par contre au Nord du 75e parallèle, où il a lieu en Juin (ouverture fréquente de polynies au Sud de la Terre François Joseph) et surtout Juillet.

Le rythme saisonnier de l'englacement présente donc une analogie remarquable avec celui des températures : un été (période de faible englacement) bref, des saisons intermédiaires (Octobre-Novembre et Mai-Juin) caractérisées par une évolution très rapide, une longue période hivernale, celle de l'englacement maximal, sans différences sensibles d'un mois à l'autre de Décembre à Avril.

3. LES FREQUENCES DE L'ENGLACEMENT AUX STATIONS ARCTIQUES

En rapport avec l'étude des températures, il était utile de déterminer un régime saisonnier de l'englacement pour chacune des trois stations arctiques, Hopen, Isfjord Radio et Bjørnøya. A partir des cartes des glaces de la période 1967-76, nous avons déterminé les fréquences de la présence des glaces à proximité des stations (fig 106) ; il s'agit de la présence d'une véritable banquise, et non d'une simple banquette côtière fixe ("fast-ice") dont la fréquence est plus importante.

A Bjørnøya, la présence de la banquise autour de l'île reste aléatoire, même au coeur de l'hiver (Décembre à Mars) ; durant les 10 années considérées, elle n'a été présente en moyenne qu'une année sur deux (5 sur 10), et très fréquemment sous la forme d'un pack très lâche (concentration 1 à 3/10) de petits floes épars dans les eaux froides du courant de l'île aux Ours. Dès Avril et Jusqu'en Novembre, la présence des glaces devient exceptionnelle (Avril, Mai, Juin, Octobre) ou impossible (Juillet, Août, Septembre). Ce caractère aléatoire de l'englacement est tout à fait caractéristique de l'île aux Ours, située à proximité d'un front hydrologique entre les eaux chaudes du courant Nord-Atlantique et des eaux froides d'origine polaire : les glaces marines n'apparaissent qu'épisodiquement à l'occasion de "poussées" du pack formant la pointe de "Bjørnøyodden".

Le long du Spitsberg occidental, à Isfjord Radio, la présence des glaces est normale au coeur de l'hiver, quoique souvent tardive. Durant la période 1967-76 seuls deux hivers (1971-72 et 1972-73) font exception. Mais, dans tous les cas, le pack se limite le long de ce littoral à une frange étroite, ne dépassant pas quelques dizaines de km (60 km en Février 1969), le long du golfe d'eau libre permanent du courant du Spitsberg occidental. C'est au coeur du mois de Mai que disparaissent les glaces flottantes dans cette région, pour ne réapparaître qu'en Novembre, Décembre ou même Janvier, selon les années.

A Hopen, l'englacement est à la fois plus durable et plus irrégulier. A l'exception de l'hiver exceptionnel 1972-73, l'île est entourée par le pack de façon continue de Novembre à Juin. Plus d'une année sur deux, les glaces se maintiennent jusque dans le courant de Juillet (cf. les conséquences sur les températures - chapitre VI) ; en 1968, un pack de faible concentration se maintient tout l'été.

L'étude de la fréquence de l'englacement aux stations arctiques, si elle fait référence à un régime saisonnier "normal", constitue également un indice de l'importante variabilité interannuelle de l'extension des glaces.

III - LA VARIABILITE INTERANNUELLE DE L'EXTENSION ET DE LA REPARTITION DES GLACES

A l'instar de ce qui a été signalé pour les températures, toute définition trop précise du rythme saisonnier de l'englacement dans les mers arctiques européennes se heurte à l'obstacle que constitue la variabilité interannuelle.

1. LA VARIABILITE DES SITUATIONS EXTREMES DE L'EXTENSION DES GLACES

L'extension maximale des glaces, telle qu'on peut l'observer à la fin de Mars (fig 107a), peut varier dans des proportions remarquables. Selon SANDERSON (1975), les surfaces englacées à la fin de Mars (les limites retenues sont celles du pack de concentration $\geq 7/10$) au Sud du 80e parallèle seraient les suivantes en 1969 et 1973, qui constituent les extrêmes :

	<u>1969</u>	<u>1973</u>
Mer du Groenland :	68 000 km ²	10 000 km ²
Mer de Barents :	82 000 km ²	22 000 km ²
Total :	<u>150 000 km²</u>	<u>32 000 km²</u>

Les limites réelles de la banquise (fig 107a) pour certaines situations hivernales très contrastées soulignent quels sont les domaines qui enregistrent les plus fortes variations de la surface englacée : ce sont principalement la partie centrale de chacune des deux mers du Groenland (entre 76 et 71°N, 5°E et 15°W) et de Barents (entre 76 et 72°N, 30 et 50°E). La variabilité des surfaces englacées s'accompagne de contrastes remarquables dans la répartition de celles-ci et le tracé de la limite, même entre années faiblement ou fortement englacées ; la comparaison des limites en Mars 1968 et 1969 (les deux hivers les plus englacés) ou en Mars 1973 et 1976 (les deux hivers les moins englacés) est particulièrement démonstratif. Il existe un fréquent décalage entre les deux mers, de part et d'autre du Svalbard : 1973 constitue le minimum pour la Mer de Barents, 1976 pour la Mer du Groenland, il en est de même pour 1968 et 1969 qui constituent le maximum pour chacune des deux mers.

La variabilité est presque aussi remarquable lors de l'extension minimale d'été (fin Août ou fin Septembre, cf. fig 107b). C'est donc une différence essentielle avec ce qui a été remarqué pour les températures. Mais il faut faire dans ce cas la différence entre les mers du Groenland et de Barents. Même dans le cas des années extrêmes, 1968 et 1972, la limite ne s'éloigne que très peu de la situation médiane en Mer du Groenland ; le courant d'eau froide semble constituer un facteur de stabilité de la lisière des glaces. Dans la région du Svalbard et en Mer de Barents la limite est beaucoup plus variable. Les côtes orientales de l'archipel du Svalbard restent parfois englacées tout l'été (1968, 1969 et 1971) ; en 1968 une part importante de la Mer de Barents voit se maintenir un pack dense (jusqu'à 77°N à la fin Août, 75°N fin Septembre). Mais il arrive également que la banquise se retire très au Nord, jusqu'à 82°N (1972).

2. LA VARIABILITE DU RYTHME SAISONNIER

Les périodes extrêmes ne sont pas les plus caractéristiques de la variabilité des surfaces englacées. Le planimétrage approximatif des surfaces englacées permet d'en rendre compte :

TABLEAU I - VARIATIONS MENSUELLES ET INTERANNUELLES DES SURFACES ENGLACEES (UNITES CONVENTIONNELLES cf. II 1) SUR L'ENSEMBLE DU DOMAINE PLANIMETRE (cf. fig 104b) :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Extension moyenne :	86,4	86,8	87,1	86,7	80,7	65,9	47,5	42,4	42,9	57,5	73,5	84,3
Maximum :	105	106	112	107	102	87	69	57	65	91	101	105
Minimum :	74	73	72	69	69	55	32	31	26	32	48	63
Ecart-type :	11,9	10,1	12,0	11,8	10,9	10,9	11,8	8,5	10,1	16,4	14,8	11,6

La variabilité minimale est atteinte à la fin de l'été (Août, Septembre), mais la différence avec l'hiver (Février, Mars et Avril) reste limitée. Le fait le plus remarquable est la variabilité très élevée que l'on observe en Octobre et Novembre : selon les années, l'extension des glaces à cette période est comparable aux moyennes ou même aux minima estivaux, ou au contraire aux moyennes hivernales. Cette variabilité illustre la possibilité de

.../



retards (1972, 1974) dans la progression de la banquise, ou au contraire d'extensions précoces (1967, 1968). Dans les cas plus caractéristiques, il y a concordance entre une progression précoce et une extension très importante des glaces à la fin de l'hiver (1968-69) ou une progression tardive et une extension très faible (1972-73). Mais ce n'est pas toujours le cas : 1973-74 est un exemple d'hiver débutant par une progression précoce des glaces (en Novembre) suivie d'une régression rapide en Janvier-Février. Le rythme saisonnier "normal" est en effet fréquemment troublé par de brutales régressions (Janvier 1972 ou Janvier 1974) ou progressions des glaces (fig 111). Ces perturbations du rythme saisonnier concernent surtout les années peu englacées et uniquement l'hiver ; elles sont parallèles à celles qui ont été décrites pour les températures (chapitre III, fig 44).

3. LES FLUCTUATIONS PLURIANNUELLES DE L'ENGLACEMENT

L'été le plus englacé de la période 1967-76 (1968) prend place entre les deux hivers les plus englacés. L'été le moins englacé (1972) précède immédiatement l'hiver le plus doux, caractérisé également par une extension très limitée de la banquise. Les variations interannuelles de l'englacement semblent donc échapper à une distribution aléatoire et s'insérer dans un système de fluctuations pluriannuelles : 2 séries d'années, 1967 à 1969 (marquées par un englacement important et en progression pour atteindre un record en Avril 1969) et 1972 à 1976 (faible extension des glaces), s'opposent, séparées par deux années de transition, 1970 et 1971. Cette opposition a été parfois interprétée à l'époque comme l'indice d'un véritable changement climatique (DICKSON et autres, 1975). En réalité, les années postérieures à 1976 marquent un retour à des conditions d'englacement moyennes, ou même extrêmes, en 1979 (fig 111). Mais la variabilité interannuelle de l'extension des glaces, pendant la période 1967-76 se trouve exagérée par cette juxtaposition d'années "anormalement" contrastées.

IV - LES FACTEURS DE LA REPARTITION DES GLACES ET DES VARIATIONS DES SURFACES ENGLACEES

Phénomène remarquable de l'interface Mer-Atmosphère aux hautes latitudes, les glaces marines subissent à la fois l'influence de facteurs atmosphériques et océanographiques. Les premiers, qui nous intéressent tout par-



ticulièremment, seront l'objet d'une étude plus détaillée au chapitre suivant. Il convient toutefois d'apprécier dès maintenant quel est le poids respectif des deux grands types de facteurs et comment ils se combinent.

1. LA FORMATION ET LA FONTE DES GLACES MARINES

La fonte et la croissance en épaisseur des glaces marines obéissent à des lois physiques complexes :

- la salinité de l'eau de mer modifie la température de congélation. Pour une salinité moyenne (34‰), celle-ci est de $-1,8^{\circ}\text{C}$. Pour une eau très salée (telle que l'eau atlantique) ou peu salée (telle que l'eau polaire), elle peut varier de 1 à 2 dixièmes de degré en plus ou en moins. La salinité modifie également la température pour laquelle est atteint le maximum de densité de l'eau : pour l'eau de mer, celle-ci est d'environ -3°C , c'est-à-dire que l'eau refroidie, proche de la congélation, est d'une densité supérieure à celle des eaux plus chaudes. Il en résulte un brassage convectif qui retarde la congélation, à moins qu'une épaisseur très faible ne favorise la stabilité de la masse d'eau,
- le brassage des eaux marines est également assuré par les mouvements de l'eau vagues, courants et marées. Ce brassage est d'autant plus efficace que la mer est agitée et profonde.

En résumé, la formation de glace résultant du refroidissement de la mer au contact de l'air est plus facile, et plus précoce, lorsque cette mer est peu salée, peu profonde et peu agitée, ce qui est le cas des eaux côtières, des fjords ou des détroits.

La croissance ultérieure de l'épaisseur de glace se fait par la base au contact de l'eau. Elle dépend donc des échanges thermiques à travers une couche de glace de plus en plus épaisse, et à travers la neige qui la recouvre. De nombreux auteurs ont cherché une relation mathématique entre l'épaisseur de la glace et les températures hivernales, généralement exprimées sous forme d'un nombre de jours-degrés en dessous de 0° , ou de $-1,8^{\circ}\text{C}$. Appliquant une telle formule à la région de Hopen, LUNDE (1965) calcule des épaisseurs maximales de glace à la fin de l'hiver variant de 45cm environ à près d'un mètre ; la moyenne (1946-63) serait de 70cm, ce qui est proche des données

d'observation. Ce type de calcul n'a toutefois de valeur que pour des eaux côtières, celles des fjords ou des détroits qui ne sont pas soumises à des mouvements ou des brassages très importants ; en mer libre les mouvements latéraux (courants) ou verticaux qui affectent les masses d'eau sont beaucoup plus décisifs.

La fonte de la glace s'effectue à la surface supérieure, au contact de l'atmosphère, par l'apport de chaleur lié au bilan radiatif. On a pu ainsi établir une relation entre la décroissance de l'épaisseur de la glace, son albedo et l'intensité du rayonnement solaire. Il est un fait que la fonte s'effectue au printemps, généralement avant le retour de températures supérieures à 0°C, mais lorsque le rayonnement atteint son maximum. Mais cette loi théorique, comme celle qui régit la croissance de la glace, s'applique rarement dans la réalité : la disparition de la banquise s'accompagne le plus souvent de sa fragmentation et d'un transport vers des eaux plus chaudes qui en accélèrent la fonte. Dans ce cas encore, les facteurs océanographiques sont très importants.

2. LES FACTEURS OcéANOGRAPHIQUES : COURANTS MARINS ET TEMPERATURES DE L'EAU EN SURFACE

En Mer du Groenland, l'importance des transferts de chaleur assurés par les courants marins conditionne à l'évidence la répartition des glaces (fig 2). A l'Ouest, l'eau polaire du courant du Groenland oriental présente en surface des températures inférieures à 0°C, été comme hiver (fig 108) ; les glaces, issues de l'Océan Arctique ou de formation locale, s'y maintiennent constamment. A l'Est, l'eau du courant Nord-atlantique prolongé par le courant du Spitsberg occidental présente des températures élevées pour la latitude, comprises entre 4 et 12°C à 70°N, 0 et 8°C à 75°N, -2 et +4° (la moyenne est supérieure à 0°) à 78°N (fig 109). Les glaces sont toujours absentes de ce "golfe" du Svalbard (Svalbardbukta). Entre les deux courants aux caractères très tranchés, le centre de la mer est occupé par un circuit cyclonique des courants (par exemple le courant de Jan Mayen) où les eaux polaire et atlantique s'affrontent et se mélangent : c'est le domaine où s'effectuent les variations saisonnières ou interannuelles de l'englacement qui sont ainsi précisément délimitées. Plus au Nord, dans le détroit qui sépare le Spitsberg du Groenland, les courants opposés sont séparés par un front hydrologique bien marqué qui interdit toute variation importante de la limite des glaces.

En Mer de Barents, l'eau du courant Nord-atlantique pénètre par le Sud-Ouest et domine jusqu'à 74°N et 40°E environ : les températures de l'eau y sont élevées, comprises entre 2 et 12°C (fig 108 et 109), ce qui exclut toute présence de glaces flottantes. Au Nord, à l'Est et au Sud-Est, les courants, froids ou chauds, ont un débit toujours limité, et les eaux dont ils assurent le transport présentent des caractères thermiques moins accusés. Même les courants froids de l'Île aux Ours, ou du Spitsberg oriental, permettent la variation des températures de l'eau de surface entre -2 et +4°C environ que l'on observe à Hopen (fig 109). A Bjørnøya, la variabilité de la température de l'eau est encore exagérée par la proximité du front hydrologique qui permet, au coeur de l'hiver, le retour de l'eau atlantique (cf. exemple de Février-Mars 1974, fig 109). Tout le Nord et l'Est de la Mer de Barents constituent donc un vaste domaine pour les variations saisonnières de l'englacement ; le tourbillon cyclonique qui en occupe le centre offre une possibilité supplémentaire d'extension lors des hivers particulièrement froids (Mars 1969 cf. fig 2).

3. LA DERIVE DES GLACES

Dans les mers arctiques européennes, à l'exception peut-être de l'Est et du Sud-Est de la Mer de Barents, la majeure partie des glaces ne sont pas de formation locale, mais proviennent de l'Océan arctique par suite du mouvement de dérive. Cela est particulièrement vrai pour la Mer du Groenland où L. KOCH (1945) distingue, d'après leurs caractères morphologiques, trois types de glaces flottantes :

- une "vieille" glace polaire, qui a été formée et a séjourné longtemps au coeur de l'Arctique, avant de s'en échapper par le courant du Groenland oriental,
- une glace plus récente (2 à 3 ans) provenant des mers sibériennes par le grand courant de dérive transpolaire, selon le trajet illustré par l'expédition du "Fram" de F. NANSEN (1893-96),
- une glace de formation locale, qui ne représente qu'une part assez faible de l'ensemble, que l'on trouve surtout sur les marges interne (glace côtière reprise dans la dérive) et externe du courant.

La part de la glace "locale", mais aussi de la glace sibérienne, est sans conteste plus importante en Mer de Barents, mais l'importance du phénomène de dérive pour l'explication de la répartition et des variations de

l'extension de la banquise n'est pas remise en cause, sauf peut-être pour l'extrême Sud-Est.

Les directions et les vitesses de la dérive n'ont été longtemps connues que par les déplacements de navires accidentellement ou volontairement pris dans les glaces. En 1965 la station dérivante ARLIS II entraînée dans le courant du Groenland oriental jusqu'à 73° N a permis de nombreuses observations. L'imagerie satellitaire offre d'autres perspectives, en permettant de suivre individuellement les floes et d'en mesurer non seulement le mouvement général, mais également les déplacements relatifs et les rotations (A. MOIGN et Th. SIMON, 1980). Des bouées dont la situation est repérée précisément par satellite fournissent des mesures particulièrement rigoureuses. Un chercheur norvégien, T.E. VINJE (1968 et années suivantes) a collecté de nombreuses mesures du déplacement des floes géants (plusieurs milliers de km²) sur les clichés ESSA des années 1966 à 1975 (mois d'Avril et Mai) ; les plus caractéristiques de ces observations (regroupées sur la fig 110) donnent une vision générale de la dérive des glaces. Celle-ci semble surtout liée aux courants marins :

- le fait majeur est le mouvement rapide des glaces du Groenland oriental. Les vitesses relevées donnent une moyenne de l'ordre de 5 km/24h vers le Sud ; mais il s'agit de moyennes sur plusieurs jours. Les vitesses réelles peuvent être beaucoup plus faibles, avec parfois des retours vers le Nord, ou beaucoup plus rapides, et atteindre un maximum de 32 km/24h. VINJE (1977) considère que la vitesse moyenne (rappelons que toutes les observations concernent les mois d'Avril et Mai) s'accroît du Nord (80-81°N) vers le Sud (76-77°N). A la latitude de Jan Mayen, on observe plus fréquemment des floes rebroussant vers le Nord-Est (fig 111).

- en Mer de Barents, la dérive est plus confuse et les vitesses sont généralement plus faibles. La direction prédominante est Nord-Est-Sud-Ouest, mais certains floes se déplacent vers le Sud-Est ou le Nord-Ouest. Au Sud du Spitsberg, des floes de taille moyenne sont fréquemment entraînés dans un courant côtier qui longe vers le Nord le Spitsberg occidental, avec une vitesse assez élevée.

Les courants marins semblent donc responsables pour l'essentiel des mouvements de dérive des glaces, tout au moins de leurs caractères moyens. C'est en effet aux vents qu'il faut attribuer les accélérations, les ralentissements ou même les renversements de la dérive. Les effets du vent sur les

glaces dérivantes sont bien connus : l'océanographe soviétique ZUBOV estime que la glace se déplace selon une direction proche de celle des isobares, avec une vitesse d'environ 1/80e de celle du vent géostrophique. Elle peut être calculée simplement à l'aide de la formule :

$$c = 420 \frac{dp}{dx} \quad \begin{array}{l} - c \text{ est la vitesse en km/j} \\ - \frac{dp}{dx} \text{ est le gradient de pression} \\ \quad \text{exprimé en mb/km} \end{array}$$

Un vent même relativement faible suffit à renverser la dérive moyenne induite par les courants. Dans le courant du Groenland oriental, le plus rapide, un vent de secteur Sud de 4 à 5 Beaufort a ainsi entraîné vers le Nord-Est pendant plusieurs jours d'Avril 1969 un phoquier norvégien pris dans les glaces à proximité de Jan Mayen (T.E. VINJE, 1970). La dérive moyenne des glaces semble donc résulter des courants mais à l'échelle de la journée ou de la semaine, les vents, ou la circulation atmosphérique, sont beaucoup plus déterminants. Il est d'ailleurs remarquable que les courants marins eux-mêmes semblent subir d'importantes variations de débit sous l'effet de la circulation atmosphérique, sans que l'on puisse toutefois aboutir à un renversement (AAGARD, 1970).

Les facteurs océanographiques semblent déterminer le cadre général de la répartition des glaces et de leurs variations saisonnières. Ils délimitent les secteurs d'englacement perpétuel, ceux où l'eau libre se maintient constamment, ceux enfin qui connaissent une extension saisonnière ou occasionnelle de la banquise. Mais en l'absence de données précises sur les variations de ces facteurs océanographiques, c'est aux températures et aux vents, et au-delà à la circulation atmosphérique qui les détermine, que nous attribuerons la variabilité remarquable de l'extension des glaces marines.



PHOTO 3 : Mer du Groenland. $79^{\circ}58'N$ $9^{\circ}E$ environ. 11 Juillet 1981.
 Limite du pack dérivant. La limite est particulièrement nette, la concentration du pack peut être estimée à 8/10.

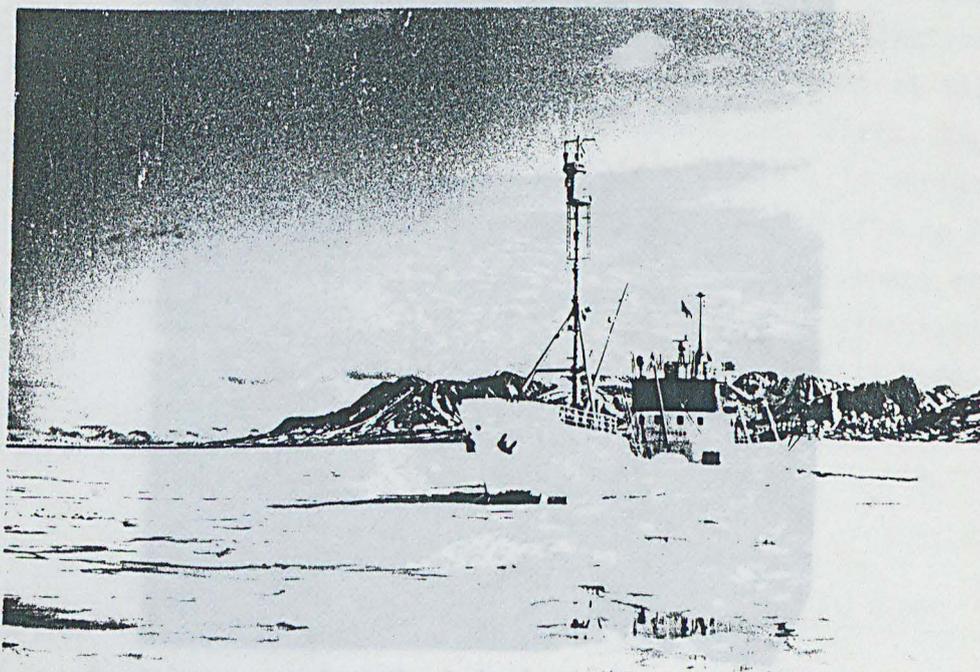


PHOTO 4 : Ny-Ålesund (Spitsberg occidental). 5 Juillet 1979
 Glace de fjord. Elle se distingue du pack par sa continuité, et son uniformité. L'épaisseur est d'environ 1,5m. Flaques d'eau de fonte en surface.

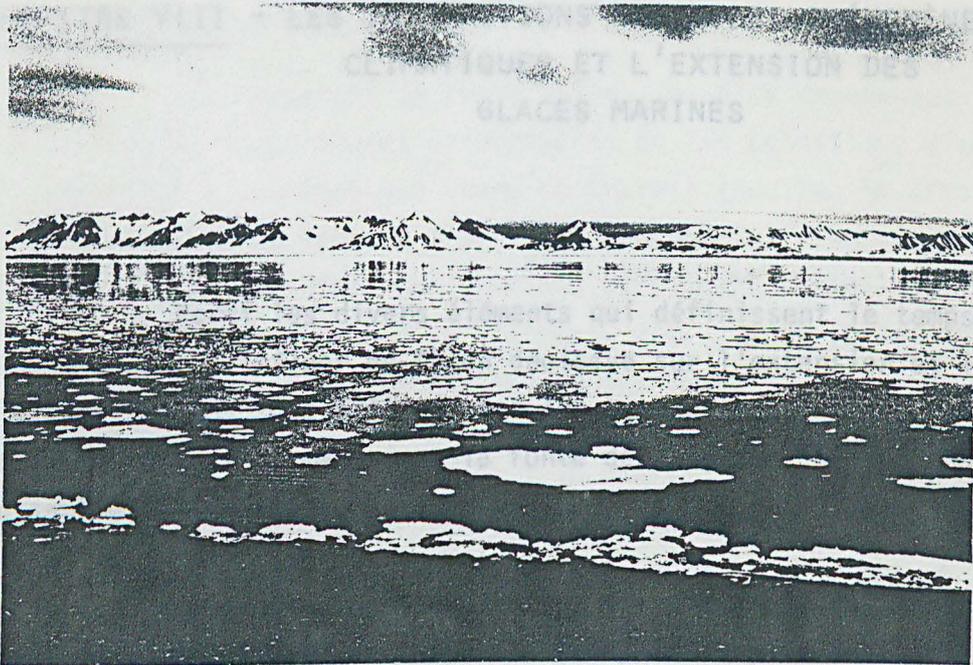


PHOTO 5 : Spitsberg occidental. Presqu'île de Brøgger. Juillet 1979.
Dislocation des glaces côtières. On remarque également la
couverture nuageuse stratiforme caractéristique.

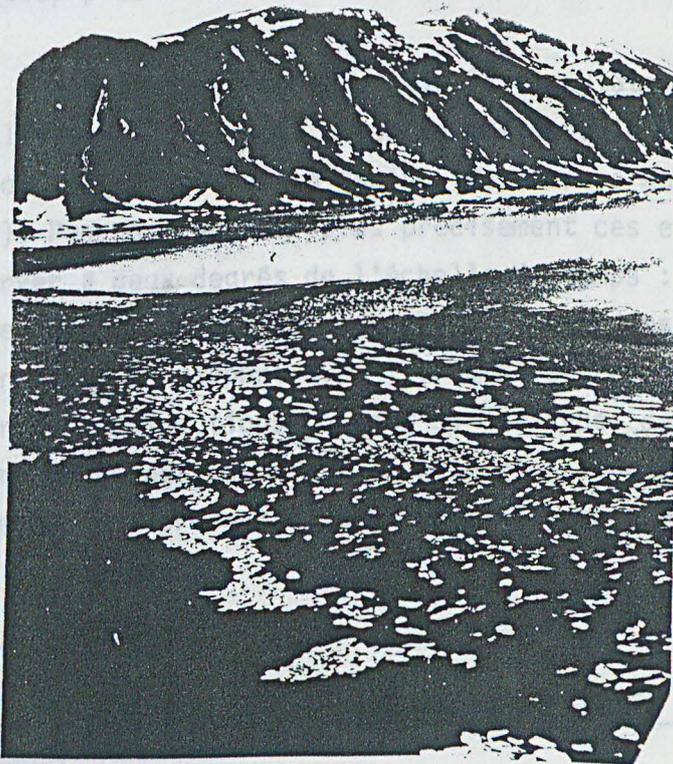


PHOTO 6 : Spitsberg occidental. 3 Juillet 1979.
Glaces dérivantes résiduelles dans les eaux côtières du Forlandsund.

CHAPITRE VIII - LES INTERACTIONS ENTRE LES PHÉNOMÈNES
CLIMATIQUES ET L'EXTENSION DES
GLACES MARINES

Parmi les divers éléments qui définissent le temps et le climat, les plus à même d'influer de façon décisive sur l'extension et la répartition des glaces marines sont à l'évidence les températures et les vents. Les premières conditionnent la formation ou la fonte de la glace, les seconds sont un facteur essentiel de la dérive.

La seconde partie de notre travail a mis en valeur les liens qui unissent les températures et les vents (Chapitre IV) et souligné la dépendance des unes et des autres par rapport aux types de circulation atmosphérique (Chapitres V et VI). Le lien entre le vent et la circulation atmosphérique est un phénomène banal, constant au cours de l'année. Celui qui associe les températures et les types de circulation est plus remarquable et plus complexe ; il est en outre beaucoup plus étroit en hiver qu'en été.

Dans l'étude des effets de la circulation atmosphérique sur l'extension des glaces marines, nous conserverons donc la distinction majeure entre les deux saisons extrêmes, saison froide (Novembre à Août) et saison chaude (Juin à Septembre). Pour appréhender plus précisément ces effets, il a été nécessaire de les observer à deux degrés de l'échelle du temps : la variabilité interannuelle de l'extension des glaces aux périodes extrêmes (fin de l'hiver et de l'été) peut être mise en rapport avec les températures moyennes et les fréquences saisonnières des directions du vent ou des types de circulation ; mais l'analyse doit être menée également à l'échelle plus fine de la "séquence", c'est-à-dire d'une période présentant une certaine homogénéité des températures et des conditions synoptiques.

I - LA VARIABILITE INTERANNUELLE DE L'EXTENSION DES GLACES EN HIVER
ET LES FACTEURS CLIMATIQUES

1. L'EXTENSION DES GLACES ET LES TEMPERATURES

La recherche de corrélations, ou plus exactement de covariations, entre les températures saisonnières et les conditions d'englacement peut apparaître à première vue comme un travail inutile, la démonstration d'un fait évident. La lecture d'articles consacrés à l'Arctique américain montre qu'il n'en est rien. Une première difficulté réside dans le choix de l'indicateur des conditions d'englacement. J.C. ROGERS (1978) met en relation les températures estivales (exprimées en jours-degrés au-dessus de 0°) et la distance entre la lisière des glaces en Mer de Beaufort et la côte d'Alaska (Point Barrow) à la fin de l'été ; le coefficient de corrélation obtenu (0,815) est tout à fait significatif. J.D. JACOBS et J.P. NEWELL (1979) recherchent les corrélations entre les températures hivernales et l'épaisseur maximale de la glace, la date de sa disparition ou les superficies englacées dans l'Arctique Canadien oriental (Bassin de Foxe et Mer de Baffin). Les résultats suggèrent une grande complexité des relations entre les températures et l'englacement. Dans l'ensemble, les corrélations obtenues sont assez satisfaisantes pour le Bassin de Foxe, qui est une mer très fermée ; elles ne le sont guère pour la Mer de Baffin, parcourue par des courants marins contrastés et largement ouverte sur l'Atlantique, qui présente des caractères plus comparables à ceux des mers arctiques européennes. Les auteurs concluent sur la nécessité d'expliquer la variabilité de l'englacement à l'aide des situations synoptiques.

Pour les mers du Groenland et de Barents, l'indicateur des conditions d'englacement le plus significatif est incontestablement la surface englacée, qui donne une expression générale et synthétique de l'englacement. L'épaisseur des glaces n'aurait guère de signification en raison de l'importance de la dérive, et la durée de l'englacement à telle ou telle station paraît trop aléatoire et dépendante des facteurs locaux. L'intensité du froid hivernal est exprimée en jours-degrés au-dessous de 0° pendant la période qui couvre les mois d'Octobre à Mars inclus. La figure 112 fait ainsi apparaître la covariation entre les températures hivernales à Bjørnøya et Hopen et les superficies englacées de la Mer du Groenland et de la Mer de Barents, durant la période 1966-77 : les superficies de la banquise sont celles que cite R.M. SANDERSON (1975), utilisant la limite du pack de concentration $\geq 7/10$, complétées à l'aide des cartes britanniques pour les années pos-

térieures à 1974. La figure 113a exprime la corrélation entre les températures hivernales à Hopen et l'extension des glaces approximativement planimétrée à l'aide d'une grille de points, en unités conventionnelles (cf. Chapitre VII, II₁), à la fin des mois de Mars de la période 1967-76.

Le fait le plus remarquable est la précision de la corrélation ainsi obtenue pour la saison froide : les divers coefficients de corrélation calculés pour Isfjord Radio, Hopen et Bjørnøya sont compris entre 0,68 et 0,91 ce qui, compte tenu du nombre de valeurs (10 et 12) est tout à fait significatif. Cette covariation remarquable entre l'extension des glaces et les températures hivernales constitue un paradoxe apparent dans un secteur de l'Arctique où le tracé de la limite des glaces, plus encore que dans le cas de la Mer de Baffin, semble résulter principalement des facteurs hydrologiques. Les calculs effectués permettent d'apporter quelques précisions supplémentaires :

- les coefficients de corrélation sont en général plus faibles, tout en restant très significatifs, pour la Mer du Groenland que pour la Mer de Barents. Faut-il y voir une influence plus grande de facteurs hydrologiques dont l'origine serait extérieure à la région, par exemple de fluctuations dans l'intensité du courant Nord-Atlantique ? Un exemple qui sera étudié ultérieurement (cf. II₄) incite à répondre positivement.
- les coefficients sont également légèrement plus faibles avec les températures relevées à Isfjord Radio qu'à Bjørnøya et Hopen. Il n'y a rien là d'étonnant : nous avons déjà signalé (Chapitre V) l'influence de facteurs locaux, liés à l'environnement terrestre et maritime de la côte occidentale du Spitsberg.

Un examen attentif de la figure 112 permet de déceler, au-delà de la simple corrélation entre l'englacement et les températures d'un même hiver, un effet de cumul : l'extension remarquable des glaces à la fin de l'hiver de 1968-69 semble résulter non seulement des basses températures de l'hiver en question mais aussi de celles de 1967-68 (courbe des températures à Bjørnøya).

.../

La précision de la corrélation entre les températures et l'extension des glaces en fin de saison froide suscite une interrogation supplémentaire : existe-t-il, au cours de l'hiver, un parallélisme entre l'approfondissement du froid et la progression de la banquise ? Un premier élément de réponse est fourni par la juxtaposition de deux courbes représentant l'une l'extension des glaces, l'autre la progression du froid hivernal sous la forme du rapport entre le nombre de jours-degrés en-dessous de 0° et le nombre de jours écoulés depuis le début de la saison froide (figure 114). Les moyennes pour la période 1967-76 soulignent la similitude entre cette progression du froid et le rythme saisonnier de l'englacement qui s'étend rapidement d'Octobre à Janvier puis marque un long palier jusqu'en Avril. L'hiver 1968-69 est un exemple d'englacement fort et précoce, l'hiver 1971-72 est plus tardif et moins englacé ; dans les deux cas, les répits enregistrés dans les basses températures hivernales se traduisent par une stabilisation ou même un recul de la surface couverte par les glaces marines. Ces courbes constituent donc une première approche de phénomènes dont l'analyse sera développée par la suite à l'échelle de la séquence, en tenant compte non seulement des températures, mais des situations synoptiques dans leur ensemble.

2. L'EXTENSION DES GLACES ET LES VENTS

La relation entre le régime des vents hivernaux et les variations de l'extension des glaces à la fin du mois de Mars est plus difficile à faire apparaître ; l'influence du vent sur la banquise dépend en effet à la fois de sa direction et de sa vitesse. Son rôle sera donc plus clair sur de courtes périodes homogènes qu'à l'échelle d'une saison toute entière.

La comparaison des roses des vents des 10 hivers consécutifs 1967-68 à 1976-77 regroupés à la figure 115, rapprochées des courbes de l'englacement (fig 111 et 112), permet tout de même quelques constatations :

- les hivers qui ont connu une grande extension des glaces marines (surtout 1968-69, 1967-68 et dans une moindre mesure 1970-71 (et 1969-70) se distinguent par une fréquence élevée des temps calmes (plus de 10% des observations) et une domination marquée des vents du secteur Nord et Nord-Est. Le rapport r qui exprime la part des vents de Sud et Sud-Ouest par rapport à celle des

vents de Nord et Nord-Est, est en général inférieur à 30%.

- les hivers faiblement englacés (4 hivers consécutifs de 1972-73 à 1975-76) se distinguent au contraire par la rareté des temps calmes, qui serait l'indice d'une activité intense des perturbations sur les mers arctiques européennes, et une part plus importante des vents de Sud et Sud-Ouest. Le rapport r dépasse toujours 30% et atteint fréquemment 40%.

L'importance de ce rapport entre les fréquences des vents de Nord-Est et de Sud-Ouest est évidente : outre le lien qu'entretient la direction du vent avec les températures (cf. Chapitre IV), elle influe directement sur l'activité de la dérive des glaces vers le Sud. Cependant le coefficient de corrélation entre ce rapport et l'extension des glaces à la fin de l'hiver reste peu significatif (-0,35) et quelques cas constituent un problème :

- l'hiver 1971-72 est celui qui présente la plus forte proportion de vents de Sud-Ouest et la fréquence des calmes y est faible. La surface englacée à la fin de Mars 1972, sans être très importante, est comparable à celle des deux hivers précédents, marqués par des vents de secteur Nord beaucoup plus fréquents. Il est vrai que cet hiver 1971-72 constitue le dernier d'une série d'hivers pendant lesquels les glaces ont été plus abondantes que la moyenne et même exceptionnellement abondantes.

- l'hiver 1975-76 se caractérise au contraire par une extension très limitée des glaces, proche de celle de l'année-record 1972-73. Cet hiver présente pourtant une proportion sensiblement plus faible des vents de Sud-Ouest, et une fréquence assez élevée des temps calmes. Il est le dernier de la série des hivers du milieu des années 70, où l'extension des glaces est restée limitée aux régions les plus septentrionales. Y aurait-il, dans ces deux exemples, l'indice d'un phénomène d'accumulation, ou de persistance d'une année sur l'autre des tendances de l'englacement qui se traduirait par un retard de celles-ci sur les phénomènes atmosphériques ? Dans ce cas, la covariation beaucoup plus étroite entre les températures et les superficies englacées qu'entre celles-ci et la direction dominante des vents pourrait être interprétée comme le résultat de la rétroaction exercée par l'extension des glaces marines sur les températures enregistrées dans les stations insulaires

de l'Arctique européen, par l'intermédiaire du bilan radiatif (cf. exemple du Chap.V).

3. L'EXTENSION DES GLACES ET LES VARIATIONS DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE

L'existence de liens étroits entre les températures et les types de circulation atmosphérique définis au Chapitre V d'une part, entre les températures saisonnières et l'extension des glaces à la fin de l'hiver d'autre part, laisse largement présager des relations entre les variations de circulation atmosphérique et celles de l'englacement :

- à la prépondérance des types de circulation méridienne de Nord et des circulations zonales à basse latitude, qui laissent la région sous l'influence arctique, correspond une grande extension des glaces.
- à la prépondérance des circulations méridiennes de Sud et des circulations zonales à haute latitude, correspond une extension limitée des glaces et, bien entendu, des températures beaucoup plus douces.

Les exemples offerts par les deux hivers extrêmes, celui de 1968-69 et celui de 1972-73 permettent de confirmer cette affirmation.

L'hiver 1968-69 constitue le point culminant d'une série d'hivers tout à fait remarquables, qui ont semblé marquer le retour à des conditions d'englacement proches de celles du début de notre siècle. En Mer de Barents, l'extension des glaces approche, sans l'égalier tout à fait, celle de 1966 ; en Mer du Groenland, elle surpasse celles de 1966 et 1968 (fig 112). A l'importance des surfaces englacées répond celle des anomalies thermiques négatives qui ont marqué l'ensemble des mois de cet hiver, à l'exception de Février (Tableau I) ; ce sont surtout les mois du début de la saison (Octobre, Novembre et Décembre) qui ont connu les anomalies les plus notables.

On décèle un parallélisme caractéristique entre la progression de la limite des glaces (fig 117a) et ces anomalies thermiques négatives :

- dès la fin de Septembre, qui apparaît déjà comme un mois d'hiver avec des moyennes mensuelles négatives, la limite des glaces occupe une position

"anormale", surtout en Mer de Barents occidentale entre l'archipel du Svalbard et 40°E environ. C'est aussi l'héritage d'un été très frais.

- la progression de la limite vers l'Est (en Mer du Groenland) et le Sud (en Mer de Barents) se fait rapidement pendant les mois d'Octobre, Novembre, et dans une moindre mesure, Décembre.

- les mois de Janvier et Février marquent un palier, déjà signalé (fig 114), de la progression des glaces qui est surtout sensible en Mer de Barents.

- la fin de l'hiver (Mars et Avril) voit la poursuite de l'extension des glaces à l'Est (Mer de Barents) et le début du retrait à l'Ouest, conformément à ce qui a été dit au chapitre précédent du régime saisonnier moyen de l'englacement.

Quelles sont les particularités de la circulation atmosphérique qui expliquent à la fois les anomalies thermiques et l'extension exceptionnelle des glaces ? La carte des anomalies de la pression atmosphérique relevée au niveau de la mer pendant les 6 mois d'Octobre à Mars (fig 117b) en donne un aperçu général. Le fait dominant est la présence sur l'ensemble du domaine arctique européen d'anomalies positives de la pression qui traduisent une faiblesse de l'activité des perturbations pendant tout l'hiver. Le maximum de la constance et de l'intensité de ces anomalies positives est atteint sur le Groenland oriental et la Mer du Groenland, ainsi que sur l'Océan Arctique immédiatement au Nord de l'archipel : la persistance durant les 6 mois d'hiver de pressions élevées sur ces régions résulte d'une fréquence exceptionnelle des circulations méridiennes de Nord (anticyclones sur le Groenland oriental) ou zonales (anticyclones sur l'Arctique), ce que confirment les pressions plus basses (et inférieures à la normale certains mois) enregistrées sur la Scandinavie septentrionale et la Mer de Barents du Sud-Est. Une analyse mois par mois des anomalies de pression permet de préciser ce schéma général (Tableau I) : les mois les plus caractéristiques sont Octobre (la pression est très élevée sur le Groenland et la Mer du Groenland, ce qui traduit la persistance d'une circulation de Nord) et Novembre (circulation zonale avec prédominance de l'anticyclone centré sur l'Arctique), qui voient une progression rapide et précoce des glaces vers le Sud. Malgré le maintien de pressions supérieures à la moyenne (référence 1951-70),

TABLEAU I - ANOMALIES DES TEMPERATURES ET DES PRESSIONS
HIVER 1968-69

		Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avril
Températures (°C)	Bjørnøya	-2,0	-8,3	-3,5	-4,2	-1,1	+2,0	-3,1	-3,3
	Isfjord Radio	-2,1	-8,6	-7,2	-8,3	-1,3	-3,2	-7,2	-6,5
	Hopen	-3,1	-11,3	-9,2	-9,4	-1,5	-0,9	-5,3	-5,5

Pressions (mb)	Pôle	+1,9	+7,0	+10,3	+0,1	+11,3	+2,5	+3,3	-0,8
	Groenland	+6,2	+11,0	+1,1	+1,7	+11,3	+5,7	+0,8	-3,1
	Mer du Groenl.	+8,4	+11,5	+7,7	+3,6	+9,6	+2,0	+4,1	+1,7
	Mer de Barents	+6,5	+2,8	+8,0	+0,6	+13,1	+3,8	+4,4	+0,9
	Islande	+3,1	+8,7	+2,1	+8,0	+6,8	+9,1	+6,0	-0,4
	Scandinavie	+7,7	-1,4	+9,7	+2,7	+10,4	+8,2	+6,8	-1,1

TABLEAU II - ANOMALIES DES TEMPERATURES ET DES PRESSIONS
HIVER 1972-73

		Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avril
Températures (°C)	Bjørnøya	+1,2	+0,6	+2,3	+4,4	+5,0	-0,4	+0,3	+1,3
	Isfjord Radio	+1,8	+0,8	+4,5	+2,6	+5,3	-1,4	+0,5	+2,5
	Hopen	+2,1	+2,0	+6,0	+5,6	+7,0	-2,0	+0,9	+4,7

Pressions (mb)	Pôle	+3,6	-5,2	+5,1	-5,7	-16,7	-5,6	-7,0	+12,3
	Groenland	-0,4	-2,7	-1,2	-9,2	-13,3	-2,2	-7,1	+4,0
	Mer du Groenl.	-0,2	-0,1	-5,4	-7,9	-6,2	-12,9	-8,2	+0,3
	Mer de Barents	+4,0	+0,5	+2,4	-4,2	-1,1	-15,4	-7,1	-1,1
	Islande	+7,0	+3,5	-3,5	-12,5	-1,3	-9,6	-6,8	+9,1
	Scandinavie	+4,5	+3,1	-11,4	+3,0	+6,1	-12,7	0	-5,8

Groenland = 40°W.75°N. Mer du Groenland = 0°.75°N. Mer de Barents =
40°E.75°N. Islande = 20°W.65°N. Scandinavie = 20°E.65°N.

la situation s'inverse partiellement en Janvier et surtout Février : les anomalies les plus élevées concernent les régions de l'Islande, de la Scandinavie et de la Mer de Barents ce qui correspond à une fréquence plus élevée des circulations de Sud ou des circulations zonales à haute latitude. L'affaiblissement général des pressions caractérise les mois de Mars et surtout d'Avril, à l'exception précisément des Mers du Groenland et de Barents : est-ce l'extension exceptionnelle des glaces qui favorise à son tour la persistance de pressions élevées?

Dans cet exemple de l'hiver 1968-69, l'englacement exceptionnel apparaît donc comme le résultat des particularités de la circulation atmosphérique que l'on enregistre surtout en début de saison froide ; mais on peut discerner également les effets d'un "héritage" de l'hiver et de l'été précédents (l'extension des glaces est déjà exceptionnelle en Septembre). Une question subsiste : dans quelle mesure le maintien durant tout l'hiver des pressions élevées peut-il être une conséquence autant qu'une cause de l'étendue des glaces marines sur des mers ordinairement "chaudes" pour la latitude ?

L'hiver 1972-73 est à l'opposé du précédent ; il a semblé marquer un véritable renversement dans les tendances de l'évolution du climat de la région, puisque, selon R.M. SANDERSON (1975), la surface englacée dans les mers du Groenland et de Barents, au Sud du 80e parallèle, à la fin de Mars 1973 ne représente qu'environ le quart de celle de Mars 1969 (fig 112). Il inaugure en outre une série de 4 années aux conditions d'englacement tout à fait remarquables. A l'exception de Février, tous les mois de cet hiver ont connu des anomalies thermiques positives, particulièrement importantes en Novembre, Décembre et Janvier (Tableau II).

L'évolution de la limite des glaces est également à l'inverse de celle de l'exemple précédent (fig 118a) :

- les conditions estivales d'englacement, elles-mêmes héritage d'un hiver précédent relativement doux et d'un été anormalement chaud, se prolongent durablement pendant le début de l'hiver : la progression des glaces est insignifiante en Octobre et même Novembre.

.../

- la progression modérée des glaces en Décembre cesse dès Janvier ; ce mois connaît même un sensible retrait en Mer de Barents ; la progression enregistrée en Février laisse subsister une étendue de mer libre largement supérieure à la normale. Mars, malgré l'apparition de saillants remarquables de la limite des glaces vers Bjørnøya et à proximité de Jan Mayen, enregistre une nouvelle et importante diminution des surfaces englacées. Avril marque le retour aux conditions de Février avant la régression du printemps. Durant la totalité de cet hiver, la côte occidentale du Spitsberg est restée libre de glaces, à l'exception des fjords.

La cartographie des anomalies moyennes des pressions durant cet hiver (fig 118b) montre avant tout la persistance de pressions inférieures à la normale qui affectent, en moyenne saisonnière, l'ensemble du domaine. Ces basses pressions traduisent une intense activité perturbée qui atteint son maximum pendant le mois de Janvier précédemment décrit (Chapitre V) et ne connaît de répit qu'en Février. Mais à l'inverse de l'hiver 1968-69, la persistance des basses pressions peut apparaître également comme le résultat de l'extension de la mer libre, dont les eaux relativement tièdes favorisent les mouvements ascendants dans les masses d'air. Les anomalies négatives de la pression atmosphérique sont particulièrement fortes et durables (elles concernent les 6 mois d'Octobre à Mars) sur le Groenland oriental et la Mer du Groenland, ainsi que, dans une moindre mesure, sur le centre de l'Arctique (5 mois d'anomalies négatives). A l'inverse, les anomalies s'atténuent sur la Scandinavie septentrionale et la Mer de Barents orientale. La prépondérance des circulations méridiennes de Sud ou des circulations zonales à haute latitude est donc manifeste ; elle résulte d'une fréquence très faible des anticyclones arctique et groenlandais, d'une fréquence plus élevée de l'anticyclone scandinave. Ce sont surtout les mois d'Octobre, Décembre et Janvier qui présentent les caractères les plus affirmés (Tableau II) : pressions très basses sur le Groenland, la Mer du Groenland, l'Arctique et l'Islande, pressions plus élevées sur la Mer de Barents et la Scandinavie. Les situations de Septembre, Novembre et Mars, moins caractéristiques, correspondent cependant également à des advections d'air d'origine méridionale. Seuls les mois de Février et Avril, avec des anomalies positives ou très faiblement négatives sur l'Arctique et le Groenland, connaissent des flux d'air arctique et parallèlement une progression notable des glaces.

Prépondérance des types de circulation méridienne de Sud et des advections d'air atlantique, températures douces, fréquence élevée des vents de Sud et Sud-Ouest, extension limitée des glaces marines ; prépondérance des circulations de Nord et de l'air arctique, basses températures, domination des vents de Nord-Est et grande extension des glaces marines. Les conditions de la circulation atmosphérique propres aux mers arctiques européennes sont particulièrement favorables à une covariation précise entre les températures et l'extension des glaces en hiver : les deux exemples de 1968-69 et 1972-73 en témoignent. A la variabilité des températures hivernales correspond très précisément celle des surfaces englacées, du moins à l'échelle des moyennes mensuelles et saisonnières. La covariation peut-elle être aussi étroite à l'échelle plus fine de la séquence ?

II - LES EFFETS DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE SUR L'EXTENSION DES GLACES AU COURS DE L'HIVER : QUELQUES EXEMPLES

1. LA PROGRESSION DES GLACES AU DEBUT DE LA SAISON FROIDE (EXEMPLE DE NOVEMBRE ET DECEMBRE 1973)

Les exemples de 1968-69 et 1972-73 ont souligné le rôle décisif des premiers mois de la saison froide (essentiellement Octobre, Novembre et Décembre) dans la définition des conditions d'englacement propres à chaque hiver. Les cartes bihebdomadaires des glaces de la mer de l'Institut Météorologique Norvégien permettent d'aller plus loin et de préciser dans quelles conditions s'effectue le passage progressif d'une situation estivale à une situation hivernale de la limite des glaces au cours de ces mois décisifs.

Le début de l'hiver 1973-74 est sensiblement plus froid que la moyenne : les anomalies négatives des températures sont surtout sensibles en Novembre ($-4,6^{\circ}$ à Bjørnøya, $-7,0^{\circ}$ à Hopen), moins marquées en Décembre ($-2,2^{\circ}$ et $-6,2^{\circ}$ respectivement) et Octobre ($-1,2^{\circ}$ et $-2,0^{\circ}$). Au début de Novembre, le 2, la limite des glaces se trouve dans une position "normale" d'automne : en Mer de Barents, elle se cantonne à 77° N dans le courant du Spitsberg oriental et 79° N plus à l'Est ; en Mer du Groenland elle reste loin à l'Ouest de l'île Jan Mayen (fig 119a). Pendant le mois de Novembre, on observe une progression presque continue des glaces jusqu'au maximum du

29 : la limite s'installe alors entre 74° et 76°N en Mer de Barents, et atteint la longitude de Jan Mayen en Mer du Groenland. En Décembre, on observe tout d'abord une régression (situation du 6/12) puis une stabilisation (17 et 28/12) de la banquise. Deux domaines s'individualisent nettement : la côte occidentale du Spitsberg d'une part, où la progression des glaces s'effectue du Sud vers le Nord, en Décembre, alors que la situation est stable en Mer de Barents ; au coeur de la Mer du Groenland, au Nord-Est de Jan Mayen, apparaît à la fin du mois une avancée caractéristique des glaces ("Odden" selon la terminologie norvégienne).

La figure 119b met graphiquement en parallèle les mouvements de la lisière des glaces en Mer de Barents et au coeur de la Mer du Groenland avec les types de circulation atmosphérique et les directions des vents observées pendant ces deux mois à Isfjord Radio, Bjørnøya et Jan Mayen :

- les circulations méridiennes de Nord accompagnées de basses températures et de vents de Nord généralement forts, dominant pendant la quasi totalité du mois de Novembre et une courte période, du 14 au 20 Décembre. A ce type de circulation correspond presque toujours une progression des glaces, par exemple du 30 Octobre au 8 Novembre, du 12 au 16 et du 19 au 29 Novembre, ainsi que du 13 au 20 Décembre.
- plus rares, les circulations méridiennes de Sud (7 et 8 Novembre, 2 et 3, 21 et 22 Décembre) se traduisent par un renversement des vents et une stabilisation ou un recul des glaces que les cartes signalent clairement entre le 8 et le 12 Novembre, le 2 et le 6 Décembre et après le 20 Décembre.
- les circulations zonales, particulièrement fréquentes en Décembre, et accompagnées de températures et de vents plus variables, se traduisent selon la durée des épisodes, et leur contexte, soit par un maintien de la progression lorsqu'elles ne marquent qu'une brève interruption de la circulation de Nord (fin Novembre), soit par une stabilisation (début Décembre) de la limite des glaces.

La progression générale des glaces du début de l'hiver apparaît donc dans le détail comme le résultat d'une alternance d'avancées, de reculs ou de périodes de stabilité dont le parallélisme avec la succession des types de circulation atmosphérique est remarquable. La correspondance

entre mouvements de la limite des glaces et types de circulation paraît plus précise en Mer de Barents qu'en Mer du Groenland où, dans deux secteurs au moins, les facteurs hydrologiques et atmosphériques se combinent de façon complexe pour expliquer la situation des glaces : ce sont la côte occidentale du Spitsberg et les parages de Jan Mayen. Les variations enregistrées dans ces secteurs n'influent toutefois que de façon mineure sur les surfaces englacées de l'ensemble des mers arctiques européennes.

Le parallélisme entre le mouvement des glaces et les types de circulation explique également les caractères et la durée de l'englacement à proximité des diverses stations météorologiques :

- la présence de la banquise, ordinairement précoce (fin Octobre en 1973) et durable autour de l'île Hopen, peut être cependant fortement retardée lorsque l'automne est doux, dominé par les circulations de Sud comme en 1972-73.
- à Bjørnøya, la présence des glaces est un phénomène épisodique, qui correspond au développement d'une avancée des glaces vers le Sud, le long du courant froid de l'île aux Ours ("Bjørnøyodden") en rapport avec les séquences de circulation méridienne de Nord. C'est ce que l'on observe du 25 Novembre au 2 Décembre et du 16 au 25 Décembre 1973 (fig 119b).
- sur la côte occidentale du Spitsberg, à la latitude d'Isfjord Radio, l'apparition des glaces marines est en général tardive. Les eaux tièdes du courant du Spitsberg occidental interdisent la formation locale de glaces, sauf dans les fjords. L'englacement résulte d'un mouvement du Sud vers le Nord de floes ayant doublé le Sørkapp (Cap Sud) du Spitsberg et repris dans le courant côtier plus froid qui longe la côte sur une largeur très limitée. Ce mouvement particulier des glaces peut être observé entre le 6 et le 28 Décembre 1973 (fig 119a), et sur le cliché du satellite ESSA d'Avril 1972 (Annexe IV). L'extension des glaces au Spitsberg occidental nécessite tout d'abord le développement de "Bjørnøyodden" vers le Sud, par circulation de Nord, puis un reflux vers le Nord par circulation zonale ou méridienne de Sud comme en Décembre 1973. Certaines années, c'est le cas de 1972-73, la banquise peut rester totalement absente au Spitsberg occidental, lorsque la prépondérance des circulations de Sud ne permet pas l'extension des glaces, en Mer de Barents, au-delà de la latitude du Sørkapp (cf. fig 118a).

- à Jan Mayen, les conditions de l'englacement sont particulièrement délicates à définir. Si l'on excepte les hivers très faiblement englacés (1972-73) la limite des glaces se stabilise en effet à proximité de l'île à la fin de Novembre sous l'effet d'un front hydrologique entre l'eau polaire du courant du Groenland oriental et l'eau atlantique. Ce front particulièrement mouvant subit les effets combinés de facteurs atmosphériques et hydrologiques. L'exemple de Mars 1973 permettra d'en approcher la complexité.

2. AVANCEES ET RECULS DE LA LISIERE DES GLACES AU COEUR DE L'HIVER (JANVIER 1971 et JANVIER 1974)

Le régime saisonnier moyen de l'englacement, défini au chapitre précédent, fait apparaître un long palier dans l'extension des glaces de Janvier à Avril, après la mise en place des conditions hivernales au cours des mois qui précèdent. La stabilité de la limite des glaces au coeur et à la fin de l'hiver n'est cependant qu'apparente et l'on observe fréquemment des avancées ou des reculs importants qui viennent troubler le régime moyen, particulièrement pendant les hivers doux.

- La fin de Décembre 1970 et le mois de Janvier 1971 constituent une longue séquence froide, à peine entrecoupée de très brefs redoux, sensibles d'ailleurs uniquement aux stations les plus méridionales, Jan Mayen et Bjørnøya. Les caractères de Janvier 1971 (moyennes mensuelles inférieures de 6 à 10°C à la moyenne trentenaire, prédominance des vents de Nord et Nord-Est, circulation de Nord persistante) ont été précisément décrits au Chapitre V. Le froid persistant, qui s'explique par la présence quasi-continue d'un anticyclone bien développé sur le Groenland et surtout d'une profonde dépression sur la Mer de Kara, dure en réalité du 18 Décembre à la fin de Janvier et ne connaît qu'une véritable interruption, très courte, du 20 au 24 Janvier, avec une brève période de renversement des vents.

Durant cette longue séquence froide, l'évolution de la limite des glaces peut être observée dans trois secteurs distincts (fig 120). A l'Ouest, dans le courant froid du Groenland oriental, la progression des glaces suit de très près l'établissement de la circulation de Nord fin Décembre, sous la forme d'une onde qui étend progressivement (du 17/12 au 29/12 et au 7/1) la surface englacée vers le Sud jusqu'à Jan Mayen. Mais dès le début

de Janvier la situation est stabilisée, la limite des glaces est établie le long du méridien de Jan Mayen et ne connaît plus que de faibles oscillations. Deux facteurs peuvent expliquer cette limite à la progression des glaces vers l'Est : la présence du front hydrologique entre l'eau polaire du courant du Groenland oriental et l'eau atlantique du courant Nord-Atlantique d'une part, l'accélération de la dérive des glaces dans le courant du Groenland oriental vers le Détroit de Danemark sous l'effet des vents de Nord d'autre part. A l'Est, en Mer de Barents, la progression des glaces est plus lente, mieux répartie sur l'ensemble de la séquence ; le maximum est atteint le 14 Janvier près de l'Ile aux Ours, le 19 au centre de la mer, à la fin du mois seulement plus à l'Est. Cette progression des glaces dessine deux avancées caractéristiques de la limite des glaces, l'une le long du courant froid de l'Ile aux Ours ("Bjørnøyodden"), l'autre au niveau du 40e méridien Est ("Nordostodden") dans une région où les vents de Nord favorisent l'expansion de l'eau polaire. L'évolution est plus surprenante le long du Spitsberg occidental. Le "golfe" d'eau libre qui le borde ne se rétrécit pas durant cette période très froide ; on observe au contraire un recul de la lisière des glaces vers le Nord, au-delà de 80°N, pendant la première quinzaine de Janvier, la plus froide. L'explication du phénomène est délicate : pourrait-on invoquer une poussée des eaux tièdes de la dérive Nord-Atlantique en compensation d'une accélération du courant froid du Groenland oriental sous l'effet de la circulation de Nord ? La violence des vents de Nord-Est interdit, pendant une grande partie de la séquence, la présence de la banquise le long de la côte Ouest du Spitsberg, à l'exception de la banquette côtière signalée par l'observateur d'Isfjord Radio. Les glaces à peine formées (les températures restent inférieures à -20°C) sont évacuées au large par les vents de Nord-Est, vers les eaux tièdes du courant du Spitsberg occidental. Ce n'est que tardivement, suite au renversement de la circulation atmosphérique du 20 au 24 Janvier que l'on peut constater (fig 120) la remontée des glaces venues de la région située entre le Sørkapp et l'Ile aux Ours et l'installation de la banquise dans ce secteur. Pour cette côte occidentale du Spitsberg tout au moins, il est donc nécessaire de nuancer l'assimilation trop simple entre circulation de Nord et progression des glaces.

- Le mois de Janvier 1974 offre l'exemple inverse. Il se distingue par des températures très sensiblement supérieures à la moyenne (+4,9° à Bjørnøya et +7° à Hopen) qui correspondent à une intense activité perturbée selon des

voies méridiennes, de l'Islande vers l'Arctique central. La circulation méridienne de Sud, liée à la présence durable de hautes pressions sur le Nord-Est de l'Europe (cf. Chapitre V), ne se relâche, après son établissement le 7 Janvier, que pour un court épisode froid de Nord entre le 18 et le 24 Janvier.

Le retrait des glaces, pendant cette longue période douce, où prédominent les vents de Sud, concerne la Mer du Groenland comme la mer de Barents (fig 121). A l'Ouest d'est le vaste espace compris entre 0 et 15°W, entre Jan Mayen et 76°N, qui se trouve progressivement libéré des glaces. En Mer de Barents, on observe la disparition de Bjørnøydøden ; le recul de la lisière des glaces marque une pause du 18 au 24 Janvier, lorsque la circulation s'inverse provisoirement, mais s'accélère pendant la fin du mois, lorsque le flux de Sud se renforce. Le long du Spitsberg occidental on observe tout d'abord un retrait sensible des glaces entre le 7 et le 14 Janvier : les vents sont alors de Sud-Ouest ; ils correspondent à une circulation perturbée qui joint l'Islande au Spitsberg et à l'Arctique (type IIIa). Mais la banquise progresse ensuite à nouveau, ce qui semble correspondre à la dérive vers le Nord des floes qui constituaient auparavant le saillant de l'Ile aux Ours, alors que les vents dominants ont tourné au Sud-Est. Dans cet exemple, comme dans le précédent, ce secteur du Spitsberg occidental s'individualise, dans un mouvement général de recul des glaces lié à la circulation méridienne de Sud.

3. UNE REPARTITION REMARQUABLE DES GLACES A LA FIN DE L'HIVER (MARS 1973)

La fin de l'hiver (mois de Mars et d'Avril) ne connaît plus guère de grandes variations de l'étendue englacée. Mais, en liaison avec un affaiblissement sensible des gradients de pression atmosphérique, le tracé de la limite des glaces se complique fréquemment sous l'effet des facteurs hydrologiques dont le poids se trouve renforcé. C'est le cas en Mars 1973 (fig 122a). Le contexte général a été précédemment décrit (cf. I.3) : l'extension des glaces est extrêmement faible, à la suite d'un hiver doux, entièrement dominé par les types de circulation méridienne de Sud et une intense activité des perturbations, à la seule exception du mois de Février. A la fin de Février et au début de Mars apparaissent deux figures caractéristiques du tracé de la limite des glaces :

- la première est l'extension vers l'Ile aux Ours des glaces de la Mer de Barents que les Norvégiens appellent Bjørnøyodden. Il s'agit d'une figure très courante que nous avons déjà signalée à plusieurs reprises, par exemple en Janvier 1971 et 1974. Elle correspond à la présence du courant froid de l'Ile aux Ours et son développement est facilité par les types de circulation de Nord, que l'on observe dans ce cas à la fin de Février. L'originalité de cet exemple de Mars 1973 provient de l'étroitesse de la langue de glaces marines, résultat de l'extension très limitée de la banquise en Mers de Barents.

- en Mer du Groenland, une extension similaire au Nord-Est de Jan Mayen, isolant partiellement de l'Atlantique un vaste golfe d'eau libre ("Nordbukta"), est appelé Odden par les navigateurs. Cette figure récurrente de la limite des glaces se produit ordinairement en fin d'hiver (Mars) mais n'est pas présente tous les ans. T.E. VINJE (1977 et 1980) la signale et l'étudie surtout pour des années de fort englacement (1854, 1970, 1979) lorsque son développement vers l'Est est très important (jusqu'à 12°E en 1854) et aboutit parfois à la séparation complète d'un très vaste champ de glace de la banquise du Groenland oriental qui lui a donné naissance (1979). Mais elle peut être également observée certaines années peu englacées comme 1973. Le rôle du courant de Jan Mayen, qui dessine en Mer du Groenland un tourbillon cyclonique entre les deux grands courant opposés du Groenland oriental et du Spitsberg occidental, est évident ; mais il semble nécessaire de faire intervenir l'influence d'une situation atmosphérique favorable pour expliquer cette situation particulière. Le premier trait en est un affaiblissement relatif des vents sur la Mer du Groenland. Entre le 20 Février et le 15 Mars 1973, la vitesse moyenne des vents à la station de Jan Mayen n'est que de 3,9 Beaufort (la "normale" est 4,4B). Les isobares de Mars 1973 (fig 122b) font apparaître une sensible régression vers le Sud-Ouest du Minimum d'Islande. BJØRNSSON (1969) signale qu'une telle situation se traduit ordinairement par le ralentissement de la dérive des glaces dans le Détroit de Danemark entre l'Islande et le Groenland. Inversement, on voit apparaître un noyau de basses pressions sur la Mer de Norvège septentrionale, au Sud-Ouest de l'Ile aux Ours, qui correspond au stationnement de plusieurs dépressions mobiles pendant la première moitié du mois de Mars. La disposition "en croix" des isobares qui en résulte au-dessus de Jan Mayen est caractéristique. On la retrouve dans tous les cas récents de développement de "Odden" ; elle constitue une condi-

tion nécessaire, outre les phénomènes hydrologiques constants, à la divergence du mouvement des glaces à proximité de Jan Mayen.

Cet exemple de Mars 1973 constitue, en plus de son intérêt propre, une approche plus précise des causes des variations de l'extension et de la limite des glaces en Mer du Groenland. Nous avons précédemment signalé que ces variations sont complexes et moins directement liées aux types de circulation définis pour la région du Svalbard que celles que l'on observe en Mer de Barents. En effet, c'est en terme de budget, avec entrées (importance de la dérive dans le détroit situé entre Spitsberg et Groenland) et sorties (exportation de glaces par le Détroit de Danemark), qu'il faut envisager les variations de l'étendue englacée dans la région de l'Ile Jan Mayen. Les entrées sont liées de façon très directe aux types de circulation que nous avons définis, en rapport surtout avec la présence ou l'absence de l'anticyclone groenlandais. Les sorties, c'est-à-dire l'intensité de la dérive dans le Détroit de Danemark, sont plus dépendantes de la position et de l'activité du Minimum d'Islande, c'est-à-dire des processus plus méridionaux. Le type de circulation Ia (cf. Chapitre V et fig 78) qui résulte de hautes pressions généralisées sur le Groenland, la Mer du Groenland mais aussi l'Islande, est de très loin le plus favorable à l'accumulation des glaces marines en Mer du Groenland. C'est à la persistance de telles situations que R.M. SANDERSON (1971) attribue l'extension remarquable des glaces observée en Avril 1968 dans la région de Jan Mayen et sur les côtes septentrionales de l'Islande. Au contraire le type de circulation Ib (fig 78) qui favorise une dérive des glaces rapide tant au Nord (80°N) qu'au Sud ($65-70^{\circ}\text{N}$) du courant du Groenland oriental ne permet pas une telle extension de la banquise. Ainsi se trouvent expliqués les différences parfois importantes entre les tendances de l'englacement observées en Mer de Barents et en Mer du Groenland, de part et d'autre de l'archipel du Svalbard.

4. L'IMPORTANCE RESPECTIVE DES FACTEURS HYDROLOGIQUES ET ATMOSPHERIQUES

Nous avons jusqu'ici tenu compte des facteurs hydrologiques pour expliquer la répartition des glaces et le tracé de la limite dans les mers arctiques européennes, mais c'est aux facteurs climatiques (températures vents, circulation atmosphérique) que nous en avons attribué les variations

interannuelles ou à l'intérieur d'une même saison froide. Ne pourrait-on cependant attribuer certaines de ces variations aux seuls facteurs hydrologiques, et en particulier à des modifications du débit des principaux courants marins, chauds ou froids, dont les océanographes signalent l'existence (AAGAARD et COACHMAN 1977) ? La réponse est difficile : ces variations du débit des courants marins sont mal connues, du moins au niveau de précision qui serait nécessaire, et elles ne sont pas, loin de là, indépendantes des variations de la circulation atmosphérique. Il en existe cependant des indices :

- les cartes de la limite des glaces établies à l'aide des images radiométriques du satellite Nimbus 5 pour Décembre 1972 (P. GLOERSEN 1974), font apparaître une brutale extension de la mer libre au Nord de l'archipel du Svalbard, jusqu'à près de 83°N (fig 123) : une surface de plus de 125000 km² se trouve ainsi libérée de glaces entre le 22 Novembre et le 15 Décembre, puis à nouveau englacée entre le 16 Décembre et le 4 Janvier. Ni l'évolution des températures, ni celle des vents et donc de la circulation atmosphérique (fig 123) ne peuvent expliquer ce phénomène, dont les conséquences sont sans doute très importantes sur le bilan radiatif de la région. C'est donc à un brusque changement des conditions océanographiques, sans doute à un afflux d'eaux tièdes d'origine atlantique dans le courant du Spitsberg occidental, qu'il faut faire appel. T.E. VINJE (1977), qui cite cet exemple, pense qu'il ne s'agit pas d'un phénomène exceptionnel.

Cependant seuls des secteurs limités, à l'échelle qui est la nôtre, peuvent être le théâtre de telles interventions. Durant la saison froide, la circulation atmosphérique conserve un rôle prédominant dans l'explication des variations de l'englacement, qui résulte de la concordance entre les circulations méridiennes de Nord, les basses températures et les vents de secteur Nord-Est accélérant la dérive, ou à l'inverse entre les circulations de Sud, les températures très douces et les vents de Sud-Ouest. Malgré un effet de persistance d'une année sur l'autre, la variabilité des surfaces englacées est donc un reflet de celles des températures hivernales. Il ne peut en être de même en été, lorsque les contrastes thermiques s'atténuent, et que la simplicité des mécanismes de la circulation atmosphérique disparaît.

III - LES FACTEURS CLIMATIQUES ET L'EXTENSION DES GLACES MARINES EN ETE

1. LES VARIATIONS INTERANNUELLES DE L'EXTENSION DES GLACES ET CELLES DU CLIMAT

La mise en évidence de corrélations entre l'extension minimale des glaces, relevée à la fin de l'été, et les températures estivales, exprimées en jours-degrés au-dessus de 0°C, se heurte à des difficultés plus importantes encore que pour l'hiver :

- la variabilité interannuelle de l'extension des glaces est sensiblement plus faible, sans être autant négligeable, à la fin de l'été qu'au mois de Mars. Les deux années extrêmes mises à part (1968 et 1972), les différences résident plus dans la répartition des glaces que dans les surfaces englacées, telles que l'on peut les mesurer. Il y a souvent compensation entre les variations interannuelles observées en Mer de Barents et en Mer du Groenland. En 1973 et 1974 par exemple, l'englacement global des mers arctiques européennes est resté sensiblement le même, mais l'étendue de la banquise a atteint un minimum en 1973 à l'Est du Svalbard et en 1974 à l'Ouest de celui-ci (cf. fig 111). Cette absence de synchronisme peut être rapproché des coefficients de covariation plus faibles entre les températures estivales qu'entre celles de l'hiver (cf. Chapitre III).

- à quel moment doit-on situer le minimum d'englacement estival ? En hiver, le choix de Mars représentait une moyenne entre le maximum de Février observé en Mer du Groenland et celui d'Avril de la Mer de Barents ; deux hivers seulement sur les dix étudiés échappaient à ce choix moyen. En été, le minimum, en Mer du Groenland comme en Mer de Barents, se situe, à égalité de fréquence, à la fin Août ou à la fin Septembre. Selon les années en effet, Septembre se présente comme un mois d'été (le retrait des glaces s'y poursuit) ou comme un mois d'automne (la progression des glaces commence au cours de ce mois).

Malgré ces difficultés, une corrélation tout à fait significative (le coefficient atteint une valeur de -0,78) peut être mise en évidence entre les températures estivales (Juin à Septembre inclus) à la station de Hopen et l'extension des glaces à la fin de l'été (fig 113b). Mais plusieurs remarques s'imposent immédiatement :

.../

- parmi les 10 années (1967 à 1976) qui constituent l'échantillon, deux expliquent à elles seules la valeur élevée du coefficient de corrélation, celles de 1968 et 1972. Si l'on élimine ces deux années extrêmes, la corrélation fait place à une quasi-indépendance entre les deux variables.

- la corrélation est satisfaisante dans cet exemple, où la limite de l'été a été placée à la fin de Septembre. Si l'on calcule par contre la corrélation entre les températures enregistrées de Juin à Août et l'extension des glaces à la fin Août, le coefficient prend une valeur sensiblement inférieure au seuil de signification (-0,5).

- la corrélation est beaucoup plus précise entre l'extension des glaces et les températures enregistrées à Hopen qu'avec celles de Bjørnøya ou Isfjord Radio. Cela peut être expliqué par la situation qu'occupe cette station par rapport à la limite des glaces : en 1972, l'île Hopen s'est trouvée libérée de la banquise dès la fin Juin et l'est restée jusqu'en Décembre, bien au-delà des limites de l'été ; en 1968, elle ne s'est trouvée en mer libre que moins d'un mois (Août) et jamais à plus de quelques dizaines de km de la limite des glaces. La valeur élevée du coefficient de corrélation pour Hopen résulterait donc de l'absence (1972) ou de la présence prolongée (1968) des glaces marines dont les effets sur le bilan radiatif et les températures ont été signalés au chapitre VI ; ces effets ne sont pas sensibles à Isfjord Radio et Bjørnøya, toujours éloignés de la limite des glaces en été, quelle que soit la fraîcheur de celui-ci.

Si l'on excepte le cas des années extrêmes qui nécessite une attention particulière, il n'existe pas de véritable covariation entre les températures estivales et l'extension minimale des glaces à la fin de la saison. Les variations des températures, comme celles de l'extension des glaces, sont trop faibles pour ne pas subir l'action de facteurs locaux autant que les effets d'une circulation atmosphérique aux caractères moins affirmés qu'en hiver ; cette action de de facteurs locaux est sensible dans l'apparent désordre des variations thermiques aux diverses stations, ou des mouvements de la limite des glaces dans les différents secteurs des mers arctiques européennes.

L'absence de corrélation est beaucoup plus nette encore entre les variations de l'extension des glaces et celles du régime des vents d'été.

Les roses des vents des dix étés (1967 à 1976) ne présentent pas de variations significatives qui puissent être associées à celles des températures et de l'englacement : celles de 1968 et 1972 sont même étonnamment semblables et le rapport entre les fréquences des vents des secteurs Nord-Est et Sud-Ouest est le même dans les deux cas (fig 116). Cette absence de corrélation doit être rapprochée de la faiblesse des écarts que manifestent les températures selon la direction des vents en été (cf chapitre IV); rappelons également que la vitesse moyenne des vents est en été sensiblement plus faible qu'en hiver. L'influence des vents sur la dérive des glaces est peu sensible, et laisse donc un rôle plus décisif aux phénomènes hydrologiques.

Les résultats obtenus avec les températures et les vents laissent présager de liens plus lâches et sans doute plus complexes entre l'extension des glaces et la circulation atmosphérique durant l'été que durant la saison froide. Ces liens apparaissent cependant clairement dans le cas des deux saisons extrêmes, 1968 et 1972.

L'Eté 1968 sépare deux saisons froides présentant des conditions d'englacement particulièrement sévères. A la fin du mois d'Août, d'importantes étendues d'un pack très dense (la concentration dépasse partout 7/10), constitué surtout de vieille glace originaire de l'Arctique central (les cartes des glaces signalent la présence de hummocks) subsistent en Mer de Barents jusqu'à près de 77°N, et sur une largeur de près de 300 km en Mer du Groenland au Nord du 72e parallèle (fig 124a). Ce maintien de vastes surfaces englacées coïncide avec des anomalies négatives des températures très importantes pour l'été : 2° au-dessous des "normales" en Mai et Septembre, 1° en Juin et Juillet, très légèrement moins en Août à Bjørnøya (Tableau III). Le plus remarquable est la persistance des anomalies négatives, très rare en été, à laquelle on peut associer la lenteur du retrait des glaces (fig 124a) :

- la situation de départ, celle de fin Avril, constitue déjà l'héritage d'un hiver fortement englacé.
- en Mer du Groenland, la limite des glaces ne présente que des variations de détail, sans retrait véritable, entre la fin Avril et celle de Juillet, où l'île de Jan Mayen se trouve encore entourée par une banquise de densité moyenne. Le retrait d'Août, assez rapide, se limite aux latitudes inférieures

TABLEAU III - ANOMALIES DES TEMPERATURES ET DES PRESSIONS
ETE 1968

		Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre
Températures (°C)	Bjørnøya	-2,3	-1,3	-1,0	-0,8	-2,0
	Isfjord Radio	-1,1	-1,2	-1,1	-0,5	-2,1
	Hopen	-1,8	-0,3	-0,7	-1,6	-1,5

Pressions (mb)	Pôle	+1,0	-1,6	+5,4	+0,7	+1,9
	Groenland	+1,9	-2,1	+2,1	-1,9	+6,2
	Mer du Groenl.	+2,7	-2,5	+4,3	-2,1	+8,4
	Mer de Barents	-0,7	-5,0	+1,1	-3,9	+6,5
	Islande	+7,2	-2,6	+8,8	+2,9	+3,1
	Scandinavie	+1,1	-0,7	+6,2	+3,6	+7,7

TABLEAU IV - ANOMALIES DES TEMPERATURES ET DES PRESSIONS
ETE 1972

		Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre
Températures (°C)	Bjørnøya	+0,5	+1,9	+1,8	+1,4	+1,2
	Isfjord Radio	+0,8	+1,7	+0,5	+0,7	+1,8
	Hopen	+0,6	+1,4	+1,3	+1,6	+2,1

Pressions (mb)	Pôle	+1,2	+2,1	-0,7	-2,3	+3,6
	Groenland	-2,9	-2,6	-1,0	-3,9	-0,4
	Mer du Groenl.	+0,9	-0,8	-0,9	-5,3	-0,2
	Mer de Barents	+2,0	+9,3	+2,0	-2,5	+4,0
	Islande	-3,9	-7,8	-2,4	-0,6	+7,0
	Scandinavie	+2,4	+1,1	+6,7	+3,3	+4,5

à 72°N et Septembre marque une nouvelle progression des glaces.

- en Mer de Barents, le recul des glaces est nul ou très faible en Mai et Juin. En Juillet il se limite à l'ouverture d'un "couloir", non pas de mer libre mais de pack plus lâche, vers la Terre de François-Joseph et seul le mois d'Août connaît un véritable recul. La limite des glaces progresse à nouveau jusqu'à 75°N dès Septembre.

Le caractère exceptionnel de cet été 1968 résulte donc surtout du retard apporté, en Mai, Juin et Juillet au recul de la banquise et de la précocité de la progression de l'automne ; le véritable été se limite au seul mois d'Août. Existe-t'il une correspondance entre les particularités des températures et de l'englacement et celles de la circulation atmosphérique ?

La carte des anomalies de la pression atmosphérique pour la saison toute entière (fig 124b) signale des pressions supérieures à la moyenne sur une grande partie de notre domaine, particulièrement le Groenland et la Mer du Groenland, la Mer de Norvège et l'Islande ; elles traduisent surtout une grande faiblesse de l'activité des perturbations originaires de l'Atlantique. Par contre, les anomalies négatives des Mers de Barents et Kara suggèrent la fréquence dans ce secteur de dépansions fixes qui induisent une circulation de Nord très comparable à celle qui a été décrite pour le mois de Juillet 1970 (cf. Chapitre VI). Cette persistance des dépansions apparaît liée à la stagnation d'une goutte froide d'altitude. Une étude plus détaillée, mois par mois, des conditions de la circulation atmosphérique et des anomalies de la pression (Tableau III) fait apparaître que ce sont les mois de Mai, Juin et Juillet qui connaissent surtout cette prédominance de la circulation de Nord ; celle-ci s'atténue en Août. En Septembre, l'établissement de hautes pressions généralisées sur l'Arctique européen annonce les caractères de l'hiver 1968-69 précédemment étudié.

L'Eté 1972 présente les caractères d'une saison constamment plus chaude que la moyenne, avec des anomalies thermiques comprises entre 1 et 2°c pour les 4 mois de Juin à Septembre ; le mois de Mai n'est que légèrement plus doux que la normale (Tableau IV). De Juillet à Septembre, la limite des glaces s'établit à la latitude particulièrement élevée de 82°N, au Nord des archipels du Svalbard et de la Terre François-Joseph ; en Mer du Groenland

les glaces du courant froid du Groenland oriental se limitent à 75°N (fig 125a). Cette situation est propre à l'été ; elle ne peut être considérée comme dans le cas précédent comme l'héritage de l'hiver. L'été 1972 annonce au contraire l'hiver exceptionnel de 1972-73. Ce sont surtout les mois de Juin et de Juillet qui sont à l'origine de cette situation estivale remarquable :

- l'englacement est légèrement supérieur à la normale en Avril 1972 ; le retrait des glaces est tout à fait limité en Mai, sauf en Mer du Groenland centrale.
- en Juin et Juillet, le recul de la limite des glaces, concerne la totalité de la Mer de Barents, la majeure partie de la Mer du Groenland ; l'ouverture en Juin de vastes polynies au Sud de l'archipel François-Joseph et au Nord-Est du Svalbard favorise le retrait des glaces en Juillet.
- on n'observe plus ensuite que des variations de détail en Août et Septembre ; les conditions exceptionnelles de l'englacement pendant cet été 1972 durent donc plus de deux mois.

Les anomalies de la pression atmosphérique pour l'ensemble de l'été (Juin à Septembre inclus) signalent clairement une fréquence particulièrement élevée des circulations de Sud-Ouest, avec un grand nombre de perturbations parcourant la Mer du Groenland, de l'Islande vers l'Arctique central : les pressions sont inférieures à la moyenne sur l'ensemble des régions situées à l'Ouest du méridien 5°E, et supérieures à l'Est (fig 125b). Ce sont surtout Juin et Juillet qui présentent les caractères les plus accusés : pressions très faibles sur l'Islande, le Groenland et la Mer du Groenland, très élevées au contraire sur la Mer de Barents (Tableau IV). En Juin, un anticyclone stable et durable, qui correspond à une ondulation du flux d'altitude, est centré sur la Nouvelle-Zemble ; en Juillet (ce mois a été décrit au chapitre VI), c'est tout le Nord de l'Eurasie qui se trouve sous l'influence de hautes pressions durables. En Août et Septembre, la prépondérance des circulations de Sud-Ouest est moins accusée.

Les étés de 1968 et 1972 offrent donc deux exemples opposés de la concordance entre des conditions extrêmes d'englacement estival dans les mers arctiques européennes et la persistance sur toute une saison d'un type

de circulation atmosphérique méridienne, de Nord ou de Sud. Mais à la différence de l'hiver, de tels cas de persistance sont rares en été, qui se caractérise ordinairement par la faiblesse et la mobilité des centres d'action. Il faut ajouter à cela que les écarts des températures selon les types de circulation restent limités et que l'influence des vents sur la dérive des glaces est inférieure à celle que l'on observe en hiver, en raison des vitesses plus faibles. Mis à part ces deux exemples, il est donc bien difficile de faire apparaître le parallélisme entre les types de circulation et les mouvements de la limite des glaces, à l'échelle de la variabilité interannuelle comme à celle de la séquence.

2. DIVERS ASPECTS DU RETRAIT ESTIVAL DES GLACES EN FONCTION DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE

L'étude détaillée, à l'aide des cartes bihebdomadaires des glaces, de séquences de la circulation atmosphérique et de l'évolution des glaces marines en saison froide, a mis en évidence l'existence de reculs importants (exemple de Janvier 1974) qui rompent le rythme saisonnier normal. Rien de semblable durant l'été ; tout au plus peut-on faire apparaître des nuances dans la rapidité et les modalités d'un retrait des glaces ininterrompu jusqu'au mois d'Août. Ensuite, surtout en Septembre, le mouvement peut se poursuivre ou s'inverser selon la fréquence de tel ou tel type de circulation. Trois exemples permettent de saisir l'influence de la circulation atmosphérique sur le retrait des glaces.

Juillet 1973 a été décrit (Chapitre VI) comme un mois sensiblement plus chaud que la normale ; les écarts des températures aux moyennes de la période 1946-75 sont cependant très contrastés : + 0,3° à Isfjord Radio, mais + 2,1° à Bjørnøya et Hopen. Cela correspond à une fréquence élevée des circulations de Sud-Ouest et de Sud et à deux "vagues de chaleur" (advections d'air continental) qui affectent surtout Bjørnøya et Hopen, ignorant Isfjord Radio. La prépondérance des vents du secteur Sud-Ouest (fig 126) traduit précisément les particularités de la circulation atmosphérique durant ce mois. Une analyse plus précise permet en fait de subdiviser ce mois :

- du 1er au 14 Juillet, les vents soufflent constamment de Sud-Ouest, les températures restent supérieures à la moyenne, avec une hausse brutale et

et de courte durée les 8 et 9. Les perturbations originaires de l'Atlantique sont fréquentes ; une seule, celle du 8 Juillet, prend une direction plus méridienne et explique l'advection d'un air continental plus chaud.

- du 15 au 24 Juillet, les vents de Nord et Nord-Est prédominent. Les températures, particulièrement les minima quotidiens, sont plus basses dans l'ensemble, ce qui n'exclut pas, surtout à Isfjord Radio, quelques maxima élevés lors des journées ensoleillées. Des anticyclones peu marqués et mobiles affectent la Mer du Groenland, cependant que les perturbations venues du Sud suivent un trajet plus oriental à l'exception de celle, très active, des 19 et 20 Juillet.

- la fin du mois marque un retour aux circulations de Sud-Ouest, avec des températures moyennes ou élevées.

L'évolution de l'englacement est caractéristique d'un été "chaud" : en Mer de Barents, la limite des glaces, en position déjà très septentrionale à la fin de Juin (77°N), se retire durant le mois de Juillet jusqu'à plus de 80°N , au-delà du Svalbard et de l'archipel François-Joseph ; en Mer du Groenland la limite ne présente par contre que des variations de détail (fig 126). Mais il est possible de constater un certain nombre de coïncidences entre l'évolution de l'englacement et les séquences du temps qui ont été distinguées auparavant :

- le début du mois, entre le 29 Juin et le 10 Juillet, montre un rapide recul des glaces vers le Nord en Mer de Barents : la limite passe du 77^e parallèle au 79^e, un couloir de mer libre, préfiguré au début du mois par une vaste polynie, s'ouvre vers la Terre de François-Joseph. Même en Mer du Groenland on remarque un mouvement, localisé certes, de la limite des glaces vers l'Ouest.

- tout le milieu du mois, du 10 au 19 Juillet, qui correspond partiellement à la période de vents de Nord-Est, correspond à une stabilisation de l'englacement ; les différences sont minimales entre les limites du 10 et du 19 Juillet.

- la fin du mois marque une sensible reprise du recul à l'Est et au Nord du Svalbard : du 19 au 30 Juillet, la totalité de la Mer de Barents se trouve dégarnie de glaces, et le 2 Août la limite des glaces se fixe à 81°N ,

au-delà des côtes du Svalbard, dont la circumnavigation devient possible. On n'observe par contre pas de véritable changement en Mer du Groenland.

Le parallélisme entre l'évolution du temps et celle de l'englacement reste donc approximatif et n'a pas la netteté des exemples hivernaux ; la limite des glaces présente en outre un tracé extrêmement sinueux qui rend difficile l'appréciation du mouvement général.

Juillet 1975 est un mois froid aux stations de Hopen et Bjørnøya : les températures présentent un écart de $-0,7^{\circ}$ et $-1,1^{\circ}$ respectivement par rapport à la normale ; la part des vents de Nord ou Nord-Est sur les roses des vents est très élevée (fig 127a). Les températures sont par contre proches de la normale à Isfjord Radio. La présence quasi-continue de dépressions peu mobiles, associées à une nébulosité constamment élevée, sauf à Isfjord Radio, sont les traits les plus remarquables d'un été frais et médiocre. C'est la fréquence des temps dépressionnaires qui transparaît sur la carte des anomalies de la pression (fig 127b). La fin du mois, à partir du 25, constitue une exception : une circulation de Sud puis de Sud-Ouest s'établit, les températures s'élèvent au-dessus de 10°C à Bjørnøya et Isfjord Radio puis restent assez élevées tandis que les vents se maintiennent au Sud-Sud-Ouest.

L'évolution de l'englacement en Mer de Barents suit assez précisément celle du temps. En Mer du Groenland par contre l'englacement reste constant. Au début de Juillet, l'extension de la banquise est encore très importante le long du Svalbard oriental (fig 127a), et l'île Hopen reste entourée par le pack. Le recul est extrêmement limité pendant les deux premières décades du mois qui sont les plus froides, et pendant lesquelles dominent les vents de Nord-Est. Après le 21 Juillet, avec l'établissement de la circulation méridienne de Sud, le retrait s'accélère avec l'ouverture d'un chenal de mer libre entre la Mer de Barents et les polynies, curieusement développées au Nord de la Terre du Nord-Est (Svalbard) et de l'archipel de François-Joseph. Il en résulte une répartition des glaces tout à fait originale que T.E. VINJE (1975) associe expressément à la période durable de dépressions fixes sur la région. ..

Les caractères particuliers de Juillet 1979 ont été décrits au Chapitre VI, et plus particulièrement ceux de la période chaude qui lui donne

son caractère : températures durablement élevées, sauf à Hopen, ensoleillement très important et nébulosité faible, fréquence exceptionnelle des calmes et des vents faibles. L'originalité de la circulation atmosphérique durant ce mois résulte de la présence d'un anticyclone durable centré sur la Nouvelle-Zemble qui induit sur les mers de Barents et du Groenland un flux lent d'air de Sud-Est, d'origine continentale (fig 128b).

L'extension des glaces en Mer de Barents est extrêmement importante au début du mois (fig 128a) ; elle est plus proche de la normale en Mer du Groenland. Il y a là le résultat d'un hiver et d'un printemps particulièrement froids : tous les mois, de Septembre 1978 à Juin 1979, ont présenté des températures inférieures aux moyennes de la période 1946-79, et tout particulièrement Avril, Mai et Juin. Dans quelle mesure peut-on évoquer un lien entre l'importance des surfaces englacées de la Mer de Barents et la présence durable de l'anticyclone centré sur la Nouvelle-Zemble en Juillet? Seule l'analyse de sondages aérologiques des stations soviétiques du littoral de Nouvelle-Zemble permettrait de répondre.

Durant ce mois de Juillet particulièrement chaud, le recul des glaces est rapide : on passe de l'extension exceptionnelle du 2 Juillet (fig 128a) à une situation assez proche de la normale à la fin du mois ; le recul se poursuit en Août et Septembre pour aboutir à une position extrêmement septentrionale de la limite des glaces, qui se trouve, à la fin de l'été, au-delà de 83°N, tandis que le Groenland oriental est bordé par la mer libre jusqu'à 75°N. Ce retrait des glaces prend un aspect très particulier qui n'apparaît qu'imparfaitement sur la figure 128a (il était impossible d'y représenter la concentration du pack). Au lieu d'un recul vers le Nord de la limite des glaces sous l'action des vents, tel qu'on l'observe en Juillet 1973, il prend ici la forme d'une fonte sur place de la banquise : la concentration diminue, des polynies s'ouvrent et deviennent peu à peu coalescentes. Il en résulte un tracé extrêmement complexe des limites du pack, où se maintient cependant le dessin des courants marins : avancée vers le Sud des glaces le long du Svalbard oriental, extension progressive de l'eau libre au Nord de l'archipel. Plus qu'un effet direct de la circulation atmosphérique, le recul de la banquise apparaît ici comme le résultat du rayonnement solaire qui favorise la fonte et du réchauffement de l'air et de l'eau de mer qui en

découle. C'est là une situation tout à fait exceptionnelle pour les mers arctiques européennes, plus proche des formes que prend ordinairement la disparition des glaces dans les chenaux de l'archipel arctique canadien ou les mers sibériennes, au climat plus continental.

Cet exemple, comme les deux précédents, confirme l'impression de complexité que laissent, à l'encontre de ceux de l'hiver, les rapports entre les phénomènes climatiques et l'englacement des mers du Groenland et de Barents en été; l'affaiblissement des contrastes thermiques et des vents, en rapport avec les caractères de la circulation atmosphérique, mais aussi l'intervention de facteurs absents en hiver, tels que le rayonnement solaire dans le cas de Juillet 1979, en sont responsables.

CONCLUSION

I - L'ORIGINALITE DES CLIMATS OCEANIQUES DU SECTEUR ARCTIQUE EUROPEEN

Dans la "mosaïque climatique du globe" dont la description et l'explication restent parmi les objectifs majeurs des géographes-climatologues, les climats océaniques du secteur européen de l'Arctique, illustrés par les exemples de Bjørnøya, Isfjord Radio et Hopen, se distinguent par leur originalité qui résulte d'une situation géographique remarquable. Trois aspects de cette situation méritent d'être soulignés:

- la très haute latitude des stations étudiées a pour conséquence la faiblesse ou l'absence de l'apport énergétique d'origine solaire pendant une très grande partie de l'année ; ainsi se trouve privilégiée l'influence des phénomènes advectifs dans la formation des températures et leurs variations. Même en été, en raison de la nébulosité particulièrement élevée, le rôle de l'apport radiatif reste limité, mais il vient contrarier les effets de la circulation atmosphérique.
- les mers arctiques européennes constituent un domaine intermédiaire entre les océans Atlantique et Glacial Arctique, dont elles sont nettement séparées, au Sud et au Nord, par des seuils. Les eaux d'origine atlantique et polaire, en surface, s'y côtoient plus qu'elles ne s'y mélangent ; les courants marins qui traversent ces mers assurent une part significative des transferts de chaleur entre moyennes et hautes latitudes. La limite des glaces reflète dans son tracé la répartition des eaux froides et tièdes mais elle est cependant très mouvante ; elle sépare un domaine continuellement libre de glaces, d'espaces saisonnièrement ou perpétuellement englacés aux bilans radiatifs très contrastés.
- le secteur arctique européen occupe enfin une position remarquable dans la circulation atmosphérique des hautes latitudes. Le contraste entre ces mers tièdes et l'inlandsis groenlandais qui les borde à l'Ouest, ainsi que l'effet d'obstacle de ce dernier tendent à "fixer" les ondulations du flux circumpolaire d'altitude et à privilégier les circulations méridiennes. La fréquence de ces dernières a pour conséquence qu'au lieu d'un véritable front arctique stable (tel qu'on le trouve par exemple sur l'Amérique du Nord), on observe plus généralement sur les mers arctiques européennes soit l'extension très loin au Nord des perturbations atlantiques et des masses d'air "tempéré" qui les accompagnent, soit au contraire la "descente" vers le Sud de l'air arctique.

De cette situation de "coin" océanique poussé vers le coeur de l'Arctique découle un climat où s'opposent principalement deux grandes saisons thermiques :

- l'été est paradoxalement la saison véritablement arctique. Les caractères océaniques et arctiques du climat se rejoignent en effet dans l'absence de véritable chaleur estivale. La faiblesse du contraste entre les masses d'air arctique et polaire maritime en cette saison, à laquelle s'ajoute l'influence de la mer, explique la stabilité des températures. De brefs épisodes plus chauds résultent soit de l'advection d'air continental venu des latitudes moyennes, soit de conditions, rarement réunies à la différence de ce que l'on observe dans les régions arctiques continentales, permettant au rayonnement solaire d'agir efficacement.
- durant la très longue saison froide, la modération des températures que semblent montrer les moyennes n'est pas l'effet d'une transition entre des conditions arctiques et océaniques mais plutôt de l'alternance entre ces conditions contrastées. Pendant l'hiver se succèdent en effet des périodes "arctiques", très froides, et des périodes "atlantiques", relativement douces, de durée variable. Des hivers dont le caractère dominant est "arctique", alternent avec des hivers "atlantiques". Du contraste entre les masses d'air qui caractérise cette saison résulte la variabilité extrême des températures, d'un jour à l'autre comme d'une année à l'autre. Cette variabilité des températures trouve un écho dans celle des conditions d'englacement qui, par l'intermédiaire du bilan radiatif, aggrave encore les contrastes thermiques.

Dans notre travail, l'originalité du climat des stations de l'Arctique européen a été exprimée par la comparaison avec les climats du littoral septentrional de Scandinavie : pour ces derniers l'influence arctique, atténuée par la latitude plus basse et la présence d'une mer constamment libre de glaces, est remplacée par celle de la masse continentale de l'Eurasie. Cette originalité aurait pu également apparaître dans une confrontation avec des stations islandaises (où l'influence atlantique prédomine) et des stations de Nouvelle-Zemble et de l'archipel François-Joseph (où les caractères arctiques sont plus constants). La difficulté à disposer de données précises pour ces dernières en a décidé autrement.

II - DE LA VARIABILITE INTERANNUELLE DES TEMPERATURES AUX VARIATIONS CLIMATIQUES

La connaissance des mécanismes de la variabilité des températures et de l'extension des glaces qui leur est associée prend tout son intérêt si l'on rappelle l'ampleur qu'ont atteinte les variations climatiques dans cette partie de l'Arctique au cours du siècle écoulé. Pour la seule période récente, la température moyenne annuelle à Isfjord Radio a varié de $-4,5^{\circ}$ (1947-53) à $-3,6^{\circ}$ (1954-61), $-6,2^{\circ}$ (1962-69) et $-3,6^{\circ}$ (1970-75) ; à l'échelle du siècle les travaux de E. STEFFENSEN (1969) et G. PETIT-RENAUD (1976) font apparaître un sensible réchauffement du début des observations (1911 au Spitsberg) jusqu'à la décennie 1931-40, puis un refroidissement que les années chaudes, 1972 à 1976, ne semblent pas avoir véritablement remis en cause. Selon M. RODEWALD (1972), les variations récentes des températures n'ont nulle part au monde atteint une ampleur comparable à celles de ce secteur de l'Arctique.

Ce sont précisément les mois d'hiver, pour lesquels nous avons montré l'alternance de conditions arctiques et océaniques plus tempérées, qui enregistrent les variations des températures les plus importantes et les plus significatives et qui déterminent ainsi la tendance générale : la moyenne des mois de Décembre, Janvier et Février à Isfjord Radio est ainsi passée de $-15,6^{\circ}$ pour la décennie 1911-20 à $-7,8^{\circ}$ pour 1931-40 et $-13,3^{\circ}$ pour 1961-70. L'importance de la variabilité interannuelle et celle des variations récentes du climat sont incontestablement liées et relèvent des mêmes facteurs, issus des particularités de la circulation atmosphérique. Mais la covariation étroite entre les températures et l'extension des glaces marines en hiver constitue un élément d'explication supplémentaire pour ces variations climatiques :

- par l'effet de rétroaction positive qu'elle exerce sur les températures, par l'intermédiaire du bilan radiatif, l'extension des glaces en accentue les variations ; les basses températures favorisent l'extension des glaces dont l'albedo élevé contribue ensuite à maintenir et aggraver le froid ; l'effet inverse est observé pour les températures élevées.
- l'inertie ou la persistance des conditions d'englacement d'une saison à l'autre que nous avons signalée à plusieurs reprises (et qui est celle du

milieu marin tout entier par rapport aux phénomènes atmosphériques), favorise le passage de la variabilité interannuelle (qui correspond à des oscillations des températures autour d'une moyenne considérée comme fixe), aux variations du climat à plus long terme (où le moyenne elle-même est affectée d'une tendance).

Dans ce système d'interactions en constante évolution qui unit entre elles la circulation atmosphérique, les températures et les glaces marines, il resterait à préciser les effets de l'extension variable du substratum englacé et de la mer libre sur la localisation des cartes d'action atmosphériques et la fréquence des types de circulation : notre travail se borne à constater certaines concordances (exemples de 1968-69 et 1972-73) sans les expliquer précisément. Malgré cette lacune, les mers arctiques européennes apparaissent clairement comme un secteur-clé pour l'étude des variations du climat que l'on observe non seulement dans les régions des hautes latitudes, mais aussi sur l'Europe tempérée et même au-delà.

G. PETIT-RENAUD (1976) a montré comment le refroidissement qui a débuté vers 1931 dans l'Arctique s'est ensuite peu à peu généralisé, en s'affaiblissant, à l'Europe du Nord et du Nord-Ouest. Il existe incontestablement des liens entre l'intensité du froid hivernal, l'extension des glaces en fin d'hiver sur les mers du Groenland et de Barents et l'intensité ou la fréquence des coulées d'air arctique que l'on observe surtout au printemps en Europe occidentale ; les tropicalistes eux-mêmes mettent aujourd'hui l'accent sur la coïncidence entre les circulations méridiennes des latitudes moyennes et certains types de temps en Afrique. Dans ces conditions, notre travail ne peut constituer qu'une introduction à des recherches plus approfondies et dans la mesure du possible collectives.



RECHERCHES SUR LES CLIMATS OCEANIQUES DU SECTEUR
ARCTIQUE EUROPEEN ET LEUR VARIABILITE :

Températures, circulation atmosphérique et glaces marines

RESUME : L'Arctique européen est un domaine essentiellement maritime, largement ouvert sur l'Atlantique et l'Océan Arctique. C'est cette situation, au principal lieu d'échanges hydrologiques et atmosphériques entre hautes et moyennes latitudes qui confère son originalité au climat de cette partie du monde. Les rapports entre les températures, les glaces marines et la circulation atmosphérique y sont envisagés comme un système d'interactions ; dans ce système, la circulation atmosphérique apparaît comme le facteur dominant, dont les fluctuations obéissent à des phénomènes non seulement régionaux, mais à l'échelle de l'hémisphère tout entier.

- La première partie analyse les éléments du bilan d'énergie, à l'échelle régionale et stationnelle, mettant ainsi en valeur les importances respectives du rayonnement solaire, du substratum géographique (mer libre ou banquise) et des phénomènes advectifs (liés à la circulation atmosphérique) dans la formation des températures. Une analyse statistique des fréquences des températures quotidiennes ou moyennes mensuelles permet ensuite d'en préciser la variabilité ; elle oppose principalement une longue saison hivernale caractérisée par des variations amples, brutales et relativement peu fréquentes des températures quotidiennes et l'extraordinaire variabilité interannuelle qui en résulte, à une courte saison estivale où les variations très fréquentes mais toujours de faible ampleur se traduisent dans les moyennes par une grande stabilité.
- Dans le cadre saisonnier précédemment défini, la seconde partie précise les traits généraux de la circulation atmosphérique, distingue des types de circulation pour la basse et moyenne troposphère et en analyse les effets sur les températures et leurs variations. Durant l'hiver, l'absence de rayonnement solaire, le contraste très accusé des masses d'air expliquent un lien particulièrement étroit entre fluctuations de la circulation atmosphérique et variations des températures. En été au contraire, la circulation joue encore un rôle dominant mais celui-ci est atténué par l'intervention de facteurs radiatifs océanographiques ou de la topographie locale, au moment où le faible contraste des masses d'air limite les variations thermiques.
- La troisième partie est plus particulièrement consacrée aux glaces marines et aux rapports entre leurs variations, saisonnières et interannuelles, et les facteurs climatiques et atmosphériques. Dans un secteur de l'Arctique où la banquise provient essentiellement des mouvements de dérive depuis le coe a l'Océan Arctique, le rôle de la circulation atmosphérique est très sens dans les variations de l'extension des glaces. Mais divers exemples fon us- si apparaître l'influence des facteurs hydrologiques et une influence i rse de la variabilité des surfaces englacées sur les éléments du climat et circulation atmosphérique.

MOTS-CLEFS : Arctique - Climatologie - Glaces marines -
Températures - Circulation atmosphérique -