



Université du Québec
à Rimouski

**CYCLE DE VIE ET VARIABILITÉ CLIMATIQUE DES PONTS DE GLACE DE
L'ARCHIPEL ARCTIQUE CANADIEN**

MÉMOIRE PRÉSENTÉ

dans le cadre du programme de maîtrise en océanographie
en vue de l'obtention du grade de Maîtrise universitaire ès sciences

PAR

©MARGAUX ROUGIER

Avril 2025

Composition du jury :

Audrey Limoges, examinatrice externe, University of New Brunswick

Dany Dumont, directeur de recherche, Institut des sciences de la mer, Université du Québec à Rimouski

Mathieu Plante, codirecteur de recherche, Environnement et changement climatique Canada

Daniel Bourgault, président du jury, Institut des sciences de la mer, Université du Québec à Rimouski

Dépôt initial le 17 avril 2025

Dépôt final le 9 juillet 2025

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

"Ce paysage arctique a ceci de paradoxal que c'est nous, qui le regardons, qui demeurons le plus souvent immobiles, emprisonnés par les glaces, tandis que lui avance, recule, se déploie et se resserre en une continue métamorphose, comme s'il était de quelque mystérieuse manière plus vivant que nous. Il me semble impossible, en contemplant ces forteresses de neige et de glace, de ne pas être pénétré du sentiment de sa propre insignifiance, de ne pas se savoir minuscule et superflu au milieu de tant de beauté majestueuse et sauvage."

Dominique Fortier (*Du bon usage des étoiles*, 2008)

REMERCIEMENTS

Depuis mon enfance, l'océanographie et les enjeux climatiques, notamment l'impact sur la glace, me passionnent. J'ai orienté mon projet professionnel autour de cette problématique dans l'espoir d'apporter ma pierre à l'édifice. Bien qu'une seule personne ne puisse tout changer, je crois que de petites avancées, soutenues collectivement, peuvent faire évoluer les choses.

Je tiens d'abord à remercier mon directeur de recherche, Dany Dumont, un chercheur que j'admire énormément. Depuis toujours une passionnée de la glace de mer, il a su renforcer cette passion durant ma maîtrise. Je le remercie d'avoir créé et financé, avec les fonds du CRSNG et du MPO, ce projet de maîtrise, qui prolonge son propre doctorat. Ce sujet, en parfaite adéquation avec mes valeurs, m'a permis de m'investir pleinement dans ce domaine. Il m'a offert l'opportunité de rejoindre son groupe de recherche malgré mon absence de formation en physique, ce qui témoigne de sa confiance et de son ouverture. Tout au long de ma maîtrise, il m'a transmis de nombreuses compétences, notamment le codage sur Matlab, la rigueur scientifique et l'importance de privilégier la qualité sur la quantité des résultats. Il m'a appris à adopter une approche nuancée et ouverte à différents points de vue en sciences, tout en insistant sur le fait qu'il est essentiel d'adapter son discours en fonction de son auditoire. Je le remercie aussi pour m'avoir invitée à participer à son projet de terrain BicWin, où j'ai pu découvrir le canot à glace et appréhender les imprévus du terrain, me rappelant que, finalement, la nature a toujours le dernier mot. Enfin, je lui suis reconnaissante pour le soutien qu'il m'a apporté durant la rédaction de ce mémoire, une période particulièrement difficile pour moi. Une phrase qu'il me répétait souvent, "écrire contraint à réfléchir", prend aujourd'hui tout son sens, et je réalise pleinement la vérité de cette réflexion.

La seconde personne que je tiens à remercier est mon codirecteur, Mathieu Plante, une personne que j'admire également beaucoup. J'ai eu la chance de rencontrer Mathieu sur le terrain de BicWin. Ayant réalisé une partie de son doctorat sur les arches de glace, il était donc

naturel qu'il devienne mon codirecteur en cours de route. Il m'a permis de voir mon sujet de maîtrise sous un angle nouveau, ouvrant ainsi de nombreuses possibilités et perspectives. Je tiens à le remercier pour m'avoir fait découvrir une approche différente de la démarche scientifique, en insistant sur l'importance de se concentrer sur l'essentiel et de clarifier le message que l'on souhaite transmettre, notamment durant la rédaction de ce mémoire. Son aide précieuse durant la rédaction de ce mémoire m'a été d'un grand soutien.

Je tiens à remercier ma famille, qui m'a soutenue tout au long de ce périple. Je tiens également à rendre hommage à mon grand-père, qui malheureusement nous a quittés en cours de route. Marin de profession, il a fait plusieurs fois le tour du monde, et c'est lui qui m'a transmis la passion de cette vaste étendue bleue qu'est l'océan. Je tiens à remercier mes amis, ceux de France ou ceux que j'ai rencontrés au Québec. Un grand merci à Vanessa, Louis et Antoine de la MDA, qui ont toujours été là pour moi. Je souhaite aussi remercier chaleureusement Marie-Micheline, ma professeur de piano, qui m'a offert de précieux moments de décompression en dehors de mes études, et qui m'a permis de trouver un équilibre dans cette aventure.

Je remercie également tout le personnel de l'UQAR et de l'ISMER pour leur travail formidable et l'aide précieuse qu'ils apportent. Je tiens à remercier mes collègues du POLR, qui sont devenus de véritables amis. Un grand merci à Jérôme pour son aide précieuse sur le codage et nos échanges scientifiques enrichissants, à Maria pour son soutien en programmation, et à Rosalie, une femme exceptionnelle tant sur le plan scientifique qu'humain, qui m'a accompagnée tout au long du projet. Son soutien via Zoom pendant ma rédaction m'a été d'une grande aide pour rester concentrée, tout en étant accompagnée par des compositeurs tels que Chopin, Vivaldi, Hans Zimmer, Max Richter, Jóhann Jóhannsson, Ludwig Göransson, Joe Hisaishi, Dario Marianelli, et bien d'autres.

Pour conclure, je souhaite remercier les organismes tels que Québec-Océan, l'UQAR, l'INQ, et l'ICTP pour les opportunités et le soutien financier qu'ils m'ont offerts pour mes conférences tout au long de ma maîtrise.

RÉSUMÉ

Mots clés : pont de glace, arche de glace, glace de mer, banquise côtière, Archipel Arctique Canadien, rhéologie, Arctique, changements climatiques, températures de l'air, degrés-jours de gel.

La stabilité des ponts de glace dans l'archipel arctique canadien (AAC) est cruciale pour la formation de la polynie des Eaux du Nord, un écosociosystème clé pour les communautés nordiques. Dans un contexte de changements climatiques en Arctique, il est essentiel de comprendre l'impact du réchauffement des températures de l'air sur le cycle de vie des ponts de glace. Dans cette étude, la phénologie et la climatologie des ponts de glace en bordure de la polynie des Eaux du Nord sont étudiées dans le but d'identifier des indicateurs fiables pour prédire la formation et la rupture de ces structures. Pour ce faire, une analyse visuelle des cartes de glace hebdomadaires, couvrant la période de 1969 à 2023, a permis de constituer une base de données historique sur les formations et ruptures de quatre arches de glace. L'analyse démontre une grande variabilité dans la formation des quatre arches de glace, sans tendance statistiquement significative. Leurs dates de rupture cependant présentent des tendances significatives à se produire de plus en plus tôt, en lien avec des degrés-jours de gel décroissants. L'impact des flux de chaleur sur ces résultats par l'analyse des degrés-jours de gel cumulés aux sites des quatre arches, et en les comparant aux données de réanalyses de la température de l'air. Deux indicateurs clés ont émergé : les degrés-jours de fonte, qui quantifient la quantité de fonte avant la rupture des arches, et les degrés-jours de gel maximum, qui mesurent la sévérité des hivers, de plus en plus doux.

Cependant, il n'y a aucune corrélation entre ces facteurs thermodynamiques et les dates de formation des arches, ce qui suggère une large influence d'autres facteurs, tels que la présence de différents types de glace ainsi que le forçage dynamique. En conclusion, l'observation des cartes de glace permet de déterminer les dates de rupture des arches, tandis que la méthode des degrés-jours de gel apparaît comme un outil efficace pour prédire ces ruptures.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	vi
RÉSUMÉ	viii
TABLE DES MATIÈRES	ix
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES FIGURES	xii
LISTE DES ABRÉVIATIONS	xvi
CHAPITRE 1	
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
1.1 Contexte	1
1.2 Pont et arche de glace	5
1.2.1 Un modèle simple de la stabilité des ponts de glace	8
1.2.2 Déterminants de la formation et la rupture des ponts de glace	10
1.3 Objectifs de la recherche	14
CHAPITRE 2	
MÉTHODOLOGIE	16
2.1 Identification des arches	17
2.2 Cartes de glace	22
2.3 Critères de détection des ponts de glace et classification de la polynie associée	24
2.3.1 Cycle de vie des arches	27
2.3.2 Le test statistique de Mann-Kendall	30
2.4 Température de l'air et degrés-jour de gel	32
CHAPITRE 3	
RÉSULTATS ET DISCUSSION	38
3.1 Phénologie des arches	38
3.1.1 L'arche de glace NOW	38
3.1.2 Comparaisons entre les arches	48
3.1.3 Occurrence d'années sans arche	58

3.1.4 Changement de la période hivernale	59
CONCLUSION GÉNÉRALE	64
ANNEXE I	
FIGURES DES TABLES POUR LES ARCHES JNS, JCB ET LCS	69
ANNEXE II	
LES TENDANCES DES FORMATIONS ET RUPTURES POUR LES ARCHES JNS, JCB ET LCS	71
ANNEXE III	
LES TEMPÉRATURES ET FDD POUR LES ARCHES JNS, JCB ET LCS	73
ANNEXE IV	
CFDD POUR LES ARCHES JNS, JCB ET LCS	76
ANNEXE V	
CMDD POUR LES ARCHES JNS, JCB ET LCS : ANALYSES COMPLÉMENTAIRES	78
ANNEXE VI	
CMDD POUR LES ARCHES JNS, JCB ET LCS : ANALYSES COMPLÉMENTAIRES	80
ANNEXE VII	
MÉTHODOLOGIE DE TRAITEMENT DES DONNÉES	83
RÉFÉRENCES	85

LISTE DES TABLEAUX

1	Coordonnées des positions où ont été extraites les données de température de l'air de la ré-analyse ERA-5 pour chaque arche et largeur minimale du détroit où elle se forme NASA (2025)	33
2	Valeurs moyennes (\pm un écart-type), valeurs extrêmes et tendances significatives ($p < 0.01$) de la semaine de formation et de rupture indiqué par le numéro de semaine d'une année, et durée en semaines de chacune des quatre arches.	40
3	Valeurs statistiques des degrés-jours de gel pour les quatre arches étudiées. Θ_{\max} est le nombre de degrés-jours de gel cumulés maximum. Θ_{brk} est le nombre de degrés-jours de gel à la rupture. Λ_{brk} est le nombre de degrés-jours de fonte entre t_{\max} et t_{brk} . Pour chaque arche de glace, la tendance associée au début de l'hiver y est reportée.	41

LISTE DES FIGURES

1	Carte illustrant la position géographique des polynies de l'Arctique canadien et leur délimitation tirée de Hannah et al. (2009) , basée sur les travaux de Barber and Massom (2007) et de Stirling and Cleator (1981)	4
2	Illustration du modèle simplifié de la théorie dynamique des arches, tel que présenté par Sodhi (1977) . a) Schéma représentant une arche simplifiée dans un chenal convergent. b) Schéma du critère de rupture de Mohr-Coulomb avec la cohésion c et le coefficient de friction $\tan \phi$. τ représente la résistance totale au cisaillement et σ la contrainte normale.	9
3	a) Taux de croissance de la glace en fonction de son épaisseur (a, équation 1.2) et b) relations entre l'épaisseur et le nombre cumulé de degré-jour de gel Θ établies par différentes études, tenant compte [—] ou non [—] de la présence d'un couvert de neige d'épaisseur h_s . Les différentes courbes sont celles proposées par Lebedev (1938) [L], Zubov (1945) [Z] et Anderson (1961) [A]. Figures tirées de Maykut (1986) , Figures 14 et 15)	14
4	Image MODIS (NASA, 2025) de l'Archipel Arctique canadien pour le 6 juin 2018 montrant la polynie des Eaux du Nord ou <i>Pikialasorsuaq</i> et les limites de la banquise côtières en forme d'arche. Les points rouges indiquent les positions des arches (1=NOW, 2=JNS, 3=JCB, 4=LCS) ainsi que les points où ont été extraites les données ERA-5.	21
5	Carte régionale pour l'Arctique de l'Est du Service canadien des Glaces pour le 4 juin 2018 (gauche, CIS (2024)) et celle du Danmarks Meteorologiske Institut pour le 6 juin 2018 (droite, DMI (2024)). À chaque polygone est associé une lettre qui pointe vers un code de l'œuf. Le code de couleur est basé sur la concentration totale (premier chiffre en haut de l'œuf). Les polygones gris représentent de la banquise côtière.	23
6	Exemple d'arche de glace dans le détroit de Lancaster présentant une forme globalement concave, avec une tolérance sur les éventuelles convexités qui peuvent exister. La flèche noire indique la position de l'arche. À gauche : carte de glace du 27 juin 2022, montrant une arche conforme aux critères de concavité. À droite : carte du 4 juillet 2022, où l'arche a disparu, la concavité n'étant plus respectée (CIS, 2024).	25

7	a) Carte de glace du Service canadien des glaces de la semaine du 25 mai 2020 pour le détroit de Jones (WOY 21, WOIY 38, CIS (2024)). b) Image MODIS (NASA, 2025) du détroit de Jones pour le 11 mai 2020.	25
8	Données de présence de l'arche du détroit de Nares (NOW) extraites à une fréquence hebdomadaire (en WOIY) des cartes du Service canadien des glaces (CIS) pour chaque année glaciaire sur la période 1968-2023 (haut) et des cartes du Danmarks Meteorologiske Institut (DMI) pour la période 2012-2023 (bas). Les carrés gris indiquent une absence de données et les carrés blancs signifient l'absence d'une arche de glace. Lorsqu'une arche est présente, la couleur indique la concentration en aval et le degré d'ouverture de la polynie : ouverte ($C_t < 4$), semi-ouverte ($4 < C_t < 7$) et fermée ($C_t > 7$). Le jaune indique la dernière formation de l'arche le rouge la dernière rupture de la saison.	36
9	Température de l'air à 2 m T_{2m} (a) et différence $T_f - \langle T_{2m} \rangle$ correspondant au degrés-jours de gel quotidien (b) pour chaque année de glace pour l'arche NOW sur la période 1969-2023. Les triangles marquent les dernières formations de l'arche (jaune) et les ruptures (rouge).	37
10	Date de début t_w (carré) et de fin t_m (cercle) de l'hiver ainsi que la date de formation t_{frm} (jaune) et de rupture t_{brk} (rouge) de la dernière arche NOW sur la période 1969-2023. Les courbes pointillées indiquent une tendance significative ($p < 0.05$) selon le test de Mann-Kendall.	39
11	a) Évolution saisonnière des degrés-jours de gel cumulés Θ et b) du nombre de degrés-jours de gel correspondant à la formation (triangles jaunes) et la rupture (triangles rouges) de l'arche NOW, ainsi qu'à la fin de l'hiver (cercles noirs) pour la période 1969-2023. Les tirets noirs indiquent la différence entre Θ_{max} et Θ_{brk} . Les années sans arche sont représentées par des cercles blancs et ne sont pas incluses le panneau a.	40
12	a) Valeurs de Θ_{max} (cercles noirs) et de Θ_{brk} (triangles rouges) et b) différence $\Theta_{max} - \Theta_{brk}$, rapportés dans le temps par rapport à la fin de l'hiver t_m , pour l'arche NOW de la période 1969-2023. La moyenne, l'écart-type et la médiane de cette différence sont indiquées par le diagramme à boîte.	44
13	Analyse complémentaire des degrés-jours de fonte Λ_{brk} pour l'arche NOW. Les tendances significatives sont représentées par les courbes pointillées. a) Quantité de degrés-jours de fonte $\Lambda_{brk} = \Theta_{max} - \Theta_{brk}$. b) Nombre de jours séparant t_{max} et t_{brk} , représentant la durée de la période de fonte.	47

14	Nombre cumulé de degrés-jours de gel moyen à la fin de l'année de glace Θ_{365} pour la période 2008-2025 calculé à partir de la ré-analyse ERA-5. Les points blancs indiquent les endroits où ont été extraites les séries pour chacune des arches (1=NOW, 2=JNS, 3=JCB, 4=LCS).	52
15	Évolution annuelle de la quantité de Θ_{\max} (en $^{\circ}\text{C}$ jour) entre 1969 et 2023 pour chaque arche. La courbe bleue représente l'arche NOW, la courbe jaune l'arche JNS, la courbe rouge l'arche JCB, et la courbe mauve l'arche LCS	60
16	Données de présence de l'arche du détroit de Nares (JNS) extraites à une fréquence hebdomadaire (en WOYI) des cartes du Service canadien des glaces (CIS) pour chaque année glaciaire sur la période 1968-2023. Les carrés gris indiquent une absence de données et les carrés blancs signifient l'absence d'une arche de glace. Lorsqu'une arche est présente, la couleur indique la concentration en aval et le degré d'ouverture de la polynie : ouverte ($C_t < 4$), semi-ouverte ($4 < C_t < 7$) et fermée ($C_t > 7$). Le jaune indique la dernière formation de l'arche le rouge la dernière rupture de la saison.	69
17	<i>Id.</i> pour l'arche JCB.	70
18	<i>Id.</i> pour l'arche LCS	70
19	Date de début t_w (carré) et fin t_m (cercle) de l'hiver ainsi que la date de formation t_{frm} (jaune) et de rupture t_{brk} (rouge) de la dernière arche JNS sur la période 1969-2023 en jour d'une année de glace. Les courbes pointillées indiquent une tendance significative ($p < 0.05$) selon le test de Mann-Kendall. Les triangles gris représentent les ruptures ayant lieu avant le Θ_{\max}	71
20	<i>Id.</i> pour l'arche JCB.	72
21	<i>Id.</i> pour l'arche LCS.	72
22	Température de l'air à 2 m T_{2m} (a) et différence $T_f - \langle T_{2m} \rangle$ correspondant au degrés-jours de gel quotidien (b) pour chaque année de glace pour l'arche JNS sur la période 1969-2023. Les triangles marquent les dernières formations de l'arche (jaune) et les ruptures (rouge).	73
23	<i>Id.</i> pour l'arche JCB	74
24	<i>Id.</i> pour l'arche LCS	75

25	a) Évolution saisonnière des degrés-jours de gel cumulés Θ et b) nombre de degrés-jour de gel correspondant à la formation (triangles jaunes) de l'arche JNS, à sa rupture (triangles rouges) et à la fin de l'hiver (cercles noirs), pour la période 1969-2023. Les tirets noirs indiquent la différence entre Θ_{\max} et Θ_{brk} . Les années sans arche sont représentées par des cercles blancs et ne sont pas incluses le panneau a.	76
26	<i>Id.</i> pour l'arche JCB.	76
27	<i>Id.</i> pour l'arche LCS.	77
28	a) Valeurs de Θ_{\max} (cercles noirs) et de Θ_{brk} (triangles rouges) et b) différence entre Θ_{brk} et Θ_{\max} , rapportés dans le temps par rapport à la fin de l'hiver t_m , pour l'arche JNS de la période 1969-2023. La moyenne, l'écart-type et la médiane de cette différence sont indiquées par le diagramme à boîte.	78
29	<i>Id.</i> pour l'arche JCB.	78
30	<i>Id.</i> pour l'arche LCS.	79
31	Analyse complémentaire des degrés-jours de fonte Λ_{brk} pour l'arche JNS. Les tendances significatives sont représentées par les courbes pointillées. a) Quantité de degrés-jours de fonte $\Lambda_{\text{brk}} = \Theta_{\max} - \Theta_{\text{brk}}$. b) Nombre de jours séparant t_{\max} et t_{brk} , représentant la durée de la période de fonte.	80
32	<i>Id.</i> pour l'arche JCB.	81
33	<i>Id.</i> pour l'arche LCS.	82
34	Organigramme de la méthode de traitement des données, avec les différents scripts disponibles avec les données au https://gitlab.uqar.ca/dumoda01/bridge.git	83
35	Schéma explicatif de la définition d'une dernière formation, d'une dernière rupture et du type de polynie en aval de l'arche.	84

LISTE DES ABRÉVIATIONS

AAC Archipel Arctique Canadien

AMP Aire Marine Protégée

AVHRR Advanced Very High Resolution Radiometry

CIS Canadian Ice Service

DMI Danmarks Meteorologiske Institut

ECCC Environnement et Changement Climatique Canada

ECMWF European Centre for Medium - Range Weather Forecasts

FDD Freezing Degree-Days

FYI First-year Ice

GES Gaz à effet de serre

GIEC Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

ISO International Organization for Standardization

MK Mann-Kendall

MYI Multiyear Ice

NOW North Water Polynya

RCP Representative Concentration Pathways

SAR Synthetic Aperture Radar

SCG Service Canadien des Glaces

SSP Shared Socieconomic Pathways

WOIY Week Of Ice Year

WOY Week Of Year

CHAPITRE 1

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 Contexte

Le groupe intergouvernemental d’experts sur l’évolution du climat (GIEC) affirme depuis quelques décennies que la planète est entrée dans une phase prolongée de réchauffement, principalement en raison de l’accumulation des gaz à effet de serre (GES) dans l’atmosphère (Symon, 2005; Masson-Delmotte et al., 2021). Le GIEC utilise des scénarios pour modéliser l’évolution future du climat en fonction des émissions de GES. Historiquement, ces projections reposaient sur les trajectoires représentatives de concentration (*representative concentration pathways*, RCP), définies par des niveaux de forçage radiatif plausibles. Toutefois, depuis 2021, une nouvelle approche a été adoptée avec les trajectoires socio-économiques (*shared socioeconomic pathways*, SSP), qui intègrent non seulement les trajectoires d’émissions, mais également les dynamiques socio-économiques sous-jacentes. Parmi ces scénarios, SSP1-1.9 représente le scénario le plus optimiste, supposant une réduction rapide des émissions qui limiterait la température moyenne mondiale à +1.5°C par rapport à l’ère pré-industrielle (1850-1900) d’ici 2100 (Masson-Delmotte et al., 2022; GIEC, 2023).

L’augmentation de la température moyenne mondiale ne se traduit pas par un réchauffement uniforme à l’échelle de la planète. Par exemple, en Arctique l’augmentation anticipée des températures moyennes de la base de l’atmosphère est de 2 à 3°C d’ici 2100 avec le scénario SSP1-1.9 (Masson-Delmotte et al., 2021). En réponse à ce réchauffement, on observe en Arctique depuis les années 1970 une réduction significative de l’étendue et du volume de la glace de mer, associée à une réduction de la proportion de glace pluriannuelle (*multiyear ice* ou MYI), c’est-à-dire la banquise qui survit à la saison de fonte estivale. Cette réduction du couvert de glace a pour effet de réduire l’albédo de la surface — sa capacité à réfléchir la

lumière — permettant à l'océan d'absorber davantage de rayonnement solaire. Ce processus non linéaire participe à ce que certains auteurs appellent l'amplification arctique qui résulte de l'effet de plusieurs boucles de rétroactions positives qui intensifient le réchauffement de la région par rapport à la moyenne globale (Chapman and Walsh, 1993; Parkinson and Cavalieri, 2008; Nagato and Tanaka, 2012).

La glace de mer joue donc un rôle essentiel dans la régulation thermique de la planète (Stigebrandt, 1981; Parkinson and Cavalieri, 2008), influençant plusieurs processus climatiques et environnementaux. Elle affecte aussi la circulation océanique à l'échelle planétaire : lorsqu'elle se forme, la glace de mer rejette de la saumure et augmente ainsi la densité des eaux de surface qui plongent et alimentent les eaux intermédiaires, profondes et abyssales (Stigebrandt, 1981; Rudels, 2015). En retour, elle est particulièrement vulnérable aux changements climatiques, notamment à l'augmentation de la température atmosphérique et au contenu en chaleur des eaux de surface de l'Arctique, ce qui représente l'une des préoccupations majeures du XXI^e siècle.

L'impact de ce réchauffement sur la glace de mer a des conséquences directes sur l'Archipel Arctique Canadien (AAC), amenant des enjeux écologiques et socio-économiques majeurs pour ses communautés. En effet, cette région est caractérisée par une topographie complexe et un réseau intriqué de chenaux et de détroits (Stigebrandt, 1981; Symon, 2005), à travers lesquels l'eau s'écoule de l'océan Arctique à l'Atlantique Nord. Trois détroits principaux — le détroit de Nares, le détroit de Jones et le détroit de Lancaster — correspondent aux embouchures des passages de l'Arctique vers la baie de Baffin (Rudels, 2015; Timmermans and Marshall, 2020). En hiver, le transport de glace de mer hors de l'Arctique par ces détroits est ralenti, voire interrompu lorsque la glace s'y fige en banquise côtière, menant à la formation de ponts de glace qui connectent les différentes îles de l'archipel dans une structure de banquise stable. En aval de ces chenaux, le vent et les courants maintiennent la banquise mobile, formant des zones d'eau libre de glace nommées polynies. Ces dernières sont cruciales pour les activités de pêche et de chasse des communautés inuites, car elles constituent

des zones d'eau libre riches en nutriments et avec une exposition directe à la lumière solaire, conditions propices à une activité phytoplanctonique qui est la base de la chaîne alimentaire (Ohshima et al., 1998; Ingram et al., 2002; Morales Maqueda et al., 2004). Pour accéder à ces polynies, les Inuits utilisent les ponts de glace afin de se déplacer et de s'approcher des abords de ces zones. Les ponts de glace représentent donc des structures essentielles pour les communautés inuites, et jouent un rôle crucial dans les pratiques de chasse, de pêche et de transport à travers le territoire.

En particulier, la polynie des Eaux du Nord est un site d'une importance culturelle et spirituelle majeure pour les Inuits, marquant leur relation ancestrale avec la région depuis des millénaires (Pikialasorsuaq Commission, 2017; Hornby et al., 2021). Bien au-delà de sa valeur écologique, elle est la polynie la plus étudiée de l'Arctique, et ce, depuis sa première mention dans les écrits de William Baffin en 1616 (Dunbar and Dunbar, 1972; Stirling, 1980; Barber and Massom, 2007). *Pikialasorsuaq* de son nom groenlandais, signifiant la "grande remontée d'eau" (Hornby et al., 2021), se situe entre le nord-ouest du Groenland (Danemark) et l'île d'Ellesmere (Canada), au nord de la baie de Baffin (cf. numéro 21 à la figure 1) (Steffen, 1985; Smith et al., 1990). Elle se distingue par sa vaste étendue, pouvant atteindre jusqu'à 80 000 km², faisant d'elle la plus grande polynie du monde (Stirling, 1980; Steffen, 1985; Barber and Massom, 2007). En plus de sa dimension géographique, *Pikialasorsuaq* est la polynie avec la plus grande productivité biologique en Arctique, abritant une grande biodiversité, car elle représente un écosystème propice à de nombreuses espèces marines, aux oiseaux, aux mammifères marins, ainsi qu'à l'espèce humaine, qui utilise cette zone pour la chasse et la pêche (Stirling, 1980; Barber et al., 2001a; Barber and Massom, 2007).

Dû à son importance, un projet binational a été lancé pour faire de *Pikialasorsuaq* une aire marine protégée (AMP), à l'instar de l'aire marine nationale de conservation *Tallurupiup Imanga* dans le détroit de Lancaster instaurée en 2017 (Pikialasorsuaq Commission, 2017). Ce projet ferait de *Pikialasorsuaq* une AMP gérée par les Inuits en s'appuyant sur les savoirs traditionnels des Inuits des deux pays (Pikialasorsuaq Commission, 2017; Huntington et al.,

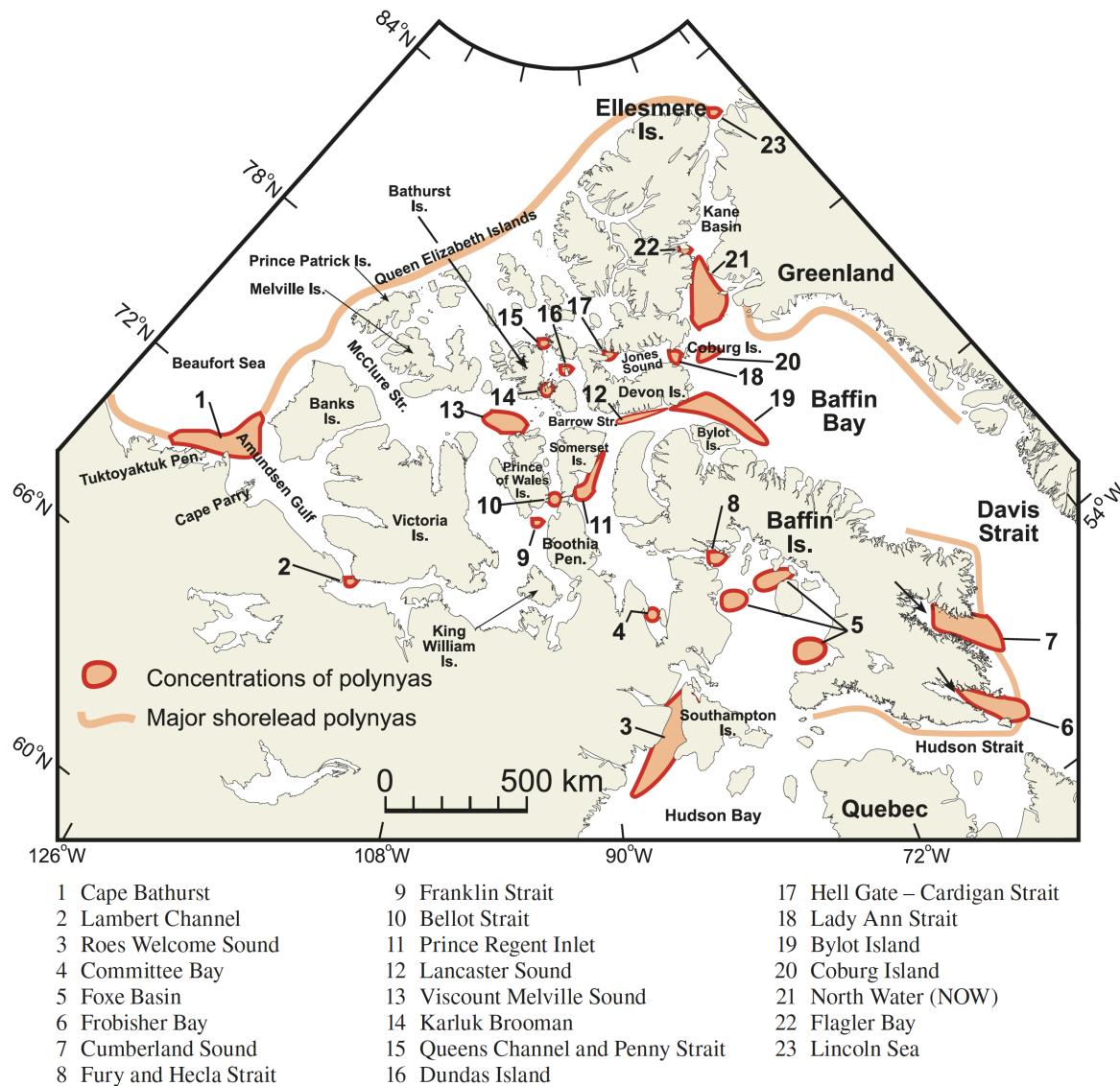


FIGURE 1 – Carte illustrant la position géographique des polynies de l'Arctique canadien et leur délimitation tirée de [Hannah et al. \(2009\)](#), basée sur les travaux de [Barber and Massom \(2007\)](#) et de [Stirling and Cleator \(1981\)](#).

2020). Lors de l’Assemblée du cercle arctique en octobre 2023, une lettre d’intention a été rédigée pour la création d’un comité directeur mixte Canada-Groenland. Ce comité, composé de représentants des gouvernements inuits et nationaux des deux pays, favorisera les échanges de connaissances autochtone et scientifique, et travaillera à atteindre des objectifs communs en matière de conservation et de gestion écosystémique de *Pikialasorsuaq* (MPO, 2023).

Selon plusieurs études (e.g. Ito, 1982; Ingram et al., 2002; Williams et al., 2007), la formation de *Pikialasorsuaq* serait facilitée par la présence de multiples ponts de glace autour de la baie de Baffin. En effet, *Pikialasorsuaq* est ce qu’on appelle une polynie récurrente dite de chaleur latente (Dunbar and Dunbar, 1972; Stirling, 1980), c’est-à-dire que sa formation et son maintien est lié à la dynamique de la glace de mer, contrairement à plusieurs polynies de l’Antarctique ou celle de Hell Gate (référencées au numéro 17 de la figure 1) maintenues par un apport de chaleur provenant des remontées d’eaux au-dessus du point de congélation (Barber et al., 2001b; Ingram et al., 2002; DFO, 2021). Plus précisément, plusieurs petites polynies adjacentes à divers ponts de glace, telles que celles situées près de l’île Coburg (référencées aux numéros 18 et 20 de la figure 1) et du détroit de Lancaster (référencées aux numéros 12 et 19 de la figure 1), peuvent fusionner avec la polynie des Eaux du Nord en fin de saison (Dunbar, 1969; Smith et al., 1990; Barber and Massom, 2007). Puisque ces ouvertures dépendent de la divergence entre la glace mobile et immobile, la rupture des ponts de glace entraîne une disparition hâtive de la polynie, en y apportant une certaine quantité de glace (Dumont, 2017). Le cycle de vie de la polynie est donc étroitement associé à celui des ponts de glace, la rendant potentiellement vulnérable aux variations dans les processus de formation et de rupture des ponts de glace.

1.2 Pont et arche de glace

Dans cette étude, les ponts de glace désignent une configuration spécifique de banquise côtière consolidée, caractérisée par une structure rigide, stable et stationnaire, se formant

entre deux masses continentales. Ils contribuent à la stabilisation de larges étendues de glace côtière au-dessus d'eaux trop profondes pour que la banquise puisse y être stabilisée par le contact entre les quilles de glace — pouvant atteindre une profondeur entre 15 m et 20 m — et les fonds marins (Lemieux et al., 2015; Dupont et al., 2022). La présence de ponts de glace ne se limite pas uniquement à l'AAC, bien que cette région en abrite une grande concentration en raison de sa géographie et des conditions environnementales favorables à leur présence. En effet, de telles structures se retrouvent également en Alaska et en Sibérie orientale, notamment au niveau du détroit de Béring et de la mer de Chukchi (Sodhi, 1977; Babb et al., 2013). De même, dans la mer de Kara au nord-ouest de la Russie, les ponts de glace jouent un rôle clé dans la stabilité de la banquise côtière, reliant les îles entre elles (Divine et al., 2004; Olason, 2016; Lemieux et al., 2015). Elles ont également été observées dans la mer de Laptev (Haas et al., 2005; Selyuzhenok et al., 2015; Olason, 2016). Bien que la Norvège offre un contexte géographique favorable à leur formation en raison des fjords étroits, les températures ne sont pas assez froides pour permettre leur apparition. En Antarctique, des ponts de glace temporaires ont été identifiés sur la plateforme glaciaire de Wilkins (Wilkins Ice Shelf, Humbert et al., 2010). Toutefois, les ponts de glace les plus étudiés demeurent ceux situés le long des côtes canadiennes et groenlandaises, surtout dans l'AAC comme ceux dans le détroit de Nares, dans le détroit de Jones et dans le détroit de Lancaster (Melling, 2002; Kwok et al., 2010; Vincent, 2019).

L'extrémité d'un pont de glace est appelée une arche ; elle est facilement identifiable par sa forme concave orientée vers l'amont du détroit, qui constitue un indice visible de la capacité du pont de glace à résister aux forçages externes (Samelson et al., 2006; Rallabandi et al., 2017). Selon Dumont (2017), les arches de glace représentent une transition entre deux états dynamiques distincts de la glace de mer : la banquise côtière stable et la glace de mer en mouvement. Les arches séparent des régimes de glace pouvant varier en termes de concentration, d'âge et de morphologie.

Dans les dernières années, notre capacité à représenter la glace côtière dans les modèles

de prévision numériques a largement été améliorée par le développement de paramétrisations pour simuler l'effet stabilisateur des quilles échouées en eau peu profonde (Lemieux et al., 2015; Dupont et al., 2022). Cela dit, plusieurs zones de glace côtière demeurent difficilement représentées, notamment là où elle est plutôt stabilisée par la formation d'arches. Bien que plusieurs modifications à la dynamique communément utilisée dans les modèles de prévision numériques ont été adoptées pour permettre leur formation (Dumont et al., 2009; Lemieux et al., 2016), notre capacité à prévoir le moment, le lieu et le démantèlement des ponts de glace s'avère toujours limitée. Cette difficulté s'explique en partie par un manque de connaissance sur les processus spécifiques à l'établissement et la débâcle des ponts de glace. Ainsi, bien que leur morphologie puisse être associée aux propriétés matérielles de la glace permettant leur formation (Plante et al., 2020), il reste à établir comment ces propriétés varient en fonction du temps pour expliquer la variabilité régionale, saisonnière ou interannuelle des ponts de glace.

Pour ces raisons, des efforts ont été récemment déployés afin de mieux documenter la variabilité des ponts de glace de l'AAC à partir de produits satellitaires. Par exemple, le radiomètre avancé à très haute résolution (*Advanced Very High Resolution Radiometer*, ou AVHRR) a été utilisé pour les arches du détroit de Nares et du détroit de Lancaster (e.g. Vincent, 2019, 2020, 2023). La technologie SAR (*Synthetic Aperture Radar*), qui est un radar à synthèse d'ouverture, provenant des satellites Sentinel-1A et 1B a également été employée pour identifier la formation, la localisation et la rupture des arches de glace (e.g. Ren et al., 2022). Entre autres, ces observations ont révélé que les arches de glace se forment principalement durant des périodes caractérisées par des conditions froides, où le vent et les courants sont faibles (Samelson et al., 2006; Kirillov et al., 2021). Cependant, ces formations sont extrêmement variables et n'ont pas toujours été définies de manière uniforme dans la littérature. La plupart de ces recherches citées précédemment étant échelonnées sur de courtes périodes, souvent limitées à quelques années, il en ressort peu d'information sur la variabilité interannuelle des ponts de glace. La seule exception est l'étude de Vincent (2019) couvrant la période de 1979 à 2019, dans laquelle une tendance significative a été documentée sur la date de débâcle, à un rythme de -1.1 jour par an. Un recul de la date de formation des arches

a aussi été noté, bien que la tendance ne soit pas statistiquement significative. Il n'existe cependant pas d'étude prenant en compte des données antérieures à 1980, année où les produits satellitaires ont commencé à être disponibles.

1.2.1 Un modèle simple de la stabilité des ponts de glace

Mécaniquement, on identifie une arche de glace comme étant une fracture entre deux états dynamiques distincts, tel qu'illustré à la figure 2 (Plante et al., 2020). L'état dynamique en amont correspond à un état immobile, caractérisé par une banquise côtière solide et fixe que l'on identifie comme étant le pont de glace. En aval, on observe un état dynamique mobile où l'on rencontre soit de l'eau libre, du frasil ou de la glace de mer consolidée, mais en mouvement. Cette région est une polynie lorsque la couverture de glace y est partielle. Une arche témoigne donc de l'interruption d'un écoulement dans un fluide granulaire qui est soudainement devenu solide, un phénomène théorisé par Janssen (1895) et observable lorsque certains matériaux granulaires confinés s'écoulent dans un canal convergent (Wieghardt, 1975; Dumont et al., 2009; Mehta et al., 2009).

De ce fait, la glace de mer est souvent traitée comme un matériau granulaire (Sodhi, 1977; Tremblay and Mysak, 1997; Mehta et al., 2009). En effet, on la considère constituée d'un ensemble de grains ou de floes, tels que des plaques de glace, avec des vides interparticulaires remplis d'un fluide. Ces floes interagissent entre eux et sont capables de transmettre les contraintes mécaniques de manière hétérogène, favorisant certains chemins de propagation au sein de la structure granulaire. Dans le cas des ponts de glace, ces floes s'appuient les uns sur les autres, assurant une stabilité mutuelle par le transfert de contraintes, un processus associé à leur cohésion. La position et la forme des arches de glace dépendent fortement de l'équilibre dynamique entre cette résistance interne de la banquise, soit sa rhéologie, et les forces externes agissant sur elle (Sodhi, 1977; Rallabandi et al., 2017).

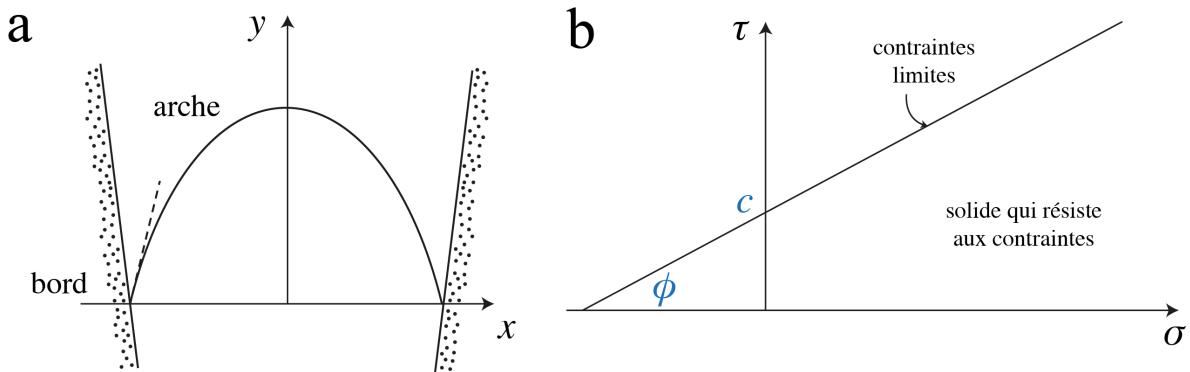


FIGURE 2 – Illustration du modèle simplifié de la théorie dynamique des arches, tel que présenté par [Sodhi \(1977\)](#). a) Schéma représentant une arche simplifiée dans un chenal convergent. b) Schéma du critère de rupture de Mohr-Coulomb avec la cohésion c et le coefficient de friction $\tan \phi$. τ représente la résistance totale au cisaillement et σ la contrainte normale.

Selon [Richmond and Gardner \(1962\)](#) puis [Sodhi \(1977\)](#), la formation d'une arche dans un détroit convergent repose principalement sur deux propriétés mécaniques de la glace de mer. Premièrement, la résistance cohésive (cohésion) de la banquise (Fig. 2b), c'est-à-dire sa capacité à supporter une compression uniaxiale ([Hibler III et al., 2006](#); [Dumont et al., 2009](#)). Deuxièmement, la résistance au cisaillement est déterminée par les interactions de frottement entre les grains et la limite maximale que ces interactions peuvent supporter (Fig. 2b). Lorsque les contraintes internes excèdent cette résistance, la banquise commence à se fracturer ou à se déformer plastiquement, c'est-à-dire lorsqu'elle cesse d'être élastique et subit une déformation irréversible, menant aux débâcles du pont de glace. Le critère de rupture de Mohr-Coulomb établit une relation linéaire entre ces deux résistances, telle que

$$\tau = c + \sigma \tan \phi \quad (1.1)$$

où τ est la résistance totale au cisaillement, c la cohésion, σ la contrainte normale, et $\tan \phi$ le coefficient de friction interne ([Handin, 1969](#)). Graphiquement, ce critère est représenté dans un plan à deux dimensions (Fig. 2b), où l'axe horizontal correspond à la contrainte normale

(en compression ou en tension) et l'axe vertical à la contrainte en cisaillement ([Richmond and Gardner, 1962](#); [Sodhi, 1977](#)).

En résumé, la théorie de Mohr-Coulomb décrit la rupture par cisaillement en fonction des contraintes normales et du comportement de friction et de cohésion du matériau. Dans le contexte de pont de glace, l'arche de glace désigne une zone où une rupture se produit au sein de la glace. Cependant, il convient de rappeler que ϕ et c ne sont pas mesurables directement. Ainsi, [Sodhi \(1977\)](#) a adopté un cadre conceptuel dans lequel l'arche prend la forme d'une parabole dans un système de coordonnées cartésiennes (Fig. 2a). En s'appuyant sur les paramètres géométriques de l'arche, qui sont mesurables expérimentalement, il a pu déduire les propriétés mécaniques de la glace de mer.

La forme parabolique à l'extrémité d'un pont de glace constitue la configuration la plus efficace pour résister aux contraintes externes, illustrant ainsi la capacité des ponts de glace à supporter les forçages ([Samelson et al., 2006](#); [Rallabandi et al., 2017](#)). En ce qui concerne les ponts de glace formés dans les chenaux de l'AAC, les forces externes telles que le vent et les courants jouent un rôle clé dans la résistance et la stabilité des ponts. Ces forces, influencées par la topographie des détroits, sont particulièrement canalisées dans ces espaces géographiques restreints ([Ito, 1982](#); [Hannah et al., 2009](#); [Kirillov et al., 2021](#)). Ainsi, la géographie locale se révèle déterminante dans l'évaluation de la résistance des ponts de glace face à ces forçages externes. Parmi ces forces, le vent représente un des principaux facteurs de perturbation des ponts de glace. En effet, des vents faibles ou inexistant favorisent la formation des arches, tandis que des vents forts, orientés dans la direction de la courbure du pont de glace, peuvent entraîner sa désintégration puis sa rupture ([Shokr et al., 2020](#)).

1.2.2 Déterminants de la formation et la rupture des ponts de glace

Le cycle de vie d'un pont de glace se compose de plusieurs phases successives, s'étendant sur la fin d'une année et le début de l'année suivante. À la fin de l'été et durant le début

de l'automne, avant la formation du pont, les températures élevées, combinées à l'action du vent, entraînent une concentration de glace relativement faible et favorisent la mobilité des floes de glace. Au milieu de l'automne, la température de l'air descend de plus en plus fréquemment en dessous du point de congélation de l'eau de mer, marquant ainsi le début de l'hiver. Le nombre de floes de glace augmente et, avec l'arrivée de l'hiver, ils sont exposés plus longuement à des températures négatives prolongées, ce qui favorise leur épaississement ainsi que leur consolidation les uns aux autres. Cette consolidation résulte principalement de l'englacement des interstices entre les floes, lorsque ceux-ci ne sont plus en mouvement pendant les périodes froides et calmes.

Ces floes forment par la suite une banquise côtière consolidée avec une résistance accrue attribuable à la cohésion, renforcée par son épaisseur. Lorsque les conditions environnementales sont propices, telles qu'une température de l'air inférieure à -15°C , une marée de morte-eau caractérisée par une faible amplitude, ainsi qu'une diminution voir une absence de vent, une arche se forme (Samelson et al., 2006; Kirillov et al., 2021). Ce phénomène implique une fracture au sein d'une banquise consolidée, aboutissant à la formation d'une arche de glace concave généralement en amont de la zone la plus étroite du détroit. Il est important de noter qu'un même pont de glace peut former et briser son arche à plusieurs reprises, à différentes positions dans le détroit, avant d'atteindre une réelle stabilité durant l'hiver.

À la fin de la saison glaciaire, soit à la fin du printemps ou début de l'été, les températures de l'air augmentent de manière continue, dépassant de plus en plus le point de congélation. Le réchauffement de l'air ambiant provoque une augmentation de la température de la glace, entraînant une diminution de sa cohésion et de son épaisseur. L'affaiblissement de ses propriétés mécaniques rend le seuil critique plus facile à atteindre, conformément au critère de rupture de Mohr-Coulomb, sous les conditions dynamiques courantes, ce qui conduit à la rupture du pont de glace sous l'effet de déformations irréversibles (plastiques).

La capacité de la banquise à résister aux contraintes qui s'imposent à large échelle dépend de multiples facteurs. La présence de glace pluriannuelle ou de fragments d'icebergs

peut solidifier le couvert de glace, tout comme sa température interne, une glace froide étant moins poreuse qu'une glace plus chaude. Il existe une forte dépendance entre la température de l'air et les propriétés mécaniques de la glace : une élévation de la température réduit les forces interparticulaires, favorisant l'augmentation de la porosité et affaiblit la cohésion de la glace (Weeks and Ackley, 1986; Golden et al., 2007; Pringle et al., 2009). Ces attributs sont toutefois particulièrement difficiles à évaluer. Au premier ordre toutefois, plus la glace est épaisse, plus elle résistera aux contraintes de tension et de cisaillement qui auraient tendance à la fracturer et à la faire céder. L'épaisseur de la banquise côtière peut être considérée comme un indicateur viable pour estimer la cohésion de la glace. Or, l'épaisseur peut être raisonnablement bien estimée à partir de l'évolution des flux de chaleur sensibles entre l'océan et l'atmosphère.

Pour illustrer ce lien, considérons l'équation suivante qui prescrit le taux de variation de l'épaisseur h d'une plaque de glace immobile étant donné un flux net de chaleur à travers la glace, entre l'océan considéré isothermique et l'atmosphère (Maykut, 1986)

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{F}{\rho_i L_f} \quad (1.2)$$

où F [$\text{J m}^{-3} \text{ s}^{-1}$] est le flux net de chaleur entre l'océan à la base de la glace et l'atmosphère et L_f [J kg^{-1}] est la chaleur latente de fusion. Une estimation précise du flux net de chaleur requiert de tenir compte de la conduction de chaleur à l'intérieur de la glace, de la présence et des caractéristiques du couvert de neige, du flux radiatif, des échanges turbulents de chaleur latente et sensible à la surface et des conditions aux limites. Au premier ordre toutefois, on peut considérer, comme le fait Maykut (1986), que F est proportionnel à la différence de température entre l'atmosphère T_a et le point de fusion T_f de la glace, et inversement proportionnel à l'épaisseur, tel que

$$F = \frac{k_i(T_f - T_a)}{h} \quad (1.3)$$

où la constante de proportionnalité k_i représente la conductivité thermique de la glace. La figure 3a montre comment le taux de croissance de la glace varie en fonction de son épaisseur pour différentes valeurs de température de l'air (Eq. 1.2). Dans ces conditions, et considérant une épaisseur initiale nulle, l'épaisseur de la glace à un instant t s'obtient en intégrant l'équation 1.2, de telle sorte que

$$h^2(t) = \frac{2k_i}{\rho_i L_f} \int_0^t (T_f - T_a) dt' = \frac{2k_i \Theta(t)}{\rho_i L_f} \quad (1.4)$$

où

$$\Theta(t) = \int_0^t (T_f - T_a) dt'. \quad (1.5)$$

correspond au nombre cumulé de degrés-jour de gel à partir de l'instant t_0 où la glace commence à se former, donc que la couche de surface de l'océan est au point de congélation. Ce lien existant entre l'épaisseur de glace et le flux de chaleur intégré entre l'océan et l'atmosphère a mené plusieurs auteurs à proposer des relations empiriques entre ces deux quantités (e.g. [Lebedev, 1938](#); [Zubov, 1945](#); [Anderson, 1961](#)). La Figure 3b en montre quelques exemples, dont celle proposée par [Anderson \(1961\)](#) qui trouve, en analysant des données collectées près de Thule, à l'ouest du Groenland,

$$h^2 + 5.1h = 6.7\Theta \quad (1.6)$$

où h est en [cm] et Θ en [$^{\circ}\text{C jour}$]. Malgré le développement de la modélisation numérique qui permet de mieux tenir compte de l'hétérogénéité de la banquise, des nombreux processus participant à la croissance, la fonte et la transformation de la glace, et des aspects dynamiques, l'utilisation de cette métrique reste pertinente dans les contextes où la dynamique est peu dominante et où les données d'épaisseur sont rares, absentes ou peu fiables, comme c'est le cas ici pour l'étude des arches de glace.

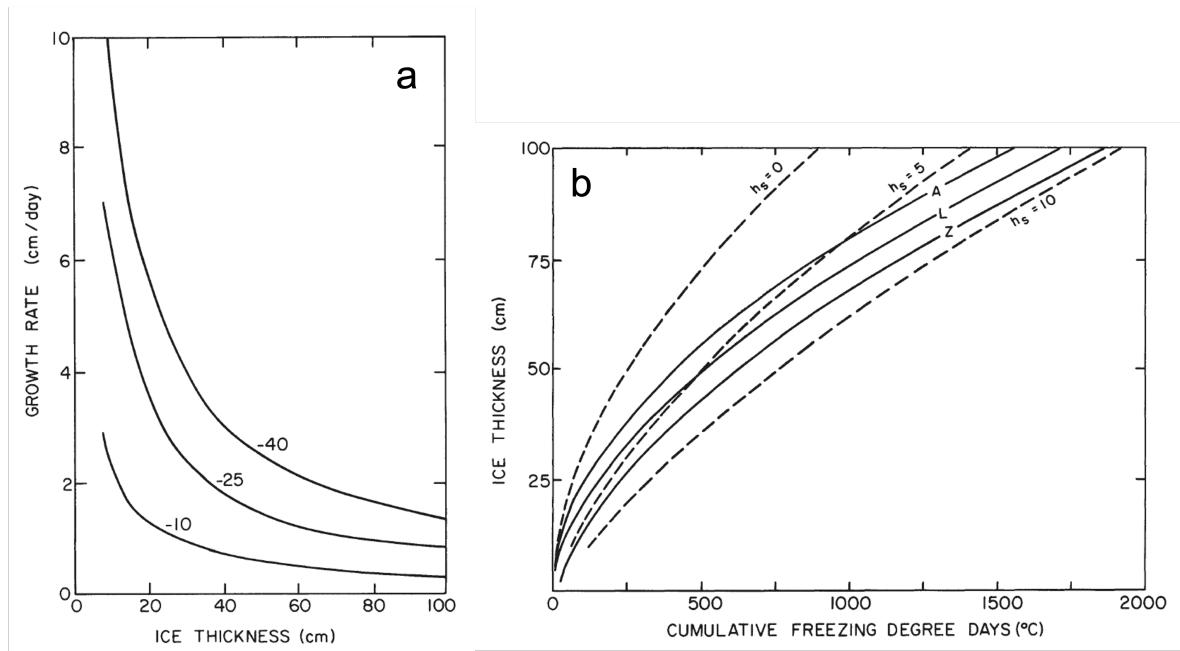


FIGURE 3 – a) Taux de croissance de la glace en fonction de son épaisseur (a, équation 1.2) et b) relations entre l'épaisseur et le nombre cumulé de degré-jour de gel Θ établies par différentes études, tenant compte [—] ou non [—] de la présence d'un couvert de neige d'épaisseur h_s . Les différentes courbes sont celles proposées par [Lebedev \(1938\)](#) [L], [Zubov \(1945\)](#) [Z] et [Anderson \(1961\)](#) [A]. Figures tirées de [Maykut \(1986, Figures 14 et 15\)](#).

1.3 Objectifs de la recherche

Dans le contexte des changements climatiques avec le réchauffement des températures atmosphériques et face aux enjeux écologiques et socio-économiques auxquels l'AAC est confronté, est-ce que les ponts de glace continueront de se former ? Si tel est le cas, quels éléments sont à connaître ou à prendre en compte pour les prédire ? Malgré leur importance, les capacités actuelles de prévision, tant à l'échelle saisonnière qu'à long terme, demeurent insuffisantes pour prédire avec précision la formation et la rupture de ces structures, et, par conséquent, leurs impacts sur les autres composantes du système. Face à cette incertitude prédictive, il devient pertinent de mener une étude historique sur la stabilité et la présence des ponts de glace les plus significatifs pour *Pikialasorsuaq*. En prenant en compte les relations

entre la température de l'air et le cycle de vie des ponts de glace, la question se pose alors de savoir s'il existe des indicateurs fiables permettant d'anticiper l'évolution de ces structures, ainsi que des critères définissant leur stabilité, leur formation et leur rupture.

L'objectif général de cette étude est de **déterminer dans quelle mesure la température de l'air, et plus spécifiquement le nombre de degrés-jours de gel, contrôle le cycle de vie et la variabilité interannuelle des ponts de glace**. Cela permettrait ainsi d'approfondir notre compréhension sur la dynamique de la glace de mer dans un contexte de réchauffement climatique. Le premier objectif spécifique consiste à **constituer une base de données historiques sur les formations et les ruptures des ponts de glace étudiées**. Cette base sera ensuite cataloguée et rendue accessible au public. Le deuxième objectif est **d'analyser la température de l'air en utilisant la méthode des degrés-jours de gel cumulés, aux moments des formations et des ruptures des ponts de glace**. Enfin, le troisième objectif spécifique est de **comparer les quatre ponts de glace entre eux afin d'en extraire des indicateurs pertinents pour leur prédiction**.

Les recherches sur la phénologie et le climat de la banquise arctique sont abondantes, mais rares sont celles qui se concentrent sur les arches et l'impact de la température de l'air sur celles-ci. Bien que la méthode des degrés-jours de gel cumulés soit couramment utilisée depuis de nombreuses années pour prédire l'épaisseur de la glace, elle n'a pas encore été appliquée à la stabilité des arches de glace. Une analyse détaillée de la présence de ces arches sur plusieurs décennies, ainsi que de leurs degrés-jours de gel tout au long de leur cycle de vie, pourrait fournir des données cruciales pour tester des modèles numériques, tant déterministes qu'empiriques. Ces travaux visent à améliorer les capacités de prévision des arches et à évaluer leur épaisseur. Ce projet s'appuie sur l'étude du pont de glace situé au sud du détroit de Nares (NOW), réalisée par [Dumont \(2017\)](#) jusqu'à 2017, et vise à étendre cette recherche jusqu'à 2023. Il vise également à inclure d'autres ponts de glace, encore peu ou pas étudiés d'un point de vue climatique, afin de les comparer entre eux.

CHAPITRE 2

MÉTHODOLOGIE

La méthode générale adoptée pour atteindre les objectifs fixés repose principalement sur la création d'une base de données historique couvrant la période de 1969 à 2023, relative à la formation et à la rupture des arches de glace. Dans ce cadre, quatre arches de glace, situées dans la zone de l'AAC, ont été sélectionnées pour une étude approfondie. Les données existantes, produites de manière opérationnelle et mises à disposition de manière ouverte par divers organismes gouvernementaux au cours de plusieurs décennies, constituent une ressource essentielle pour nous permettre de caractériser la variabilité à long terme de ces évènements. L'identification et la création de la base de données des arches s'appuient sur les cartes de glace produites par les services nationaux comme le Service canadien des glaces et l'Institut météorologique danois, lesquelles fournissent des informations sur le cycle de vie des arches, de leur formation à leur rupture, ainsi que sur leurs caractéristiques morphologiques. Il convient de noter que ces données n'avaient pas été utilisées auparavant pour l'analyse du cycle de vie des arches, à l'exception de l'étude de [Dumont \(2017\)](#), qui s'est concentrée sur une seule arche. Par la suite, pour évaluer l'impact du flux de chaleur sur le cycle de vie des arches, les températures de l'air provenant de données de réanalyses seront utilisées afin d'estimer le nombre cumulé de degrés-jours de gel. Ce paramètre permettra d'analyser si les degrés-jours de gel constituent un indicateur pertinent de la quantité de chaleur extraite de l'océan et de la glace par l'atmosphère, et donc de la stabilité des arches de glace. Cette méthodologie sera appliquée aux quatre arches de glace identifiées, dans le but d'observer d'éventuelles caractéristiques communes ou, au contraire, de mettre en évidence leurs différences.

2.1 Identification des arches

Les arches de glace récurrentes de l’AAC sont toutes étroitement liées à la polynie des Eaux du Nord, qu’elles délimitent notamment au niveau du bassin de Kane (Ito and Müller, 1977; Wilson et al., 2001). Donc les arches de glace qui nous intéressent particulièrement sont celles contribuant à la formation de cette polynie. Dans le cadre de cette étude, nous avons identifié quatre arches de glace récurrentes que nous présentons ici du nord au sud.

Arche du détroit de Smith/Nares

L’arche du détroit de Smith/Nares, désignée ici sous l’acronyme **NOW**, est l’arche de glace la plus étudiée de l’AAC. Cette arche prête existence à la polynie des Eaux du Nord (*North Water polynya*), c’est pourquoi nous la nommons NOW. Située dans l’archipel entre le détroit de Smith et le détroit de Nares, cette arche relie l’île d’Ellesmere au Groenland (Babb et al., 2022) entre 78°N et 80°N (Dumont, 2017). Elle est dans une zone géographique où le détroit de Nares, long de 500 à 600 km et large de 40 à 130 km, relie la mer de Lincoln à l’extrémité nord de la baie de Baffin (Vincent, 2020; Moore and Imrit, 2022). La formation de l’arche se produit au point de rapprochement le plus étroit, soit à environ 40 km de largeur, au niveau du détroit de Smith (numéro 1 dans la figure 4 et le tableau 1), marquant ainsi la limite nord de la polynie des Eaux du Nord (Dunbar, 1969; Ren et al., 2022). La glace provenant de la mer de Lincoln, composée de glace pluriannuelle (MYI, Multiyear ice) épaisse, pénètre dans le détroit de Nares. La MYI se bloque avant d’atteindre la polynie, au niveau du détroit de Smith, précisément là où ce dernier est le plus convergent. Les vents du Nord-Est jouent un rôle déterminant dans le processus, en favorisant sa consolidation lorsqu’ils sont faibles (Kirillov et al., 2021) et en contribuant à l’élimination de la jeune glace à la surface de la polynie lorsqu’ils s’intensifient (Barber et al., 2001b). L’arche NOW est une formation saisonnière qui apparaît presque chaque année depuis le début de son observation en 1960 (Dunbar, 1969; Vincent, 2020; Ribeiro et al., 2021). Toutefois, la distance latérale selon l’axe

y, mesurée au milieu du détroit depuis les points d'ancrage de l'arche aux bords, peut varier (Fig. 2a). Cette variabilité influence directement la quantité de glace pouvant s'accumuler en amont de l'arche, au nord du détroit de Smith. Une extension latérale plus importante limite l'espace disponible pour l'accumulation de glace (Moore et al., 2023). Dans certains cas, une arche de glace se forme dans la mer de Lincoln, au nord du détroit de Nares. Lorsqu'elle est présente, cette formation bloque l'intrusion de glace de mer pluriannuelle (MYI) dans le détroit, de sorte que le pont de glace NOW est alors principalement constitué de glace de première année (FYI) (Ingram et al., 2002; Barber and Massom, 2007; Vincent, 2019).

Détroit de Jones (JNS)

L'arche de glace du détroit de Jones, désignée sous l'acronyme **JNS**, n'a jamais été analysée en détail, mais a été mentionnée dans les écrits comme contribuant à la formation de la polynie comme le dit par exemple l'étude de Babb et al. (2022). Elle se forme à l'extrémité Est du détroit de Jones reliant le sud de l'île d'Ellesmere à l'île Devon (Ito and Müller, 1977) et localisée entre 86°O et 81°O, autour de 75°N (numéro 2 dans la figure 4 et le tableau 1). Le détroit de Jones représente un passage pour les courants d'eau froide et les flux de glace en provenance de l'Arctique, qui pénètrent dans la baie de Baffin sous l'influence des vents d'Ouest (Wilson et al., 2001; Agnew et al., 2008; Peterson et al., 2012). Ce détroit, géographiquement restreint, contraste avec le détroit de Smith, qui présente une forme en entonnoir plus ouverte. Le processus de gel commence généralement à la fin du mois de septembre ou au début du mois d'octobre, débutant en amont du détroit de Jones, vers Hell Gate - détroit de Cardigan, avant que la glace dérive vers l'Est, enveloppant l'île Coburg autour de la mi-octobre ou fin octobre (Stirling and Cleator, 1981). Une fois la glace consolidée et suffisamment résistante aux contraintes imposées par les vents d'ouest, une arche de glace se forme entre l'île d'Ellesmere et l'île Devon. Cette arche est principalement constituée de glace de première année (FYI, *first-year ice*) (ECCC, 2024). L'arche de glace constitue ainsi une frontière de banquise côtière à l'ouest de la polynie des Eaux du Nord, jouant un rôle

important dans le maintien de cette dernière (Ito and Müller, 1977; Ito, 1982; Babb et al., 2022), en empêchant l’advection de glace pluriannuelle provenant des îles de la Reine Élisabeth ainsi que de la glace de première année. Selon Wilson et al. (2001), cette arche se brise généralement à la fin du mois de juin, facilitée par les vents d’est qui contribuent à sa rupture (Ito, 1982).

Île Coburg (JCB)

Une autre arche de glace, désignée sous l’acronyme **JCB** dans cette étude, peut se former entre l’île Devon et l’île Coburg, en aval de l’arche JNS, autour de 75°50’ N (numéro 3 dans la figure 4, figure 7 et le tableau 1). Dans cette étude, les arches JNS et JCB ont été définies indépendamment l’une de l’autre, bien qu’elles puissent faire partie du même pont de glace, étant donné qu’elles représentent la continuité de la banquise côtière du détroit de Jones jusqu’à l’île Coburg. Il n’est pas possible de déterminer s’il existe une dépendance réelle entre ces deux arches de glace, car il existe des périodes où seule l’arche JCB – en aval de JNS – est visible, et d’autres où seule l’arche JNS – en amont de JCB – est formée. Il est également possible que ces deux arches coexistent simultanément, bien que l’arche JNS présente une forme moins définie comparée à l’arche JCB, cette dernière affichant une rupture nette marquant la séparation entre la banquise côtière en amont et l’eau libre en aval (Fig. 4). La formation de l’arche JCB reste un phénomène relativement rare, contrairement à l’arche JNS, qui se forme presque chaque hiver. Toutefois, dans les données utilisées, l’arche JNS est définie uniquement lorsqu’une différence claire de type de glace est observée entre l’amont et l’aval de l’arche. Il est possible que cette arche ne soit pas détectée dans certains cas, notamment lorsque le même type de glace est présent des deux côtés. Par conséquent, la date de formation de l’arche JNS est moins précise lorsque l’arche JCB est présente simultanément, car elles font partie du même pont de glace. Cette situation pourrait représenter une incertitude associée aux données utilisées.

Détroit de Lancaster (LCS)

L'arche de glace du détroit de Lancaster, désignée sous l'acronyme **LCS**, empêche l'advection de la glace de mer du détroit de Parry vers la baie de Baffin (Wilson et al., 2001; Agnew et al., 2008; Babb et al., 2022). Cette arche de glace a été observée pour la première fois par satellite par Dunbar (1969), même si les explorateurs en parlaient déjà avant. Le détroit de Lancaster, qui sépare l'île Devon de l'île de Baffin, mesure plus de 300 km de long et environ 75 km de large (numéro 4 dans la figure 4 et le tableau 1). Il s'étend de l'île Bylot à la limite Ouest du détroit de Barrow, au niveau de l'île Somerset (Vincent, 2023). Ce détroit fait partie de la région de *Tallurupiup Imanga*, une zone qui est en phase de devenir la plus grande aire marine de conservation du Canada en raison de son importance culturelle et écologique (Halliday et al., 2022). Le détroit de Lancaster constitue l'un des trois principaux passages entre l'océan Arctique et l'AAC. La banquise formée dans le détroit de Lancaster est principalement composée de glace de première année (FYI), qui commence à geler à l'Ouest du détroit avant de s'étendre progressivement vers l'Est (Steffen, 1985; Vincent, 2023; ECCC, 2024). Bien qu'il y ait un apport de glace pluriannuelle (MYI) en provenance de l'océan Arctique (Babb et al., 2022), ce phénomène reste limité dans la région. L'arche de glace se forme quasiment chaque année dans ce détroit, mais sa position fluctue considérablement au sein d'une même année, pouvant se produire n'importe où à l'intérieur du détroit de Lancaster et même plus à l'Ouest, dans le détroit de Barrow (Vincent, 2023). Cependant, notre étude ne prend pas en compte les arches ancrées sur l'île Cornwallis. Certaines arches temporaires se forment parfois plus à l'Ouest au début de la saison de glace, avant la consolidation du pont de glace vers l'Est pour atteindre la position finale de l'arche. Les principaux points d'ancre de cette arche se trouvent sur de grandes masses terrestres telles que l'île Bylot, les extrémités de l'île de Baffin, l'île Somerset ainsi que tout le long de l'île Devon.

D'après l'étude de Vincent (2023), cette arche se forme généralement entre janvier et mars, période durant laquelle les vents dans le détroit diminuent (Wilson et al., 2001). La rupture de l'arche se produit généralement entre la fin mai et le début juillet, lorsque les

vents commencent à augmenter en mai, entraînant progressivement la débâcle de la glace de mer dans la région (Wilson et al., 2001; Ingram et al., 2002). Dans certains cas, plusieurs arches peuvent se former consécutivement dans le détroit de Lancaster, donnant lieu à des configurations de doubles ou même triples arches, telles qu'observées pour les arches JNS et JCB. Dans ces situations, nous avons choisi pour l'analyse de prendre en compte l'arche la plus à l'Est, celle qui touche l'eau libre de la polynie.

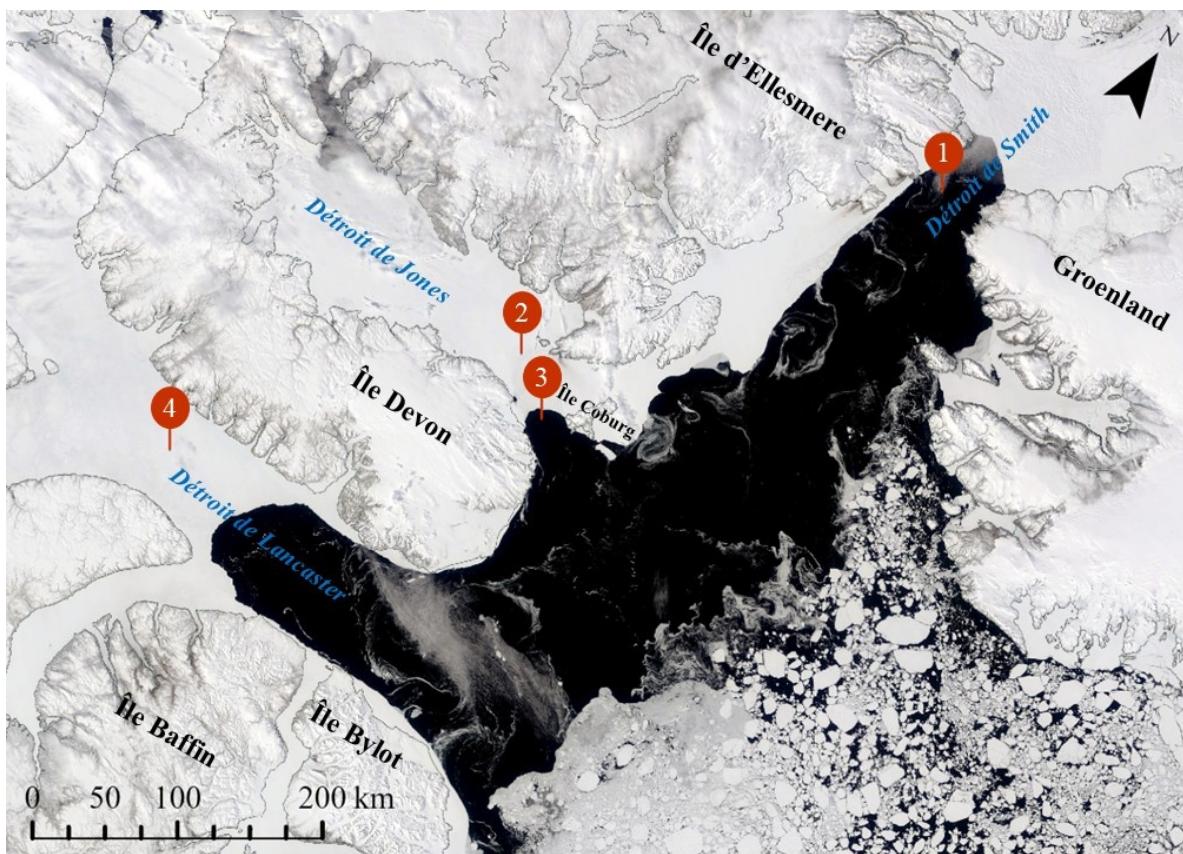


FIGURE 4 – Image MODIS (NASA, 2025) de l'Archipel Arctique canadien pour le 6 juin 2018 montrant la polynie des Eaux du Nord ou *Pikialasorsuaq* et les limites de la banquise côtières en forme d'arche. Les points rouges indiquent les positions des arches (1=NOW, 2=JNS, 3=JCB, 4=LCS) ainsi que les points où ont été extraites les données ERA-5.

2.2 Cartes de glace

Les cartes de glace sont des produits d'information standardisés sur les conditions de glace répondant aux besoins des principaux usagers et réalisées par des experts à partir d'imagerie aérienne ou satellitaire. L'information apparaît sous la forme de zones ou polygones géographiques auxquels sont associés des attributs suivant le code de l'œuf (CIS [MANICE, 2005](#)). Au Canada, ces cartes sont produites par le Service canadien des glaces (SCG) d'Environnement et changement climatique Canada (ECCC) depuis 1968 ([CIS, 2024](#)). Entre 1968 et 1979, elles sont produites seulement l'été à une fréquence hebdomadaire. À partir de 1980, la période hivernale est couverte à une fréquence mensuelle. En 2007, la fréquence hivernale augmente à deux par mois et en 2012, elles sont produites hebdomadairement toute l'année. Le Danmarks Meteorologiske Institut (DMI) produit également des cartes pour les eaux entourant le Groenland et couvrant donc une partie de l'AAC, et ce depuis 2000 à raison d'une carte par semaine, fréquence qui augmente à deux par semaines en 2010 ([DMI, 2024](#)).

Une carte intègre des données collectées à différents moments s'échelonnant sur quelques jours. En effet, les cartes hebdomadaires danoises sont publiées deux fois par semaine en utilisant les données des dernières 36 heures ([DMI, 2024](#)) alors que les données canadiennes sont publiées tous les jeudis en utilisant les données de toute la semaine. À chaque carte de glace est associé la date de publication de la carte. Toutefois, considérant que les cartes sont construites à partir de plusieurs images satellites ou relevés aériens qui ont été pris sur plusieurs jours et que les cartes sont publiées à une fréquence hebdomadaire, la semaine est utilisée comme unité de temps de base pour la caractérisation des arches. Nous considérons donc de manière conservatrice que l'incertitude temporelle associée à ces cartes est d'une semaine, et ce pour les deux fournisseurs de service.

La représentation numérique de la date suit ici la norme ISO 8601 basée sur le calendrier grégorien ([ISO, 2019](#)). Une année ISO, basée sur la numérotation hebdomadaire, comporte 52 ou 53 semaines complètes, soit 364 ou 371 jours au lieu des 365 ou 366 jours ha-

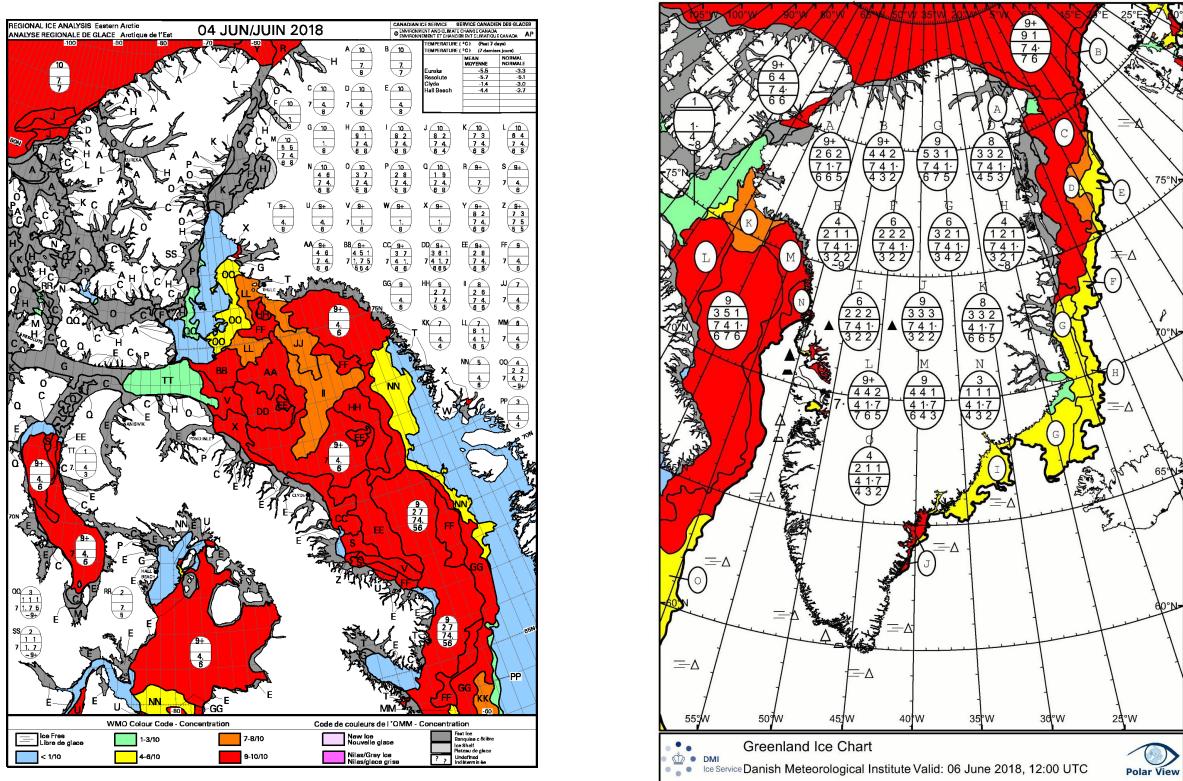


FIGURE 5 – Carte régionale pour l’Arctique de l’Est du Service canadien des Glaces pour le 4 juin 2018 (gauche, CIS (2024)) et celle du Danmarks Meteorologiske Institut pour le 6 juin 2018 (droite, DMI (2024)). À chaque polygone est associé une lettre qui pointe vers un code de l’œuf. Le code de couleur est basé sur la concentration totale (premier chiffre en haut de l’œuf). Les polygones gris représentent de la banquise côtière.

bituels. Les semaines commencent le lundi et se terminent le dimanche, et l’année de chaque semaine est déterminée par l’année grégorienne où tombe le jeudi. Les années de 53 semaines, surviennent lorsque le 1^{er} janvier est un jeudi ou lorsque les années bissextiles commencent un mercredi. Ainsi, la première semaine de l’année inclut toujours le 4 janvier, ce qui peut entraîner un décalage de 1 entre l’année ISO et l’année grégorienne pour certains jours autour du 1^{er} janvier.

Pour centrer cette étude sur la période de présence maximale de la glace de mer, nous avons choisi d’adopter une approche basée sur l’*année de glace*. Une année de glace débute à la 36^e semaine ISO, correspondant à la fin du mois d’août ou au début du mois de sep-

tembre, et se termine 52 semaines plus tard, soit à la fin du mois d'août de l'année suivante. Par exemple, dans le cas de l'année de glace 2023, elle commence le 1^{er} septembre 2022 et se termine le 31 août 2023. Étant donné que l'étude est en années glaciaires, il a été préférable d'opter pour une segmentation en semaines de glace (*Week of Ice Year* ou WOIY). Pour éviter certaines incohérences liées à l'utilisation d'une année de 53 semaines, la semaine 18 de l'année de glace a été supprimée pour toutes les années. Ce changement n'altère pas de manière significative l'analyse. Seule la première semaine de l'année glaciaire peut occasionnellement commencer à la fin du mois d'août, plutôt qu'au début de septembre, tout en restant alignée sur la semaine ISO 36.

Les données relatives à la présence des arches ont été converties en unités jours de l'année, afin d'harmoniser ces données avec celles de la température de l'air utilisées dans la suite de l'étude. Dans ce système, chaque jour de l'année se voit attribuer une numéro unique, débutant le 31 août, qui est considéré comme le jour 1, et augmentant de 1 chaque jour jusqu'au 365^e jour (ou 366 pour les années bissextiles, bien qu'elles ne soient pas prises en compte dans cette analyse). Cette numérotation est réinitialisée chaque année.

2.3 Critères de détection des ponts de glace et classification de la polynie associée

On rappelle qu'une arche de glace est une structure facilement identifiable dans les cartes, car elle sépare deux états dynamiques de glace : la banquise côtière, solide et fixe, et la glace dérivante et mobile. Selon l'étude de Dumont (2017), deux critères permettent d'évaluer la présence d'une arche. Premièrement, une ligne concave orientée vers l'amont du détroit étudié doit être observable. La ligne concave n'est pas nécessairement parfaitement parabolique, mais peut être constituée d'un assemblage de lignes connectées à condition que la concavité globale soit préservée (Fig. 6). Deuxièmement, la concentration totale de la glace en amont doit correspondre à une banquise côtière solide et fixe, sans présence d'eau libre, avec une concentration maximale de glace.

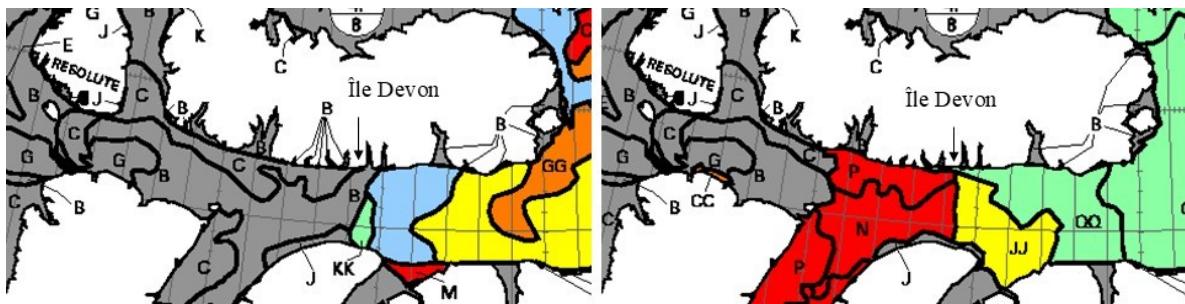


FIGURE 6 – Exemple d’arche de glace dans le détroit de Lancaster présentant une forme globalement concave, avec une tolérance sur les éventuelles convexités qui peuvent exister. La flèche noire indique la position de l’arche. À gauche : carte de glace du 27 juin 2022, montrant une arche conforme aux critères de concavité. À droite : carte du 4 juillet 2022, où l’arche a disparu, la concavité n’étant plus respectée (CIS, 2024).

Les cartes de glace sont des données disponibles permettant l’observation de ces deux critères. Une arche de glace est une démarcation incurvée entre plusieurs polygones que l’on ne retrouve pas seulement dans les cartes du SCG, mais également dans les cartes de glace de l’Institut Météorologique Danois (DMI) (DMI, 2024), et dans les images MODIS (Fig. 7). L’arche est bien une structure cohérente dans l’espace et stable dans le temps, l’interprétation de ces cartes est donc considérée comme suffisamment robuste pour cette étude.

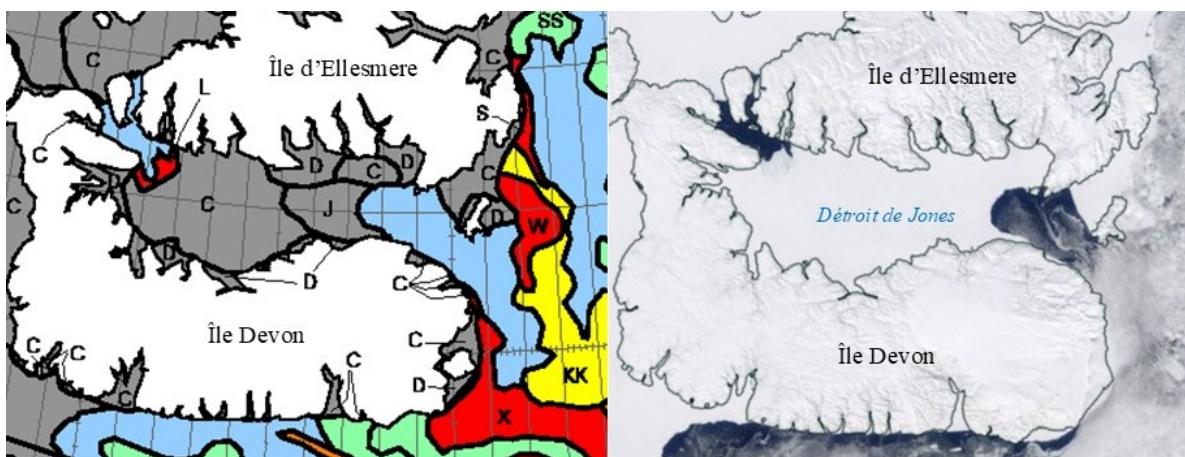


FIGURE 7 – a) Carte de glace du Service canadien des glaces de la semaine du 25 mai 2020 pour le détroit de Jones (WOY 21, WOIY 38, CIS (2024)). b) Image MODIS (NASA, 2025) du détroit de Jones pour le 11 mai 2020.

Les cartes de glace révèlent clairement la forme concave orientée vers l'amont du détroit comme le montre la figure 7, cette configuration pouvant être composée d'une ou de plusieurs lignes connectées de polygones adjacents. Concernant la concentration totale de glace, notée C_t sur les cartes de glace, les polygones situés en amont de l'arche doivent présenter une concentration d'au moins 9/10, correspondant aux valeurs de 9, 9+ ou 10 sur les codes des cartes de glace (Dumont, 2017). Ces seuils indiquent une couverture de glace complète ou quasiment complète, essentielle à la formation et au maintien de cette structure. Dans cette étude, 2032 cartes de glace au total ont été analysées visuellement entre 1968 et 2023.

Une arche est considérée comme présente lorsque les deux critères précédemment discutés sont satisfait. En cas de présence d'une arche, deux variables sont relevées : la concentration totale C_t la plus faible du polygone situé immédiatement en aval de l'arche, nommée C_{LO} , et la concentration totale la plus élevée de ce même polygone, nommée C_{UP} . Si une seule valeur de concentration est disponible, elle est utilisée pour les deux variables. En cas de présence de plusieurs polygones en aval, les valeurs minimale et maximale de concentration parmi tous les polygones sont retenues.

Les valeurs minimale et maximale de concentration totale permettent d'estimer la concentration totale moyenne, exprimée en dixièmes, au sein de la polynie située en aval de l'arche. Cette moyenne est ensuite utilisée pour classer l'état de la polynie en trois catégories distinctes (Fig. 35). Si la moyenne est comprise entre 0 et 4, la polynie est qualifiée d'*ouverte*, et est symbolisée par un carré bleu clair sur la figure 8. Si la moyenne est supérieure à 4 et inférieure ou égale à 7, la polynie est considérée *semi-fermée*, et est illustrée par un carré bleu sur la figure 8. Si la moyenne dépasse 7, la polynie est dite *fermée*, et est présentée sous la forme d'un carré bleu foncé dans la figure 8. En l'absence d'une arche, il est noté qu'il n'y a pas de polynie, ce qui strictement n'est pas tout à fait correct, une polynie pouvant exister sans la présence d'une arche.

2.3.1 Cycle de vie des arches

Une arche de glace peut se former et se briser à plusieurs reprises au cours d'une même année glaciaire (Vincent, 2023). Nous avons dans un premier temps détecté l'ensemble des formations et ruptures des quatre arches de glace pour chaque année. Or, la glace présente au moment de la dernière rupture s'étant immobilisée et fixée au moment de la dernière formation, on assume que la relation entre le nombre de degrés-jours de gel et son épaisseur à la rupture n'est valide que pour la durée de cette dernière occurrence de l'arche. C'est sur la base de cette hypothèse que l'analyse ne porte que sur la dernière arche de la saison, donc sur la dernière formation et la dernière rupture.

L'analyse des dernières ruptures des arches a révélé que ces évènements sont facilement identifiables en raison de l'abondance de données sur les cartes de glace durant leur période d'apparition. Une sélection est appliquée sur les données par années glaciaires afin de représenter les dernières ruptures en rouge sur la figure 8. La sélection est réalisée à l'aide d'une boucle itérative sur les semaines de glace, appliquée à chaque année de glace, et reposant sur des conditions spécifiques. Cette approche permet d'abord de détecter la présence ou l'absence de l'arche de glace à toutes les semaines. Une arche est considérée comme stable lorsqu'elle persiste pendant au moins trois semaines consécutives. Cette durée minimale a été retenue afin de s'assurer que la structure ait le temps d'exercer une influence significative sur la dynamique de la glace en amont de l'arche, notamment en induisant un blocage de sa dérive et son accumulation. À l'inverse, les arches dont la durée de vie est inférieure à trois semaines sont qualifiées de temporaires et exclues de l'analyse, car elles sont susceptibles de refléter des phénomènes transitoires liés à la variabilité météorologique à court terme. Ce seuil temporel constitue un compromis méthodologique permettant de filtrer les événements éphémères tout en conservant ceux dont la durée est suffisante pour avoir un réel impact sur la dynamique de la glace de la région. Une fois les arches identifiées, la dernière condition permet d'enregistrer la date de présence finale de la dernière arche au cours de l'année, cette date étant alors désignée comme la "dernière rupture" de l'arche pour cette année (Symboles

rouges dans la figure 8).

Les formations des arches représentent des évènements difficilement observables. Cela s'explique d'abord par la définition même d'une formation, qui peut se manifester à plusieurs reprises durant l'année. De plus, ces évènements se produisent souvent au cours d'une période de l'année de glace qui n'est pas bien documentée historiquement sur les cartes de glace (carrés gris dans la figure 8). C'est la raison pour laquelle les détections des formations d'arches ont été effectuées manuellement, et non à l'aide d'une boucle conditionnelle itérative, reposant plutôt sur une évaluation subjective.

La première formation d'une arche correspond à la date de sa première apparition au cours d'une année glaciaire. Ainsi, si aucune arche ne se forme durant l'année, la première formation est considérée comme nulle. En cas de multiples formations et ruptures au cours de la même année, seule la première occurrence est retenue. Concernant les premières formations, si des cartes de glace sont manquantes pour les semaines précédant l'apparition de l'arche, il devient impossible de confirmer avec certitude qu'il s'agit de la première formation de l'année glaciaire. Dans de telles situations, nous ne pouvons pas identifier de premières formations. Celles-ci ne sont pas illustrées dans la figure 8 en raison de l'instabilité de l'arche à ce stade.

Pour les dernières formations, le même procédé que pour les premières formations est appliqué, avec l'ajout d'un critère de sélection concernant la fiabilité de la dernière formation. En cas de formations et ruptures successives au cours d'une même année glaciaire, seule la dernière formation est considérée. Il est également possible que la première et la dernière formation coïncident si une seule arche se forme durant l'année. Lorsqu'une dernière formation est identifiée, le nombre de semaines d'incertitude entourant cette formation est noté. Cette incertitude correspond à l'intervalle de temps entre la carte étudiée et la carte immédiatement précédente, une méthode rendue nécessaire par l'indisponibilité hebdomadaire des cartes, en particulier pour les années avant 2008. Ce paramètre permet donc de quantifier l'incertitude liée à la date de la dernière formation de l'arche, en raison de l'irrégularité des données. Par

exemple, en l'absence de données pour certaines semaines, il est possible que l'arche se soit formée plus tôt que son observation, suggérant ainsi une formation antérieure potentielle.

Pour les incertitudes postérieures à la dernière formation, la même approche est appliquée. L'incertitude postérieure correspond au nombre de semaines séparant la carte étudiée de la carte immédiatement suivante. Cet indicateur permet de repérer d'éventuels écarts dans les données juste après la date de la dernière formation au cours d'une saison de glace. Cela aide à identifier les incertitudes liées à une possible formation ultérieure de l'arche, suggérant qu'elle aurait pu se reformer plus tard dans l'année en raison de l'absence de données continues. Cependant, ces incertitudes ne prennent pas en compte les sauts de semaines qui pourraient survenir plus tôt ou plus tard dans l'année, c'est-à-dire avant ou après les semaines adjacentes à celle de la dernière formation. Cela signifie que ces attributs n'incluent pas les incertitudes liées à une formation d'arche potentiellement manquée en raison de l'absence de données pour ces périodes. Ainsi, il est possible que des arches se soient formées durant ces périodes.

C'est pourquoi deux critères sont rigoureusement établis afin de sélectionner uniquement les dernières formations pour lesquelles nous avons une certitude. Le premier critère concerne la tolérance relative à l'incertitude temporelle précédant la date de la dernière formation de l'arche de glace, laquelle est limitée à un maximum de trois semaines. Le second critère indique que la durée de l'arche, mesurée entre la dernière formation et la dernière rupture au sein d'une même année de glace, doit être d'au moins trois semaines pour que l'arche soit considérée comme stable. Dans le cas où ces deux critères ne sont pas respectés, les formations associées sont exclues de l'analyse. Les carrés jaunes de la figure 8 symbolisent les dernières formations, lorsque l'arche est stable.

Il convient de souligner cette manière de définir la "dernière formation" d'une arche est inhérente à notre utilisation des cartes de glace, et diffère notablement de l'approche utilisée dans d'autres études. Par exemple, dans [Kwok et al. \(2010\)](#) et [Kirillov et al. \(2021\)](#), la date de formation de l'arche est plutôt définie comme le moment où aucun mouvement de

glace n'est observé, et la forme stable de l'arche est décrite comme pouvant se développer plusieurs jours après la consolidation initiale du pont de glace. Cette méthode entraîne une identification de la date de formation de l'arche plus hâtive ; bien que l'immobilisation de la glace soit généralement un indicateur fiable de la formation d'un pont, certaines conditions environnementales (par exemple, les vents ou les courants marins) peuvent entraîner une neutralisation de ces mouvements, rendant la banquise apparemment immobile sans signifier pour autant l'arrêt complet du mouvement de la glace. Notre approche est plutôt similaire à celle de [Vincent \(2019\)](#), qui bénéficiait toutefois d'une précision plus importante grâce à l'utilisation de données journalières.

2.3.2 Le test statistique de Mann-Kendall

Dans l'intention d'étudier la variation interannuelle des dernières formations et ruptures des arches de glace, il est essentiel de déterminer leur tendance temporelle. Les représentations des dernières semaines de formation et de rupture sont tout d'abord représentées en fonction des années de glace avec une perspective à long terme de l'étude. À première vue une certaine tendance linéaire semblait être présente, c'est pourquoi nous avons opté pour l'utilisation d'une régression linéaire, sous la forme

$$y = ax + b \quad (2.1)$$

permettant d'extraire la pente a et l'ordonnée à l'origine b , respectivement, pour les deux ensembles de données. Une fois les tendances linéaires définies, un test statistique de Mann-Kendall (MK) est utilisé pour évaluer si ces droites sont significatives statistiquement ou non. Le test de Mann-Kendall est une méthode statistique utilisée pour évaluer la probabilité que la tendance monotone de la régression linéaire soit due au fruit du hasard ([Mann, 1945](#); [Kendall, 1975](#)). Cette méthode est dite non paramétrique, c'est-à-dire qu'elle ne nécessite pas qu'il y ait une distribution normale de la variable ([Kendall, 1975](#)).

D'après [Mann \(1945\)](#), il y a deux hypothèses. La première est l'hypothèse nulle (H_0) qui indique qu'il n'y a pas de tendance dans les données et qu'elles sont distribuées de manière aléatoire. L'hypothèse alternative H_1 indique quant à elle qu'il y a une tendance significative dans les données.

En résumé, voici comment le test Mann-Kendall procède pour évaluer cela selon [Hirsch et al. \(1982\)](#) et [Gilbert \(1987\)](#). En premier lieu, on ordonne les données (x_1, x_2, \dots, x_n) dans leur ordre d'apparition dans le temps (t_1, t_2, \dots, t_n) . Ensuite, on détermine le signe de toutes les différences possibles entre $x_j - x_k$, où $j > k$ (soit $(n(n - 1)/2)$ permutations).

$$\operatorname{sgn}(x_j - x_k) = 1 \quad \text{si } x_j - x_k > 0 \quad (2.2)$$

$$\operatorname{sgn}(x_j - x_k) = 0 \quad \text{si } x_j - x_k = 0 \quad (2.3)$$

$$\operatorname{sgn}(x_j - x_k) = -1 \quad \text{si } x_j - x_k < 0 \quad (2.4)$$

Ultérieurement, on soustrait le nombre de différences positives au nombre de différences négatives.

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \operatorname{sgn}(x_j - x_k) \quad (2.5)$$

Si S est positif, alors la tendance l'est aussi et inversement si S est négative. Postérieurement, la variance de S est calculée

$$\operatorname{VAR}(S) = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^g t_p (t_p - 1)(2t_p + 5) \right] \quad (2.6)$$

où g est le nombre de groupe de semaines de même valeurs, et t_p le nombre d'observations

dans chaque groupe.

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (2.7a)$$

$$(2.7b)$$

$$(2.7c)$$

En dernière analyse, la p -value Z_{MK} permet d'estimer la significativité de la tendance observée afin d'évaluer si elle est représentative des données ou si elle est due au hasard (Équ. 2.7). Lorsque Z_{MK} est positif, cela précise une augmentation dans le temps du numéro de semaine des dernières formations et des dernières ruptures. En revanche, si Z_{MK} est négatif alors il y a une diminution dans le temps du numéro de semaine des dernières ruptures et des dernières formations. Le test de Mann-Kendall est donc un bon estimateur de significativité de pente qui fonctionne même lorsque des données sont manquantes ou qu'elles ne suivent pas une distribution particulière. Il tient compte de l'amplitude des données plutôt que de leur valeur. En contrepartie, cette méthode doit avoir un nombre de données de $n = 10$ au minimum (Kendall, 1975). Ici, une tendance est dite significative lorsque $-0.05 > Z_{MK} > 0.05$.

2.4 Température de l'air et degrés-jour de gel

Dans le cadre de l'étude, un des objectifs était d'évaluer l'impact des flux de chaleur sur les arches de glace, ainsi que de déterminer dans quelle mesure ces flux pouvaient être utilisés comme indicateurs de la formation ou de la rupture des arches.

Pour cela, il était nécessaire d'avoir les températures de l'air à la localisation de chaque arche de glace afin de voir si la température de l'air est un facteur qui influence le cycle de vie des ponts de glace. Pour cela, la variable atmosphérique de la température de l'air à 2 m au-dessus de la surface (T_{2m}) des données de réanalyses ERA-5, fournies par le Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF), a été utilisée (Co-

(Copernicus Climate Change Service, 2023) entre 1968 et 2023. Cette cinquième génération de produits de réanalyse, succédant à ERA-Interim, couvre la période de 1940 à aujourd’hui sous le titre *ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present* (Copernicus Climate Change Service, 2023). La réanalyse combine les résultats des modèles de prévision avec des observations globales, tout en intégrant les lois physiques régissant l’atmosphère et l’océan. Il s’agit d’une technique d’assimilation de données qui, toutes les 12 heures, fusionne les prévisions antérieures avec de nouvelles observations pour fournir une analyse améliorée de l’état atmosphérique et océanique. Bien que la résolution de ces produits de réanalyse soit inférieure à celle de certains autres ensembles de données atmosphériques, elle permet une rétroactivité temporelle importante, améliorant ainsi la qualité du produit de la réanalyse. Les données sont organisées sur une grille régulière de latitude et de longitude, couvrant l’ensemble de la planète avec une résolution de $1/4^\circ$. Ces données horaires, mises à jour quotidiennement, incluent plusieurs variables atmosphériques et océaniques dont T_{2m} . Cette température est obtenue par interpolation entre le niveau le plus bas du modèle et la surface de la Terre, terrestre ou océanique, tout en prenant en compte les conditions atmosphériques. Étant donné que notre intérêt se porte sur les températures de l’air aux arches, nous avons sélectionné quatre points de grille (Tab. 1), chacun correspondant à la localisation d’une arche spécifique, afin d’assurer une représentation plus pertinente des données.

TABLEAU 1 – Coordonnées des positions où ont été extraites les données de température de l’air de la ré-analyse ERA-5 pour chaque arche et largeur minimale du détroit où elle se forme NASA (2025).

Arche	Latitude	Longitude	Largeur
NOW	78.318°N	74.101°O	44 km
JNS	76.018°N	81.626°O	42 km
JCB	75.761°N	80.217°O	32 km
LCS	74.156°N	86.773°O	56 km

La température moyenne journalière permet d’avoir la quantité de gel qu’il y a eu dans

la journée, appelé degrés-jours de gel (en anglais *freezing degree-days* ou FDD). Cette quantité est définie comme l'intégrale de la différence entre la température de congélation de l'eau de mer et la température de l'air (Richards, 1964; Assel, 1980, 2003), suivant l'équation (1.5). Lorsque la température moyenne journalière est inférieure à la température de congélation de l'eau de mer, alors le degré-jour de gel sera positif ($\Theta > 0$), ce qui indique une croissance de glace de mer. À l'inverse, si la température moyenne journalière est au-dessus de la température de congélation de l'eau de mer, alors le degré-jour de gel sera négatif ($\Theta < 0$). Si l'on dispose de séries temporelles de moyennes journalières de température de l'air à 2 m $\langle T_{2m} \rangle_n$, comme celles de la figure 9a, le degré-jour de gel au jour n est numériquement calculé comme

$$\Theta_n = (T_f - \langle T_{2m} \rangle_n) \Delta t = \left(T_f - \frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} T_{2m} dt \right) \Delta t \quad (2.8)$$

où $\Delta t = 1$ jour.

La figure 9b montre la quantité $(T_f - \langle T_{2m} \rangle)$ en degrés Celsius, qui est numériquement équivalente au degré-jour de gel journalier Θ_n qui porte des unités de $^{\circ}\text{C}$ jour. L'abscisse de cette figure correspond au jour d'une année de glace dans l'hémisphère nord, le jour 0 correspondant au 31 août. Rappelons ici que T_f est la température de congélation de l'eau de mer supposée constante et établie à -1.8°C dans cette étude.

À partir des valeurs journalières Θ_n , l'évolution du nombre cumulé de degrés-jours de gel (*cumulative freezing degree-days* ou CFDD), est simplement obtenue par sommation, tel que

$$\Theta(t) = \sum_{n=1}^N \Theta_n. \quad (2.9)$$

Pour que cette quantité soit représentative de l'évolution de l'épaisseur de glace, la somme doit s'effectuer à partir de l'instant t_0 à partir duquel la température de l'air est inférieure à T_f de manière persistante. Ce moment, noté t_w (w pour *winter*), marque le début de l'hiver météorologique de l'année en cours et correspond au moment où $\Theta(t)$, intégré à partir du début de l'année de glace (le 31 août), atteint sa valeur minimale. En l'absence de données

concernant la température de surface de l'océan, ce moment est également considéré comme le moment où la glace commence à se former. Il est raisonnable de penser qu'il y ait un décalage temporel entre la température de l'air et celle de la surface de l'océan. Dans le golfe du Saint-Laurent, [Galbraith et al. \(2024\)](#) a établi qu'il y a un décalage de 2 semaines entre le moment où l'atmosphère et l'océan atteignent une température moyenne de 0°C. Il est également raisonnable de supposer que ce décalage soit certes différent pour les régions arctique, mais similaire d'une année à l'autre, ce qui n'invalider pas les comparaisons interannuelles.

L'équation suivante représente une façon alternative de calculer $\Theta(t)$ qui ignore les périodes de redoux hivernal

$$\Theta(t) = \sum_{n=1}^N \max(\Theta_n, 0). \quad (2.10)$$

Qu'il soit calculé avec l'équation [1.5] ou [2.10], entre lesquelles il n'y a que très peu de différences, Θ est utilisé comme indice de sévérité de l'hiver ([Richards, 1964](#); [Assel, 1980](#)) et représentatif de la quantité de chaleur transférée de l'océan à l'atmosphère ayant contribué à la formation de glace ([Beyene and Jain, 2018](#)). Dans notre étude nous utilisons l'équation 1.5.

La fin de l'hiver est définie quant à elle comme le moment t_m (m pour *melting*) où $\Theta(t)$ atteint sa valeur maximale Θ_{\max} , que la croissance de la glace de mer cesse et que le processus de fonte débute. Autrement dit, $\Theta(t_m) \equiv \Theta_{\max}$. Après la fin de l'hiver, $\Theta(t)$ diminue et ce jusqu'à la fin de l'année de glace (31 août). Pour évaluer la quantité de chaleur de l'atmosphère absorbée par la glace, on peut définir $\Lambda(t) = \Theta_{\max} - \Theta(t - t_m)$ qui correspond aux nombres cumulés de degrés-jours de fonte (*cumulative melting degree-days* ou CMDD).

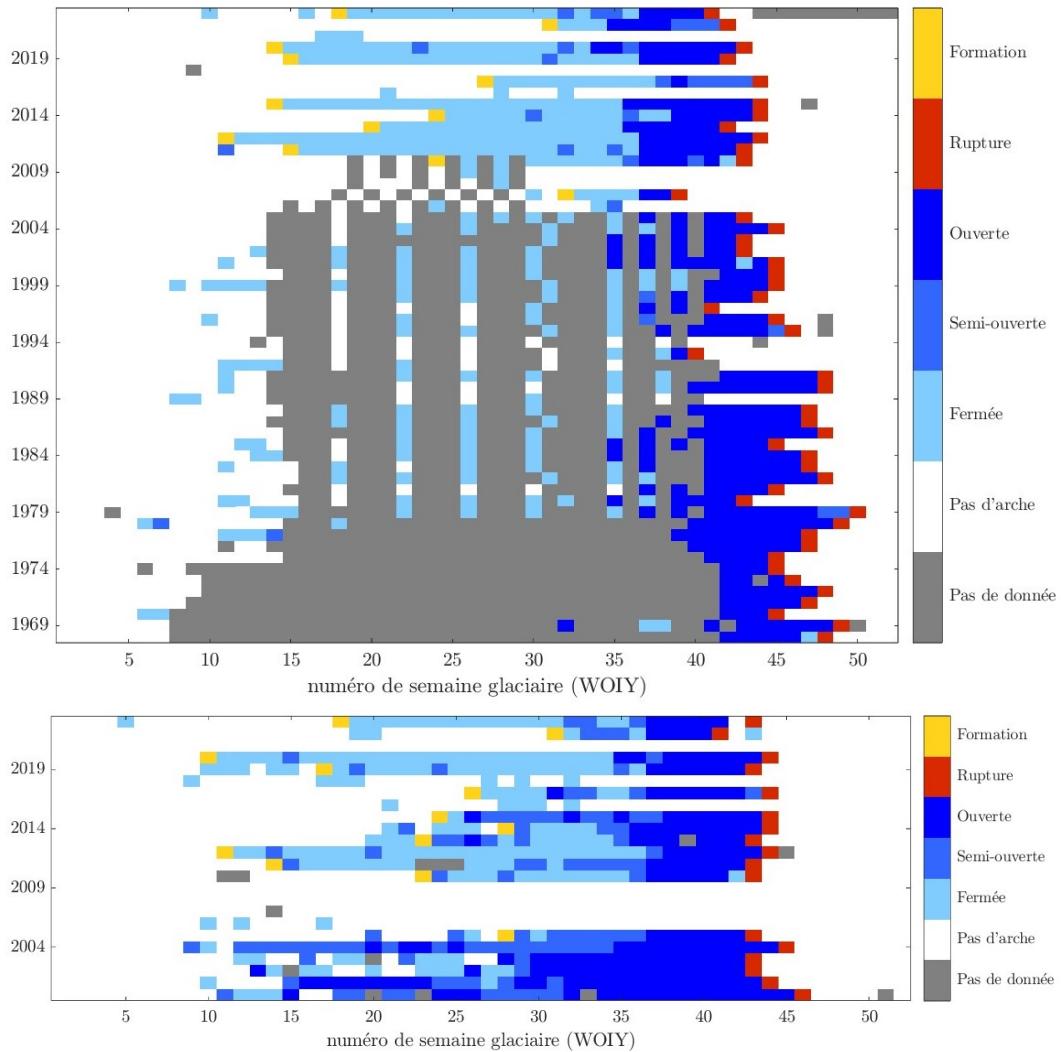


FIGURE 8 – Données de présence de l’arche du détroit de Nares (NOW) extraites à une fréquence hebdomadaire (en WOIY) des cartes du Service canadien des glaces (CIS) pour chaque année glaciaire sur la période 1968-2023 (haut) et des cartes du Danmarks Meteorologiske Institut (DMI) pour la période 2012-2023 (bas). Les carrés gris indiquent une absence de données et les carrés blancs signifient l’absence d’une arche de glace. Lorsqu’une arche est présente, la couleur indique la concentration en aval et le degré d’ouverture de la polynie : ouverte ($C_t < 4$), semi-ouverte ($4 < C_t < 7$) et fermée ($C_t > 7$). Le jaune indique la dernière formation de l’arche le rouge la dernière rupture de la saison.

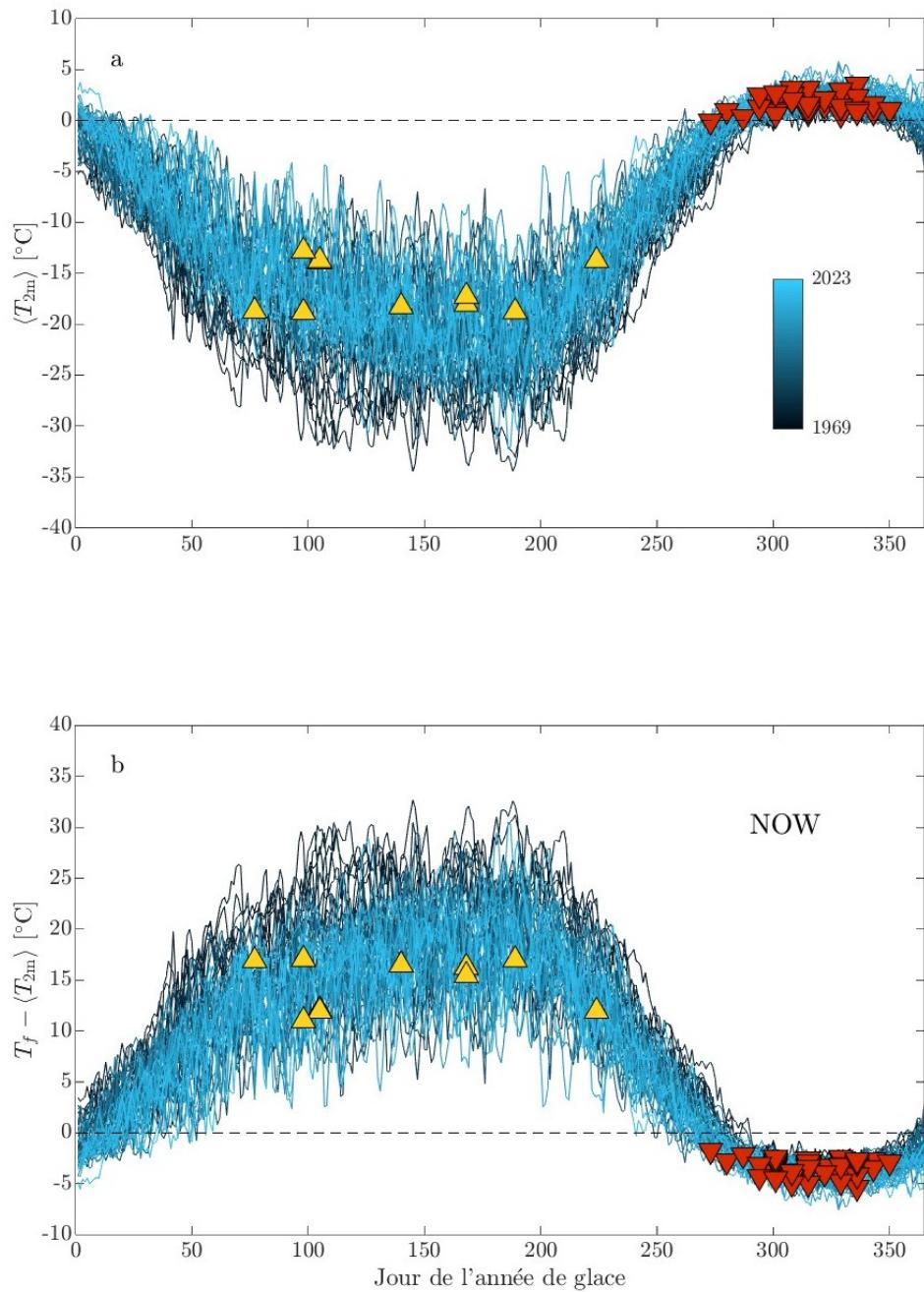


FIGURE 9 – Température de l'air à 2 m T_{2m} (a) et différence $T_f - \langle T_{2m} \rangle$ correspondant au degrés-jours de gel quotidien (b) pour chaque année de glace pour l'arche NOW sur la période 1969-2023. Les triangles marquent les dernières formations de l'arche (jaune) et les ruptures (rouge).

CHAPITRE 3

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Dans cette section, nous procédons d’abord à une analyse détaillée des résultats obtenus pour l’arche de glace NOW, en nous concentrant notamment sur ses dates moyennes de formation et de rupture, ainsi que sur la variabilité de ces évènements. Nous étudions également l’impact des variations de température, en particulier des degrés-jours de gel cumulés, sur la formation et la rupture de l’arche. Une analyse similaire est ensuite réalisée pour les autres arches de glace, permettant ainsi une comparaison avec l’arche NOW. Cette étude comparative met en lumière les différences et les similitudes dans les évènements clés du cycle de vie des arches. Enfin, nous examinons l’impact des degrés-jours de fonte, qui semblent constituer un indicateur pertinent pour la prédiction de la rupture des arches. Nous aborderons également les degrés-jours de gel maximum, qui apparaissent comme un facteur clé pour évaluer la sévérité des hivers.

3.1 Phénologie des arches

3.1.1 L’arche de glace NOW

Dans notre étude, la dernière formation de l’arche NOW se produit en moyenne à la 21^e semaine de glace (19-25 janvier) avec une variabilité interannuelle de ± 7 semaines (tableau. 2). Les dates de formations varient de la première semaine de novembre (semaine 11) pour la formation la plus précoce à la première semaine d’avril (semaine 32) pour la plus tardive. Les dates de dernière formation et de rupture de l’arche de glace NOW, exprimées en jour de glace, sont représentées dans la figure 10. Ces évènements sont respectivement illustrés par des triangles jaunes pour les dernières formations et des triangles rouges pour les

ruptures. Les tendances en jours par décennies sont notées lorsque celles-ci sont statistiquement significatives d'après le test de MK. Les incertitudes correspondent à l'écart temporel avec les cartes adjacentes, intégrées sous forme de barres d'erreur. L'analyse des données relatives aux dernières formations de l'arche de glace NOW révèle une tendance temporelle non significative.

Malgré l'incertitude temporelle inhérente à notre utilisation des cartes de glace, la grande variabilité de la date de dernière formation de l'arche NOW dans nos résultats concorde bien avec les résultats des études précédentes. En effet, [Vincent \(2019\)](#) a documenté une grande variabilité interannuelle des formations de l'arche de glace NOW, sans y trouver de tendance significative, et ce, même en bénéficiant de données journalières.

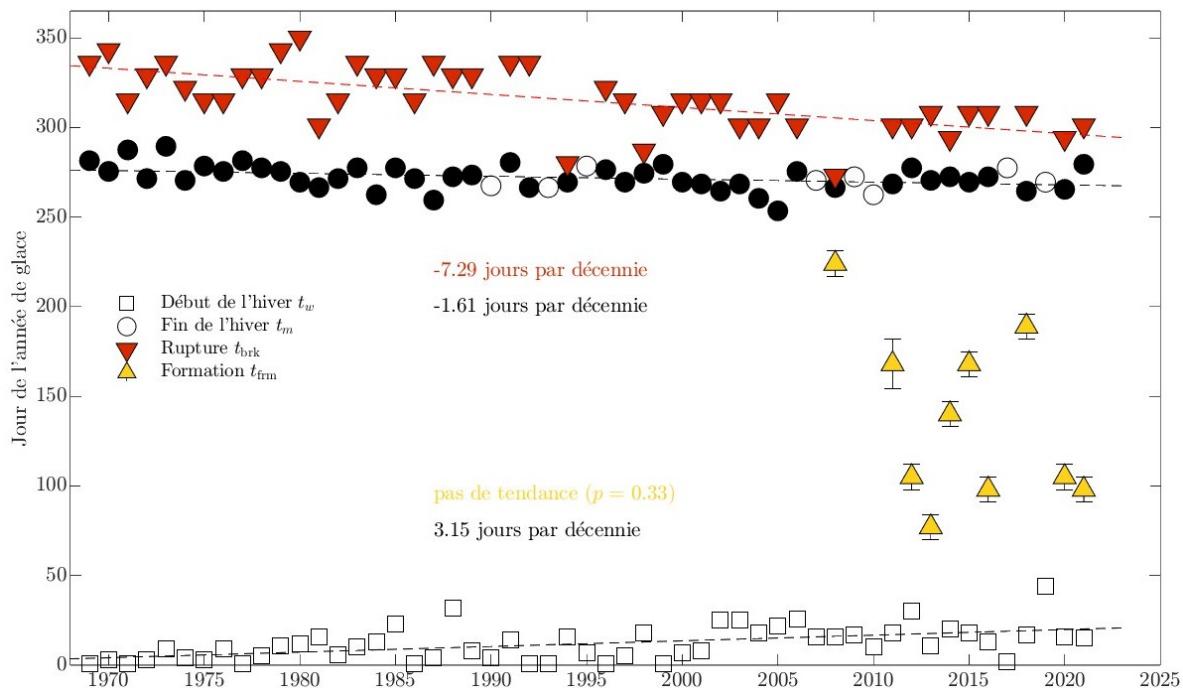


FIGURE 10 – Date de début t_w (carré) et de fin t_m (cercle) de l'hiver ainsi que la date de formation t_{frm} (jaune) et de rupture t_{brk} (rouge) de la dernière arche NOW sur la période 1969-2023. Les courbes pointillées indiquent une tendance significative ($p < 0.05$) selon le test de Mann-Kendall.

D'après l'analyse des températures de l'air et des degrés-jours de gel (Fig. 9), la for-

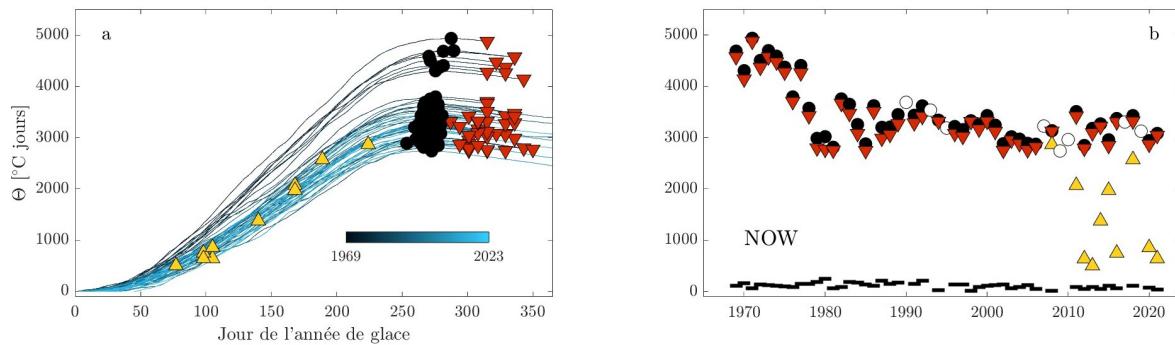


FIGURE 11 – a) Évolution saisonnière des degrés-jours de gel cumulés Θ et b) du nombre de degrés-jours de gel correspondant à la formation (triangles jaunes) et la rupture (triangles rouges) de l'arche NOW, ainsi qu'à la fin de l'hiver (cercles noirs) pour la période 1969-2023. Les tirets noirs indiquent la différence entre Θ_{\max} et Θ_{brk} . Les années sans arche sont représentées par des cercles blancs et ne sont pas incluses le panneau a.

TABLEAU 2 – Valeurs moyennes (\pm un écart-type), valeurs extrêmes et tendances significatives ($p < 0.01$) de la semaine de formation et de rupture indiquée par le numéro de semaine d'une année, et durée en semaines de chacune des quatre arches.

	NOW	JNS	JCB	LCS
Formation				
Moyenne	21 ± 7	15 ± 4	25 ± 6	25 ± 4
Extrêmes	[11, 32]	[11, 22]	[18, 33]	[19, 32]
Tendance	-	-	-	-
Rupture				
Moyenne	45 ± 3	45 ± 6	41 ± 6	43 ± 3
Extrêmes	[39, 50]	[22, 51]	[21, 47]	[31, 48]
Tendance [j décennie^{-1}]	-7.29	-8.22	-9.64	-2.91
Durée				
Moyenne	16 ± 11	18 ± 15	11 ± 10	16 ± 8
Occurrence				
Nombre d'année sans arche	8	13	32	16

TABLEAU 3 – Valeurs statistiques des degrés-jours de gel pour les quatre arches étudiées. Θ_{\max} est le nombre de degrés-jours de gel cumulés maximum. Θ_{brk} est le nombre de degrés-jours de gel à la rupture. Λ_{brk} est le nombre de degrés-jours de fonte entre t_{\max} et t_{brk} . Pour chaque arche de glace, la tendance associée au début de l'hiver y est reportée.

	NOW	JNS	JCB	LCS
Θ_{\max}				
Moyenne	3430 ± 544	3890 ± 486	3600 ± 441	4260 ± 377
Extrêmes	[2740, 4940]	[3290, 5230]	[2980, 4800]	[3630, 5380]
Tendance [j décennie $^{-1}$]	-1.61	-	-1.80	-1.38
Θ_{brk}				
Moyenne	3350 ± 575	3750 ± 379	3430 ± 445	4110 ± 300
Extrêmes	[2750, 4880]	[3170, 4740]	[2900, 4580]	[3620, 4880]
Tendance [j décennie $^{-1}$]	-7.29	-8.22	-9.64	-2.91
Λ_{brk}				
Moyenne	113 ± 52.8	121 ± 50.8	90.8 ± 50.3	88.5 ± 39.6
Extrêmes	[11.2, 249]	[13.6, 280]	[2.63, 197]	[5.64, 179]
Tendance [$^{\circ}\text{C}$ j décennie $^{-1}$]	-15	-17	-20	-
Tendance [j décennie $^{-1}$]	-5.5	-8	-	-2.0
Début hiver				
Tendance [j décennie $^{-1}$]	3.15	2.54	-	2.85

mation de l'arche NOW, bien que variable, se manifeste uniquement lorsque les températures hivernales sont bien établies sous le point de congélation. Cependant, la température présente une grande variabilité journalière, alors que les données utilisées pour estimer le moment des formations sont moyennées sur toute une semaine. Par conséquent, il n'est pas possible de déterminer une température précise à laquelle l'arche se forme avec les données disponibles. De plus, il est à noter que des formations temporaires pourraient avoir eu lieu plus tôt que les dernières formations affichées sur la figure 9, possiblement à des températures supérieures

à celles avant la formation de l'arche permanente. En conséquence, les degrés-jours de gel cumulés ont été utilisés pour explorer d'éventuelles tendances liées aux dernières formations de l'arche NOW.

L'évolution saisonnière de l'arche NOW (du 1^{er} septembre au 31 août) est superposée aux degrés-jours de gel cumulés Θ au cours d'une année de glace (Fig. 11a) et en fonction des années (Fig. 11b). En effet, on remarque une croissance progressive de Θ jusqu'à atteindre une valeur maximale Θ_{\max} , un plateau et ensuite une diminution. Les dernières formations de l'arche NOW, représentées par les triangles jaunes, ne semblent pas survenir à un nombre spécifique de jours après le début de l'hiver, à l'instar des températures et des degrés-jours de gel. En effet, les valeurs de Θ_{frm} au moment de la dernière formation varient de 500 à 3000 °C jours pendant la période étudiée.

De plus, nous observons une séparation en deux groupes de Θ . Les années les plus récentes sont représentées par des courbes bleu plus clair et contiennent des données sur les dernières formations. Ces courbes montrent une valeur de Θ moins élevée par rapport aux données plus anciennes, représentées par des courbes bleu plus foncé, qui ne comportent pas de données sur les dernières formations (figure 11a). Ces courbes bleues foncées correspondent aux années antérieures à 1980 comme le montre la figure 11b. Cela pourrait suggérer un changement dans la valeur de Θ avant et après 1980 (Fig. 11), bien que ce phénomène puisse principalement être attribué à l'introduction des produits satellitaires après 1980, qui ont amélioré la précision des données. Les données antérieures à 1980 pourraient donc être affectées par des biais qui surestiment Θ . De plus, même en supposant que les données avant 1980 ne soient pas biaisées, l'analyse de la variabilité interannuelle à partir de 2008 (début de l'étude des dernières formations) ne révèle aucune tendance significative de Θ_{frm} (triangles jaunes de la figure. 11b). Par conséquent, la méthode basée sur Θ semble insuffisante pour prédire de manière fiable les dates des dernières formations.

L'analyse des dernières ruptures annuelles pour l'arche NOW, sur la période de 1969 à 2023, indique une période de rupture moyenne se produisant à la 45^e semaine de glace, soit

du 6 au 12 juillet, avec une variabilité interannuelle de ± 3 semaines. La variabilité semble être plus faible pour les dernières ruptures que pour les dernières formations de l'arche de glace NOW. Rien n'indique que cela soit dû à un plus grand nombre de données disponibles pendant cette période de l'année. Cette différence semble avant tout résulter d'une variabilité moins importante, comme en témoignent les résultats à partir de 2008. Ceci suggère une physique de rupture différente et moins complexe que celle de sa formation qui elle dépend de plusieurs facteurs dynamiques, comme nous l'avons vu précédemment.

Contrairement aux dates de dernières formations, on observe une tendance notable pour la date de rupture au fil des ans (Fig. 10, aussi visible dans le tableau 2). On observe une tendance significative de -7.29 jours décennie $^{-1}$, soit 40 jours sur la période d'étude, pour le moment de la dernière rupture (ligne noire dans la figure. 10 et le tableau 2). Cette tendance indique un déplacement vers des ruptures de plus en plus précoce au fil du temps, avec un décalage d'environ 1 mois et demi depuis 1969. Ce changement suggère une réduction significative de la durée de l'arche de glace, sans tenir compte de la date des dernières formations.

Les températures de l'air, comme observées dans la figure 9 par des triangles rouges, montrent que, dans la plupart des cas, les ruptures se produisent lorsque la température dépasse le point de congélation de l'eau de mer. Les dernières ruptures n'interviennent pas avant le 270e jours, soit à la fin du mois de mai, qui coïnciderait donc avec la période de fonte de la glace de mer et la diminution des degrés-jours de gel.

L'analyse des degrés-jours de gel cumulés au moment des dernières ruptures de l'arche NOW Θ_{brk} , sur la période de 1969-2023, révèle une valeur moyenne de 3350 ± 575 °C jours de gel, avec des valeurs minimale et maximale de 2740 et 4940 °C jours de gel, respectivement (tableau 3 et triangles rouges dans la figure. 11). Ces valeurs semblent converger dans une fourchette comprise entre le 280^e et le 350^e jours de l'année de glace, soit entre début juin et mi-août (figure 11a). Les valeurs de Θ_{brk} des années passées se situaien principalement entre 4000 et 5000 °C jours de gel, tandis que les années plus récentes sont caractérisées par des valeurs de Θ_{brk} comprises entre 2500 et 4000 °C jours de gel (Fig. 11a).

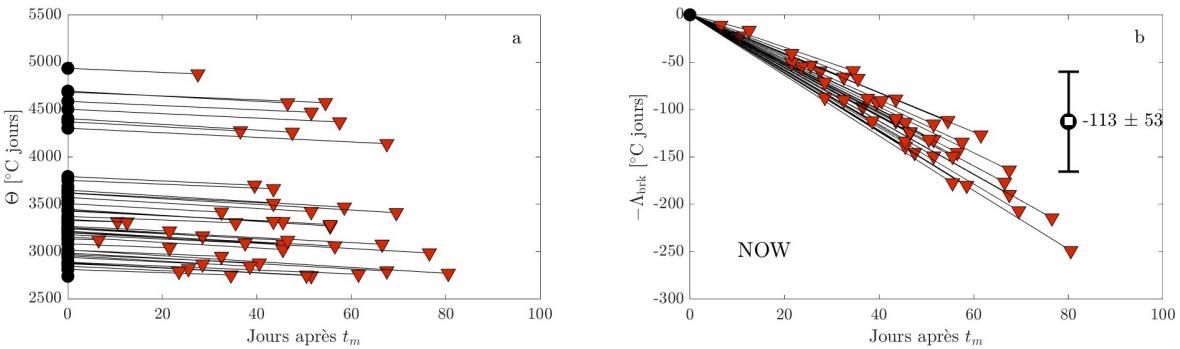


FIGURE 12 – a) Valeurs de Θ_{max} (cercles noirs) et de Θ_{brk} (triangles rouges) et b) différence $\Theta_{\text{max}} - \Theta_{\text{brk}}$, rapportés dans le temps par rapport à la fin de l'hiver t_m , pour l'arche NOW de la période 1969-2023. La moyenne, l'écart-type et la médiane de cette différence sont indiquées par le diagramme à boîte.

Le début de la phase de fonte, marquant la fin de l'hiver, coïncide avec le maximum des degrés-jours de gel cumulés Θ_{max} de l'année de glace, comme l'indiquent les points noirs situés au sommet du plateau dans la figure 11a. La valeur moyenne de Θ_{max} sur la période d'étude est de $3430 \pm 544 \text{ } ^{\circ}\text{C jour}$, les valeurs extrêmes allant de 2740 à 4940 $^{\circ}\text{C jour}$, comme rapporté dans le tableau 3. Une tendance significative des Θ_{max} de $-1.61 \text{ jours décennie}^{-1}$ a été détectée, ce qui correspond à une diminution d'environ 9 jours sur la période d'étude. Ces valeurs révèlent une évolution temporelle intéressante entre 1969 et 2023. Comme mentionné précédemment, la distinction entre deux groupes de valeurs de Θ est également observable pour les Θ_{max} . Toutefois, il est notable que les années récentes présentent des valeurs plus faibles de Θ_{max} , oscillant entre 2600 et 3800 $^{\circ}\text{C jour}$, et que les ruptures surviennent plus tôt dans l'année, vers le jour 275. Les années plus anciennes, même celles après 1980, affichent des valeurs de Θ_{max} plus élevées, entre 4200 et 5000 $^{\circ}\text{C jour}$, et les ruptures se produisent plus tard, vers le 290^e jour. Cette tendance suggère donc que les hivers étaient plus longs et plus froids dans le passé, en comparaison avec la situation actuelle où l'hiver se termine plus tôt et accumule moins de jours de froid.

L'étude des valeurs de degrés-jours de gel cumulés entre le Θ_{max} et le Θ_{brk} , c'est-à-dire la période de fonte de l'arche, pourrait constituer un facteur clé pour améliorer la prédition

des ruptures d'arche. Lors de cette période de fonte, la glace de mer subit un affaiblissement mécanique progressif, perdant en épaisseur jusqu'à ce que ses propriétés internes deviennent insuffisantes pour résister aux forces externes, telles que les vents et les courants de surface, entraînant ainsi la rupture (Shokr et al., 2020). Dans ce contexte, nous avons cherché à évaluer si la relation entre le Θ_{\max} et le Θ_{brk} , pour chaque année de l'arche NOW, pourrait constituer un facteur prédictif de la rupture.

L'analyse des données révèle une tendance à la baisse dans le nombre de jours entre le moment du Θ_{\max} (cercles noirs dans la Figure 11a) et le moment du Θ_{brk} (triangles rouges) au fil des 54 années d'étude (tirets noirs dans la figure 11b). Nous pensions que des valeurs plus élevées de Θ_{\max} entraîneraient une fonte plus importante. Cependant, les données présentées dans la figure 12a ne révèlent aucune tendance qui semble être associée à la valeur de Θ_{\max} . Dans cette figure, les valeurs de Θ_{brk} sont représentées en fonction du nombre de jours suivant l'atteinte de Θ_{\max} , ce dernier ayant été normalisé au jour 0 et aligné sur l'axe des ordonnées. En revanche, une corrélation semble se dessiner entre la quantité de fonte, définie comme $\Lambda_{\text{brk}} = \Theta_{\max} - \Theta_{\text{brk}}$ (soit l'accumulation de Θ après l'atteinte du maximum), et le nombre de jours de fonte précédant la rupture, comme nous pouvons voir dans la figure 12a. Ceci est démontré à la figure 12b, qui montre le Λ_{brk} en fonction du nombre de jours entre le Θ_{\max} et Θ_{brk} . Les résultats suggèrent qu'en moyenne 113 °C jours de fonte (ou $\Lambda_{\text{brk}} = -113^{\circ}\text{C jour}$) sont cumulés avant la rupture de l'arche NOW après la fin de l'hiver, avec un écart-type de $\pm 53^{\circ}\text{C jours}$ (tableau 3). Toutefois, des variations importantes sont observées d'une année à l'autre, avec des années où la rupture ne se produit après que seulement 11.2 °C jours de fonte aient été accumulés, tandis que d'autres années nécessitent jusqu'à 249 °C jours de fonte. Les données obtenues n'indiquent pas de relation évidente entre Θ_{\max} et Λ_{brk} , deux paramètres associés à la rupture de l'arche. Ces observations suggèrent que des facteurs autres que la température peuvent influencer le seuil de fusion nécessaire à la débâcle de l'arche.

Par exemple, la quantité de neige présente joue un rôle crucial. La neige agit comme un isolant thermique, limitant le refroidissement de l'eau de mer par l'atmosphère et empê-

chant ainsi l'épaisseissement de la glace de mer sous-jacente (Leppäranta and Myrberg, 2009; Leppäranta, 2015). Comme illustré dans la figure de Maykut (1986) (Fig. 3), il est observé que, pour une même quantité de degrés-jours de gel cumulés Θ , l'épaisseur de la glace diminue à mesure que l'épaisseur de la neige augmente (h_s dans la figure). De plus, la fonte de la neige peut entraîner la formation de mares d'eau (*melt ponds*) à la surface de la glace, qui jouent un rôle dans la dynamique de la fonte de la glace de mer. Leur faible albédo favorise l'absorption du rayonnement solaire, accélérant ainsi la fonte sous-jacente. Ce processus modifie également les propriétés mécaniques de la surface de la glace, facilitant potentiellement sa rupture (Stroeve et al., 2012). Un autre facteur important est le rôle des nuages dans le bilan radiatif de la glace de mer et de sa fonte. Les nuages peuvent moduler la quantité de rayonnement solaire atteignant la surface de la glace, ce qui influe directement la quantité d'énergie solaire absorbée par la glace et sur la dynamique de sa rupture (Persson, 2012; Bélanger et al., 2013). Le type de glace présent, soit la présence de glace de première année (FYI) ou de glace pluriannuelle (MYI), ou d'icebergs pourrait également influencer indirectement la phénologie de la banquise (Johnston, 2017). Enfin, les forçages externes, tels que l'intensité et la direction des vents, des marées et des courants, influencent également la dynamique de la glace et peuvent jouer un rôle important dans la rupture de l'arche de glace.

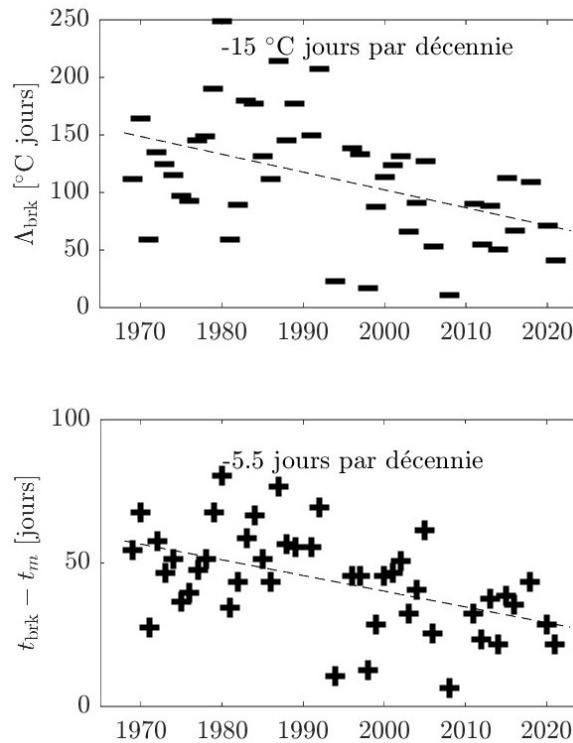


FIGURE 13 – Analyse complémentaire des degrés-jours de fonte Λ_{brk} pour l’arche NOW. Les tendances significatives sont représentées par les courbes pointillées. a) Quantité de degrés-jours de fonte $\Lambda_{\text{brk}} = \Theta_{\text{max}} - \Theta_{\text{brk}}$. b) Nombre de jours séparant t_{max} et t_{brk} , représentant la durée de la période de fonte.

L’évolution de Λ_{brk} avec les années (tirets noirs de la figure 11b) est reproduit à l’échelle dans la figure 13a afin de mettre en évidence une tendance significative de $-15 \text{ } ^{\circ}\text{C jours décennie}^{-1}$ (Tab. 3). En effet, depuis 1969, une perte de $-81 \text{ } ^{\circ}\text{C jours de fonte}$ a été observée. Ceci est par ailleurs associé à une diminution de la durée de la période de fonte (Fig. 13b), avec une diminution de $-5.5 \text{ jours décennie}^{-1}$, soit une perte totale de 30 jours sur 54 ans. Ces résultats montrent non seulement une réduction de la quantité de degrés-jours de fonte, mais également une diminution de la durée de la période de fonte. Cela signifie que la période de fonte dans les années récentes précédant la rupture a non seulement une quantité de degrés-jours de fonte moins importante, mais qu’elle est également plus courte, ce qui est cohérent avec la perte de prévisibilité du couvert de glace côtière souvent décrite par les communautés

inuites.

3.1.2 Comparaisons entre les arches

L'analyse des dernières formations des arches du détroit de Jones (JNS), de l'île Coburg (JCB), et du détroit de Lancaster (LCS) a révélé des similitudes et des différences notables par rapport à l'arche du détroit de Smith/Nares (NOW). L'arche JNS semble être la première à se former, autour de la 15^e semaine de glace (8-14 décembre). Elle est suivie de l'arche NOW (19-25 janvier), puis des arches JCB et LCS, avec des dates moyennes de formation autour de la 25^e semaine de glace (16-22 février, tableau 2). La variabilité des autres arches étudiées est généralement moins importante que pour l'arche NOW (± 7 semaines). En comparaison, l'arche JCB présente une variabilité de ± 6 semaines, tandis que les arches JNS et LCS ont une variabilité moindre, de ± 4 semaines. Cette variabilité peut également être étudiée en regardant les valeurs extrêmes des dernières formations. Notamment pour l'arche NOW, dont la formation a eu lieu à la semaine 11 (11-17 novembre 2013) dans certains cas, et à la semaine 32 (7-13 avril 2008) dans d'autres, soit une plage de 21 semaines, représentant une variabilité de plus de 5 mois quant à la date de la dernière formation. Les autres arches présentent des variabilités moins marquées : l'arche JCB varie sur une période de 15 semaines, soit presque 4 mois, avec des formations possibles entre la première semaine de janvier (semaine 18) et la mi-avril (semaine 33). L'arche LCS présente une variabilité de 13 semaines (3 mois et 1 semaine), entre la semaine 19 et la semaine 32, correspondant à une fenêtre de formation de début janvier à début avril. Enfin, l'arche JNS affiche la plus faible variabilité interannuelle, avec 11 semaines de fluctuation, correspondant à une plage de presque 3 mois, entre la semaine 11 (10-16 avril) et la semaine 22 (26-31 janvier). À l'instar de l'analyse de l'arche NOW, les analyses statistiques avec le test MK n'ont pas montré de tendance significative dans les dates de formation pour aucune des arches (Fig. 10, 19, 20 et 21). Ceci confirme que le caractère variable des dernières formations n'est pas limité à l'arche NOW, et semble donc être inhérent aux processus dynamiques liés à la stabilité des ponts de glace. Cette va-

riabilité observée dans la formation des arches semble principalement être déterminée par des facteurs dynamiques fortement variables, tels que les conditions de vent (Kirillov et al., 2021), l’agencement des floes, les courants marins, la morphologie de la banquise et la nature stochastique de la déformation de la glace. En conséquence, ces éléments ne permettent pas d’établir des corrélations significatives avec les paramètres phénologiques associés à la formation de l’arche NOW.

Les séries temporelles des températures, des degrés-jours de gel (FDD) et des degrés-jours de gel cumulés pour les arches JNS, JCB et LCS présentent des tendances similaires à celles observées pour l’arche NOW (Fig. 22, 23, 24, 25, 26, et 27). Les courbes représentant les années les plus récentes sont en bleu clair, tandis que celles des années plus anciennes sont en bleu foncé. Nous remarquons une évolution parallèle des températures et des FDD entre JNS et JCB, ce qui peut être attribué à leur proximité géographique, tant au niveau des latitudes (tableau 1) qu’en termes de distance, estimée à environ 45 km. En revanche, l’arche LCS présente une plage de températures et de FDD plus étendue. Cette différence pourrait être liée à l’influence d’une température ambiante plus froide dans le détroit de Lancaster.

En ce qui concerne les périodes des dernières formations des arches, il est constaté que, comme pour l’arche NOW, les formations se produisent majoritairement à des températures basses. Pour l’arche JNS, les dernières formations sont observées pour des valeurs de Θ_{frm} comprises entre 300 et 2000 °C jours de gel, tandis que pour l’arche JCB, elles se situent généralement entre 1200 et 3100 °C jours de gel. Pour l’arche LCS, les dernières formations apparaissent pour des valeurs de Θ_{frm} comprises entre 1500 et 3500 °C jours de gel. Ces plages de températures et de Θ_{frm} différentes mettent en évidence l’absence d’une valeur seuil spécifique de degrés-jours de gel cumulés à partir de laquelle une arche se forme ou un jour spécifique de la saison où une arche se forme. Ces différences sont cohérentes avec leurs dates de dernières formations respectives (tableau 2) : la dernière formation de l’arche JNS n’intervient pas avant la première semaine de novembre (~ jour 70, comme pour l’arche NOW), alors que les dernières formations des arches JCB et LCS sont observées plus tardivement,

après la première semaine de janvier (~ jour 125).

Il convient donc de souligner que le Θ_{frm} ne peut être considéré comme un indicateur fiable pour prédire la formation des arches dans ce contexte, car seules les dernières formations ont été prises en compte et aucune tendance statistique significative n'a pu être établie. Il est également plausible que certaines formations temporaires se soient produites avant à des températures plus élevées. Il a été observé que, dans certaines années, l'arche ne se forme pas, malgré des conditions de Θ qui, en théorie, auraient permis sa formation. Ce constat souligne que la température de l'air, bien que déterminante, n'est pas un facteur suffisant pour expliquer la formation d'une arche, et que d'autres paramètres doivent être pris en compte pour mieux comprendre ce phénomène.

L'analyse des dernières ruptures (tableau 2) révèle que l'arche JNS présente une date de rupture moyenne aux alentours de la 45^e semaine de glace (6-12 juillet), similaire à celle de l'arche NOW. Toutefois, la variabilité interannuelle associée à la rupture de l'arche JNS est deux fois supérieure à celle de l'arche NOW puisqu'elle a un écart-type de ± 6 semaines. L'arche LCS se rompt légèrement plus tôt, autour de la 43^e semaine de glace (22-28 juin), avec un écart-type également de ± 3 semaines. Enfin, l'arche JCB se rompt en moyenne à la 41^e semaine (8-14 juin), soit la rupture la plus précoce parmi les arches étudiées, avec une variabilité similaire que l'arche JNS.

Une analyse des ruptures extrêmes (tableau 2) montre que l'arche la plus variable d'une année à l'autre est l'arche JNS. En effet, cette arche présente une plage de dates de ruptures de 29 semaines (soit plus de 7 mois), avec des ruptures extrêmes observées à la 22^e semaine (fin janvier) et à la 51^e semaine (mi-août). L'arche JCB, quand à elle, présente également une importante variabilité, avec une plage de 26 semaines (environ 6 mois et demi) et des ruptures extrêmes à la 21^e semaine de glace (19-25 janvier) et à la 47^e semaine (20-26 juillet). Les arches NOW et LCS sont beaucoup moins variables, avec une variabilité interannuelle de 10 semaines de moins. En effet, l'arche LCS présente une plage de variabilité de 17 semaines (environ 4 mois), avec des ruptures minimales à la première semaine d'avril (31^e semaine) et

maximales à la dernière semaine de juillet (48^e semaine). L’arche NOW, quant à elle, montre la variabilité la plus faible, avec une plage de 11 semaines (près de 3 mois), avec des ruptures extrêmes observées respectivement à la 39^e semaine (fin mai) à la 50^e semaine (mi-août).

Les arches JNS et JCB présentent une variabilité interannuelle plus prononcée que celle observée pour les arches NOW et LCS. Ce résultat est particulièrement intéressant dans la mesure où les arches JNS et JCB se situent dans un détroit plus étroit, où l’on pourrait s’attendre à des mouvements de glace moins intenses et à une stabilité plus importante des arches. Il est possible que la variabilité accrue de ces arches soit due à une plus grande instabilité des vents dans la région, ou à l’influence potentiellement déstabilisatrice de la polynie no. 17 (figure 1) en amont de ces structures. Une autre explication pourrait résider dans la variabilité de l’épaisseur de neige au niveau de ces arches. Il est également possible que des effets locaux, non observables à grande échelle, jouent un rôle. Par exemple, l’hétérogénéité de la glace, c’est-à-dire la présence de craques, fissures et autres imperfections de la glace aux petites échelles, est un facteur qui pourrait être déterminant dans les variations observées.

Comme pour l’arche NOW, des tendances négatives sont observées pour les dates de ruptures des arches (figures 19, 20, 21 et le tableau 2), indiquant une évolution générale vers des ruptures de plus en plus précoces au cours des 54 années d’étude. L’arche JNS présente une tendance plus élevée que celle de l’arche NOW, de -8.22 jours décennie $^{-1}$, soit un décalage de 44 jours entre 1969 et 2023. L’arche JCB a la tendance la plus marquée et la plus préoccupante, avec un avancement moyen de -9.64 jours décennie $^{-1}$ soit un avancement de 53 jours depuis 1969. L’arche LCS est l’arche avec la plus petite tendance, qui est seulement -2.91 jours décennie $^{-1}$, soit environ un avancement de 16 jours en 54 ans. Cette tendance pourrait être attribuée à son emplacement géographique isolée de l’apport de flux de chaleur de la polynie *Pikialasorsuaq* (tableau 1 et figure 14), affectée par des masses d’air plus froides provenant directement de l’Arctique par le passage du Nord-Ouest, ce qui pourrait limiter l’impact du réchauffement sur cette arche par rapport aux autres arches, à des localisations plus exposées et donc plus sensibles à l’amplification arctique (Ito, 1982; Danard and

Thompson, 1983).

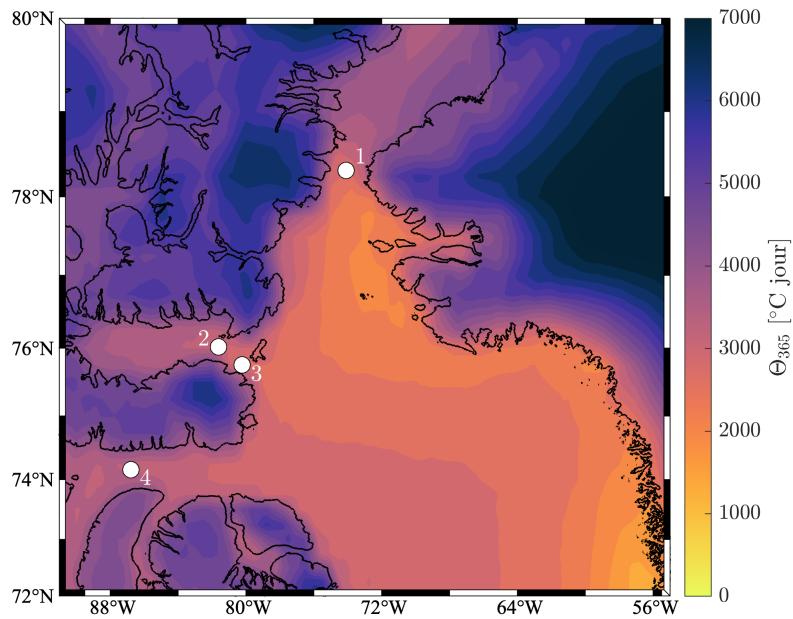


FIGURE 14 – Nombre cumulé de degrés-jours de gel moyen à la fin de l'année de glace Θ_{365} pour la période 2008-2025 calculé à partir de la ré-analyse ERA-5. Les points blancs indiquent les endroits où ont été extraites les séries pour chacune des arches (1=NOW, 2=JNS, 3=JCB, 4=LCS).

Les arches JNS, JCB et LCS présentent des dernières ruptures, indiquées par des triangles rouges (Fig. 22, 23, 24), qui surviennent généralement après la fin de l'hiver, lorsque les températures dépassent le point de congélation de l'eau de mer, de manière similaire à ce qui a été observé pour l'arche NOW autour du jour 280 (première semaine de juin). Toutefois, des ruptures inhabituelles apparaissent également au cœur de l'hiver dans des cas exceptionnels, lorsque la rupture se produit avant l'atteinte du Θ_{\max} , comme indiqué par les triangles gris dans toutes les figures. Ces ruptures pourraient être associées à des événements extrêmes tels que des tempêtes ou des vents et courants de direction favorisant la dislocation de fragments d'arche (Shokr et al., 2020). Ces ruptures extrêmes ont été observées lors de la 21^e semaine (141^e jour de glace, mi-janvier), de la 22^e semaine (148^e jour de glace, fin

janvier) et de la 31^e semaine (211^e jour de glace, début avril) pour les arches JCB, JNS et LCS respectivement (tableau 2). Ces observations suggèrent que bien que les dernières ruptures suivent une tendance générale, des évènements extrêmes peuvent survenir de manière indépendante, particulièrement en réponse à des conditions climatiques extrêmes ou à des fluctuations rapides de la température durant la période hivernale.

Il s'avère que l'arche NOW se distingue par un Θ_{brk} particulièrement faible parmi les arches étudiées (tableau 3). Les arches JCB et JNS présentent des Θ_{brk} moyens de 3430 et 3750 °C jours de gel respectivement, tandis que l'arche LCS affiche un Θ_{brk} moyen significativement plus élevé, à 4110 °C jours de gel. Encore ici, cette différence peut être expliquée par des températures moyennes de l'air plus basses dans le détroit de Lancaster. En revanche, bien que les arches situées à des latitudes plus élevées, comme l'arche NOW, devraient théoriquement connaître des températures de l'air plus basses (tableau 1), elles sont en réalité davantage exposées à l'humidité et à la chaleur en raison de la proximité de la polynie des Eaux du Nord. Comme le montre la figure 14, qui représente le Θ_{365} moyen à la fin de l'année de glace sur la période 2008-2025, le point correspondant à l'arche LCS est beaucoup moins exposé à la chaleur de la polynie comparativement aux autres arches. Il est néanmoins possible qu'en choisissant un point plus à l'Est dans le détroit de Lancaster, les résultats se rapprocheraient davantage de ceux des autres arches. Cependant, l'arche LCS se forme généralement plus à l'Ouest du détroit, ce qui justifie le choix de positionner le point au centre du détroit.

En termes de variabilité interannuelle des Θ_{brk} , les arches NOW et JCB présentent la plus grande variabilité, avec des écarts-types respectifs de ± 575 et ± 445 °C jours de gel (tableau 3). Les valeurs extrêmes de Θ_{brk} illustrent cette variabilité, avec des plages de 2130 °C jours de gel pour l'arche NOW (allant de 2750 à 4880 °C jours de gel) et de 1680 °C jours de gel pour l'arche JCB (avec des extrêmes allant de 2900 à 4580 °C jours de gel). Les arches JNS et LCS présentent une variabilité plus faible, avec des écarts-types respectifs de ± 379 et ± 300 °C jours de gel. Les plages de variation de ces arches sont également plus étroites :

pour l'arche JNS, les extrêmes varient de 3170 à 4740 °C jours de gel, soit une plage de 1570 °C jours de gel, tandis que l'arche LCS présente la plage la plus restreinte, de 1260 °C jours de gel, avec des valeurs extrêmes allant de 3620 à 4880 °C jours de gel. Ces résultats suggèrent donc bien une tendance vers des ruptures de plus en plus précoce, accompagnées de Θ_{brk} de plus en plus faibles.

Les analyses des dernières formations et des dernières ruptures des arches ont permis d'établir la durée de vie de chaque arche en calculant le nombre de semaines écoulées entre ces deux événements au sein d'une même année de glace. Cependant, il convient de noter que la durée des arches ne peut être déterminée que pour les années où la date de formation est disponible, ce qui limite les calculs aux années à partir de 2008. Les résultats montrent que la durée moyenne des arches varie considérablement d'une arche à l'autre (tableau 2). L'arche NOW présente la durée la plus longue, avec une valeur moyenne de 19 semaines ± 11 , suivies de l'arche JNS avec une durée moyenne de 18 ± 15 semaines. L'arche LCS, quant à elle, présente une durée moyenne légèrement inférieure, d'environ 16 ± 8 semaines. Enfin, l'arche JCB affiche la durée la plus courte, soit 11 ± 10 semaines, soit deux mois de moins par rapport à l'arche NOW, ce qui reflète une stabilité moindre pour cette arche. En termes de variabilité, les arches NOW et JNS présentent une plus grande dispersion des données, avec des écarts-types respectifs de ± 11 et ± 15 semaines. Tandis que les arches JCB et LCS présentent une variabilité plus faible, avec des écarts-types de ± 11 et ± 8 semaines. Il a été observé que la variabilité de la durée des arches, mesurée par l'écart-type, semble être corrélée à leur longévité. En effet, plus la durée moyenne d'une arche est élevée, plus sa variabilité est importante.

Les valeurs de Θ_{max} (Fig. 11, 25, 26, et 27), qui correspondent à l'accumulation maximale à la fin de la saison hivernale, révèlent une différence marquée entre les années récentes (représentées par un bleu clair) et les années plus anciennes (indiquées par un bleu plus foncé). Les valeurs annuelles de Θ_{max} sont présentées dans les figures 10, 19, 20, et 21, où chaque cercle symbolise la fin de la saison hivernale t_m . Les cercles remplis correspondent

aux années où des arches ont été observées, tandis que les cercles vides représentent les années sans arches. Des tendances significatives sont observées au niveau de la fin de l'hiver.

Il a été observé que l'arche LCS se distingue par des températures plus froides dans son détroit (Fig. 14), ce qui se traduit par une valeur moyenne de Θ_{\max} de 4260 ± 377 °C jours de gel. Cette arche présente également la variabilité la plus faible en termes de Θ_{\max} , avec une plage de variation de 1750 °C jours, les valeurs extrêmes étant comprises entre 3630 et 5380 °C jours de gel. La tendance significative de -1.38 jours décennie $^{-1}$ a été observée, ce qui correspond à une réduction d'environ 8 jours au cours des 54 années d'étude (figure 21 et tableau 3). L'arche JNS présente une valeur moyenne de Θ_{\max} de 3890 ± 486 °C jours de gel. Les valeurs extrêmes de cette arche varient entre 3290 et 5230 °C jours de gel, donnant ainsi une plage de variation de 1940 °C jours. Toutefois, aucune tendance significative n'a été observée pour la fin de l'hiver pour l'arche JNS au cours de la période d'étude (figure 19 et tableau 3). L'arche JCB présente une valeur moyenne de Θ_{\max} de 3600 ± 441 °C jours de gel. La plage de variation des valeurs de Θ_{\max} s'étend entre 2980 et 4800 °C jours de gel, correspondant à une variation totale de 1820 °C jours. En termes de tendance temporelle, l'arche JCB montre une diminution significative de -1.80 jours décennie $^{-1}$, ce qui correspond à une réduction d'environ 10 jours entre 1969 et 2023 (figure 20 et tableau 3). L'arche NOW présente une valeur moyenne de Θ_{\max} de 3430 ± 544 °C jours de gel. Elle se distingue par sa grande variabilité, avec l'écart-type le plus élevé et des valeurs extrêmes variant de 2740 à 4940 °C jours de gel, ce qui correspond à une plage de variation supérieure à 2200 °C jours. Concernant la tendance temporelle, l'arche NOW montre une diminution significative de -1.61 jours décennie $^{-1}$, soit une réduction d'environ 9 jours depuis 1969, marquant un déclin de la fin de l'hiver (figure 10 et tableau 3).

L'examen des périodes de fonte avant la rupture de chaque arche, telles qu'illustrées dans le tableau 3 et les figures 12, 28, 29, et 30, révèle des différences significatives dans les besoins de degrés-jours de fonte Λ_{brk} pour l'effondrement des différents ponts de glace. Par rapport à l'arche NOW (Λ_{brk} moyen de 113 ± 52.8 °C jours de fonte, avec une plage

de variation allant de 11.2 à 249 °C jours de fonte), l'arche JNS nécessite un nombre plus élevé de jours de fonte, avec un Λ_{brk} moyen de 121 ± 50.8 °C jours de fonte, et une plage de variabilité de 266.4 °C jours, couvrant des valeurs extrêmes allant de 13.6 à 280 °C jours de fonte. L'arche JCB, quant à elle, a besoin en moyenne de 91 ± 50 °C jours de fonte, ce qui correspond à une variabilité plus faible, avec des extrêmes compris entre 2.63 et 197 °C jours de fonte, soit une plage de 194.37 °C jours. Enfin, l'arche LCS, nécessitant en moyenne un $\Lambda_{brk} = 88.5 \pm 39.6$ °C jours de fonte, présente la plus faible variabilité parmi les quatre arches, avec une plage de 173.36 °C jours (valeurs extrêmes de 5.64 à 179 °C jours de fonte).

L'analyse des tendances des degrés-jours de fonte révèle des tendances similaires à celle de l'arche NOW, avec une quantité de degrés-jours de fonte cumulés de moins en moins élevée et une durée de la période de fonte de plus en plus courte. Plus précisément, l'arche JNS présente une tendance significative de $-17^{\circ}C$ jours décennie $^{-1}$, soit une perte de $92^{\circ}C$ jours de fonte depuis 1969. Cette tendance s'accompagne d'une réduction de -8 jours décennie $^{-1}$ de la durée de la période de fonte, représentant ainsi environ 43 jours de perdus depuis 1969 (Fig. 31). Pour l'arche JCB, une tendance significative plus marquée de $-20^{\circ}C$ jours décennie $^{-1}$ est observée, correspondant à une perte de $108^{\circ}C$ jours de fonte sur les 54 années d'étude. Toutefois, aucune tendance significative n'est observée concernant la durée de la période de fonte (figure 32). En ce qui concerne l'arche LCS, bien qu'aucune tendance significative ne soit détectée pour les degrés-jours de fonte cumulés, une réduction significative de la durée de la période de fonte est constatée, avec une tendance de -2 jours décennie $^{-1}$, soit une perte de 11 jours depuis 1969 (figure 33).

L'arche LCS présente des valeurs de Θ_{max} et de Θ_{brk} supérieures à celles des autres arches, car il fait plus froid dans ce détroit (figure 14), ce qui pourrait suggérer qu'elle devrait théoriquement accumuler une quantité de fonte Λ_{brk} plus importante. Cependant, cette hypothèse ne se reflète pas dans les résultats. Ceci indique l'importance d'autres facteurs que la température dans les processus de rupture de l'arche, notamment des facteurs dynamiques. Ainsi, bien que l'arche LCS présente une quantité de degrés-jours de fonte relative-

ment faible, elle pourrait se rompre avant les arches NOW et JNS en raison de ces facteurs. La largeur du détroit de Lancaster, plus importante que celle des autres détroits (tableau 1), pourrait jouer un rôle dans la dynamique de rupture de l'arche LCS. Toutefois, aucune corrélation significative n'a été observée entre la largeur des détroits et Λ_{brk} . D'autres facteurs non étudiés ici, tels que la force et la direction des vents, ainsi que les courants marins dans le détroit de Lancaster, pourraient possiblement conduire une hétérogénéité plus grande dans ce couvert de glace côtière, et expliquer ainsi la résistance relativement plus faible de l'arche LCS. Ces facteurs pourraient aussi expliquer le plus faible impact du réchauffement des températures de l'air sur l'arche LCS, qui présente les tendances significatives les plus faibles en termes de fonte et d'avancement du moment de la rupture au cours des dernières décennies.

Les arches NOW et JNS nécessitent un nombre plus élevé de Λ_{brk} avant de se rompre, avec des écarts-types plus importants. Ces deux arches se caractérisent par des périodes de rupture généralement plus tardives, en moyenne (tableau 2), et présentent une durée de vie plus longue : 16 ± 11 semaines pour l'arche NOW et 18 ± 15 semaines pour l'arche JNS. Cette durée de vie plus importante pourrait être liée à une période de fonte plus prolongée, laquelle est, comme nous l'avons observée précédemment, corrélée à la quantité de Λ_{brk} . L'arche JNS suit souvent les tendances de rupture observées pour l'arche NOW, bien qu'elle soit plus variable concernant la date de rupture, tout en étant moins variable en termes de quantité de Θ_{max} et Θ_{brk} . En moyenne, l'arche JNS nécessite une quantité plus élevée de degrés-jours de gel cumulés ainsi que de degrés-jours de fonte cumulés par rapport à l'arche NOW. Cette différence pourrait être expliquée par une plus faible hétérogénéité de l'arche JNS, qui se trouve dans une zone plus confinée, où la dynamique de la glace est réduite et le potentiel de craques ou de fractures dans la glace est moindre. L'arche JCB est une arche avec la plus petite occurrence, puisqu'elle n'est présente que 22 années sur les 54 ans d'étude (tableau 2). Elle présente en moyenne des ruptures plus précoces et une plus grande variabilité, avec une durée de vie plus courte de 11 semaines (tableau 2).

Ces résultats témoignent de la nécessité d'examiner avec plus de détails les conditions

dynamiques entourant la rupture des arches afin d'en améliorer leur prévisibilité. Il serait particulièrement intéressant d'analyser l'impact du type de glace, qu'il s'agisse de MYI ou de FYI, sur l'épaisseur de la glace et la dynamique de rupture des arches. L'arche NOW, par exemple, est principalement composée de MYI provenant de l'Arctique, transportée via la mer de Lincoln et le détroit de Nares, tandis que les trois autres arches sont constituées de FYI. Aussi, le préconditionnement du pont de glace par des conditions atmosphériques, telles que les vents, les cyclones et les changements brusques de températures, pourraient jouer un rôle important pour influencer la quantité de fonte nécessaire à la rupture. De même, il reste à voir à quel point les différences régionales de courants marins et de marées pourraient expliquer certaines différences entre les arches.

3.1.3 Occurrence d'années sans arche

Les tendances observées montrent une diminution progressive des degrés-jours de gel cumulés en lien avec le réchauffement climatique, ce qui entraîne un affaiblissement des propriétés mécaniques de la glace de mer, notamment une diminution de la cohésion. Ces changements influencent directement la formation et la stabilité des arches de glace. Une question clé reste de déterminer si un seuil critique de cohésion pourrait être atteint, en-deçà duquel la formation des arches deviendrait impossible dans l'AAC.

Nous observons que pour chaque arche, dans les résultats présentés précédemment, il y a un certain nombre d'années où les arches ne se sont pas formées, que nous désignons comme le nombre d'occurrences sans arche (tableau 2). Pour l'arche NOW, sur la période de 54 ans étudiée, cette dernière ne s'est pas formée pendant 8 années, et ce uniquement après les années 1990. En revanche, l'arche JNS ne s'est pas formée pendant 13 années, cette absence étant répartie sur l'ensemble des 54 années d'étude. L'arche JCB, quant à elle, a connu la plus grande fréquence d'absence, ne se formant que 22 fois sur 54 ans. Cette tendance pourrait être expliquée par son exposition plus importante aux conditions océanographiques et atmosphériques de la baie de Baffin (Danard and Thompson, 1983). L'arche LCS a été ab-

sente pendant 16 années sur les 54 étudiées, avec une répartition homogène de ces absences tout au long de la période d'étude.

L'analyse des années sans arche suggère un lien fort entre la présence de l'arche NOW et les changements thermiques observés après 1990. En effet, les années sans présence d'arche pour NOW semblent être directement corrélées à des périodes de réchauffement, ce qui indique une influence thermodynamique significative. Toutefois, cette tendance n'est pas observée de manière similaire pour les autres arches, pour lesquelles les absences d'arche ne présentent pas de schéma clair en relation avec les valeurs de Θ_{\max} (voir les cercles vides dans les figures 10, 19, 20, 21 et les figures 11b, 25b, 26b, 27b). Bien que des années sans arches soient observées à la fois lors de valeurs élevées et faibles de Θ_{\max} , il apparaît que le facteur dynamique joue un rôle prépondérant dans la présence des arches. Cette observation suggère que, même si le facteur thermique est important, notamment pour l'arche NOW, il n'est pas l'unique déterminant de la formation des arches de glace. Ainsi, même dans des conditions de températures froides prolongées, une arche peut ne pas se former si les conditions dynamiques ne sont pas propices (Shokr et al., 2020; Kirillov et al., 2021).

3.1.4 Changement de la période hivernale

Les résultats présentés ci-haut ont indiqué une diminution significative de la sévérité des hivers sur la période d'étude. En particulier, les tendances négatives observées pour les quatre arches indiquent que la fin de l'hiver se produit de plus en plus tôt, avec une réduction moyenne de 9 jours sur la période d'étude.

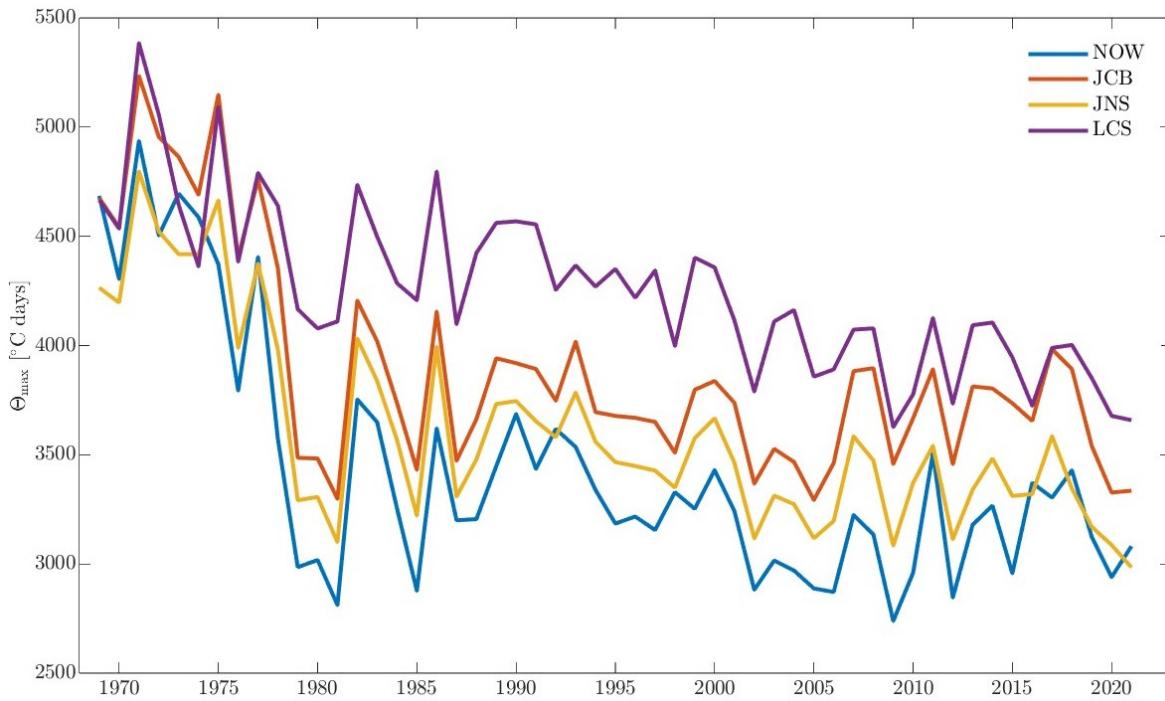


FIGURE 15 – Évolution annuelle de la quantité de Θ_{\max} (en $^{\circ}\text{C}$ jour) entre 1969 et 2023 pour chaque arche. La courbe bleue représente l'arche NOW, la courbe jaune l'arche JNS, la courbe rouge l'arche JCB, et la courbe mauve l'arche LCS

L'évolution temporelle du Θ_{\max} pour chaque arche entre 1969 et 2023 est présentée dans la figure 15, où chaque courbe colorée représente une arche spécifique. Une observation notable est la chute abrupte du Θ_{\max} en 1980 pour certaines arches, un phénomène particulièrement marqué dans les données de l'arche NOW. Avant 1980, les valeurs de degrés-jours de gel cumulés étaient significativement plus élevées. Cette chute brutale à partir des années 1980 pourrait être attribuée principalement à l'introduction des produits satellitaires dans les réanalyses climatiques (Uppala et al., 2005; Uppala, 2007). Cependant, il est notable que cette chute ne soit pas observée au niveau de l'arche LCS. Il est donc possible que cette chute soit plutôt en lien avec un changement dans l'influence de la polynie des Eaux du Nord, qui affecte particulièrement la température de l'air à l'emplacement de l'arche NOW, et en moindre mesure aux emplacements des arches JNS et JCB.

L'arche NOW se distingue par le Θ_{\max} le moins élevé, comme illustré dans la figure 14. Ce phénomène peut être attribué à la dynamique des vents dans le détroit de Nares. Selon Samelson et al. (2006), le vent dominant souffle du Nord-Est vers le Sud pendant une grande partie de l'année, en particulier en hiver. Toutefois, des épisodes de vents soufflant du Sud-Ouest vers le Nord ont également été observés (Ito, 1982; Shokr et al., 2020; Moore and Imrit, 2022), influençant de manière significative la dynamique de la glace de mer. Ces vents transportent de l'air chaud et humide venant de la polynie des Eaux du Nord, située au Nord de la baie de Baffin (figure 14), jusqu'à la banquise du détroit de Smith/Nares (Moore et al., 2023), favorisant ainsi le réchauffement de l'arche NOW. Ces vents contribuent également à l'érosion de la structure de l'arche en facilitant le détachement de segments de glace fragilisés par des fractures, accélérant ainsi sa rupture (Shokr et al., 2020). Cet effet est particulièrement prononcé au printemps, autour du Θ_{\max} , juste avant la rupture de l'arche.

Les arches JNS et JCB présentent des valeurs de Θ_{\max} légèrement plus hautes, comme illustrées dans la figure 15. La dynamique des vents dans le détroit de Jones est généralement orientée d'Ouest en Est, bien que des vents d'Est puissent également être observés (Ito, 1982). Cependant, le détroit de Jones possède une topographie moins marquée en *entonnoir*, ce qui limite l'effet d'accélération des vents. Par conséquent, les flux de chaleur provenant de la polynie des Eaux du Nord, transportés par les vents, semblent être moins intenses, ce qui pourrait réduire le réchauffement des arches JNS et JCB par rapport à l'arche NOW.

Dans le détroit de Lancaster, la dynamique des vents est plus complexe avec deux principales directions de circulation. Sur la côte Sud du détroit, les vents catabatiques, vent très froid qui descend le long des pentes, descendent depuis les reliefs des îles et se dirigent d'Ouest en Est, en accord avec l'écoulement général (Danard and Thompson, 1983). Ces vents froids proviennent de plus de 1000 km à l'Ouest, au niveau du gyre de Beaufort, et sont canalisés par le passage du Nord-Ouest (Prinsenberg et al., 2009; Peterson et al., 2012). En revanche, sur la côte Nord du détroit de Lancaster, les vents et les courants ont une direction opposée d'Est en Ouest, provenant du Nord-Est de la baie de Baffin. Ces vents sont cependant

plus faibles par rapport à ceux de la côte Sud puisque l'île Devon agit comme une barrière naturelle, réduisant ainsi l'influence des vents chauds et humides de la polynie des Eaux du Nord sur le détroit de Lancaster (Danard and Thompson, 1983; Prinsenberg et al., 2009). Donc les vents catabatiques et les courants froids venant directement de l'Arctique sur la côte Sud contribuent plus au refroidissement du détroit de Lancaster que les vents et courants de la côte Nord. Ainsi, la température dans le détroit de Lancaster est plus froide, car elle résulte non seulement des vents catabatiques en provenant du Passage du Nord-Ouest, mais aussi d'une moindre exposition aux flux d'air chaud et humide en provenant de la polynie des Eaux du Nord (Fig. 14). De plus, même si une partie de cette chaleur atteint le détroit, la distance plus importante que doit parcourir l'air depuis la polynie jusqu'au détroit de Lancaster, par rapport à l'arche du détroit de Smith/Nares, entraîne un refroidissement progressif de l'air. Cela explique pourquoi les Θ_{\max} y sont plus élevés par rapport aux autres détroits.

L'examen de la figure 15 révèle une forte corrélation entre les quatre arches de glace. Avant 1980, les données présentent un niveau d'incertitude élevé en raison de biais dans les mesures, rendant difficile l'interprétation des tendances de cette période. Toutefois, à partir de 1980, une séparation notable des courbes est observée. Néanmoins, un rapprochement progressif entre celles-ci se manifeste au fil des années. Actuellement, les courbes des arches NOW et JNS, ainsi que celles des arches LCS et JCB, tendent même à se croiser, ce qui suggère une évolution similaire du climat.

Les débuts de la saison hivernale, représentés par les carrés dans les figures 10, 19, 20, et 21, montrent une tendance générale de retard dans le démarrage de l'hiver. Pour l'arche NOW, une tendance significative de $3.15 \text{ jours décennie}^{-1}$ est observée, ce qui correspond à un retard d'environ 18 jours sur la période d'étude (figure 10). L'arche JNS présente une tendance similaire de $2.54 \text{ jours décennie}^{-1}$, soit environ 14 jours entre 1969 et 2023 (figure 19). En revanche, aucune tendance significative n'est identifiée pour l'arche JCB (figure 20). L'arche LCS, quant à elle, affiche également une tendance significative de $2.85 \text{ jours décennie}^{-1}$, soit environ 16 jours en 54 ans (figure 21). Les tendances positives observées pour les débuts

d'hiver suggèrent un retard généralisé du commencement de la saison hivernale, avec une perte moyenne de 16 jours pour les quatre arches. Ainsi, la durée totale des hivers a diminué, caractérisée par un début plus tardif et une fin plus précoce de la saison hivernale. Toutefois, les changements les plus marquants concernent la diminution de l'amplitude des températures hivernales, accompagnée d'une accumulation de degrés-jours de gel de plus en plus faible, ce qui conduit à des hivers de plus en plus doux.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Ce mémoire porte sur l'analyse des ponts de glace de l'archipel arctique canadien (AAC) situés en bordure de *Pikialasorsuaq*, et plus précisément dans les détroits de Smith/Nares, de Jones et de Lancaster. Ces structures de glace ont une importance particulière pour les communautés nordiques ainsi que pour les écosystèmes qui en dépendent. Dans un premier temps, une base de données historique a été constituée, couvrant la période de 1969 à 2023, et recensant les dates de formation et de rupture des ponts de glace. Cette base vise à fournir un outil pertinent pour l'évaluation et l'amélioration des modèles de prévision climatique. Ce projet de recherche s'inscrit dans la continuité de l'étude de [Dumont \(2017\)](#), qui portait sur le pont de glace au sud du détroit de Nares jusqu'en 2017, et étend l'analyse jusqu'en 2023. Il inclut également l'ajout de trois autres ponts de glace, jusque-là peu ou pas étudiés dans une perspective climatique, dans le but de comparer leurs comportements respectifs et de mieux comprendre leur dynamique. Dans un second temps, l'influence de la température de l'air sur les processus de formation et de rupture de ces ponts de glace a été analysée, afin d'évaluer son rôle potentiel dans la dynamique saisonnière de ces structures.

La constitution de la base de données repose sur une analyse visuelle des arches de glace à partir des cartes de glace hebdomadaires du Service canadien des glaces (SCG). L'un des avantages majeurs de l'utilisation des cartes hebdomadaires du SCG est leur longévité historique, avec des cartes remontant jusqu'à 1968, ce qui permet une analyse climatique à long terme. La présence d'une arche est ici déterminée selon deux critères : l'identification d'une forme concave caractéristique, et la présence d'une concentration totale d'au moins 90% de glace en amont de l'arche. La définition d'un événement de dernière formation repose également sur deux conditions additionnelles : l'incertitude entourant la date de formation ne doit pas excéder trois semaines, et l'arche observée doit persister pendant un minimum de trois semaines afin d'être considérée comme stable. En raison de ces exigences, les formations n'ont pu être identifiées de manière fiable qu'à partir de l'année 2008, avant laquelle les

cartes étaient produites à trop grands intervalles (mensuellement) en automne et en hiver. En revanche, la définition d'un événement de dernière rupture est plus simple : elle requiert uniquement que l'arche persiste pendant au moins trois semaines et qu'aucune autre formation ne soit observée par la suite durant la même année.

Lors de la création de cette base de données, il est rapidement apparu que la date de dernière formation des arches présentait une forte variabilité interannuelle, sans tendance significative identifiable pour aucune des quatre structures étudiées. L'analyse de l'influence des températures de l'air sur ces événements de formation, à l'aide des degrés-jours de gel cumulés Θ , n'a révélé aucune relation claire non plus. En effet, même dans des conditions thermiques apparemment favorables — caractérisées par des Θ élevés indiquant des périodes de froid soutenu — il arrive que l'arche ne se forme pas. Une grande variabilité a également été observée dans les valeurs de Θ associées aux événements de formation, ce qui suggère que ces derniers ne sont pas directement gouvernés par les conditions thermiques seules. Ces résultats indiquent que les processus de formation des arches de glace seraient vraisemblablement davantage contrôlés par des facteurs dynamiques, tels les vents, les courants océaniques ou encore les marées. La formation d'une arche de glace s'avère beaucoup plus difficile à définir, variable et dépendant de plusieurs facteurs opérant à fine échelle. Si certaines conditions en amont, telles que la présence de glace épaisse (MYI) à l'entrée du détroit (Kwok, 2005; Kwok et al., 2010) ou l'apport d'icebergs provenant du Groenland dans le bassin de Kane (Münchow and Melling, 2008), peuvent ralentir la dérive des glaces et ainsi favoriser leur accumulation, il apparaît que le forçage local joue un rôle déterminant dans la formation du pont. Kirillov et al. (2021) ont montré que la formation d'une arche coïncide avec un champ de pression au niveau de la mer faiblement variable, caractérisé par l'absence de gradient de pression marqué, ce qui limite la présence de forts vents le long du détroit et permet ainsi une stabilisation de la glace. Cette période de formation coïncide également avec les marées de morte-eau, lorsque l'amplitude des marées est faible (< 2.5 m), limitant ainsi la traînée par les courants de marée. Mack et al. (2013) ont par ailleurs observé que les concentrations de glace étaient plus élevées durant ces phases de marée, favorisant la cohésion entre floes et facilitant la formation de l'arche.

tant la consolidation du pont. En résumé, les conditions optimales à la formation d'une arche de glace dans le détroit de Nares apparaissent associées à une combinaison de vents faibles, d'amplitudes de marée réduites, et de températures de l'air froides (Samelson et al., 2006), lesquelles permettent à la glace de dériver lentement, de s'accumuler, puis de se consolider thermodynamiquement et de former un pont de glace. Ces différents facteurs seront étudiés de manière plus approfondie lors de prochaines recherches.

L'ensemble des arches étudiées présente des tendances significatives de ruptures de plus en plus précoce au cours des 54 dernières années. Comparativement aux dates de formation, les dates de dernière rupture montrent aussi une variabilité interannuelle nettement plus faible. Les tendances observées indiquent également une diminution progressive des valeurs de Θ au moment des ruptures. Comparativement aux autres arches, l'arche NOW présente une variabilité particulièrement élevée en termes de Θ à la rupture. Cette variabilité pourrait s'expliquer par sa proximité immédiate avec la polynie des Eaux du Nord, qui modifie considérablement le bilan thermique local et augmente l'exposition de l'arche à des apports de chaleur (figure 14).

L'étude met en évidence le rôle central des degrés-jours de fonte Λ_{brk} comme indicateur clé dans la prédictibilité des ruptures des arches de glace. Les arches JNS et NOW se distinguent par leurs besoins les plus élevés en degrés-jours de fonte, avec des valeurs respectives de 121 ± 50.8 et 113 ± 52.8 °C jours de fonte. Elles sont suivies par les arches JCB et LCS, qui présentent des valeurs respectives de 90.8 ± 50.3 et 88.5 ± 39.6 °C jours de fonte. Des tendances significatives ont été observées pour presque la majorité des arches, montrant une réduction progressive de la quantité de degrés-jours de fonte avant la rupture au fil des années. Cette diminution se traduit également par une réduction du nombre de jours de la période de fonte.

Parallèlement, cette étude met en évidence l'importance des degrés-jours de gel cumulés maximum Θ_{max} comme un indicateur climatique pertinent pour évaluer la sévérité des hivers. Nos analyses montrent que les valeurs de Θ_{max} actuelles n'atteignent plus celles obser-

vées par le passé, affichant désormais des valeurs plus faibles. Cette diminution est accompagnée de tendances significatives indiquant une réduction progressive des valeurs de Θ_{\max} au fil des années. De plus, nous avons observé un raccourcissement de la saison hivernale, caractérisé par une fin d'hiver qui survient en moyenne 9 jours plus tôt, ainsi qu'un retard moyen de 16 jours dans le début de l'hiver pour les quatre arches. Ces résultats suggèrent donc un adoucissement progressif des hivers, ainsi qu'une diminution de la durée de la saison froide.

Les changements climatiques, et en particulier le réchauffement des températures de l'air, influencent de manière variable le cycle de vie des ponts de glace de l'AAC. Bien que la température de l'air joue un rôle, elle ne semble pas être le facteur prédominant dans la formation des arches de glace. Il semble plutôt que la formation des arches soit influencée par un ensemble complexe de facteurs dynamiques. La température semble avoir un impact plus marqué sur la quantité de degrés-jours de gel au moment de la fin de l'hiver, de la fonte et de la dernière formation, mais elle n'est probablement pas le seul facteur déterminant. En effet, même lorsque les conditions de gel sont favorables à la formation d'une arche, celle-ci ne se forme pas systématiquement. De plus, l'impact de la température de l'air apparaît particulièrement déterminant pour l'arche NOW, en raison de sa proximité avec la polynie de *Pikialasorsuaq*, tandis qu'il est moins significatif pour les arches JNS et JCB. L'arche LCS, quant à elle, est située dans un détroit où les températures sont généralement plus froides, et son éloignement géographique de la polynie réduit l'influence des températures de l'air sur sa dynamique.

Bien que les tendances actuelles observées pour les arches de glace suggèrent une rupture de plus en plus précoce au cours de l'année, il est également possible qu'un changement dans les caractéristiques de la glace de mer, notamment ses propriétés mécaniques, puisse entraîner une cessation brutale de la formation de ces structures. Il serait pertinent d'explorer l'influence d'autres facteurs environnementaux au moment des formations et des ruptures des arches, afin de mieux comprendre les mécanismes dynamiques qui influencent ces événements. Parmi ces facteurs dynamiques, les vents, les courants océaniques et les marées

mériteraient une attention particulière. Par ailleurs, il serait également intéressant d'examiner l'impact de la couverture neigeuse, du type de glace et des propriétés mécaniques de la glace de mer sur la dynamique des arches. Cela offrirait des perspectives intéressantes pour affiner les modèles de prévision de la glace et, par conséquent, améliorer notre capacité à anticiper la formation ou la rupture des arches. Une approche complémentaire consisterait à analyser l'évolution de la forme des arches au fil du temps, afin de déterminer s'il existe des configurations spécifiques qui pourraient prédire la rupture imminente d'une arche.

ANNEXE I

FIGURES DES TABLES POUR LES ARCHES JNS, JCB ET LCS

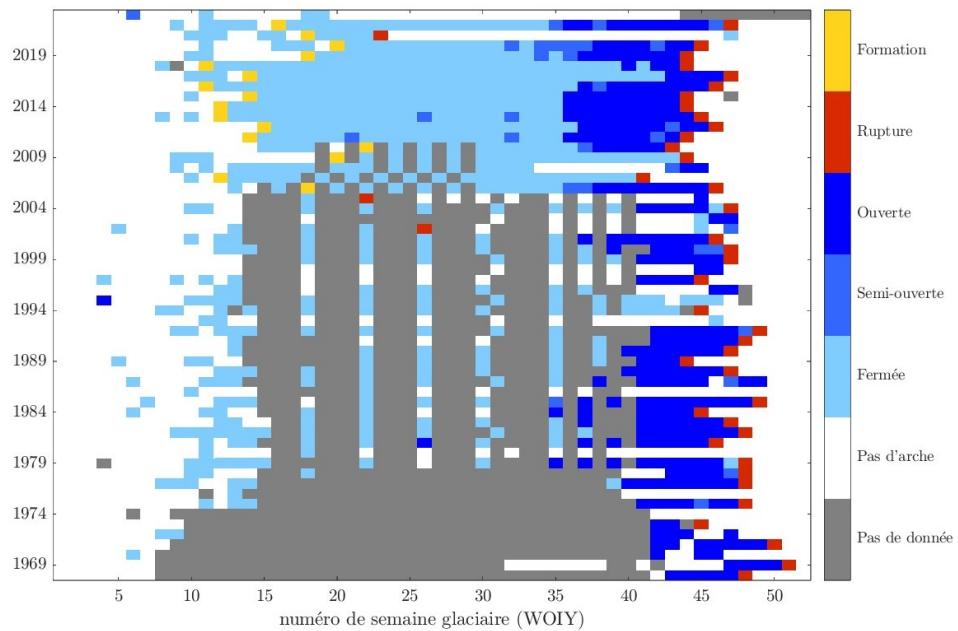


FIGURE 16 – Données de présence de l’arche du détroit de Nares (JNS) extraites à une fréquence hebdomadaire (en WOIY) des cartes du Service canadien des glaces (CIS) pour chaque année glaciaire sur la période 1968-2023. Les carrés gris indiquent une absence de données et les carrés blancs signifient l’absence d’une arche de glace. Lorsqu’une arche est présente, la couleur indique la concentration en aval et le degré d’ouverture de la polynie : ouverte ($C_t < 4$), semi-ouverte ($4 < C_t < 7$) et fermée ($C_t > 7$). Le jaune indique la dernière formation de l’arche le rouge la dernière rupture de la saison.

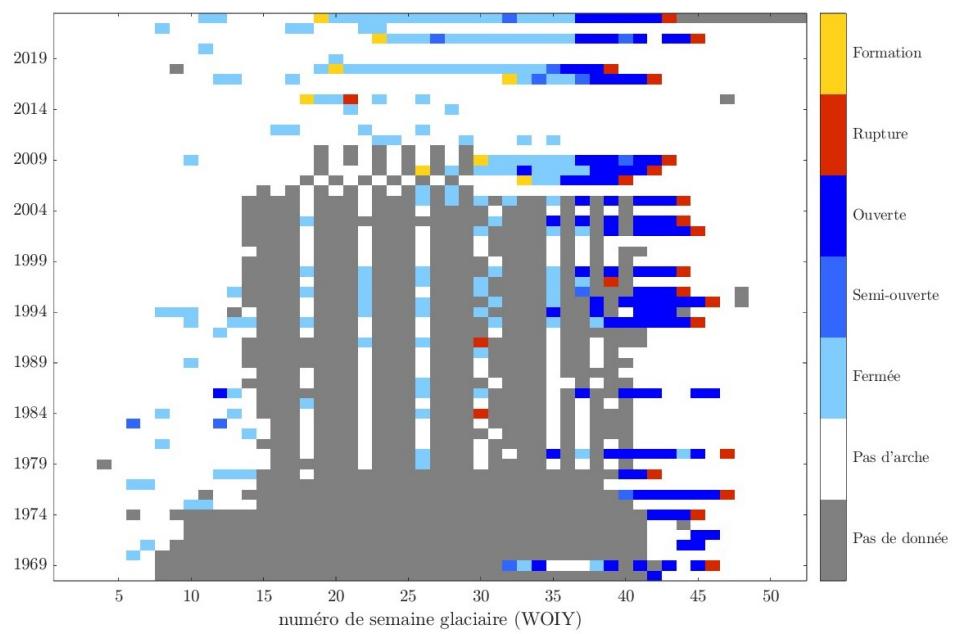


FIGURE 17 – *Id.* pour l’arche JCB.

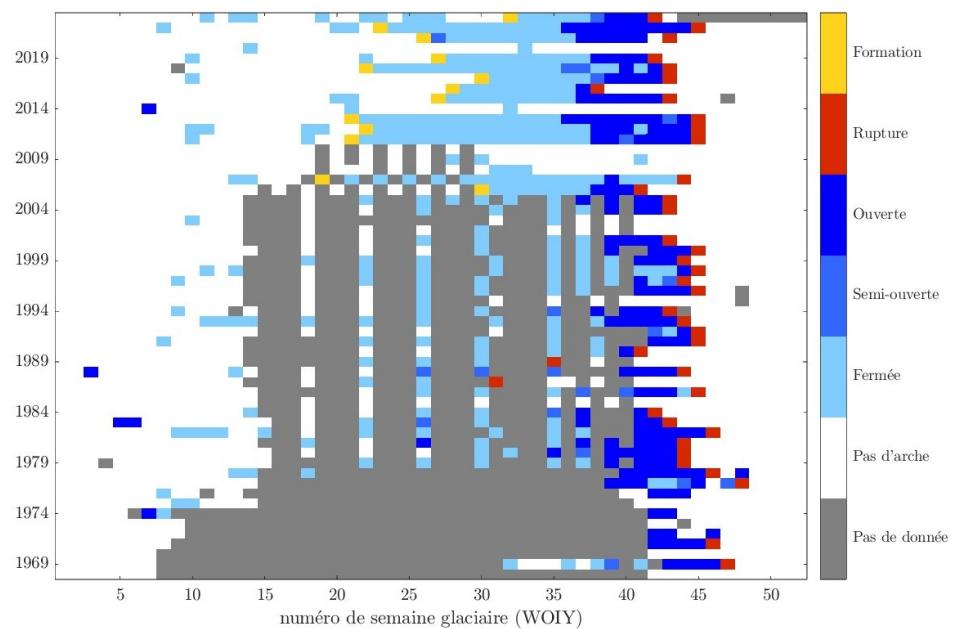


FIGURE 18 – *Id.* pour l’arche LCS

ANNEXE II

LES TENDANCES DES FORMATIONS ET RUPTURES POUR LES ARCHES JNS, JCB ET LCS

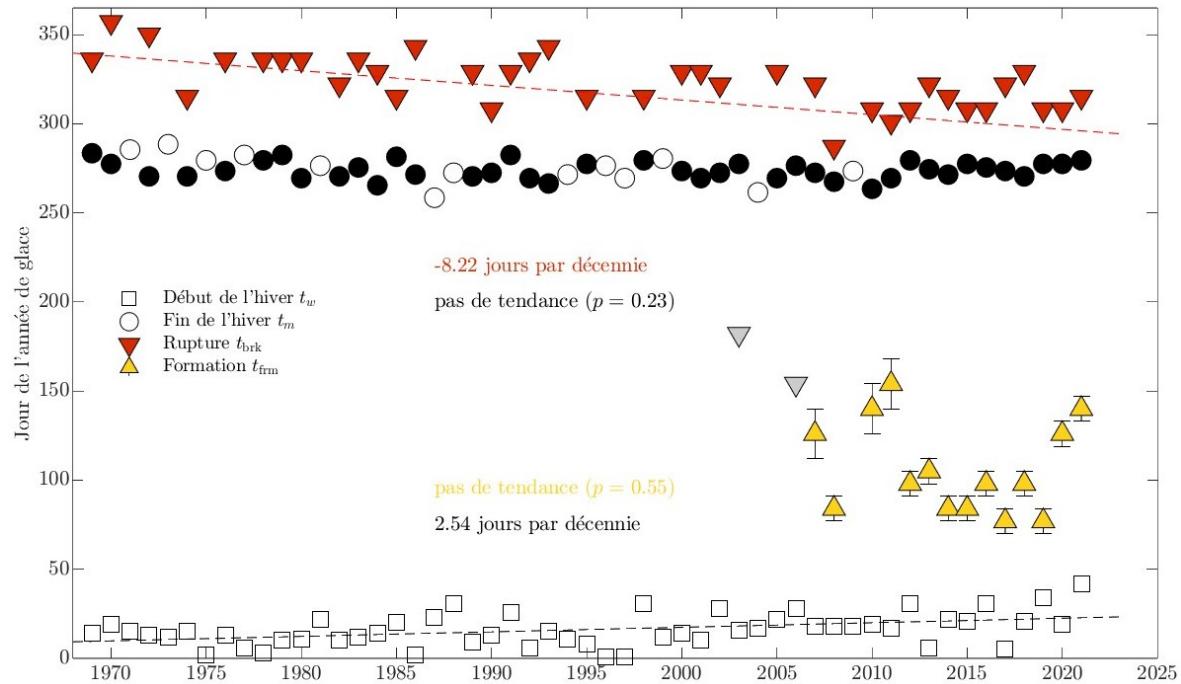


FIGURE 19 – Date de début t_w (carré) et fin t_m (cercle) de l'hiver ainsi que la date de formation t_{frm} (jaune) et de rupture t_{brk} (rouge) de la dernière arche JNS sur la période 1969-2023 en jour d'une année de glace. Les courbes pointillées indiquent une tendance significative ($p < 0.05$) selon le test de Mann-Kendall. Les triangles gris représentent les ruptures ayant lieu avant le Θ_{max} .

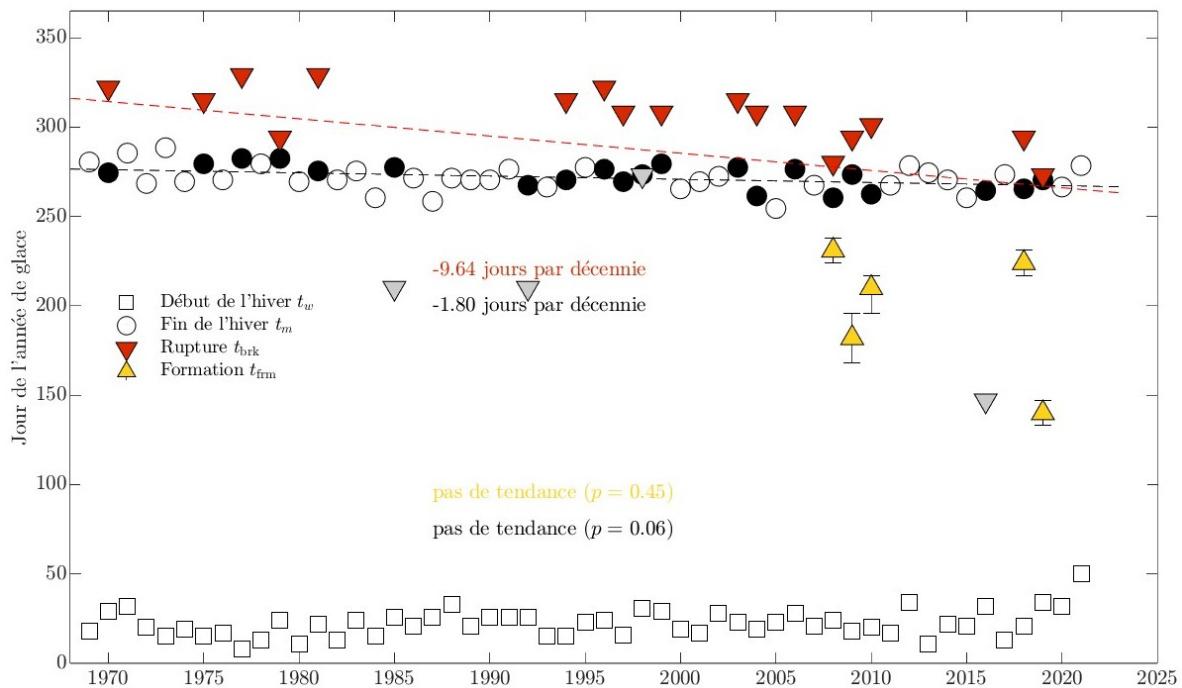


FIGURE 20 – *Id.* pour l'arche JCB.

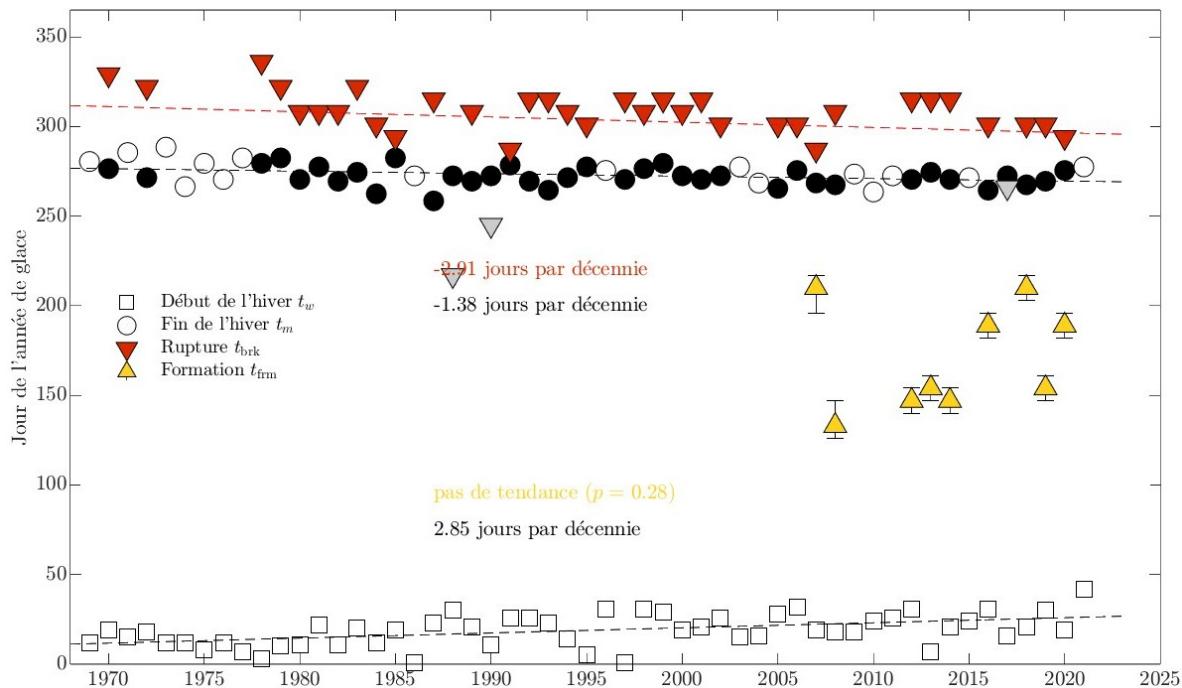


FIGURE 21 – *Id.* pour l'arche LCS.

ANNEXE III

LES TEMPÉRATURES ET FDD POUR LES ARCHES JNS, JCB ET LCS

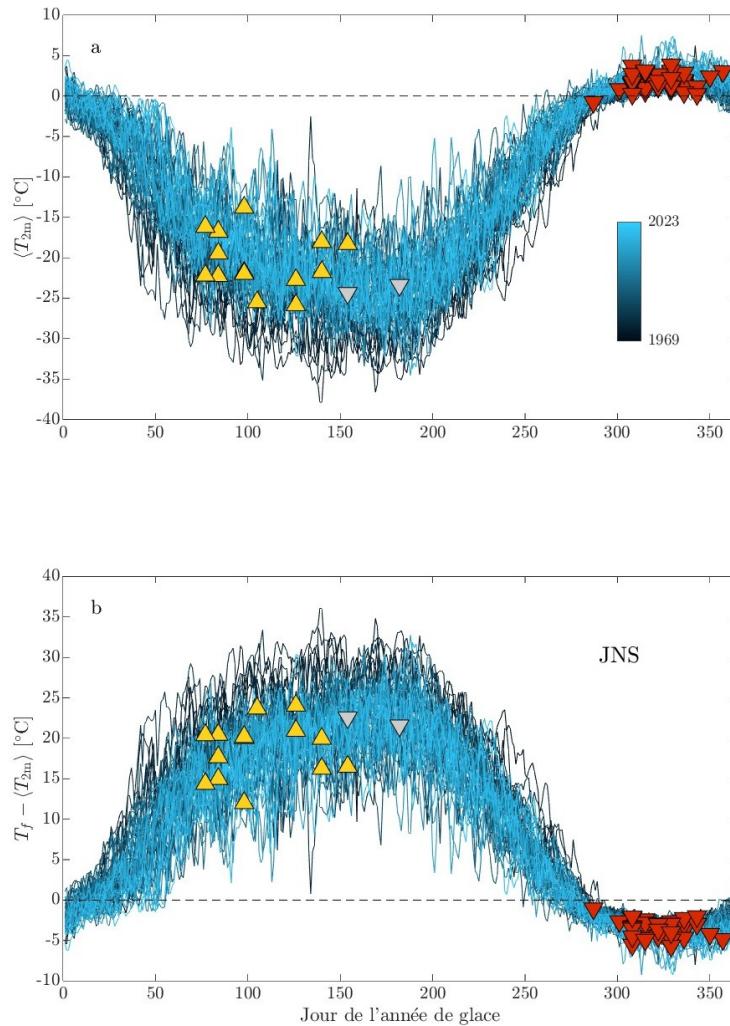


FIGURE 22 – Température de l'air à 2 m T_{2m} (a) et différence $T_f - \langle T_{2m} \rangle$ correspondant au degrés-jours de gel quotidien (b) pour chaque année de glace pour l'arche JNS sur la période 1969-2023. Les triangles marquent les dernières formations de l'arche (jaune) et les ruptures (rouge).

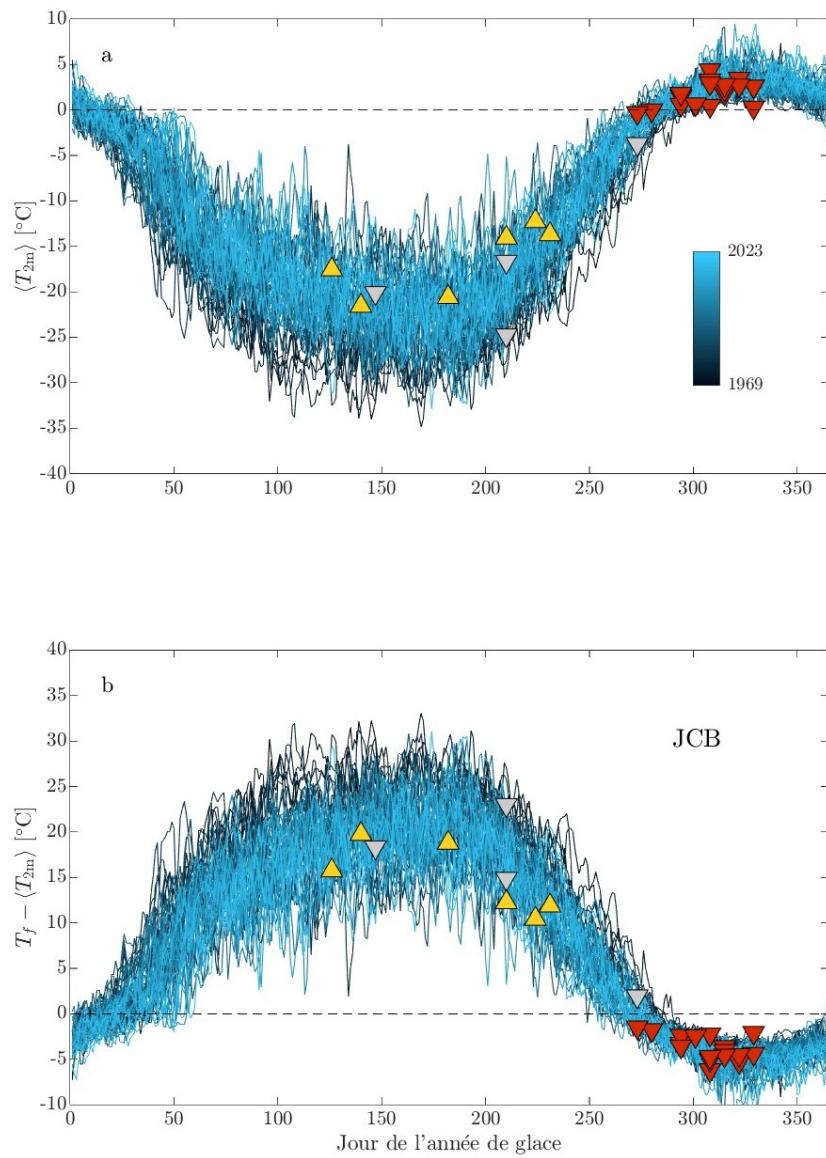


FIGURE 23 – *Id.* pour l’arche JCB

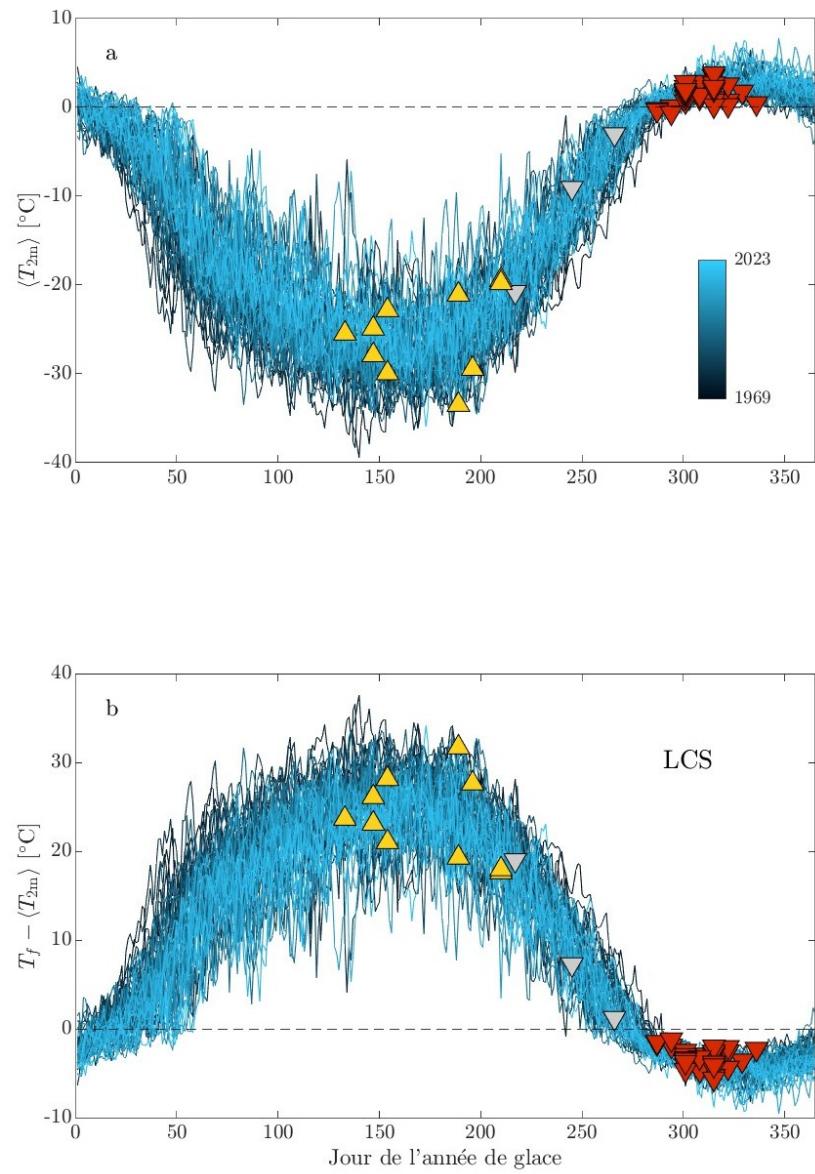


FIGURE 24 – *Id.* pour l'arche LCS

ANNEXE IV

CFDD POUR LES ARCHES JNS, JCB ET LCS

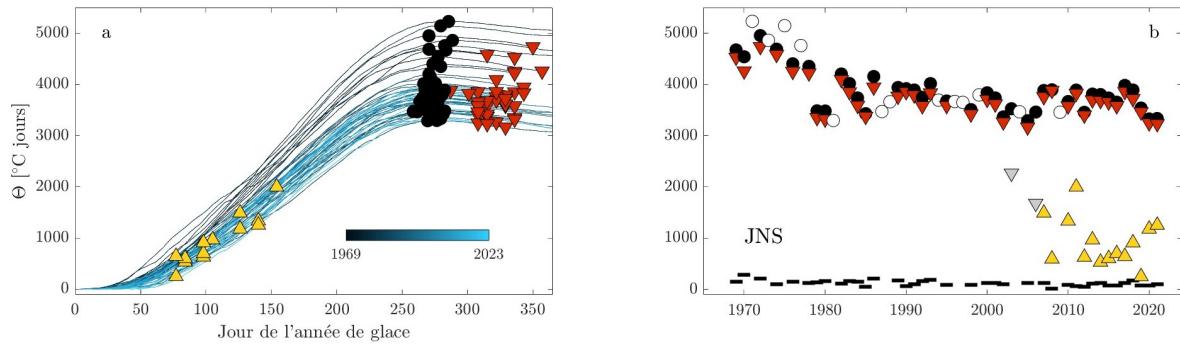


FIGURE 25 – a) Évolution saisonnière des degrés-jours de gel cumulés Θ et b) nombre de degrés-jour de gel correspondant à la formation (triangles jaunes) de l'arche JNS, à sa rupture (triangles rouges) et à la fin de l'hiver (cercles noirs), pour la période 1969-2023. Les tirets noirs indiquent la différence entre Θ_{\max} et Θ_{brk} . Les années sans arche sont représentées par des cercles blancs et ne sont pas incluses le panneau a.

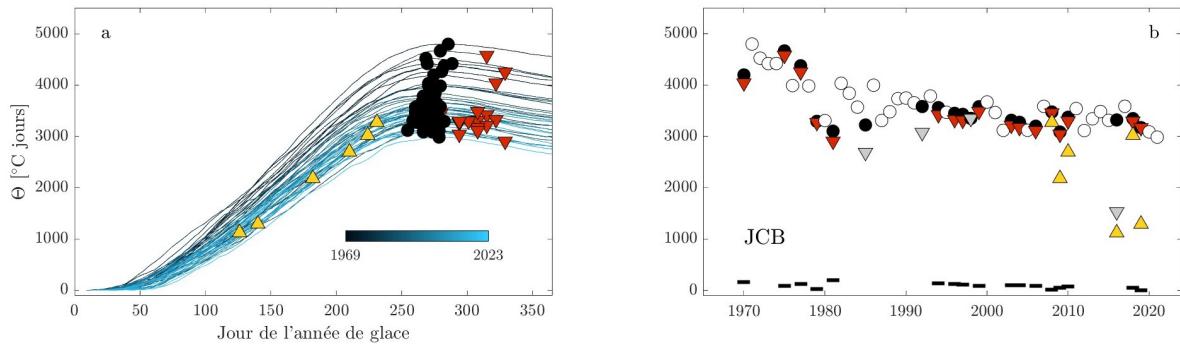


FIGURE 26 – Id. pour l'arche JCB.

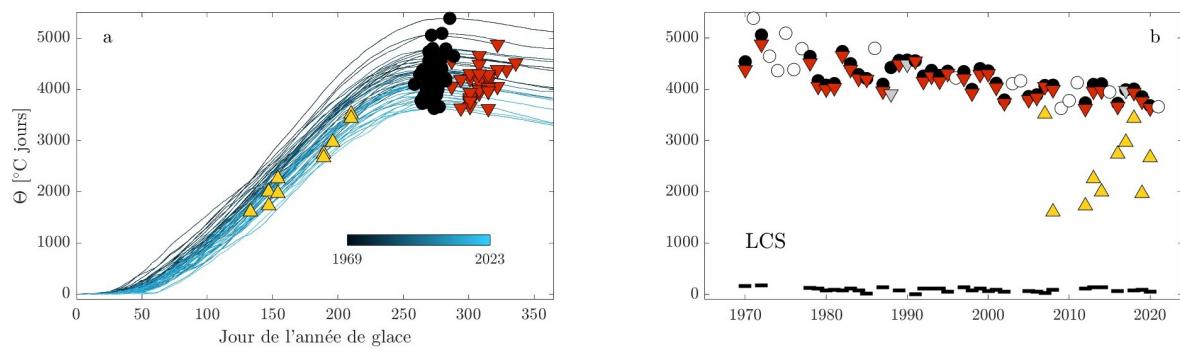


FIGURE 27 – *Id.* pour l’arche LCS.

ANNEXE V

CMDD POUR LES ARCHES JNS, JCB ET LCS : ANALYSES COMPLÉMENTAIRES

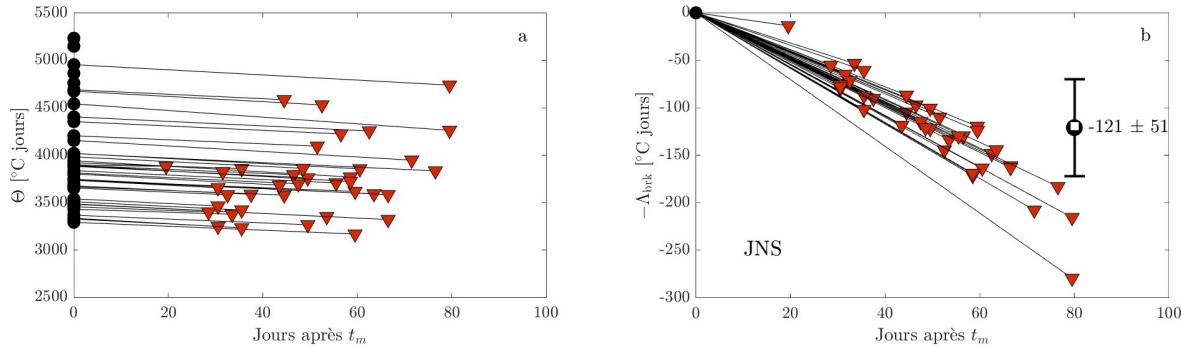


FIGURE 28 – a) Valeurs de Θ_{max} (cercles noirs) et de Θ_{brk} (triangles rouges) et b) différence entre Θ_{brk} et Θ_{max} , rapportés dans le temps par rapport à la fin de l'hiver t_m , pour l'arche JNS de la période 1969-2023. La moyenne, l'écart-type et la médiane de cette différence sont indiquées par le diagramme à boîte.

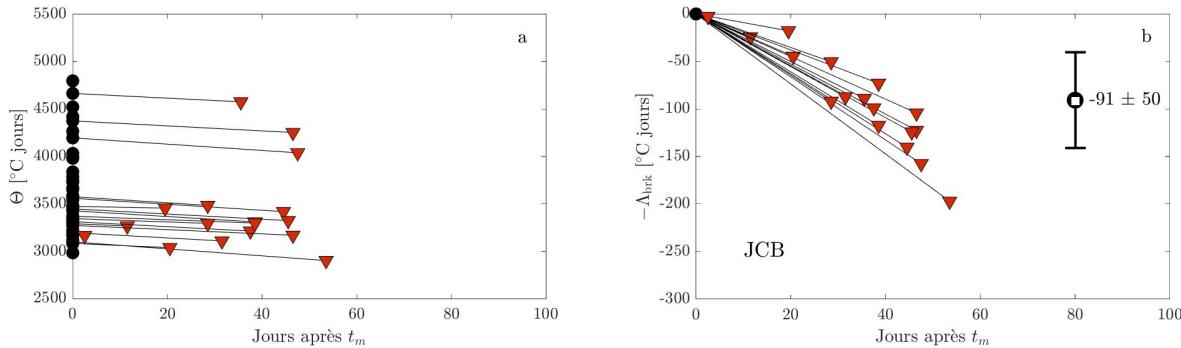


FIGURE 29 – *Id.* pour l'arche JCB.

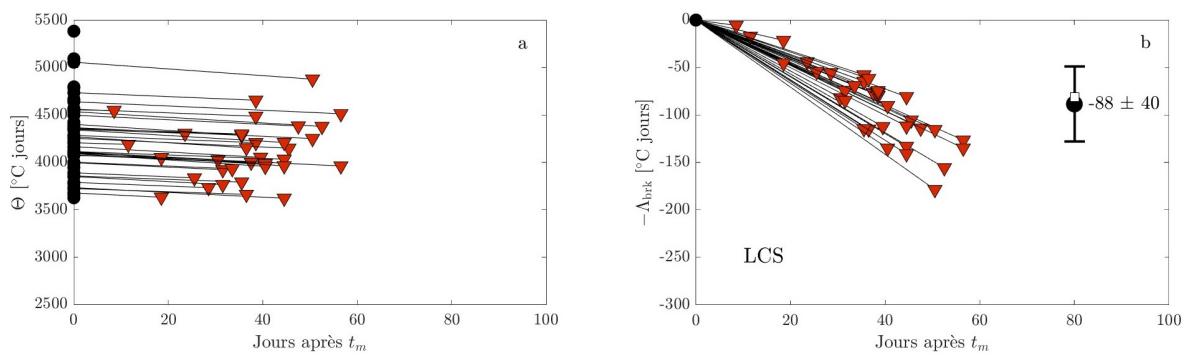


FIGURE 30 – *Id.* pour l’arche LCS.

ANNEXE VI

CMDD POUR LES ARCHES JNS, JCB ET LCS : ANALYSES COMPLÉMENTAIRES

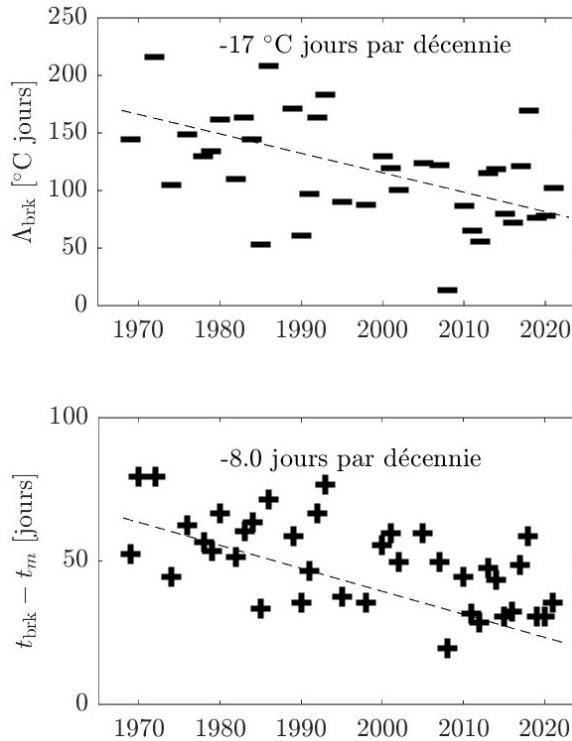


FIGURE 31 – Analyse complémentaire des degrés-jours de fonte Λ_{brk} pour l’arche JNS. Les tendances significatives sont représentées par les courbes pointillées. a) Quantité de degrés-jours de fonte $\Lambda_{brk} = \Theta_{max} - \Theta_{brk}$. b) Nombre de jours séparant t_{max} et t_{brk} , représentant la durée de la période de fonte.

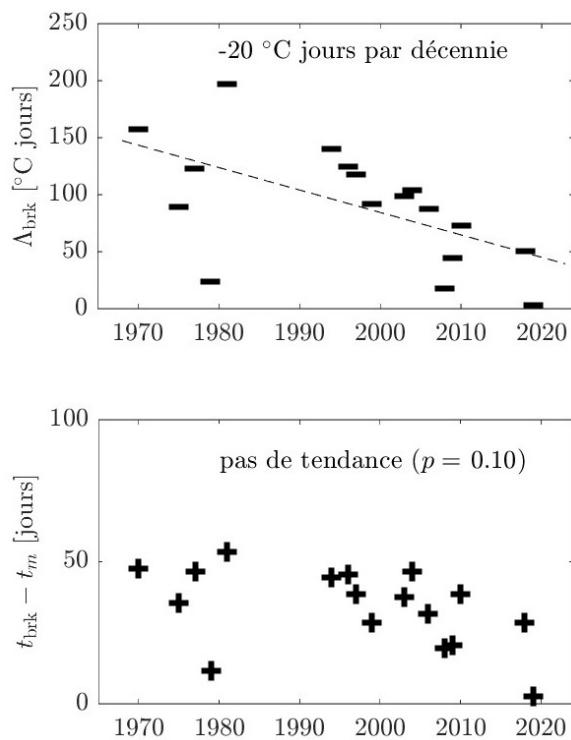


FIGURE 32 – *Id.* pour l’arche JCB.

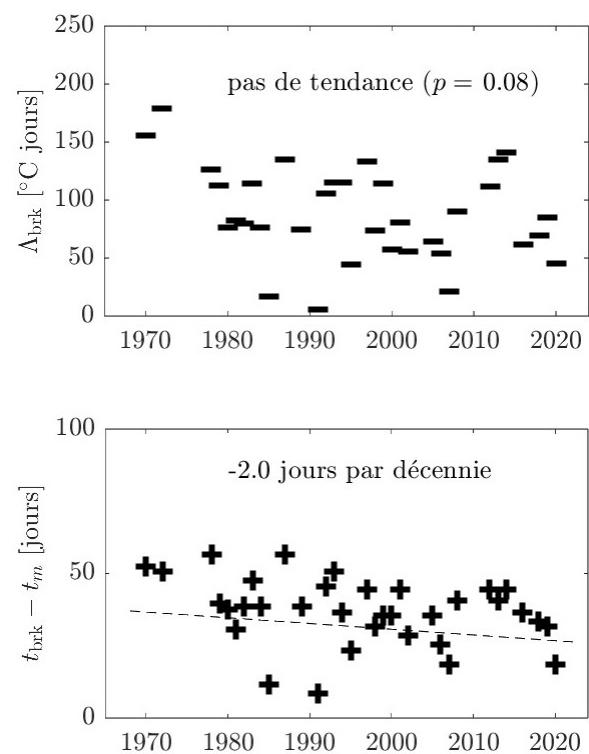


FIGURE 33 – *Id.* pour l’arche LCS.

ANNEXE VII

MÉTHODOLOGIE DE TRAITEMENT DES DONNÉES

Cette annexe présente un organigramme (Fig. 34) illustrant la méthodologie de traitement des cartes de glace ainsi que des données de réanalyses ERA-5, lesquelles sont mises à disposition en libre accès. La base de données résultante du cycle de vie des arches de glace sera rendue disponible sur la plateforme Git, également en libre accès. Un schéma explicatif est fourni pour définir des concepts associés à la dernière formation des arches, à la dernière rupture des arches, et au type de polynie observé en aval de l'arche (Fig. 35). De plus, les semaines ISO (WOY) ainsi que les semaines de glace (WOIY) sont spécifiées dans ce schéma.

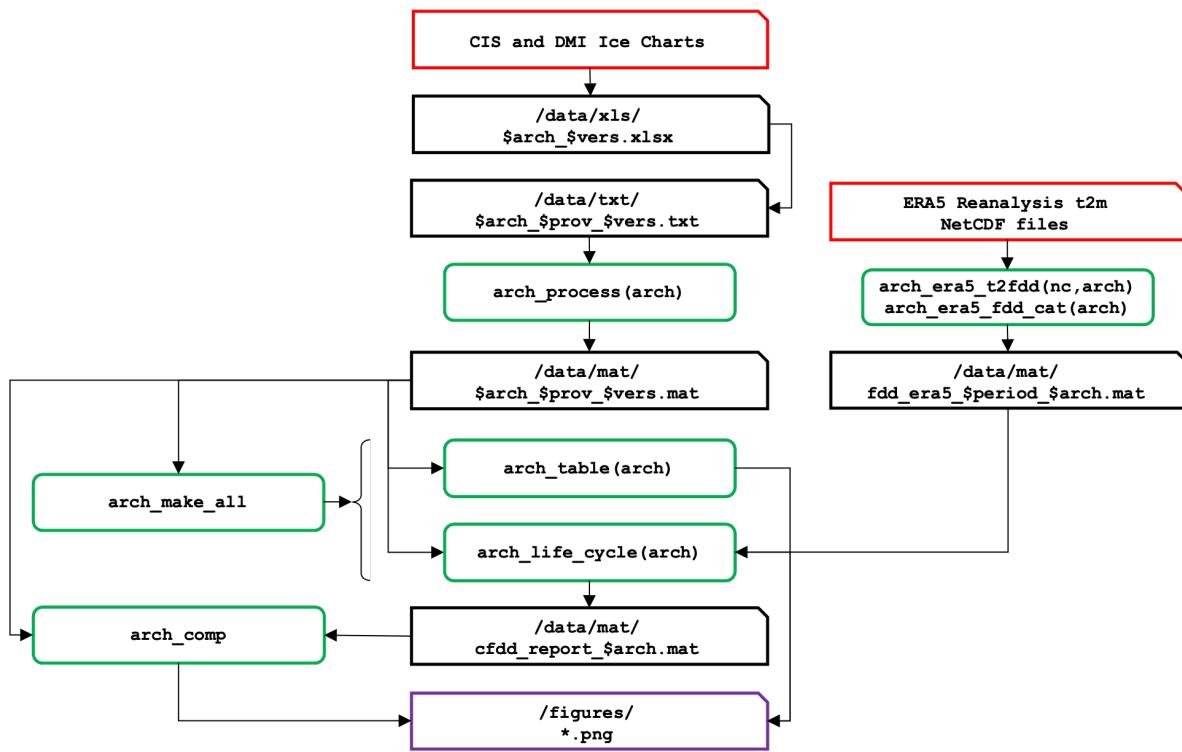


FIGURE 34 – Organigramme de la méthode de traitement des données, avec les différents scripts disponibles avec les données au <https://gitlab.uqar.ca/dumoda01/bridge.git>.

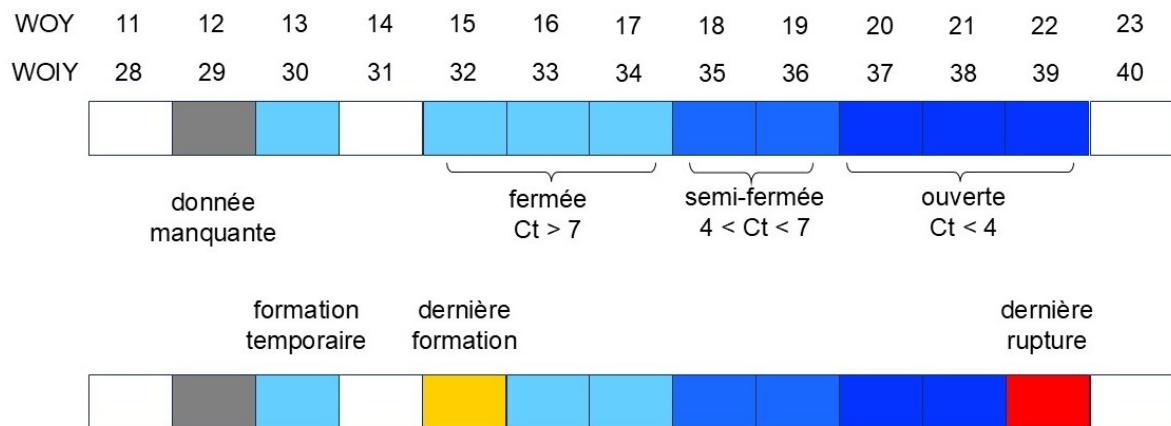


FIGURE 35 – Schéma explicatif de la définition d'une dernière formation, d'une dernière rupture et du type de polynie en aval de l'arche.

RÉFÉRENCES

- Agnew, T., A. Lambe, and D. Long, 2008: Estimating sea ice area flux across the Canadian Arctic Archipelago using enhanced AMSR-E. *J. Geophys. Res.*, **113 (C10)**.
- Anderson, D. L., 1961: Growth rate of sea ice. *J. Glaciol.*, **3**, 1170–1172.
- Assel, R. A., 1980: Maximum freezing degree-days as a winter severity index for the Great Lakes, 1897–1977. *Mon. Weather Rev.*, **108 (9)**, 1440–1445.
- Assel, R. A., 2003: Great Lakes monthly and seasonal accumulations of freezing degree-days, winters 1898–2002. *Env. Sci.*
- Babb, D. G., R. J. Galley, M. G. Asplin, J. V. Lukovich, and D. G. Barber, 2013: Multiyear sea ice export through the Bering Strait during winter 2011–2012. *J. Geophys. Res.*, **118 (10)**, 5489–5503.
- Babb, D. G., and Coauthors, 2022: On the Intermittent Formation of an Ice Bridge (Nunniq) across Roes Welcome Sound, Northwestern Hudson Bay and Its Use to Local Inuit Hunters. *Arctic*, **75 (2)**, 198–224.
- Barber, D., R. Marsden, P. Minnett, G. Ingram, and L. Fortier, 2001a: Physical processes within the North Water (NOW) polynya. *Atmos.-Ocean*, **39 (3)**, 163–166.
- Barber, D. G., J. Hanesiak, W. Chan, and J. Piwowar, 2001b: Sea-ice and meteorological conditions in Northern Baffin Bay and the North Water polynya between 1979 and 1996. *Atmos.-Ocean*, **39 (3)**, 343–359.
- Barber, D. G., and R. A. Massom, 2007: The role of sea ice in Arctic and Antarctic polynyas. *Elsevier oceanography series*, **74**, 1–54.
- Bélanger, S., M. Babin, and J.-É. Tremblay, 2013: Increasing cloudiness in Arctic damps the increase in phytoplankton primary production due to sea ice receding. *Biogeosciences*, **10 (6)**, 4087–4101.
- Beyene, M. T., and S. Jain, 2018: Freezing degree-day thresholds and Lake ice-out dates: Understanding the role of El Niño conditions. *Int. J. Clim.*, **38 (11)**, 4335–4344.
- Chapman, W. L., and J. E. Walsh, 1993: Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **74 (1)**, 33–48.
- CIS, 2024: Canadian ice service. Government of Canada, URL <https://iceweb1.cis.ec.gc.ca/Archive/page1.xhtml?lang=fr>, Consulté le 1 novembre 2024.
- Copernicus Climate Change Service, C. D. S., 2023: ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*.

- Danard, M., and B. Thompson, 1983: Modelling winds in Lancaster sound and Northwestern Baffin Bay. *Atmos.-Ocean*, **21** (1), 69–81.
- DFO, 2021: Identification of Ecological Significance, Knowledge Gaps and Stressors for the North Water and Adjacent Areas. Sci. Advis. Rep. 2021/052, DFO Can. Sci. Advis. Sec.
- Divine, D. V., R. Korsnes, and A. P. Makshtas, 2004: Temporal and spatial variation of shore-fast ice in the Kara Sea. *Cont. Shelf Res.*, **24** (15), 1717–1736.
- DMI, 2024: Ice charts around greenland. Danish Meteorological Institute, URL <https://www.dmi.dk/>, consulté le 1 novembre 2024.
- Dumont, D., 2017: The North Water ice bridge shape and life cycle variability and its impact on the ecosystem. *Physical oceanography and Holocene changes, North Water Polynya Conference: Copenhagen, Danemark*, 38–46.
- Dumont, D., Y. Gratton, and T. E. Arbetter, 2009: Modeling the dynamics of the North Water polynya ice bridge. *J. Phys. Oceanogr.*, **39** (6), 1448–1461.
- Dunbar, M., 1969: The geographical position of the North Water. *Arctic*, **22** (4), 438–441.
- Dunbar, M., and M. Dunbar, 1972: The History of the North Water. *Proc. R. Soc. Edinburgh B*, **72** (1), 231–241.
- Dupont, F., D. Dumont, J.-F. Lemieux, E. Dumas-Lefebvre, and A. Caya, 2022: A probabilistic seabed–ice keel interaction model. *The Cryosphere*, **16** (5), 1963–1977, doi: 10.5194/tc-16-1963-2022.
- ECCC, 2024: Résumé saisonnier pour les eaux arctiques de l'amérique du nord - printemps 2024. Environnement et changement climatique Canada, URL <https://www.canada.ca/fr/environnement-changement-climatique/services/previsions-observations-glaces/conditions-glaces-plus-recentes/resume-saisonnier-eaux-arctiques-amerique-nord-printemps-2024.html>, Consulté le 9 juillet 2025.
- Galbraith, P., C. Sévigny, D. Bourgault, and D. Dumont, 2024: Sea ice interannual variability and sensitivity to fall oceanic conditions and winter air temperature in the Gulf of St. Lawrence, Canada. *J. Geophys. Res.*, **129**, e2023JC020784, doi:10.1029/2023JC020784.
- GIEC, 2023: *Climate Change 2023: Synthesis Report*. IPCC, Geneva, Switzerland, 35–115 pp., doi:10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.
- Gilbert, R. O., 1987: *Statistical methods for environmental pollution monitoring*. John Wiley & Sons.

- Golden, K. M., H. Eicken, A. Heaton, J. Miner, D. Pringle, and J. Zhu, 2007: Thermal evolution of permeability and microstructure in sea ice. *Geophys. Res. Lett.*, **34** (16).
- Haas, C., W. Dierking, T. Busche, and J. Hoelemann, 2005: ENVISAT ASAR monitoring of polynya processes and sea ice production in the Laptev Sea. *ESA Envisat Symposium*.
- Halliday, W. D., and Coauthors, 2022: Vessel risks to marine wildlife in the Tallurutiup Imanga National Marine Conservation Area and the eastern entrance to the Northwest Passage. *Env. Sci. & Policy*, **127**, 181–195.
- Handin, J., 1969: On the Coulomb-Mohr failure criterion. *J. Geophys. Res.*, **74** (22), 5343–5348.
- Hannah, C. G., F. Dupont, and M. Dunphy, 2009: Polynyas and tidal currents in the Canadian Arctic Archipelago. *Arctic*, 83–95.
- Hibler III, W., J. Hutchings, and C. Ip, 2006: Sea-ice arching and multiple flow states of Arctic pack ice. *Ann. Glaciol.*, **44**, 339–344.
- Hirsch, R. M., J. R. Slack, and R. A. Smith, 1982: Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resources Res.*, **18** (1), 107–121.
- Hornby, C., and Coauthors, 2021: *Biophysical and ecological overview of the North Water and adjacent areas*. Fisheries and Oceans Canada.
- Humbert, A., D. Gross, R. Müller, M. Braun, R. Van De Wal, M. Van Den Broeke, D. Vaughan, and W. Van De Berg, 2010: Deformation and failure of the ice bridge on the Wilkins Ice Shelf, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **51** (55), 49–55.
- Huntington, H. P., R. Binder Sr, R. Comeau, L. K. Holm, V. Metcalf, T. Oshima, C. SimsKayotuk, and E. Zdor, 2020: Crossroads of continents and modern boundaries: an introduction to Inuit and Chukchi experiences in the Bering Strait, Beaufort Sea, and Baffin Bay. *Water*, **12** (6), 1808.
- Ingram, R. G., J. Bâcle, D. G. Barber, Y. Gratton, and H. Melling, 2002: An overview of physical processes in the North Water. *Deep Sea Res. II*, **49** (22-23), 4893–4906.
- ISO, 2019: Date and time — Representations for information interchange (ISO 8601). International Organization for Standardization, URL <https://www.iso.org/obp/ui/en/#iso:std:iso:8601:-1:ed-1:v1:en:en>, Consulté le 6 avril 2025.
- Ito, H., 1982: Wind through a channel—Surface wind measurements in Smith Sound and Jones Sound in northern Baffin Bay. *J. Appl. Meteorol. Clim.*, **21** (8), 1053–1062.
- Ito, H., and F. Müller, 1977: Horizontal movement of fast ice in the North Water area. *J. Glaciol.*, **19** (81), 547–554.

- Janssen, H., 1895: Versuche über getreidedruck in silozellen. *Z. ver. deut. Ing.*, **39**, 1045.
- Johnston, M., 2017: Seasonal changes in the properties of first-year, second-year and multi-year ice. *Cold Reg. Sci. Tech.*, **141**, 36–53.
- Kendall, M., 1975: *Rank Correlation Methods*. 4th ed., Charles Griffin (London).
- Kirillov, S., and Coauthors, 2021: On the physical settings of ice bridge formation in Nares Strait. *J. Geophys. Res.*, **126** (8), e2021JC017331.
- Kwok, R., 2005: Variability of Nares Strait ice flux. *Geophys. Res. Lett.*, **32** (24).
- Kwok, R., L. Toudal Pedersen, P. Gudmandsen, and S. Pang, 2010: Large sea ice outflow into the Nares Strait in 2007. *Geophys. Res. Lett.*, **37** (3).
- Lebedev, V. V., 1938: Rost l'do v arkticheskikh rekakh i moriakh v zavisimosti ot otritsatel'nykh temperatur vozdukha. *Problemy Arktiki*, **5**, 9–25.
- Lemieux, J.-F., F. Dupont, P. Blain, F. Roy, G. C. Smith, and G. M. Flato, 2016: Improving the simulation of landfast ice by combining tensile strength and a parameterization for grounded ridges. *J. Geophys. Res.*, **121** (10), 7354–7368, doi:<https://doi.org/10.1002/2016JC012006>.
- Lemieux, J.-F., L. B. Tremblay, F. Dupont, M. Plante, G. C. Smith, and D. Dumont, 2015: A basal stress parameterization for modeling landfast ice. *J. Geophys. Res.*, **120** (4), 3157–3173.
- Leppäranta, M., 2015: *Freezing of lakes and the evolution of their ice cover*. Springer.
- Leppäranta, M., and K. Myrberg, 2009: *Physical oceanography of the Baltic Sea*. Springer Science & Business Media.
- Mack, S., L. Padman, and J. Klinck, 2013: Extracting tidal variability of sea ice concentration from AMSR-E passive microwave single-swath data: A case study of the Ross Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **40** (3), 547–552.
- MANICE, 2005: Manual of standard procedures for observing and reporting ice conditions. *Meteorological Service of Canada*, 5220–5228.
- Mann, H. B., 1945: Nonparametric tests against trend. *Econometrica J. Econ. Soc.*, 245–259.
- Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P. R. Shukla, and Coauthors, 2022: *Global Warming of 1.5 C: IPCC special report on impacts of global warming of 1.5 C above pre-industrial levels in context of strengthening response to climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty*. Cambridge University Press.

- Masson-Delmotte, V., and Coauthors, 2021: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 pp., doi:10.1017/9781009157896.
- Maykut, G. A., 1986: The Surface Heat and Mass Balance. *The Geophysics of Sea Ice*, N. Untersteiner, Ed., Springer US, 395–463, doi:10.1007/978-1-4899-5352-0_6.
- Mehta, A., G. C. Barker, and J.-M. Luck, 2009: Heterogeneities in granular materials. *Phys. Today*, **62** (5), 40–45.
- Melling, H., 2002: Sea ice of the northern Canadian Arctic Archipelago. *J. Geophys. Res.*, **107** (C11), 2–1.
- Moore, G., S. Howell, and M. Brady, 2023: Evolving relationship of Nares Strait ice arches on sea ice along the Strait and the North Water, the Arctic's most productive polynya. *Sci. Rep.*, **13** (1), 9809.
- Moore, G., and A. Imrit, 2022: Impact of resolution on the representation of the mean and extreme winds along Nares Strait. *J. Geophys. Res.*, **127** (19), e2022JD037443.
- Morales Maqueda, M. A., A. J. Willmott, and N. Biggs, 2004: Polynya dynamics: A review of observations and modeling. *Rev. Geophys.*, **42** (1).
- MPO, 2023: Le Canada et le Groenland s'unissent pour la conservation de la polynie arctique Pikialasorsuaq. Gouvernement du Canada, consulté le 25 mars 2025, <https://www.canada.ca/fr/peches-oceans/nouvelles/2023/10/le-canada-et-le-groenland-sunissent-pour-la-conservation-de-la-polynie-arctique-pikialasorsuaq.html>.
- Münchow, A., and H. Melling, 2008: Ocean current observations from Nares Strait to the west of Greenland: Interannual to tidal variability and forcing. *J. Mar. Res.*
- Nagato, Y., and H. Tanaka, 2012: Global warming trend without the contributions from decadal variability of the Arctic Oscillation. *Polar Sci.*, **6** (1), 15–22.
- NASA, 2025: Worldview. National Aeronautics and Space Administration, URL <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>, consulté le 13 février 2025.
- Ohshima, K. I., K. Yoshida, H. Shimoda, M. Wakatsuchi, T. Endoh, and M. Fakuchi, 1998: Relationship between the upper ocean and sea ice during the Antarctic melting season. *J. Geophys. Res.*, **103** (C4), 7601–7615.
- Olason, E., 2016: A dynamical model of Kara Sea land-fast ice. *J. Geophys. Res.*, **121** (5), 3141–3158.
- Parkinson, C. L., and D. J. Cavalieri, 2008: Arctic sea ice variability and trends, 1979–2006. *J. Geophys. Res.*, **113** (C7).

- Persson, P. O. G., 2012: Onset and end of the summer melt season over sea ice: Thermal structure and surface energy perspective from SHEBA. *Clim. Dyn.*, **39**, 1349–1371.
- Peterson, I., J. Hamilton, S. Prinsenberg, and R. Pettipas, 2012: Wind-forcing of volume transport through Lancaster Sound. *J. Geophys. Res.*, **117** (C11).
- Pikialasorsuaq Commission, 2017: People of the Ice Bridge: the future of the Pikialasorsuaq. Inuit Circumpolar Council, URL http://pikialasorsuaq.org/media/efa13559-9221-4407-8583-c47509b56e7b/6CkEoA/Reports/Report%20of%20the%20Pikialasorsuaq%20Commission%20Nov%202017_For%20e-distribution.pdf, Consulté le 9 avril 2025.
- Plante, M., B. Tremblay, M. Losch, and J.-F. Lemieux, 2020: Landfast sea ice material properties derived from ice bridge simulations using the Maxwell elasto-brittle rheology. *The Cryosphere*, **14** (6), 2137–2157, doi:10.5194/tc-14-2137-2020.
- Pringle, D., J. Miner, H. Eicken, and K. Golden, 2009: Pore space percolation in sea ice single crystals. *J. Geophys. Res.*, **114** (C12).
- Prinsenberg, S., J. Hamilton, I. Peterson, and R. Pettipas, 2009: Observing and interpreting the seasonal variability of the oceanographic fluxes passing through Lancaster Sound of the Canadian Arctic Archipelago. *Influence of climate change on the changing Arctic and sub-Arctic conditions*, Springer, 125–143.
- Rallabandi, B., Z. Zheng, M. Winton, and H. A. Stone, 2017: Wind-driven formation of ice bridges in straits. *Phys. Rev. Lett.*, **118** (12), 128 701.
- Ren, H., M. Shokr, X. Li, Z. Zhang, F. Hui, and X. Cheng, 2022: Estimation of sea ice production in the North Water Polynya based on ice arch duration in winter during 2006–2019. *J. Geophys. Res.*, **127** (10), e2022JC018 764.
- Ribeiro, S., and Coauthors, 2021: Vulnerability of the North Water ecosystem to climate change. *Nature Comm.*, **12** (1), 4475.
- Richards, T., 1964: The meteorological aspects of ice cover on the Great Lakes. *Mon. Weather Rev.*, **92** (6), 297–302.
- Richmond, O., and G. Gardner, 1962: Limiting spans for arching of bulk materials in vertical channels. *Chem. Eng. Sci.*, **17** (12), 1071–1078.
- Rudels, B., 2015: Arctic Ocean circulation, processes and water masses: A description of observations and ideas with focus on the period prior to the International Polar Year 2007–2009. *Prog. Oceanogr.*, **132**, 22–67.
- Samelson, R. M., T. Agnew, H. Melling, and A. Münchow, 2006: Evidence for atmospheric control of sea-ice motion through Nares Strait. *Geophys. Res. Lett.*, **33** (2).

- Selyuzhenok, V., T. Krumpen, A. Mahoney, M. Janout, and R. Gerdes, 2015: Seasonal and interannual variability of fast ice extent in the southeastern Laptev Sea between 1999 and 2013. *J. Geophys. Res.*, **120** (12), 7791–7806.
- Shokr, M. E., Z. Wang, and T. Liu, 2020: Sea ice drift and arch evolution in the Robeson Channel using the daily coverage of Sentinel-1 SAR data for the 2016–2017 freezing season. *The Cryosphere*, **14** (11), 3611–3627.
- Smith, S. D., R. D. Muench, and C. H. Pease, 1990: Polynyas and leads: An overview of physical processes and environment. *J. Geophys. Res.*, **95** (C6), 9461–9479.
- Sodhi, D. S., 1977: Ice arching and the drift of pack ice through restricted channels. Tech. rep., Department of Defense, Department of the Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Steffen, K., 1985: Warm water cells in the North Water, northern Baffin Bay during winter. *J. Geophys. Res.*, **90** (C5), 9129–9136.
- Stigebrandt, A., 1981: A model for the thickness and salinity of the upper layer in the Arctic Ocean and the relationship between the ice thickness and some external parameters. *J. Phys. Oceanogr.*, **11** (10), 1407–1422.
- Stirling, I., 1980: The biological importance of polynyas in the Canadian Arctic. *Arctic*, 303–315.
- Stirling, I., and H. Cleator, 1981: Polynyas in the Canadian Arctic. *Occas. Pap.*, **45**.
- Stroeve, J. C., M. C. Serreze, M. M. Holland, J. E. Kay, J. Malanik, and A. P. Barrett, 2012: The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Clim. Change*, **110**, 1005–1027.
- Symon, C., 2005: *Arctic Climate Impact Assessment-Scientific Report*. Cambridge University Press.
- Timmermans, M.-L., and J. Marshall, 2020: Understanding Arctic Ocean circulation: A review of ocean dynamics in a changing climate. *J. Geophys. Res.*, **125** (4), e2018JC014378.
- Tremblay, L. B., and L. Mysak, 1997: Modeling sea ice as a granular material, including the dilatancy effect. *J. Phys. Oceanogr.*, **27** (11), 2342–2360.
- Uppala, S., 2007: Use of satellite data in reanalyses. *ECMWF seminar on recent development in the use of satellite observations in NWP*, 3–7.
- Uppala, S. M., and Coauthors, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc. A*, **131** (612), 2961–3012.

- Vincent, R., 2019: A study of the north water polynya ice arch using four decades of satellite data. *Sci. Rep.*, **9** (1), 20278.
- Vincent, R. F., 2020: An examination of the non-formation of the North Water Polynya Ice Arch. *Remote Sens.*, **12** (17), 2712.
- Vincent, R. F., 2023: An Assessment of the Lancaster Sound Polynya Using Satellite Data 1979 to 2022. *Remote Sens.*, **15** (4), 954.
- Weeks, W. F., and S. F. Ackley, 1986: *The growth, structure, and properties of sea ice*. Springer.
- Wieghardt, K., 1975: Experiments in granular flow. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **7** (1), 89–114.
- Williams, W., E. Carmack, and R. Ingram, 2007: Physical oceanography of polynyas. *Elsevier Oceanography Series*, **74**, 55–85.
- Wilson, K., D. Barber, and D. King, 2001: Validation and production of RADARSAT-1 derived ice-motion maps in the North Water (NOW) polynya, January–December 1998. *Atmos.-Ocean*, **39** (3), 257–278.
- Zubov, N. N., 1945: L'dy Arktiki. (Arctic Ice.) (Izdatel'stvo Glavsevmorputi). (*U.S. Navy Hydrographic Office, Translation 217, 1963; available as AD426972 from NTIS, Springfield, VA.*), 360.