



Sorbonne Université

Modélisation

Année 2025-2026

Mini-projet océan : océan Arctique

Aurel Greff
Jeanne Puysegur

10 février 2026

I - Introduction

La glace de mer Arctique est un habitat extrêmement diversifié pour de nombreuses espèces qui leur offre de la nourriture et un abri. Dans notre projet, nous allons nous intéresser à l'océan Arctique et plus précisément à la glace de mer. Nous voulons étudier les effets du réchauffement climatique sur cette composante majeure de l'Arctique. Pour cela, nous allons dans un premier temps caractériser l'état moyen de la glace de mer en Arctique. Nous décrirons la circulation, l'extension et l'épaisseur de la glace de mer pour une simulation de référence représentant la situation habituelle en Arctique. Cette simulation est réalisée avec le modèle forcé NEMO auquel on impose des conditions de surface aux limites. Nous modifierons ensuite des caractéristiques du système pour visualiser l'impact de ces paramètres physiques sur l'état moyen. Premièrement, nous voulons étudier l'effet de l'albédo de différents types de glace et de neige sur l'état moyen, ce qui nous permettra de caractériser l'amplification polaire. Nous regarderons ensuite l'impact des vents et de la dynamique de la glace de mer dans la région. L'amplification polaire et la modification des vents sont deux enjeux majeurs du réchauffement climatique observé. Notre projet s'inscrit donc dans une exploration des conséquences du réchauffement climatique sur l'océan Arctique et plus particulièrement sur la glace de mer.

II - Méthodes

Pour réaliser ces quatre expériences, nous utilisons une version simplifiée du modèle NEMO qui s'appelle Arctic Box configuration. Le modèle NEMO est un modèle de circulation générale océanique qui est basé sur les équations de Navier-Stokes ainsi que les équations reliant salinité, température et pression comme tous les modèles océaniques. Il contient cinq composantes : océanique, biogéochimique, de glace de mer, un outil de raffinement de grille et un système d'assimilation de données. Nous manipulerons la composante de glace de mer. Plus généralement, le modèle NEMO constitue la composante océanique de nombreux modèles climatiques participant au projet CMIP.

L'Arctic Box est forcée par l'atmosphère et configurée avec des paramètres spécifiques. Pour modifier les paramètres du modèle, il faut utiliser les fichiers de configuration "namelist". Dans le fichier "namelist_cfg", nous modifions le nombre de pas de temps utilisé pour l'intégration temporelle du modèle avec un pas de temps qui vaut $rn_Dt = 10101s$. On voudra également modifier le fichier de forçage atmosphérique, pour cela il faudra modifier le fichier netCDF de forçage et appeler ce fichier modifié dans la "namelist_cfg". Les paramètres liés à la glace tels que la salinité de la glace, son albédo, sa dynamique, sa déformation, etc, sont contenus dans le fichier "namelist_ice_ref".

Dans la suite de nos expériences, les variables de hauteur de glace (sih) et d'étendue de glace (sie) sont déterminées à l'aide d'un mask qui retient uniquement les mailles ayant plus de 15% de glace de mer. Pour construire la variable sih nous prenons les valeurs de la sortie "sivolu" qui représente le volume de glace par unité de surface. Pour être plus précis il faudrait diviser par la concentration de glace car $sivolu = siconc * h$ avec h l'épaisseur moyenne de la glace. Pour une grande moyenne spatiale siconc vaut 1 sur une large région et le résultat est le même, nous nous passons donc de cette correction. La variable sie est construite en multipliant le mask par la taille de la maille, contenue dans les variables e1 et e2 du fichier netCDF "ARCTIC2_zps_domcfg.nc". A noter que le mask15 a une dimension temporelle, il évolue dans le temps et sie sera donc marqué par le cycle saisonnier, sa sortie est binaire.

La première expérience sera utilisée comme référence, nous lançons une simulation de 5 ans, soit 14600 itérations avec un pas de temps de 10 101 secondes. Cette simulation est lancée avec les mêmes paramètres qu'une plus grande simulation qui a déjà tourné, elle dès la première année.

Dans un premier temps, nous allons réduire l'albédo de la neige sèche et de la glace sèche, ce qui correspond aux effets d'un réchauffement global. Cette simulation nous permet aussi d'explorer le phénomène d'amplification polaire. Pour exagérer les résultats nous diminuons significativement les valeurs en le faisant passer de 0.85 à 0.1 pour l'albédo de la neige sèche (rn_alb_sdry) et de 0.65 à 0.1 pour l'albédo de la glace sèche (rn_alb_idry). Les deux dernières expériences ont pour objectifs d'explorer la dynamique de la glace. Nous enlèverons d'abord toute la dynamique de la glace, c'est à dire le transport de glace par radeau (rafting), la formation de ride de glace (ridging) ainsi que l'advection 1D et 2D. Nous supprimons ainsi les modes dynamiques de croissance de la glace de mer. Cette expérience est nécessaire pour comprendre l'impact de la dynamique de la glace due au vent mais aussi aux courants. Elle s'inscrit dans la description de l'effet du réchauffement climatique sur l'Arctique qui pourrait entraîner une diminution des vents. Nous précisons ici que l'avenir des vents dans l'Arctique reste une question ouverte et non résolue mais nous étudierons dans notre projet le cas d'une diminution du vent.

La dernière expérience est la simulation vent, qui étudie un cas précis de la réduction de la dynamique de glace. En effet, la dynamique de la glace est entre autres un résultat direct du vent, modifier le vent revient à modifier

la dynamique de la glace de mer. Dans cette simulation, on ne supprime pas entièrement la dynamique de la glace car le forçage du vent qu'on impose n'est pas nul. Les courants marins géostrophiques dus aux gradients de pression ne sont pas modifiés. Nous prenons une nouvelle valeur du vent à 10 m qui vaut $U_{new} = u * 0.5 m/s$ et $V_{new} = v * 0.5 m/s$.

III - Résultats

1 - État moyen

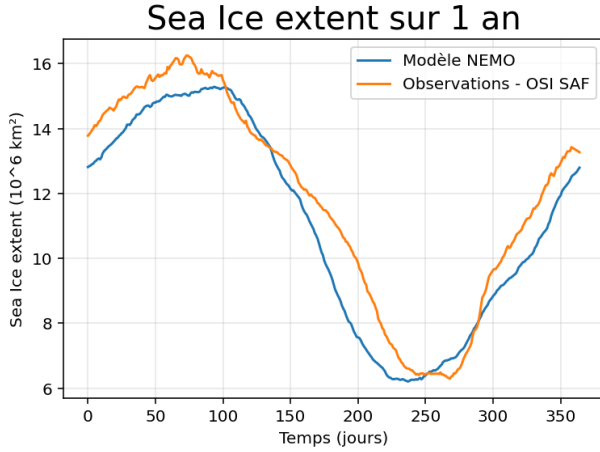


Figure 1: Extension de la glace en $10^6 km^2$ sur une année en fonction du temps en jour pour la simulation de référence du modèle NEMO (bleu) et les observations (orange).

Hauteur de la glace en fonction du temps

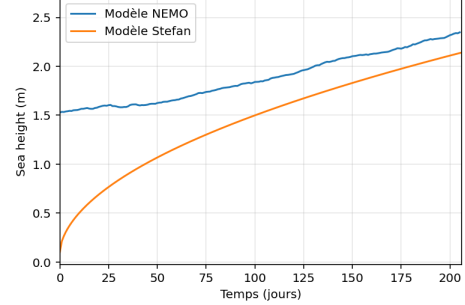


Figure 2: Hauteur de la glace en m sur une période de croissance de la glace de mer (environ 200 jours) pour la simulation de référence du modèle NEMO (bleu) et pour le modèle de Stefan (orange).

Nous analysons d'abord les résultats de la simulation de référence sur 5 ans réalisée avec les paramètres par défaut du modèle NEMO.

Nous allons d'abord comparer nos résultats aux observations afin de vérifier la qualité de notre simulation de référence. Nous prenons les observations de l'index de glace de mer issu des données OSI SAF Global Sea Ice Concentration sur le site cryo.met.no. Ces données nous permettent de tracer la figure 1 représentant l'extension de la glace sur une année. Nous ajoutons sur cette figure l'extension issue de la 5ème année de notre simulation. Nous avons choisis la dernière année où le modèle est le plus stable. Nous pouvons voir que l'extension de la glace de notre simulation de référence est proche des observations, avec un maximum de glace de 40 jours aux mois de février-mars et un minimum de 25 jours en septembre-octobre. Nous pouvons ainsi voir le cycle saisonnier classique de la glace de mer dans l'Arctique. La fonte de la glace se produit de début avril à fin août et la formation de fin septembre à février. Nous remarquons que la fonte de glace des observations commence quelques jours avant la fonte de la simulation mais qu'elle fond de manière plus intense pour atteindre un minimum de $6.10^6 km^2$ une vingtaine de jours avant la simulation. Globalement, nous constatons que notre simulation correspond aux observations et respecte le cycle saisonnier de la glace.

La croissance de la hauteur de la glace peut être modélisée par le modèle de Stefan caractérisé par la formule (1).

$$\frac{dh}{dt} = \frac{Q}{\rho_0 L_f} = \frac{-\kappa \Delta T}{h} \frac{1}{\rho_0 L_f} \quad (1)$$

Cette formule modélise l'évolution temporelle de la hauteur de glace h en hiver en fonction de la création de la glace. On cherche à modéliser la création de glace en hiver pour un bloc de glace de hauteur h contenue entre l'air en surface et l'océan à sa base. Nous fixons un ΔT typique de l'hiver en Arctique avec une température de $-20^\circ C$ en surface et $-2^\circ C$ à la base. La base du bloc de glace est en équilibre avec l'océan. Le flux de chaleur transmis dans le bloc de glace est donné par $Q = \frac{-\kappa \Delta T}{h}$. Nous implémentons le calcul de h avec un schéma amont et une condition initiale $h(t = 0) = 0.01 m$ de façon à ne pas avoir de division par 0. Nous obtenons la figure 2 comparant h simulée par le modèle NEMO en bleu et le modèle de Stefan en orange. La période sélectionnée correspond à la dernière période de formation de glace de notre simulation de référence. Nous voyons que la formation de glace de notre système suit celle modélisée par le modèle de Stefan après une

cinquanta jours. Le modèle de Stefan n'est cependant pas complet car il démarre d'une valeur initiale nulle ce qui n'est pas le cas en Arctique. En effet, au minimum de glace observé (fig.1), nous pouvons voir que la glace ne fond pas entièrement d'une année à l'autre ce qui explique que dans la figure 2, la hauteur initiale de glace n'est pas à 0. Nous constatons que la croissance thermodynamique modélisée par Stefan finit par atteindre un plateau. En effet, la croissance thermodynamique en Arctique est limitée à une valeur maximale. La croissance supplémentaire de glace est donc entièrement due à la croissance dynamique.

Nous nous sommes ensuite penchés sur la contribution des flux massique ($\text{kg/m}^2/\text{s}$) à la formation et à la fonte de glace. Nous nous intéressons aux flux en dessous de la glace à l'interface océan-glace (bottom-growth, bog ou bottom-melt, bom), au flux au dessus correspondant à la fonte ou la création de la glace à partir de neige (snow ice, sni et surface melt, sum). Nous regarderons aussi la création de glace dans l'océan ouvert (open water, opw), ainsi que par sa dynamique (dyn). Nous étudierons aussi les flux latéraux faisant fondre la glace (latéral-melt, lam).

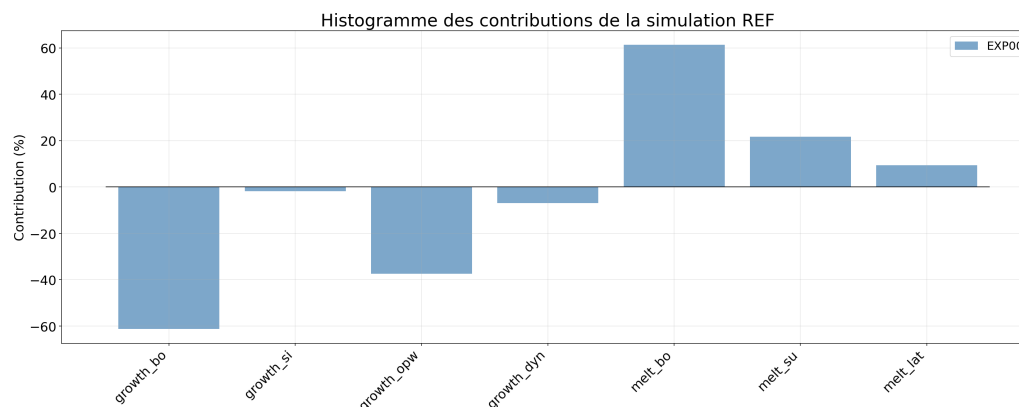


Figure 3: Histogramme des contributions à la variation de quantité de glace en Arctique.

Sur cet histogramme, nous observons d'abord les principales contributions à la fonte et à la formation de glace de mer pour l'état moyen. La fonte de la glace est principalement due aux flux en dessous de la glace, c'est à dire la fonte due aux masses d'eau chaudes, ce flux représente 60% de la fonte de glace. Concernant la formation de glace, les deux flux principaux sont par le dessous lorsque l'eau se congèle au contact de la glace de mer et la formation de glace dans l'océan ouvert, due a des températures froides dans l'atmosphère et a des remontées d'eaux froides de sub-surface. Ces deux flux représentent jusque 95% de la formation de glace. Nous remarquons que la formation de glace ne dépend presque pas de la transformation de la neige en glace et donc des flux en surface tandis que ce flux est non négligeable pour la fonte de glace.

Dans l'état moyen, la glace de mer Arctique circule de deux façon différentes, avec le gyre de Beaufort et avec la dérive transpolaire. Le gyre de Beaufort se situe du côté du Canada, il passe par la mer de Beaufort et est alimenté par le détroit de Béring. Il est dans le sens anticyclonique et a tendance à accumuler de la glace du côté des côtes canadiennes, c'est dans cette région que se trouve la glace pluri-annuelle. Une autre branche de la circulation de la glace en Arctique est la dérive transpolaire. Ce transport naît sur les côtes de la Sibérie et s'étend jusqu'au nord de l'Atlantique en passant par le détroit de Fram. Il est d'en moyenne 7 km par jour, la glace met donc 1 à 3 ans pour traverser l'Arctique. C'est la principale région d'export de glace, environ 10% de la masse totale en Arctique. La glace jeune se trouve donc près de la Russie tandis que la glace vielle se trouve vers le Canada.

2 - Expériences

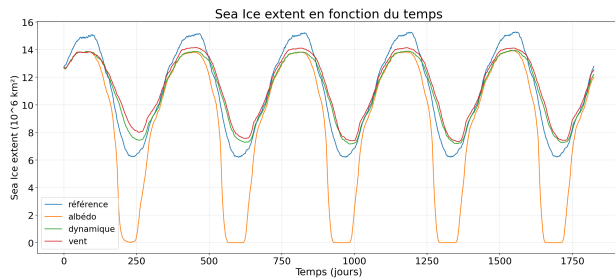


Figure 4: Étendue de la glace en $10^6 km^2$ sur 5 ans en fonction du temps en jour pour les simulations de référence (bleu), d'albédo (orange), de dynamique (vert) et de vent (rouge).

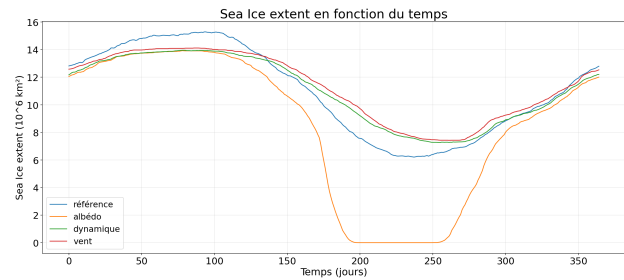


Figure 5: Étendue de la glace en $10^6 km^2$ prise pour la dernière année des simulations de référence (bleu), d'albédo (orange), de dynamique (vert) et de vent (rouge).

La figure 4 représente l'extension de la glace de mer tout au long de la simulation pour nos 4 expériences et la figure 5 répète ces informations pour la dernière année de simulation. Nous retrouvons l'extension de la glace de mer tracée précédemment dans la figure 1 pour la simulation de référence. L'expérience témoin ne comporte pas de perturbation des paramètres de la simulation initiale, elle est donc stable dans le temps. Nous voyons bien sur la figure 4 que le maximum et le minimum de l'extension de glace restent constants dans le temps. Nos simulations présentent parfois une fluctuation d'une année à l'autre. Cette fluctuation dans le temps ne doit pas être prise en compte car elle est uniquement due à l'ajustement du modèle. C'est pourquoi nous avons présenté la figure 5, que nous utiliserons pour notre analyse, qui représente l'année la plus stable de nos simulations.

L'expérience d'albédo diminue fortement l'extension de glace, particulièrement de juin à septembre où elle atteint $0 km^2$. Ce résultat est attendu étant donné que la modification que nous avons faite sur l'albédo est très forte. Lorsqu'on diminue fortement l'albédo, on diminue la capacité de notre système à réfléchir le flux solaire. On observe donc une forte diminution de l'extension de glace qui est un effet direct du réchauffement de la température de surface. Nous voyons également que la fonte est plus rapide que celle de la simulation de référence et arrive rapidement à $0 km^2$. La glace est donc totalement perdue d'une année à l'autre, il n'y a plus de glace pluri-annuelle. La période de croissance de septembre à février est d'abord très rapide pendant plus d'un mois. Nous voyons donc que la croissance des 7 premiers mètres de glace est plus rapide que pour les mètres supplémentaires. Cette croissance rapide est sûrement due à la croissance thermodynamique de la glace de mer que nous avons décrite précédemment qui atteint un plafond autour de $8.10^6 km^2$ avant de devenir moins efficace. On observe toujours la dimension de l'extension durant l'hiver avec environ $10^6 km^2$ de glace de mer en moins par rapport à la simulation de référence.

Les simulations dynamique et vent évoluent de manière similaire. On remarque que le maximum hivernal de glace est le même que pour la simulation d'albédo environ $10^6 km^2$ en-dessous de la référence. Nous avons donc une diminution de la formation de glace de janvier à mars. La croissance de la glace est similaire à la simulation de référence mais elle diminue une cinquantaine de jour avant. La similarité des expériences dynamique et vent montre que ces simulations ont un effet similaire sur les modes de croissances dynamiques de la glace. En supprimant le rafting et le ridging, on ne retrouve plus que la croissance thermodynamique de la glace. La fonte de glace est également diminuée et on observe que le minimum de glace est plus haut d'environ $10^6 km^2$. Dans l'état moyen, nous avons vu que la fonte de glace est concentrée en Atlantique Nord où il y a des eaux plus chaudes. En diminuant le vent et en enlevant la dynamique, on supprime cette dérive et donc on diminue la fonte de glace. En résumé, la glace de mer est plus difficilement produite en hiver et fond moins en été.

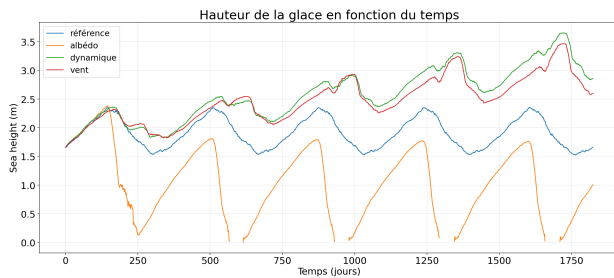


Figure 6: Hauteur de la glace en m sur 5 ans en fonction du temps en jour pour les simulation de référence (bleu), d'albédo (orange), de dynamique (vert) et de vent (rouge).

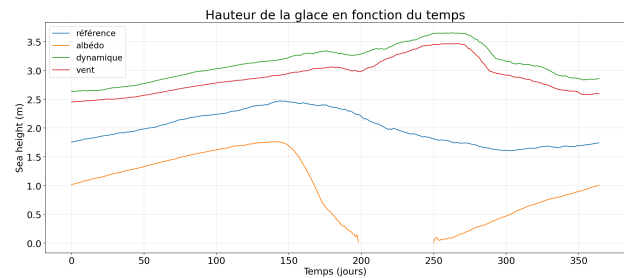


Figure 7: Hauteur de la glace en m prise pour la dernière année des simulations de référence (bleu), d'albédo (orange), de dynamique (vert) et de vent (rouge).

L'épaisseur de glace pour les 4 simulations est représentée dans la figure 6 avec de nouveau un zoom sur la dernière année figure 7.

Tout d'abord, nous voyons que le réchauffement provoqué par la baisse d'albédo impacte fortement l'épaisseur de la glace de mer qui est contenue entre 0 et 1.75 m contre 1.5 et 2.4 m pour la simulation de référence. La croissance de glace est plus longue, sur environ 250 jours (entre septembre et mai) et la fonte beaucoup plus rapide, sur seulement 25 jours. La quantité de glace étant fortement réduite, la fonte est beaucoup plus rapide. Nous observons en accord avec l'extension de la glace que la croissance est plus rapide sur les premiers mètres de glace que pour la simulation de référence.

Les simulations dynamique et vent ont à nouveau la même structure mais on observe un écart de hauteur de glace d'environ 0.2 m . La courbe du vent est légèrement inférieure à celle de la dynamique car le vent, et donc la dynamique, n'est pas totalement supprimé dans cette simulation. Pour ces expériences, la croissance commence une cinquantaine de jours plus tard que pour la simulation de référence soit au mois de décembre (contre octobre pour la référence). La croissance de la glace est reculée avec un maximum autour du mois d'août. La simulation dynamique est l'expérience qui présente le plus grand maximum de hauteur de glace autour de 3.7 m (contre 2.4 m pour l'expérience de référence). Ce résultat est remarquable étant donné que nous supprimons la croissance dynamique et que nous observons une extension de glace inférieure à l'extension de la simulation de référence. Nous observons donc que la glace est moins étendue mais plus épaisse lorsque l'on supprime la croissance dynamique de la glace de mer. Cette augmentation de la hauteur est expliquée par la suppression de la dérive vers l'Atlantique Nord et donc une accumulation de la glace de mer produite qui n'est pas déplacée par le vent. La fonte présente dans un premier temps, une phase très rapide (environ 0.5 m en une dizaine de jours) puis une phase similaire à l'expérience de référence. Nous constatons que le cycle saisonnier de la glace de mer est fortement perturbé par l'absence de dynamique et la réduction du vent avec un décalage du maximum de plusieurs mois et une glace qui reste au dessus de 2.5 m tout au long de l'année. On identifie donc bien l'accumulation et la stagnation de la glace dans ces deux simulations.

Comme nous l'avons fait pour l'état moyen, nous allons étudier les histogrammes de contribution des flux pour expliquer les variations de hauteur et d'extension de glace.

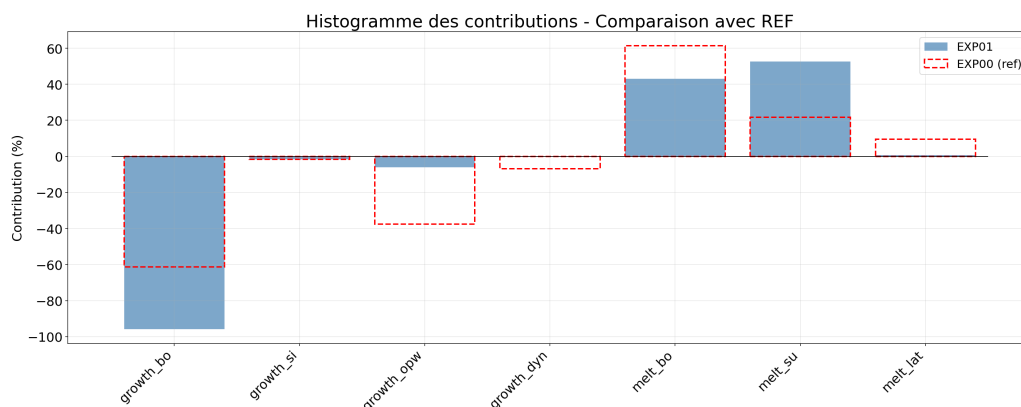


Figure 8: Histogramme des contributions à la variation de quantité de glace en Arctique dans l'expérience d'albédo réduit.

Dans l'expérience où l'albédo est réduit, les flux atteignent un nouvel état d'équilibre. Si la contribution grandit, cela ne veut pas forcément dire que le flux à augmenter, en effet un flux peut davantage diminuer ou augmenter qu'un autre. Nous voyons avec la figure 8, que la croissance de glace de mer est principalement due

au flux en dessous de la banquise. Les contributions de référence sont tracées en pointillés et nous voyons que la croissance en océan ouvert diminue fortement. Ces deux variations de contribution des flux s'expliquent par le fait qu'une réduction d'albédo correspond à une fonte de glace de mer, le flux solaire est davantage absorbé et la température de surface de l'océan et de l'atmosphère augmente. Les conditions pour former de la glace dans l'océan ouvert ne sont donc plus réunies. La glace ne peut se former uniquement par le dessous. Avec le raisonnement contraire nous retrouvons une fonte due en majorité au flux en surface, le flux solaire, qui correspond à 50% de la fonte de la glace de mer. Ce flux a une contribution plus importante que le flux en dessous de la glace, contrairement à la référence où elle était deux fois moins forte. Dans ce cas précis, le flux de fonte par dessous varie peu mais le flux de fonte en surface augmente beaucoup. Concernant les flux latéraux, la hauteur de glace diminue, il y a donc moins de surface d'application et la contribution de ces flux diminue forcément.

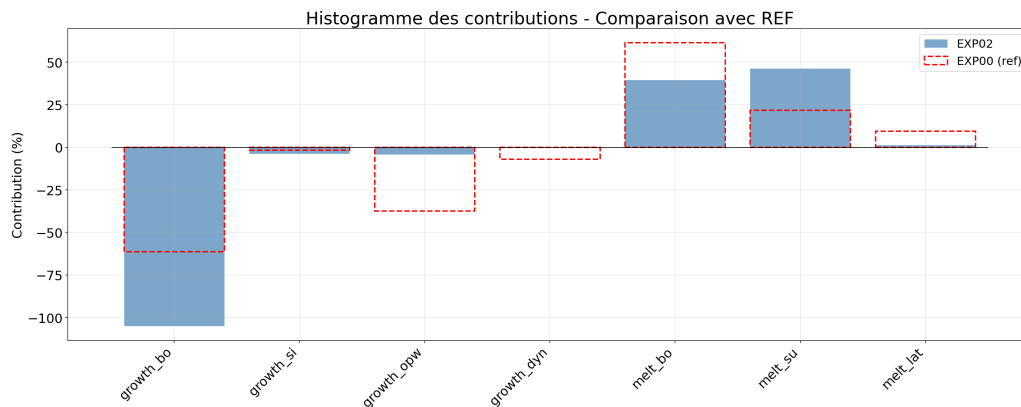


Figure 9: Histogramme des contributions à la variation de quantité de glace en Arctique sans la dynamique de la glace.

Nous regardons maintenant la contribution des flux à la formation et à la fonte de glace de mer dans l'océan Arctique dans l'expérience où nous avons enlevé la dynamique de la glace (figure 9). Les résultats sont assez similaires à ceux obtenus avec l'albédo car l'expérience représente un climat où les vents et les courants n'auraient aucun impact dynamique sur la glace, comme s'ils étaient réduits, et donc un climat chaud. La formation de glace de mer se fait davantage par le bas tandis que la fonte de glace de mer devient majoritairement la cause du flux en surface. Les mécanismes derrière ces variations sont cependant différents de l'expérience précédente. Les processus de fonte et de formation seront expliqués en détail avec la figure 10. Concernant l'expérience avec une réduction des vents, les contributions des flux au cycle de la glace de mer sont identiques à l'expérience sans dynamique de glace.

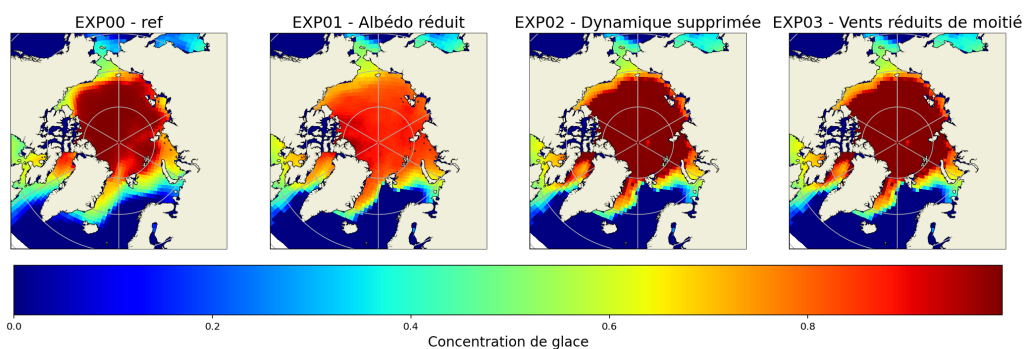


Figure 10: Cartes de la concentration de glace (siconc) pour les quatre expériences.

Nous proposons d'ajouter la dimension spatiale à cette étude. En traçant les cartes (figure 10) de concentration de glace de mer dans l'océan Arctique pour les quatre expériences, on peut donner des explications supplémentaires à la variation des contributions des flux et donc à la variation de hauteur et d'étendue de glace de mer. Ces cartes sont des moyennes sur la dernière année de chaque simulation. La concentration de glace de mer est une fraction comprise entre 0 et 1, nous pouvons l'interpréter comme un pourcentage de glace de mer dans la maille du modèle.

Pour l'expérience avec un albédo réduit, nous retrouvons une concentration de glace très faible avec presque aucune maille contenant 100% de banquise, représentée en rouge sur la carte. Les contours de glace n'ont pas

l'air de beaucoup reculer. Ce résultat montre probablement la rétroaction positive de l'albédo sur les régions avec beaucoup de glace de mer.

Pour les simulations sans dynamique de glace de mer nous observons comme attendu une augmentation de la concentration de glace dans de nombreuses régions. Ces régions se situent sur les côtes de la Sibérie, en effet en temps normal des vents poussent la glace de mer vers l'Atlantique nord et éloignent la banquise de ces côtes russes. Sans dynamique la glace va recouvrir l'entièreté de cette zone, cela explique en partie la diminution de la fonte et de la formation de glace. Les continents limitent le flux de formation de glace dans l'océan ouvert et ainsi que les flux latéraux de fonte, car la surface d'océan ouvert diminue. Une conséquence est que les eaux en dessous de la glace ne pourront plus se réchauffer, les conditions sont donc plus favorables à une croissance par le dessous. Nous avons donc des termes de flux de fonte latéraux et par le dessous qui diminuent tandis que le flux de fonte en surface n'augmente pas. La diminution du flux de fonte en dessous de la glace de mer peut être expliquée par l'absence de glace en Atlantique nord, des régions alimentées par des eaux chaudes où la glace a tendance à fondre. Ce résultat est retrouvé avec l'augmentation de la contribution du flux de surface par rapport aux deux autres flux, en proportion le flux de surface prend le dessus. L'expérience de vent réduit montre les mêmes changements de couverture de glace.

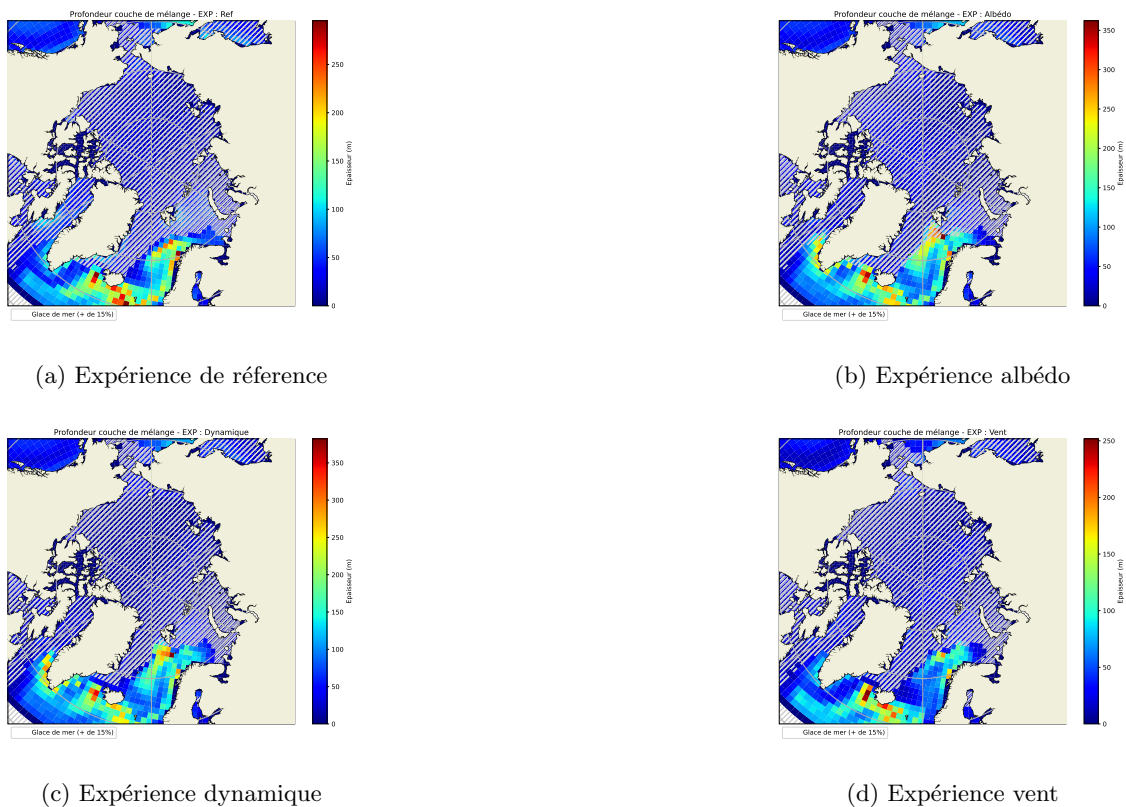


Figure 11: Cartes de la profondeur de la couche de mélange en couleurs pour les 4 expériences. Les hachures représentent la glace de mer (où la fraction de glace dans une maille est supérieure à 15%).

Nous avons tracé la profondeur de la couche de mélange pour les 4 expériences dans la figure 11. Ici la glace de mer est représentée pour comprendre les zones de couche de mélange nulle, la description de la couverture de glace a été détaillée précédemment. Dans l'état moyen de l'Arctique, nous observons que la couche de mélange est d'environ 300 m en des points très localisés entre le Groenland et la Norvège qui représente la zone de convection des eaux profondes. C'est en cet endroit que les glaciers dérivent. La fonte locale de la glace causée par la dérive de la glace de mer entraîne un flux d'eau douce qui modifie la profondeur de la couche de mélange. L'augmentation des températures due à l'augmentation de l'albédo entraîne un approfondissement de la couche de mélange au bord Ouest du Groenland et au niveau de l'archipel de Svalbard avec des maximums de profondeur de 350 m. Lorsque l'on supprime la dérive de la glace dans l'expérience dynamique, nous voyons que la couche de mélange progresse vers le Nord là où la couverture de glace a diminué. En gardant du vent, avec l'expérience de vent, nous remarquons que les couches de mélange plus profondes restent aux mêmes endroits que pour l'expérience de référence et que le maximum de profondeur diminue autour de 250 m. Cette différence par rapport à l'expérience sur la dynamique de glace est probablement due à la réduction des courants et du vent, deux moteurs de la convection profonde. En effet dans l'expérience sans dynamique de glace les vents et les courants ne transportent pas la glace mais sont présents comme dans la référence et agissent de la même

façon sur la couche de mélange.

IV - Conclusion

Ce projet nous a permis d'explorer un modèle de circulation générale forcé par l'atmosphère et de comprendre comment la modélisation du climat fonctionne. Nous avons pour but avec ce projet d'essayer de modéliser l'impact du réchauffement climatique sur la glace de mer en Arctique à travers des expériences exagérées. Nous avons d'abord pu montrer que notre simulation de référence était bien représentative de l'état moyen en Arctique grâce à une comparaison avec des observations. Nous avons ensuite montré que notre modèle respectait bien la croissance thermodynamique de la glace décrite par le modèle de Stefan. Nous avons vu que la croissance thermodynamique de la glace atteignait une valeur maximale et que la croissance dynamique permettait de dépasser ce maximum. Nous avons ainsi pu caractériser le cycle saisonnier de fonte (d'avril à août) et croissance (d'octobre à février) de la glace. À l'aide des contributions des flux à la formation et fonte de glace, nous avons pu expliquer les modes dominants de production et perte de glace dans l'Arctique. Nous avons identifié les flux par le dessous comme principal mode de fonte et création. Nous avons également pu mentionner la circulation due au vent de la glace de mer.

Les expériences réalisées ensuite nous ont permis de montrer la sensibilité de l'Arctique à l'albédo, à la dynamique de la glace de mer et aux vents. La simulation d'albédo montre que cette variable est cruciale pour la glace de mer. En effet, nous avons pu montrer qu'en diminuant fortement l'albédo de la glace sèche et de la neige sèche, on observe une grosse diminution de la couverture de la banquise en hiver et une diminution de la hauteur de glace tout au long de l'année. La glace de mer pluri-annuelle disparaît. Les flux de croissance par le dessous et de fonte par la surface deviennent les flux dominants. La réduction de la réflexion des flux solaires entraîne donc une forte fonte de la glace par la surface. Nous avons aussi montré un faible approfondissement de la couche de mélange. Nous avons pu remarquer l'amplification polaire c'est-à-dire la très forte sensibilité de l'Arctique à une modification de l'albédo. Avec la hausse des températures globale, la fonte des glaces entraîne une forte baisse de l'albédo qui favorise elle-même la fonte de la glace. Cette rétroaction positive explique la sensibilité de la région au réchauffement global.

La simulation sans dynamique de glace de mer, a montré que sans croissance dynamique de la glace, l'amplitude de la fonte/croissance de la glace était légèrement diminuée. Nous observons une diminution de l'extension de la glace de mer mais une augmentation de la hauteur de glace. En effet, sans dynamique, la glace est plus difficilement produite car on enlève la croissance dynamique, mais on limite également la dérive des glaciers dans les zones de fonte habituelles. Nous observons donc une accumulation de glace sur les sites de formation. En accord avec ce résultat nous trouvons un flux de formation de glace de mer en mer ouverte nul, une croissance par le bas très augmentée et une progression d'une couche de mélange plus profonde vers le Nord.

L'expérience de diminution du vent ne nous a pas permis d'obtenir des résultats très différents de la simulation de dynamique. La conservation d'une dynamique de la glace de mer faible nous fait obtenir des résultats un peu plus amortis que la simulation de référence. Le peu de variations entre ces simulations nous permet de dire que le vent et les courants ont un impact sur la couche de mélange mais n'ont pas d'effet notable sur l'extension et la hauteur de glace. Ces variables trouvent un nouvel équilibre proche de l'état moyen.

figures - comparaison Stefan 4 courbes (à voir si on met ou on change avec fig2) - cartes sic - cartes vents (montrer qu'on a bien diminuer le vent) et id albédo

Dynamique = même effet que le vent sauf que dynamique ne concerne pas l'océan donc les résultats communs à dynamique et vent ne sont pas expliqués par l'océan

Formation : taux de formation similaire dyn vent et ref mais va moins haut

pourquoi : on a vu avant que la croissance thermodynamique de la glace a une limite (stefan asymptote car courbe pas exp mais sqrt) donc sans dynamique on a que de la thermo donc limite de la croissance sans vent : pas de déplacement de la glace de mer vers le groenland/canada donc pas d'open water growth contributions opw —

Fonte : taux de fonte légèrement moins rapide et va moins bas

pourquoi : la glace ne s'enfuit plus vers l'atlantique et donc ne fond plus par le bas à cause des eaux chaudes de l'atlantique entre norvège et groenland et moins de flux lat car moins de km de frontière de glace contributions bot — et lat diminue