

Influence de l'hétérogénéité du contenu en eau des traînées d'avion sur leur forçage radiatif

Emma Doury

Juin 2022

*Laboratoire de Météorologie Dynamique
Stage encadré par Jean-Louis Dufresne et Julie Carles*



Sommaire

1	Résumé	2
1.1	Abstract	2
1.2	Résumé	2
2	Contexte	3
3	Matériel et méthodes	5
3.1	Paramétrisation et modèle	5
3.2	Vérification de la paramétrisation	6
3.3	Variation du degré de résolution du champ nuageux	8
4	Résultats et analyse	10
4.1	Influence de l'homogénéisation sur des cirrus optiquement fins	10
4.2	Influence de l'homogénéisation sur des cirrus optiquement épais	14
5	Discussion	18
6	Références	19
7	Annexes	21

1 Résumé

1.1 Abstract

Aviation causes the formation of ice clouds in the upper troposphere called contrails, whose radiative impact is potentially of the same order as that of the CO₂ emitted by aircraft. Because of their properties (low temperature, low optical thickness), these clouds are warming and accelerate climate change. In the current context, it is essential to clearly estimate the radiative forcing of these clouds. However, many uncertainties remain concerning the precise evaluation of this forcing. Among the sources of uncertainty potential uncertainties are the poor consideration of cirrus heterogeneity in the simulations. The hypothesis tested in this study assumes that the homogeneity of the cloud fields in the simulations has an impact on the evaluation of the radiative fluxes and thus on the radiative forcing caused by cirrus clouds.

We use the radiative transfer code *htrdr* to simulate radiative fluxes for cloud fields with varying degrees of vertical and horizontal homogeneity. We show that the vertical or horizontal homogenization of the studied cloud fields seems to have no real effect on optically thin cirrus clouds or to have a quantifiable effect on optically thick cirrus clouds. Finally, we show that the radiative forcing of very thick cirrus clouds seems to be affected mainly by vertical homogenization.

1.2 Résumé

L'aviation est à l'origine de la formation de nuages de glace dans la haute troposphère appelés traînées de condensation, dont l'impact radiatif est potentiellement du même ordre que celui du CO₂ émis par les avions. De par leurs propriétés (faible température, faible épaisseur optique), ces nuages sont réchauffants et accélèrent le dérèglement climatique. Dans le contexte actuel, il est essentiel d'estimer clairement le forçage radiatif de ces nuages. Toutefois, de nombreuses incertitudes subsistent concernant l'évaluation précise de ce forçage. Parmi les sources d'incertitudes potentielles, se trouvent la mauvaise prise en compte de l'hétérogénéité des cirrus dans les simulations. L'hypothèse testée dans cette étude suppose que l'homogénéité des champs nuageux dans les simulations a un impact sur l'évaluation des flux radiatifs et de ce fait, sur le forçage radiatif causé par les cirrus.

Nous utilisons le code de transfert radiatif *htrdr* afin de simuler des flux radiatifs pour des champs nuageux au contenu en glace dont le degré d'homogénéisation verticale et horizontale est variable. Nous montrons que l'homogénéisation verticale ou horizontale des champs nuageux étudiés semble ne pas avoir d'effet réel sur des cirrus optiquement fins ou avoir un effet quantifiable sur des cirrus optiquement épais. Enfin, nous montrons que le forçage radiatif des cirrus très épais semble être affecté principalement par l'homogénéité verticale.

2 Contexte

En mars 1999, le GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat) publie un rapport spécial sur l'aviation et l'atmosphère globale. Les experts estiment que le forçage radiatif, c'est-à-dire la différence de flux radiatif entre un ciel avec traînées d'avions et un ciel sans, pour l'année 1992, est probablement compris entre 0.01 et 0.1 W/m^2 (IPCC, 1999). Ainsi, l'aviation est une pratique qui, en plus d'accroître l'effet de serre en rejetant du CO_2 dans l'atmosphère, réchauffe le climat en favorisant la formation de nuages. Depuis, cette pratique n'a cessé d'augmenter et s'est largement démocratisée, comme le montre le "passager-payant-kilomètre" (Revenue Passenger Kilometers, RPK), unité considérée comme témoin du trafic aérien, qui était de 28 milliards de km/an en 1950 et s'élève à 829 milliards de km/an en 2018 (données obtenues sur [airlines.org](https://www.airlines.org/dataset/world-airlines-traffic-and-capacity/) à l'adresse suivante : <https://www.airlines.org/dataset/world-airlines-traffic-and-capacity/>). Ainsi, le forçage radiatif lié à cette activité ne cesse d'augmenter, d'où l'importance d'avoir une estimation des plus précises pour identifier des leviers d'action.

Toutefois, l'incertitude sur le réchauffement lié à l'aviation est élevée et ce chiffre est régulièrement réévalué. En 2011, le GIEC a ré-évalué le forçage radiatif lié à l'aviation à 0.09 W/m^2 , ce qui représenterait 4% du forçage radiatif anthropogénique global (estimé lui à 2.29 W/m^2). La difficile estimation de ce phénomène s'explique en partie par les multiples processus engendrés par l'aviation. En effet, les gaz émis par les réacteurs des avions ont de nombreux effets. L'émission de gaz à effet de serre tels que le CO_2 et la vapeur d'eau réchauffent l'atmosphère. L'émission de NO_x ($NO + NO_2$) a, elle, un double effet : un effet réchauffant, car les NO_x sont des précurseurs de l' O_3 , un puissant gaz à effet de serre et polluant, mais aussi un effet refroidissant, car l'émission de NO_x favorise la capacité oxydante de l'atmosphère et donc la destruction de gaz à effet de serre tels que le méthane. Le forçage radiatif lié à l'aviation causé par l'émission de CO_2 est évalué à 35 mW/m^2 tandis que celui lié à l'émission des NO_x est évalué à 5 mW/m^2 (Kärcher et al., 2009). L'émission d'aérosols dans l'atmosphère est à l'origine d'interactions complexes avec le rayonnement et les nuages environnants, ce qui, selon les situations, peut réchauffer ou refroidir le milieu.

Enfin, l'aviation peut générer des nuages de glace dans la haute troposphère, appelé traînées de condensation. La combustion de carburant nécessaire à la propulsion de l'avion libère dans l'atmosphère, au niveau des réacteurs des avions, des aérosols et des gaz. Les aérosols en question sont de la suie, des particules aqueuses... Les vapeurs sont principalement constituées d'eau. Le mélange des aérosols et des vapeurs d'eau avec le milieu environnant favorise la formation de gouttelettes d'eau sur les aérosols, car constituant des sites de nucléation pour les gaz. Les avions volant dans la haute troposphère, les conditions de pression et de température sont telles que très rapidement, les gouttelettes d'eau condensent et forment des cristaux de glace.

Si le milieu est sous saturé en glace, ces traînées de condensation sont à courte durée de vie (moins de 10 minutes). Si le milieu est sur saturé en glace, elles sont à longue durée de vie (plus de

10 minutes). Pour ces dernières, que l'on nomme nuages formés par l'aviation (AIC, Aircraft Induced Clouds), il est possible de distinguer les traînées de condensation persistantes, qui conservent leurs formes rectilignes, et les cirrus de traînées de condensation, qui eux ne conservent pas cette forme. Le forçage radiatif du aux nuages formés par l'aviation est estimé à 50 mW/m^2 , mais dont l'incertitude est grande puisque la valeur est comprise entre 20 et 150. Les nuages formés par l'aviation réchauffent l'atmosphère. En effet, les nuages d'aviation sont formés dans la haute troposphère. Ils ont donc une température très différente du sol. Or, l'effet de serre n'existe que parce qu'il existe une différence de température entre le sol et le milieu qui émet le rayonnement. En outre, plus la différence de température entre le sol et le nuage est importante et plus l'effet de serre est important. Les cirrus issus des traînées de condensation étant formés en haute en altitude, ils sont froids et ont donc un effet de serre important.

En 2021, Lee et al. publient un article visant à réaliser un bilan complet du forçage radiatif anthropogénique dû à l'aviation et estiment que celui lié aux effets CO₂ (phénomènes dus directement à l'émission de CO₂) et effets non CO₂ (autres phénomènes, non dus à l'émission de CO₂), correspond à 5 % du forçage radiatif anthropogénique total. Toutefois, les incertitudes demeurent nombreuses et Lee et al. estiment que : *” Les incertitudes associées aux réponses radiatives des cirrus issus des traînées de condensation sont largement dues aux différences dans les schémas de rayonnement dans les modèles climatiques et les approximations faites ; le champ nuageux de fond et son chevauchement vertical avec les contrail cirrus ; les hypothèses à propos de l'homogénéité des champs des cirrus issus traînées de condensation. ”*

Ainsi, il semblerait que l'homogénéité des champs des cirrus formés par l'aviation puissent être une source d'incertitude dans l'évaluation du forçage radiatif total. L'objectif de ce stage est donc de déterminer quel est le niveau de représentation d'hétérogénéité nécessaire pour simuler des nuages de type cirrus ? En d'autres termes, quel est l'impact de la simplification géométrique d'un champ nuageux sur les flux radiatifs à grandes longueurs d'onde et à courtes longueurs d'onde ?

La simplification géométrique se concentrera sur le contenu en eau du nuage. En effet, le contenu en eau du nuage, soit la masse d'eau présente dans le nuage, intervient directement via l'épaisseur optique, notée τ : $\tau = \int \kappa \rho q dz$, avec κ le coefficient d'extinction, ρ la masse volumique de l'air et q le contenu en eau (ici le contenu en glace) de l'objet étudié. Or, la transmission des flux radiatifs à travers un nuage suit une loi de décroissance exponentielle avec l'épaisseur optique :

$$t = \exp(-\tau) = \exp\left(-\int \kappa \rho q dz\right)$$

Ceci justifie notre intérêt pour la simplification géométrique du contenu en eau d'un champ nuageux et son effet sur les flux radiatifs.

3 Matériel et méthodes

3.1 Paramétrisation et modèle

Afin de répondre à la problématique posée, nous évaluerons les flux radiatifs montants au sommet de la tropopause pour une portion de ciel contenant un cirrus dont nous ferons varier la répartition spatiale du contenu en glace via une simplification géométrique. Pour ce faire, nous utiliserons le code de transfert radiatif *htrdr*, qui permet, entre autre, d’obtenir les valeurs de flux radiatifs (LW_{down} , LW_{up} , SW_{down} , SW_{up}) via une méthode de Monte-Carlo.

Notre étude porte sur deux cirrus mais dont les propriétés diffèrent. Chacun des champs nuageux utilisés dans le cadre de ce stage est issu d’une simulation de grandes structures (en anglais, Large Eddy Simulation (LES)). Dans les deux cas, ces simulations avaient pour objectif de reproduire une situation réelle contenant deux cirrus ayant existés et ayant été mesurés pendant une période d’intense observations, afin d’évaluer la performance de modèles climatiques simulant les cirrus. Le premier nuage a été décrit par Yang et al. (2012) et sera désigné dans ce rapport comme le nuage situé au-dessus des Grandes Plaines d’Amérique du Nord, tandis que le second a été décrit par Spichtinger et al. (2005) et sera défini comme le nuage situé au-dessus de l’Allemagne. Ainsi, nous ne travaillons pas directement sur des cirrus de traînée de condensation, mais nous supposons que les cirrus étudiés ont les mêmes propriétés que les contrails cirrus. Les deux nuages étudiés sont visibles sur la figure 1. Ces deux images ont été obtenues grâce à la fonction caméra de *htrdr*, qui à partir d’un champ nuageux et d’une situation donnée, permet d’obtenir des images de type caméra.

Le premier nuage est un cirrus ayant été observé le 9 mars 2000 et s’étant formé au-dessus de

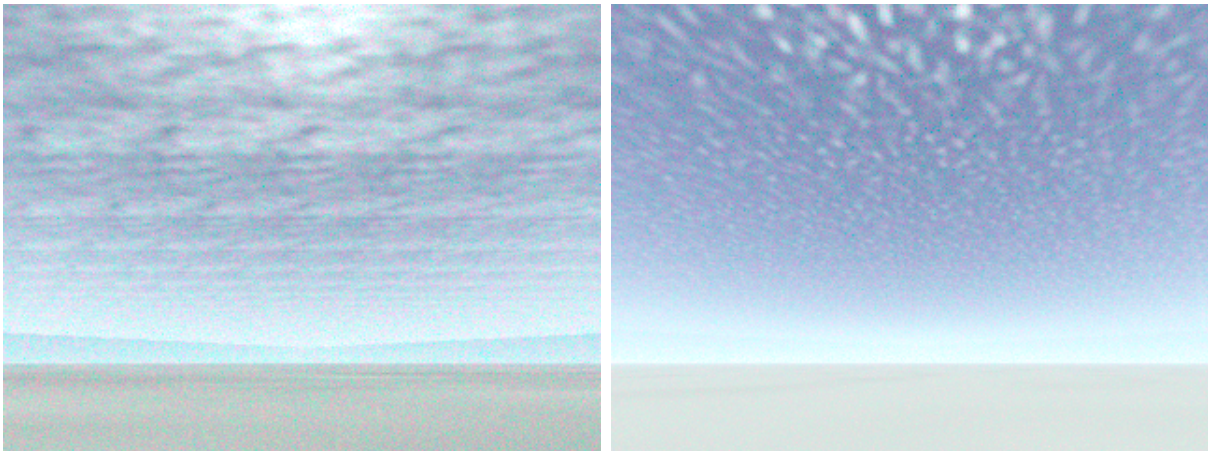


FIGURE 1 – À gauche : cirrus situé au dessus des Grandes Plaines d’Amérique du Nord, à droite : cirrus situé au dessus du Nord-Est de l’Allemagne. Les deux sols observables en bas de l’image sont des sols de surface lisse et d’albédo 0.2.

la partie sud des Grandes Plaines d’Amérique du Nord, à environ 36°N . Il est probable que le cirrus se soit formé par onde de gravité, due à la présence des Rocky Mountains à proximité. Il est situé

à une hauteur comprise entre 8024 m et 9322 m. Il est donc épais de 1534 mètres. Son contenu en glace varie initialement entre 0 et $3.6 * 10^{-5}$ kg/kg (remarque : le contenu en eau est défini par la variable RIT, exprimée en *kgd'eau/kgd'airsec*). Le nuage est considéré comme optiquement fin : autrement dit, le nuage s'oppose peu au passage de la lumière. Toutefois, la valeur numérique de l'épaisseur optique n'est pas fournie dans l'article.

Le second nuage est un cirrus observé le 29 novembre 2000 au Nord-Est de l'Allemagne. Ce nuage s'est formé dans un contexte de cyclogénèse associé à une Warm Conveyor Belt, soit une masse d'air ascendante chaude et humide. Ce cirrus s'étend sur la verticale de 8850 m à 10148 m. Son contenu en glace varie initialement entre 0 et $2.3 * 10^{-5}$ kg/kg. L'épaisseur optique est comprise entre $0.014 \leq \tau \leq 0.054$.

Dans les deux cas, la portion de ciel étudiée se situe aux moyennes latitudes Nord. Les fichiers netCDF4 qui les décrivent comprennent un champ de 6000 mètres selon la direction Nord-Sud, 6000 mètres selon la direction Est-Ouest et 22500 mètres sur la verticale. Les vecteurs x et y, décrivant l'horizontale, comprennent 60 valeurs, soit une valeur tous les 100 mètres. Le vecteur z, décrivant la verticale, comprend 191 valeurs, soit une valeur tous les 117.8 mètres. Dans ce champ, seule une portion possède les propriétés d'un nuage, le reste possédant les propriétés d'un ciel clair. Les deux cirrus sont constitués uniquement de glace.

L'utilisation du programme *htrdr* nécessite le choix d'un certain nombre de paramètres. Nous avons fixé l'angle solaire à 90° , soit au zénith, paramètre que nous considérons comme paramètre par défaut. De plus, les calculs des flux radiatifs se font tous à 13000 mètres d'altitude, considéré ici aussi comme la hauteur de la tropopause. Le choix de cette altitude s'explique par le fait que les flux descendants ne soient pas affectés par le nuage car ne l'ayant pas encore rencontré, ce qui permet d'étudier uniquement les flux radiatifs montants (soit LW_{up} et SW_{up}) et donc de s'affranchir de l'étude des flux descendants. Dans cette étude, le nuage est situé au-dessus d'une surface parfaitement lisse, dont la seule caractéristique est d'avoir un albédo de 0.2. Enfin, nous faisons l'hypothèse que les cristaux de glace sont tous identiques et ont un rayon effectif de 20 microns.

La méthode de Monte-Carlo étant une méthode probabiliste, plus le nombre d'échantillons étudié est élevé et plus les calculs sont précis et l'incertitude est réduite. C'est pourquoi ici nous travaillons avec un nombre de tirages par pixel de 500, qui semble être le meilleur compromis entre temps de calcul et précision. Pour le réglage de la simulation, nous considérons que les rayons à grandes longueurs d'onde (LW, long wave) ont des longueurs d'onde comprises entre 4 et 100 μm et entre 0.2 et 50 μm pour les rayons à courtes longueurs d'onde.

3.2 Vérification de la paramétrisation

Avant de faire varier le niveau de résolution, nous avons déjà vérifié le bon fonctionnement de notre programme en comparant les flux radiatifs en ciel clair obtenus à ceux décrits dans

la littérature. Nous comparons nos valeurs à celle d’un article de Dolinar et al. (2016). Cette étude consiste à évaluer le flux radiatif avec différents modèles climatiques au niveau de 3 régions, dont une qui correspond aux Grandes Plaines, dans la partie Sud des États-Unis, de coordonnées 36°3618.0N, 97°296.0W. Pour la paramétrisation de notre programme, nous retirons le champ nuageux et utilisons l’albédo et la température de surface donnés dans l’article, soit respectivement 0.209 et 285K. Il subsiste malgré tout de nombreuses différences entre la méthode de l’article et notre paramétrisation, comme la zone étudiée, les propriétés optiques des constituants de l’atmosphère, etc, c’est pourquoi cette section doit être considérée comme permettant simplement de s’assurer du fonctionnement correct du programme *htrdr*, en obtenant des ordres de grandeur similaires à ceux décrits dans la littérature.

	TOA SW up	TOA LW up	Surface SW down	Surface LW down
Hybrid	[157.20, 175.42]	[266.98, 280.00]	[608.19, 714.13]	[282.30, 317.42]
MERRA-2	[157.77, 175.91]	[266.57, 279.43]	[615.21, 748.69]	[276.43, 309.49]
Climat	[153.85, 173.01]	[253.27, 265.81]	[594.02, 726.16]	[260.31, 290.21]
Htrdr	[117.90, 117.92]	[252.38, 252.40]	[519.12, 519.16]	[335.72, 335.75]

TABLE 1 – Flux radiatifs (W/m^2) en ciel clair, pour un sol ayant un albédo de 0.209 et une température de surface de 285K. Les valeurs des trois premières lignes correspondent aux intervalles de confiance à 90 % des flux radiatifs moyens. Les valeurs de la dernière ligne correspondent aux flux radiatifs moyens \pm l’écart-type.

Le tableau 1 ci-dessus compare les valeurs décrites dans l’article à nos valeurs obtenues. Les trois premières lignes correspondent aux valeurs fournies dans l’article. MERRA-2 (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications version 2) correspond à une réanalyse météorologique. Hybrid décrit des profils de température atmosphérique, de mélange de vapeur d’eau et d’ozone, qui ont été obtenu à la fois grâce à des observations et à la fois grâce aux sorties de MERRA-2. Que ce soit pour le cas Hybrid ou pour le cas MERRA-2, les flux radiatifs sont calculés à partir des profils d’atmosphère décrits via un modèle de transfert radiatif à une dimension. Enfin, la ligne Climat fait référence à des observations satellites de flux radiatifs.

La comparaison des valeurs obtenues dans l’article et par *htrdr* met en évidence que les valeurs trouvées avec le programme *htrdr* sont bien du même ordre de grandeur, à la dizaine de W/m^2 près, que celles de l’article. En effet, le flux radiatif à courte longueurs d’onde descendant est globalement plus faible que celui défini dans l’article. Toutefois, cela se justifie par le fait que notre étude se concentre sur une zone dans des latitudes plus élevées que celle des Grandes Plaines du Sud. L’ensoleillement y est donc moins important. Pour le flux radiatif à grandes longueurs d’onde montant, l’intervalle trouvé est très légèrement plus faible que l’intervalle de l’article, ce qui nous

permet de valider les mesures des flux futurs. En ce qui concerne le flux à courte longueur d’onde montant et le flux à grandes longueurs d’onde descendant, les différences sont plus importantes. Cela se justifie probablement par les propriétés de l’atmosphère.

3.3 Variation du degré de résolution du champ nuageux

Afin d’étudier l’effet de l’homogénéité (ou de l’hétérogénéité), nous avons simulé les transferts radiatifs via *htrdr*, toujours avec les mêmes paramètres, mais en faisant varier le nombre de mailles horizontales et verticales du contenu en eau du champ nuageux. Pour ce faire, nous moyennons un groupe de valeurs de contenu en eau sur la verticale et l’horizontale selon les résolutions voulues et remplaçons les anciennes valeurs par la moyenne, afin d’obtenir une nouvelle maille, plus grosse, aux propriétés homogènes. Afin de faciliter le maillage, nous avons considéré que le nuage était décrit par 12 couches nuageuses et non 13, ce qui permettait de réduire le nombre de couches à 6, 4, 3, 2 ou 1 (la 13e couche ayant un contenu en eau négligeable devant le contenu en eau des autres couches). Par exemple, pour obtenir une résolution verticale de 6 niveaux nuageux, cela signifie que le contenu en eau des couches verticales du nuage a été moyenné deux à deux. De même, une résolution verticale de 4 niveaux nuageux signifie que les couches verticales du nuage ont été moyenné trois à trois. Afin de gagner du temps, nous n’avons étudié que les résolutions verticales de 12 (soit la résolution verticale initiale), 6 et 4. De même, afin de faciliter l’étude de la résolution horizontale, nous avons réalisé un nombre de mailles sur l’horizontale qui est multiple de 60, soit 30, 20, 15, 12, 10, 6, 5, 1. Des exemples de maillage pour les nuages situés au-dessus des Grandes Plaines Américaines et au-dessus de l’Allemagne sont présentés en annexe, respectivement Figure 9 et Figure 10, pour une résolution verticale de 12 et une résolution horizontale de 30, 20, 15, 12, 10, 6, 5.

Toutefois, il est essentiel lors de l’homogénéisation de conserver la masse d’eau totale de la colonne atmosphérique étudiée, soit avoir un IWP (Ice Water Path, contenu en glace intégré sur la verticale, exprimé en kg/m^2)(ou LWP, Liquid Water Path, contenu en eau exprimé en kg/m^2) constant. En effet, les propriétés optiques du nuage dépendent de la quantité d’eau présente dans la colonne atmosphérique. Il est donc nécessaire, pour ne faire varier qu’un seul paramètre dans cette expérience, de travailler à masse égale, peu importe le niveau de résolution choisi. Pour ce faire, lorsque l’on homogénéise sur la verticale (soit lorsque l’on choisit un niveau de résolution verticale de 4 ou 6), il est nécessaire de prendre en compte le fait que les valeurs de champ nuageux sont définies tous les 117.8 mètres, soit en fonction de l’altitude et non de la pression. Or, la masse volumique varie avec la pression. Ainsi, pour l’homogénéisation, il est préférable de travailler en kg/m^2 et non en kg/kg . Une analyse dimensionnelle rapide nous indique qu’il nous suffit de multiplier par $\rho\Delta z$ ou encore, à l’aide de la relation fondamentale de l’hydrostatique, par $-\frac{\Delta p}{g}$. Ainsi, dans le script python défini (extrait du script en annexe (Script 7)), cela justifie que l’on multiplie dans un premier temps par $\frac{\Delta p}{g}$ (ce qui correspond à la conversion de kg/kg

en kg/m^2), puis que l'on homogénéise en moyennant les valeurs de contenu en eau sur la maille considérée et enfin que l'on divise, pour chaque valeur de contenu en eau liquide, la valeur de la moyenne par $-\frac{\Delta p}{g}$ (ce qui correspond à la conversion de kg/m^2 en kg/kg cette fois-ci). Pour un niveau vertical z quelconque, afin d'obtenir $\Delta p(z)$, nous faisons la moyenne de $p(z+1) - p(z)$ et $p(z) - p(z-1)$. Comme nous ne moyennons pas sur la verticale lorsque nous travaillons avec une résolution verticale de 12, nous ne réalisons pas une telle opération dans ce cas. En effet, la variation de pression horizontale est considérée comme négligeable car étant de l'ordre du dixième de Pascal. Ainsi, le script python pour une résolution verticale de 12 n'est pas exactement le même que celui présenté en annexe. La pression variant selon l'horizontale (bien que cela soit négligeable devant la variation de pression verticale), cela justifie le fait qu'au sein d'une même maille, les valeurs de contenu en eau liquide ne soient pas rigoureusement les mêmes (mais sont toutefois du même ordre de grandeur et bien distinctes des autres mailles).

Les profils horizontaux et verticaux de contenu en eau pour différentes homogénéisations sont présentés ci-dessous, respectivement Figure 2 et Figure 3. Chaque "marche" visible sur les profils témoigne du contenu en eau d'une maille. Certaines marches de la Figure 3 ne sont pas visibles car leur contenu en eau est très différent du reste des autres marches (d'où la présence d'encadrés qui permettent d'en mettre certaines en évidence).

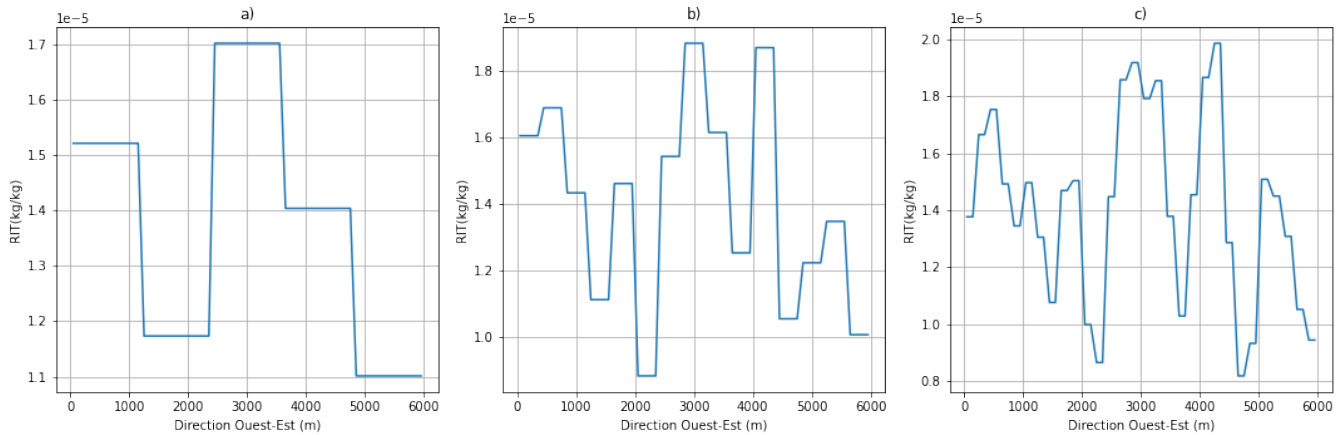


FIGURE 2 – Profils horizontaux de contenu en eau (kg/kg) selon la direction Ouest-Est pour la 6^è couche du nuage situé au-dessus des Grandes Plaines Américaines. Contenu en eau pour une résolution horizontale et verticale respectivement de a) $x,y=5,5$ et $z=12$, b) $x,y=15,15$ et $z=12$, c) $x,y=30,30$ et $z=12$.

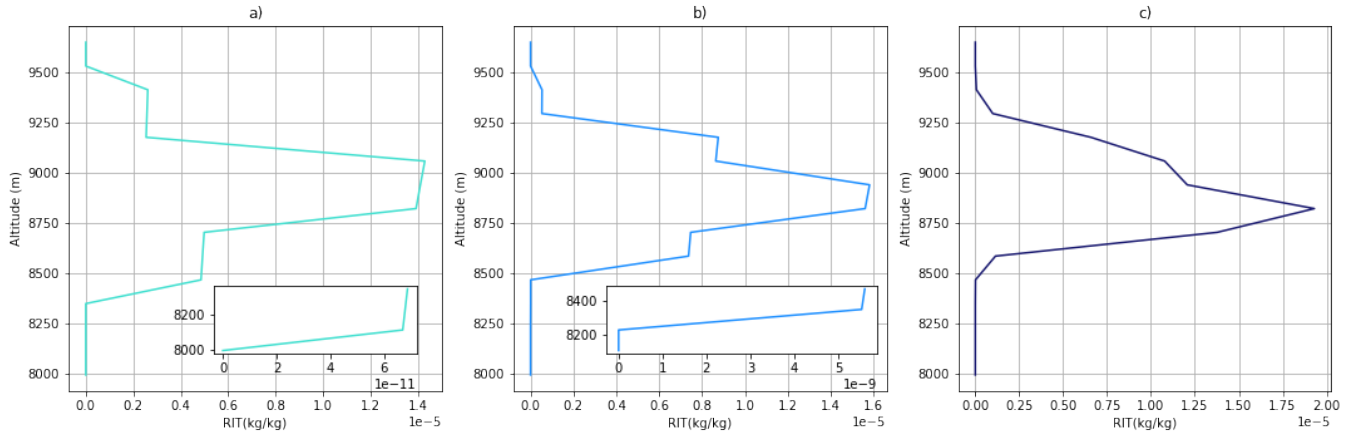


FIGURE 3 – Profils verticaux de contenu en eau (kg/kg) en fonction de l’altitude (autrement dit selon z) pour le nuage situé au-dessus des Grandes Plaines Américaines. Contenu en eau pour une résolution horizontale et verticale respectivement de a) $x,y=30,30$ et $z=4$ b) $x,y=30,30$ et $z=6$, c) $x,y=30,30$ et $z=12$.

Enfin, afin de s’assurer que le script python défini fonctionne correctement, nous avons calculé la quantité d’eau totale surfacique, définie comme le IWP (Ice Water Path, exprimé en kg/m^2) de la portion de ciel étudié pour chaque résolution étudiée. Les résultats de ces calculs sont visibles Tableau 2 et tableau 3 en annexe. Les valeurs étant identiques, peu importe la résolution (au 10e chiffre après la virgule près), cela confirme que notre méthode permette bien de travailler à masse d’eau égale.

4 Résultats et analyse

4.1 Influence de l’homogénéisation sur des cirrus optiquement fins

Après avoir fait varier le contenu en eau des deux cirrus, nous avons simulé les flux radiatifs, comme décrit dans la section Méthode. Nous obtenons le forçage radiatif en LW, SW ainsi que l’effet radiatif des deux cirrus, pour des résolutions verticales et horizontales variables. Ces résultats sont présentés Figure 4 et Figure 5. Pour rappel, une résolution horizontale de $x,y=1,1$ signifie que le nuage a été complètement homogénéisé sur l’horizontale, autrement dit qu’une seule valeur définit le contenu en eau liquide sur l’horizontale, tandis qu’une résolution horizontale de $x,y=30,30$ qu’il y a 30×30 valeurs définissant le contenu en eau sur l’horizontale. Le point défini comme la *Référence* correspond au champ nuageux avant traitement.

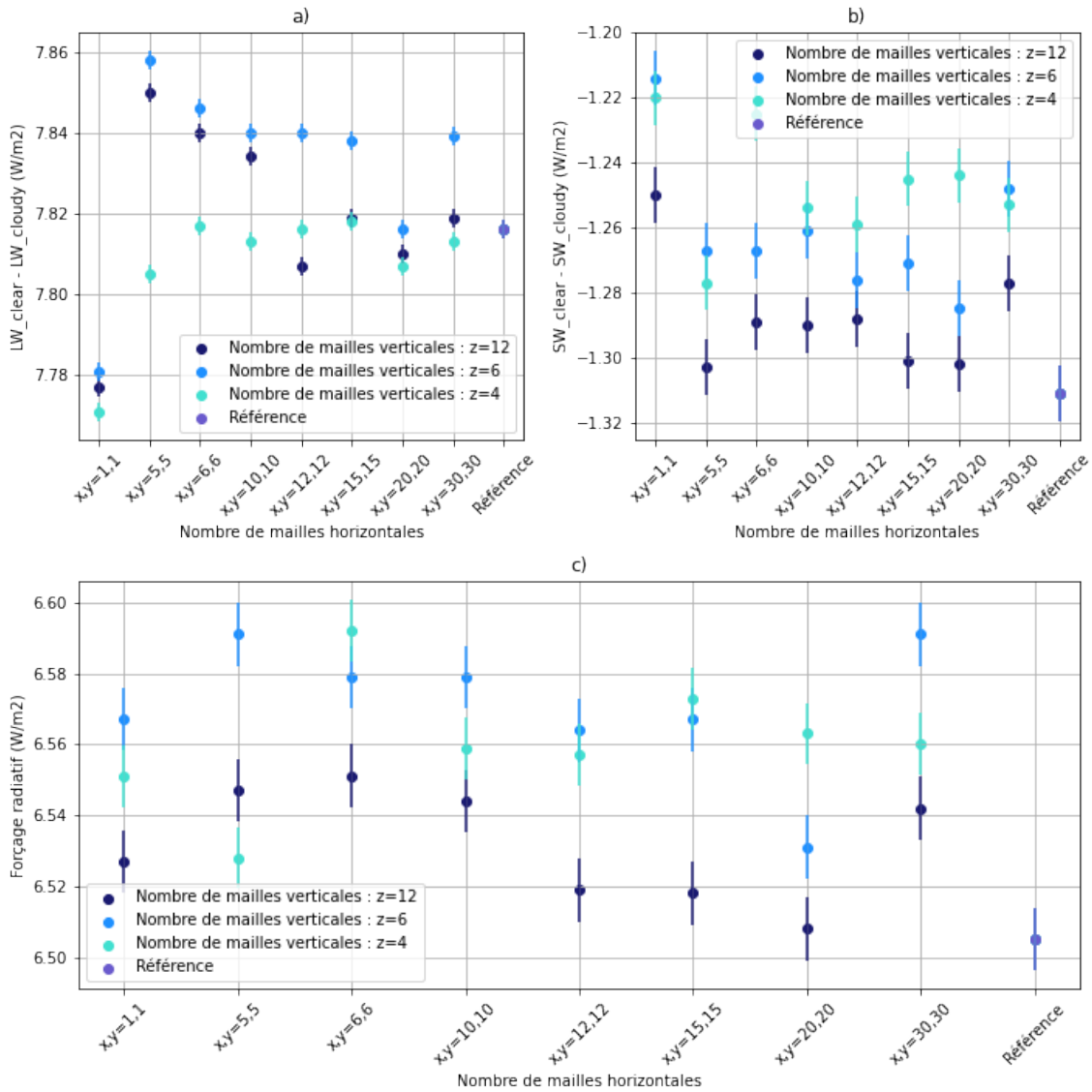


FIGURE 4 – Forçage radiatif pour le cirrus situé au-dessus des Grandes Plaines d’Amérique du Nord. Les barres d’erreur correspondent aux écart-types. a) Forçage radiatif (W/m^2) au niveau de la tropopause en $LW(LW_{clear} - LW_{cloudy})$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale. b) Forçage radiatif (W/m^2) au niveau de la tropopause en $SW(SW_{clear} - SW_{cloudy})$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale. c) Forçage radiatif global ($LW + SW((LW_{clear} - LW_{cloudy}) + (SW_{clear} - SW_{cloudy}))$) au niveau de la tropopause (W/m^2) en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale.

L’étude de l’effet radiatif du nuage avant traitement met en évidence un forçage radiatif positif, de $6.515 W/m^2$. Ainsi, le nuage a un effet réchauffant, ce qui est cohérent pour un nuage de la haute troposphère de type cirrus. Le forçage radiatif à grandes longueurs d’onde entraîne un réchauffement de $7.815 W/m^2$, tandis que le forçage radiatif à petites longueurs d’onde entraîne un refroidissement de $1.31 W/m^2$. Le réchauffement à grandes longueurs d’onde s’explique, comme

indiqué dans la section Contexte, par la différence de température entre le sol et le nuage. En effet, le flux radiatif à grandes longueurs d’onde sortant (OLR, Outgoing Longwave Radiation), est défini de la façon suivante :

$$OLR = \sigma T_s^4 e^{-\tau_s} + \int_0^{\tau_s} \sigma T(\tau)^4 e^{-\tau_s + \tau} d\tau$$

avec σ la constante de Stefan-Boltzmann, T_s la température au sol, τ_s l’épaisseur optique définie entre le sommet de la tropopause et la surface et T la température de la couche de ciel étudiée, soit dans notre cas la température du nuage. Ainsi, plus la température du nuage est faible et plus le flux radiatif à grandes longueurs d’onde est faible, d’où la présence de valeurs positives en LW . Toutefois, plus le flux radiatif sortant à grandes longueurs d’onde est faible et plus l’effet de serre, noté G , est important, car défini par :

$$G = \sigma T_s^4 - OLR$$

De plus, le refroidissement observé en SW ne permet pas de compenser le réchauffement en LW , ce qui explique un forçage radiatif du nuage positif. Le refroidissement à courtes longueurs d’onde s’explique par l’albédo du nuage, qui semble être certes faible, mais qui malgré tout renvoie une partie des rayonnements solaires et refroidit de ce fait le milieu.

L’étude des flux radiatifs et du forçage radiatif du nuage, lorsque celui-ci a été homogénéisé, met en évidence les mêmes caractéristiques que pour le cas de référence ; un réchauffement de la colonne atmosphérique de l’ordre de $6.5 W/m^2$. Toutefois, la différence de rayonnement entre un ciel clair et un ciel nuageux à grandes et à courtes longueurs d’onde, et ce pour des résolutions différentes, ne permet pas de mettre en évidence de réelles différences. Ces différences de flux radiatifs sont au maximum, pour le LW , de l’ordre de $0.09 W/m^2$ et pour le SW , de l’ordre de $0.1 W/m^2$. Pour des flux radiatifs dont les ordres de grandeurs sont des dizaines de W/m^2 , cela est très peu et ne semble pas permettre de distinguer un réel effet. L’étude de l’effet radiatif confirme la tendance observée pour les petites et grandes longueurs d’onde ; un faible effet de l’homogénéisation. Il est possible de remarquer que, peu importe la résolution verticale, l’homogénéisation du nuage semble être à l’origine d’une légère sur-estimation du forçage radiatif du cirrus. Le seul comportement notable de la Figure 4 c) est la répartition des forçages radiatifs des nuages en fonction de la résolution verticale : dans 7 cas sur 8, l’absence d’homogénéisation sur la verticale (autrement dit lorsque $z=12$) permet une estimation du forçage radiatif plus proche de la valeur de référence qu’en présence d’homogénéisation verticale.

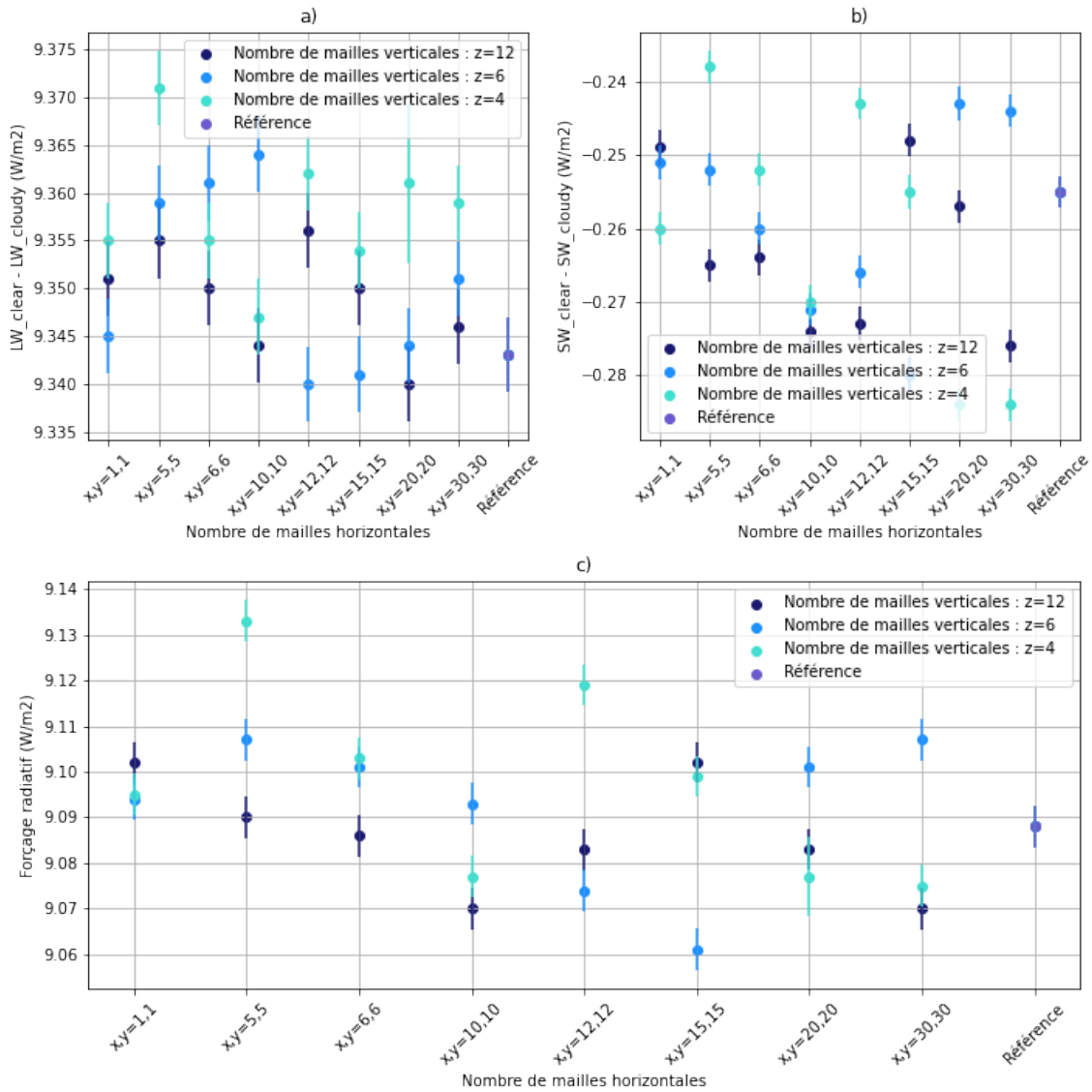


FIGURE 5 – Forçage radiatif pour le cirrus situé au dessus du Nord-Est de l’Allemagne. Les barres d’erreur correspondent aux écart-types. a) Forçage radiatif (W/m^2) au niveau de la tropopause en $LW(LW_{clear} - LW_{cloudy})$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale. b) Forçage radiatif (W/m^2) au niveau de la tropopause en $SW(SW_{clear} - SW_{cloudy})$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale. c) Forçage radiatif global au niveau de la tropopause (W/m^2), exprimé comme $LW + SW((LW_{clear} - LW_{cloudy}) + (SW_{clear} - SW_{cloudy}))$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale.

La Figure 5 est la même figure que la Figure 4, mais pour le second cirrus étudié. Les mêmes caractéristiques sont mises en évidence; le cirrus étudié a lui aussi un effet réchauffant sur l’atmosphère et l’homogénéisation de son contenu en eau semble être négligeable sur l’estimation du forçage radiatif lié au nuage. La seule différence notable réside dans la valeur du forçage radiatif; en effet, celle-ci est plus élevée ($9.09 W/m^2$), ce signifie que le cirrus situé au dessus de l’Allemagne

est plus réchauffant que le cirrus situé au dessus des Grandes Plaines. Cela s’explique probablement soit par sa température plus faible, soit par son épaisseur optique plus faible.

Dans les deux cas, l’impact de l’homogénéisation sur le forçage radiatif est très faible. Toutefois, il semble important de rappeler que les nuages de glace étudiés sont tous deux optiquement très fins. Ainsi, le phénomène observé peut probablement s’expliquer par le fait que pour des épaisseurs optiques très proches de 0, la relation exponentielle qui lie épaisseur optique et transmission (présentée dans la section Introduction) devienne, au premier ordre :

$$\lim_{\tau \rightarrow 0} e^{-\tau} = 1 - \tau$$

Cela explique que la transmission du nuage moyenné est approximativement égale à la moyenne des transmissions du nuage sur chacune des mailles.

C’est pourquoi, au vue de ces résultats, nous nous intéressons dans la sous-section suivante à l’impact de l’homogénéisation du cirrus situé au-dessus de l’Allemagne, mais dont le contenu en eau aura été augmenté.

4.2 Influence de l’homogénéisation sur des cirrus optiquement épais

L’épaisseur optique des cirrus considérés comme épais peut s’élever jusqu’à $\tau = 5$ (Kärcher et al. 2009). Ainsi, nous réalisons la même démarche que dans la sous-section précédente, mais en ayant préalablement multiplié le contenu en eau de sorte à avoir une épaisseur optique au maximum de 5. En supposant que le k défini dans l’introduction soit bien constant, il existe une relation de linéarité entre le contenu en eau et l’épaisseur optique. De cette façon, en multipliant le contenu en eau par 10, 50 et 100, nous multiplions l’épaisseur optique par respectivement 10, 50 et 100. Les nuages définis dans cette section ont donc des épaisseurs optiques comprises entre : $0.014 \leq \tau \leq 0.054$, $0.7 \leq \tau \leq 2.7$ et $1.4 \leq \tau \leq 5.4$. Nous travaillons uniquement avec le nuage situé au-dessus de l’Allemagne. Le choix de ce nuage se justifie par le fait que ce soit le seul dont nous connaissions l’intervalle dans lequel est défini l’épaisseur optique. Il a également été vérifié que le contenu en eau dans la colonne atmosphérique reste constant lors de l’homogénéisation, comme en témoignent les tableaux 4, 5 et 6 situés en annexes.

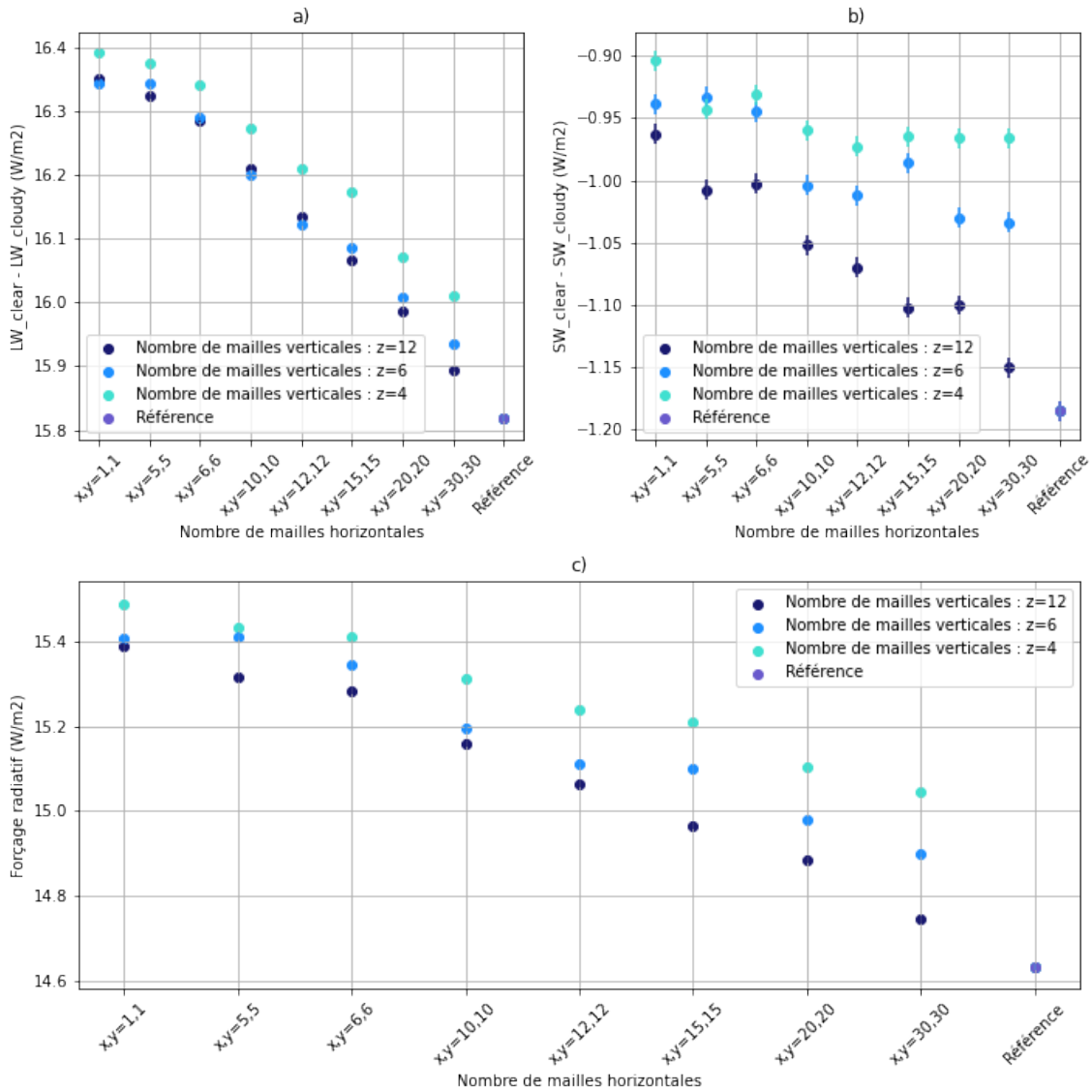


FIGURE 6 – Forçage radiatif pour le cirrus dont le contenu en eau a été multiplié par 10. Les barres d’erreur correspondent aux écart-types. a) Forçage radiatif (W/m^2) au niveau de la tropopause en $LW(LW_{clear} - LW_{cloudy})$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale. b) Forçage radiatif (W/m^2) au niveau de la tropopause en $SW(SW_{clear} - SW_{cloudy})$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale. c) Forçage radiatif global au niveau de la tropopause (W/m^2), exprimé comme $LW + SW((LW_{clear} - LW_{cloudy}) + (SW_{clear} - SW_{cloudy}))$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale.

La figure 6 présente le forçage radiatif pour le cirrus dont le contenu en eau a été multiplié par 10, en fonction du nombre de mailles horizontales et verticales. L’effet radiatif dû au nuage avant homogénéisation est de $14.65 W/m^2$; l’effet radiatif semble plus élevé lorsque le contenu en eau est plus élevé. Cela paraît cohérent au regard de la définition de la transmission (cf formule de la transmission définie dans la section Introduction), puisque lorsque le contenu en eau augmente, la

transmission diminue.

L'étude de l'homogénéisation du nuage met en évidence une variation du forçage radiatif selon le nombre de mailles horizontales et verticales. La répartition des points sur la figure 6 c) met en évidence qu'un nombre de mailles horizontales plus faible favorise un effet radiatif plus important. L'écart par rapport au cas de référence s'élève au maximum à $0.9 W/m^2$, soit 9 fois l'écart étudié dans la sous-section précédente. Le maillage horizontal semble être prépondérant à grandes longueurs d'onde, tandis que pour les courtes longueurs d'onde il semblerait que pour un nombre de mailles verticales de $z=4$ ou $z=6$, seul le maillage vertical compte. En revanche, toujours pour les courtes longueurs d'onde, lorsque le champ nuageux n'a pas été homogénéisé verticalement, le maillage horizontal semble être prépondérant. Toutefois, en ce qui concerne le forçage radiatif global, c'est le nombre de mailles verticales qui semble au premier ordre faire varier l'estimation des flux radiatifs. En effet, plus le nombre de mailles verticales est faible et plus les flux sont sur-estimés, et ce indépendamment du nombre de mailles horizontales.

Lorsque le contenu en eau est multiplié par 50, il est possible d'observer (Figure 7) la même tendance que celle décrite dans le paragraphe précédent. Toutefois, l'effet est amplifié; selon le nombre de mailles horizontales et verticales, le forçage radiatif varie au maximum de $8.5 W/m^2$, soit presque 10 fois l'écart observé plutôt. À nouveau, la même tendance est observable à grandes longueurs d'onde, tandis qu'à courtes longueurs d'onde, seul le maillage vertical semble avoir un effet.

La distribution quasi-linéaire des valeurs de forçage radiatif en fonction du degré d'homogénéité horizontale et verticale met en évidence que ces deux paramètres, pour des cirrus optiquement épais, semblent tout aussi importants.

Enfin, lorsque le contenu en eau est multiplié par 100, la même tendance est observable (Figure 8) à grandes longueurs d'onde. Toutefois, à courtes longueurs d'onde, le maillage horizontal semble avoir un effet aussi important que le maillage vertical. En effet, pour un même nombre de mailles horizontales, plus le nombre de mailles verticales est élevé et plus la valeur absolue du forçage radiatif est élevée. De même, pour un même nombre de mailles verticales, plus le nombre de mailles horizontales est élevé et plus la valeur absolue du forçage radiatif est élevée. Toutefois, toujours à courtes longueurs d'onde, le forçage radiatif est, selon les situations, sur-estimé ou sous-estimé, tandis que dans les cas précédents celui-ci a toujours été sous-estimé (en *SW*). Il en résulte que le forçage radiatif global pour un cirrus optiquement épais est sur-estimé, mais qu'au premier ordre, le nombre de mailles verticales semble être le paramètre premier expliquant ce phénomène.

Il est important de remarquer que le programme *htrdr* n'a pas pu simuler les flux radiatifs pour le nuage dont le contenu en eau a été multiplié par 100 et avec 15×15 mailles horizontales et 6 niveaux verticaux, ce qui justifie l'absence de point pour ce cas. De plus, pour la situation $x,y=30 \times 30$ et $z=12$, les flux radiatifs semblent être largement surestimés ($+10 W/m^2$ à grandes longueurs d'onde et $-5 W/m^2$ à courtes longueurs d'onde). L'étude graphique de ces situations ne montre pourtant pas d'anomalies dans le processus d'homogénéisation. La durée limitée de ce

stage ne m'a pas permis de travailler avec d'autres nuages pour mieux comprendre ces deux cas particuliers, la question reste donc en suspens.

Précisons également que les barres d'erreur sont bien présentes sur les figures 6,7 et 8 mais que celles-ci sont négligeables par rapport à l'échelle du graphique, d'où leur invisibilité sur les graphiques.

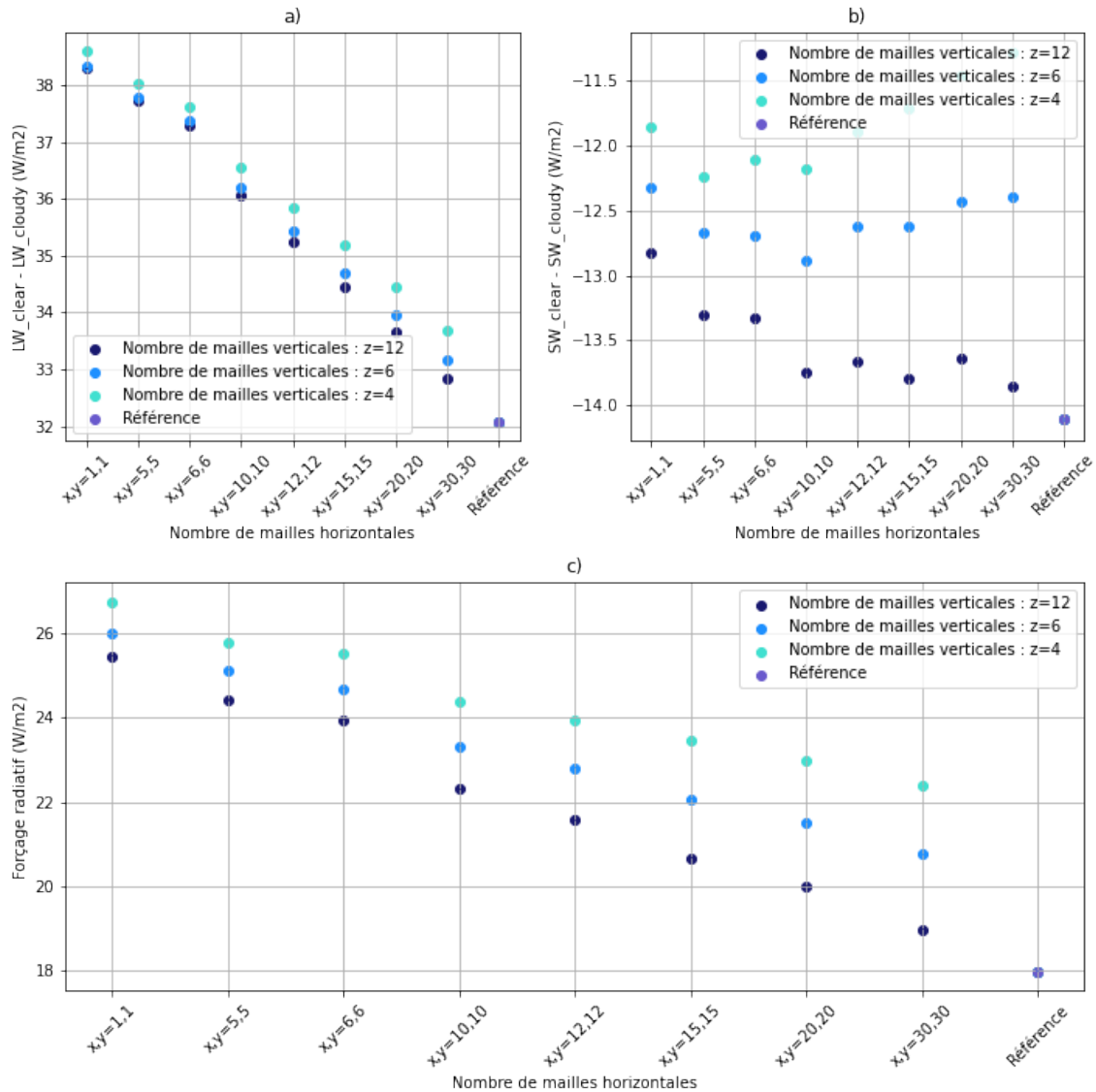


FIGURE 7 – Forçage radiatif pour le cirrus dont le contenu en eau a été multiplié par 50. Les barres d'erreur correspondent aux écart-types. a) Forçage radiatif (W/m^2) au niveau de la tropopause en $LW(LW_{clear} - LW_{cloudy})$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale. b) Forçage radiatif (W/m^2) au niveau de la tropopause en $SW(SW_{clear} - SW_{cloudy})$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale. c) Forçage radiatif global au niveau de la tropopause (W/m^2), exprimé comme $LW + SW((LW_{clear} - LW_{cloudy}) + (SW_{clear} - SW_{cloudy}))$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale.

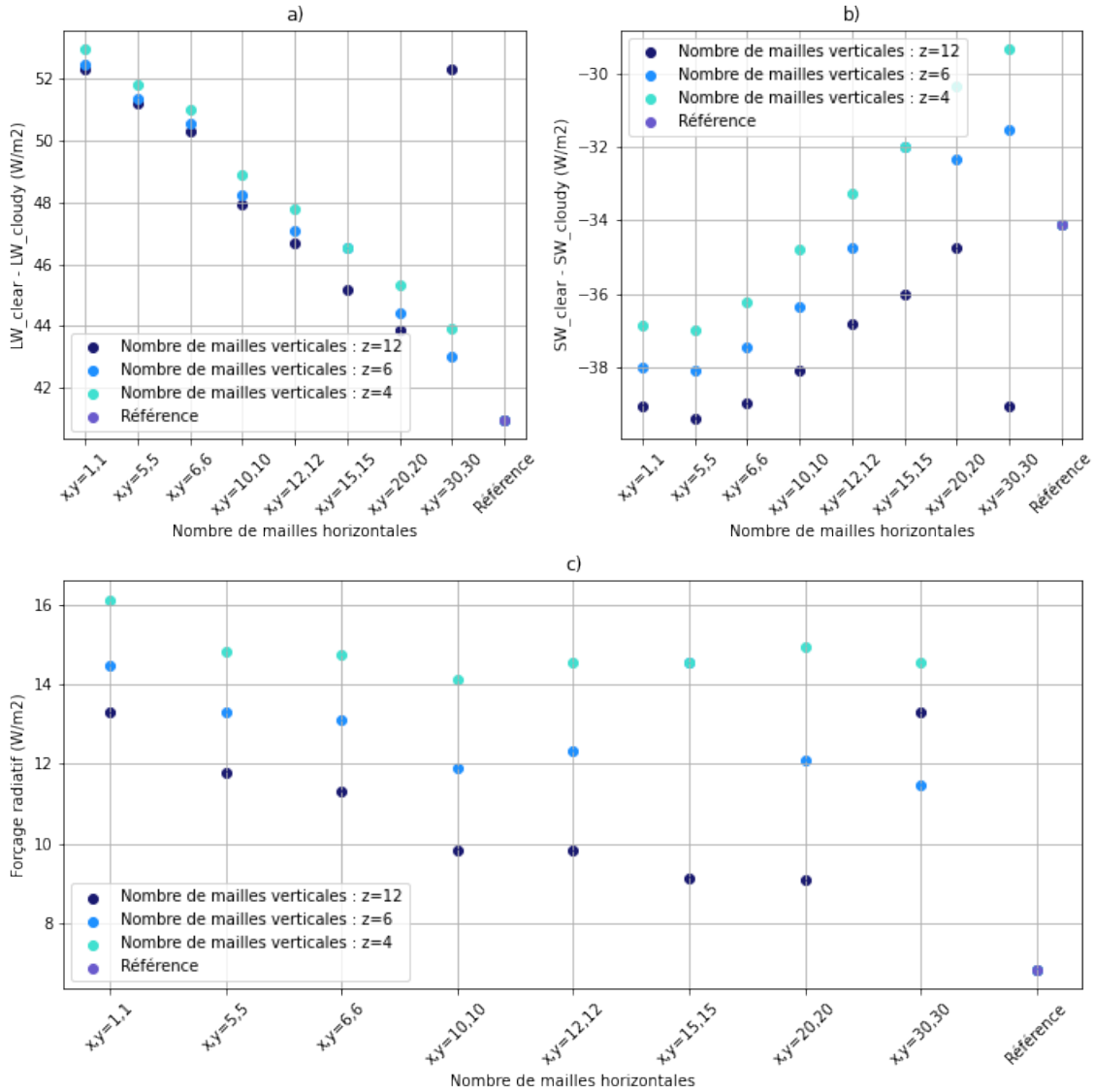


FIGURE 8 – Forçage radiatif pour le cirrus dont le contenu en eau a été multiplié par 100. Les barres d’erreur correspondent aux écart-types. a) Forçage radiatif (W/m^2) au niveau de la tropopause en $LW(LW_{clear} - LW_{cloudy})$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale. b) Forçage radiatif (W/m^2) au niveau de la tropopause en $SW(SW_{clear} - SW_{cloudy})$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale. c) Forçage radiatif global au niveau de la tropopause (W/m^2), exprimé comme $LW + SW((LW_{clear} - LW_{cloudy}) + (SW_{clear} - SW_{cloudy}))$ en fonction de la résolution horizontale et de la résolution verticale.

5 Discussion

L’homogénéisation du contenu en glace d’un champ nuageux semble avoir un effet variable sur l’estimation des flux radiatifs. Bien que l’effet soit variable, l’homogénéisation semble sur estimer le forçage radiatif dans tous les cas. Selon l’épaisseur optique, l’homogénéisation peut ne pas influencer

sur l'estimation du forçage radiatif si le nuage est très fin, ou faire varier de plusieurs W/m^2 cette estimation si le nuage est épais. Pour confirmer ces observations, il serait nécessaire de prolonger l'étude avec d'autres cirrus aux propriétés variées.

6 Références

Dolinar, E. K., X. Dong, B. Xi, J. H. Jiang, and N. G. Loeb (2016), A clear-sky radiation closure study using a one-dimensional radiative transfer model and collocated satellite-surface-reanalysis data sets, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121,13,698–13,714, doi :10.1002/2016JD025823.

IPCC, 1999. Aviation and the global atmosphere. In : E Penner, J., Lister, D.H., Griggs, D.J., Dokken, D.J., McFarland, M. (Eds.), Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Kärcher, B., Burkhardt, U., Unterstrasser, S., and Minnis, P. : Factors controlling contrail cirrus optical depth, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 6229–6254, <https://doi.org/10.5194/acp-9-6229-2009>, 2009.

Kärcher, B. Formation and radiative forcing of contrail cirrus. *Nat Commun* 9, 1824 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04068-0>

D.S. Lee, D.W. Fahey, A. Skowron, M.R. Allen, U. Burkhardt, Q. Chen, S.J. Doherty, S. Freeman, P.M. Forster, J. Fuglestvedt, A. Gettelman, R.R. De León, L.L. Lim, M.T. Lund, R.J. Millar, B. Owen, J.E. Penner, G. Pitari, M.J. Prather, R. Sausen, L.J. Wilcox, The contribution of global aviation to anthropogenic climate forcing for 2000 to 2018, *Atmospheric Environment*, Volume 244, 2021, 117834, ISSN 1352-2310, <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2020.117834>.

P. Spichtinger, K. Gierens, H. Wernli. A case study on the formation and evolution of ice supersaturation in the vicinity of a warm conveyor belt's outflow region. *Atmospheric Chemistry and Physics*, European Geosciences Union, 2005, 5 (4), pp.973-987. <hal-00295648>

Yang, Phoebe Hong, Gang Dessler, Andrew Ou, Szu-cheng Liou, Kuanhunter Minnis, Patrick Harshvardhan, Harshvardhan. (2010). Contrails and Induced Cirrus : Optics and Radiation. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 91. 473-478. 10.1175/2009BAMS2837.1.

Yang, H., Dobbie, S., Mace, G. G., Ross, A., and Quante, M. : GEWEX Cloud System Study (GCSS) cirrus cloud working group : development of an observation-based case study for model evaluation, *Geosci. Model Dev.*, 5, 829–843, <https://doi.org/10.5194/gmd-5-829-2012>, 2012.

Remerciements

Je souhaite remercier Jean-Louis Dufresne pour m'avoir proposé ce sujet de stage et pour avoir pris le temps de m'expliquer de nombreuses notions. Je souhaite également remercier Julie Carles, pour m'avoir expliqué le fonctionnement de *htrdr*, mais aussi pour sa patience ainsi que pour le

temps et l'engagement consacré à mon stage.

7 Annexes

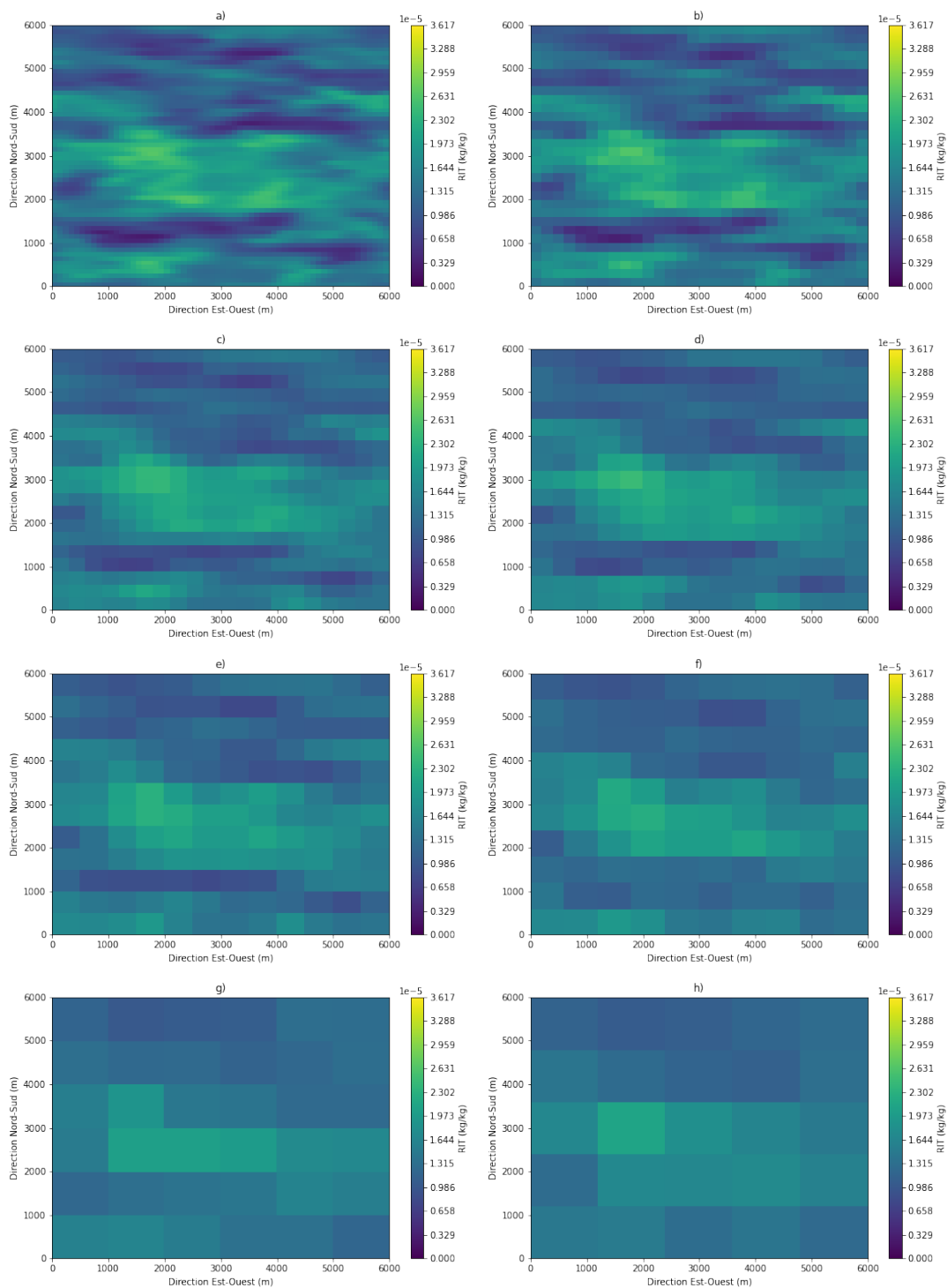


FIGURE 9 – Contenu en eau du nuage situé au dessus des Grandes Plaines d’Amérique du Nord de la 6e couche nuageuse en fonction de la résolution horizontale. Contenu en eau pour un nombre de mailles horizontales de a) $x,y=60,60$ b) $x,y=30,30$ c) $x,y=20,20$ d) $x,y=15,15$ e) $x,y=12,12$ f) $x,y=10,10$ g) $x,y=6,6$ h) $x,y=5,5$

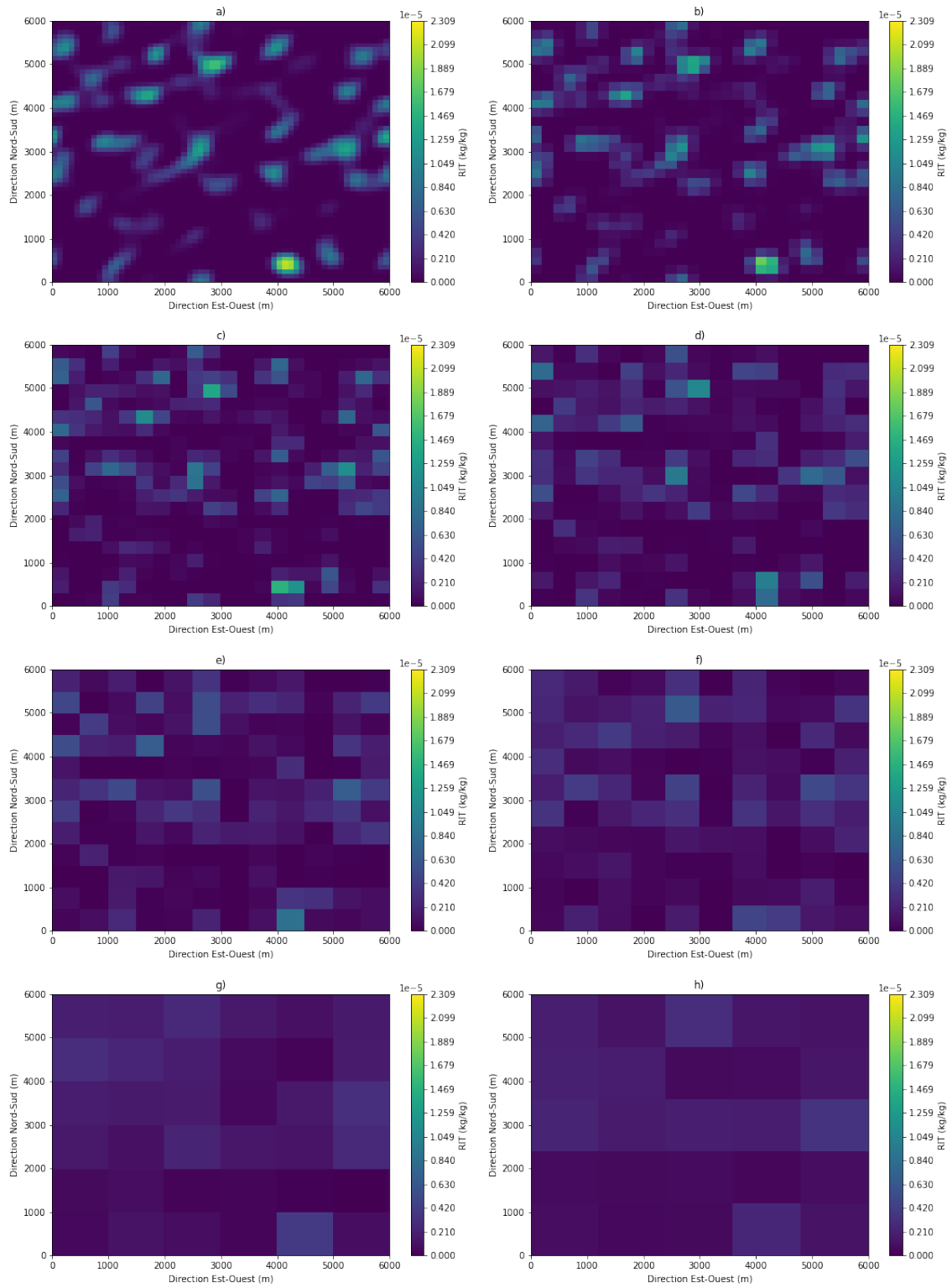


FIGURE 10 – Contenu en eau du nuage situé au dessus du Nord-Est de l’Allemagne de la 6e couche nuageuse en fonction de la résolution horizontale. Contenu en eau pour un nombre de mailles horizontales de a) $x,y=60,60$ b) $x,y=30,30$ c) $x,y=20,20$ d) $x,y=15,15$ e) $x,y=12,12$ f) $x,y=10,10$ g) $x,y=6,6$ h) $x,y=5,5$

Résolution	z=4	z=6	z=12
x,y=1,1	14.349470896776225	14.349470896781998	14.349414087373022
x,y=5,5	14.349470896785412	14.349470896784947	14.349432714077198
x,y=6,6	14.349470896786263	14.34947089678647	14.349431036346683
x,y=10,10	14.349470896786189	14.349470896785867	14.349445719243025
x,y=12,12	14.349470896786743	14.349470896785538	14.3494460687337895
x,y=15,15	14.349470896786125	14.349470896786125	14.349450613955591
x,y=20,20	14.349470896785858	14.349470896785693	14.349458269687128
x,y=30,30	14.34947089678572	14.34947089678618	14.349464284535866
x,y=60,60			14.349470896785874

TABLE 2 – IWP (Ice Water Path) (kg/m^2) du ciel nuageux contenant le cirrus situé au-dessus des Grandes Plaines d’Amérique du Nord, en fonction du nombre de mailles horizontales et verticales

Résolution	z=4	z=6	z=12
x,y=1,1	1.2030169693908976	1.2030169693903794	1.203021434042639
x,y=5,5	1.2030169693906678	1.2030169693909027	1.203017207585809
x,y=6,6	1.2030169693906978	1.2030169693906416	1.2030164833003523
x,y=10,10	1.2030169693906247	1.2030169693906863	1.2030156340371057
x,y=12,12	1.2030169693906978	1.2030169693906883	1.203015224631716
x,y=15,15	1.203016969390718	1.203016969390733	1.2030159965314153
x,y=20,20	1.203016969390603	1.2030169693906798	1.2030163264532188
x,y=30,30	1.2030169693906947	1.2030169693906385	1.2030167688134397
x,y=60,60			1.2030169693906658

TABLE 3 – IWP (Ice Water Path) (kg/m^2) du ciel nuageux contenant le cirrus situé au dessus du Nord-Est de l’Allemagne, en fonction du nombre de mailles horizontales et verticales

Résolution	z=4	z=6	z=12
x,y=1,1	12.030169705229602	12.030169705232508	12.030214351745334
x,y=5,5	12.030169705224894	12.030169705223672	12.030172087176576
x,y=6,6	12.030169705224555	12.030169705225788	12.030164844321789
x,y=10,10	12.030169705225745	12.030169705224292	12.03015635168906
x,y=12,12	12.030169705225159	12.03016970522447	12.030152257635311
x,y=15,15	12.030169705224797	12.030169705224711	12.030159976632225
x,y=20,20	12.030169705224806	12.030169705224703	12.03016327585003
x,y=30,30	12.030169705224566	12.030169705225012	12.030167699452473
x,y=60,60			12.030169705224765

TABLE 4 – IWP (Ice Water Path) (kg/m^2) du ciel nuageux contenant le cirrus situé au dessus du Nord-Est de l’Allemagne dont le contenu en eau a été multiplié par 10, en fonction du nombre de mailles horizontales et verticales

Résolution	z=4	z=6	z=12
x,y=1,1	60.15084846450754	60.150848464459024	60.15107169708617
x,y=5,5	60.15084846448008	60.15084846448446	60.15086037424462
x,y=6,6	60.15084846447969	60.150848464486046	60.15082415997002
x,y=10,10	60.15084846448323	60.15084846448203	60.15078169680552
x,y=12,12	60.15084846448063	60.150848464481854	60.150761226536375
x,y=15,15	60.15084846448378	60.150848464480575	60.15079982152015
x,y=20,20	60.15084846448363	60.15084846448362	60.150816317610655
x,y=30,30	60.15084846448396	60.15084846448367	60.150838435621836
x,y=60,60			60.150848464483104

TABLE 5 – IWP (Ice Water Path) (kg/m^2) du ciel nuageux contenant le cirrus situé au dessus du Nord-Est de l’Allemagne dont le contenu en eau a été multiplié par 50, en fonction du nombre de mailles horizontales et verticales

Résolution	z=4	z=6	z=12
x,y=1,1	120.30169692901508	120.30169692891805	120.30214339417233
x,y=5,5	120.30169692896015	120.30169692896892	120.30172074848925
x,y=6,6	120.30169692895937	120.30169692897209	120.30164831994004
x,y=10,10	120.30169692896646	120.30169692896406	120.30156339361103
x,y=12,12	120.30169692896126	120.30169692896371	120.30152245307275
x,y=15,15	120.30169692896756	120.30169692896115	120.3015996430403
x,y=20,20	120.30169692896726	120.30169692896725	120.30163263522131
x,y=30,30	120.30169692896791	120.30169692896735	120.30214339417233
x,y=60,60			120.30169692896621

TABLE 6 – IWP (Ice Water Path) (kg/m^2) du ciel nuageux contenant le cirrus situé au dessus du Nord-Est de l’Allemagne dont le contenu en eau a été multiplié par 100, en fonction du nombre de mailles horizontales et verticales


```

a = 30 # Résolution horizontale voulue
b = 4 # Résolution verticale voulue
c = 60/a # = 6 Défini la taille des paquets sur l'horizontale qu'il faut faire
d = 12/b # = 3 Défini la taille des paquets sur la verticale qu'il faut faire

g = 9.81

RIT_P = np.copy(RIT) # RIT est un tableau à trois dimensions décrivant le contenu en eau

for z in range(75,87):
    for x in range(0,60,1):
        for y in range(0,60,1):
            valeur = RIT[0,z,x,y]*(-(P[0,z+1,x,y]-P[0,z-1,x,y]))/(2*g)
            RIT_P[0,z,x,y] = valeur

for z in range(75,87,d):
    for x in range(0,60,c):
        for y in range(0,60,c):
            moyenne=np.mean(np.mean(np.mean(RIT_P[0,z:z+d,x:x+c,y:y+c],axis=0),axis=0),axis=0)
            for i in range(c):
                for j in range(c):
                    for k in range(d) :
                        moyenne_p=-moyenne*g*2/(P[0,z+k+1,x+i,y+j]-P[0,z+k-1,x+i,y+j])
                        RIT[0,z+k,x+i,y+j]=moyenne_p

```

SCRIPT 1 – Script python permettant une homogénéisation pour une résolution verticale de 1, 4 ou 6, avec P le tableau contenant le champ de pression, RIT le tableau contenant le champ de contenu en eau. Chaque tableau est un tableau à quatre dimensions, qui correspondent respectivement : au temps (qui ne contient qu'une valeur), à la verticale, à l'horizontale selon la direction Ouest-Est, à l'horizontale selon la direction Nord-Sud