



Master II Lumière-Matière

Rapport de Stage

# Développement d'un modèle d'Ising pour l'organisation à mésoéchelle des champs de nuages sous conditions marines

Auteur : Lambert DELBEKE Encadrant : Olivier PUJOL

## Table des matières

Introduction			1
Ι	La ph	ysique des nuages	3
II	Le mo	dèle d'Ising	4
III	Le mo	dèle IOCIM	6
	III.1	Les paramètres physiques du modèle	6
	III.2	Adaptation du modèle d'Ising et fonction "Nuage"	7
	III.3	Les différentes interactions considérées	9
		III.3.1 Interactions entre sites	9
		III.3.2 Interactions Océan-Atmosphère 1	1
		III.3.2.1 Les Sea Sprays Aerosols Generators . 1	1
		III.3.2.2 La sédimentation 1	1
		III.3.2.3 La précipitation	2
		III.3.2.4 Les flux d'énergie et de vapeur d'eau 13	3
	III.4	Derniers détails de fonctionnement de IOCIM 13	3
IV	Résult	ats et analyse du modèle 18	5
	IV.1	L'impact des données	5
	IV.2	Tests du modèle IOCIM	6
Conclusion		1	
Bibliographie			1

## Remerciements

Au cours de ce stage, j'ai eu la chance de rencontrer de nombreuses personnes qui ont su me donner de leur temps, de leur conseils et de leur aide. Pour ces raisons je souhaite les remercier.

Je tiens à remercier tout particulièrement mon responsable de stage Monsieur Olivier Pujol. Ses conseils et sa pédagogie m'ont permis de m'extirper de situations compliquées et de me sentir en confiance dans ma façon de travailler au cours de ces derniers mois.

Je souhaite ainsi remercier Monsieur Paul Étienne Mallet pour son travail et son aide au cours de ce projet.

Je remercie Messieurs Guillaume Penide et Jean-Christophe Péré pour leur aide lors de mes recherches, ainsi que Messieurs François Thieuleux, Romain De Filippi et Fabrice Ducos pour leur aide en programmation.

Je remercie également le directeur du Laboratoire d'Optique Atmosphérique Mr Parol de m'avoir permis d'effectuer ce stage et j'adresse un grand merci au personnel du LOA pour son accueil.

## Introduction

Les nuages représentent encore à ce jour un domaine d'étude des plus intéressants. Étant formés à partir de particules en suspension, appelées *aérosols*, sur lesquelles se condense la vapeur d'eau, la variation d'un paramètre physique comme la température, l'humidité ou la quantité d'aérosol peut avoir un impact sur l'existence et l'évolution d'un nuage. Ces variations peuvent avoir une origine anthropique ou naturelle.

On a choisi ici de s'intéresser à la région de l'Océan Indien comprise entre 10 ° S-40 ° S de latitude et 50 ° E-110 ° E de longitude, car il s'agit d'une région relativement bien épargnée par la contamination continentale et anthropique [1]. Elle présente donc un intérêt indéniable pour analyser la composante naturelle du climat et quantifier ses effets sur le changement climatique. Dans cette région, les SSA (Sea Salt Aerosols – sels marins) sont majoritaires ; ce sont des espèces ioniques dont la taille varie entre 0.05  $\mu$ m et 1 nm et qui sont donc des noyaux de condensation (CCN = Cloud Condensation Nuclei) particulièrement efficaces [2]. Dans l'ensemble, la couverture nuageuse est relativement faible mais des observations visuelles semble suggérer une certaine organisation.



FIGURE 1 – Photo satellite d'un champ de nuages dans l'Océan Indien (Google Image).

Principalement, ce sont les interactions entre une parcelle d'air (nuageuse ou non) et ses voisines et son environnement, en général, qui sont abordées. À petite échelle, l'étude d'une seule parcelle d'air n'est pas en l'occurence intéressante, mais, à mésoéchelle, il devient intéressant d'analyser la structure ou l'organisation des composants atmosphériques dont font partie les nuages.

Afin de comprendre cette organisation, la physique statistique a été notre source d'inspiration. En effet, on sait qu'elle a permis d'analyser, avec succès, des comportements collectifs dans la matière condensée (p. ex. para/ferromagnétisme). Puisque les nuages interagissent avec leur environnement, à l'instar des spins dans un milieu magnétique ou des atomes dans un alliage, alors cette physique doit pouvoir être transposée au champs de nuages. Parmi les différents modèles statistiques disponibles, un modèle 2D d'Ising semble naturel. On a choisi dans ce stage de développer un modèle s'inspirant de celui utilisé pour expliquer le magnétisme de certains milieux. Ce modèle comporte aussi les différents types d'interaction que peut expérimenter une parcelle d'air. Les simulations s'appuient sur des données satellites (CALIOP), des mesures de la station AERONET de St Denis et le modèle MACC. Le modèle développé pendant ce stage est désormais nommé IOCIM pour "Indian Ocean Cloud Ising Model".

La réalisation de ce modèle s'est faite au sein du Laboratoire d'Optique Atmosphèrique (LOA) de Lille. Le LOA est une Unité Mixte de Recherche (UMR) du CNRS et de l'Université de Lille créé il y a environ 50 ans par Mme Jacqueline LENOBLE. Ce stage de M2 s'est effectué au sein de l'équipe Interactions Rayonnement Nuages (IRN). Les axes de recherches de cette équipe sont la variabilité et l'impact climatique des nuages et de la vapeur d'eau, l'étude des systèmes nuageux, leurs propriétés optiques et le transfert radiatif.

Dans une première partie, on rappelle certains phénomènes physiques concernant la formation des nuages et on présente brièvement le modèle d'Ising 2D. Ces éléments sont indispensables pour comprendre le modèle IOCIM construit qui est détaillé dans une deuxième partie. Les résultats obtenus sont ensuite discutés. Ce rapport se termine par une conclusion et des perspectives.

### I La physique des nuages

Les nuages sont un ensemble d'hydrométéores <sup>1</sup> (gouttelettes d'eau et/ou cristaux de glace) en suspension dans l'atmosphère. Ils se forment essentiellement par condensation de la vapeur d'eau sur des aérosols; c'est la nucléation hétérogène. D'origine naturelle ou anthropique, les aérosols sont soit primaires, soi secondaires : les premiers sont directement émis dans l'atmosphère alors que les seconds sont le résultat de processus physico-chimiques. La condensation de la vapeur d'eau dans une parcelle d'air s'effectue lorsque celle-ci devient saturée, ce qui peut se produire soit par refroidissement isobare, soit par détente adiabatique. Cette dernière résulte de la diminution de la pression atmosphérique avec l'altitude. Le caractère adiabatique provient d'une élévation rapide de la parcelle d'air qui ne permet donc pas des échanges d'énergie par chaleur.

Le paramètre le plus représentatif de la présence d'eau dans une parcelle d'air est l'humidité relative, RH, [3] exprimée à l'aide de la pression de vapeur d'eau e et de la pression de vapeur d'eau saturante  $e_{sat}$ .

$$RH = 100 \,\frac{e}{e_{sat}(T)} \tag{1}$$

Si RH > 100%, la parcelle est sursaturée. La sursaturation S [3] est par définition :

$$S = \frac{e - e_{sat}(T)}{e_{sat}(T)} \tag{2}$$

Plus S augmente, plus la formation d'un nuage à partir de certains aérosols est probable (nucléation hétérogène). Ces aérosols sont appelés précisément des noyaux de condensation (CCN = Cloud Condensation Nuclei en anglais).

Trois autres paramètres sont décisifs pour la formation d'un nuage : la température T, la pression P et le nombre de CCN,  $N_{CCN}$ , présents dans la parcelle d'air considérée.

<sup>1.</sup> Du grec "hydro" et "meteora" qui signifient "eau" et "qui est en l'air" respectivement.

La température fixe la pression de vapeur saturante énoncée par la formule de Dupré :

$$e_{sat}(T) = P_0 \exp\left[\frac{M\Delta h_v}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right)\right]$$
(3)

laquelle est valable en supposant que la vapeur se comporte comme un gaz parfait et que l'enthalpie de vaporisation est indépendante de la température. Avec  $P_0$  et  $T_0$  la pression et la température d'ébullition à 1013 hPa et 100 ° C,  $M = 18 \times 10^{-3} \text{ kg.mol}^{-1}$  la masse molaire de l'eau,  $\Delta h_v = 2.26 \times 10^{-6} \text{ J.kg}^{-1}$ l'enthalpie massique de vaporisation et  $R \approx 8.314 \text{ J.K}^{-1}$ .mol<sup>-1</sup> la constante des gaz parfaits.

## II Le modèle d'Ising

Le modèle d'Ising est un modèle statistique qui permet d'étudier les transitions de phases, notamment dans les métaux ferromagnétiques [4]. Ce modèle est une adaptation du modèle d'Heisenberg dont le caractère isotrope des interactions magnétiques devient très anisotrope [5]. L'énergie dans le modèle d'Ising a pour expression :

$$E = -J\sum_{(k,l)} \sigma_k \sigma_l \tag{4}$$

avec  $\sigma_k = \pm 1$  et où J représente le coefficient de couplage [6] entre deux spins placés sur deux sites voisins. Si J > 0, le signe négatif permet de rendre stabilisatrice l'interaction entre deux spins voisins. Comme l'interaction d'échange J décroît rapidement avec la distance, on ne considère que les plus proches voisins d'un site, d'où la somme sur les couples (k, l); chaque couple n'est comptabilisé qu'une fois. En présence d'un champ magnétique externe B, les spins interagissent avec le champ et, dans le cas du modèle d'Ising, ne sont retenus dans l'interaction d'échange que les composantes des spins le long du champ extérieur. L'expression complète du système vaut alors, avec  $g_L$  le facteur de Landé et  $\mu_B$  le magnéton de Bohr :

$$E = -J\sum_{(k,l)} \sigma_k \sigma_l - g_L \mu_B B^2 \sum_i \sigma_i \tag{5}$$

Dans le cas d'un modèle bidimensionnel (2D), le système présente une transition de phase. Lars Onsager établit en 1944 [7] la première expression analytique de l'énergie libre d'un système en champ nul.

En 1952, C.N Yang[8] publia le calcul de l'aimantation spontanée en fonction de la température. L'un des moyens les plus efficaces d'analyse du modèle d'Ising est la méthode de Monte-Carlo Metropolis.

La méthode de Monte Carlo considère un ensemble de points aléatoirement disposé dans une zone et calcule l'énergie du système. Cette méthode n'est pas pratique pour l'étude de systèmes petits et compacts. C'est pourquoi Metropolis[9] proposa une méthode capable d'analyser les interactions d'éléments répartis sur un réseau carré, par exemple. Dans le modèle d'Ising, le réseau est constitué de spins orientés de manière aléatoire suivant les directions haut et bas, le basculement d'un spin d'un état à l'autre est accepté ou non en déterminant la variation d'énergie correspondante à ce basculement et en utilisant la probabilité de Metropolis, dont l'expression est :

$$p(a \to b) = \min\{1, \exp[-\beta(E_a - E_b)]\}$$

$$\tag{6}$$

Cette probabilité traduit le fait que le passage d'un état a vers un état b ne s'effectue que si la condition suivante est validée :

$$\operatorname{rand}(0, 1) < \exp[-\beta(E_a - E_b)] \tag{7}$$

où la fonction 'rand' renvoie un nombre aléatoire entre 0 et 1. La différence d'énergie au niveau du spin ciblé est calculée à l'aide de l'expression (4). À chaque itération, un spin est choisi aléatoirement puis la variation d'énergie que provoquerait son basculement est estimée : si  $\Delta E < 0$  le basculement se produit ; si  $\Delta E > 0$ , le changement d'orientation est accepté si la condition de Metropolis est respectée.

Cependant cet algorithme ralentit vers la température critique de transition de phase en raison de l'augmentation de la longueur de corrélation dans le système. Cela signifie que basculer l'orientation d'un spin dans une région très corrélée est très difficile; cet effet est appelée *ralentissement critique*.

Il existe d'autres méthodes pour le modèle d'Ising, comme la méthode d'énumération. Pour de petits systèmes, on peut énumérer toutes les configurations d'orientation des spins. Cette technique permet, lors de simulations, d'éviter des calculs d'énergie inutiles ainsi que de calculer directement la fonction de partition, l'énergie moyenne, l'énergie moyenne quadratique et la capacité thermique du système. Néanmoins, ce type de modélisation est inapproprié pour de grands systèmes. Les solution les plus adaptées pour contourner le problème de ralentissement sont les algorithmes de cluster[5], car ils convergent plus rapidement. En effet, ils constituent de large amas de spins de même orientation qui basculent tous ensemble au lieu de basculer un par un.

Dans le modèle IOCIM présenté ici, on utilise la méthode Monte-Carlo Metropolis.

## III Le modèle IOCIM

Le modèle IOCIM (Indian Ocean Cloud Ising Model) est un modèle d'Ising à deux dimensions. Il considère un plan correspondant à un niveau d'altitude référencé par son niveau de pression. Dans ce modèle, ce sont les niveaux 975, 900, 800 et 700 hPa. Il prend aussi en compte les échanges d'énergie (par chaleur), de vapeur d'eau et de CCN entre des parcelles d'air entre-elles, et entre l'océan et l'atmosphère. IOCIM est ainsi capable de simuler l'évolution d'un système dont l'état initial peut être un ciel aléatoirement constitué de parcelles claires ou nuageuses, un ciel 100% nuageux ou totalement clair, ou un ciel composé de nuages déjà organisés (agrégats, stries, etc.).

#### III.1 Les paramètres physiques du modèle

Les paramètres caractéristiques des nuages sont donc la température, l'humidité relative et la concentration en CCN. Les deux premiers sont disponibles sans traitement intermédiaires contrairement au dernier qui est issu de l'épaisseur optique d'extinction des aérosols (sels marins) à 550 nm. Celle-ci est reliée à la concentration en CCN à l'aide de la relation suivante :

$$\tau_e = \pi r_{SSA}^2 Q_e^{870} N_{CCN} \Delta z_n \tag{8}$$

avec  $Q_e^{870}$  l'efficacité d'extinction à 870 nm [10],  $r_{SSA}$  le rayon des SSA et  $\Delta z_n = 1$  l'altitude normalisée à l'unité. On utilise aussi le facteur d'Angström  $\alpha = 0.7$ , considéré comme homogène pour toute la zone étudiée, afin de convertir l'épaisseur optique d'extinction de 550 nm à 870 nm.

$$\frac{\tau_{e,550}}{\tau_{e,870}} = \left(\frac{\lambda_{550}}{\lambda_{870}}\right)^{-\alpha} \tag{9}$$

Deux autres paramètres sont nécessaires pour modéliser les échanges entre l'océan et l'atmosphère : la température de surface de l'océan (SST) et la vitesse du vent. Cette dernière est constituée des composantes méridionale (u), zonale (v) et verticale (W), de sorte que la vitesse du vent horizontal est donnée par  $v_h = \sqrt{u^2 + v^2}$ . Les vitesses u,v, W sont disponibles pour chaque altitude. On tient compte aussi de la vitesse du vent à 10 m,  $U_{10}$ . Tous ces paramètres sont définis par des courbes de densité de probabilité issues de données receuillies sur 8 ans et pour chaque mois de l'année [1]. Aussi, le modèle utilise une représentation moyennée mois par mois de chaque paramètre.

#### III.2 Adaptation du modèle d'Ising et fonction "Nuage"

Chaque plan d'altitude au-dessus de la zone d'étude est considéré comme une grille carrée de dimension 100\*100. Les 10 000 cellules (sites) ainsi définies constituent les parcelles d'air auxquelles peuvent être atrribués un triplet  $\{T, RH, N_{CCN}\}$ . Pour des raisons pratiques, le rapport de mélange, qui représente la masse d'eau dans une masse d'air sec unité, est préféré à RH; ce rapport est donné par la pression totale P et la pression partielle de vapeur d'eau e selon :

$$w = 0.622 \frac{e}{P - e} \tag{10}$$

Pour transposer le modèle d'Ising utilisé en ferromagnétisme à la physique atmosphérique. il faut conserver le tirage aléatoire d'un site de la grille, puis, au lieu de s'interesser directement aux interactions entre sites voisins, la condition porte sur la probabilité de renverser l'état d'un site à partir d'un triplet  $\{T, w, N_{CCN}\}$  tiré aléatoirement. Celui-ci est issu d'un tirage aléatoire de type Monte-Carlo Metroplis sur les courbes de densité de probabilité des paramètres [1] dont voici des exemples représentatifs à la page suivante :



FIGURE 2 – Exemple de distributions réalistes pour  $T,\,RH,\,\tau_e$ 

Les composantes de ce triplet sont obtenues à l'aide d'un Monte-Carlo Metropolis dont la condition porte sur le produit des densités de probabilité de chaque paramètre. Si le triplet est validé, il est nécessaire de vérifier s'il permet le passage d'un état nuageux à un état clair et inversement.

C'est pourquoi il est utile de construire une fonction capable de déterminer la nature d'une parcelle d'air ; elle est appelée Fonction Nuage. Elle s'appuie sur la formule de Twomey reliant  $N_{CCN}$  à la sursaturation S et à la concentration en CCN à S = 1% [11] :

$$N_{CCN} = CS^k \quad \text{où } k = 0.4 \text{ (cas marin)}$$
(11)

La valeur de C obtenue par Hudson et Yum sert de valeur seuil  $(C_s)$ . En effet, à partir du triplet, il est possible de calculer une valeur expérimentale  $C_{ex}$  de la concentration en CCN à S = 1%, laquelle est alors comparée à  $C_s = 176 \,\mathrm{cm}^{-3}$ :

Si 
$$C_{ex} < C_s$$
 alors la parcelle est claire (12)

Si 
$$C_{ex} > C_s$$
 alors la parcelle est nuageuse (13)

Si le triplet généré permet le renversement de l'état de la parcelle alors il devient nécessaire d'analyser l'impact de ce changement sur les sites voisins les plus proches.

#### **III.3** Les différentes interactions considérées

#### **III.3.1** Interactions entre sites

Le site tiré au sort échange avec ses quatres plus proches voisines de l'énergie par chaleur, de l'humidité et des aérosols marins. Pour faciliter les calculs, le volume de la parcelle d'air V, l'épaisseur  $\Delta x$  et la surface de l'interface entre deux sites voisins  $S_{int}$  sont normalisés à l'unité. La durée  $\Delta t$  est normalisé à une durée arbitraire exprimée en seconde. L'échange d'énergie par chaleur dépend du caractère nuageux ou clair d'un site. Si le site est nuaugeux, il est constituée d'air sec (a), de vapeur d'eau (v) et d'eau liquide (l). Pour estimer la quantité d'eau condensée, on calcule le rapport de mélange  $w_s$  en eau condensée à la pression de vapeur saturante.

En effet, au-delà de cette limite, l'eau vapeur se condense et le rapport de mélange étant supérieur à celui à la pression de vapeur saturante, la différence de ces deux rapports donne la quantité d'eau condensé :  $\xi_e = w - w_s$ . Les énergies internes des parcelles respectivement claires et nuageuses sont :

$$U_{-1} = c_a T + c_v w T$$
 et  $U_1 = c_a T + c_v w T + c_l \xi_e T$  (14)

avec  $c_a = 1004.67 \text{ J.kg}^{-1} \text{.K}^{-1}$ ,  $c_v = 1865.1 \text{ J.kg}^{-1} \text{.K}^{-1}$  et  $c_l = 4185.5 \text{ J.kg}^{-1} \text{.K}^{-1}$  les capacités thermiques massiques à pression constante de l'air, de la vapeur d'eau et de l'eau liquide, respectivement.

La nature du site tiré au sort (k) permet de déterminer l'expression de la quantité d'énergie thermique échangée avec un site voisin (i). Ces échanges sont calculés à l'aide de la loi de Fourier et sont définies comme suit :

$$\Delta Q_{-1} = \left[-\lambda_a (T_i - T_{sk}) - \lambda_v (T_i - T_k)\right] S_{int} \Delta t \tag{15}$$

$$\Delta Q_1 = \left[-\lambda_a (T_i - T_k) - \lambda_v (T_i - T_k) - \lambda_l (T_i - T_k)\right] S_{int} \Delta t \tag{16}$$

avec  $\lambda_a = 0.021$  W.m<sup>-1</sup>.K<sup>-1</sup>,  $\lambda_v = 0.016$  W.m<sup>-1</sup>.K<sup>-1</sup> et  $\lambda_l = 0.561$  W.m<sup>-1</sup>.K<sup>-1</sup> les conductivités thermiques de l'air, de la vapeur d'eau et de l'eau liquide, respectivement.

Les échanges en masse de vapeur d'eau ne dépendent pas de la nature de la parcelle d'air. À l'aide de la loi de Fick le flux de rapport de mélange de vapeur d'eau, avec  $D_v = 2.19 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau, s'écrit :

$$\Delta w = -D_v \frac{w_i - w_k}{\Delta x} \frac{S_{int} \Delta t}{V} \tag{17}$$

Les échanges d'aérosols marins ne dépendent pas non plus de la nature de la parcelle et, à l'aide de la loi de Fick, le flux de nombre de concentration s'écrit :

$$\Delta N_{CCN} = -D_{SSA} \frac{N_{CCN,i} - N_{CCN,k}}{\Delta x} \frac{S_{int} \Delta t}{V}$$
(18)

où  $D_{SSA}$  est le coefficient de diffusion des aérosols [12] donné par :

$$D_{SSA} = \frac{kTC_c}{3\pi\mu_a d_{SSA}} \tag{19}$$

avec  $k_B \approx 1.38 \times 10^{-23} \,\mathrm{J\,K^{-1}}$  la constante de Boltzmann,  $\mu_a$  la viscosité dynamique de l'air,  $C_c$  le facteur correctif de Cunningham (indispensable

pour des aérosols de diamètre inférieur à 100 nm) et  $d_{SSA}$  le diamètre des aérosols.

Une fois ces flux calculés, on somme algébriquement, pour chaque quantité échangée, les contributions entre voisins de chaque site.

#### III.3.2 Interactions Océan-Atmosphère

III.3.2.1 Les Sea Sprays Aerosols Generators Les Sea Spray Aerosols (SeSpA) contribuent beaucoup à la population d'aérosols en condition marine. Les océans représentant environ 70% de la surface de la Terre, l'impact de ces aérosols sur le bilan radiatif terrestre est significatif mais aussi sur les nuages. Ces aérosols sont issus de l'éclatement de bulles d'eau arrachées aux vagues par le vent. Le flux d'aérosols  $\Phi_{SeSpA}$  émis par la génération de SeSpA est exprimé par l'équation (2) de Ovadnevaite et al. [13]. Celui-ci dépend du nombre de Reynolds  $Re_{H_w}$ . Celui-ci est dépendant du "drag coefficient" Cd= 0.0013, de la hauteur de vague  $H_s = 1.3$  m, de la vitesse du vent à 10 m et de la viscosité cinématique  $\nu_W$  de la manière suivante :

$$Re_{H_w} = \frac{C_d^{1/2} U_{10} H_s}{\nu_W}$$
(20)

La viscosité cinématique est déduite de la viscosité dynamique  $\mu_W = \nu_W \rho_e$ , où  $\rho_e$  est la masse volumique de l'eau. La viscosité dynamique est donnée par Sharqawy et al. [14]. Le flux de SeSpA atteint les différents plan d'altitude z à l'aide du vent vertical. Le flux de SSA (Sea Salt Aerosol) parvenant à un niveau d'altitude à une vitesse de vent verticale W fixée vaut :

$$\Phi_{SSA,z} = w_v \Phi_{SeSpA} \frac{S_{O-A} \Delta t}{V} \tag{21}$$

avec  $S_{O-A}$  la surface d'interface ocean-atmosphère normalisée à l'unité. Pour compenser l'apport de CCN, l'application de perte comme la sédimentation est requise.

**III.3.2.2 La sédimentation** L'un des procédés pour appauvrir l'atmosphère en aérosols est la sédimentation. Les particules en suspension sont soumises à la gravité ainsi qu'aux forces de résistance dues à la viscosité de l'air. Ces particules atteignent une vitesse finale lorsque ces forces se compensent. Dans le régime de Stokes, où le nombre de Reynolds d'une particule est inférieur à 0.1), la vitesse de sédimentation a pour équation :

$$V = \frac{\rho_{SSA} d_{SSA}^2 g C_c}{18\mu_a} \tag{22}$$

avec  $\mu_a$  la viscosité dynamique de l'air, g la pesanteur,  $C_c$  est le facteur correctif de Cunningham,  $d_{SSA}$  et  $\rho_{SSA}$  respectivement le diamètre et la masse volumique des sels marins. Une expression de la vitesse de sédimentation pour un dépôt sur une surface composée d'eau est [15] :

$$V_{sed} = \left(\frac{1}{k_c} + \frac{1}{k_d} - \frac{V_{dry}}{k_c k_d}\right)^{-1}$$
(23)

avec  $k_c$  et  $k_d$  respectivement les termes de transfert turbulent et des effet de la diffusion brownienne et de glissement. Le flux d'aérosol perdu par une parcelle d'air d'un plan d'altitude caractérisée par un nombre de concentration en CCN :

$$\Phi_{Sed} = V_{sed} N_{CCN} \tag{24}$$

La sédimentation représente la principale cause de perte de CCN pour une parcelle d'air dans l'océan Indien. En effet, les précipitations dans cette région ne sont pas nombreuses.

**III.3.2.3 La précipitation** Le lessivage par précipitation est un autre processus de perte d'aérosols pour les parcelles d'air nuageuses. Cependant, le sud de l'Océan Indien est une région faiblement précipitante. En effet les mesures TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) indiquent un faible taux de précipitation excepté en décembre et janvier dans la zone la plus équatioriale.

Pour éviter de compliquer les simulations, un taux moyen de précipitation de l'ordre de  $5.10^{-5}$  mm.s<sup>-1</sup> est fixé pour l'ensemble de la grille. Le lessivage est exprimé à l'aide d'un coefficient de lessivage noté  $\Lambda(s^{-1})$  [16]. L'évolution de la concentration en aérosols lessivés est régie par :

$$\Delta N_{CCN} = -\Lambda N_{CCN} \Delta t \quad \text{où} \quad \Lambda = \frac{3ER}{2d_{eau}}$$
(25)

avec R le taux de précipitation et E un paramètre empirique.

**III.3.2.4 Les flux d'énergie et de vapeur d'eau** Les échanges d'énergie thermique et de vapeur d'eau entre l'océan et l'atmosphère sont importants pour la compréhension de la dynamique atmosphérique. Ils sont donnés à l'altitude choisie par [17] :

$$\Phi_{cs} = \rho_a c_a C_H (W - U_s) (T_s - \theta) \tag{26}$$

$$\Phi_{ve} = \rho_a C_E (W - U_s) (Q_s - Q) \tag{27}$$

avec  $C_H = 1.1 \times 10^{-3}$  et  $C_E = 1.2 \times 10^{-3}$  des facteurs,  $\rho_a = 1.2 \ kg.m^{-3}$  la masse volumique de l'air,  $U_s$  la vitesse de vent horizontal à la surface de l'océan. Celle-ci est considérée comme étant la vitesse de vent à 10 m. Q et  $Q_s$  sont les humidités spécifiques à l'altitude donnée et à la surface de l'océan. L'humidité spécifique est définie de la manière suivante :

$$Q = \frac{w}{1+w} \tag{28}$$

La valeur de  $Q_s$  est obtenue à l'aide de la formule (11) à pression de vapeur saturante et à la température de surface de l'eau.

#### III.4 Derniers détails de fonctionnement de IOCIM

Les échanges terminés, il faut alors déterminer si les échanges ont permis de renverser l'état des parcelles voisines à celle tirée au sort à l'aide de la Fonction Nuage. Cette dernière opération faite, le tirage au sort d'un autre site de la grille peut avoir lieu et la procédure précédente est appliquée de nouveau.

Le programme IOCIM ne comporte cependant pas d'éléments relatif au transfert radiatif ou à la convection. Cependant le modèle IOCIM doit permettre d'apprécier ou non la capacité de celui-ci à simuler dans une première approche une possible organisation des nuages à partir de premiers éléments clés de physique atmosphérique. Un diagramme résumant le fonctionnement du programme gérant l'évolution d'un système aléatoire est donnée à la page suivante.



## IV Résultats et analyse du modèle

#### IV.1 L'impact des données

Pour rappel, les données sont issues de distribution mesurées représentant le comportement mensuel de chaque paramètre pendant un an et le sud de l'océan Indien est une région faiblement nuageuse. Cette caractéristique se voit lors de la génération d'une carte de type aléatoire ( un triplet T,w,Nccn est associé à chaque site de la grille), car la carte ne comporte que quelques nuages. Le tirage au sort d'un triplet  $\{T, w, N_{CCN}\}$  à partir de ces mêmes données conduit à une très grande probabilité d'obtenir un triplet amenant à un site clair. L'évolution d'une telle carte ne peut donc donner qu'une faible probabilité qu'un nuage apparaisse, de même dans le cas d'une carte initialement claire. Le résultat d'une telle évolution à partir d'une situation aléatoirement générée est le suivant :



FIGURE 3 – Évolution d'une grille aléatoire (distributions réalistes)

Cependant pour des cartes entièrement nuageuses ou comportant des groupes de nuages en forme de stries, l'évolution de ces systèmes peut amener au final à une grille quasiment sans nuage.

Néanmoins pour tester les capacités du modèle en présence du nuage, les distributions pour chaque paramètre sont converties en distribution triangulaire. Même si elles ne sont pas réalistes, elles permettent néanmoins de tester les capacités du modèle avec l'apparition plus fréquente de nuage.

#### IV.2 Tests du modèle IOCIM

En prenant en compte les données modifiées énoncées précedemment, le tirage au sort de triplet  $\{T, w, N_{CCN}\}$  permet d'obtenir plus fréquemment des parcelles d'air nuageuses. Cette propriété est observée lors de la génération d'une carte aléatoire et pendant l'évolution de ce type de carte dont voici un exemple :



FIGURE 4 – Évolution d'une grille aléatoire (distributions triangulaires)

Le modèle IOCIM est donc capable de générer et de faire disparaitre de manière probabiliste des nuages. Il s'agit maintenant d'observer l'impact de tels phénomènes sur les sites voisins d'un site tiré au sort grâce aux interactions entre parcelles d'air. En faisant varier le paramètre  $\Delta t$ , les échanges d'énergie, de vapeur d'eau et d'aérosols varie aussi. En prenant  $\Delta t = 3600 \text{ s}$ : voici un résultat possible :



FIGURE 5 – Impact des interactions sur les voinsins d'un site tiré au sort

Des tests préliminaires incluant les flux d'énergie thermique et de vapeur d'eau dénote une augmentation non réaliste de la température et de la vapeur d'eau. Le modèle de précipitation génère des erreurs de calcul avec l'utilisation des données issues des distributions triangulaires. Pour ces raisons, ces notions sont écartées pour la génération des figures présentées ci-après. L'association du tirage au sort de type Monte-Carlo Metropolis et des interactions amène à une situation d'équilibre. En effet, après un certains temps de simulation, l'évolution des quatres différents types de grille tend vers une situation stable. La grille aléatoire conserve un nombre de sites nuageux régulier comme suit :



FIGURE 6 – Situation initiale et finale d'une grille aléatoire Une grille initialement claire évolue vers une situation composée d'un certain nombre de parcelles nuageuses.



FIGURE 7 – Situation initiale et finale d'une grille claire

Pour une grille constituée de groupes de nuages en stries, ceux-ci se décomposent au cours du temps pour parvenir à une situation semblable aux cas précédents.



FIGURE 8 – Évolution d'une grille constituées de nuages en stries Dans le cas où la grille est entièrement nuageuse, le système tend vers la même situation d'équilibre que celle décrite précédemment. Il est important



Afin de déterminer si une des interactions incorporées au modèle prévaut sur les autres et, par extension, de connaître son impact sur T, w et  $N_{CCN}$ responsable de la formation des nuages, on a multiplié le flux correspondant par un facteur aléatoire.

L'intensification des interactions entre parcelles voisines n'a que peu d'effet sur la variation de la valeur moyenne de chaque paramètre. En revanche, l'intensification des flux de Sea Spray Aerosols et du flux de sédimentation augmente et diminue  $N_{CCN,moy}$ . Ce constat est le même lors de l'intensification des flux d'énergie thermique et de vapeur d'eau émis par l'océan respectivement pour  $T_{moy}$  et  $w_{moy}$ .

## Conclusion

Ce stage a permis de construire complétement, depuis le début, un modèle de type Ising, en 2D, capable de simuler avec succès l'évolution d'un champ de nuage, à partir de données. La situation géographique considérée est celle de l'Océan Indien Sud, qui est une zone épargnée par la pollution anthropique et continentale, d'où son intérêt pour la quantification de la composante naturelle du climat.

Le modèle construit, dit IOCIM (Indian Ocean Cloud Ising Model) montre que les champs de nuages aboutissent à une situation stable et désordonnée : un ensemble de sites nuageux sans ordre précis, en première analyse. Cet arrangement semble se produire quelque soit la situation initiale de la couverture nuageuse : ciel clair, couverture nuageuse aléatoire, couverture nuageuse par paquet et ciel totalement couvert.

Plusieurs tests ont aussi été conduits en changeant l'importance des interactions apliquées dans le modèle. On notera qu'elles jouent un rôle important dans le développement du champ nuageux.

Les résultats obtenus encouragent à poursuivre l'analyse de façon plus détaillée. On peut indiquer quelques améliorations à apporter à ce modèle : - prise en compte des échanges d'énergie par radiation (ShortWave, Long-Wave)

- prise en compte des échanges de la convection

- introduction de nouvelles données pour alimenter les paramètres du modèle. C'est ainsi qu'une campagne de mesure dans l'Océan Indien au printemps 2019 jouera un tel rôle.

- Analyse statistique et mathématique des champs de nuages obtenus ( longueur de corrélation, fonction de partition, paramètre d'ordre,...)

## Bibliographie

- Paul Étienne Mallet, Olivier Pujol, Jérôme Brioude, Stéphanie Evan, and Andrew Jensen. Marine aerosol distribution and variability over the pristine southern indian ocean. Atmospheric Environment, 182:17 - 30, 2018.
- [2] E. Schwartz E. R. LewisStephen. Sea Salt Aerosol Production : Mechanisms, Methods, Measurements and Models.
- [3] H.R. Pruppacher Prof. J.D. Klett. Microphysics of Clouds and Precipitation.
- [4] E. Ising. Beitrag zur theorie des ferromagnetismus. Zeitschrift für Physik, 31(1):253–258, 1925.
- [5] W. Krauth. Statistical Mechanics : Algorithms and Computations.
- [6] D. Lederer B. Diu, B. Roulet. *Physique statistique*.
- [7] Lars Onsager. Crystal statistics. i. a two-dimensional model with an order-disorder transition. Phys. Rev., 65 :117-149, 1944.
- [8] C. N. Yang. The spontaneous magnetization of a two-dimensional ising model. *Phys. Rev.*, 85:808–816, Mar 1952.
- [9] Nicholas Metropolis, Arianna W. Rosenbluth, Marshall N. Rosenbluth, Augusta H. Teller, and Edward Teller. Equation of state calculations by fast computing machines. *The Journal of Chemical Physics*, 21(6):1087–1092, 1953.
- [10] Madry William L., Toon Owen B., and O'Dowd C. D. Modeled optical thickness of sea-salt aerosol. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, 116(D8).
- [11] S. Twomey. The nuclei of natural cloud formation part i : The chemical diffusion method and its application to atmospheric nuclei. *Geofisica pura e applicata*, 43(1):227–242, May 1959.
- [12] Frédéric Elie. Les aérosols atmosphériques et leurs influences sur le climat.
- [13] J. Ovadnevaite, A. Manders, G. de Leeuw, D. Ceburnis, C. Monahan, A.-I. Partanen, H. Korhonen, and C. D. O'Dowd. A sea spray aerosol flux parameterization encapsulating wave state. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(4):1837–1852, 2014.
- [14] Mostafa H. Sharqawy, John H. Lienhard V, and Syed M. Zubair. Thermophysical properties of seawater : a review of existing correlations and data. *Desalination and Water Treatment*, 16(1-3):354–380, 2010.
- [15] Stephen M. Saleeby and Susan C. van den Heever. Developments in the csu-rams aerosol model : Emissions, nucleation, regeneration, deposition, and radiation. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 52(12) :2601–2622, 2013.
- [16] B. Sportisse. Pollution atmospherique des processus à la modélisation.
- [17] J. DeCosmo, K. B. Katsaros, S. D. Smith, and R. J. Anderson.