

1.1 Contexte

La région sahélo-saharienne représente la première source mondiale d'émission de poussières minérales. Plus de la moitié des aérosols désertiques présents dans l'atmosphère provient de cette zone (Washington and Todd, 2005; Ginoux et al., 2004). La production de poussières dans cette région est influencée par des facteurs météorologiques (vents forts et faibles précipitations) ainsi que par les caractéristiques de surface telles que la rugosité, l'humidité et la végétation. Ces poussières désertiques sont générées par l'action mécanique du vent, une fois le seuil d'érosion atteint. Lorsque la vitesse du vent dépasse la force de friction nécessaire à la mise en mouvement des grains de sable, ceux-ci commencent par se déplacer horizontalement, puis les particules les plus fines sont entraînées en suspension dans l'atmosphère, formant ainsi des "aérosols désertiques". Une fois émises, ces particules suivent le mouvement des masses d'air dans l'atmosphère et peuvent parcourir de longues distances, sur des périodes allant de quelques heures à plusieurs jours selon les conditions météorologiques (Tegen and Lacis, 1996; Mahowald et al., 1999). Le transport de ces aérosols impacte la qualité de l'air (De Longueville et al., 2010). Il affecte également la météorologie (Rodwell and Jung, 2008) et le climat (Carslaw et al., 2010). Les poussières influencent significativement le climat en modifiant le bilan radiatif de la Terre par diffusion, absorption et émission des radiations solaires et infrarouges terrestres (Sokolik et al., 2001; Tegen, 2003; Konare et al., 2008; Camara et al., 2010).

Localement,
Cela modifie le rayonnement et les
conforment modèles la circulation à grande échelle.
Étant donnée l'importance des poussières désertiques, de nombreux Modèles Climatiques Globaux (GCM : Global Climate Model) utilisés pour étudier les changements climatiques intègrent désormais un module d'émission de poussières pour suivre le transport de ces aérosols et prendre en compte leurs effets (Marsham et al., 2011). Depuis plusieurs années, un travail de développement de modèles intégrant les interactions entre aérosols désertiques et climat est mené en partenariat entre le LMD et le LPAO-SF. Ce travail a été construit autour de plusieurs thèses, notamment celles de Moussa Gueye, Habib Senghor et Bineta Diallo. L'introduction des émissions de poussières désertiques dans le modèle climatique LMDZ, développé au LMD, a été réalisée durant la thèse de Moussa Gueye. Le flux d'émission existant dans le modèle a été par la suite ajusté par Escribano et al. (2016) en couplant LMDZ avec un modèle simplifié d'aérosols (SPLA pour SimPLified Aerosol en anglais) décrit en détail dans Huneeus et al. (2009). Ce dernier a été développé avec pour objectif d'optimiser les émissions globales d'aérosols par assimilation de données. Ces efforts ont permis d'obtenir de bonnes simulations de poussières en saison sèche dans LMDZ (Hourdin et al., 2015). Cela a conduit également à une meilleure représentation des flux

→ jusqu'à l'échelle du globe.

radiatifs de surface (These de B. Diallo). Cette thèse a pour contexte plus spécifiquement la représentation du soulèvement des poussières au Sahel pendant la saison des pluies, au cours de tempêtes de poussières associées aux systèmes convectifs, connues sous le nom de "haboobs".

Les haboobs sont de grandes tempêtes de sable qui surviennent pendant la saison des pluies au Sahel, souvent en amont des systèmes orageux. Ils sont générés par un phénomène météorologique appelé poche froide. Les poches froides se forment par l'évaporation des précipitations sous les cumulonimbus, créant des masses d'air froid. Plus denses que l'air environnant, ces masses s'effondrent et s'étalent horizontalement comme un courant de densité. En s'étalant, les poches froides soulèvent l'air environnant, ce qui peut entraîner la formation de nouvelles colonnes convectives et jouer un rôle crucial dans le maintien des orages. Les vents très forts générés dans le "front de rafales" qui se forme à l'avant de ces courants de densité ~~est~~ ^{sont} responsables du soulèvement de poussières. Ce processus constitue le principal mécanisme de soulèvement de poussières au Sahel durant la saison des pluies (Allen et al., 2015; Caton Harrison et al., 2019). Cependant, la plupart des GCM n'intègrent pas ces émissions de poussières liées aux poches froides en raison de l'absence de paramétrisation pour ces poches et les rafales de vent associées (Roberts et al., 2018; Knippertz and Todd, 2012; Marsham et al., 2011). Par conséquent, ces modèles sous-estiment les quantités de poussières émises lors des journées d'activité convective (Marsham et al., 2011). Ceci pourrait entraîner une mauvaise estimation des concentrations de poussières durant la saison des pluies. Des recherches récentes indiquent que la mauvaise estimation des émissions de poussières par les modèles climatiques peut biaiser les projections de changement climatique ainsi que les évaluations de la sensibilité climatique (Kok et al., 2023).

Ces dernières années, plusieurs paramétrisations ~~s~~ ont été développées pour intégrer les rafales de vent liées à la convection profonde dans les modèles climatiques. Par exemple, Jabouille et al. (1996) ont proposé d'estimer l'intensité des rafales à partir des paramètres caractérisant la convection, telles que les précipitations et les flux de masse convectifs. De leur côté, Redelsperger et al. (2000) ont établi une approche similaire, fondée sur le taux de précipitations et les flux masses convectifs ascendant et descendant. Cakmur et al. (2004) ont, quant à eux, développé une distribution de probabilité du vent sous-maille basée sur le flux de masse associé aux courants descendants. D'autres études ont élaboré un modèle de rafales de vent utilisant le flux de masse des schémas convectifs qui se répartissent radialement dans une poche

Il faut reciter ce au moment où on parle de notre modèle de poches cylindriques & ce n'est pas déjà fait.

cylindrique (Pantillon et al., 2015). Toutes ces paramétrisations reposent sur le flux de masse convectif issu du GCM, où la convection est elle-même paramétrée. La représentation des haboobs va donc dépendre de la capacité de ces paramétrisations à bien reproduire la convection.

Dans le modèle LMDZ, un effort a été réalisé pour améliorer la représentation de la convection, notamment grâce à la paramétrisation des poches froides développée par Grandpeix and Lafore (2010). Ce schéma a permis une nette amélioration de la convection dans LMDZ, en particulier la représentation du cycle diurne des précipitations sur continent (Rio et al., 2009). Le modèle repose sur une population de poches froides, supposées circulaires et identiques, qui se refroidissent sous l'effet de l'évaporation des précipitations dans les courants descendants convectifs. Dans la version du modèle disponible au début de cette thèse, le nombre de poches présentes dans une maille est fixé arbitrairement, tandis que leur fraction surfacique évolue dans la maille en fonction de leur vitesse d'étalement. Cette paramétrisation ne prenait pas en compte jusqu'à présent les rafales de vent engendrées par l'étalement de ces poches froides.

1.2 Objectifs de la thèse

Si on veut que les projections climatiques soient utilisées de façon pertinente pour éclairer les réponses à apporter aux conséquences régionales du réchauffement global, il est important de prioriser le développement et l'amélioration des modèles. Cette thèse, porte sur la modélisation des poches froides et du soulèvement de poussières associé à leur propagation et s'inscrit dans cet objectif général. Elle vise principalement à améliorer la représentation des poussières désertiques dans les modèles climatiques. Pour mener à bien cette étude, nous l'avons structurée en trois parties : dans un premier temps, nous évaluons et améliorons la paramétrisation des poches froides dans le modèle LMDZ, car, bien que cette paramétrisation ait permis une meilleure représentation de la convection, elle n'a jamais été évaluée finement. Ce travail est important car ce modèle sera couplé au module de distribution du vent en surface, incluant les rafales générées par les poches froides, qui sera développé dans la deuxième partie de la thèse. Enfin, la troisième partie s'attache à tester la capacité du modèle de rafales de vent à simuler le soulèvement de poussières, notamment en saison des pluies.

Cette thèse offre également l'opportunité de tester et valider une nouvelle paramétrisation de la dynamique de population des poches froides, développé par Jean-Yves

Grandpeix, en utilisant le cadre d'évaluation des poches mis en place dans la première partie. Cette paramétrisation permet de calculer l'évolution de la densité des poches, qui était imposée. Cette dernière partie est présentée en annexe.

1.3 Organisation de la thèse

Après le chapitre introductif, le **chapitre 2** expose les grands facteurs qui régissent le soulèvement et le transport des poussières pendant la saison des pluies au Sahel. Dans la première section, nous proposons une revue générale de la dynamique atmosphérique en été au Sahel, afin d'illustrer les différents phénomènes qui interagissent pour créer des conditions propices à la convection profonde. Les sections suivantes discutent plus en détails les phénomènes de convection profonde et des poches froides. Ce chapitre propose une revue bibliographique sur le soulèvement des poussières, en abordant les principales zones sources et les facteurs météorologiques susceptibles de les activer, avec un accent particulier sur le rôle des poches froides dans ce processus.

Le **chapitre 3** est dédié à la présentation des outils utilisés dans le cadre des travaux de cette thèse. Nous débutons par une description du modèle climatique LMDZ, suivi d'une discussion sur les simulations de référence, les Large Eddy Simulations (LES), qui ont servi de base pour l'évaluation du modèle de poches et le développement de la paramétrisation des rafales. Nous présentons également "HighTune Explorer", un outil de calibration semi-automatique des paramètres libres des modèles. Ensuite, nous présentons le modèle LMDZ-SPLA et profitons de cette section pour faire un état de l'art sur la modélisation du soulèvement des poussières. Enfin, nous décrivons les données d'observation employées dans cette thèse pour évaluer nos simulations de poussières.

Dans le **chapitre 4**, nous présentons plus en détail le modèle de poches froides intégré dans LMDZ. Nous procédons ensuite à son évaluation en nous appuyant sur les LES, avant d'apporter des améliorations. L'outil HighTune Explorer est utilisé pour calibrer les paramètres associés au modèle de poches froides.

Dans le **chapitre 5**, nous développons une paramétrisation des rafales de vent associées à l'étalement des poches froides. Ce modèle, qui décrit uniquement la distribution du vent de surface à l'intérieur des poches, est ensuite combiné à un autre modèle représentant la distribution du vent en dehors des poches (Sima et al. en pré-

paration), tenant compte des rafales générées par les thermiques. L'ensemble fournit une distribution complète du vent de surface dans la maille et est testé et validé dans la version uni-colonne de LMDZ. A nouveau, l'outil "HighTune explorer" est utilisé pour la calibration des paramètres de ce nouveau modèle.

Dans le **chapitre 6**, nous présentons nos simulations de poussières visant à évaluer l'impact du modèle de distribution du vent sur le soulèvement des poussières dans LMDZ. Après avoir décrit les simulations, l'analyse se focalise sur la saison des pluies afin d'examiner le comportement du schéma de rafales durant les épisodes convectifs et non convectifs. Nous présentons ensuite le cycle saisonnier des poussières, avant de procéder à la validation des simulations à l'aide d'observations issues de trois stations sahéliennes.

Le **chapitre 7** présente enfin les conclusions générales et les perspectives de ce travail.

En **Annexe**, nous présentons la paramétrisation de la dynamique des populations de poches froides. Nous discutons également, ici, les résultats des tests effectués avec la version unicolonne du modèle LMDZ, ainsi que les validations réalisées à partir des LES.

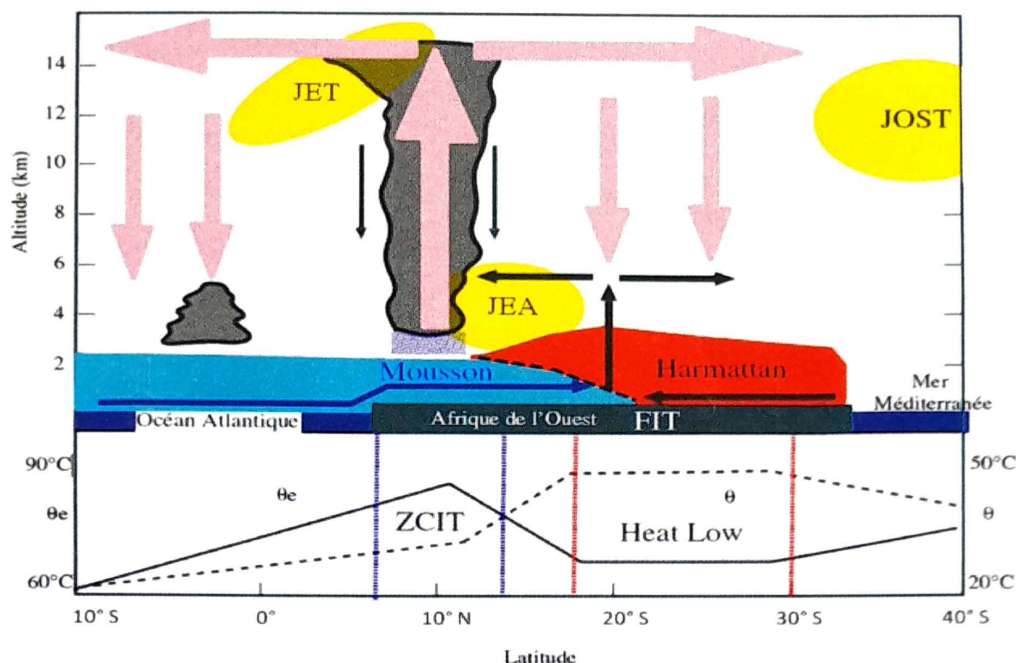


FIGURE 2.1 – Schéma conceptuel de la MAO selon une coupe moyenne zonale et profils méridiens de température potentielle et température potentielle équivalente et dans la couche limite (Peyrille, 2006)

lors de son passage au-dessus des régions maritimes, sous l'effet des hautes pressions exercées par l'anticyclone de Sainte-Hélène. Ce courant humide progresse vers le Nord et atteint son intensité maximale pendant l'été boréal, lorsque le gradient thermique entre les eaux du golfe de Guinée et les terres sahariennes devient particulièrement marqué. D'après Sultan and Janicot (2000), les précipitations au Sahel sont contrôlées par l'advection de l'humidité provenant du Golf de Guinée.

2.2.3 Le Front Intertropical (FIT)

Le Front Intertropical correspond à la zone de convergence en basses couches ~~formée par l'interaction~~ entre le flux de mousson, intense et chargé d'humidité, et le flux d'harmattan, plus sec et moins puissant. En été, il se situe généralement entre les latitudes 10° et 20°N, tandis qu'en hiver, sa position se déplace entre 0° et 10°N (Stuut et al., 2005). Cette zone est caractérisée par un fort cisaillement horizontal et vertical entre les deux flux (Bou Karam et al., 2008).

2.2.4 Jet d'Est Africain (JEA)

Le JEA, observé pendant l'été boréal dans la moyenne troposphère, entre 500 et 700 hPa, a son cœur situé autour de 15°N. Il s'étend du Tchad jusqu'au Cap-

Vert, avec des vitesses maximales atteignant environ 15 m/s. Sa formation résulte du fort gradient thermique dans les basses couches entre le Sahara et le golfe de Guinée, ainsi que de l'inversion de ce gradient méridien en altitude. Le JEA joue un rôle crucial dans la convection au Sahel. Cadet and Nnoli (1987) ont démontré que le JEA transporte l'humidité au-dessus des régions sahéliennes. ~~Par ailleurs, le cisaillement vertical du vent entre le niveau du jet et le flux de mousson pourrait expliquer l'organisation nocturne de la convection profonde et la formation des lignes de grains (Houze Jr and Betts, 1981; Lafore and Moncrieff, 1989).~~

2.2.5 Jet d'Ouest Sub-Tropical (JOST)

Le JOST constitue la composante zonale d'ouest de la branche divergente de la cellule de Hadley. Situé dans les couches supérieures de la troposphère, il peut atteindre des vitesses de 30 à 40 m/s et se positionne autour de 30°N de latitude durant la période de mousson. Son intensité est directement liée à celle de la cellule de Hadley qui le soutient. Par conséquent, le JOST est plus puissant dans l'hémisphère hivernal que dans l'hémisphère estival.

2.2.6 Jet d'Est Tropical (JET)

Le JET s'étend de l'Asie à l'Atlantique et trouve son origine dans les contrastes thermiques marqués en Asie du Sud-Est, entre les massifs montagneux du Tibet et les zones océaniques plus fraîches proches de l'équateur. En Afrique de l'Ouest, il est localisé entre 100 et 200 hPa, autour de 10°N, avec une vitesse maximale atteignant environ 20 m/s.

2.2.7 Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT)

L'installation de la ZCIT au-dessus du Sahel, dès le mois de juin, marque le début de la saison des pluies dans cette région (Sultan and Janicot, 2000; Le Barbé et al., 2002). Dans cette zone, on observe des maxima de rayonnement infrarouge, de conduction thermique et d'évaporation. L'atmosphère située au-dessus de la ZCIT présente une instabilité conditionnelle, permettant à l'air humide en provenance du Sud de s'élever verticalement jusqu'à atteindre son niveau de condensation. ~~Ce mouvement ascendant est favorisé par des mécanismes dynamiques ou thermiques.~~ Ce processus entraîne l'apparition de la convection profonde, caractérisée par des nuages très épais, un phénomène que nous discuterons plus en détail dans un paragraphe ultérieur.

ne dit rien. Trop vague

Il faut toujours être très précis dans la description de ce qu'on montre.

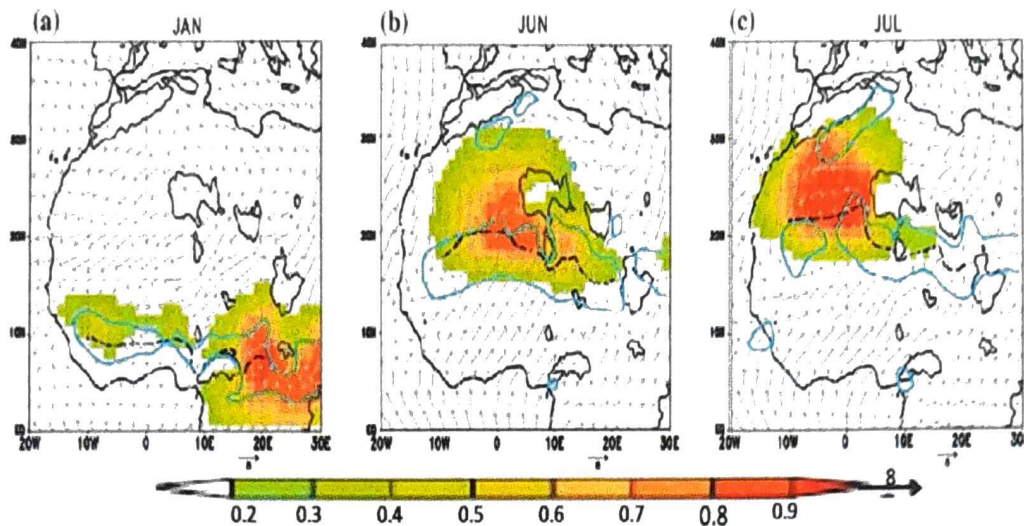


FIGURE 2.2 – Fréquence d'occurrence de la dépression thermique (couleur), vent à 925 hPa (contour bleu), Front Intertropical (ligne noire pointillée, correspondant à la position minimum du géopotential à 925 hPa entre 0°N et 28°N) et reliefs supérieurs à 925 hPa (contour gris) pour les mois janvier (a), juin (b) et juillet (Lavaysse et al., 2009).

C'est quoi l'origine des données montrées : des réanalyses ? des obs ? de simulations ?

2.2.8 La dépression thermique saharienne

En été, au nord du FIT, la région saharienne subit un réchauffement constant qui se transmet à l'air en surface par le biais de la turbulence. Cet air chaud, en s'élevant, génère dans la basse troposphère une zone de basse pression bien marquée, connue sous le nom de dépression thermique (Heat Low). Au début de l'été, elle est localisée au sud du Hoggar, avant de se déplacer rapidement vers l'ouest en juillet, s'étendant entre l'Atlas et le Hoggar, comme le montre la figure 2.2 (Lavaysse et al., 2009). En hiver, cette dépression thermique se positionne au-dessus de la République centrafricaine (Fig. 2.2). Ce phénomène peut provoquer des émissions de poussières au Sahel (Kocha et al., 2012).

quelles années ?

2.3 La convection profonde

La convection profonde se caractérise par la formation de cumulonimbus, dont l'extension verticale peut atteindre 14 à 16 km sous les tropiques. Ce phénomène météorologique, particulièrement violent, s'accompagne fréquemment de tonnerre, de grêle, d'éclairs et de précipitations intenses. Il se produit principalement pendant la saison de la mousson, en raison de l'instabilité de l'atmosphère et de l'abondante humidité présente. En effet, l'humidité transportée dans les basses couches par le flux

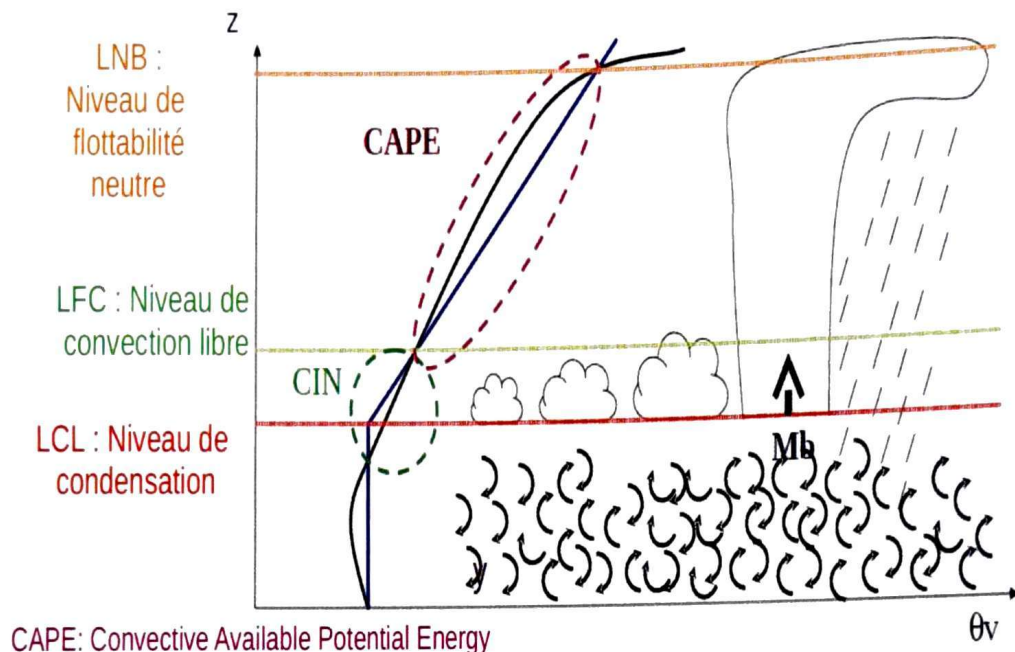


FIGURE 2.3 – Processus conduisant au déclenchement de la convection profonde (Rio, 2023 communication orale)

de mousson, combinée au chauffage solaire, génère des courants ascendants chauds et saturés en vapeur d'eau. Ces masses d'air ascendant disposent souvent d'une énergie suffisante pour dépasser la barrière énergétique appelée inhibition convective (CIN : Convective Inhibition). Une fois cette barrière franchie, elles atteignent le niveau de convection libre (LFC : Level of Free Convection), à partir duquel elles peuvent s'élever librement dans l'atmosphère. Durant leur ascension, ces particules libèrent une énergie potentielle, connue sous le nom de CAPE (Convective Available Potential Energy). Cette énergie détermine le potentiel orageux dans l'atmosphère. La figure 2.3 illustre le processus conduisant au déclenchement de la convection profonde.

Au Sahel, la convection profonde ne se manifeste pas en continu durant la saison de mousson (Janicot et al., 2008), mais chaque événement engendre des précipitations très abondantes. Parmi ces événements, on distingue les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS), composés de groupes de cumulonimbus connectés par une zone stratiforme commune. Les MCS, qui contribuent jusqu'à 90% des précipitations au Sahel (D'amato and Lebel, 1998; Mohr, 2004), apparaissent généralement sous forme de lignes de grains (Mathon and Laurent, 2001). Ces structures, typiques des régions tropicales, peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres, avec une durée de vie moyenne de 12 à 36 heures. Elles se déplacent souvent plus vite que le flux moyen, à des vitesses de 10 à 20 m.s^{-1} (Lilly, 1979). La figure 2.4 schématise la

précipitations. Ces poches jouent un rôle essentiel sur la convection et contribuent au soulèvement des poussières au Sahel.

Le cycle diurne de la convection profonde au Sahel est généralement caractérisé par un déclenchement qui se produit exclusivement en fin d'après-midi (Bouniol et al., 2012), avec un maximum de précipitations observé durant la nuit (McGarry and Reed, 1978), pouvant souvent persister jusqu'au petit matin.

2.4 Les poches froides

2.4.1 Processus de formation des poches

Le processus de formation des poches froides a été détaillé dans plusieurs études (Parker, 1996; Grandpeix and Lafore, 2010; Lothon et al., 2011). Comme on l'a vu plus haut, les poches froides apparaissent en lien avec des événements de convection profonde (Zuidema et al., 2017). Elles se forment sous les cumulonimbus par l'évaporation des précipitations. Ce processus fonctionne comme suit : lorsque la convection se développe, des précipitations se forment. Si l'air sous les nuages n'est pas saturé en vapeur d'eau, une partie des gouttes s'évapore avant de toucher le sol. Cette évaporation, qui convertit le liquide en vapeur, absorbe de l'énergie et refroidit l'air environnant, créant ainsi des poches d'air froid sous les nuages. Ces masses d'air froid, moins flottantes que l'air plus chaud environnant, subissent une poussée d'Archimède descendante qui les fait s'effondrer. Une fois au sol, elles s'étalent horizontalement sous la forme de courants de densité. Ces masses d'air froid apparaissant près de la surface lors des épisodes convectifs sont appelées poches froides ou courants de densité. La figure 2.5 présente un schéma conceptuel d'un courant de densité associé à un système convectif isolé. La propagation des poches froides au sol crée un front de rafales à l'avant des systèmes convectifs, généralement situé au bord d'attaque du courant de densité. Ce front emporte souvent des débris et des insectes, et il est détectable par radar Doppler (Wakimoto, 1982). La partie la plus épaisse constitue la « tête » du courant de densité, séparée de l'air chaud et sec par une enveloppe, sous laquelle des mouvements turbulents se produisent. La forme de l'étalement d'un courant de densité dépend de l'intensité du cisaillement du vent : en présence d'un fort cisaillement vertical, le courant prend une forme dissymétrique (elliptique), tandis qu'en l'absence de cisaillement, il conserve une forme symétrique (circulaire). Les fronts de rafales se déplacent à des vitesses allant de 5 à 20 m/s. La hauteur du courant de densité correspond généralement à peu près à l'altitude

ajouter un bon paragraphe
→ Trop schématique. Il y a aussi le fait que les orages naissent le soir sur les reliefs et se propagent dans la nuit

En plus c'est important de garder en tête et discuter que l'absence de paramétrisation de la propagation est une limitation de la représentation des poches qui ne sera pas levée par cette thèse

→ Même en l'absence de soulèvement de poussières,

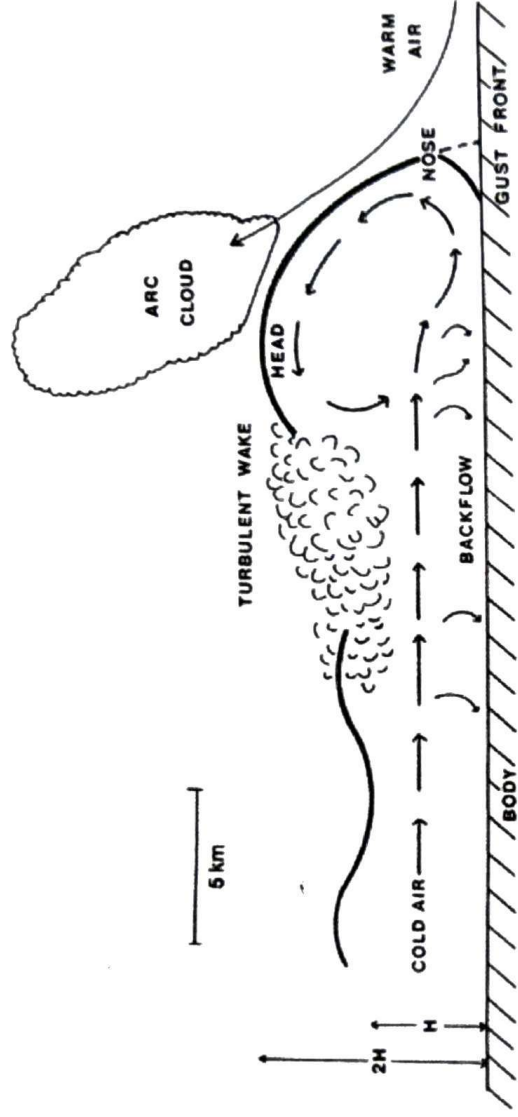


FIGURE 2.5 – Schéma conceptuel de la structure verticale d'une cellule convective associée à un front de rafale (Goff, 1976)

de la base du nuage. La température dans la poche froide est inférieure à celle de l'environnement, avec des écarts de -1 à -3 K au-dessus de l'océan et de -5 à -10 K au-dessus des terres, selon l'intensité de la convection.

→ Tu ne parles pas des poches créées na ligne d'absence
de pluie au sol. Ajoute un gros paragraphe.

2.4.2 Caractérisations et détections des poches

Caractérisations a bizarre et inutile d'avoir deux sous
titres car ce sont pendant exactement eux

Les caractéristiques des poches froides ont été étudiées à la fois par observation et par modélisation. Leur apparition est marquée par une chute soudaine de la température, une hausse du point de rosée et une accélération du vent (Knipfenz et al., 2007; Miller et al., 2008). Lors d'observations faites durant la campagne AMMA, Provod et al. (2016) ont montré qu'au Sahel, le passage des poches froides est associé à des baisses de température de 2 à 14°C, une augmentation de pression de 0 à 8 hPa et des rafales de vent de 3 à 22 m/s. Ces résultats concordent avec ceux de Senghor et al. (2021), qui ont observé une chute brutale de la température de surface de 9°C et une forte accélération des vents au Sénégal lors d'un passage d'une poche froide en juin 2018. De même, Allen et al. (2015) ont détecté le passage d'une poche froide à Bordj-Badj Mokhtar dans le sud de l'Algérie en observant des variations soudaines de la vitesse du vent à 10 m. D'autres études indiquent que le passage d'un courant de densité se caractérise généralement par une chute rapide de température, une hausse de pression, des vents forts et un changement dans la

d'air chaud le long des fronts de rafales (Weaver and Nelson, 1982), et un mécanisme thermodynamique, où l'accumulation d'humidité sur ces fronts fournit la flottabilité nécessaire pour initier la convection (Tompkins, 2001; Zuidema et al., 2017) ont montré que les poches froides déclenchent plus efficacement la convection lorsque la basse troposphère est humide et les couches supérieures sont sèches. Les collisions entre poches froides jouent un rôle clé dans la formation de nouvelles cellules convectives. Par exemple, Weaver and Nelson (1982) ont été parmi les premiers à observer que les zones de collision entre les poches froides correspondent à celles où de nouvelles cellules convectives émergent. Cette observation a été confirmée par les travaux de Droegemeier and Wilhelmson (1985), qui ont démontré que les collisions des poches engendrent des anomalies de pression positive dans les têtes des poches froides, favorisant la création de gradients de pression verticaux capables d'accélérer les particules jusqu'à leur niveau de convection libre. Plus récemment, Haerter and Schlemmer (2018); Torri and Kuang (2019) ont réaffirmé que la collision entre poches froides constitue le principal mécanisme déclenchant la formation de nouvelles cellules convectives.

Les poches froides jouent également un rôle clé dans la transition de la convection peu profonde à profonde (Khairoutdinov and Randall, 2006; Zhang and Klein, 2010) et dans le cycle de vie des lignes de grains et autres systèmes convectifs à mésoéchelle (MCS) (Rotunno et al., 1988; Schlemmer and Hohenegger, 2014). Dans les systèmes organisés comme les lignes de grains, elles génèrent continuellement de nouvelles colonnes convectives à l'avant du système pendant que les anciennes se dissipent à l'arrière (Rotunno et al., 1988; Weisman and Rotunno, 2004). Maurer et al. (2017) ont montré, grâce à un suivi des MCS au Sahel, que la convergence causée par les fronts de rafales des poches froides à l'avant du système est à l'origine de nombreuses initiations convectives, soulignant leur rôle crucial dans le maintien et la propagation des systèmes convectifs. Les poches froides participent également ~~à~~ l'organisation de la convection profonde. Par exemple, en s'appuyant sur une approche numérique, Tang et al. (2024) ont analysé l'influence des poches froides sur l'organisation de la convection au cours de l'Oscillation Madden-Julian (MJO : Madden-Julian Oscillation). Leurs résultats indiquent que les poches froides tendent à être plus étendus et à persister plus longtemps durant les phases matures de la MJO, probablement en raison de flux de chaleur latente de surface environnementaux réduits et de courants descendants plus intenses. ~~Ces phénomènes entraînent la formation d'anneaux humides sur les bords des poches froides, favorisant l'émergence de noyaux plus convectifs et renforçant ainsi le degré d'organisation convective.~~

→ Les poches froides

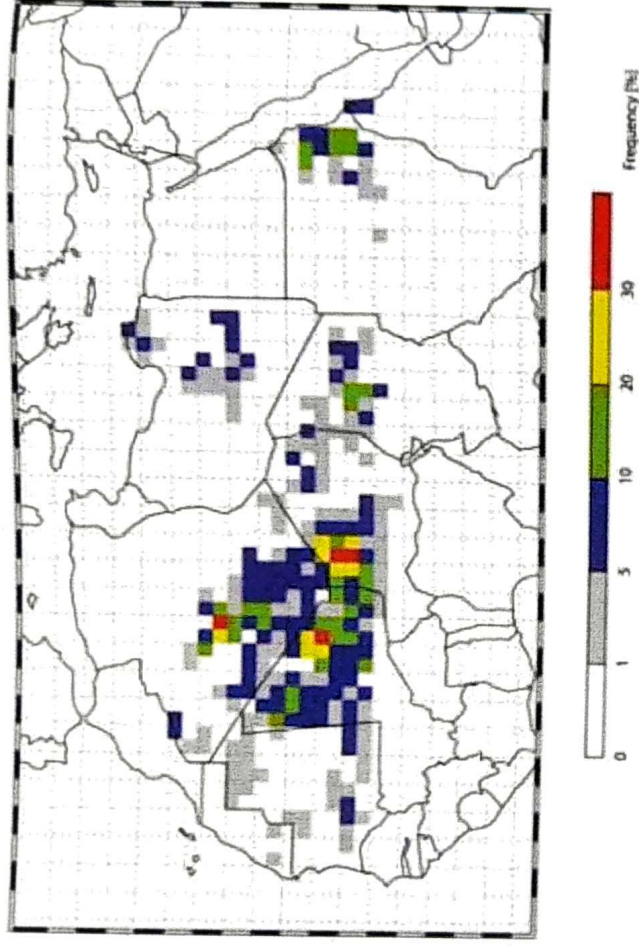
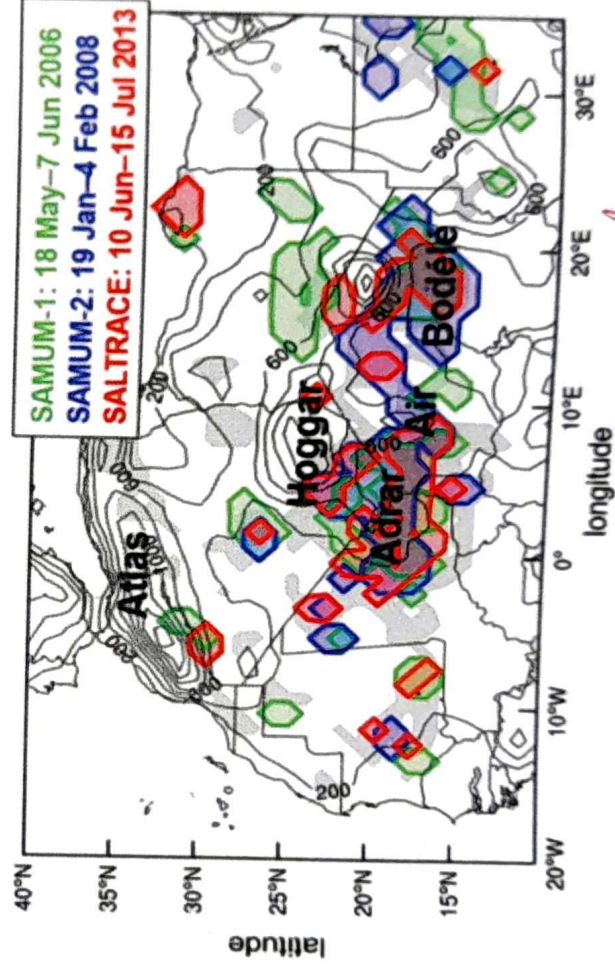


FIGURE 2.7 – Moyenne mensuelle d'activation des zones sources de poussières en Afrique de l'Ouest pour le mois de juillet 2006 (Schepanski et al., 2007)

Que les données à l'origine de cette carte



le campagne?

FIGURE 2.8 – Régions des sources de poussières les plus actives pendant SALTRACE (contours rouges), SAMUM-1 (contours verts) et SAMUM-2 (contours bleus). Les zones grisées indiquent toutes les régions sources actives pendant SALTRACE, indépendamment de leur intensité d'émission et de leur fréquence d'activation. Les courbes de niveau pleines représentent l'orographie et de leur fréquence d'activation. Les du niveau de la mer) indiquées (Weinzierl et al., 2017).

a) **L'oscillation Nord Atlantique (NAO)** : la NAO est un phénomène touchant le système climatique au nord de l'océan atlantique. Son indice, particulièrement marqué en hiver, est calculé à partir de la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. De nombreuses études ont montré l'impact de la NAO sur les émissions de poussières en Afrique de l'Ouest. Par exemple, Hurrell (1995) indiquent que les phases de la NAO influencent la variabilité des émissions de poussières sahariennes, avec des émissions plus importantes durant la phase positive (Moulin et al., 1997; Chiapello and Moulin, 2002; Ginoux et al., 2004). Certaines recherches suggèrent que la production de poussières hivernales en Afrique de l'Ouest serait liée à l'intensité et à la position de l'anticyclone des Açores, un élément clé de la NAO (Chiapello and Moulin, 2002). Jenkins and Gueye (2018) ont récemment étudié les tendances décennales des concentrations de poussières en Afrique de l'Ouest, couvrant la période allant du milieu du XX siècle au début du XXI siècle. Ils ont constaté que les concentrations annuelles étaient plus faibles avant 1970 et après 2000, mais plus élevées entre ces deux périodes. Ces variations sont en parties attribuées aux phases positive et négative de la NAO. Selon eux, la phase positive de la NAO, caractérisée par un anticyclone des Açores renforcé, est associée à un renforcement du vent de surface en Afrique du Nord, ce qui pourrait activer les sources de poussières

b) **L'harmattan** : le Sahel est influencé par le régime de l'harmattan tout au long de l'année, mais son impact est particulièrement marqué en hiver par rapport à l'été, comme mentionné précédemment, en raison de son intensification durant cette période. Cette accélération hivernale est associée à des émissions significatives de poussières en Afrique de l'Ouest. Par exemple, Léon et al. (2009) montrent que les premiers grands événements de poussières en surface en Afrique de l'Ouest se produisent en janvier, en phase avec l'accélération de l'harmattan, pour atteindre ses concentrations maximales en Mars (Marticorena et al., 2010). Des études révèlent qu'en hiver, le courant de l'harmattan transporte par intermittence de grandes quantités de poussières minérales depuis le bassin du Tchad vers le Sahel (Schwan-ghart and Schütt, 2008). Fiedler et al. (2015) ont étudié l'importance des poussées d'harmattan dans l'émission d'aérosols de poussières nord-africaines. Leur résultat estiment qu'environ un tiers de la masse totale des émissions est associée à l'harmattan en saison ~~des~~ sèches.

Les phénomènes locaux

bizarre : ils se produisent
en janvier mais sont maximum
en mars ?

Ils commencent en janvier
se 21 produisent et partent du mois
de janvier ?

de couple

a) Les Jets de basses couches (Low Level Jet ou LLJs) : les jets de basses couches (LLJs) se forment par un phénomène appelé oscillation d'inertie (Blackadar, 1957). Après le coucher du soleil, par temps clair et calme, le sol se refroidit rapidement, ce qui crée une couche d'inversion nocturne. Cette couche ~~separe~~ la surface ~~de~~ ~~sol~~ des masses d'air situées au-dessus, éliminant l'effet de la friction de la surface sur ces dernières. Dès lors, les masses d'air ne sont influencées que par le gradient de pression et la force de Coriolis, ce qui provoque un déséquilibre. Ce déséquilibre entraîne des oscillations ~~autour~~ ^{du vent} du vent géostrophique, formant ainsi les LLJs au sommet de la couche d'inversion (Blackadar, 1957; Hoxit, 1975). Les vitesses de vents associées aux LLJs sont de l'ordre 20 m/s (Banta et al., 2006). Au lever du soleil, le réchauffement du sol supprime la couche d'inversion, et le mélange turbulent dans la couche limite fait descendre les vents forts du jet vers la surface. Cela provoque une augmentation soudaine de la vitesse du vent au sol, favorisant ainsi le soulèvement de poussières durant les premières heures de la matinée (Todd et al., 2007; Hourdin et al., 2015). Washington and Todd (2005) ont montré que l'intensification des émissions de poussières au niveau de la dépression de Bodélé en hiver est principalement liée à la forte fréquence des jets de basses couches (LLJs) au-dessus de cette région durant cette période. En effet, bien que les LLJs soient présents toute l'année au-dessus du continent africain, leur fréquence est plus élevée en hiver qu'en été, atteignant jusqu'à 80% au-dessus de la dépression de Bodélé (Bou Karam et al., 2008). Ce phénomène est responsable d'environ 65% des soulèvements de poussières en Afrique de l'ouest pendant la saison sèche (Schepanski et al., 2007) et d'environ 40% durant la saison des pluies (Heinold et al., 2013).

b) Les poches froides ou courant de densité : Ce mécanisme de soulèvement, qui constitue le cœur de cette étude, est décrit plus en détail dans la section suivante.

2.6 Rôle des poches sur le soulèvement de poussières

2.6.1 Les haboobs

Comme on l'a dit plus haut, les poches, plus froides et denses que leur environnement, s'effondrent en accélérant près de la surface, ce qui génère un front de rafales à l'avant du système. Ce front, généralement situé au niveau du bord d'attaque de la poche, s'accompagne de vents puissants responsables des impressionnants murs de sable souvent observés au Sahel avant l'arrivée des orages. Ces émissions



FIGURE 2.9 – Photo d'un événement de haboobs prise au Mali en Aout 2004 par Francoise GUICHARD et Laurent KERGOAT.

de poussières liées à l'effondrement des poches froides sont appelées haboobs. La figure 2.9 illustre un événement de haboobs qui s'est déroulé au Mali en été 2004. Les haboobs peuvent se manifester à diverses échelles spatiales et temporelles : des systèmes convectifs de méso-échelle peuvent produire des haboobs de longue durée (Roberts and Knippertz, 2014), tandis que de petits courants descendants intenses, appelés microrafales (Fujita, 1990), génèrent des haboobs de courte durée (Miller et al., 2008). La hauteur des haboobs varie de 0.5 km à l'arrière de la tête jusqu'à environ 2 km le long du front d'attaque (Solomos et al., 2012; Evan et al., 2022). Solomos et al. (2012) notent que les haboobs peuvent s'étendre horizontalement sur des centaines de kilomètres, avec une durée de vie allant de 2 à 12 heures selon leur taille. Leur front de propagation prend en général une forme arquée, liée à la forme ~~cyclique~~ des poches froides.

Des haboobs ont été observés dans toutes les principales zones émettrices de poussières minérales du monde (Knippertz and Stuut, 2014), notamment dans les déserts du Taklamakan et de Gobi en Chine (Takemi, 1999), en Australie (Strong et al., 2011) et dans le sud des États-Unis (Chen and Fryrear, 2002). Au Sahara, Knippertz et al. (2007); Emmel et al. (2010) ont étudié ces phénomènes dans le nord, tandis que Bou Karam et al. (2008) et Knippertz and Todd (2010) ont couvert la région sud, Marsham et al. (2008) la partie occidentale, et Marsham et al. (2013);

ainsi qu'

et

Allen et al. (2013) le Sahara central. Au Sahel, les haboobs sont liés aux passages des lignes de grains dans la région (Sutton, 1925) et se produisent principalement entre la fin d'après-midi et l'aube, en raison du cycle diurne de la convection profonde (Emmel et al., 2010). Ils représentent ~~environ~~ plus de 50 % des émissions de poussières au Sahel durant la saison des pluies (Heinold et al., 2008; Allen et al., 2013). Selon l'intensité et la durée de ces événements, les poussières soulevées peuvent être transportées de l'Afrique vers l'Europe (Dhital et al., 2021; Orza et al., 2020) ou vers l'océan Atlantique tropical (Dhital et al., 2020). Les haboobs parcourent souvent des distances de plus de 300 km, avec une préférence de propagation vers le nord-ouest (Caton Harrison et al., 2021). Des études de modélisation indiquent une fréquence accrue des haboobs au sud du Sahara, autour de 18 degrés de latitude, là où le flux de mousson apporte le maximum d'humidité pour déclencher la convection (Pantillon et al., 2015). En se basant sur des observations, Caton Harrison et al. (2021) montrent également une fréquence élevée de haboobs au nord du Mali, à l'est de la Mauritanie, à la frontière algérienne et dans la région des frontières du Mali, du Niger et de l'Algérie.

probablement
(tu dis plus loin :
reste debout)

2.6.2 Impacts des haboobs

là aussi il pourrait y avoir
un paragraphe sur les haboobs sans
pluie ni les existes

Les « haboobs » sont des phénomènes violents et dangereux ayant des impacts majeurs sur les conditions météorologiques et les activités humaines. Ils peuvent entraîner une chute brutale de la visibilité (Chen and Fryrear, 2002; Leys et al., 2011), dégrader la qualité de l'air et contribuer de manière significative aux bilans régionaux de poussières et de rayonnement (Bukowski and van den Heever, 2021). Song et al. (2007) ont mis en évidence que les grandes quantités de poussière transportées réduisent la visibilité à moins de 1 km, augmentant ainsi le risque d'accidents routiers. La figure 2.10 illustre un événement de poussière à Dakar en 2020, qui a provoqué une visibilité très réduite dans toute la région. Des études ont confirmé que les tempêtes de poussière, qui surviennent principalement durant la saison de mousson au Sahara occidental, peuvent entraîner des accidents de transport pour les civils et militaires (Taheri et al., 2020). Lors d'un haboob en juin 2018 en Afrique de l'Ouest, des dégâts importants ont été observés au Sénégal, notamment des pertes de bétail et des dommages matériels dans le nord du pays ainsi qu'à l'Aéroport International Blaise Diagne (AIBD). Senghor et al. (2021) ont également montré que les émissions de poussière et la forte intensité des vents associés à cet haboob ont causé des dommages considérables aux avions de la compagnie Transair à l'aéroport de Dakar. Dans une analyse approfondie de cet événement, Senghor et al. (2023) ont noté que les fortes concentrations de poussières soulevées ont eu un impact si-

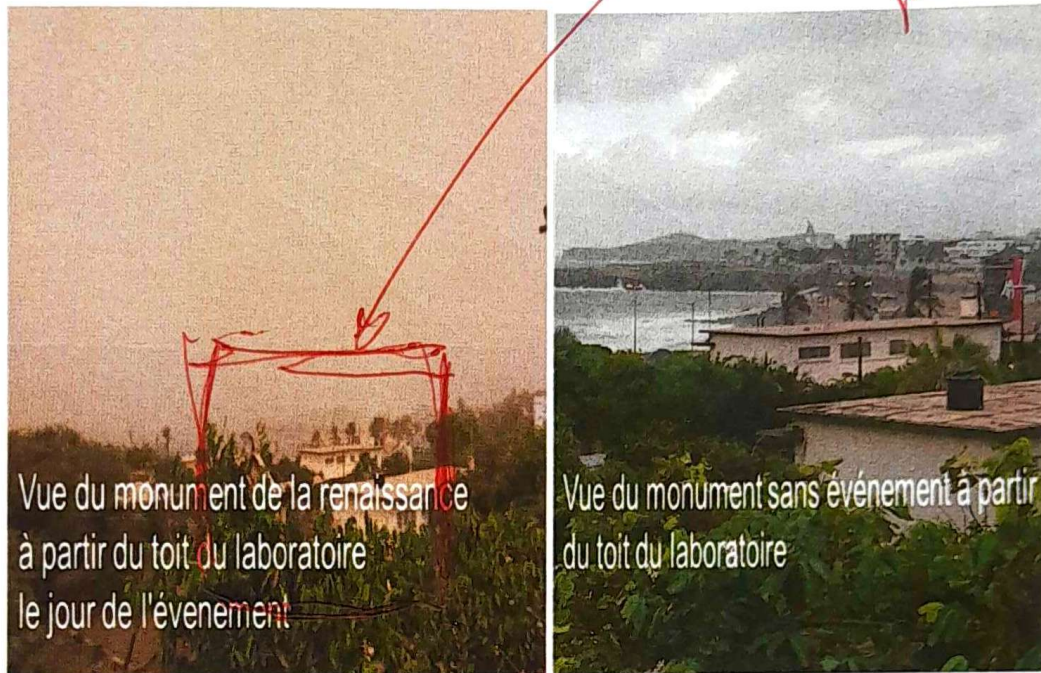


FIGURE 2.10 – Vu du monument de la renaissance à partir du toit du LPAO-SF.

gnificatif sur la température de surface. Ces résultats sont cohérents avec ceux de Bukowski and van den Heever (2021), qui montrent que la poussière soulevée lors d'un haboob peut réduire la température dans les poches froides en diffusant le rayonnement solaire à ondes courtes. Bukowski and van den Heever (2021) ont utilisé le modèle WRF-Chem pour explorer les rétroactions entre les propriétés des poches froides et les particules de poussière en suspension à différents moments de la journée : en journée (ondes courtes), au crépuscule (ondes courtes basses) et la nuit (ondes longues). Leurs résultats révèlent que la diffusion par la poussière du rayonnement à ondes courtes durant la journée rend les poches plus froides, plus poussiéreuses et plus rapides. Au crépuscule, l'effet du rayonnement solaire diminue tandis que l'absorption par la poussière du rayonnement infrarouge thermique génère des courants de densité plus chauds et plus lents. La nuit, l'absorption de la poussière réchauffe la poche, mais les rafales s'intensifient dans les couches de surface plus stables, augmentant les émissions de poussière. Cependant, en raison de la difficulté des satellites à détecter ces systèmes sous les nuages convectifs et des défis liés à la distinction de ces événements, la contribution des haboobs aux émissions globales de poussière reste largement débattue.

ce sera bien de dire à la fin qu'en ne prend pas ça en compte

3.1 Introduction

Ce chapitre présente les outils utilisés pour la réalisation de ces travaux de thèse. Nous commençons par décrire le modèle climatique LMDZ, sa version uni-colonne, ainsi que ses paramétrisations, en mettant particulièrement l'accent sur celles liées à la convection (peu profonde et profonde). La section suivante est consacrée aux simulations de grands tourbillons (LES), suivie de la présentation de l'outil de calibration HighTune Explorer. Nous poursuivons avec la description de LMDZ-SPLA et en profitons pour faire un rappel sur la modélisation du soulèvement de poussières. Enfin, nous terminons ce chapitre par une présentation des données d'observation utilisées pour valider les simulations de poussières.

3.2 Le modèle de climat LMDZ

3.2.1 Présentation du modèle

LMDZ est le modèle de Circulation Générale Atmosphérique (GCM) utilisé dans ce travail. Développé dans les années 1970 au Laboratoire de Météorologie Dynamique (Sadourny, 1984; Hourdin et al., 2006), le "Z" dans LMDZ fait référence à la capacité du modèle à raffiner sa grille horizontale sur une région spécifique. Ce modèle climatique repose sur les équations simplifiées de Navier-Stokes pour la mécanique des fluides, ainsi que sur les équations de transport. Il représente la deuxième génération (Hourdin et al., 2013) d'un modèle climatique initialement décrit par Sadourny (1984). LMDZ est la composante atmosphérique du modèle couplé de l'IPSL (Institut Pierre Siméon Laplace). Ce dernier fait partie d'une vingtaine de modèles couplés qui participent aux grands exercices internationaux d'inter-comparaison de modèles, comme ceux du CMIP (Coupled Model Intercomparison Project), dont les résultats sont notamment utilisés pour les rapports du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat).

Le modèle LMDZ est composé de deux grandes parties d'un point de vue physique, mathématique et informatique. La première, appelée "dynamique", concerne la résolution numérique des équations de la circulation générale atmosphérique. Cette partie gère les échanges horizontaux entre les mailles du modèle. La deuxième partie, appelée "physique", calcule l'impact du rayonnement, des processus à petite échelle (sous-maille) et des changements de phase de l'eau sur les variables dynamiques via des "paramétrisations physiques". Cette partie "physique" est constituée de colonnes atmosphériques juxtaposées, qui n'interagissent pas entre elles. À l'intérieur de chaque colonne, les variables sont supposées homogènes statistiquement.

avec que le transport vertical dit "grande échelle" par une vitesse ~~est~~ vertical qui ferme le bilan de convergence de masse horizontale dans la colonne

une version simplifiée des équations de Navier-Stokes

est de

+ 2 phases pour la représentation des nuages
 2 phases pour les océans
 2 phases pour les ondes de gravité

car c'est pour la paramétrisation des mouvements sous maille
 sur le plan horizontal.

3.2.2 Les paramétrisations physiques

Avec leur résolution horizontale s'étendant sur plusieurs kilomètres, les modèles globaux peinent souvent à représenter certains processus essentiels à la météorologie et au climat. Pour corriger cette limitation, des paramétrisations physiques sont utilisées : elles remplacent ces processus par des équations mathématiques afin d'en tenir compte dans le modèle global. Le modèle LMDZ intègre plusieurs paramétrisations physiques. Parmi celles-ci, on retrouve le schéma de transfert radiatif de Fouquart (1980) pour le rayonnement solaire, ainsi que celui de Morcrette and Fouquart (1985) pour le rayonnement terrestre. Il comprend également un schéma de turbulence basé sur l'énergie cinétique turbulente (TKE) développé par Mellor and Yamada (1974), qui permet de représenter les échanges de chaleur, de moment et d'humidité dans la couche limite atmosphérique. Concernant la convection, le modèle LMDZ intègre trois schémas de paramétrisation distincts : l'un pour la convection peu profonde ou le modèle des thermiques (Rio and Hourdin, 2008), un autre pour la convection profonde (Emanuel, 1991), et un troisième dédié aux poches froides (Grandpeix and Lafore, 2010). Les schémas relatifs aux thermiques et à la convection profonde seront abordés dans les sections suivantes, tandis qu'une présentation détaillée du modèle des poches froides sera proposée au chapitre 3.

En ce qui concerne la représentation des mouvements d'échelle plus petite que la maille du modèle, LMDZ comprend

Le modèle des thermiques développé par Rio and Hourdin (2008) permet de représenter les nuages bas ainsi que le cycle diurne des nuages convectifs. Il repose sur une approche combinant une diffusion classique et un schéma de flux de masse. Dans ce modèle, chaque maille est divisée en deux parties : un panache thermique ascendant, caractérisé par un flux de masse $f = -\alpha \rho w_u$ (où α représente la fraction de surface couverte par le panache, ρ la masse volumique de l'air et w_u la vitesse verticale), et une subsidence compensatoire dans l'environnement, avec un flux de masse opposé f . La variation verticale du flux de masse (f) dépend du taux d'entraînement (e) au sein du panache et du déentraînement (d), selon la relation suivante.

En plus de ce schéma sensé représenter une turbulence de petite échelle aléatoire, LMDZ comprend 3 schémas dédiés à la représentation de mouvements sous maille organisés. Le modèle des thermiques représente un ensemble de thermiques secs et nuageux par une thermique unique, dont les propriétés sont égales aux moyennes des caractéristiques associées à la convection.

ce n'est pas DANS le modèle du thermique.
 C'est une amélioration dans la façon dont on utilise
 les sorties du modèle du thermique pour déclencher le
 convection profonde
 caractéristiques thermiques sur la maille. Une amélioration notable a été apportée par
 Rochetin et al. (2014), avec l'introduction d'une représentation statistique de la
 distribution des thermiques nuageux, ainsi que par l'ajout du déclenchement sto-
 chastique de la convection profonde. *utilisé pour améliorer la*
représentation
 de taille de la base

Le schéma de convection profonde

Le modèle des thermiques est couplé à un schéma de convection profonde. Dans LMDZ, ce schéma repose sur une version modifiée du modèle d'Emanuel (1991) (Grandpeix et al., 2004). Les fondements du schéma sont conservés, avec la prise en compte d'une colonne convective composée de flux de masses saturés ascendant accompagnés des descentes précipitantes (flux insaturés). Les principales modifications concernent les conditions de déclenchement de la convection profonde ainsi que son intensité, définie par la fermeture. Dans cette version modifiée, le déclenchement se produit lorsque l'énergie de soulèvement disponible (*ALE*, Available Lifting Energy) dépasse l'inhibition convective (*CIN*). Il est défini par la relation suivante.

$$ALE > |CIN|$$

le contrôle de (3.2.2)

Ce dépassement peut être provoqué soit par l'énergie de soulèvement issue de la couche limite convective (ALE_{bl} , fournie par le modèle des thermiques), soit par celle générée par les poches froides (ALE_{wk} , issue du modèle des poches froides). Ainsi, l'énergie *ALE* comparée à l'inhibition convective (*CIN*) est définie par :
 $ALE = \max(ALE_{bl}, ALE_{wk})$.

Le déclenchement de la convection profonde par les thermiques se produit lorsqu'au moins un cumulus dans une maille dépasse une taille donnée, spécifiée par S_{trig} . Pour cela, une probabilité de non-déclenchement est estimée, basée sur les caractéristiques du spectre des thermiques de type 2 (N_2 , S_2) issues du modèle thermique original (Rio and Hourdin (2008)) et sur S_{trig} , selon la relation proposée par Rochetin et al. (2014).

$$P_{\Delta t} = ([1 - \exp(\frac{-S_{trig}}{S_2})]^{N_2})^{\frac{\Delta t}{\tau}} \quad (3.2.3)$$

Où Δt est le pas de temps du modèle ; τ est le temps de décorrélation entre les scènes nuageuses.

S_2 , représentant la section efficace moyenne des courants thermiques à la base des

nuages, est déterminée par la relation suivante :

$$S_2 = [a(\overline{Z_{top}} - \overline{Z_{ld}}) + b\overline{Z_{ld}}]^2 \quad (3.2.4)$$

où Z_{top} est la profondeur moyenne des nuages ; Z_{ld} est l'altitude moyenne de la base des nuages ; a et b sont des paramètres libres.

N_2 est la population thermique correspondante dans le maillage et est calculée à partir de la relation suivante :

$$N_2 = \frac{(1 - \alpha_{tot})S_d}{S_2} \quad (3.2.5)$$

où α_{tot} est la surface couverte par les thermiques ; S_d est la surface du domaine.

Dans ce cadre, la convection profonde est déclenchée par les thermiques chaque fois qu'un nombre aléatoire uniforme R , compris entre 0 et 1, dépasse la probabilité de non-déclenchement.

$$R > P_{\Delta t} \quad (3.2.6)$$

L'intensité de la convection profonde est déterminée par le flux de masse (M_b) traversant la base des nuages. Ce flux dépend de la puissance de soulèvement disponible (ALP , Available Lifting Power), elle-même fournie par les thermiques (ALP_{bt}) et les poches froides (ALP_{wk}). Cette relation s'exprime par :

$$M_b = k \frac{ALP}{2w_b^2 + |CIN|} \quad (3.2.7)$$

où w_b sont des paramètres libres ($w_b = 1m/s$) ; $ALP = ALP_{bt} + ALP_{wk}$

3.2.3 LMDZ 1D

LMDZ dispose d'une version uni-colonne (LMDZ 1D). Le modèle 1D est construit en extrayant une colonne atmosphérique du GCM, intégrant toutes les paramétrisations sous-maille, et exécuté dans un environnement contraint à grande échelle. Cet outil est essentiel pour le développement et l'ajustement des paramétrisations physiques des modèles climatiques. Les paramétrisations sont en effet développées et

30 de la convection
et des nuages

Souvent

peut

au jour d'aujourd'hui

évaluées dans ce cadre de colonne unique en les comparant à des LES de la même colonne atmosphérique. L'approche 1D/LES a été développée dans le cadre du GCSS (GEWEX Cloud Systems Study), un programme visant à améliorer la paramétrisation des systèmes nuageux dans les modèles climatiques. Un avantage majeur de 1D est son faible coût de calcul, ce qui permet de réaliser un grand nombre de simulations, même sur un ordinateur portable. Cela le rend particulièrement utile lors de la phase de développement de paramétrisations, où de nombreux tests sont nécessaires.

3.3 Les simulations de grands tourbillons (LES)

en configuration ~

3.3.1 Utilité des LES

une partie

Les simulations de grands tourbillons (ou Large Eddy Simulations, LES) ~~sont des outils numériques~~ permettant de simuler les phénomènes atmosphériques avec une résolution horizontale de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres. Elles sont particulièrement bien adaptées à l'étude de la structure thermodynamique de la couche limite, car elles résolvent les tourbillons qui s'y forment. Elles offrent une représentation explicite et détaillée des mouvements turbulents et convectifs au sein de la couche limite et des nuages associés (Brown et al., 2002; Siebesma et al., 2003). Si elles parviennent à reproduire de manière satisfaisante la thermodynamique et la structure atmosphérique, la représentation des caractéristiques des nuages reste plus délicates. Elles permettent une simulation assez directe des mouvements turbulents et convectifs. En présence de changement de phase de l'eau, ces simulations peuvent cependant devenir très dépendantes des schémas microphysiques utilisés. L'un des atouts majeurs des LES réside dans leur capacité à fournir des informations tridimensionnelles qui ne sont pas disponibles dans les observations, faisant ainsi d'elles un complément indispensable à ces dernières pour comprendre les processus. De plus, les LES permettent de valider les variables internes des paramétrisations, ce qui permet d'évaluer leur réalisme physique. Elles ont été largement utilisées pour évaluer les paramétrisations de la couche limite et de la convection (Rio et al., 2010; Dorrestijn et al., 2013; Strauss et al., 2019; Legay et al., 2025). Ces dernières années, elles sont de plus en plus utilisées pour documenter les caractéristiques des poches froides et guider leur paramétrisation (Tompkins, 2001; Khairoutdinov and Randall, 2006; Couvreux et al., 2012; Feng et al., 2015).

Dans cette thèse, nous utilisons les sorties de deux LES ~~océanique~~ (simulations réalisées par Caroline Muller et Catherine Rio) et une LES ~~continentale~~ (simulation réalisée par Fleur Couvreux).

atmosphérique sur océan

3.3.2 les LES océaniques

Les deux LES océaniques ont été réalisées en mode d'équilibre radiatif-convectif (ou Radiative-Convective Equilibrium, RCE). Le RCE est un concept dans lequel un équilibre est atteint entre le chauffage convectif et le refroidissement radiatif de l'atmosphère. Une description détaillée des protocoles de simulation en RCE est fournie dans Daleu et al. (2015). Dans les simulations en RCE utilisées ici, les flux radiatifs sont remplacés par un refroidissement constant de -1.5 K par jour alors que la température de la surface est imposée. La déstabilisation entraîne l'apparition de convection. Le taux de chauffage associé, correspondant pour une grande partie au dégagement de chaleur latente, vient compenser le refroidissement une fois atteint un quasi équilibre. Pour les deux LES océaniques en RCE utilisées ici, l'une est effectuée avec le modèle SAM (Khairoutdinov and Randall, 2003) et l'autre avec MésoNH (Lac et al., 2018). Les deux simulations couvrent un domaine océanique de 200 km \times 200 km avec une résolution horizontale de 250 m, et les conditions aux limites latérales sont cycliques pour les deux modèles. La température de surface de la mer fixée à 300 K. Ces deux simulations océaniques RCE s'étendent sur 44 jours, l'équilibre étant atteint au jour 40 de la simulation. La fréquence des sorties pour la LES SAM est fixée à toutes les 3 heures, tandis que celle de la LES MésoNH est définie sur toutes les 24 heures.

3.3.3 La LES continentale

La LES continentale est basée sur le cas AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis). Ce cas est issu des observations effectuées le 10 juillet 2006 lors de la campagne de terrain AMMA (Redelsperger et al., 2006), durant laquelle un système convectif relativement petit et de courte durée s'est formé au-dessus de Niamey (Lothon et al., 2011). Ce système, d'une durée de vie d'environ 6 heures, a été observé par divers instruments (radar et sondages atmosphériques), complétés par des données satellitaires. Cette étude de cas représente un exemple typique de convection profonde dans les régions du Sahel. La LES pour ce cas continental est réalisée avec le modèle MésoNH sur un domaine de 100 km \times 100 km, avec une résolution horizontale de 200 m. Les conditions aux limites latérales sont cycliques et les flux de surface sont imposés. Les sorties sont générées à une fréquence de 10 minutes.

3.4 High-Tune Explorer

Les modèles de circulation générale, utilisés pour les projections du réchauffement climatique, reposent ~~essentiellement~~ sur une séparation entre le noyau dynamique, qui gère les mouvements d'air à grande échelle, et les paramétrisations physiques, permettant de représenter l'impact des processus sous maille sur la grande échelle.

L'amélioration de ces modèles a lentement progressé ces dernières années, non seulement en raison des difficultés à intégrer ces processus dans les paramétrisations, mais aussi à cause du réglage complexe des nombreux paramètres libres impliqués dans leur formulation. C'est dans ce contexte qu'a été développé l'outil High-Tune Explorer (HTExplo).

HTExplo est développé en collaboration entre le LMD (Paris), le Centre National de Recherche Météorologiques (CNRM/Météo-France) et l'Université d'Exeter (Royaume-Uni). Il s'agit d'un outil de calibration automatique des paramètres libres, reposant sur des techniques de machine learning issues de la communauté de la quantification des incertitudes (Williamson et al., 2013). Cette approche propose un nouveau paradigme de calibration : au lieu d'optimiser les valeurs des paramètres, elle vise à identifier le sous-ensemble de paramètres qui permet au modèle de reproduire certaines observables à une certaine précision. Les principales étapes d'utilisation de l'outil, ainsi que ses fondements mathématiques, sont bien décrits dans (Couvreur et al., 2021). L'outil HTExplo a été utilisé pour la première fois dans une comparaison 1D/LES sur plusieurs cas de couche limite du modèle LMDZ, afin de caractériser le sous-espace de valeurs des paramètres libres pour lesquels les simulations 1D sont cohérentes avec les LES pour certaines métriques et une tolérance donnée (Couvreur et al., 2021). Ces informations ont ensuite été exploitées par Hourdin et al. (2021) pour le calibrage de la configuration 3D. Ces auteurs ont démontré comment la réduction de l'espace des paramètres grâce à cette méthode permet d'économiser significativement des ressources informatiques et de réduire la longue phase de réglage manuel du modèle. Ils ont également souligné que cette approche allège la charge du modélisateur, lui offrant la possibilité de se concentrer davantage sur la compréhension et l'amélioration des paramétrisations physiques du modèle.

suivante :

$$z_{0s} = c_0 \frac{U^{*2}}{2g} \quad (3.5.2)$$

$c_0=0.02$ et g est l'accélération de la pesanteur

Paramétrisation de la vitesse seuil d'érosion

La vitesse seuil d'érosion, également appelé vitesse de friction seuil (U^{*Th}), fait également l'objet d'une paramétrisation. Dans l'approche de Shao and Lu (2000), cette vitesse dépend du diamètre des particules D . Elle est définie par l'équation suivante :

$$U^{*Th}(D) = \sqrt{\alpha_n \left(\frac{\rho_p g D}{\rho_a} + \frac{\gamma}{\rho_a D} \right)} \quad (3.5.3)$$

D'après Marticorena and Bergametti (1995), l'évaluation de cette vitesse seuil doit se fonder sur la répartition de l'énergie éolienne (f_{eff}) entre la surface érodable et les éléments de rugosité. Ces auteurs proposent ainsi une paramétrisation de f_{eff} en fonction de la hauteur de rugosité (z_0) de la surface lisse et de la hauteur de rugosité totale (z_0), selon la relation suivante :

$$f_{eff}(z_0, z_{0l}) = 1 - \frac{\ln\left[\frac{z_0}{z_{0l}}\right]}{\ln\left[0.35\left(\frac{z_0}{z_{0l}}\right)^{0.5}\right]} \quad (3.5.4)$$

C'est aussi exactement f_{eff} ?

Cette distribution de l'énergie permet de définir les vitesses seuils d'érosion (U^{*Th}) dans les régions arides, quelle que soit leur rugosité. U^{*Th} s'exprime alors de la manière suivante :

$$U^{*Th}(D, z_0, z_{0l}) = \frac{U^{*Th}(D)}{f_{eff}(z_0, z_{0l})} \quad (3.5.5)$$

Paramétrisation du flux horizontal de saltation

Bagnold (1941) et White (1979) ont proposé des paramétrisations du flux horizontal de saltation. Cependant, seule celle de White (1979), exprimée par la relation ci-dessous, prend en compte l'influence de la vitesse de friction seuil sur le flux horizontal (F_h).

$$F_h = \frac{K \rho_a}{g} U^{*3} \left(1 + \frac{U^{*Th}}{U^*} \right) \left(1 - \frac{U^{*Th2}}{U^{*2}} \right) \quad (3.5.6)$$

avec $K=1$, $\rho_a = 1.227 \text{ kgm}^{-3}$ est la masse volumique de l'air et $g = 9.81 \text{ ms}^{-2}$.

Par la suite, Marticorena and Bergametti (1995) proposent une paramétrisation du flux de saltation prenant en compte le type de sol (s), le diamètre des particules (D_p), la vitesse de friction seuil (u_t^*) ainsi qu'une vitesse de frottement spécifique au type de sol (u_s^*). Cette approche est décrite par la relation suivante :

$$F_h(D_p, s) = \frac{K \rho_a U(s)^3 S_{el}(D_p, s)}{g} \left(1 + \frac{U^*(D_p, s)}{U^*(s)}\right) \left(1 - \frac{U_t^*(D_p, s)}{U^*(s)^2}\right) \quad (3.5.7)$$

Paramétrisation du flux vertical de sablasting

Divers schémas décrivant le flux vertical de sandblasting ont été proposés (Marticorena and Bergametti, 1995; Alfaro et al., 1997, 1998; Alfaro and Gomes, 2001). Dans le modèle d'Alfaro et al. (1998), fondé sur des observations expérimentales, le processus de sandblasting est supposé générer une distribution granulométrique typique des poussières, structurée en trois modes log-normaux. Les proportions relatives de ces modes varient en fonction de la vitesse de friction du vent (U^*), tout en étant considérées comme indépendantes du type de sol. Dans le modèle proposé par Alfaro and Gomes (2001), le flux vertical (F_v) pour chaque mode i est proportionnel au flux horizontal de saltation $F_h(D_p, s)$. Son expression est donnée par la relation suivante :

$$F_{v,i}(D_p, s) = \frac{\pi}{6} \beta \rho_p \frac{P_i(D_p, s)}{e_i} F_h(D_p, s) \quad (3.5.8)$$

où β est une constante; ρ_p est la densité particulaire; d_i est le diamètre médian massique pour le mode i ; e_i est l'énergie de liaison pour le mode i ; P_i est la fraction d'énergie cinétique pour l'énergie de liaison e_i .

Le flux total de sandblasting, est ensuite obtenu en faisant la somme du flux $F_{v,i}$ sur les 3 modes d'aérosol :

$$F_{v,i} = \sum_{i=1}^3 \int F_{v,i} dD_p \quad (3.5.9)$$

3.5.2 LMDZ-SPLA

Le modèle climatique LMDZ est couplé au modèle simplifié d'aérosols SPLA (Huneus et al., 2009). SPLA simule plusieurs types de traceurs : les précurseurs gazeux d'aérosols, le sel marin en mode grossier (diamètre compris entre 1 et 40 μm), les aérosols en mode fin, ainsi que les poussières divisées en trois classes : su-

1 précurseurs gazeux "pre"
2 sel marin "s"
3 fin "f"
36 poussières super coarse
1 seul traceur "a"
coarse
fine

pergrossières (6 à 30 m), grossières (1 à 6 m) et fines (inférieures à 1 m) (Huneus et al., 2009; Escribano et al., 2016). Il est à noter que les poussières en mode fin sont intégrées aux ~~traceurs d'aérosols~~ en mode fin une fois les émissions effectuées.

Le Module de Production de Poussières (DPP) utilisé dans SPLA est issu du modèle de qualité de l'air CHIMERE-DUST (Escribano et al., 2016). Son intégration dans SPLA repose sur une adaptation du DPP de Hourdin et al. (2015), qui calcule les émissions de poussières principalement sur les régions désertiques du Sahara et de la péninsule Arabique. Le DPP combine un schéma de flux de saltation développé par Marticorena and Bergametti (1995) (Eq. 3.5.7) avec un modèle de sablage proposé par Alfaro and Gomes (2001) (Eq. 3.5.9). Les vitesses de frottement seuil sont déterminées selon la formulation de Marticorena et al. (2010) (Eq. 3.5.5).

3.6 Les observations

Les données d'observations d'aérosols utilisées dans le cadre de thèse pour valider nos simulations de poussières sont celles de l'épaisseur optique des aérosols (AOT, pour Aerosol Optical Thickness), issue du réseau AERONET ainsi que des données de concentrations de PM_{10} ~~particules~~ de diamètres inférieures à 10 micromètres.

à savoir les

3.6.1 Concentrations de PM_{10}

Les données de concentrations de PM_{10} exploitées ici sont mesurées ~~dans le~~ *au* Sahel dans le cadre du programme de l'Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA). Ce programme a mis en place un transect de trois stations terrestres, connu sous le nom de « Sahelian Dust Transect » (SDT), afin de fournir des données quantitatives sur la charge en poussières minérales et sa variabilité dans la région sahélienne (Marticorena et al., 2010). Les stations sont situées à Mbour, au Sénégal (14,39°N, 16,96°W), à IER-Cinzana, au Mali (13,27°N, 5,93°W), et à Banizoumbou, au Niger (13,54°N, 2,66°E). La figure 3.1 présente leur localisation sur le Sahel. Ces stations sont installées le long de la principale trajectoire est-ouest empruntée par les poussières sahariennes et sahéliennes en direction de l'océan Atlantique. Les données sont collectées entre janvier 2005 et décembre 2012, avec des mesures effectuées toutes les cinq minutes.

En raison de leur taille, les PM_{10} sont considérées comme respirables et ces données sont couramment utilisées pour évaluer l'impact des poussières sur la qualité de l'air et la santé humaine (Diokhane et al., 2016; Toure et al., 2019).

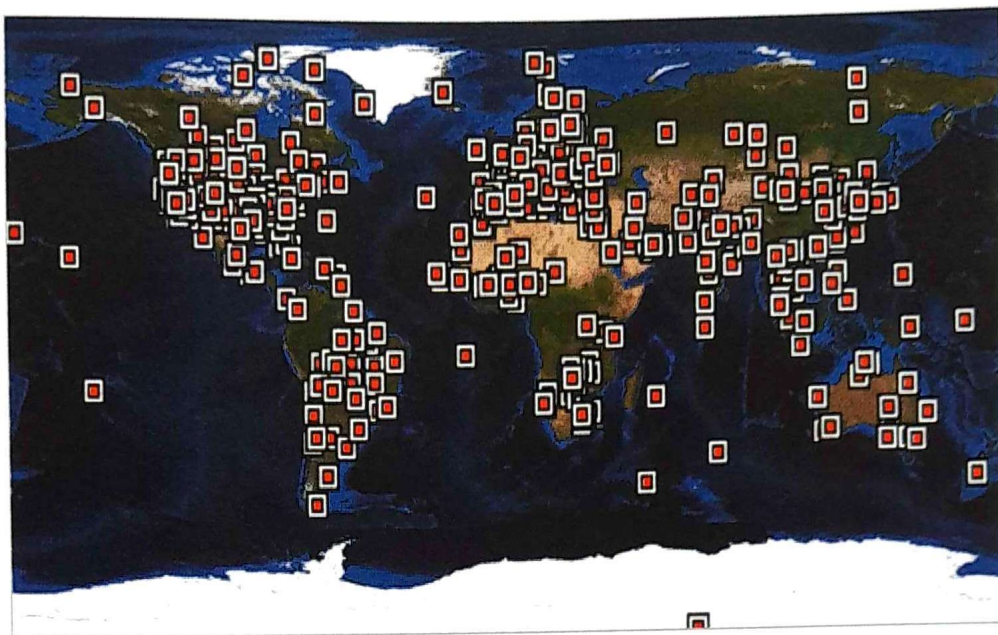


FIGURE 3.2 – Cartographie du réseau mondial des stations AERONET

cartographie détaillée des aérosols à l'échelle globale, tant sur le plan spatial que temporel.

Il opère dans 36 bandes spectrales, couvrant le visible jusqu'à l'infrarouge thermique, avec une résolution allant de 250 m à 1 km. De nombreuses études ont démontré la fiabilité des mesures d'aérosols de MODIS, notamment à travers des comparaisons avec les données issues du réseau au sol AERONET. Par exemple, Fan et al. (2018) ont réalisé une évaluation ~~entre~~ ^{croisée} des produits MODIS-Aqua et ~~les~~ ^{des} observations AERONET. Leur analyse montre que les tendances de l'épaisseur optique des aérosols (AOD) observées par AERONET en Europe, en Amérique du Nord, ainsi que sur la plupart des sites africains, sont bien reproduites par MODIS-Aqua.

Aujourd'hui, les données d'AOD fournies par MODIS sont largement utilisées dans les études observationnelles pour une évaluation globale des aérosols (Mao et al., 2014; Remer et al., 2008).

croisée des