

THÈSE

En vue de l'obtention du Diplôme de Doctorat en Sciences

Présenté par : SELAMI Nada

*Etude des paramètres d'analyse multi-échelle et multi-fractale d'image
Météorologique à basses et hautes résolutions spatiales*

Faculté : Physique
Département : Génie physique
Spécialité : Physique
Option : Rayonnement et Matière

Date de soutenance le 11/07/2021 devant le Jury Composé de :

<i>Membres de Jury</i>	<i>Grade</i>	<i>Qualité</i>	<i>Domiciliation</i>
<i>Mr. BELASRI Ahmed</i>	<i>Pr</i>	<i>Président</i>	<i>U.S.T.O.M.B</i>
<i>Mr. BENABADJI Nouredine</i>	<i>Pr</i>	<i>Encadrant</i>	<i>U.S.T.O.M.B</i>
<i>Mr. BELKAID Nouredine</i>	<i>Pr</i>		<i>U.S.T.O.M.B</i>
<i>Mme. LOUNIS Zoubida</i>	<i>Pr</i>	<i>Examineurs</i>	<i>U. Oran-2</i>
<i>Mme. ZEBIRATE Soraya</i>	<i>Pr</i>		<i>U. Oran-2</i>
<i>Mr. Si MOHAMMED Mohammed Arezki</i>	<i>Directeur de Recherche</i>		<i>CDS</i>

Année Universitaire : 2020/2021

Remerciements

J'exprime ma profonde reconnaissance à Monsieur **BELASRI A.** qui m'a honoré de présider le jury.

Je remercie vivement Monsieur **BELKAID N.**, Madame **LOUNIS Z.** et Madame **ZEBIRATE S.** et tout autant Monsieur **SI MOHAMMED M.A.** de m'avoir fait l'honneur de juger ce travail.

Je remercie Monsieur **BENABADJI N.** pour m'avoir proposé ce sujet de thèse passionnant et avoir dirigé mon travail, je tiens vivement à lui exprimer ma profonde reconnaissance et gratitude pour son aide précieuse, son soutien constant, sa disponibilité, sa patience, sa compréhension, ses qualités humaines et ses intérêts portés pour mon sujet de recherche.

Je tiens à remercier vivement Monsieur le Professeur **BELBACHIR A.H.** directeur du Laboratoire d'Analyse et d'Application des Rayonnements de m'avoir accueilli au sein de son Laboratoire pour sa gentillesse et sa patience.

Un très grand merci à Madame **SEZE G.** de m'avoir accueilli dans le Laboratoire de **Météorologie Dynamique** et de m'avoir fourni d'excellentes conditions de travail et pour son entière investissement et son soutien constant sur tout le travail, pour son aide au fil de cette thèse et pour sa gentillesse, ses qualités humaines et la patience qu'elle a manifestée à mon égard durant toutes ces années.

J'adresse mes plus sincères remerciements à Monsieur **GAETANI M.**, Monsieur **Grandpeix J.Y.** Monsieur **Flamant C.** et Monsieur **Cuesta J.** de m'avoir guidé et assisté, pour leur aide précieuse et leur disponibilité.

Je dédie ce travail,

A la mémoire de mon **père** ;

Aux êtres les plus chères à mon cœur, ma **mère** et ma **sœur**, qui m'ont gratifié de leur amour et fourni les motivations qui ont permis l'aboutissement de mes entreprises. Je leur adresse toute ma gratitude du fond du cœur.

A tous mes **amis** et **collègues** qui ont participé de près ou de loin à l'élaboration de ce travail, qu'ils trouvent ici l'expression de ma haute considération.

Résumé

En été, le chauffage du sol au Sahara entraîne un développement d'une dépression thermique proche de la surface: le SHL (Saharan Heat Low). L'activité du SHL est liée à la circulation de la mousson Ouest Africaine et des modulations de moyennes latitudes, elle joue aussi un rôle important dans la variabilité de la concentration de poussière et le transport de vapeur d'eau. Dans ce contexte, le rôle des nuages au dessus du Sahara reste à étudier.

En utilisant les données du satellite géostationnaire MSG (Meteosat Second Generation), nous documentons pour la première fois la variabilité d'occurrence des différents types de nuages au dessus du Sahara à l'échelle du cycle diurne, journalière et intra-saisonnière durant une période de 7 ans (2008-2014). Ensuite, nous utilisons les ré-analyses ERAI pour caractériser les occurrences de couverture nuageuse en termes de modèles de circulation régionale et de bilan d'humidité.

Nous relevons qu'au dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar, les nuages moyens sont le type de nuages le plus fréquent en été. Situés entre 500hPa et 400hPa, ces nuages se placent juste au dessus du sommet de la SABL (Saharienne Atmospheric Boundary Layer). Pour le reste de l'année, les nuages hauts sont le type de nuage le plus fréquent.

Les variations de la distribution spatiale de l'occurrence des nuages moyens coïncident avec le déplacement et le renforcement du SHL et du SAC (Saharienne Anti-Cyclone) dans la basse et moyenne troposphère. Les nuages moyens sont le plus souvent présents lorsque, à grande échelle et en raison de l'extension du chauffage du sol, les flux de masse et d'humidité convergent dans le niveau bas et divergent dans le niveau haut de la SABL. La fréquence de leur cycle diurne est minimale autour de 10UTC et maximale en fin de journée, et elle est compatible avec le développement diurne de la CBL (Convective Boundary Layer).

La fréquence des nuages hauts augmente lorsque la circulation anticyclonique en moyenne et haute altitude se déplacent vers le Sud-Est et que les influences des moyennes latitudes pénètrent plus au Sud vers le Sahara.

Mots-Clés:

Nuages moyens, SHL, SAC, SABL, flux de masse, flux d'humidité.

المخلص

يؤدي ارتفاع درجة الحرارة فوق سطح الصحراء في الصيف إلى نمو ضغط حراري منخفض قريب من السطح: SHL (حرارة الصحراء السطحية) . يرتبط نشاط SHL بديناميكيات الرياح الموسمية في غرب إفريقيا ودوران خطوط العرض الوسطى ، زيادة على دوره البارز في تعديل تقلبات تركيز الغبار ونقل الرطوبة. في هذا السياق، لا يزال دور السحب فوق غرب الصحراء قيد الدراسة.

باستخدام بيانات الأقمار الصناعية الثابتة بالنسبة للأرض MSG، نوثق لأول مرة تغير ظهور السحاب فوق الصحراء ، على مستوى الدورة اليومية ، يوميًا و في كل شهر من فصل الصيف خلال الفترة الزمنية الممتدة من 2008-2014. تم نصف ، باستخدام معطيات التحاليل ERAI ، ظهور السحاب من حيث أنماط الجريان الإقليمي و توازن الرطوبة. وجدنا أنه السحب المتوسطة الارتفاع هي السحب الأكثر ظهورا فوق غرب الصحراء والهباء في فصل الصيف. يصل إرتفاع هذه السحب إلى 400-500 hPa فوق سطح SABL (الطبقة الجوية الصحراوية) .

تتوافق التغيرات في إنتشار السحب المتوسطة مع ظاهرة تحرك وتعزيز SHL و SAC (الضغط الجوي الصحراوي المرتفع) في أسفل و وسط التروبوسفير على التوالي. تظهر السحب المتوسطة ,على نطاق واسع, في أغلب الأحيان ,عندما تتقارب كتلة الهواء والرطوبة في أسفل SABL بسبب ارتفاع درجة حرارة السطح و تنحرف في الجزء العلوي من SABL.

سجل الحد الأدنى من ظهور السحب المتوسطة على الساعة 10 صباحًا والحد الأقصى في نهاية اليوم وهذا يتوافق مع الدورة اليومية للطبقة الجوية الصحراوية SABL .

يزداد ظهور السحب المرتفعة عندما يتحرك الضغط الجوي الصحراوي المرتفع في وسط و اعلي التروبوسفير إلى الجنوب الشرقي، و عندما يمكن لإضطرابات خطوط العرض الوسطى أن تتسلل أكثر نحو الجنوب.

الكلمات المفتاح:

السحب المتوسطة، حرارة الصحراء السطحية SHL، الضغط الجوي الصحراوي المرتفع SAC، الطبقة الجوية الصحراوية SABL , الرطوبة , كتلة الهواء.

Abstract

Over the Sahara in summer, the activity of the Saharan thermal low pressure system (SHL), which is linked to the West-African monsoon dynamics and the mid-latitude circulation, is modulated by dust concentration and water-vapor transport. In this context, the role of clouds over Western Sahara remains under-investigated.

Using Meteosat-Second-Generation geostationary satellite data, for the first time the variability of cloud occurrence over Sahara by type in summer, at diurnal, daily and intra-seasonal time scale for the 2008-2014 period is documented. Using ERAI reanalysis, cloud cover occurrences are characterized in terms of regional circulation patterns and moisture balance. We evidence that, over West-Sahara and Hoggar, mid-top clouds are the most frequent cloud-type in summer. Their summit reaches between 500hPa and 400hPa and lies just above the top of the Saharan Atmospheric-Boundary-Layer (SABL). During the rest of the year, high-top clouds are the most frequent.

The variations in the spatial distribution of mid-top cloud occurrence coincide with the seasonal displacement and strengthening of the SHL and, in the mid-troposphere, of the Saharan anticyclone. Mid-top clouds occur most frequently when, at large scale, mass and humidity converge in the lower SABL due to heating on an extensive surface, and diverge in the upper SABL. Their diurnal cycle, with minimal frequency around 10UTC and maximum in the evening, is consistent with the diurnal development of the Saharan-Convective-Boundary-Layer.

The frequency of high cloud increases when anticyclonic circulations at mid-level and upper-level retreat to the southeast and upper-level trough from mid-latitudes can penetrate more southwards.

Key Words:

Mid-top clouds, Saharian Heat Low, Saharan anti-cyclone, moisture convergence, Saharan Boundary Layer.

Introduction générale.....	1
-----------------------------------	----------

Chapitre 1 Éléments clé du climat en Afrique du Nord et au Sahara

Introduction	5
1. Principaux acteurs	5
1.1. Dans les basses couches	5
1.1.1. Flux d'Harmattan.....	6
1.1.2. Flux de mousson	6
1.1.3. Front Inter Tropical (ITD)	6
1.2. En moyenne et haute troposphère	7
1.2.1. Jet d'Est Africain (AEJ).....	7
1.2.2. Jet d'Est Tropical (TEJ).....	8
1.2.3. Jet d'Ouest Sub-Tropical (STWJ).....	8
1.3. Zones de convection sèche et humide	9
1.3.1. Zone de Convergence Inter Tropicale (ITCZ)	9
1.3.2. Dépression thermique Saharienne (SHL)	9
2. Structure verticale	10
2.1. Couche limite atmosphérique saharienne (SABL).....	10
2.1.1. Couche limite convective (CBL)	11
2.1.2. Couche résiduelle Saharienne (SRL).....	12
2.2. Couche subsidente	12
2.3. Cycle diurne du SABL	12
3. Cycle saisonnier	13
3.1. Période de chauffage sec (début janvier à fin mars)	13
3.2. Mise en place de la mousson, régime guinéen (début avril à fin juin).....	14
3.3. Mousson, régime sahélien (fin juin à fin août).....	15
3.4. Retrait de la mousson (début septembre à fin décembre)	16

Chapitre 2 Description des nuages

Introduction	17
1. Rôle des nuages	17
2. Origine des structures nuageuses	19
2.1. Formation des nuages	19
2.1.1. Soulèvement frontal.....	20
2.1.2. Soulèvement orographique	20
2.1.3. Convection.....	21
3. Classification des nuages	21
3.1. Types de nuages.....	22

3.1.1. Nuages hauts	23
3.1.2. Nuages moyens	23
3.1.3. Nuages bas	23
3.1.4. Nuages à grande extension verticale.....	23
3.2. Aspect des nuages	23
3.3. Couleur des nuages.....	24
3.3.1. Par absorption	24
3.3.2. Par réfléchissement	24
4. Développement de la classification des nuages	25
4.1. Vers la télédétection.....	25
4.2. Télédétection passive et active	25
4.3. Observation des nuages par satellite.....	26
4.3.1. Spectre visible.....	26
4.3.2. Spectre infrarouge.....	27
4.4 Mesure des nuages par Satellite.....	27
4.3.3. Caractéristiques du détecteur visible	28
4.3.4. Caractéristiques du détecteur infrarouge	29

Chapitre 3 Mesures et Données

Introduction	31
1. Satellite Meteosat Second génération (MSG)	31
1.1. Données SEVIRI.....	32
1.2. Données SEVIRI et l'algorithme du SAFNWC.....	33
1.2.1. Détection des nuages.....	33
1.2.2. Classification des types de nuages	34
1.2.3. Rapport nuage/pression.....	35
2. Classification SAFNWC des nuages au-dessus de l'Afrique de l'Ouest	36
2.1. Séparation des nuages bas, moyens et hauts.....	36
2.2. Réaffectation de la couverture nuageuse partielle	37
3. Évaluation des classifications SAFNWC par le lidar CALIOP	38
4. Données ERA-Interim	42
4.1. Position du SHL et des anticyclones	42
4.2. Position de l'ITD	43
4.3. Vapeur d'eau.....	44

Chapitre 4 Résultats et discussion

Introduction	45
1. Caractéristiques générales des nuages en Afrique de l'Ouest.....	45
1.1. Couverture nuageuse totale et les nuages hauts.....	45
1.2. Couverture nuageuse moyenne	48
1.3. Couverture nuageuse basse.....	48
2. Evolution intra-saisonnière de la couverture nuageuse au Sahara	49
2.1. Statistiques mensuelles moyennes	50
2.2. Évolution intra-saisonnière de la fréquence journalière des nuages	53
3. Nuages moyens et les conditions atmosphériques régionales	58
3.1. Évolution saisonnière du SAC, du SHL et de l'ITD	58
3.1.1. Au dessus du Hoggar	59
3.1.2. Au-dessus de l'Ouest-Sahara.....	60
3.2. Convergence des flux de masses et d'humidité dans la SABL.....	62
3.2.1. Profils de convergence de flux de masse et d'humidité	68
3.2.2. Variations intra-saisonnières au dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar	70
4. Discussion.....	72
4.1. Évolution saisonnière des nuages mid-top et des conditions à grande échelle.....	73
4.1.1. Hiver et printemps.....	74
4.1.2. Été	75
4.2. SABL et cycle diurne	79
Conclusion générale	80
Références	83
Annexe A.....	93
Annexe B.....	102

SHL: Saharan Heat Low

MSG: Meteosat second generation

ERA-Interim: Réanalyses ERA-Interim

SABL: Saharan Atmospheric Boundary Layer

STWJ: Sub-Tropical West Jet

ITD: Inter-Tropical Discontinuity

AEJ: African East Jet

TEJ: Tropical East Jet

ITCZ: Inter-Tropical Convergence Zone

CBL: Convective Boundary Layer

SRL: Saharan Residual Layer

WMO: World Meteorological Organization

TIROS: Television and InfraRed Observation Satellite

SPOT: Satellite Pour l'Observation de la Terre

Radar: RAdio frequency Detection And Ranging

Lidar: Light Detection And Ranging

SEVIRI: Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager

SAFNWC: Satellite Applications Facilities Nowcasting

EUMETSAT: European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites

SST: Sea surface temperature

BT: Brightness Temperatures

CTH: Cloud Type High

CALIOP: Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization

GEWEX: Global Energy and Water Exchanges

ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

NCEP: National Centers for Environmental Prediction

SAC: Saharan Anti-Cyclone

COF: cloud occurrence frequency

TCWV: Total Column Water Vapour

T850: Potential temperature at 850hPa

AEW: African Eastly Wave

VP: Very-Partial

AMMA: African Monsoon Multidisciplinary Analysis

Z600: 600hPa geopotential height

Tableau 2.1 : Altitudes moyennes des différentes classes de nuages, suivant la région d'observation	22
Tableau 3.1 Caractéristiques des 12 bandes spectrales de MSG et leurs principales utilisations	32
Tableau 3.2: Fréquence d'occurrence des types de nuages avant et après la correction SAFNWC, au dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar entre Juin et Septembre pour la période 2008-2014.....	37
Tableau 3.3: Fréquence d'occurrence des types de nuages détectés par SEVIRI et CALIOP, au dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar pour l'été 2009.....	40
Tableau 3.4: Paramètres utilisés pour sélectionner le domaine du SHL et des anticyclones ..	43
Tableau 4.1. Moyenne mensuelle des COF journalières de T, M, H et VP et de l'écart-type des COF journalières (première colonne), écart-type interannuel des moyennes mensuelles (deuxième colonne) en juin, juillet, août et septembre, de l'Ouest-Sahara et du Hoggar. Période 2008-2014	51
Tableau 4.2. Fréquence d'occurrence des jours où les nuages les plus fréquents sont soit des nuages hauts, soit des nuages moyens ou une couverture nuageuse VP pour l'Ouest-Sahara et le Hoggar et pour la période 2008-2014. Seuls les jours dont le COF quotidien total est supérieur à 5 % sont pris en compte.....	55

Figure 1.1. Reliefs au dessus de l'Afrique de l'Ouest et les limites des régions de l'Ouest-Sahara et du Hoggar	5
Figure 1.2. Circulation atmosphérique dans les basses couches en saison de mousson en Afrique de l'Ouest.....	7
Figure 1.3. Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine pendant l'été boréal	8
Figure 1.4. Zones de convection sèche (SHL) et humide (ITCZ) en Afrique de l'Ouest durant la saison de mousson	10
Figure 1.5. Schéma conceptuel de la structure et des processus de mélange de la CBL, de la SRL.....	11
Figure 1.6. Moyenne mensuelle de la pression	13
Figure 1.7. Schéma conceptuel de la coupe représentant l'atmosphère entre 10°W and 10°E	14
Figure 1.8. Fréquence d'occurrence moyenne du SHL en Afrique de l'Ouest et du champ de vent à 925 hPa	16
Figure 2.1: Bilan radiatif du système Terre-atmosphère	17
Figure 2.2: Effet parasol et effet de serre des nuages.....	18
Figure 2.3. Bilan hydrologique de la Terre.....	18
Figure 2.4. Formation de nuage par soulèvement frontal.....	20
Figure 2.5. Formation de nuage par soulèvement orographique	20
Figure 2.6. Formation de nuage par convection	21
Figure 2.7. Principaux types de nuages suivant leur altitude de base	22
Figure 2.8. Nuages dans le visible.....	27
Figure 2.9. Nuages dans l'infrarouge	27

Figure 2.10. Trajectoire du rayonnement émis par le soleil	28
Figure 2.11. Trajectoire du rayonnement émis par la terre.....	29
Figure 3.1. Image couleur MSG/SEVIRI, prise le 01/06/2020 à 13h00UTC	31
Figure 3.2. Produit SAFNWC de la classification de nuages, exemple du 14 juillet 2008 à 20h00	34
Figure 3.3. Produit SAFNWC de la pression au sommet des nuages, exemple du 14 juillet 2008 à 20h00	35
Figure 3.4. Cycle journalier de la répartition de pression SEVIRI au sommet des nuages entre Juin et Septembre pour la période 2008-2014.....	37
Figure 3.5: Fréquence d'occurrence de la répartition de la pression au sommet des nuages pour SEVIRI et CALIOP pour l'été 2009.....	39
Figure 3.6: (a) Fraction de nuages SEVIRI observés dans chaque type de nuages CALIOP, (b) fraction de nuages CALIOP observés dans chaque type de nuages SEVIRI.....	40
Figure 4.1. (a) COF total, b) COF haut, c) COF moyen, d) COF bas	47
Figure 4.2. (a) Distributions de la fréquence d'occurrence de la pression au sommet des nuages. (b) pour l'Ouest-Sahara et le Hoggar, l'évolution diurne du COF.....	53
Figure 4.3. Cycle annuel du COF M et du COF H pour (a) l'Ouest-Sahara et (b) le Hoggar. (c) COF VP.....	54
Figure 4.4. Fréquences des jours de nuages moyens, des nuages hauts et des jours de ciel clair	57
Figure 4.5. (a) Cartes de découpage de l'Ouest-Sahara en 3 sous-régions	58
Figure 4.6. (a) Position du SAC, (b) Position du SHL	59
Figure 4.7. (a) Fréquence d'occurrence du barycentre du SAC. (b) même chose que (a) mais pour la fréquence d'occurrence du barycentre du SHL	61
Figure 4.8. (a) Cartes de découpage de l'Ouest-Sahara et du Hoggar. (b) Valeur du Z600 à	

12UTC. (c) comme à (b) mais pour T850 à 18UTC	62
Figure 4.9. (a) Z600 et valeur moyenne du SAC à l'intérieur de la région du maximum. (b) T850 (vert) et valeur moyenne du SHL à l'intérieur de la région du maximum. (c) La latitude moyenne de l'ITD. (d) TCWV.....	63
Figure 4.10. (a) Profil vertical moyen du flux de masse horizontal en $\text{kg/m}^2/\text{s}$. (b) profil vertical moyen de la convergence horizontale du flux d'humidité en $\text{kg/m}^2/\text{d}$	65
Figure 4.11. (a) Profil vertical moyen du flux de masse vertical en $\text{kg/m}^2/\text{s}$ à l'Ouest-Sahara. (b) Profil vertical moyen de la convergence horizontale du flux d'humidité en $\text{kg/m}^2/\text{d}$. (c) comme (a) mais pour le Hoggar. (d) comme (b) mais pour le Hoggar	66
Figure 4.12. (a) pour chacune des 3 classes de profil de convergence. (b) pour les flux de masse (Mass) et les flux d'humidité (WV)	67
Figure 4.13. Pour les profils de type SABL (a) Profil vertical moyen du flux de masse vertical en $\text{kg/m}^2/\text{s}$. (b) Profil vertical moyen de la convergence horizontale du flux d'humidité en $\text{kg/m}^2/\text{d}$	69
Figure 4.14. (a) La distribution de la fréquence d'occurrence des profils de convergence dans les 3 types de classification. (b) même chose que (a) mais pour le Hoggar.....	71
Figure 4.15. Circulation au-dessus de l'Afrique de l'Ouest pendant (a) le printemps et (b) l'été	73
Figure 4.16. Fréquence d'occurrence de la longitude du barycentre de la SHL.....	77

Introduction Générale

La dynamique atmosphérique au dessus du Sahara est un élément clé du système climatique de la terre. C'est une région désertique et montagneuse interconnectée avec l'Atlantique à l'Ouest, la Méditerranée au Nord, le Sahel et l'Afrique de l'Ouest tropicale au Sud.

En été, la circulation atmosphérique au dessus du Sahara est particulièrement complexe. D'une part, les flux de masse et d'humidité des régions environnantes modulent la thermodynamique locale [Chauvin et al., 2010; Lavaysse et al., 2010], et d'autre part, la dynamique atmosphérique du Sahara impacte la variabilité climatique et synoptique à l'échelle régionale en tant que composante majeure de la Mousson Ouest Africaine [Janicot et al., 2008; Lavaysse et al., 2009; Evan et al. 2015].

Au Nord d'Afrique, la haute troposphère est dominée par l'extension vers l'Ouest de la circulation de l'anticyclone tibétain associée à la convection profonde de la mousson indienne [Chen, 2005]. Dans la moyenne troposphère, le Sahara est dominé par une circulation anticyclonique associée à la subsidence de la branche descendante de la cellule de Hadley et maintenue par le refroidissement radiatif de la haute troposphère [Chen, 2005]. Ces circulations anticycloniques impactent principalement le STWJ (Sub-Tropical West Jet), qui longent la côte Nord-Africaine, et le TEJ (Tropical East Jet), situé le long de l'équateur l'Africain [Chen et al., 2005]. La basse troposphère est dominée par la dépression thermique Saharienne SHL qui se développe en réponse au chauffage radiatif du sol au dessus du Sahara [Lavaysse et al., 2009]. La circulation cyclonique associée à la dépression thermique entraîne un transport d'humidité, en provenance de la Méditerranée et de l'Est Atlantique, vers le Sahara [Lavaysse et al., 2010; Evan et al., 2015].

Le Sahara est la plus grande source de poussière au monde [Washington et al., 2003], elle est caractérisée par la couche limite atmosphérique la plus profonde de la planète, où aérosols et vapeur d'eau sont mélangés et trainés dans la troposphère jusqu'à 6 à 7 km, avec des nuages souvent formés à son sommet [Cuesta et al., 2008; Garcia Carreras et al., 2015]. Les mécanismes physiques qui contrôlent les interactions complexes entre les aérosols, la vapeur d'eau et les nuages sont encore mal compris, laissant des incertitudes dans la modélisation du bilan radiatif et de la dynamique atmosphérique dans la région [Marshall et al., 2016].

Cette incertitude est une limite cruciale pour la modélisation et la prévision du climat

aux niveaux régional et mondial, exigeant des améliorations substantielles [Roehrig et al., 2013]. La distribution de la couverture nuageuse, en particulier au-dessus du Sahara, et les mécanismes menant à sa formation sont mal ou peu rapportés dans la littérature.

Plusieurs articles ont été publiés dans le cadre des campagnes de terrain AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) [Lebel et al., 2009] et Fennec [Washington et al., 2012], notamment sur l'observation des nuages au-dessus du Sahara. Citons par exemple:

- ✚ Les observations des nuages et leurs cycles diurnes décrits par Cuesta et al. (2008), qui ont collecté des données sol à partir du lidar de la station météorologique de Tamanrasset au massif du Hoggar pendant AMMA'2006. Ils observent en été, un développement d'une couverture nuageuse au sommet de la SABL dans l'après-midi, simultanément avec le développement de la couche limite convective CBL et qui dure jusqu'au soir et même plus tard pendant les périodes de forte convection sèche.
- ✚ Les mesures de Marsham et al. (2013) effectuées au Supersite-1 de Bordj Badji Mokhtar lors de l'expérience Fennec en juin 2011, qui montrent que la couverture nuageuse atteint sa fréquence maximale entre 18UTC et 21UTC, alors que le développement de la SABL diminue après 18UTC, mais l'humidité continue d'augmenter jusqu'à 21UTC. Une autre conclusion est que les jours poussiéreux ont également tendance à être nuageux.
- ✚ L'évaluation des nuages situés au sommet du SABL par Kealy et al. (2017) qui décrivent également l'aspect de fragmentation de cette couverture nuageuse à partir des données recueillies par des lidars aéroportés et des radiomètres lors de l'expérience Fennec. En comparant cet ensemble de données avec les données des satellites géostationnaires MSG récupérés par le MET-Office, Kealy et al. (2017) suggèrent la possibilité d'une surestimation de la couverture nuageuse due à la fragmentation de cette dernière et à l'association de sa fréquence d'occurrence avec le soulèvement de la poussière.
- ✚ Les analyses, sur l'Afrique de l'Ouest, aux moyens du lidar CALIOP et du radar CLOUDSAT par de Stein et al. (2011), Bouniol et al. (2012) et Bourgeois et al. (2017) sur les données spatiales quotidiennes (vers 0130AM et 0130PM, heure locale de passage à l'équateur) montrent que, en été, les nuages au dessus du Sahara sont placés au sommet du SABL (~500 hPa) et qu'ils se produisent plus fréquemment la nuit.

Toutes ces études sont cependant limitées dans l'espace et le temps et ne permettent pas une description complète de la distribution de la couverture nuageuse sur le Sahara en été.

Le but de ce travail de thèse est de fournir une description plus complète de la répartition de la couverture nuageuse dans la région du Sahara et de caractériser l'occurrence de la couverture nuageuse en termes de circulation et de convergence d'humidité vers la région. Pour cet objectif, une climatologie de l'occurrence de la couverture nuageuse et des types de nuages au dessus du Sahara pendant l'été boréal (de juin à septembre, JJAS) pour une période allant de 2008 à 2014 est construite. Nous analysons les observations des produits de nuages du SAFNWC (Satellite Application Facility for Now-casting) à haute résolution spatiaux temporelle obtenues à partir du satellites géostationnaires MSG (<http://www.eumet sat.int/website/home/Satellites/index.htm>), pour documenter le cycle diurne, la variabilité intra-saisonnière de la fréquence d'occurrence et la distribution verticale de la couverture nuageuse.

Les produits atmosphériques des ré-analyses ERAI du ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) sont, ensuite, utilisés pour identifier les trajectoires des flux de masse et d'humidité qui convergent vers la région et qui caractérisent les différents types de nuages. Les analyses sont effectuées séparément pour l'Ouest- Sahara où le SHL est établi en juillet et août [Lavaysse et al., 2009] et pour la région montagneuse du Hoggar au dessus de laquelle le SHL est situé en juin juste avant le début de la mousson [Cuesta et al., 2008 ; Lavaysse et al., 2009 ; Roehrig et al., 2011] .

Les limites des deux régions d'intérêt sont indiquées dans la fig. 1.1. Pour simplifier l'analyse, l'Ouest-Sahara n'inclut pas la région côtière qui est soumise à un front stationnaire de brise mer pendant la journée et qui pénètre vers la terre la nuit [Grams et al., 2010 ; Todd et al., 2013].

Ces travaux de thèse s'articuleront autour de quatre chapitres:

- ✚ Le chapitre 1 fera l'objet d'un état de l'art des connaissances des structures météorologiques qui influencent le climat au Sahara.
- ✚ Les différents modes de formation des nuages ainsi que les notions climatologiques et les bases physiques de l'atmosphère sont abordés dans le chapitre 2.
- ✚ Les produits du satellite MSG/SEVIRI/SAFNWC et des ré-analyses ERAI sont présentés dans le chapitre 3, avec une description de la méthode de classification, d'évaluation et de correction de chaque type de nuage.
- ✚ Le chapitre 4 vise à présenter :
 - 1) Les principales caractéristiques climatologiques de la couverture nuageuse au dessus de l'Afrique de l'Ouest.

- 2) Les principaux éléments de la circulation atmosphérique au dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar.
 - 3) Les caractéristiques de l'occurrence de la couverture nuageuse en termes de circulation régionale et de bilan d'humidité.
 - 4) La variabilité intra-saisonnière de la couverture nuageuse et de la circulation atmosphérique, puis du cycle diurne du nuage et de la couche limite saharienne (SABL).
-  En dernier, un résumé des principaux résultats et des conclusions et perspectives est donné.

Chapitre 1

Éléments clés du climat en Afrique du Nord et en Sahara

Introduction:

L'Afrique de l'Ouest, bordée par le Golfe de Guinée au Sud et par l'Océan Atlantique à l'Ouest, s'étend du Niger jusqu'à la Mauritanie sur l'axe Est-Ouest et de l'Algérie jusqu'au Togo sur l'axe Nord-Sud.

Dans cette étude, nous nous concentrons sur la zone du Sahara. Située au Nord de 20°N (fig. 1.1), cette région dite aride est recouverte par le plus vaste désert chaud du monde et ne reçoit quasiment pas de pluie, le taux de précipitations moyen annuel est inférieur à 200 mm.

Entre le Nord et le Sud du Sahara, le contraste physique et climatique est fort, cette zone désertique et montagneuse couple dynamiquement le bassin méditerranéen et le Sahel, deux régions où l'impact du réchauffement climatique sur le cycle de l'eau possède les plus grandes incertitudes. Dans ce chapitre, nous nous intéresserons aux différentes conditions météorologiques qui composent les niveaux bas, moyens et hauts du Sahara.

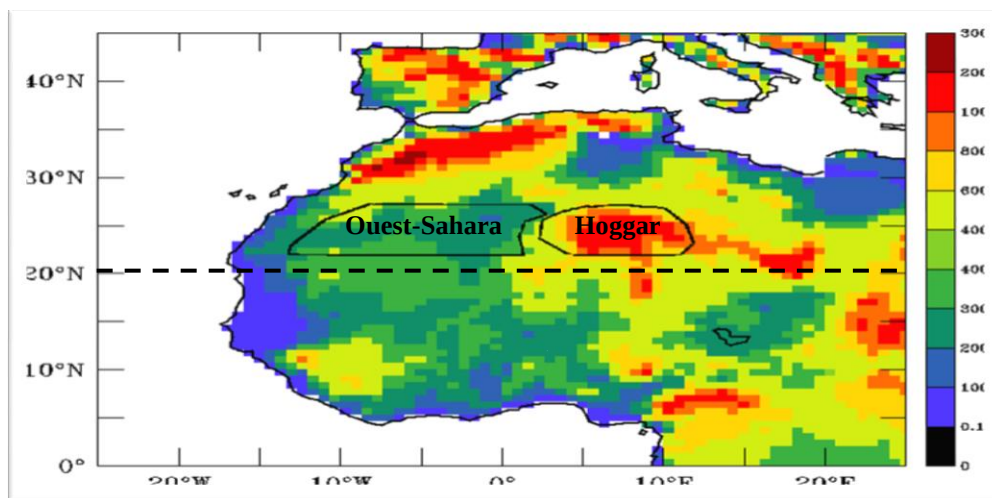


Figure 1.1. Reliefs au dessus de l'Afrique de l'Ouest (couleur) et les limites des régions de l'Ouest-Sahara et du Hoggar (contour noir).

1. Principaux acteurs

1.1 Dans les basses couches:

Dans les basses couches, la circulation de mousson est organisée autour de deux flux clés qui sont le flux de mousson et d'harmattan. Ces deux flux varient en fonction des

conditions de surface (température de la surface de la mer, du sol et de la surface végétée ...). La rencontre du flux de mousson (air humide) et de l'harmattan (air sec) forme près de la surface une zone de convergence appelée Front Inter Tropical ITD (InterTropical Discontinuity) [Hastenrath, 1988], positionnée autour de 20° N en Juillet [Sultan et al., 2007].

1.1.1 Flux d'harmattan :

L'harmattan est un vent Nord-Est/Sud-Ouest provenant des zones désertiques du Sahara (fig. 1.2). Cet air chaud et sec, correspondant aux alizés continental de l'hémisphère Nord, balaye l'Afrique de l'Ouest. L'harmattan est associé au régime anticyclonique habituel de la saison sèche des climats tropicaux. Ce vent est très turbulent dans les basses couches, peut aller jusqu'à 5km d'épaisseur et est très chargé en poussières désertiques.

1.1.2 Flux de mousson :

Le flux de mousson est un vent de Sud-Ouest, entre la surface et 800-850 hPa, qui provient de l'Océan Atlantique et se dirige vers le continent africain (fig. 1.2). Il doit son origine au gradient thermique méridien entre la mer et la terre. L'intensité du flux de mousson est renforcée en été du fait d'un renforcement du gradient méridien. Les alizés de l'hémisphère Sud qui transportent un air frais et humide venant de l'océan dépassent alors l'équateur et s'orientent vers le Nord-Est. Il est relativement plus froid que l'harmattan, plus chargé en humidité et son épaisseur ne dépasse généralement pas 2km.

1.1.3 Front Inter Tropical (ITD) :

C'est une zone de convergence près de la surface de la terre produite par la rencontre du flux d'harmattan et du flux de mousson. La convergence de ces deux flux se trouve au niveau du minimum de géopotentiel (région zonale de basses pressions) qui s'étend sur toute l'Afrique de l'Ouest et se déplace latitudinalement. Elle possède une forte amplitude annuelle atteignant sa position la plus au Sud de 5°N durant l'hiver boréal et sa position la plus au Nord de 20°N durant l'été boréal. De part la présence de cette convergence, un fort cisaillement horizontal et vertical se développe entre le flux de mousson et de l'harmattan le long du ITD [Bou Karam et al., 2008].

L'ITD est identifié généralement selon deux critères: un critère dynamique basé sur

l'inspection des champs de vents, dans ce cas, l'ITD est la région de convergence maximale et de très faibles vents (2m/s), et un critère thermodynamique basé sur la mesure de la température de rosée, dans ce cas, l'ITD est la région où la température de rosée atteint 15°C [Leroux, 1970 ; Buckle, 1996].

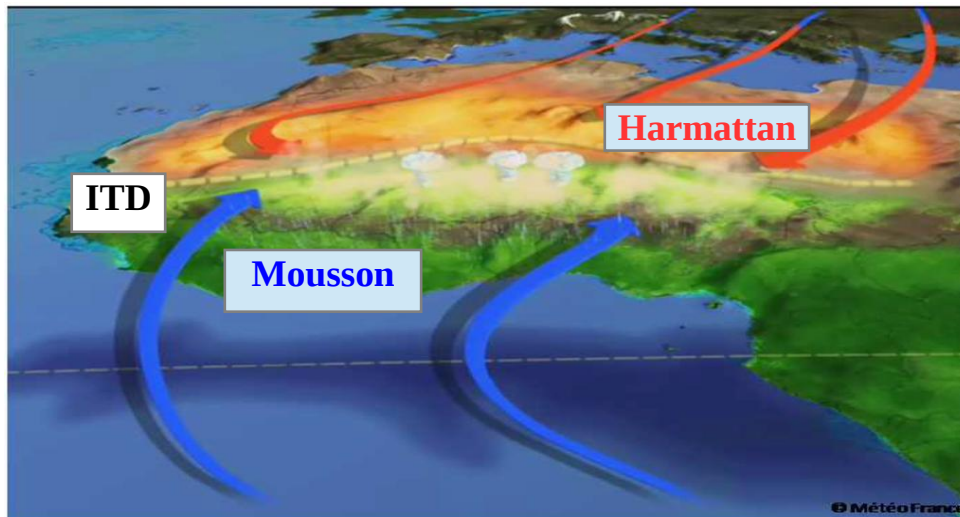


Figure 1.2. Circulation atmosphérique dans les basses couches en saison de mousson en Afrique de l'Ouest (MétéoFrance).

1.2 En moyenne et haute troposphère:

En altitude trois jets principaux interviennent dans la circulation de la mousson Ouest Africaine (fig. 1.3): Le Jet d'Est Africain AEJ (African East Jet), le Jet d'Est Tropical TEJ (Tropical East Jet) et le Jet d'Ouest Sub-Tropical STWJ (Sub-Tropical West Jet).

1.2.1 Jet d'Est Africain (AEJ) :

C'est un jet zonal de moyenne troposphère localisé, au-dessus de la zone sahélienne, vers 15°N, à une altitude de 600 et 700 hPa (3 - 4 km). Il est formé en réponse au gradient méridien de température [Burpee 1972, Thorncroft and Blackburn 1999] et d'humidité [Cook, 1999], et doit son origine à l'équilibre du vent thermique. Orienté d'Est en Ouest, se situe principalement au Sud du ITD et suit les déplacements saisonniers de ce dernier. Ce jet favorise la formation des Ondes d'Est Africaines AEW (African Easterlies Waves) par cisaillements de vents horizontal et vertical [Burpee, 1972 ; Thorncroft et Hoskins, 1994a, b ; Paradis et al., 1995; Nicholson et al. 2007]. Les systèmes convectifs de méso échelle se

positionnent souvent à des endroits privilégiés de l'onde du AEW et se propagent vers l'Ouest, à peu près à la même vitesse que l'AEJ.

1.2.2 Jet d'Est Tropical (TEJ) :

C'est un jet zonal de haute troposphère, situé entre 5°N et 10°N, au niveau de 200 hPa (11 – 15 km) de Juin à Septembre. Le TEJ tire son origine de la divergence créée en altitude associée à la circulation tropicale méridienne de Hadley et à la circulation zonale de Walker [Flohn, 1964; Murakami et al., 1970 ; Kanamitsu et al., 1972 ; Chen, 1980 ; Thorncroft et al., 2003 ; Parker et al., 2008]. Il présente une vitesse moyenne de 15-20 m/s.

1.2.3 Jet d'Ouest Sub-Tropical (STWJ) :

Se positionne entre la latitude 30°N et 35°N dans la haute troposphère, entre 250 à 140 hPa, le STWJ est un produit de la conservation du moment cinétique des parcelles exportées vers le Nord par la branche descendante de la cellule de Hadley locale. Le STWJ permet de transférer l'énergie entre les tropiques et les moyennes latitudes.

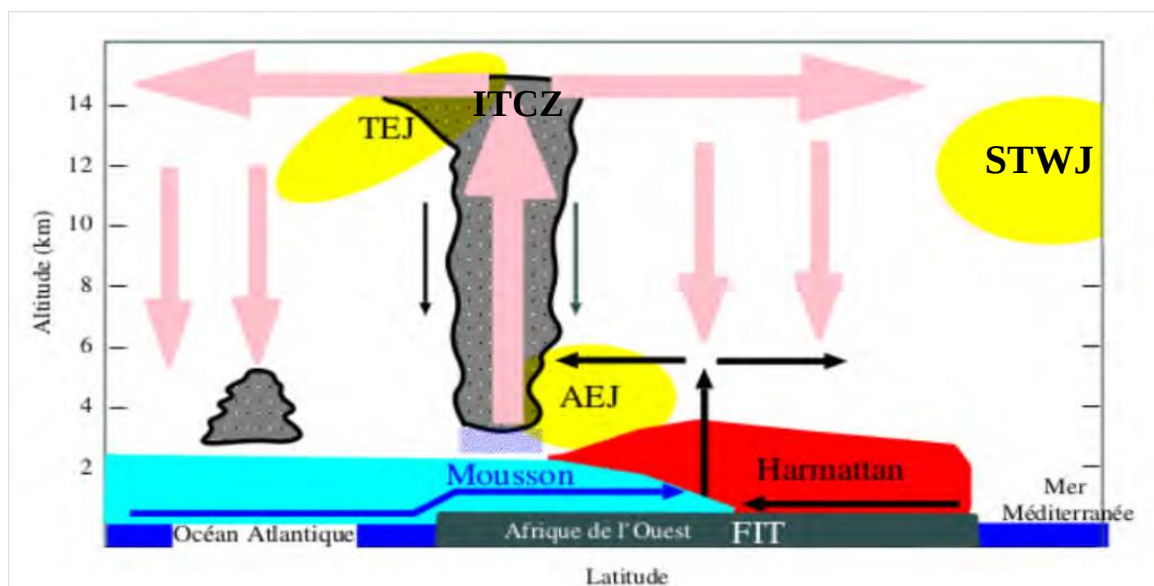


Figure 1.3. Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine pendant l'été boréal : la circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominants [Peyrille 2006].

1.3 Zones de convection sèche et humide:

Les deux structures convectives essentielles dans la circulation Ouest-Africaine sont la Zone de Convergence Inter Tropicale ITCZ (Inter-Tropical Convergence Zone) et la dépression thermique Saharienne SHL. Ceci résulte en un fort contraste méridien de part et d'autre de l'ITD durant la saison d'été avec une zone de convection humide au Sud et une zone de convection sèche au Nord (fig. 1.4).

1.3.1 Zone de Convergence Inter Tropicale (ITCZ):

C'est une zone où se produit la majorité des précipitations. En basse couche, la convergence du flux de mousson et de l'Harmattan est évacué par ascendance et sous forme de chaleur latente au niveau du maximum de température potentielle équivalente [Sultan and Janicot 2003, Sultan et al. 2007] permettant, au niveau de l'ITCZ, une convection profonde très active. Contrairement à la situation sur l'océan, la zone de convection profonde ne se positionne pas à la verticale de l'ITD, ceci en raison de la forte inhibition convective associée à la sécheresse de l'atmosphère sahélienne. L'ITCZ, au dessus du continent, se positionne donc au Sud de l'ITD vers 5°N en Mai et migre vers le Nord pour atteindre 10°N entre juin et septembre. L'ITCZ est située en hiver au dessus de l'océan près de l'équateur, et son arrivée au dessus du continent à partir du mois de Mai annonce l'arrivée des pluies sur le Sahel [Sultan et Janicot, 2000 ; le Barbé et al., 2002].

1.3.2 Dépression thermique Saharienne (SHL):

C'est une structure de grande échelle, c'est une zone où l'énergie solaire incidente est assez intense pour chauffer le sol. En réponse au fort chauffage radiatif au niveau surfacique, une circulation thermique sèche et intense se développe engendrant un maximum de température et un minimum de pression au sol et forme une dépression thermique typique des régions désertiques. Cyclonique au sol et anticyclonique au sommet, son extension verticale qui atteint une épaisseur de 6 km est limitée par la subsidence de grande échelle de la cellule de Hadley [Smith, 1986 ; Gamo, 1996]. La position géographique de la dépression thermique présente un cycle annuel très marqué; en hiver sa position favorite est plutôt au dessus de la République centrafricaine avec une extension au dessus du Sud du Tchad et du Sud-Ouest du Soudan. En été, la SHL se positionne au-dessus du Sahara et est caractérisée par une phase Est et autre Ouest pendant la période de mousson [Lavaysse et al., 2009, Chauvin et al.,

2010].

La dépression thermique saharienne, dont l'intensité est principalement fonction de la température de surface, est un élément clé dans le système de mousson Ouest Africaine [Parker et al., 2005.a]. En effet, une forte température de surface sur le Sahara favorise une couche de mélange profonde, un renforcement de la dépression de surface et donc une plus forte aspiration de la mousson vers le Nord [Couvreux et al. 2010]. L'air froid et humide transporté par le flux de mousson va, en retour, causer une ventilation et un affaiblissement de la dépression thermique [Peyrille et al., 2007]. La SHL trouve son équilibre grâce à la couche limite atmosphérique saharienne SABL (Saharan Atmospheric Boundary Layer).

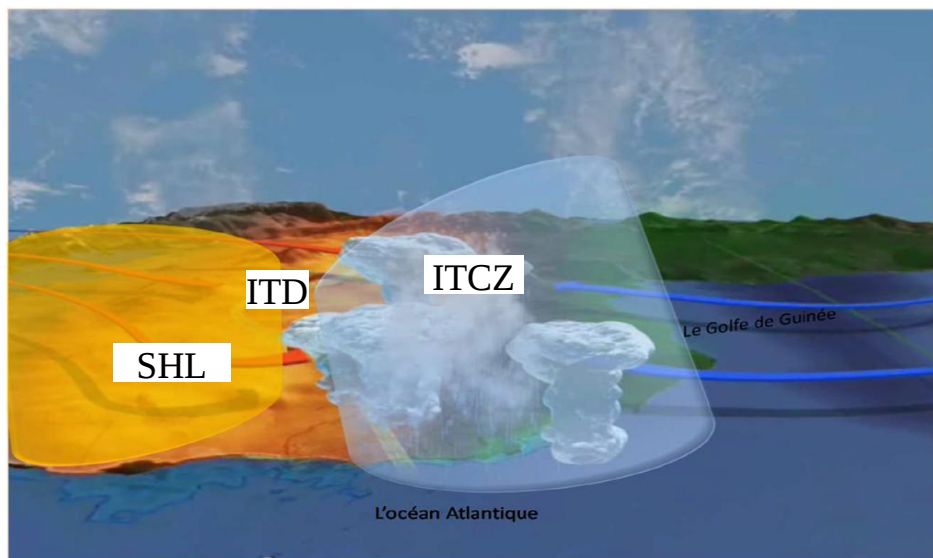


Figure 1.4. Zones de convection sèche (SHL) et humide (ITCZ) en Afrique de l'Ouest durant la saison de mousson.

2. Structure verticale :

La structure verticale de l'atmosphère au dessus du Sahara est divisée en trois couches [Smith 1986.a] dont les 2 premières constituent la couche limite atmosphérique Saharienne SABL :

2.1 Couche limite atmosphérique saharienne (SABL):

C'est la couche de l'atmosphère directement influencée par la surface terrestre avec un temps de réponse court (inférieur à une heure). La SABL est le lieu d'échanges énergétiques importants qui contrôle le transport et la distribution verticale des poussières, de la chaleur et de l'humidité [Cuesta et al. 2009]. Elle est coupée en deux : une couche limite convective

CBL (Convective Boundary Layer) et une couche résiduelle SRL (Saharan Residual Layer) [Cuesta et al. 2008, 2009; Messenger et al. 2010; Garcia-Carreras et al. 2015].

2.1.1 La couche limite convective (CBL) :

Elle est caractérisée, en surface, par un flux sensible plus important que le refroidissement radiatif. La convection sèche bien mélangée en basse couche réchauffe alors par turbulence une couche limite convective qui se développe entre la surface et 650-700 hPa (~4km d'épaisseur) [Gamo 1996, Cuesta et al. 2009, Messenger et al. 2010] (fig. 1.5).

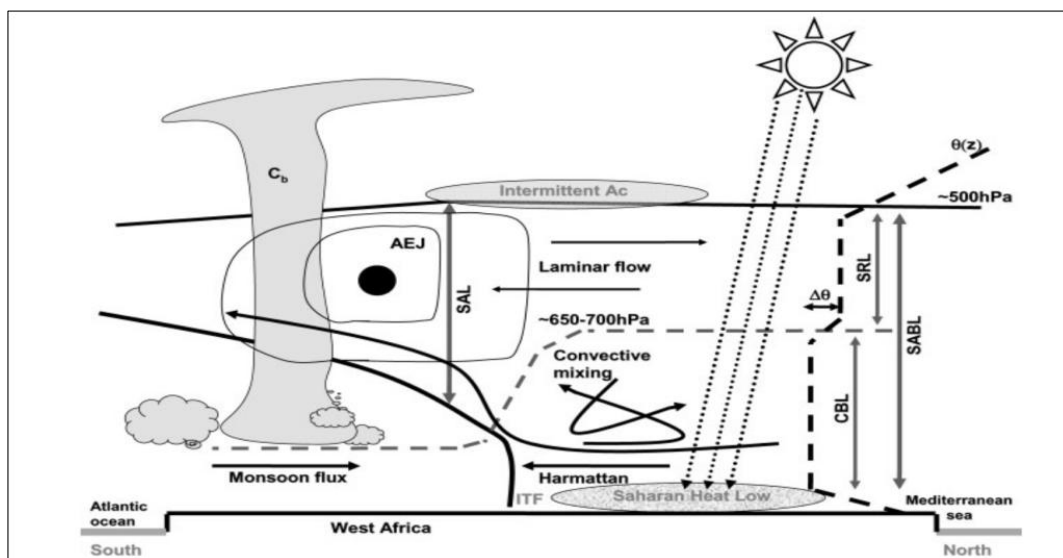


Figure 1.5. Schéma conceptuel de la structure et des processus de mélange de la CBL, de la SRL. La courbe noire, en trait épais, indique les limites de la SABL. La courbe grise, en pointillée, marque le sommet de la CBL [Messenger et al. 2010].

Cette couche est en moyenne ascendante et sa circulation est cyclonique. Cependant, elle perd en extension verticale lorsqu'elle se retrouve sur le centre et le Sud du Sahara. D'autre part, son cycle diurne est particulièrement fort [Parker et al. 2005]. Le principal facteur responsable des variations diurne de la hauteur de couche limite est le bilan radiatif atmosphérique. Pendant la journée l'insolation entraîne le développement d'une couche limite convective plutôt turbulente. Pendant la nuit le refroidissement de la surface entraîne le développement d'une couche limite nocturne stratifiée avec au dessus la formation d'une couche résiduelle neutre SRL [Stull 1988].

2.1.2 Couche résiduelle Saharienne (SRL) :

C'est une couche bien mélangée, quasi neutre et a une dynamique plutôt laminaire [Flamant et al. 2007, Cuesta et al. 2008; 2009, Messenger et al. 2010] qui s'étend jusqu'à 500 hPa (6 km) [Gamo 1996] (fig. 1.5). Elle est isolée et persistante, cette couche est caractérisée par une forte concentration en poussières désertiques qui jouent un rôle important sur la thermodynamique locale via leur impact radiatif.

2.2 Couche subsidente:

Au dessus de 500hPa, la circulation atmosphérique est dominée par la subsidence anticyclonique de grande échelle (fig. 1.5) de la cellule de Hadley locale [Smith 1986b, Gamo 1996] qui renforce la divergence, assèche, réchauffe (adiabatiquement), stabilise la haute troposphère et empêche donc la formation de convection nuageuse.

2.3 Cycle diurne du SABL:

Lorsque les conditions synoptiques sont calmes, la couche limite atmosphérique évolue au cours de la journée suivant un cycle caractéristique.

Pendant la journée, le rayonnement net chauffe la surface terrestre et provoque un suradiabatsme de l'air en contact avec le sol, qui est à l'origine des mouvements turbulents dans la couche limite. Celle-ci devient alors une couche de mélange convectif (fig. 1.5), résultat de la turbulence (dans une couche instable chauffée par le bas). L'épaisseur de la couche limite atmosphérique augmente au cours de la journée car petit à petit, de l'air non turbulent de l'atmosphère libre est mélangé par turbulence et acquiert les caractéristiques de cette couche mélangée. La croissance dépend alors du chauffage au sol et du profil de température de l'environnement dans lequel la couche se développe. Dans l'après-midi, lorsque la turbulence au sein de la SABL est très active, les vents sont faibles. La SABL est donc caractérisée par un transport d'air essentiellement vertical qui homogénéise la vapeur d'eau et autres scalaires présents dans toute la couche. La nuit une couche limite stable se forme à partir de la surface qui se refroidit par émission infrarouge. La turbulence diminue rapidement et les vents s'intensifient tout au long de la nuit. Il peut alors se produire un jet nocturne. La SABL est alors caractérisée par un transport d'air horizontal. En absence d'autres forçages le jet nocturne est très régulier et marqué. En régime de mousson, de l'air humide est advecté dans la partie inférieure de la SABL, tandis que de l'air plus sec est transporté dans la partie

supérieure [Parker et al., 2005].

3. Cycle saisonnier :

Cette section s'attache à décrire l'évolution saisonnière et diurne des acteurs modulant la dynamique atmosphérique au dessus du Sahara.

3.1 Période de chauffage sec (début janvier à fin mars) :

Dans le golfe de Guinée la température est très forte pendant l'hiver. Le gradient de température méridien entre l'océan et le continent est donc très faible n'induisant pas de circulation méridienne du Sud vers le Nord mais favorisant plutôt une circulation du Nord vers le Sud (fig. 1.6.a). Les alizés de Nord ne sont pas stoppés par le flux de mousson et descendent jusqu'à la côte Sud de l'Afrique de l'Ouest. Ainsi, le flux d'Harmattan est au plus fort en hiver (fig. 1.6.a).

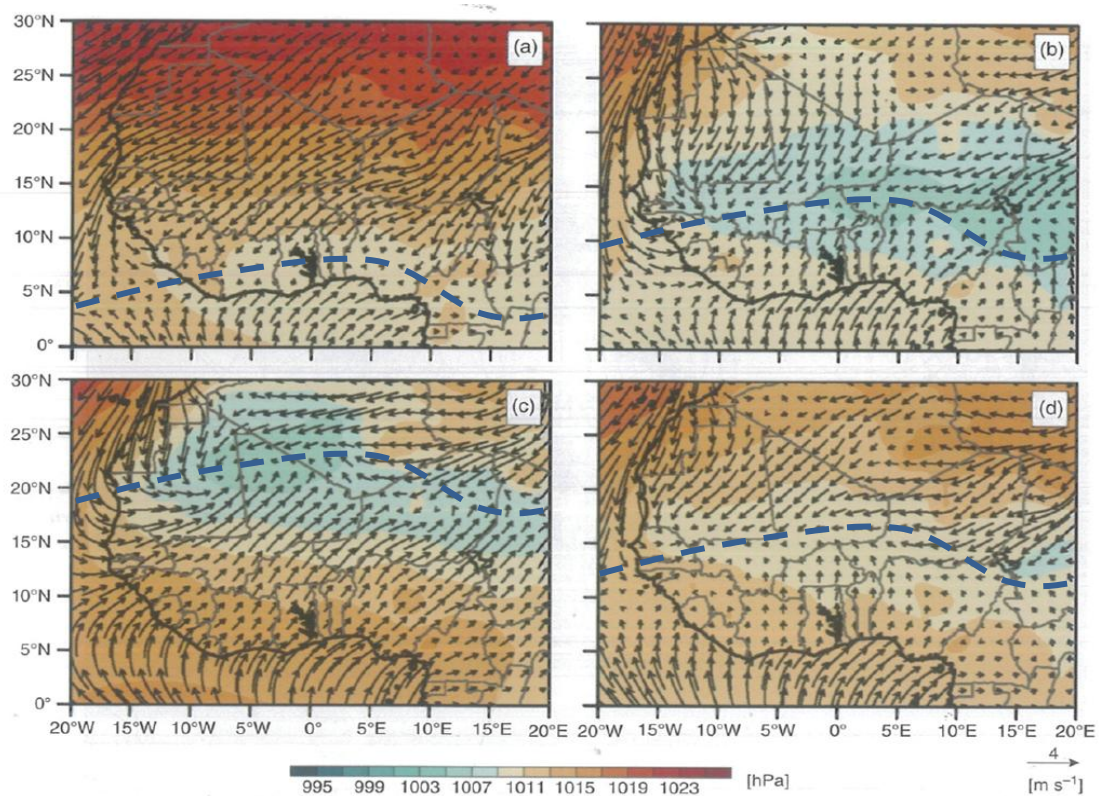


Figure 1.6. Moyenne mensuelle de la pression au niveau de la mer (couleur), vents à 10m (vecteur) et de la position de l'ITD (tirets bleu) pour (a) janvier, (b) avril, (c) juillet et (d) octobre. Source ERA-Interim, 1981-2010.

Sur l'océan, la présence de l'ITD combinée à des températures chaudes de la surface

de la mer entraînent de fortes ascendances favorisant la position de l'ITCZ au niveau de l'équateur (fig. 1.7.a). Etant donné la faiblesse de la mousson indienne en hiver, celle ci apporte peu d'énergie au TEJ. Celui ci est donc très faible et se situe juste au Sud de l'ITCZ (fig. 1.7.a).

En hiver, le STWJ est influencé par le fort gradient thermique entre le désert Saharien et les moyennes latitudes. Il est alors au plus fort et centré vers 25°N (fig. 1.7.a). Quant au AEJ, il est centré au Sud de l'ITD, c'est à dire au niveau de la côte en hiver (fig. 1.7.a).

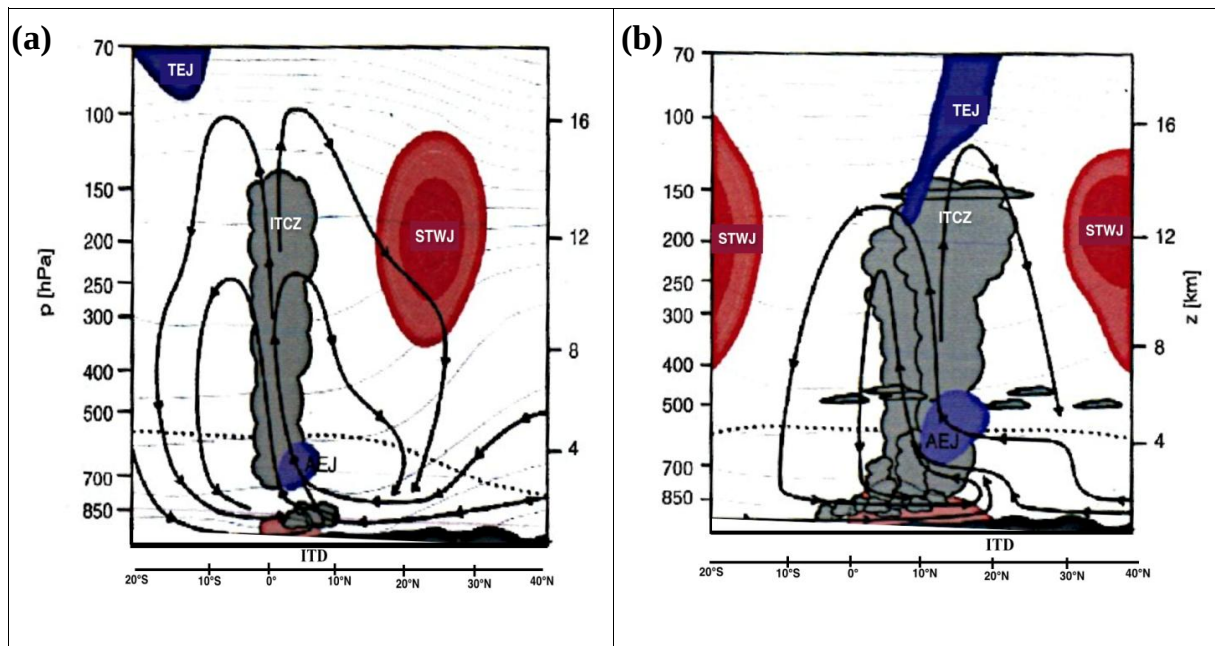


Figure 1.7. Schéma conceptuel de la coupe représentant l'atmosphère entre 10°W and 10°E en (a) Janvier et (b) Juillet. Les positions de l'ITD et des jets du courant du niveau supérieur (AEJ, TEJ et STWJ) sont indiquées [Fink et al., 2017].

3.2 Mise en place de la mousson, régime guinéen (début avril à fin juin) :

A partir de mai l'ensoleillement devient de plus en plus fort et se déplace vers le Nord. Ce forçage solaire induit un premier maximum de rayonnement solaire absorbé par la surface vers 14°N. Progressivement la température du sol et des basses couches augmente sur le désert jusqu'à mi-mai [Ramel et al. 2006]. Par conséquent l'émission infrarouge de la surface augmente. Ajouté à cette perte radiative infrarouge, l'albédo du désert est de plus en plus fort induisant une forte réflexion du rayonnement solaire incident. Au bilan le chauffage des basses couches de l'atmosphère par flux sensible reste cependant plus important que le refroidissement radiatif. L'excédent d'énergie en basse couche est alors évacué par convection sèche au niveau de la dépression thermique. La dépression thermique s'intensifie et se situe

préférentiellement au Sud-Ouest du Hoggar en juin (fig. 1.8.a).

Le gradient de pression induit par le creusement de la dépression thermique saharienne en mai est assez intense et persistant pour entraîner un déplacement vers le Nord des circulations atmosphériques et les jets se déplacent vers le Nord (fig. 1.7.b). D'autre part l'amplification du gradient thermique méridien entraîne une accélération de l'AEJ qui atteint alors sa valeur maximale climatologique.

Les alizés du Sud accélèrent et renforcent le flux de mousson et l'ITD atteint l'intérieur des terres, passant de 5°N en avril à 15°N en juin [Nicholson and Grist 2003] (fig. 1.6.b et 1.7.b). Cette migration vers le Nord peut être évaluée en moyenne autour du 14 mai [Sultan and Janicot 2003] et définit ainsi la date de pré-onset.

3.3 Mousson, régime sahélien (fin juin à fin août) :

Fin juin, plusieurs acteurs de la mousson agissent pour provoquer le déplacement soudain, en moins de 10 jours [Sultan and Janicot 2000; 2003, Le Barbé et al. 2002], de l'ITCZ de 5°N à 10°N passant du régime guinéen au régime sahélien (fig. 1.7.b). Cette période appelée saut de mousson (onset) déclare le début de la mousson en Afrique de l'Ouest. En moyenne, la date de l'onset est estimée autour du 24 juin (écart type de 8 jours) [Sultan and Janicot 2000, Ati et al. 2002, Sultan and Janicot 2003, Fontaine et al. 2008]. Bien que pas encore complètement expliquée, cette brusque rupture du cycle saisonnier entre deux états quasi permanents peut être expliquée par les phénomènes suivant :

- **Le refroidissement des océans** : Les alizés sont maximums au dessus de l'océan et entraînent un refroidissement intense de la surface océanique. Ce refroidissement de la température de l'océan rétroagit sur l'atmosphère induisant à la fois une intensification du gradient thermique méridien qui pousse la ITCZ vers le Nord [Ward 1998, Okumura and Xie 2004].

- **Le renforcement de la dépression thermique** : Fin juin marque le maximum de rayonnement solaire incident se trouvant vers 25°N et induisant un second maxima de rayonnement solaire absorbé par la surface contribuant à renforcer la dépression thermique [Ramel et al. 2006]. D'autre part, la présence de l'Atlas favorise l'existence d'une faible pression à l'Ouest du massif et une haute pression à l'Est par effet dynamique de l'orographie [Semazzi and Sun 1997]. Les circulations associées à l'Ouest cyclonique et à l'Est anticyclonique permettent de renforcer la convergence des vents au Sud de l'Atlas [Sultan and

Janicot 2003]. La présence du Hoggar crée une faible pression par effet dynamique et permet alors une intensification de l'harmattan sec et chaud qui repousse les entrées maritimes au Nord-Ouest de l'Afrique. La dépression thermique se déplace alors rapidement vers l'Ouest, entre l'Atlas et le Hoggar, centré vers 22°N et 2°W [Ramel et al. 2006, Lavaysse et al. 2009] (fig. 1.8.b).

L'intensification de la dépression thermique induit le renforcement de la circulation méridienne. En basse couche le flux de mousson est alors plus intense et se déplace vers le Nord jusqu'à 20°N [Lélé and Lamb 2010] (fig. 1.6.c).

3.4 Retrait de la mousson (début septembre à fin décembre) :

A partir de septembre, l'ensoleillement se réduit et ne fournit plus l'énergie nécessaire au maintien de la mousson. La dépression thermique s'affaiblit (fig. 1.8.c) et l'ITCZ et les circulations atmosphériques associées se retirent lentement et progressivement. Contrairement à la mise en place de la mousson qui se fait par brusques avancées sur le continent [Couvreur et al. 2010], l'ITD recule vers 15°N en moyenne à une vitesse de 15km/jour [Lélé and Lamb 2010] (fig. 1.6.d).

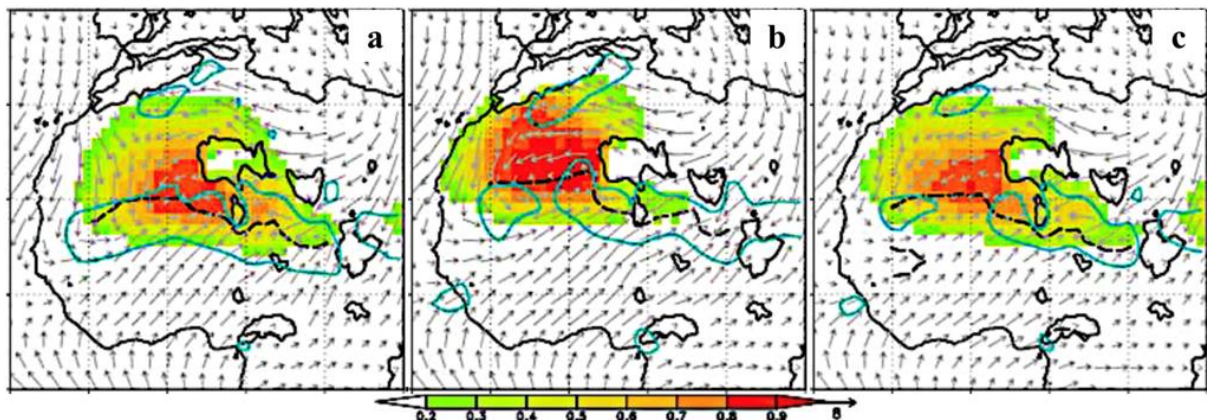


Figure 1.8. Fréquence d'occurrence moyenne du SHL en Afrique de l'Ouest (couleur) et du champ de vent à 925 hPa (vecteurs, en m.s^{-1}) en (a) Juin, (b) Juillet et (c) Septembre. Les contours cyan indiquent le niveau de convergence horizontale et les lignes noires indiquent la position de l'ITD. Les lignes grises indiquent le contour de l'orographie au-dessus de 925 hPa [Lavaysse et al. 2009].

Chapitre 2

Description des nuages

Introduction:

Les nuages sont reconnus à l'heure actuelle comme une des clés majeures dans la régulation du climat de notre planète, et à une échelle temporelle plus courte, sur le temps qu'il va faire. Ils recouvrent près de 60% de la surface terrestre et représentent 7% du volume de la troposphère. Les nuages offrent donc une surface d'échanges et un volume de réaction considérables pour les composés chimiques atmosphériques et les rayonnements électromagnétiques.

Les nuages ne sont pas des structures fixes, mais se transforment perpétuellement. En outre, ils se présentent sous une très grande variété de formes, de teintes, de structures, et d'épaisseurs. Nous décrirons dans ce chapitre les différents modes de formation ainsi que l'ensemble des espèces et dénominations possibles. Ce chapitre est aussi une introduction à la télédétection, il en présente les bases physiques mais pas seulement puisque des notions de climatologie, physique de l'atmosphère, etc... sont aussi abordées.

1. Rôle des nuages :

Les nuages dominent le bilan énergétique de la Terre à travers leur influence sur l'échange d'énergie solaire et tellurique entre l'atmosphère, l'hydrosphère, la surface terrestre, la biosphère et l'espace. Ils ont une influence sur la quantité de rayonnement solaire qui atteint la surface de la Terre, et régulent également la quantité d'énergie solaire et tellurique qui repart vers l'atmosphère, comme l'illustre la fig. 2.1.

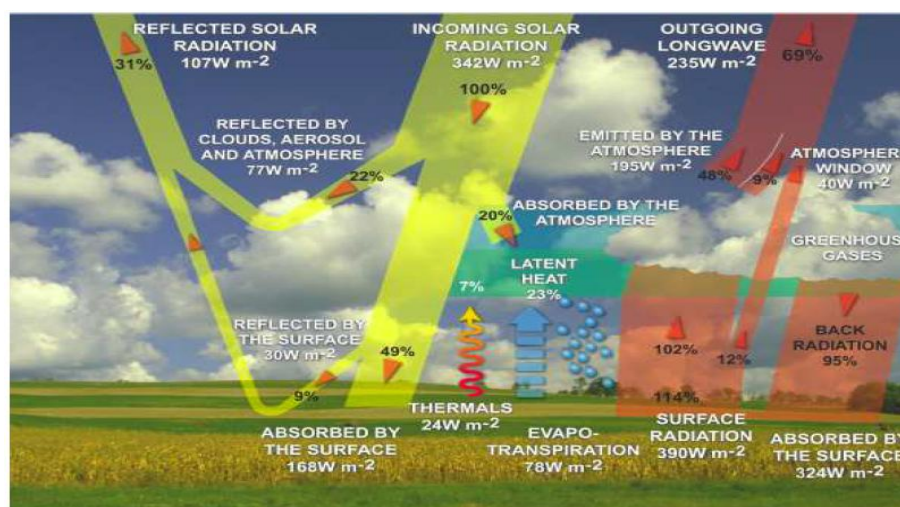


Figure 2.1. Bilan radiatif du système Terre-atmosphère [Markowicz, 2003].

Deux types de nuages en particulier ont une grande influence sur ce bilan radiatif (fig. 2.2): les nuages liquides de basse altitude (stratus, stratocumulus), qui sont transparents au rayonnement tellurique et réfléchissent le rayonnement solaire, contribuent à un refroidissement de la surface terrestre : c'est l'effet parasol (fig. 2.2.a). D'autre part, les nuages de glace de haute altitude (cirrus) peuvent, s'ils sont assez fins, réfléchir le rayonnement tellurique et laisser passer le rayonnement solaire, contribuant ainsi à un réchauffement de la surface terrestre et donc à l'effet de serre (fig. 2.2.b), ou bien, si leur épaisseur optique est plus importante, avoir un effet plus refroidissant. Leur impact sur le climat est donc difficile à évaluer.

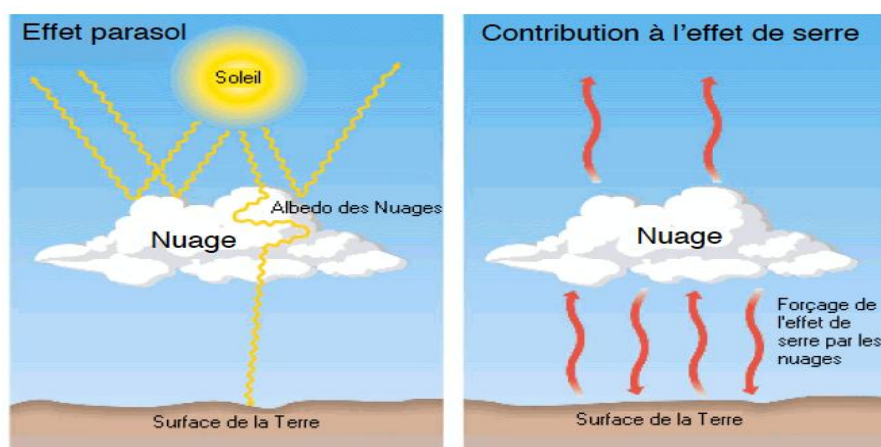


Figure 2.2. Effet parasol et effet de serre des nuages.

Les nuages ont également un rôle clé dans le cycle hydrologique de notre planète: ils se forment à partir de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère (fig. 2.3.a), apportent l'eau de la troposphère au sol par le biais des précipitations (fig. 2.3.b), et la transportent d'une région à une autre du globe par les vents.

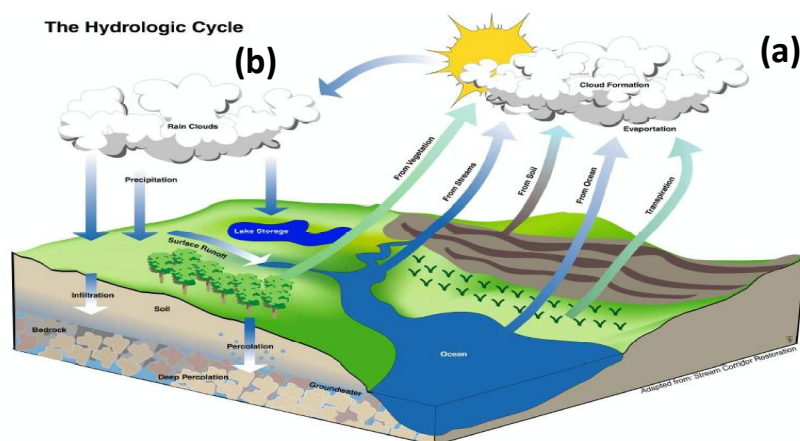


Figure 2.3. Bilan hydrologique de la Terre.

2. Origine des structures nuageuses :

Les nuages ont des formes multiples et ceci à diverses échelles. Comme les dimensions, la forme, la structure et la texture des nuages sont très influencées par la dynamique, la classification des nuages, qui fut à l'origine purement visuelle, peut maintenant être justifiée de façon physique. En effet, ces caractéristiques spatiales dépendent à la fois de leur altitude, de la stabilité de leur environnement et de la nature des mécanismes qui les ont engendrées.

Les nuages coïncident avec des instabilités dans la couche limite atmosphérique, qui, suivant leur nature, leur donnent des formes remarquables. Ils se développent en réponse à une grande variété de facteurs atmosphériques et/ou topographiques, par exemple l'intensité de la convection, les variations horizontales et verticales de la vitesse du vent, ou la rugosité de la surface de la Terre. Le nuage sert alors de révélateur de ces instabilités [Lafont, 2005].

2.1 Formation des nuages :

Pour qu'un nuage se forme, il faut que l'eau contenue dans l'atmosphère à l'état de gaz atteigne son point de saturation (ou point de rosée). Il faut aussi que l'air ne soit pas parfaitement pur mais chargé de minuscules poussière d'origine diverse sur lesquelles vont se condenser de fines gouttelettes d'environ 1/100 de millimètre. On appelle ces particules noyaux de condensation. Le nombre de ces noyaux est généralement très élevé, et les particules de poussière sont particulièrement abondantes.

Lorsque la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère subit une baisse de température, elle se condense autour des noyaux de condensation. La baisse de température peut être due au fait que l'air monte à une plus grande altitude où l'atmosphère est plus rare et où l'air se refroidit à raison de - 6 °C par km d'altitude. En réalité, le refroidissement est encore plus important; mais en se condensant, la vapeur d'eau dégage une certaine quantité de chaleur qui fait en partie obstacle au refroidissement. Le refroidissement peut également provenir de la simple présence du sol, dont la température diminue rapidement pendant la tombée de la nuit [Gourdeau, 2003].

La formation des nuages peut s'expliquer par différents phénomènes tels que :

2.1.1 Soulèvement frontal :

Dans un front chaud, l'air chaud glisse sur l'air froid des basses couches et s'élève en biseau en se refroidissant. Dans un front froid, l'air froid rejette l'air chaud en altitude, celui-ci se refroidit et provoque la formation de nuages (fig. 2.4).

Ce type de front est très convectif en général (la pente entre les 2 masses d'air est souvent très élevée) et provoque souvent des orages en été et de fortes pluies) [Gourdeau, 2003]. Les nuages se forment donc le long des lignes de fronts.

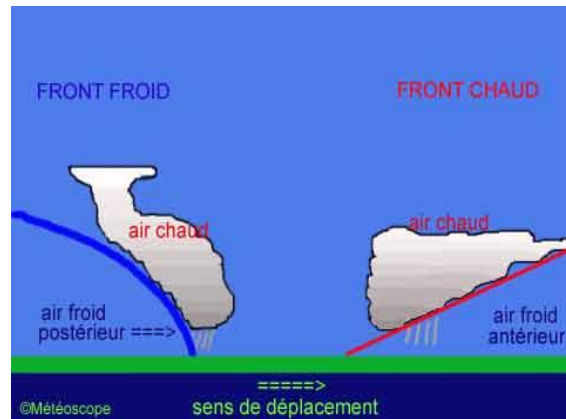


Figure 2.4. Formation de nuage par soulèvement frontal [Météoscope].

2.1.2 Soulèvement orographique :

Les nuages peuvent se former grâce à la topographie de la Terre, par exemple grâce aux collines ou aux montagnes (fig. 2.5). De tels nuages s'appellent «les nuages orographiques». L'air est obligé de passer par dessus une montagne, et lorsqu'il s'élève, il se refroidit jusqu'à son point de condensation. La condensation a lieu et l'eau contenue dans l'air devient liquide : elle se transforme donc en nuage [Gourdeau, 2003].

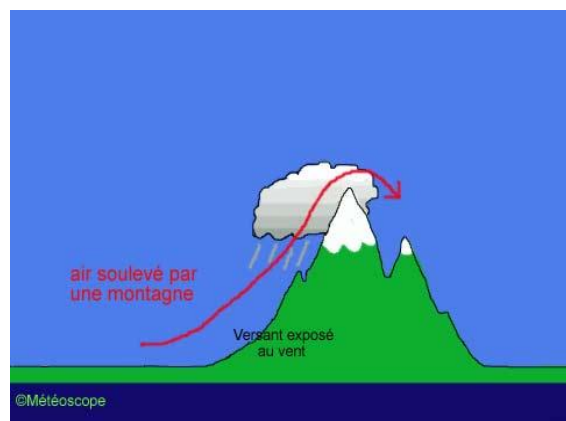


Figure 2.5. Formation de nuage par soulèvement orographique [Météoscope].

2.1.3 Convection :

Le réchauffement du sol sous l'action du soleil, se communique à l'air, celui-ci se dilate sous l'effet de la chaleur et devient plus léger. Il s'élève et la pression devenant plus faible se refroidit par détente (fig. 2.6).

En effet, si la pression de l'air contenu dans un volume diminue, c'est que l'air occupe moins de place, les molécules sont moins nombreuses et par conséquent les collisions entre elles sont plus rares. Arrive donc un moment où la vapeur d'eau atteint son point de saturation, et la formation de nuages devient possible [Gourdeau, 2003].



Figure 2.6. Formation de nuage par convection [Météoscope].

Cela explique aussi pourquoi nous avons une couverture nuageuse importante dans les zones de basses pressions (Dépression) et le contraire dans les zones de hautes pressions (anticyclone) [Gourdeau, 2003].

3. Classification des nuages :

La première classification scientifique des nuages a été faite au début de 19^{ème} siècle, à une période où aucun des processus de formation n'étaient clairement identifiés. Néanmoins, le français Lamarck en 1802 et l'anglais Howard en 1803, reconnaissent trois formes fondamentales et quelques autres plus secondaires. Renou en 1855, étend cette classification et lance l'idée de l'altitude du nuage comme base de sa classification. Les nuages pourraient être alors divisés en trois catégories selon le niveau caractéristique d'apparence : nuages bas, nuages moyens, et nuages élevés [Lafont, 2005]. Le quatrième groupe de nuages tient compte de la forte extension verticale de certains nuages qui peuvent se retrouver sur plus d'un étage à la fois. La forme des nuages permet d'opérer une différenciation.

3.1 Types de nuages :

Les météorologues ont identifié un nombre limité de formes caractéristiques des nuages en fonction de l'altitude (tableau 2.1) et des conditions de formation. Les espèces de nuages se rapportent à l'une ou plusieurs des caractéristiques suivantes: la forme (nuages en banc, en couches, en nappes, en voile, etc.), la dimension (surface des éléments constitutifs, extension verticale, etc.) [Lafont, 2005].

Tableau 2.1. Altitudes moyennes des différentes classes de nuages, suivant la région d'observation [Malardel 2009].

Famille de nuages	Régions polaires	Régions tempérées	Région tropicales
N. bas	0 à 2km	0 à 2km	0 à 2km
N. moyen	2 à 5km	2 à 9km	2 à 12km
N. haut	3 à 8km	5 à 13km	6 à 18km
N. à développement vertical	0.5 à 8km	0.5 à 13km	0.5 à 18km

L'observation de particularités dans la forme des nuages et de différences dans leur structure interne, a conduit à subdiviser la plupart des genres de nuages en types. La classification des formes caractéristiques qui a été établie, comporte une subdivision en genres, espèces et variétés.

Il existe 10 groupes principaux (fig. 2.7), appelés types, qui s'excluent mutuellement, c'est à dire qu'un nuage ne peut appartenir qu'à un seul genre [Lafont, 2005] :

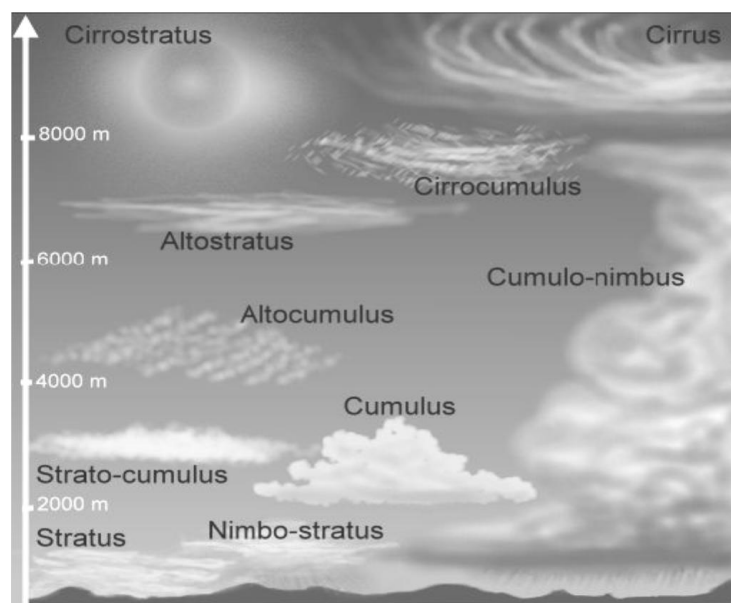


Figure 2.7. Principaux types de nuages suivant leur altitude de base [WMO].

3.1.1 Les nuages hauts :

Ils sont composés de millions de minuscules cristaux de glace et non pas de gouttelettes d'eau comme les nuages moins élevés. Leur température est inférieure à - 40°C [Gourdeau, 2003]. Les noms des genres de nuages caractéristiques de l'étage supérieur comportent tous le préfixe: Cirro (fig. 2.7).

3.1.2 Les nuages moyens :

Ils sont composés à la fois de cristaux de glace et de gouttes d'eau. Ils recouvrent de très grandes surfaces, parfois des centaines de kilomètres carrés. Ils ne donnent que de faibles précipitations [Gourdeau, 2003]. Les noms des genres de nuages caractéristiques de l'étage moyen commencent par le préfixe: Alto (fig. 2.7).

3.1.3 Les nuages bas :

Les nuages bas sont essentiellement constitués par des petites gouttelettes d'eau parfois mêlées à des cristaux de glace lorsque la température descend fortement au-dessous de 0°C [Gourdeau, 2003]. Les noms des genres de nuages caractéristiques de l'étage moyen commencent par le préfixe: Strato (fig. 2.7).

3.1.4 Les nuages à grande extension verticale :

Les nuages à grande extension verticale ont presque toujours leur base située à l'étage inférieur, mais ils ne peuvent être considérés comme des nuages caractéristiques de l'étage inférieur, car leur sommet le plus élevé s'étend très fréquemment jusque dans l'étage moyen ou même dans l'étage supérieur [Gourdeau, 2003]. Les noms des genres de nuages caractéristiques de l'étage moyen commencent par le préfixe: Cumulus (fig. 2.7).

3.2 Aspect des nuages :

L'aspect d'un nuage, c'est-à-dire sa forme, sa texture, sa transparence, son opacité et ses couleurs, dépend de:

- **La nature et la densité de ses constituants:** Les contours tranchés indiquent en général la présence de gros éléments, la transparence est l'indice d'un contenu en matière condensée

faible; l'opacité caractérise l'épaisseur du nuage, une structure fibreuse et diaphane est le fait de fins cristaux de glace.

- **La configuration des mouvements atmosphériques au sein du nuage:** Une atmosphère stable ne permet que des mouvements horizontaux, les formes nuageuses sont étalées; une atmosphère instable autorise les mouvements verticaux qui entraînent les formes globulaires.

- **L'éclairage auquel le nuage est soumis:** éclairage direct par un soleil plus ou moins bas sur l'horizon, éclairage diffusé par d'autres éléments nuageux, diffusion de l'air atmosphérique ou réflexion sélective du sol. Les positions relatives de l'observateur, du nuage et des sources éclairantes ont un rôle essentiel.

3.3 La couleur des nuages :

En réalité les nuages n'ont pas vraiment de couleur. Les différences que l'on voit du sol sont en partie dues à l'absorption ou réfléchissement des rayons du soleil par la couche nuageuse.¹

3.3.1 Par absorption :

Plus un nuage est épais et dense en gouttelettes d'eau plus les rayons du soleil ont du mal à atteindre le sol. La base du nuage est alors grise voir très sombre proche du noir dans le cas de nuage de très grande épaisseur du type Cumulonimbus. Mais aussi quand ils sont sous l'ombre d'autres nuages. Les jours de pluie ou de neige sont souvent sombres, car la lumière est tellement dispersée qu'une bonne partie ne réussit pas à traverser le nuage.

3.3.2 Par réfléchissement :

Les fines gouttelettes d'eau du nuage réfléchissent la lumière presque aussi efficacement que la neige. En fait, ces gouttelettes d'eau (ou les cristaux de glace), qui sont beaucoup plus grosses que les molécules d'air, ont la bonne dimension pour diffuser toutes les longueurs d'onde de la lumière dans toutes les directions. Résultat: on voit la lumière blanche (combinaison de toutes les longueurs d'onde) et les nuages sont blancs. Les cumulus et les cumulonimbus ont des protubérances très blanchâtres.

¹ [www.passion-meteo.net]

4. Développement de la classification des nuages :

Avec l'évolution des outils tels que les ordinateurs et les moyens de communications, l'avènement de l'ère du numérique a contribué de façon considérable à la recherche en physique des nuages, avec en particulier le développement de la modélisation et des algorithmes de traitement des mesures.

4.1 Vers la télédétection :

Les mesures aéroportées ou à partir de radars au sol sont ponctuelles, avec une couverture spatiale qui reste faible. Or, si le 20ème siècle est le siècle de l'aviation et de la conquête du ciel, c'est aussi celui de la conquête spatiale, et sera, en termes d'observation de la terre et de l'atmosphère, celui de l'observation à distance depuis l'espace : la télédétection. Il faut pourtant remonter au milieu du 19ème siècle pour voir les débuts de la télédétection qui consistaient à prendre des photos aériennes depuis un ballon (Tournachon en 1859), puis pendant le premier quart du 20ème siècle depuis des avions.

La recherche spatiale s'est développée avec la mise en orbite de satellites, la mission américaine Explorer-VI a permis en 1959 d'enregistrer la première photo de la Terre acquise depuis l'espace. Suite à ce succès, le premier satellite météorologique au monde, TIROS (Television and InfraRed Observation Satellite), a été lancé en 1960 par les américains, avec à son bord une caméra de télévision pour retransmettre en direct les images de la Terre. A partir de cette date, les missions spatiales d'observation de la Terre avec des instruments embarqués sur satellite, offrant ainsi une couverture spatiale globale et en continu, vont alors se multiplier, citons par exemple parmi les premiers : le programme américain d'observation de la surface terrestre Landsat, avec le premier des 7 satellites ERTS (Earth Resources Technology Satellite) lancé en 1972, et le programme français SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre) depuis 1986.

4.2 Télédétection passive et active :

Plusieurs techniques de télédétection sont ainsi mises en œuvre à bord des satellites dans le but d'observer l'atmosphère terrestre. Certaines d'entre elles sont dites « passives », c'est-à-dire qu'elles n'émettent aucun signal et enregistrent uniquement, dans une gamme de fréquence choisie, le rayonnement électromagnétique émis ou diffusé par les cibles (nuages, surface terrestre...), comme les radiomètres par exemple.

L'autre technique est dite « active » et consiste à émettre un signal électromagnétique à une fréquence choisie et à enregistrer le signal rétrodiffusé par les cibles rencontrées, comme les nuages. Les radars (RAdio frequency Detection And Ranging) utilisent cette technique de télédétection active en émettant des ondes radio de fréquence comprise entre 3 et 100 GHz environ pour une utilisation météorologique par exemple.

Plus récemment, depuis les années 60 [Smullin and Fiocco, 1962], une autre technique de télédétection active a été développée, très proche de celle du radar, mais utilisant des fréquences beaucoup plus élevées, couvrant le domaine des longueurs d'ondes visibles et ultraviolettes: le lidar (Light Detection And Ranging).

4.3 Observation des nuages par satellite :

La physique de l'atmosphère, la télédétection en particulier, comme les autres sciences, est tributaire de la technique. Les phénomènes étudiés nécessitent des moyens d'observation adaptés aux questions posées ainsi qu'aux différentes échelles spatiales et temporelles concernées. Les physiciens de l'atmosphère ont pendant longtemps travaillé à l'échelle locale. Puis, le développement des moyens d'observation spatiaux a profondément modifié l'échelle et la fréquence des mesures envisageables, ainsi que les méthodes de travail. Les satellites d'observation sont maintenant indispensables pour mettre en évidence les changements dans l'occupation et l'organisation de la couverture nuageuse.

Il faut rappeler ici que des différences existent entre l'observation par satellites et l'observation depuis la surface. Un satellite est incontestablement en mesure d'acquérir une connaissance plus complète de la répartition horizontale des nuages, de leur structure et de l'aspect de leurs régions supérieures.

L'aspect des champs nuageux dépend essentiellement de la nature, des dimensions, du nombre et de la répartition dans l'espace de ses particules constitutives (nuages isolés, groupes); il dépend aussi de l'intensité du rayonnement reçu par le nuage, ainsi que des positions relatives du satellite et de la source du rayonnement par rapport au nuage.

4.3.1 Spectre visible :

Dans le spectre visible, la luminance reçue ne dépend que de la réflectivité du nuage (fig. 2.8). Cette réflectivité dépend de la composition du nuage (gouttelettes d'eau, cristaux de glace), et de son épaisseur. Ainsi, des nuages constitués de cristaux de glace épais, apparaîtront blancs [Lafont, 2005].

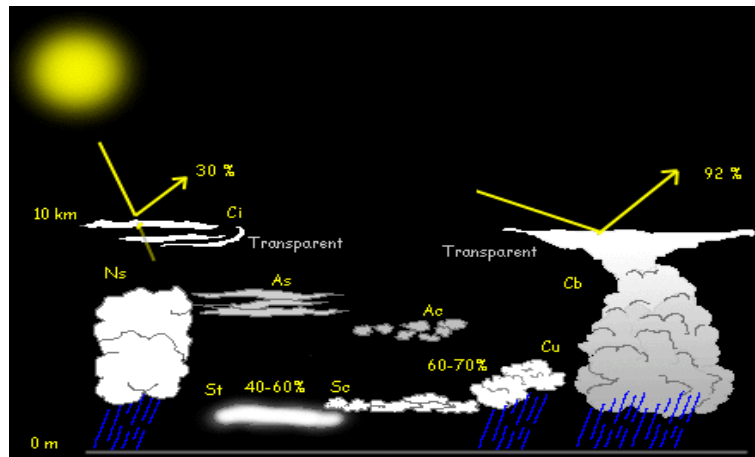


Figure 2.8. Nuages dans le visible.²

4.3.2 Spectre infrarouge :

Dans l'infrarouge thermique plus un nuage a un sommet élevé, plus la température du sommet est basse (fig. 2.9). Le radiomètre mesure alors l'émittance, qui est ensuite convertie en luminance, et éventuellement en température. Ainsi les images infrarouges peuvent permettre la détermination des types (ou genres) des nuages grâce à la séparation en différents niveaux d'altitude et ce, grâce à la température [Lafont, 2005].

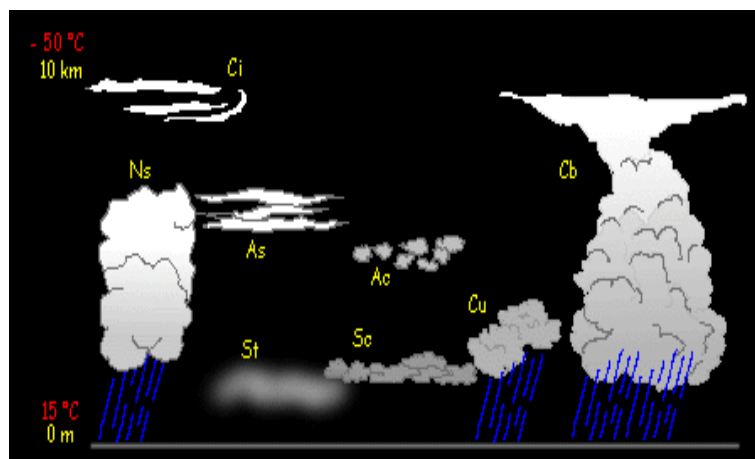


Figure 2.9. Nuages dans l'infrarouge.²

4.4 Mesure des nuages par Satellite :

Les mesures issues d'un capteur satellitaire peuvent être discrètes, correspondre à des points échantillonnés de mesures ou à un profil le long de la trajectoire du capteur. Elles

² www.ac-creteil.fr

peuvent également se présenter comme des grilles à deux dimensions, i.e. des images, dont les caractéristiques sont :

- **la résolution spatiale** : chaque pixel représente une certaine étendue de la surface réelle visualisée sur l'image;
- **la résolution temporelle** : les systèmes de télédétection, et plus particulièrement ceux embarqués à bord des satellites, permettent d'observer la surface terrestre avec une plus ou moins grande régularité temporelle;
- **la résolution spectrale** : les mesures du capteur sont effectuées à une certaine longueur d'onde ou plage de longueurs d'onde.

4.4.1 Caractéristiques du détecteur visible :

L'énergie radiative (S) émise par le Soleil est très intense pour une gamme de longueur d'onde comprise entre 0,4 μm et 0,7 μm (C'est la lumière visible que perçoit l'œil humain).

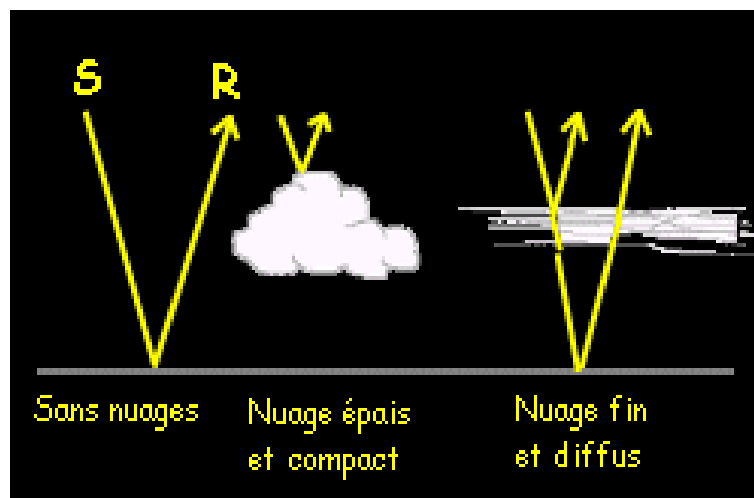


Figure 2.10. Trajectoire du rayonnement émis par le soleil.³

Une fraction plus ou moins importante de cette énergie incidente est absorbée par les différentes formations de la surface terrestre ou proche d'elle : il s'agit pour l'essentiel des sols, des océans et des nuages (fig. 2.10).

L'autre fraction (R) est réfléchiée ou diffusée en direction de l'espace. Le rapport de ces énergies S/R constitue l'albédo de cette formation de surface. C'est elle que le satellite capte

³ www.ac-creteil.fr

au moyen de son détecteur VIS sensible aux énergies radiatives comprises entre $0,4 \mu\text{m}$ et $0,9 \mu\text{m}$ ⁴. Pour ce canal, les images ne sont évidemment utilisables en météorologie que le jour.

Dans le visible, l'albédo est mesuré pour différentes surfaces. Les nuages, la neige et la glace se réfléchissent fortement, par conséquent, ils apparaissent en gris clair. Les sols secs et nus, ainsi que le sable, apparaissent également en couleur claire, tandis que les régions couvertes de végétation ont un albédo légèrement inférieur et apparaissent dans une couleur plus sombre. Les surfaces d'eau ont un albédo très faible et apparaissent par conséquent en couleur sombre. L'espace apparaît en noir parce qu'un espace vide ne réfléchit pas la lumière.

4.4.2 Caractéristiques du détecteur infrarouge :

La surface terrestre après avoir absorbé une fraction de l'énergie incidente rayonne à son tour restituant ainsi une partie de l'énergie emmagasinée (fig. 2.11). A la température de la Terre (moyenne 15°C), ce rayonnement se fait dans une gamme de longueurs d'ondes comprises entre 3 et $50 \mu\text{m}$ avec un maximum à $10 \mu\text{m}$ ⁴. Ces longueurs d'ondes appartiennent au domaine des infrarouges IR.

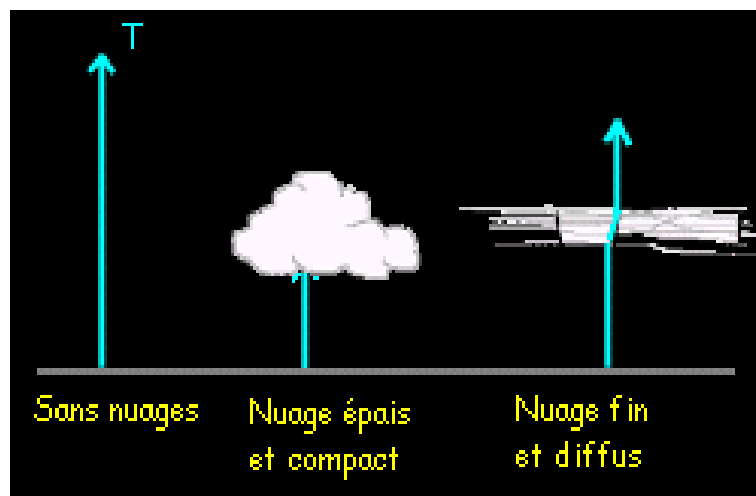


Figure 2.11. Trajectoire du rayonnement émis par la terre.⁴

Une majeure partie de ces radiations émises par la Terre est absorbée par la vapeur d'eau et certains gaz (CO_2 , NO_2 , O_3 , O_2) présents dans l'atmosphère, piégeant ainsi cette énergie (effet de serre).

Cependant cette absorption atmosphérique est inégale selon les radiations émises par la Terre. Les infrarouges de longueur d'onde comprise entre $8,5\mu\text{m}$ et $13 \mu\text{m}$ traversent bien

⁴ www.ac-creteil.fr

l'atmosphère. Ce sont eux que le satellite capte au moyen de son détecteur IR sensible aux énergies radiatives comprises entre 10,5 et 12,5 μm .

Notons quelques unes des propriétés liées à cette bande spectrale :

- quasi-transparence de l'atmosphère;
- faible réflectivité des objets observés;
- faible intensité du rayonnement solaire;
- forte émissivité de la surface et des nuages épais.

L'émission est fonction de la température et de la nature du corps émetteur.

L'utilisation de détecteurs sensibles à ces émissions qui sont fonction de la température et de la nature du corps émetteur permet d'acquérir des images thermiques aussi bien la nuit que le jour.

Chapitre 3

Mesures et Données

Introduction :

Ce chapitre met en place les fondations de ce manuscrit. Les données représentent la matière première de nos analyses. A l'aide de diverses méthodes statistiques, simples ou plus complexes, pour extraire des signaux qui nous ont semblé intéressants et robustes et que nous avons utilisé pour mieux comprendre la couverture nuageuse et sa variabilité au dessus du Sahara. Nous présentons donc dans ce chapitre les produits des satellites MSG/SEVIRI/SAFNWC et des ré-analyses ERAI, ainsi qu'une description de la méthode de classification, d'évaluation et de correction des types de nuages que nous avons utilisés au cours de ce travail de thèse.

1. Le satellite Meteosat Second génération (MSG) :

En 2002, Météosat s'est vu supplanté par la nouvelle génération de satellites, Meteosat Second Generation MSG. C'est une famille de quatre satellites météorologiques géostationnaires dont le premier, Météosat-8 (ou MSG-1), fut lancé en 2002, et le deuxième, MSG-2, suivit en décembre 2005. Son radiomètre SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) positionné à 3.5°W (fig. 3.1) au dessus de l'équateur est doté de 12 canaux répartis entre les longueurs d'ondes visibles et infrarouges.

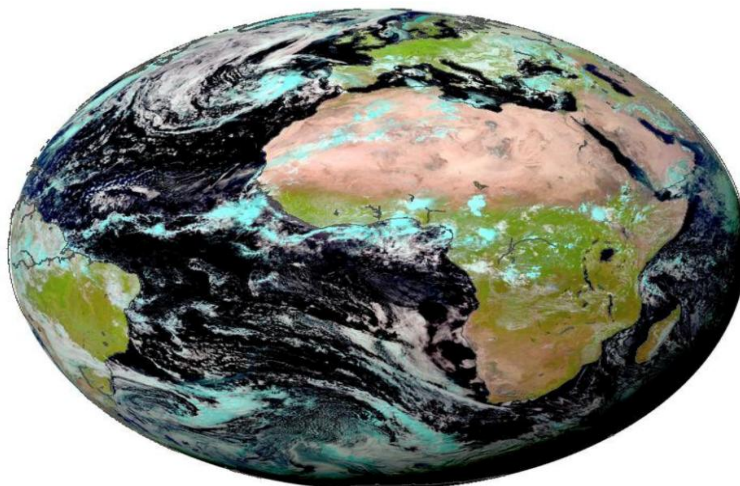


Figure 3.1. Image couleur MSG/SEVIRI, prise le 01/06/2020 à 13h00UTC (Icare-Lille).

1.1 Données SEVIRI :

Le radiomètre imageur SEVIRI transmet des images de l'hémisphère terrestre toutes les 15 min. La résolution spatiale est améliorée, puisqu'elle est de 3 km pour les bandes multi-spectrales (contre 5 km pour la première génération) et de 1 km pour le canal visible haute résolution HRV (contre 2,5 km auparavant). Les performances de cet instrument, à la fois sur la résolution temporelle et la résolution spectrale ont permis de décrire plus précisément les processus atmosphériques et de déceler plus aisément les phénomènes localisés à évolution rapide ou violente, tels que les orages et les tempêtes. Les caractéristiques des 12 bandes spectrales de MSG et leurs principales utilisations sont synthétisées dans le tableau 3.1 suivant :

Tableau 3.1. Caractéristiques des 12 bandes spectrales de MSG et leurs principales utilisations [EUMETSAT, 2006].

N° canaux	Bandes spectrales	Caractéristiques des bandes spectrales (µm)			Résolution spatiales	utilisations
		$\lambda_{\min}$	λ	$\lambda_{\max}$		
1	VIS0.6	0.56	0.635	0.71	3 km	Détection et suivi des masses nuageuses, étude des terres émergées
2	VIS0.8	0.74	0.81	0.88	3 km	Détection et suivi des masses nuageuses, étude des terres émergées
3	PIR1.6	1,5	1,64	1,78	3 km	Distinction nuages d'eau et de glace, distinction neige / nuages chargés d'eau
4	IR3.9	3,48	3,9	4,36	3 km	Détection des nuages bas et brouillards nocturnes, températures de surface, incendies de forêts
5	WV6.2	5,35	6,25	7,15	3 km	Mesure de la vapeur d'eau dans la haute troposphère, instabilités atmosphériques et vents locaux
6	WV7.3	6,85	7,35	7,85	3 km	Mesure de la vapeur d'eau dans la moyenne troposphère, instabilités atmosphériques et vents locaux
7	IR8.7	8,3	8,7	9,1	3 km	Détection des cirrus, instabilités atmosphériques
8	IR9.7	9,38	9,66	9,94	3 km	Mesure de l'ozone
9	IR10.8	9,8	10,8	11,8	3 km	Détection des nuages, températures des surfaces terrestres et océaniques, instabilités atmosphériques
10	IR12.0	11	12	13	3 km	Détection des nuages, températures des surfaces terrestres et océaniques, instabilités atmosphériques
11	IR13.4	12,4	13,4	13.40	3 km	Détermination de la hauteur des cirrus, instabilités atmosphériques
12	HRV	Large bande 0.4 - 1.1			1 km	Détection et suivi des masses nuageuses, étude des terres émergées

1.2 Données SEVIRI et l'algorithme du SAFNWC :

Les types de nuages et la pression au sommet des nuages utilisés dans cette étude sont les produits du logiciel SAFNWC (Satellite Applications Facilities Nowcasting) appliqué aux données SEVIRI.

Le SAFNWC est un centre spécialisé au sein de l'Organisation Européenne pour l'Exploitation des Satellites Météorologiques EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites). L'algorithme utilisé dans ce logiciel est décrit dans le document Algorithm Theoretical Basis Document rédigé par Derrien et Le Gleau (2013).

Voici un résumé des principales caractéristiques de cet algorithme qui est appliqué à chaque pixel et exécuté en trois étapes : (1) détection des nuages, (2) classification des types de nuages, (3) détermination du rapport nuage/pression. Pour la première étape, on peut trouver des informations plus concises sur l'algorithme dans Derrien et Le Gleau (2005 ; 2010).

1.2.1 Détection des nuages:

Une série de tests de seuil sont appliqués séquentiellement [Derrien et Le Gleau, 2013, 2005, 2010]: sur la fenêtre (10.8 μ m) du canal de température de brillance BT et la réflectance bi-directionnelle (à 0.6 μ m ou 0.8 μ m), mais aussi sur les différences de température de brillance entre deux canaux (choisies parmi 10.8 μ m, 12 μ m, 3.9 μ m, 8.7 μ m), pour tester la variabilité spatiale et temporelle de température de brillance BT à 10.8 μ m et la variabilité spatiale de la réflectance bi-directionnelle.

La série de seuils utilisée dépend principalement des conditions d'éclairage (nuit, crépuscule et jour). À l'exception des tests de variabilité spatiale et temporelle, les valeurs des seuils eux-mêmes dépendent: de données auxiliaires telles que l'éclairement, l'angle d'observation, l'emplacement géographique et les données de prévision du modèle météorologique qui donnent la colonne totale de la vapeur d'eau et la température de l'air à 925 hPa, la climatologie mensuelle de la température de surface de la mer SST (Sea Surface Temperature) et la climatologie de la réflectance au-dessus des terres. Ces valeurs sont calculées à partir de la température de brillance BT simulée en ciel clair et de la réflectance bidirectionnelle simulée par le modèle de transfert radiatif RRTOV [Saunders et al., 1999] pour les bandes thermiques, et par le modèle de transfert radiatif 5S du spectre solaire [Tanré et al., 1990] pour les conditions atmosphériques et de surface fournies par l'ensemble de

données auxiliaires.

1.2.2 Classification des types de nuages:

Un type de nuage est donné aux pixels nuageux en utilisant la même approche de l'étape de la détection des nuages (c'est-à-dire un ensemble de test de seuil pour les canaux BT, les différences des canaux BT, et pour la variabilité spatiale des canaux BT et de la réflectance bidirectionnelle). À l'ensemble de données auxiliaires utilisé dans l'étape précédente est ajoutée une description grossière des profils de température et d'humidité à l'aide de profils de modèles numériques de prévision météorologique. Ce processus de classification distingue dix classes de nuages en plus de la classe du "ciel clair" : nuages très bas, bas, moyens, épais hauts, épais et très hauts, cirrus minces, cirrus, cirrus épais, cirrus au-dessus d'une autre couche nuageuse, couverture nuageuse partielle (fig. 3.2).

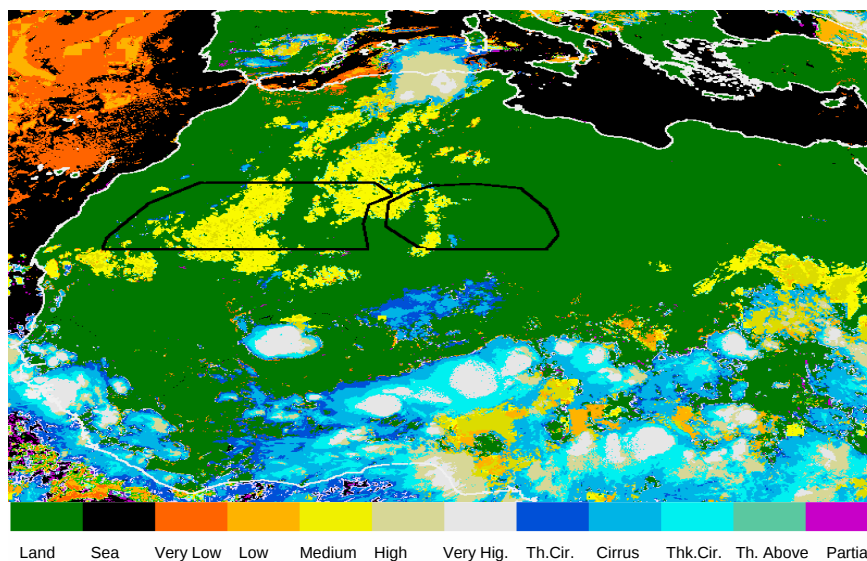


Figure 3.2. Produit SAFNWC de la classification de nuages, exemple du 14 juillet 2008 à 20h00.

1.2.3 Rapport nuage/pression:

La hauteur du sommet du nuage CTH (Cloud Type High) (fig 3.3) est extraite de la température de brillance BT (à $10.8\ \mu\text{m}$), pour les nuages opaques (nuages dont l'émissivité IR est proche de 1) en les considérant comme des corps noirs. Pour les nuages bas/moyens, des tests sont appliqués de manière à placer le CTH en dessous de l'altitude de la température d'inversion lorsqu'elle existe. Pour les nuages hauts fins, une correction de la semi transparence est appliquée en utilisant deux canaux IR, comme dans Schmetz et al. (1993) et Menzel et al. (1983). Pour une couverture nuageuse partielle, aucune pression au sommet des nuages n'est donnée.

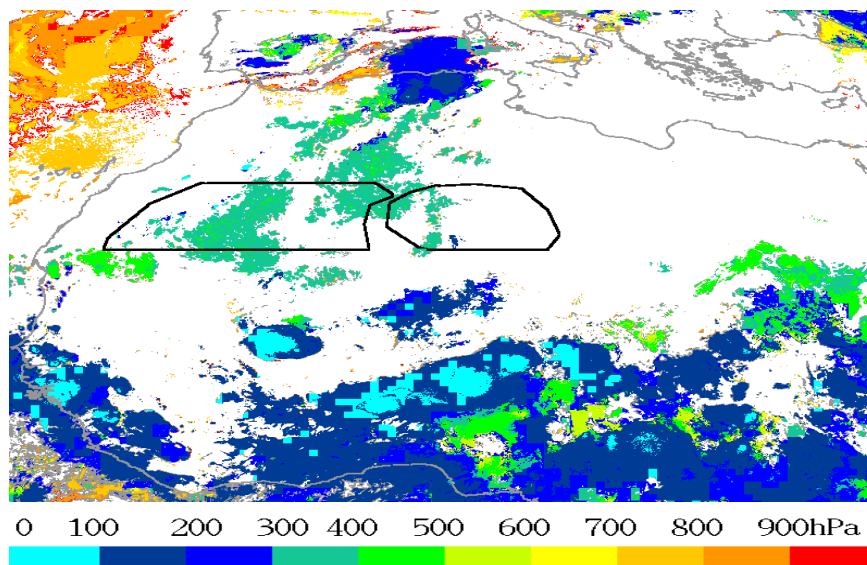


Figure 3.3. Produit SAFNWC de la pression au sommet des nuages, exemple du 14 juillet 2008 à 20h00.

Derrien et Le Gleau (2013) ont présenté les principales limites des produits nuageux du SAFNWC, tandis que Kerdraon et Le Gleau (2019) ont évalué les produits nuageux par rapport aux données du lidar spatial CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) et du radar spatial CLOUDSAT pour les données du disque complet de SEVIRI.

Cependant, la détermination des propriétés nuageuses au dessus de la région du Sahara à partir de la radiométrie passive (visible et l'infrarouge) est très particulière en raison des propriétés de la surface et la couche limite très profonde en été. Pour cela, une correction et une évaluation par rapport aux données du lidar CALIOP, centrée au dessus du Sahara, est nécessaire et elle est réalisée dans le cadre de cette étude.

2. Classification SAFNWC des nuages au-dessus de l'Afrique de l'Ouest :

2.1 Séparation des nuages bas, moyens et hauts:

Dans cette étude, les onze classes de nuages sont redistribuées en trois types en fonction du sommet de leur altitude: les nuages hauts, moyens et bas. Dans l'algorithme SAFNWC, la classification des nuages est effectuée avant l'estimation de la pression au sommet des nuages. La séparation des nuages haut, moyen et bas est effectuée en fonction de la température de brillance et cela ne correspond pas avec précision à la limite de la pression au sommet des nuages. Cependant, la plupart du temps, la pression des nuages est pour les nuages hauts inférieurs à 450 hPa, comprise entre 450 hPa et 650 hPa pour les nuages moyens et supérieurs à 650 hPa pour les nuages bas (voir page 59 dans Derrien et Le Gleau, 2013). Sur la base des recommandations de l'ISCCP (International cloud climatology program) [Rossow et schiffer, 1999 ; Stubenrauch et al., 2013], ces limites sont proches des valeurs (680 hPa et 440 hPa) couramment utilisées pour séparer les nuages bas des nuages moyens et les nuages moyens des nuages hauts. Cependant, ces limites peuvent ne pas être adaptées aux caractéristiques spécifiques de la couverture nuageuse en Afrique du Nord et en particulier au-dessus du Sahara où la couche limite est très profonde en été [Sèze et al., 2015]. Les distributions de la pression au sommet des nuages entre juin et septembre pour la période 2008-2014 au-dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar (fig. 3.4), montrent un pic significatif dans la troposphère moyenne à 400 hPa avec des diminutions fortes entre 400 hPa et 350 hPa et entre 400 et 500 hPa. En juin et septembre, un autre pic, plus faible, est observé à 275 hPa.

En supposant que ces pics dans les distributions de pression sont liés à l'apparition de nuages hauts et moyens, un nouveau seuil pour séparer ces nuages est fixé à 350 hPa et un autre seuil de 500 hPa est utilisé pour séparer les nuages de moyens des nuages de bas. Au-dessus du Sahara, ce processus de reclassification augmente la fréquence d'apparition des nuages moyens de 9 % (Tableau 3.2), tandis que la fréquence d'apparition des nuages hauts diminue presque autant. Le changement de la fréquence d'occurrence des nuages bas est d'environ 0.1 %.

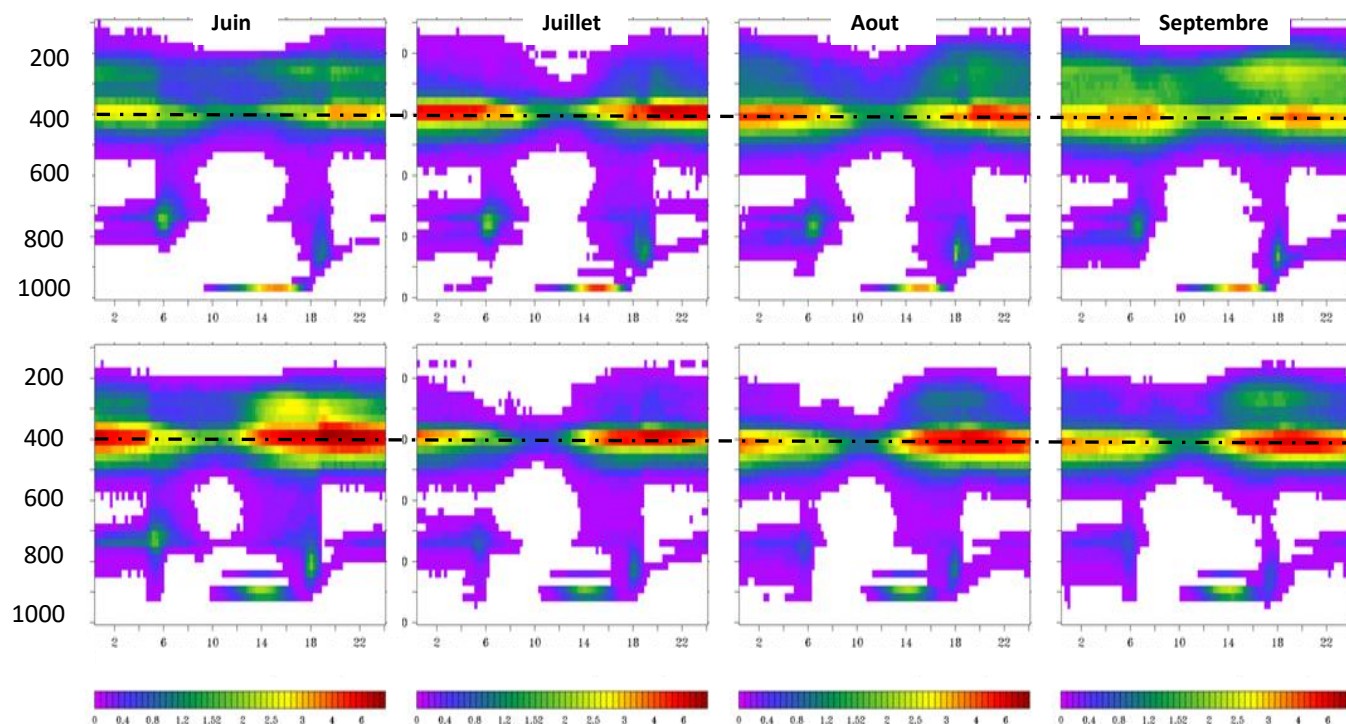


Figure 3.4. Cycle journalier de la répartition de pression SEVIRI au sommet des nuages entre Juin et Septembre pour la période 2008-2014.

Tableau 3.2. Fréquence d'occurrence des types de nuages avant et après la correction SAFNWC, au dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar entre Juin et Septembre pour la période 2008-2014.

	Ciel-clair	Bas	Moyens	Hauts	Partiels
Ouest-Sahara					
SAFNWC	70,8	2,75	2,5	16,65	7,3
Correction SAFNWC	70,8	2,85	10,75	8,1	7,3
Hoggar					
SAFNWC	70,25	2,85	3,55	16,55	6,8
Correction SAFNWC	70,25	2,95	13,75	5,95	6,8

2.2 Ré-affectation de la couverture nuageuse partielle:

Pour la classe de nuages partiels, qui correspond : aux nuages très fins, aux petits cumulus, à la couverture nuageuse fragmentée et aux bords de nuages, la récupération de la pression n'est pas possible [Derrien et Le Gleau, 2013 ; Sèze et al., 2015].

Une analyse préliminaire a montré que l'occurrence de la classe de nuages partiels est d'environ 4% au-dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar en juin et septembre.

A partir de mesures de données aéroportées pendant la campagne Fennec, Kealy et al (2017) ont observé que 67% des pixels SEVIRI, pour lesquels le lidar détecte un nuage, ont une taille inférieure à 3 km. En utilisant le produit nuageux récupéré avec l'algorithme Met Office [Hocking et al., 2011], Kealy et al (2017) montrent que ces petits nuages sont détectés par SEVIRI dès qu'ils couvrent au moins un dixième du segment du lidar.

Toutefois, la fréquence des pixels partiellement couverts est plus faible dans la classification SAFNWC due à la classification d'une partie d'entre eux dans les nuages bas, moyens ou hauts fins [Sèze et al., 2015]. Par conséquent, dans la classification SAFNWC, les pixels classés comme nuages bas, moyens ou hauts peuvent être des pixels partiellement couverts de nuages. De plus, dans cette classification, aucun niveau de pression n'est attribué aux pixels classés comme nuages partiels. Dans ce travail de thèse, pour attribuer un niveau à ces pixels partiels, nous avons utilisé la même approche que Dommo et al. (2018) : chaque pixel de la classe de couverture partielle est reclassé au pixel du nuage le plus proche. Dans ce processus de reclassement, les fréquences d'occurrence des nuages de hauts, moyens et bas augmentent respectivement de 1 %, 1,5 % et 3,5 %. Cela entraîne une augmentation de 60 % de la fréquence des nuages bas, alors que cette augmentation n'est que de 15 % pour les nuages moyens et de 12 % pour les nuages à hauts.

3. Évaluation des classifications SAFNWC par le lidar CALIOP :

Une évaluation de la fréquence d'occurrence des nuages SEVIRI récupérée de l'algorithme SAFNWC en les comparant avec les produits de nuages issues des observations du lidar CALIOP (version 3) [Vaughan et al., 2009] a été réalisée par Sèze et al. (2015) pour l'été 2009 dans la bande de latitude 30°N- 30°S. Cette comparaison montre que l'occurrence de la couverture nuageuse SEVIRI est inférieure d'environ 10 % à celle du CALIOP (segment de 5 km). La plupart du temps, ce biais est dû aux nuages bas non détectés et souvent fragmentés qui diminuent dès que les petits nuages ne sont plus pris en compte par SEVIRI. Les nuages hauts de CALIOP sont bien détectés par le SEVIRI lorsque leur épaisseur optique est supérieure à 0,1. Au-dessus de la terre, une partie des nuages moyens détectés par CALIOP ne sont pas détectés par SEVIRI ou sont classés comme Cirrus. Comme indiqué ci-dessus, cela peut être dû au seuil de pression utilisé pour séparer les nuages hauts des nuages moyens (440 hPa dans Sèze et al. 2015).

Pour évaluer la détection de la couverture nuageuse SEVIRI au-dessus du Sahara et vérifier qu'établir une limite entre les nuages moyens et hauts à 350 hPa est plus approprié que

440 hPa, nous entreprenons le même type de comparaison que dans Sèze et al. (2015) entre SEVIRI et CALIOP pour l'été 2009. Cela permet également d'évaluer le processus de réaffectation des pixels partiels effectué dans notre étude.

Les résultats de cette comparaison montrent que le biais entre SEVIRI et CALIOP sur la fréquence d'occurrences de la couverture nuageuse est inférieur à 1% pendant le jour mais il devient plus important la nuit. La fréquence d'accord à l'échelle du pixel sur la classification de ciel-clair et nuageux ou partiellement couvert par des nuages atteint 90 %.

Comme pour SEVIRI, les distributions de la pression au sommet des nuages CALIOP montrent un pic dans la troposphère moyenne (fig. 3.5). Toutefois, ce pic est observé avec un biais positif de 50 hPa à 75 hPa (fig. 3.5). Dans la haute troposphère, en revanche, le pic de la distribution du SEVIRI à 275 hPa est décalé (surtout en juin et septembre) vers une pression plus basse d'environ 50 hPa (fig. 3.5). Entre ces deux pics, un minimum est observé à 350 hPa comme dans les distributions SEVIRI. Du côté de la pression décroissante du pic de la troposphère moyenne, la distribution de la pression CALIOP diminue fortement jusqu'à 550-600 hPa (fig. 3.5), ce qui se situe juste au dessous du sommet de la SABL en été.

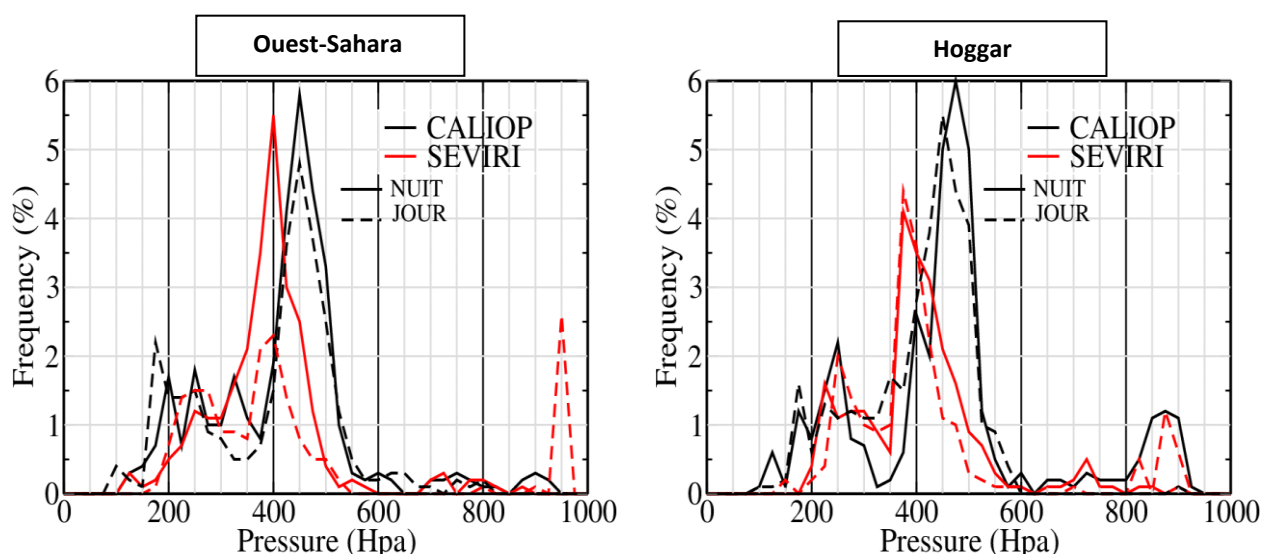


Figure 3.5. Fréquence d'occurrence de la répartition de la pression au sommet des nuages pour SEVIRI et CALIOP pour l'été 2009.

Lorsque le seuil de 350 hPa est utilisé pour séparer les nuages hauts des nuages moyens, les fréquences d'occurrence des nuages hauts de SEVIRI et CALIOP sont très proches (tableau 3.3). A l'échelle du pixel, un accord en fréquence de 70 % est atteint. La principale source de désaccord provient des nuages hauts CALIOP qui sont classés en nuages moyens par SEVIRI et inversement. Pour les pixels de nuages moyens détectés par SEVIRI (fig. 3.6.b), la concordance avec CALIOP est importante (82% à 87%), mais la fréquence

d'occurrence des nuages moyens est plus élevée pour CALIOP que pour SEVIRI (tableau 3.3).

Tableau 3.3. Fréquence d'occurrence des types de nuages détectés par SEVIRI et CALIOP, au dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar pour l'été 2009.

	Ciel-clair	Bas	Moyens	Hauts	Partiels
Ouest-Sahara					
SEVIRI	69,8	5,55	15,3	8	1
CALIOP	68,45	2,55	20,55	8,5	/
Hoggar					
SEVIRI	68,95	6,3	16,45	8	0,35
CALIOP	63,45	4,1	24,5	8	/

La fraction des nuages bas CALIOP est faible (~3 %) (Tableau 3.3) et ces nuages ne sont, la plupart du temps, pas détectés par le SEVIRI (fig. 3.6.a). Les nuages bas SEVIRI sont, dans la classification CALIOP, des nuages moyens plus fréquemment fragmentés ou bien, moins fréquemment, du ciel clair (fig. 3.6.b).

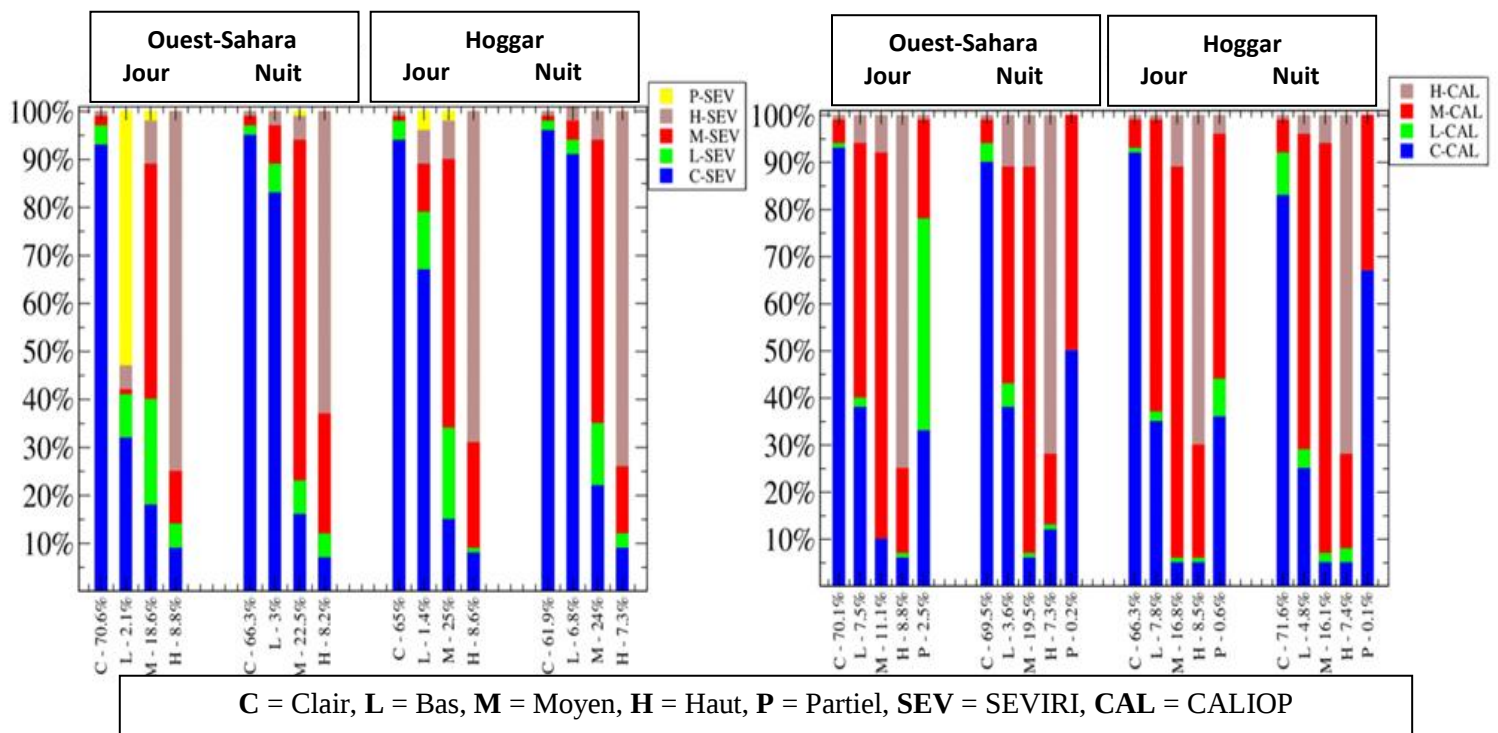


Figure 3.6. (a) Fraction de nuages SEVIRI observés dans chaque type de nuages CALIOP, (b) fraction de nuages CALIOP observés dans chaque type de nuages SEVIRI. L'axe 'x' indique la fréquence d'occurrence de chaque type de nuages (a) CALIOP et (b) SEVIRI.

En résumé, la comparaison avec les données CALIOP confirme le choix d'un seuil à 350 hPa pour séparer les nuages hauts des nuages moyens. Pour la séparation entre les nuages moyens et les nuages bas, un seuil de 550 hPa ou 600 hPa serait plus approprié que le seuil de 500 hPa choisi, dans ce travail, pour SEVIRI. Toutefois, les produits utilisés dans notre analyse ne sont pas affectés par ce choix de classification en raison: (i) du déplacement vers une pression plus basse (350 hPa) du pic de distribution des nuages moyens observés dans les produits SEVIRI au dessus du Sahara et (ii) de l'absence de nuages bas (fig. 3.5).

Les nuages moyens ne sont pas tous bien détectés par SEVIRI, mais les nuages détectés et attribués à la classe par le SEVIRI sont aussi des nuages moyens pour CALIOP (fig. 3.6.b). La fréquence des nuages bas est très faible dans l'ensemble de données CALIOP (Tableau 3.3) et ils ne sont pas détectés par SEVIRI (fig. 3.6.a). Par ailleurs, cette comparaison confirme les résultats de Kealy et al. (2017) obtenus à partir de mesures aéroportées lidar. A l'Ouest-Sahara, une très grande partie des pixels nuageux détectés au sommet du SABL par le SEVIRI sont des nuages partiellement couverts.

Les champs nuageux déterminés avec SEVIRI sont indicatifs de la fréquence d'apparition des nuages à l'échelle de 3 km, mais pas de la couverture nuageuse totale qui doit être considérablement plus petite. Les nuages bas SEVIRI, y compris les pixels partiellement couverts réaffectés, doivent être considérés avec prudence. Ils peuvent être très partiels, mais aussi le produit d'erreurs dans la détection des nuages. Dans ces régions désertiques, où les radiances doivent être très proches de celles du ciel clair, les erreurs de détection peuvent provenir de la variabilité des propriétés de la surface ou de l'apparition de poussières épaisses [Banks et Brindley, 2013 ; Marsham et al., 2013].

Dans ce travail de thèse, la pression au sommet des nuages et la classification du type de nuage SEVIRI sont analysées, dans le domaine s'étendant de 15°W à 35°E et de 5°N à 45°N, sur la période 2008-2014 pour JJAS au pas de temps de 15 minutes ainsi que les moyennes journalières. Les moyennes journalières sont également disponibles pour l'ensemble de l'année. Les mêmes seuils de pression pour différencier les nuages bas, moyens et hauts ont été utilisés pour les 12 mois. Les seuils choisis à partir des distributions de pression de JJAS permettent de déterminer pour la région du Sahara les types de nuages les plus fréquents pour les différents mois de l'année, même si la fréquence d'apparition d'un type de nuage peut être légèrement sous- ou surestimée.

4. Données ERA-Interim :

Réanalyses Interim (ERA-Interim) du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) est le deuxième ensemble de données utilisé dans cette étude. Depuis 1989 et jusqu'à présent, ERA-Interim est le programme de réanalyse globale de l'atmosphère [Berrisford et al. 2009]. L'ensemble de données ERA-Interim sert de passerelle entre ERA-40 (1957-2002) et le produit étendu de réanalyse de la nouvelle génération du ECMWF. Les données ERA-40 ont été utilisées dans plusieurs études importantes, toutefois, ERA-Interim vise à améliorer l'efficacité de la représentation du cycle hydrologique, de la circulation stratosphérique et le traitement des biais et des changements dans le système d'observation. Berrisford et al. (2009) affirment que les objectifs mentionnés ci-dessus ont été atteints principalement grâce à l'amélioration des modèles, l'analyse variationnelle quatre-dimension et la révision d'humidité et les corrections de biais des données satellitaires.

Le modèle atmosphérique ERA-Interim a une résolution spatiale plus élevée que celle d'ERA-40 et des réanalyses du NCEP-II (National Centers for Environmental Prediction). ERA-Interim dispose de 60 niveaux verticaux, allant de 0,1 hPa à 1000 hPa. Le modèle atmosphérique est couplé à un modèle d'ondes océaniques d'une résolution de $1,0^\circ$ et a une résolution d'une capacité de 30 fréquences d'ondes et 24 directions d'ondes [Berisford et al. 2009].

Nous utilisons, dans ce travail, les sorties du modèle ERAI produites (Dee et al. 2011 ; <http://www.ecmwf.int/research/era>) toutes les six heures (00h, 06h, 12h, 18h) avec une résolution spatiale de $0,75 \times 0,75$ degré (soit 80 km à l'équateur). Ainsi, ces ensembles de données permettent une étude détaillée de la troposphère et de la stratosphère en tout point de la planète.

Pour la période 2008-2014, pour chaque mois de l'été (JJAS) et chaque 6 heures, nous utilisons l'ensemble des données suivant: La trajectoire de la vapeur d'eau, les vents horizontaux et les vents verticaux, la température potentielle, l'humidité spécifique et la hauteur du géopotentielle sur les 37 niveaux verticaux du domaine 25W-35E et 0N-45N.

4.1 Position du SHL et des Anti-cyclones:

La position de la SHL est définie d'après Lavaysse et al. (2009). Pour chaque pas de temps, la distribution cumulée de la température potentielle à T850 hPa est calculée pour les

points de grille dans le domaine 13°W-15°E et 15°N-35°N. La position de la SHL est définie comme la zone où la T850 dépasse le 97e percentile de la distribution spatiale. Cette valeur de température potentielle sera prise comme seuil et une carte de fréquence d'occurrence du SHL est construite pour l'ensemble de la période. La même méthode est appliquée à la hauteur du géopotential à 600 hPa, pour caractériser l'anticyclone saharien SAC (Saharan Anti-Cyclone), à la hauteur du géopotential à 100 hPa et 200 hPa, pour caractériser l'anti-cyclone tibétain, et à la hauteur du géopotential à 900 hPa, pour caractériser l'anticyclone des Açores.

Le domaine d'analyse et la fréquence de distribution cumulative pour déterminer la valeur de l'isoligne finale afin de définir la zone d'intérêt retenue sont résumés dans le tableau 3.4.

Tableau 3.4. Paramètres utilisés pour sélectionner le domaine du SHL et des anticyclones. Le SHL et le SAC sont déterminés à 18UTC et 12UTC respectivement, les moments de leur intensité maximale.

	Domaine Latitude	Domaine Longitude	Seuils
SHL	13W-15E	15N-35N	Valeur à 97%
SAC	15W-15E	0N-35N	Valeur à 95%
100 and 200hPa AC	35W-55E	0N-50N	Valeur à 90 %
900 hPa AC	25W-25E	0N-45N	Valeur à 95 %

4.2 Position de l'ITD:

La latitude de l'ITD qui sépare l'air saharien proche de la surface de l'air de mousson plus frais et humide (Parker et al., 2005 ; Bou Karam et al., 2009 ; Pospichal et al., 2009) est définie ici par un iso-drotherm dans le champ de température du point de rosée à 2m.

Les champs de température du point de rosée à 06UTC ainsi que les valeurs de l'iso-drotherm à 15°C [Buckle, 1996 ; Fink et al., 2017] sont utilisés pour prendre en compte le mouvement vers le Nord du flux nocturne de la mousson [Parker et al., 2005 ; Pospichal et al., 2009].

Cependant, il convient de faire preuve de prudence dans l'interprétation des variations quotidiennes de l'ITD. Les flux d'humidité à la surface ne sont pas seulement liés à la progression vers le Nord du flux de mousson, mais aussi à de fortes remontées vers le Nord des flux d'humidité transportés par les poches froides [Flamant et al., 2007 ; Knippertz et al., 2008 ; Emmel et al., 2010 ; Redl et al., 2015]. En effet, ces poches froides générées par les systèmes de convection profonde qui se développent au-dessus du Sahel ne sont pas

correctement simulées dans le produit ERAI à cause du schéma de paramétrisation de la convection utilisé [Roberts et al., 2015 ; Trzeciak et al., 2016].

4.3 Vapeur d'eau:

Afin de déterminer les niveaux par lesquels la vapeur d'eau est transportée vers les régions de l'Ouest- Sahara et du Hoggar, nous calculons la convergence horizontale de la vapeur d'eau dans chaque niveau, moyennée sur le domaine pour chaque pas de temps (quatre valeurs par jour).

Si Δp est l'épaisseur de la couche, γ le contour du domaine, $d\gamma$ l'élément de ligne du γ , et n la normale entrante à l'intérieur du contour, le taux de vapeur d'eau qui entre dans le domaine dans cette couche se lit, pour chaque pas de temps comme suit :

$$C = \frac{\Delta p}{g} \sum q \times V \cdot n \times d\gamma \quad (1)$$

Où q et V sont l'humidité spécifique et la vitesse horizontale du vent pour chaque point du contour fournis par ERAI. La convergence moyenne de la vapeur d'eau dans un domaine de surface S et pour une période est $\langle C \rangle / S$, où $\langle C \rangle$ est la moyenne dans le temps de C .

La somme sur les couches de ces convergences de vapeur d'eau doit être égale à :

$$C_s = dP_w + E - P \quad (2)$$

Où dP_w est le changement de direction de la vapeur d'eau entre le début et la fin de la période, P est la précipitation moyenne et E l'évaporation moyenne sur la surface du domaine. Dans le cas présent, $E-P$ est très faible, de sorte que la somme des flux entrants doit être égale à dP_w , qui est elle-même faible par rapport aux convergences.

Cependant, pour l'Ouest-Sahara et le Hoggar les deux régions du Sahara sur lesquelles nous nous concentrons dans ce travail, les sommes pour les différents mois se situent entre 0,22 et 0,87 kg/m²/j pour l'Ouest-Sahara et entre 0,28 et 0,48 kg/m²/jour pour le Hoggar. Ces valeurs sont cohérentes avec celles de Meynardier et al (2010) qui trouvent une convergence résiduelle allant de 1,08 à 1,42 kg/m²/j (voir leur tableau 3.4) pour trois domaines de l'Afrique de l'Ouest situés au Sud de 20N; les valeurs plus élevées des résidus de Meynadier et al. (2010) peuvent venir d'une humidité plus importante.

Chapitre 4

Résultats et discussion

Introduction:

Dans ce chapitre, nous présentons d'abord les caractéristiques générales de la fréquences d'occurrence des nuages COF (Cloud Occurrence Frequency) pour la couverture nuageuse totale, les nuages bas, moyens et hauts en été (JJAS), au dessus d'une région allant de 0°N à 45°N et de 25°W à 25°E, comprenant le Nord des tropiques, le Sahara, le Nord-Est Atlantique et le bassin Méditerranéen. Les principales caractéristiques de la circulation atmosphérique, notamment la progression de l'humidité vers le Nord, les positions du SHL et du SAC sont également présentées.

Ensuite, une étude plus détaillée de l'occurrence de la couverture nuageuse au dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar et une caractérisation de l'évolution de la position et de l'intensité du SAC et du SHL, les déplacements de l'ITD et les variations des flux de masse et d'humidité qui convergent vers les régions les jours de présence de nuages moyens sont aussi présentés et comparés avec ceux observées les jours de ciel-clair et de nuages hauts.

1. Caractéristiques générales des nuages en Afrique de l'Ouest :

Le COF est défini pour chaque pixel de SEVIRI et pour chaque pas de temps (15 min) comme une fraction nuageuse sur un nombre total de pas de temps. Les produits des nuages SEVIRI sont utilisés pour une période allant de 2008 à 2014.

1.1 Couverture nuageuse totale et les nuages hauts :

Les fig. 4.1.a et 4.1.b montrent respectivement les cartes des moyennes mensuelles de la fréquence de la couverture nuageuse totale et de la fréquence des nuages hauts. La fig. 4.1.b indique aussi l'isoligne de la valeur zéro du vent zonal à 200 hPa et les régions où les hauteurs maximales du géopotential à 200 hPa et 100 hPa sont les plus fréquentes (voir la section 4.1 du chapitre 3 pour la définition de ces régions).

Ces cartes illustrent aussi la migration vers le Nord de l'ITCZ. Cette progression traverse le Sahel en période de pré-mousson en juin, atteint sa position la plus au Nord et la plus proche du Sahara en Août puis se rétrograde vers le Sud en début de septembre [Sultan et Janicot, 2003]. En effet, la limite Nord des nuages hauts liés à l'activité convective de l'ITCZ est proche de 18°N en juin, et atteint 20°N en août. Cette limite est proche de l'extrémité Nord de la ceinture de précipitation (voir la figure 2 dans Lélé et al. [2015]). En septembre, la limite

Nord des nuages hauts n'est pas zonalement uniforme et varie d'Est en Ouest. À l'Ouest de 10°W et au Nord de 18°N, des fréquences > 40% sont enregistrées, tandis qu'à la même latitude à l'Est de 10°W, des fréquences voisines de 20% sont observées. L'occurrence des nuages hauts au Nord du Sahel près de la côte Ouest est, peut-être, liée aux régime d'ondes d'Est africaine AEW (African Eastly Wave), qui domine le long de la côte Ouest de l'Afrique du Nord en septembre [Diedhiou et al., 1999].

En été, la circulation en haute troposphère indique une excursion méridionale de la limite entre les vents d'Ouest et les vents d'Est (voir fig. 4.1.b, l'isoligne noir à 0 m/s, séparant à 200 hPa les vents zonale de l'Ouest et de l'Est). Les vents d'Ouest associés au STWJ dominant la région du Sahara en juin et en septembre (fig. 4.1.b). La circulation d'Est, associée au TEJ, atteint sa position la plus septentrionale en juillet et commence à se rétrograder en août, avant que les nuages hauts ne se retirent vers le Sud (fig. 4.1.b). Le mouvement de ces deux circulations (Ouest et Est) est piloté en altitude par la partie occidentale de l'anticyclone Tibétain associée à la circulation de la mousson indienne en été [Chen, 2005]. L'anticyclone tibétain (fig. 4.1.b, isoligne rose) migre d'abord vers le Nord-Ouest (la limite maximale de la hauteur du géopotentiel (voir section 4.1 du chapitre 3), atteint le Hoggar en juillet, puis se retire en Août vers le Sud-Est. La subsidence se renforce à l'Est et au centre du Sahara, ainsi qu'à l'Est et au centre de la Méditerranée, contribuant à orienter le STWJ vers le Nord-Est [Chen, 2005]. Un autre facteur pilote les vents d'Ouest, c'est la branche descendante de la cellule de Hadley qui pousse vers le Nord le flux des latitudes moyennes.

En même temps, dans la ceinture subtropicale au Nord de 20°N à l'Est du Sahara, la couverture nuageuse totale diminue à partir de juin, disparaît presque en juillet-août et reste faible en septembre. En juillet et août, le ciel clair prédomine également le centre et l'Est de la Méditerranée (fig. 4.1.a), c'est une région de subsidence maximale [Tyrlis et al., 2013]. Entre juin et juillet les nuages hauts diminuent non seulement à l'Est du Sahara mais aussi à l'Ouest de la région. Sauf aux sommets du relief de l'Atlas, les nuages hauts disparaissent presque de l'Ouest du Sahara et de l'Est de l'Atlantique en juillet (fig. 4.1.b). Simultanément, la limite entre les vents d'Ouest et les vents d'Est atteint sa position la plus au Nord en cette période (fig. 4.1.b). La force de l'anticyclone subtropical ainsi que celle des l'anticyclones saharien et d'Arabie dans la moyenne troposphère sont maximales [Davis et al., 1997; Galarneau et al., 2008; Zarrin et al., 2010].

En août, les nuages hauts recouvrent à nouveau l'Est de l'Atlantique et l'Ouest du Sahara. Avec le retrait vers le Sud-Est de l'anticyclone tibétain et vers le Sud de la branche

subsidente de la cellule de Hadley, le STWJ commence à migrer vers le Sud (fig. 4.1.b), ce qui rend l'environnement favorable à d'éventuelles arrivées d'air humide tropicale dans les régions subtropicales (Knippertz et al., 2003 ; Skinner et Poulsen, 2015).

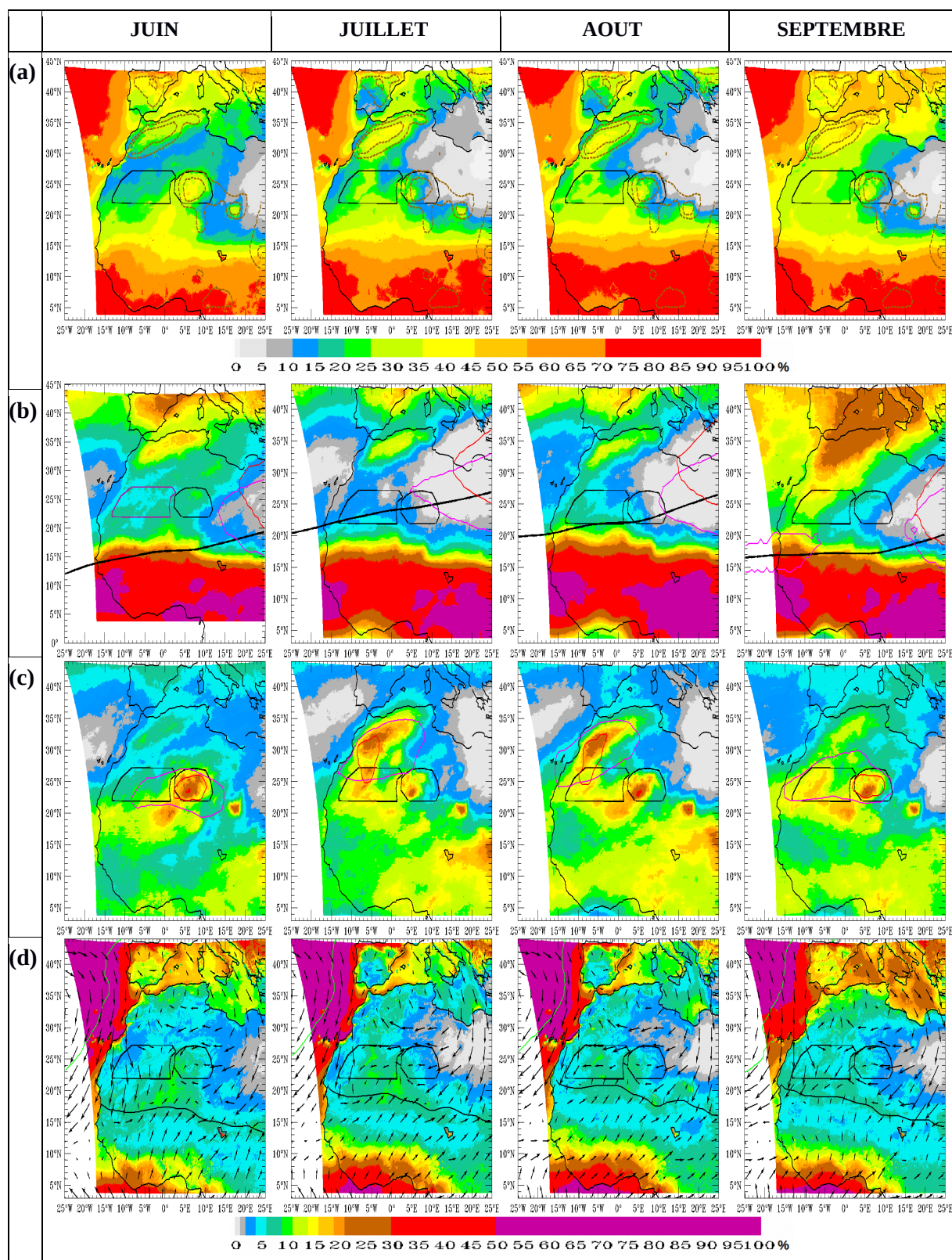


Figure 4.1. (a) COF total (couleurs), ainsi que les isolignes du relief à 650m et 1000m (contours en pointillés marron). b) COF haut (couleurs), isoligne zéro du vent zonal à 200 hPa

(noir), les limites des zones du maximum de la hauteur du géopotential à 200 hPa et 100 hPa (contours roses et rouges, respectivement). c) COF moyen (couleurs), limites de la zone du SAC (contour rose) et de la zone du SHL (contour rouge). d) COF bas (couleurs), ITD (ligne noire), limites de la zone du géopotential à 900 hPa (ligne verte), vent horizontal à 925 hPa (vecteurs). Moyenne sur la période 2008-2014. (1ère colonne) juin, (2ème colonne) juillet, (3ème colonne) août et (4ème colonne) septembre. Les contours noirs au-dessus du Sahara indiquent la limite de la région de l'Ouest-Sahara et du Hoggar.

1.2 Couverture nuageuse moyenne :

La moyenne mensuelle du COF des nuages moyens est donnée sur la fig. 4.1.c. Dans cette figure sont également indiquées les régions où le SAC à 12UTC et où le SHL à 18UTC sont les plus fréquemment situés.

Au-dessus du Sahara, le SHL (fig. 4.1.c, contour rouge) crée un mouvement d'air ascendant qui contraste avec la subsidence de la haute troposphère, générant au niveau moyen (600hPa) un anticyclone plus, l'emplacement du maximum de COF diffère d'un mois à l'autre (fig. 4.1.c).

En juin, le SHL (fig. 4.1.c, contour rose) est préférentiellement située au Sud du Hoggar, les nuages moyens sont principalement concentrés au dessus de ce relief et au dessus des massifs de l'Adrar au Sud-Ouest.

En début de mousson, en juillet, le SHL se renforce et se déplace vers le Nord-Ouest [Lavaysse et al., 2009; Sultan et Janicot, 2003] ou il s'installe au pied du massif de l'Atlas en août. Le SAC suit la trajectoire SHL et les nuages moyens se situent préférentiellement à l'Ouest-Sahara et au dessus de l'Atlas (fig. 4.1.c).

En septembre, le SHL et le SAC se retire vers le Sud-Est. Ainsi, les nuages moyens au-dessus de l'Atlas diminuent, et sont remplacés par une importante couverture de nuages hauts. Cependant, les nuages moyens restent le type de nuages le plus fréquent à l'Ouest-Sahara et au dessus du Hoggar en cette période (fig. 4.1.c).

1.3 Couverture nuageuse basse :

La fig. 4.1.d montre la moyenne mensuelle du COF des nuages bas, les vents horizontaux à 925 hPa, la position de l'ITD (l'iso-drotherm 15°C dans le champ de température du point de rosée de 2m, ligne noire) et les zones du maximum du géopotential à 900 hPa (ligne verte).

De juin à juillet, au Sud de l'ITCZ ($\sim 10^\circ\text{N}$), la progression de la couverture nuageuse basse de l'océan vers le continent (fig 4.1.d) illustre la pénétration du flux d'humidité de la mousson [Bouniol et al., 2012; Stein et al., 2011 et 2015; Lélé et al., 2015], qui alimente la convection profonde de l'ITCZ. En utilisant des profils lidar et radar, Holle et al. [1979] et Stein et al. [2011] ont déterminé que la fréquence des nuages bas était maximale juste au Sud de 7° à 8°N . Dans notre travail, en utilisant les données SEVIRI (VIS et IR), les nuages bas ne peuvent être détectés que lorsqu'ils sont couverts par une couche nuageuse plus élevée. Cependant, Linden et al. [2015] indiquent une sous-estimation de COF des nuages bas observés par SAFNWC pendant la nuit en raison d'une mauvaise séparation entre ces nuages et le ciel clair. Au Nord des nuages hauts de l'ITCZ à $\sim 15^\circ\text{N}$ (fig. 4.1.b), nous observons une forte diminution des nuages bas (fig 4.1.d). Ceci est en accord avec les observations de Parker et al. [2005] au cours de l'expérience JET2000, montrant un manque de COF des nuages bas juste au Nord de l'AEJ, là où se terminent les nuages de mousson. Ces observations sont confirmées par les résultats de l'analyse CALIOP / CLOUDSAT de Stein et al. [2011]. Toutefois, bien que faibles, les COF des nuages bas observés dans la fig. 4.1.d sont plus élevés que ceux donnés par la climatologie CALIOP développée pour la comparaison avec les instruments passifs (https://www.calipso.larc.nasa.gov/resources/calipso_users_guide/qs/cal_lid_l3_gewex_cloud_v1-00.php). Au-dessus du Sahara, les nuages bas dérivés du SEVIRI sont en fait le plus souvent détectés sous forme de bords de nuage moyens ou de ciel-clair dans la série de données CALIOP (section 3, chapitre 3).

On peut noter que la progression vers le Nord du l'ITD de juin à août, ainsi que son retrait en septembre, coïncide bien avec l'évolution des nuages hauts (fig. 4.1.b) sur la même période.

2. Evolution intra-saisonnière de la couverture nuageuse au Sahara :

Pour mieux caractériser la couverture nuageuse au Sahara et son évolution au cours de l'été, nous nous sommes concentrés sur les deux régions où l'occurrence de nuages moyenne est la plus fréquente mais qui ne présentent pas la même évolution intra-saisonnière (fig. 4.1): la première région est celle du plateau de l'Ouest-Sahara où le SHL s'installe en juillet et août; la deuxième région est celle des massifs du Hoggar au centre du Sahara où le SHL traverse la région en Juin.

Pour ces deux régions, le COF de la couverture nuageuse totale, des nuages moyens et hauts sont calculés pour chaque pas de temps (15 min), ensuite moyennés tout au long de la

journée. T, H et M sont respectivement les fréquences d'occurrence journalières de la couverture nuageuse totale, haute et moyenne. La classe des nuages bas est renommée, classe de couverture nuageuse très partielle VP (Very Partial) (voir section 3, chapitre 3) et sa fréquence d'occurrence est calculée pour les deux régions.

Nous analysons d'abord les statistiques des moyennes mensuelles, y compris la répartition de la pression au sommet des nuages et le cycle diurne de leurs fréquences. Ensuite, nous discutons de l'évolution de la fréquence journalière des nuages H et M au cours de la saison et les particularités de ces fréquences par rapport au reste de l'année.

2.1 Statistiques mensuelles moyennes :

Le tableau 4.1 présente la moyenne des fréquences journalières T, M, H et VP, l'écart-type des fréquences journalières et l'écart-type inter-annuel des moyennes mensuelles au dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar. Les nuages moyens sont les plus fréquents au dessus des deux régions et durant les quatre mois (JJAS) de l'été, avec une variabilité intra-saisonnière prononcée (tableau 4.1; fig. 4.1.c).

Au dessus du Hoggar, M atteint son maximum en juin (en moyenne 18%), puis diminue en juillet pour re-augmenter en août sans atteindre la valeur de juin. Au-dessus de l'Ouest-Sahara, la fréquence de M n'est que 9% en juin tandis qu'elle atteint son maximum de 14% en juillet. C'est également en juillet que la valeur minimale des nuages hauts (2% à 3%) est atteinte et que la variabilité interannuelle du COF journalier des 3 types de nuages est la plus faible (tableau 4.1). En septembre, avec le retour au Sud du STWJ (fig. 4.1.b), la fréquence des nuages hauts atteint sa valeur maximale de 10% à l'Ouest-Sahara. Pour les deux régions, la plus grande variabilité de la fréquence journalière et interannuelle des nuages a lieu en juin, pendant la période de pré-mousson, lorsque la couverture nuageuse est plus fréquente au dessus du Hoggar et du côté Est de l'Ouest-Sahara (fig. 4.1.a). A l'Ouest-Sahara, cela est dû aux variations du COF des nuages hauts, alors qu'au dessus du Hoggar, elle est due aux variations du COF des nuages hauts et moyens et c'est pendant cette période que le COF des nuages hauts est maximal (7%). Pour les deux régions, les nuages moyens sont classés non opaque dans plus de 75% des cas (non montrée), ce qui correspond en réalité à une couverture nuageuse fragmentée (voir section 2.2 et Kealy et al. 2017). 75 % est une valeur élevée par rapport au reste de l'année et ce rapport est maximal en juillet.

Tableau 4.1. Moyenne mensuelle des COF journalières de T, M, H et VP et de l'écart-type des COF journalières (première colonne), écart-type interannuel des moyennes mensuelles (deuxième colonne) en juin, juillet, août et septembre, de l'Ouest-Sahara et du Hoggar. Période 2008-2014.

Ouest-Sahara	JUIN		JUILLET		AOUT		SEPTEMBRE	
Total (%)	19. ± 17.	±11.	24. ± 11.	±2.8	27. ± 18.	±5.2	30. ± 20.	±1.9
VP (%)	5. ± 3.	±1.	6. ± 3.	±1.	5. ± 3.	±1.2	5. ± 3.	±1.3
moyen (%)	9. ± 8	±2.4	14. ± 8.	±2.3	12.5 ± 7.	±2.3	14. ± 10.	±2.
Haut (%)	6. ± 11.	±8.	3. ± 4.	±1.	6. ± 7.	±2.7	10. ± 12.	±3.6
Hoggar	JUIN		JUILLET		AOUT		SEPTEMBRE	
Total (%)	33. ± 23.	±10.4	17. ± 15.	± 4.	24. ± 20.	±6.4	23. ± 18.	± 9.
VP (%)	6. ± 5.	±1.5	4. ± 3.7	±0.7	4.7 ± 3.	±1.7	4.5 ± 3.	±1.1
Moyen (%)	18. ± 13.	±4.9	11. ± 11.	±3.2	14. ± 11.	±4.3	14. ± 12.	±5.4
Haut (%)	7. ± 10.	±5.5	2. ± 4.	±1.2	2. ± 4.	±1.	4. ± 7.	±3.4

La fig. 4.2.a montre la répartition de la pression au sommet des nuages au-dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar. Dans cette distribution, le sommet des nuages moyens est préférentiellement situé à 400 hPa qui est juste au-dessus du SABL. Ceci est en accord avec les observations effectuées avec les données CALIOP lidar [Cuesta et al., 2008; Stein et al., 2011; Bouniol et al., 2012] et les mesures effectuées lors des expériences AMMA et Fennec [Messenger et al., 2010; Kealy et al., 2017]. En juin et septembre au dessus de l'Ouest-Sahara, un deuxième pic apparaît à 275hPa, tandis qu'en juillet, lorsque la fréquence des nuages hauts est faible (Tableau 4.1), les distributions de pression sont presque réduites à un seul pic.

Pour construire la fig. 4.2.a, les pixels appartenant à la classe de nuageuse VP ont été retenus lorsqu'un niveau de pression était disponible (c'est-à-dire les pixels classés comme nuages bas dans la classification SAFNWC avant le processus de reclassification des pixels de nuages partiels).

Le cycle diurne des COF des nuages moyens et hauts et de la couverture nuageuse VP est donné dans la fig. 4.2.b pour l'Ouest-Sahara et la fig. 4.2.c pour le Hoggar. Le cycle diurne du COF est caractérisé par un minimum le matin et une croissance durant l'après-midi qui atteint son maximum le soir. Ceci est cohérent avec le développement complet de la couche limite convective en fin d'après-midi [Garcia-carreras, 2015], cette convection transporte l'humidité vers les couches supérieures favorisant la condensation et la formation de nuages.

Ceci est clairement en accord avec le cycle diurne de la couverture nuageuse observé par le Lidar-Sol au dessus du Hoggar en été 2006 [Cuesta et al., 2008] et sur le site de Bordj Badji Mokhtar (21,38N, 0,92E) lors de l'expérience Fennec en juin 2011 (Bourgeois et al., 2017). Dans la climatologie du cycle diurne des cumulus construite par Eastman et al. [2013] en utilisant les observations synoptiques au sol effectuées par des stations situées entre Hoggar et Atlas, l'apparition de cumulus est maximale en fin d'après-midi (entre 16UTC et 21UTC). En utilisant la même climatologie d'observations synoptiques au sol et pour les 4 stations incluses dans les régions du Hoggar et de l'Ouest du Sahara (2 station proches du Hoggar et 2 autres proches de l'Ouest du Sahara), on constate que les deux types de nuages les plus fréquents sont les cumulus et les alto-cumulus (voir fig. B.3, et fig. B.4, Annexe B). L'occurrence des cumulus est maximale entre 17UTC et 18UTC, tandis que celle des alto-cumulus est maximale entre 23UTC et 02UTC.

Pour les données SEVIRI, la COF de la couverture nuageuse VP atteint son maximum dans l'après-midi, au moment où les nuages doivent commencer à se former au sommet de la couche limite SABL. Cette couverture nuageuse VP pourrait correspondre à ce que les observateurs au sol appellent, dans cette région très aride, des cumulus.

La forte discontinuité de la fréquence des nuages VP au coucher du soleil au-dessus de l'Ouest-Sahara (fig. 4.2.b) est un artefact de la méthode. Au-dessus du Hoggar, lors des observations de surface, les cumulus sont le type de nuages le plus fréquent, ceci est cohérent avec la diminution des nuages moyens pendant les premières heures de la nuit. Tandis qu'à l'Ouest-Sahara, les alto-cumulus sont le type de nuage le plus fréquents et cela explique la persistance des nuages moyens tard dans la nuit (voir fig. B.3, et fig. B.4, Annexe B).

Nous soulignons que les variations d'amplitude du cycle diurnes des nuages moyens est plus importante en juillet et en août, ces variations sont plus marquées au dessus de l'Ouest-Sahara. Par ailleurs, les amplitudes les plus importantes sont observées au-dessus du massif du Hoggar, après le pic en début de soirée les COF des nuages moyens et hauts diminuent pendant la nuit pour atteindre leurs minimum vers ~10UTC. Pour l'Ouest-Sahara, ce n'est qu'après 04h00 du matin (dans la matinée) qu'une diminution de la fréquence des nuages moyens est observée, à l'exception de septembre, où la fréquence des nuages moyens reste importante jusqu'à 09h00 du matin.

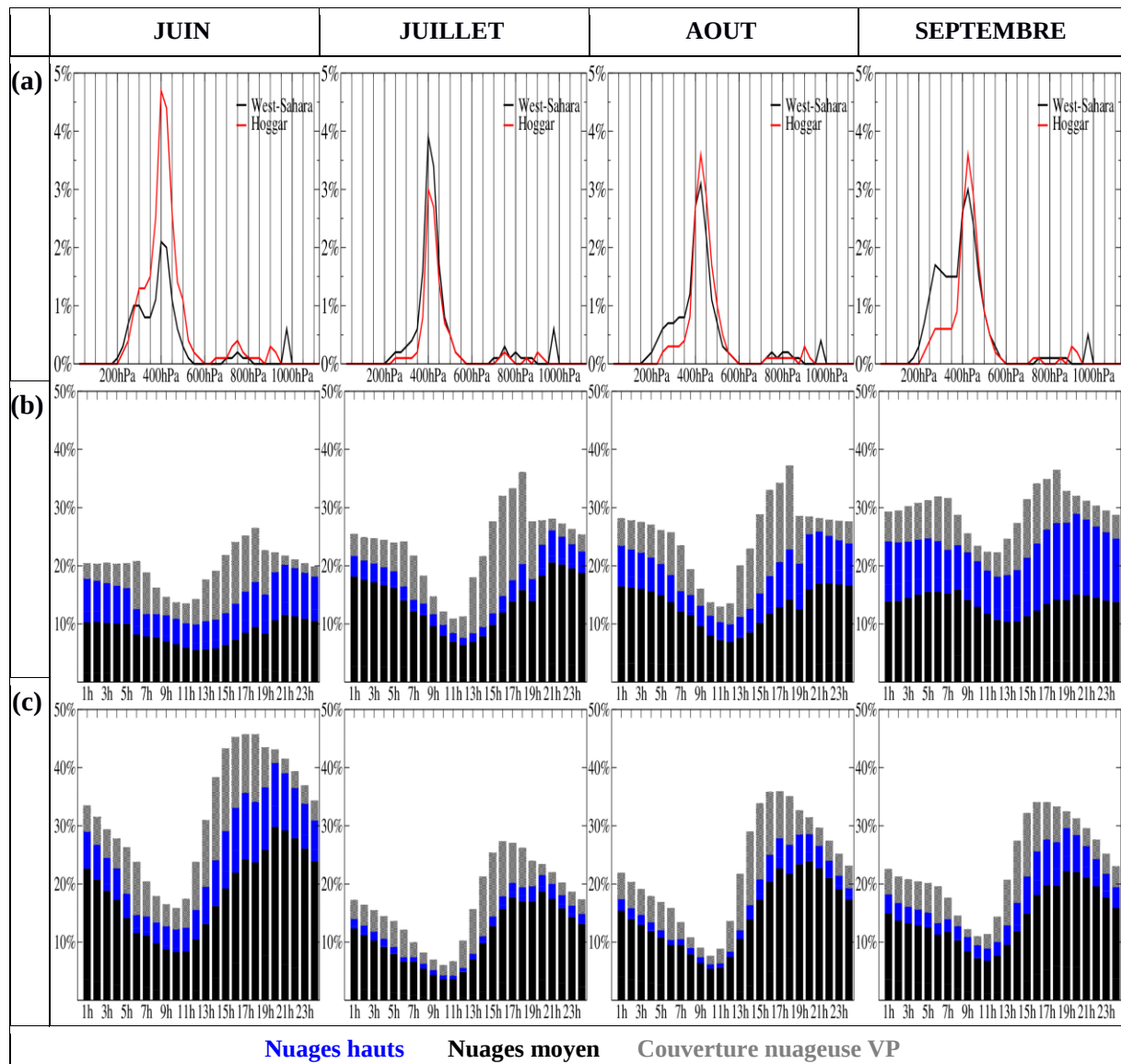


Figure 4.2. (a) Distributions de la fréquence d'occurrence de la pression au sommet des nuages à l'Ouest-Sahara (ligne noire) et au Hoggar (ligne rouge). (b) pour l'Ouest-Sahara et le Hoggar, l'évolution du cycle diurne du COF (au pas de temps 15 min) a été calculée en moyennant sur une heure.

2.2 Évolution intra-saisonnière de la fréquence journalière des nuages :

Les figures 4.3.a et 4.3.b montrent le cycle annuel de la fréquence journalière des nuages hauts H et moyens M au-dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar. Le même cycle est montré dans la figure 4.3.c pour les nuages VP au dessus des deux régions. Le tableau 4.2 montre les fréquences des jours où les nuages les plus présents sont soit des nuages hauts, soit des nuages moyens, soit les nuages VP.

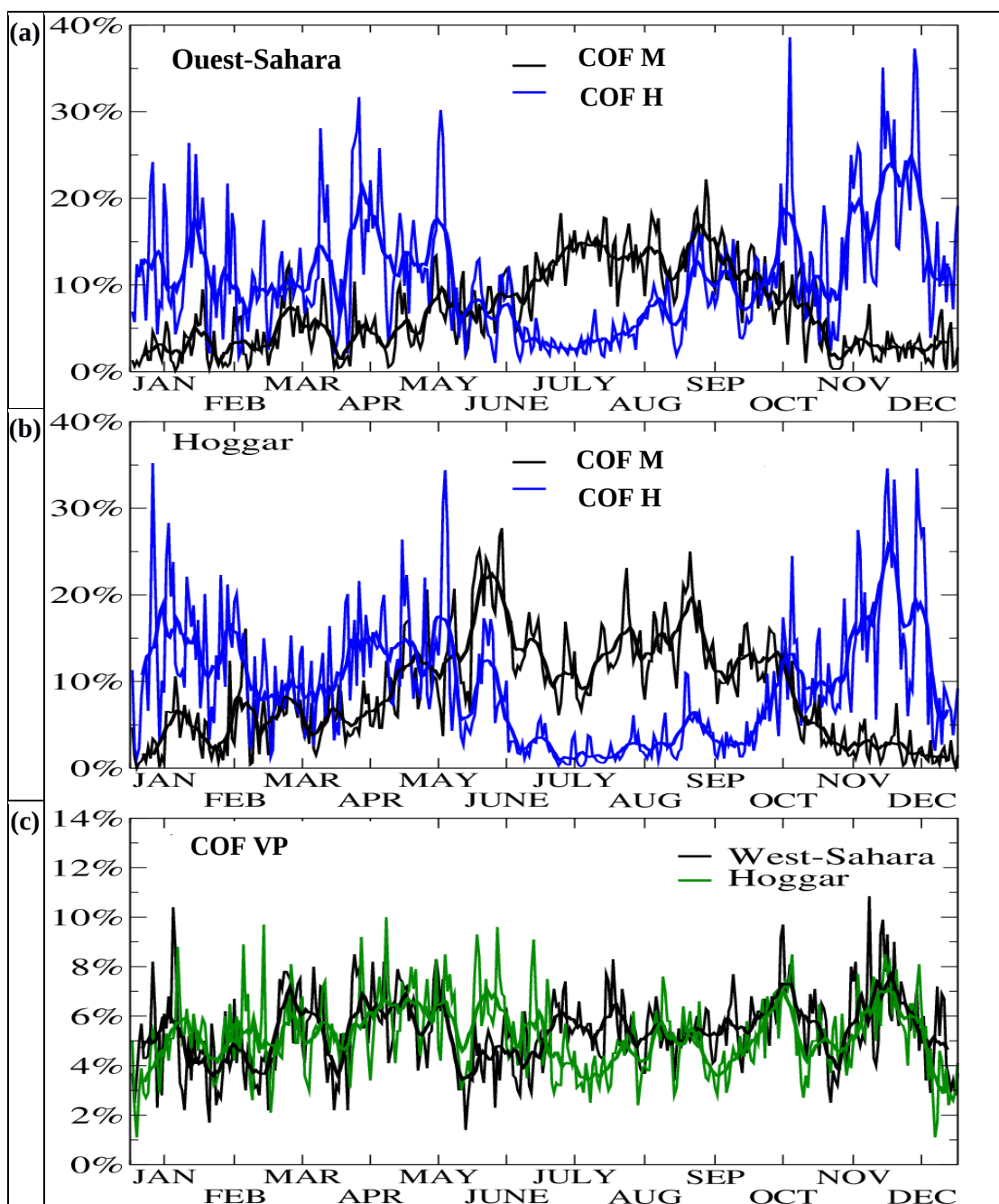


Figure 4.3 : Cycle annuel du COF M (noir) et du COF H (bleu) et courbe lissée sur dix jours pour (a) l'Ouest-Sahara et (b) le Hoggar. (c) COF VP journalier pour l'Ouest-Sahara (noir) et le Hoggar (vert) et courbe lissée sur dix jours. Moyenne sur la période 2008-2014.

Ces figures montrent que les nuages hauts dominent le ciel des deux régions de la mi-October jusqu'à la mi-Mai, avec une moyenne quotidienne de COF H souvent supérieure à 10 %. Tandis que les nuages moyens sont le type de nuage le plus fréquent en été (tableau 4.2) et pendant cette période, la moyenne de la COF M journalière atteint plus de 10 % (fig 4.3.a et

4.3.b).

D'octobre à mai, le Sahara est sous l'influence des flux d'Ouest de la haute troposphère (fig 4.1.b) et les creux en haute altitude associés à la pénétration du STWJ vers le Sud, au-dessus de l'Est Atlantique et de l'Afrique du Nord, rendant possible l'écoulement de l'air tropical vers le Sahara [Knippertz et Martin, 2005].

À partir de mi-Mai, la moyenne de H diminue au dessus du Hoggar et de l'Ouest-Sahara et atteint son minimum annuel en mi-juillet, tandis que la fréquence journalière de M augmente pour dominer la couverture nuageuse jusqu'à la mi-octobre (fig. 4.3.a et 4.3.b; tableau 4.2).

Tout au long de l'année, les COF journalières des VP se situent entre 3 % et 8 % (fig. 4.3.c).

Tableau 4.2 : Fréquence d'occurrence des jours où les nuages les plus fréquents sont soit des nuages hauts, soit des nuages moyens ou une couverture nuageuse VP pour l'Ouest-Sahara et le Hoggar et pour la période 2008-2014. Seuls les jours dont le COF quotidien total est supérieur à 5 % sont pris en compte.

	Jan.	Fev.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Ouest-Sahara												
Haut	87%	79%	58%	64%	52%	26%	3%	16%	27%	53%	81%	82%
Moyen	3%	3%	21%	10%	32%	59%	82%	75%	67%	33%	2%	3%
VP	10%	18%	21%	25%	16%	14%	14%	9%	6%	15%	17%	14%
HOGGAR												
Haut	80%	73%	52%	63%	38%	13%	3%	5%	6%	44%	73%	78%
Moyen	7%	14%	29%	24%	52%	83%	90%	87%	86%	46%	7%	6%
VP	14%	13%	18%	13%	10%	4%	7%	7%	8%	10%	20%	16%

Dans ce qui suit, chaque jour est classé à partir de ses valeurs de fréquence T, M et H. Sur la base de cette classification, une analyse plus approfondie sur l'évolution intra-saisonnière de l'occurrence des nuages moyens et hauts est effectuée pendant l'été.

Ensuite, cette classification est utilisée pour analyser les conditions atmosphériques régionales qui caractérisent les jours de présence des nuages moyens et les différencier des jours de présence des nuages hauts ou des jours de ciel-clairs.

Pour construire cette classification (fig. 4.4.a, 4.4.b), nous avons choisi un seuil de 10 % pour sélectionner les nuages moyens et les nuages hauts. En ajoutant une contrainte sur M, un jour de nuages hauts peut être soit de nuages hauts seul lorsque M est inférieur à 10%, soit de nuages hauts+moyens lorsque M est supérieur à 10%. Les jours de ciel-clair sont les jours où M est inférieur à 8 %, H est inférieur à 8 % et T (la couverture nuageuse totale) est inférieur à 18 %. Nous avons ajouté une contrainte sur la valeur T, afin d'exclure les jours comportant une grande fraction de nuages VP.

Selon cette nouvelle classification, les fig. 4.4.a et 4.4.b présentent l'évolution, de janvier à décembre et par période de 15 jours, de la fréquence de chacune des quatre classes de nuages au dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar.

En été, la fréquence des nuages moyens est en moyenne supérieure à 30% au dessus de l'Ouest-Sahara et à 40% au dessus du Hoggar. Cette fréquence atteint un maximum de 60 % au-dessus de l'Ouest-Sahara pendant la deuxième moitié de juillet puis diminue. En revanche, au-dessus du Hoggar, après un premier pic pendant la deuxième moitié de juin puis une diminution en juillet, un pic maximum est atteint en fin d'août. Les deux régions se distinguent par la différence de comportement des fréquences de nuages hauts.

Au-dessus du Hoggar, les jours de nuages hauts+moyens sont observés tout au long de la saison. Au cours de la première moitié de juin, leur fréquence est aussi importante que celle des nuages moyens (ce qui n'est pas le cas entre octobre et avril).

En juin, au-dessus de l'Ouest-Sahara, lorsque les nuages hauts apparaissent, ils ne sont pas accompagnés de nuages moyens (voir la courbe des nuages hauts dans la fig. 4.4.a). La fréquence des nuages hauts+moyens, après un minimum en juillet, augmente pour atteindre son maximum (30%) en septembre. Cela contraste avec la forte augmentation de la fréquence des nuages hauts (sans moyens) en octobre (fig. 4.4.a et b), au moment où l'ITCZ se retire vers le Sud et le SHL n'est plus au Nord de 20°N (fig. 1 dans Lavaysse et al. (2013)).

Entre mi-juin et fin août, la fréquence des nuages hauts reste inférieure à 8 % (minimum 4 %) au-dessus du Hoggar. Pour l'Ouest-Sahara, cette période est limitée au mois de juillet.

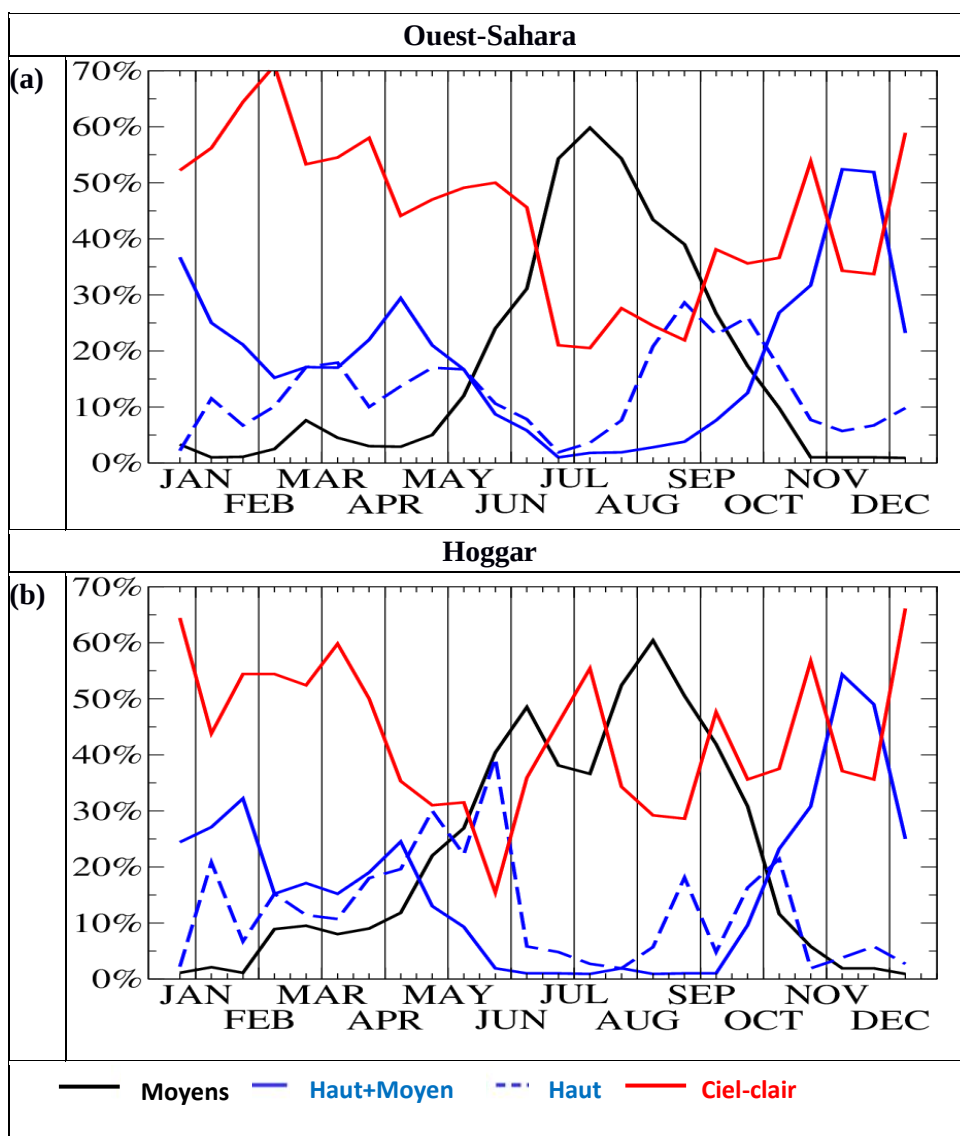


Figure 4.4 : Fréquences des jours de nuages moyens, des nuages hauts et des jours de ciel clair au dessus de (a) l'Ouest-Sahara, (b) Hoggar. Pour chaque 15 jours de la période 2008-2014.

Pour mieux illustrer la progression d'Est vers l'Ouest des fréquences d'occurrence des jours de nuages moyens et hauts pendant la période JJAS, nous divisons l'Ouest-Sahara en trois sous-régions et le Hoggar en deux sous-régions en utilisant les limites de longitude (8°W et 3°W pour l'Ouest-Sahara et 9°E pour le Hoggar ; voir fig. 4.5).

En début de juin, la fréquence maximale des nuages moyens est observée au-dessus du Hoggar et en particulier à l'Est de la région où elle atteint son maximum saisonnier (fig. 4.5). Au cours du mois de juin, cette fréquence augmente à l'Ouest du Hoggar et à l'Ouest-Sahara (principalement du côté Est de cette dernière) alors qu'elle diminue à l'Est du Hoggar (fig. 4.5). Au cours du mois de juillet, le pic des nuages moyens se déplace d'abord au centre, puis du centre et l'Ouest de l'Ouest-Sahara (fig. 4.5).

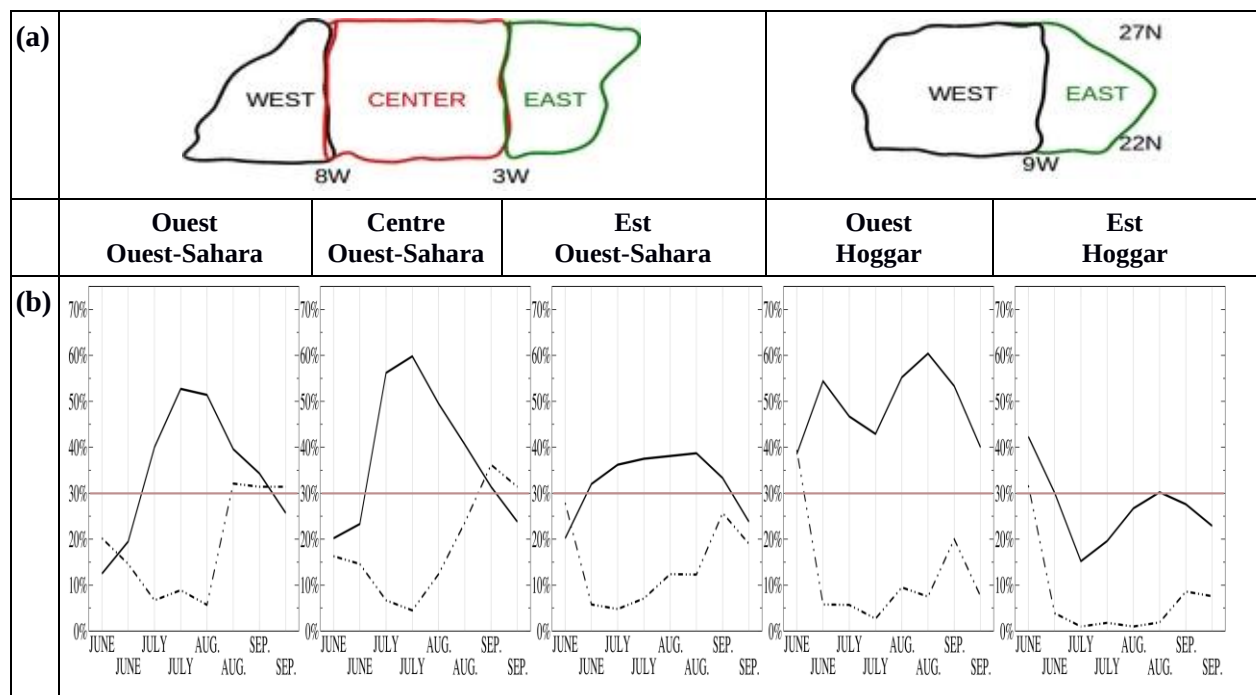


Figure 4.5. (a) Cartes de découpage de l'Ouest-Sahara en 3 sous-régions et du Hoggar en 2 sous-régions. (b) Fréquences climatologiques des jours de nuages moyens (ligne continue) et des nuages hauts (ligne pointillée) pour chaque sous-région et pour des périodes de 15 jours.

En août, inversement, les fréquences diminuent d'abord au centre, puis de l'Ouest de l'Ouest-Sahara, tandis qu'elles augmentent à nouveau au-dessus du Hoggar et atteignent leur maximum à la fin du mois à l'Ouest du Hoggar (fig. 4.5).

La fréquence des nuages hauts est maximale au-dessus du Hoggar et du côté Est de l'Ouest-Sahara en début de juin. Ensuite, elle augmente à nouveau en août, après une très forte baisse en juillet, atteignant un pic en fin d'août, puis en septembre à l'Ouest et au centre de l'Ouest-Sahara (fig. 4.5).

3. Les nuages moyens et les conditions atmosphériques régionales:

3.1 Évolution saisonnière du SAC, du SHL et de l'ITD:

Les figures 4.6.a et 4.6.b montrent l'évolution de la position moyenne du barycentre du SAC et du SHL (voir chapitre 3) au cours de la période de JJAS. Cette période est divisée par partie de quinze jours pour les nuages moyens et le ciel-clair. Les figures 4.7.a et 4.7.b fournissent des éléments relatifs à la variabilité journalière autour de la valeur moyenne de longitude : la fréquence journalière des barycentres de longitude (i) Est 3°E, (ii) entre 3°E et 3°W et (iii) Ouest 3°W. Dans les figures 4.9.a et 4.9.b, les forces (moyenne des valeurs

maximales) du SAC et du SHL sont données ainsi que les moyennes au dessus de chaque région de la hauteur du SAC (géopotential à 600hPa, Z600) et de la température potentielle à 850hPa (T850). Les figures 4.9.c et 4.9.d donnent, respectivement, la latitude moyenne de l'ITD à 6UTC au Sud de chacune des régions (12,75°W -0°W pour l'Ouest-Sahara et 0°W-12,75°E pour le Hoggar) et la valeur moyenne de la TCWV à 18UTC.

3.1.1 Au dessus du Hoggar :

Les jours de nuages moyens, le barycentre du SAC est situé à la limite Ouest du Hoggar en début de juin et migre vers le Nord-Ouest de l'Ouest-Sahara en juillet et se retire finalement vers le Hoggar en septembre (fig. 4.6.a). Les jours de ciel-clair, le mouvement Est-Ouest du barycentre du SAC est limité à la région de l'Ouest-Sahara, tandis que son déplacement vers le Nord atteint le pied de l'Atlas (fig. 4.6.a).

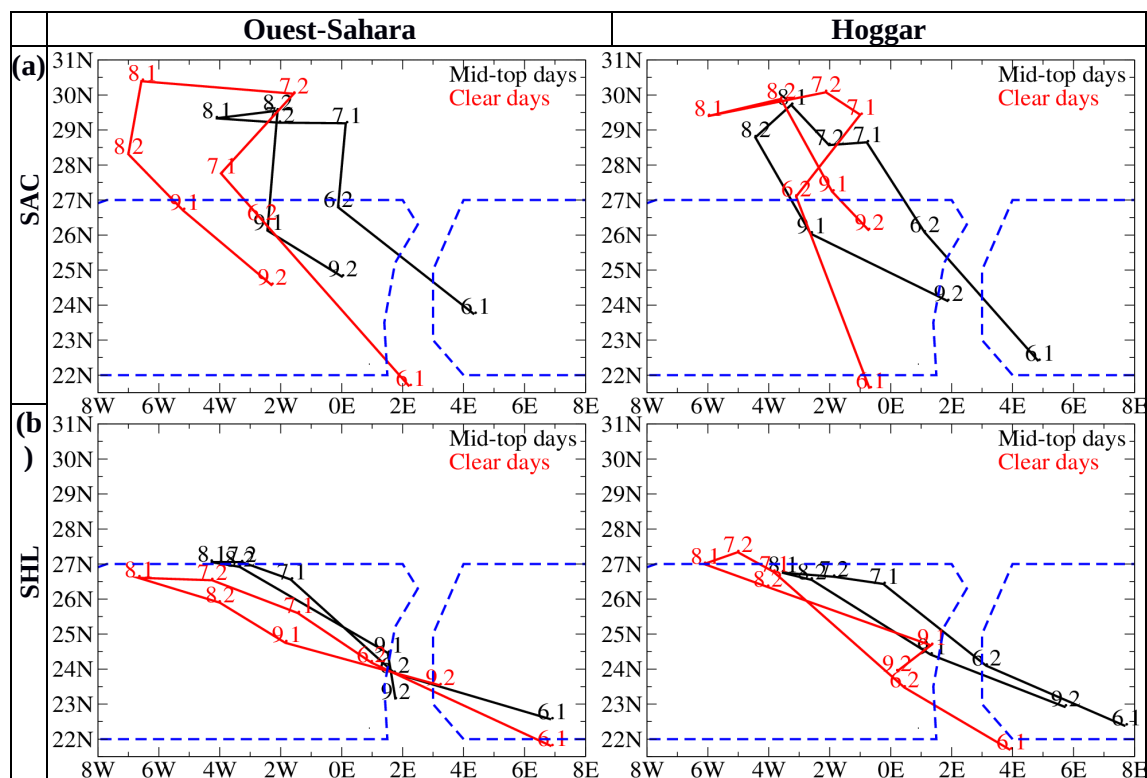


Figure 4.6 : (a) Position du SAC, (b) Position de la SHL pour les jours de nuages moyens (noir) et les jours de ciel-clair (rouge). Moyenne des positions journalières par période de 15 jours. Les chiffres indiquent le mois (i) dans la première partie (i.1) ou dans la deuxième partie (i.2). Informations données pour l'Ouest-Sahara (colonne de gauche) et pour le Hoggar (colonne de droite) Les lignes bleues en pointillés donnent une représentation approximative des limites des régions du Hoggar et de l'Ouest-Sahara.

Le SAC est légèrement moins élevé durant les jours de nuages moyens par rapport aux jours de ciel-clairs, bien que la hauteur du géopotential moyennée à 600hPa (Z600) au dessus de la région soit plus importante, indiquant un refroidissement régional au sommet de la troposphère moyenne dans les jours de nuages moyens (fig. 4.9.a). Dans les deux cas (jours de nuages moyens et de ciel-clair), la force du SAC augmente jusqu'à la fin du mois de juillet, puis diminue.

La moyenne de T850 au dessus du Hoggar montre des valeurs plus élevées les jours de nuages moyens, tandis que les valeurs maximales du SHL ne montrent pas une nette différence (fig. 4.9.b). Toutefois, l'augmentation de T850 les jours de nuages moyens est limitée à l'Est du Hoggar (fig. 4.8.c).

Durant les jours de nuages moyens, le barycentre du SHL migre du Sud du Hoggar en juin, atteint la limite Nord de l'Ouest-Sahara en juillet-août et se rétrograde vers le Hoggar en septembre (fig. 4.6.b). Par temps de ciel-clair, la migration du SHL du Sud-Est vers le Nord-Ouest est décalée vers l'Ouest (fig. 4.6.b et fig. 4.7.b). En comparant aux jours de ciel-clairs, l'ITD dans son déplacement vers le Nord et son retrait vers le Sud est légèrement située plus au Nord pendant les jours de nuages moyens. Toutefois, la variabilité autour des valeurs moyennes est importante.

Les jours de nuages hauts coïncident avec un grand décalage de l'ITD vers le Nord pendant la deuxième moitié de l'été (fig. 4.9.c).

3.1.2 Au-dessus de l'Ouest-Sahara :

Les jours de nuages moyens sont caractérisés par un SAC plus haut que celui des jours de ciel-clairs et cette différence marque plus le géopotential Z600 au dessus de la région, indiquant un refroidissement au sommet de troposphère moyenne (fig. 4.9.a). Comparant aux jours de ciel-clairs, le barycentre du SAC se trouve plus à l'Est lors de son immigration vers Nord-Ouest et son retrait vers Sud-Est, durant les jours de nuages moyens (fig. 4.6.a et 4.7.a).

Le SHL montre une évolution saisonnière similaire à celle du SAC, bien que les écarts entre les jours de nuages moyens et du ciel-clair soient moins importantes (fig. 4.9.b). La migration saisonnière, avec une trajectoire plus à l'Est les jours des nuages moyens est également similaire, avec des différences réduites (fig. 4.6.b).

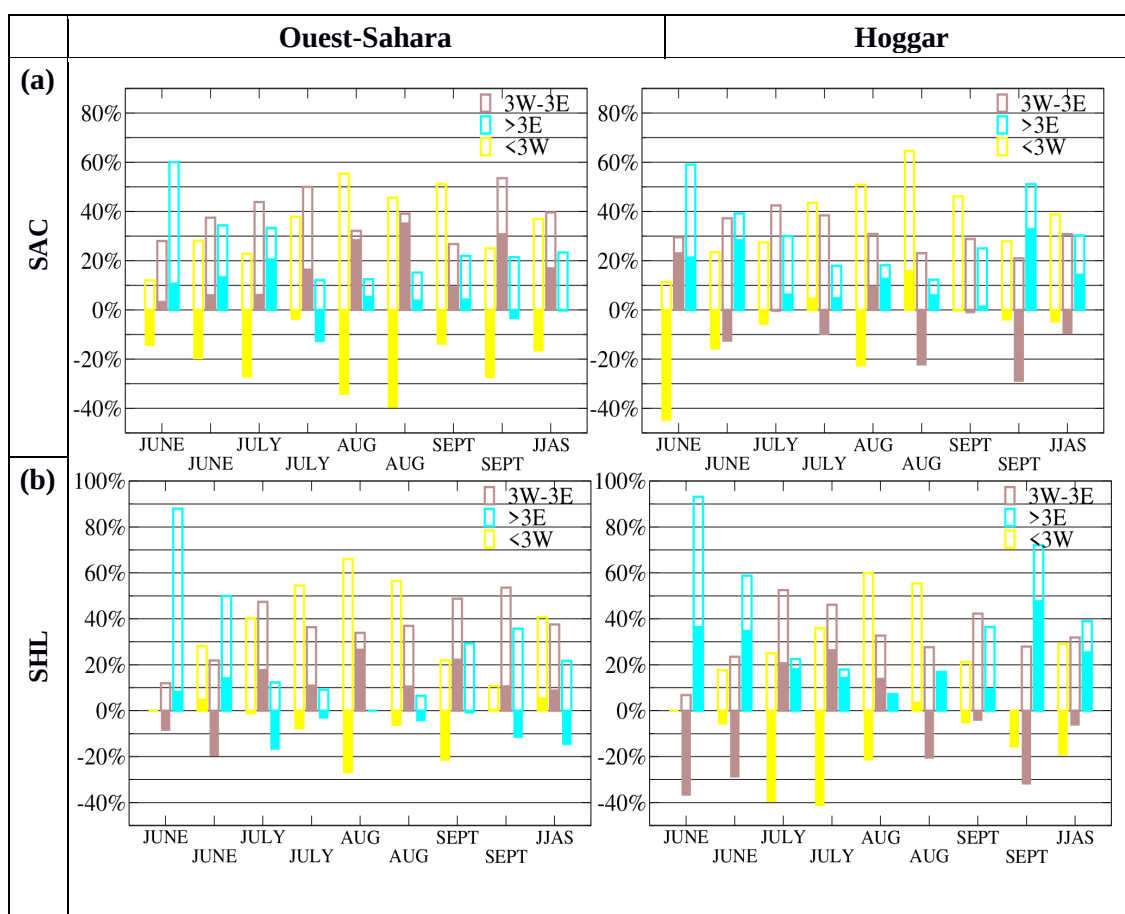


Figure 4.7. (a) Fréquence d'occurrence du barycentre du SAC se situant à l'Ouest de 3°W (contour jaune), entre 3°W et 3°E (contour cyan) et à l'Est de 3°E (contour marron) les jours de nuages moyens. (b) comme (a) pour la fréquence d'occurrence du barycentre du SHL. La partie remplie de la barre indique la différence de fréquence entre les jours de nuages moyens et les jours de ciel clair. Les données sont estimées sur des périodes de 15 jours. Pour l'Ouest-Sahara (colonne de gauche) et pour le Hoggar (colonne de droite).

La position de l'ITD au Sud de l'Ouest-Sahara (fig. 4.9.c) se trouve plus au Sud les jours de ciel-clair, plus au Nord les jours de nuages hauts et entre les deux les jours de nuages moyens, sauf en début d'août.

Les valeurs maximales de la SHL et du SAC diminuent à partir de début août, tandis que l'ITD continue à se déplacer vers le Nord et les valeurs du TCWV continuent à augmenter jusqu'à la fin août. La même observation est enregistrée au dessus du Hoggar.

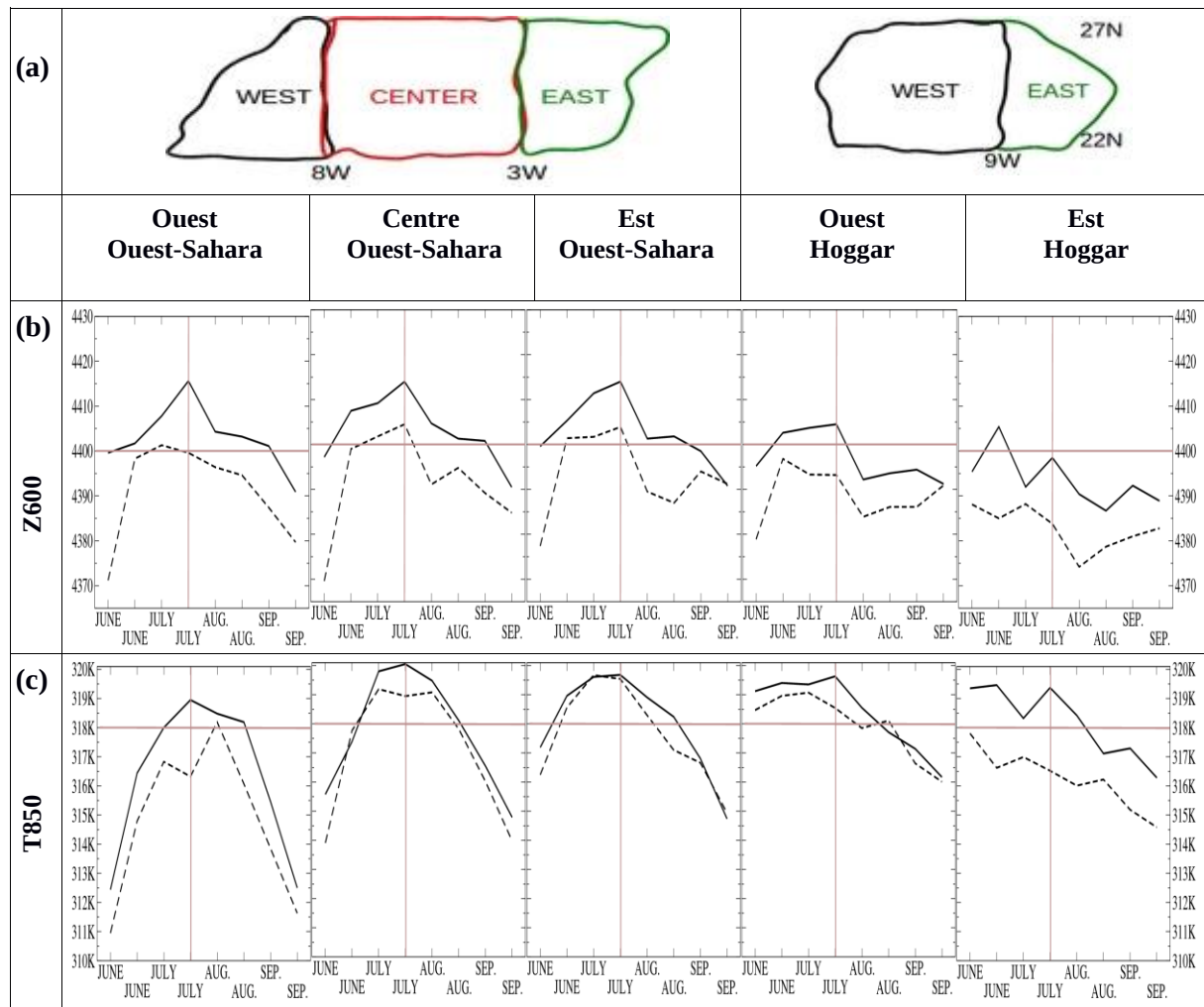


Figure 4.8. (a) Cartes de découpage de l'Ouest-Sahara en 3 sous-régions et du Hoggar en 2 sous-régions. (b) Valeur du Z600 à 12UTC pour les jours de nuages moyens (ligne continue) et les jours de ciel-clair (ligne pointillée) pour chaque sous-région et pour des périodes de 15 jours. (c) comme à (b) mais pour T850 à 18UTC.

3.2 Convergence des flux de masses et d'humidité dans la SABL :

La figure 4.9.d montre que les jours de nuages moyens sont caractérisés par un TCWV plus élevé (faible) que celui des jours de ciel-clair (nuages hauts). Dans des conditions aussi arides que celles de l'Ouest-Sahara et du Hoggar, l'évaporation du sol est une source négligeable d'humidité. Les précipitations sont également très faibles, sauf lors des rares événements isolés (par exemple, Cuesta et al., 2008) qui ont peu d'effet à l'échelle de 15 jours. Le bilan hydrique dépend essentiellement de l'advection des flux d'humidité par différents niveaux, qui dépend elle-même de l'advection des flux de masse.

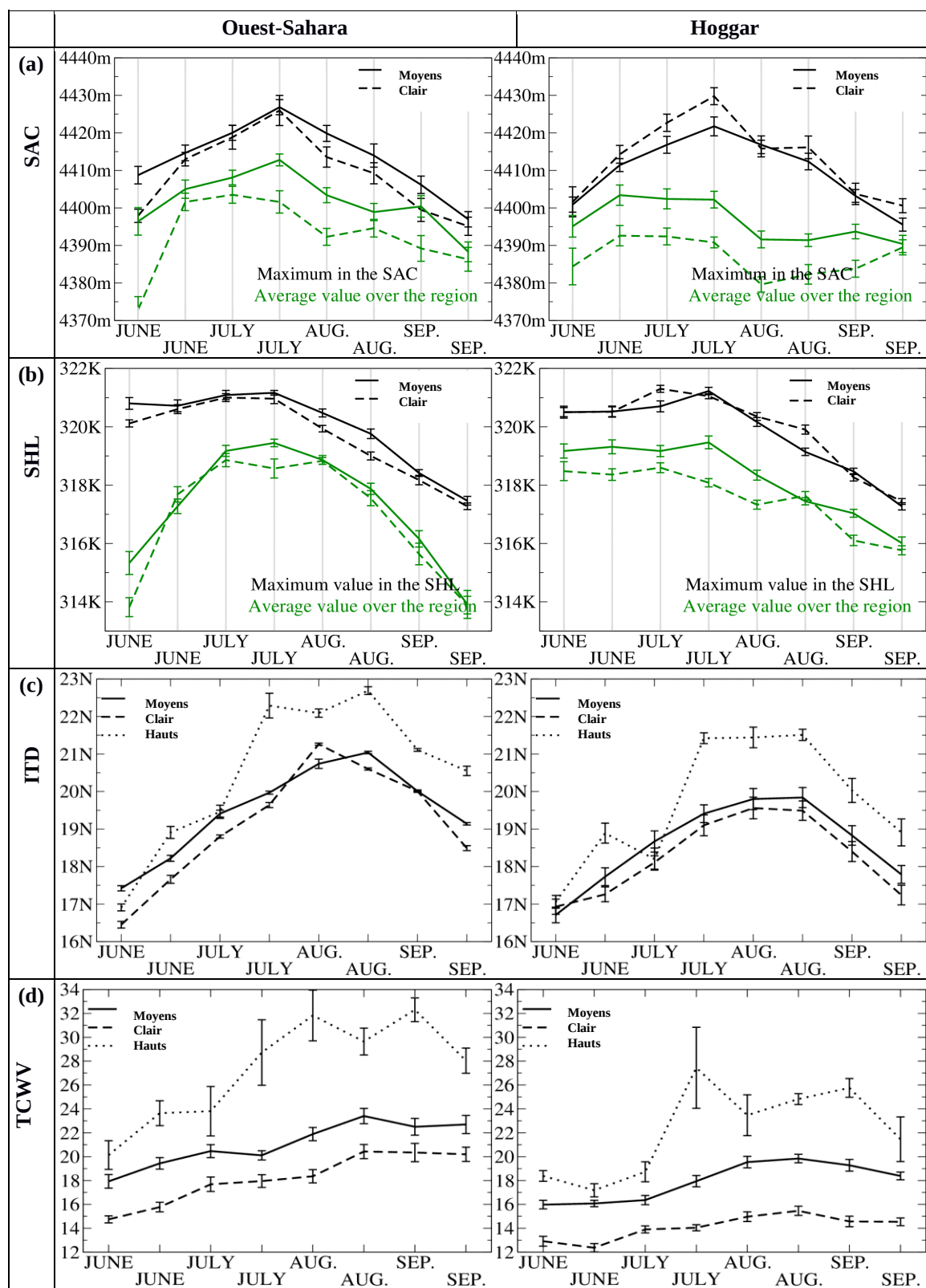


Figure 4.9 : (a) Z600 (vert) et valeur moyenne du SAC à l'intérieur de la région du maximum (noir) pour les jours de nuages moyens (ligne continue) et les jours de ciel clair (ligne pointillée). (b) T850 (vert) et valeur moyenne de la SHL à l'intérieur de la région du maximum (noir) pour les jours de nuages moyens (ligne continue) et les jours de ciel clair

(ligne pointillée). (c) La latitude moyenne de l'ITD, pour les jours de nuages moyens (ligne pleine), les jours de ciel clair (ligne en tirets) et les jours de nuages hauts (ligne en pointillés).

(d) TCWV pour les jours de nuages moyens (ligne pleine), les jours de ciel-clairs (ligne en tirets) et les jours de nuages hauts (ligne en pointillés). Les incertitudes statistiques des valeurs moyennes (barres verticales). Les données sont estimées sur des périodes de 15 jours.

Pour l'Ouest- Sahara (colonne de gauche) et le Hoggar (colonne de droite).

Dans cette partie, nous examinons les flux de masse qui transportent l'humidité dans chaque domaine (voir section 4.3, chapitre 3). Les cinq grands niveaux qui couvrent l'ensemble de la troposphère et de la convergence des flux de masse vers les domaines sont : surface - 850hPa, 850 - 700hPa, 700 - 500hPa, 500 - 400hPa et 400 – 70hPa. Ces cinq grands niveaux ont été choisis pour analyser les principales caractéristiques de la SABL [Garcia-Carreras et al., 2015; Messenger et al., 2010].

Pour les jours de nuages moyens, hauts et de ciel-clairs, la figure 4.10 montre les moyennes des profils verticaux de la convergence du flux de masse et du flux d'humidité au-dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar pour la période JJAS. Au sommet de l'axe Y, SUM indique la convergence intégrée sur toute la colonne verticale (de la surface à 70 hPa).

En moyenne, au dessus du Hoggar, les flux d'humidité et de masse convergent entre la surface et 700hPa, et divergent entre 700hPa et 400hPa. Dans la haute troposphère, les flux convergent les jours de nuages moyens et de ciel-clair et divergent les jours de nuages hauts.

A l'Ouest-Sahara, le même type de circulation est observé, entre la surface et 850hPa, pour les flux d'humidité et de masse les jours de nuages moyens et pour le flux d'humidité les jours de ciel-clair. Cependant, les flux convergent dans la troposphère moyenne et diverge dans la haute troposphère les jours de nuages hauts.

Pour les deux régions, la convergence de l'humidité est positive les jours de nuages moyens et hauts. Toutefois, cette convergence est plus importante les jours de nuages hauts, tandis que l'incertitude est plus faible les jours de nuages moyens (voir SUM sur l'axe des y dans la fig. 4.10.b). Par temps de ciel-clair, la convergence de l'humidité est légèrement négative.

Nous avons classés les profils de convergence des flux d'humidité et de masse, pour étudier leurs variabilités journalières autour du profil moyen observé dans la figure 4.10. Dans ce contexte, à partir du profil moyen (fig. 4.10) et de variations observées lorsque les profils sont moyennés par pas de 15 jours au cours de la saison (fig. 4.11), trois niveaux verticaux sont étudiés.

Ces trois niveaux sont : le bas de la SABL (surface-850hPa pour l'Ouest-Sahara et surface-700hPa pour le Hoggar), le haut de la SABL (700 à 500hPa) et le haut de la troposphère (400-70hPa).

Nous avons utilisé le signe de convergence (+) ou (-) dans chacune des trois couches comme critère pour construire 3 types de classification. Dans cette classification, plus de 90% des profils sont classés (85% pour les profils d'humidité à l'Ouest-Sahara). Les caractéristiques (le signe de la convergence) de ces trois classes sont données dans la figure 4.12.a.

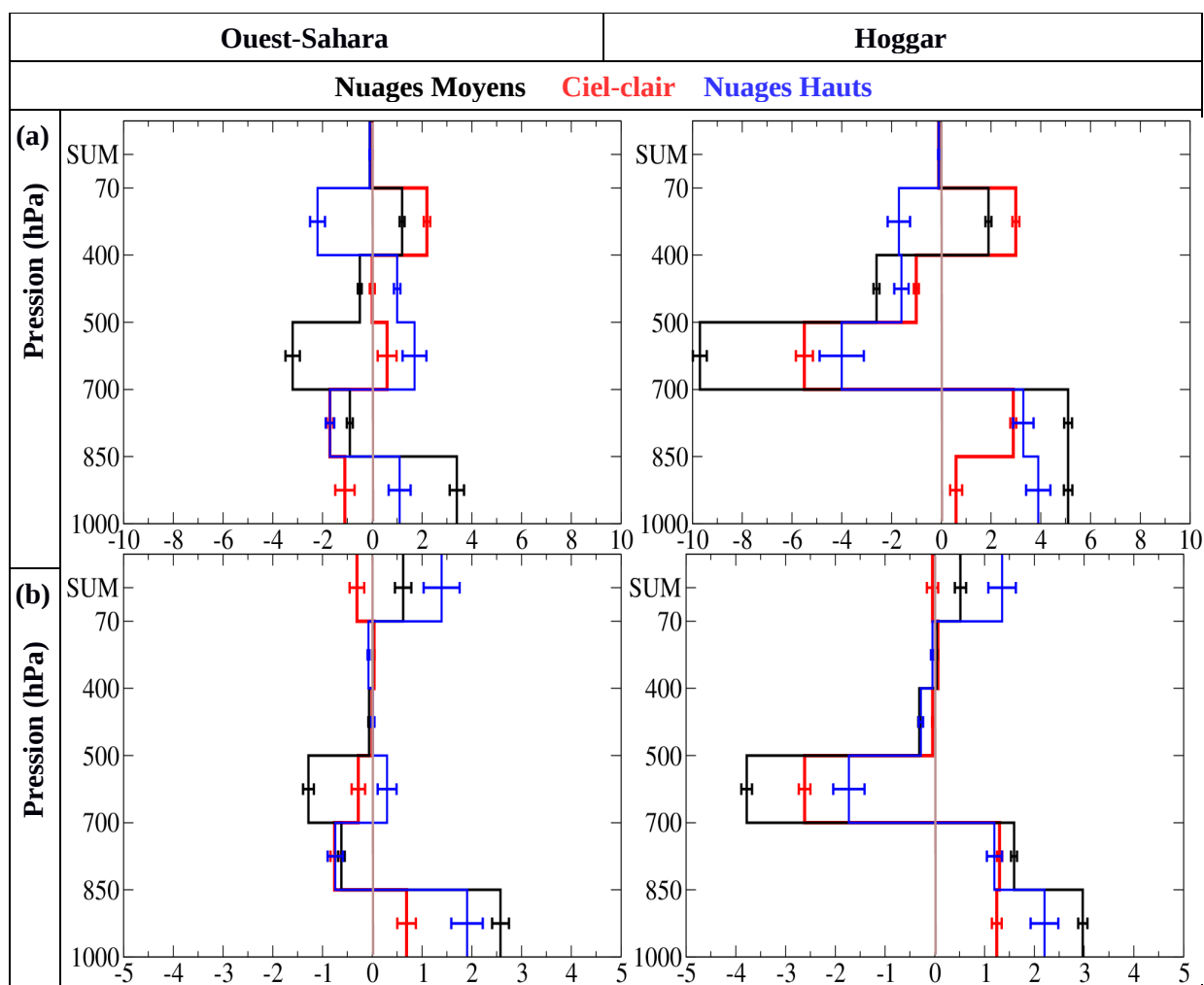


Figure 4.10. (a) Profil vertical moyen du flux de masse horizontale en $\text{kg/m}^2/\text{s}$. (b) profil vertical moyen de la convergence horizontale du flux d'humidité en $\text{kg/m}^2/\text{d}$ et au sommet de l'axe (Y) la convergence intégrée sur toute la colonne verticale (de la surface à 70 hPa ; SOMME). Moyenne sur la période JJAS. L'incertitude statistique des valeurs moyennes (barres horizontales). Pour l'Ouest-Sahara (colonne de gauche) et le Hoggar (colonne de droite).

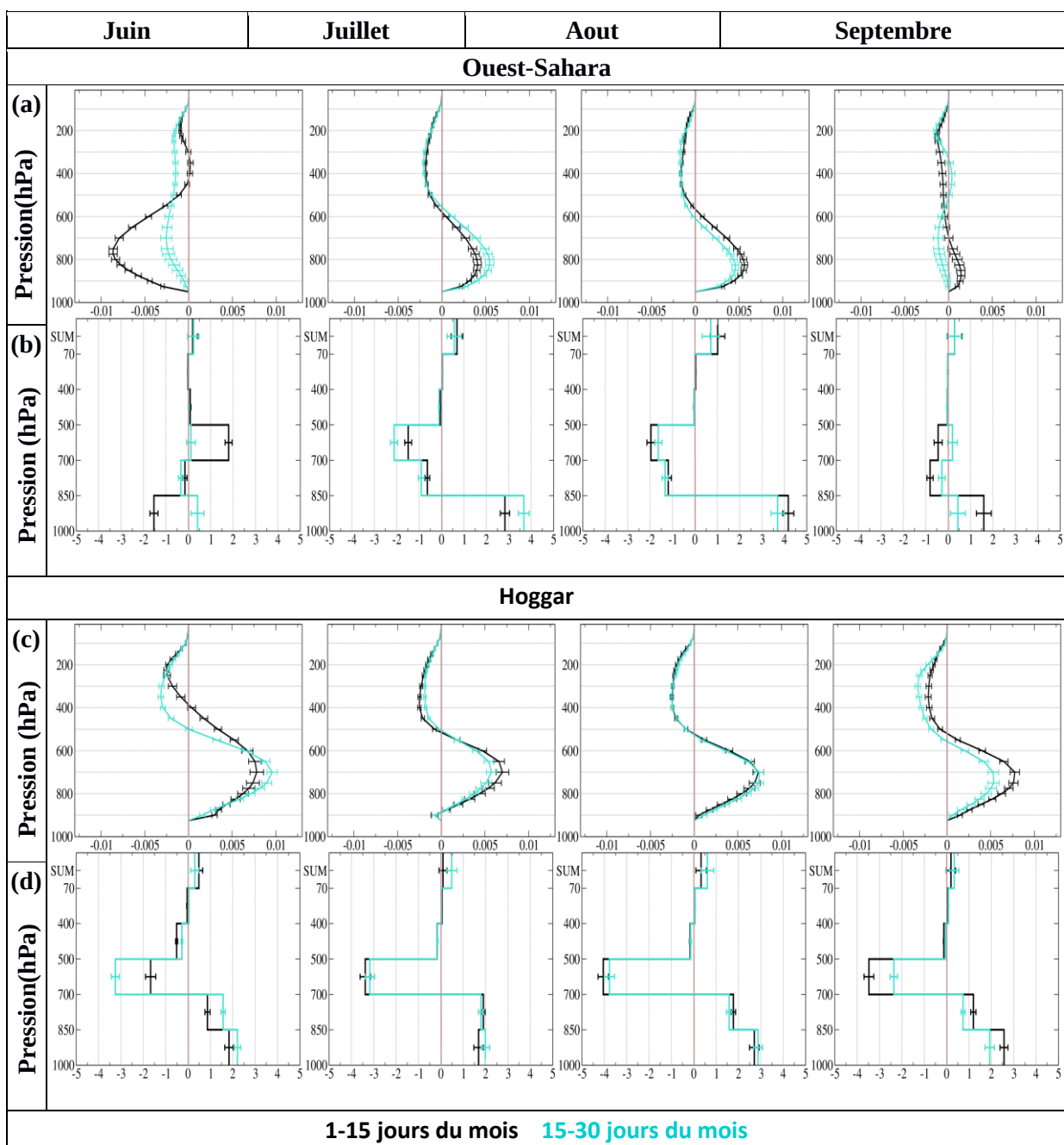


Figure 4.11. (a) Profil vertical moyen du flux de masse verticale en $\text{kg/m}^2/\text{s}$ à l'Ouest-Sahara. (b) Profil vertical moyen de la convergence horizontale du flux d'humidité en $\text{kg/m}^2/\text{d}$ et au sommet de l'axe Y la convergence intégrée sur toute la colonne verticale (de la surface à 70hPa ; SUM) à l'Ouest-Sahara. (c) comme (a) mais pour le Hoggar. (d) comme (b) mais pour le Hoggar. Incertitude statistique des valeurs moyennes représentées par les barres horizontales. Moyenne calculée pour les profils à 00UTC, 06UTC, 12UTC et 18UTC et pour des périodes de 15 jours.

Pour les deux premiers types de profil (classes), la convergence est positive en haut de la SABL (niveau 700-500hPa, fig. 4.12.a), alors que leurs signes diffèrent dans la haute troposphère (niveau 500-70hPa). Pour le troisième type de profil, la convergence est négative en haut de la SABL et positive dans les niveaux bas (fig. 4.12.a).

La figure 4.12.b montre la fréquence de chaque type de profil pour les jours de nuages moyens, hauts et de ciel-clair au dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar.

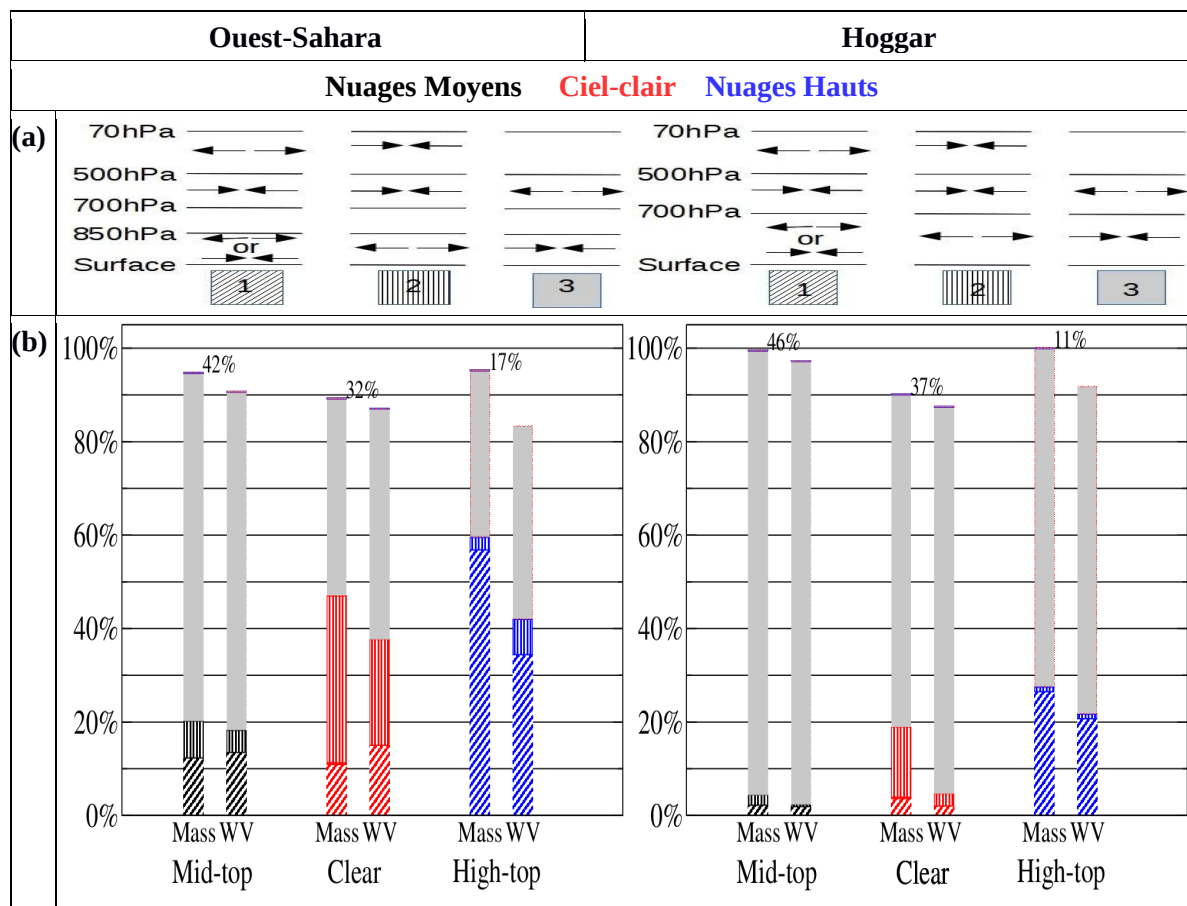


Figure 4.12. (a) pour chacune des 3 classes de profil de convergence, les niveaux de pression et le signe de la valeur de convergence (indiqué par la convergence ou la divergence par les deux flèches) utilisés pour effectuer la classification. (b) pour les flux de masse (Mass) et les flux d'humidité (WV), la distribution des fréquences des profils de convergence dans les 3 classes de profil pour les jours de nuages moyens, de nuages hauts, les jours de ciel clairs en JJAS. La fréquence des profils non classés est indiquée par l'écart entre le haut de la barre et 100 % (au sommet des barres). Pour l'Ouest-Sahara (colonne de gauche) et le Hoggar (colonne de droite).

3.2.1 Profils de convergence de flux de masse et d'humidité:

- ***Les Profils type 3 "profils SABL" :***

Ils sont les plus fréquents (près de 60 % au-dessus de l'Ouest-Sahara et 85 % au-dessus du Hoggar) et les flux d'humidité sont légèrement plus importants que ceux de masse. Ils atteignent leur fréquence maximale les jours de nuages moyens (fig. 4.12.b).

Au dessus du Hoggar, la plus petite fréquence de profils SABL est supérieure à 70% (fig. 4.12.b, jours de nuages hauts). Les jours de profils SABL, le flux de masse (voir la moyenne de ces profils dans la fig. 4.11), est ascendant du sol jusqu'à un certain niveau haut de la SABL et est subsidant plus haut. Ces conditions correspondent à l'illustration de la figure 8 de Thorncroft et Blackburn [1999] et de la figure 9 de Messenger et al. [2010], lorsque la SABL s'étend verticalement jusqu'à l'Ouest-Sahara. Les jours de nuages hauts se distinguent par un flux de masse ascendant au sommet de la SABL ou/et au niveau plus haut.

Les figures 4.13.a et 4.13.b montrent respectivement les profils moyens des flux de masse et d'humidité pour les jours de nuages moyens, hauts et de ciel-clair lorsque le profil SABL se produit.

Au-dessus du Hoggar, le mouvement ascendant atteint 400 hPa les jours nuages hauts, alors qu'il est limité à 500 hPa les jours de nuages moyens et à 550 hPa quand le ciel est clair.

Aux plateaux de l'Ouest-Sahara et par rapport au Hoggar, le mouvement ascendant dans le SABL est moins élevé de 50 hPa les jours de nuages moyens et de ciel-clairs et de près de 200 hPa les jours de nuages hauts, mais, comme indiqué ci-dessus, l'ascendance des flux de masse les jours de nuages hauts peut atteindre un niveau plus élevé.

- ***Les profils de types 1 «profils ascendants» :***

Ils sont beaucoup moins fréquents que le profil SABL (près de 17 % au dessus de l'Ouest-Sahara et 4 % au-dessus du Hoggar) (fig. 4.12.a), la convergence est positive au sommet de la SABL et négative en haute troposphère, ce qui se traduit par une ascendance des flux de masse allant du sommet de la SABL jusqu'aux niveaux plus hauts. Les profils ascendants apparaissent le plus souvent les jours de nuages hauts (fig. 4.12.b). Dans les bas niveaux, le flux peut être convergeant ou divergeant les jours de nuages hauts, tandis qu'il est divergent les jours de nuages moyens et de ciel-clair (non illustré).

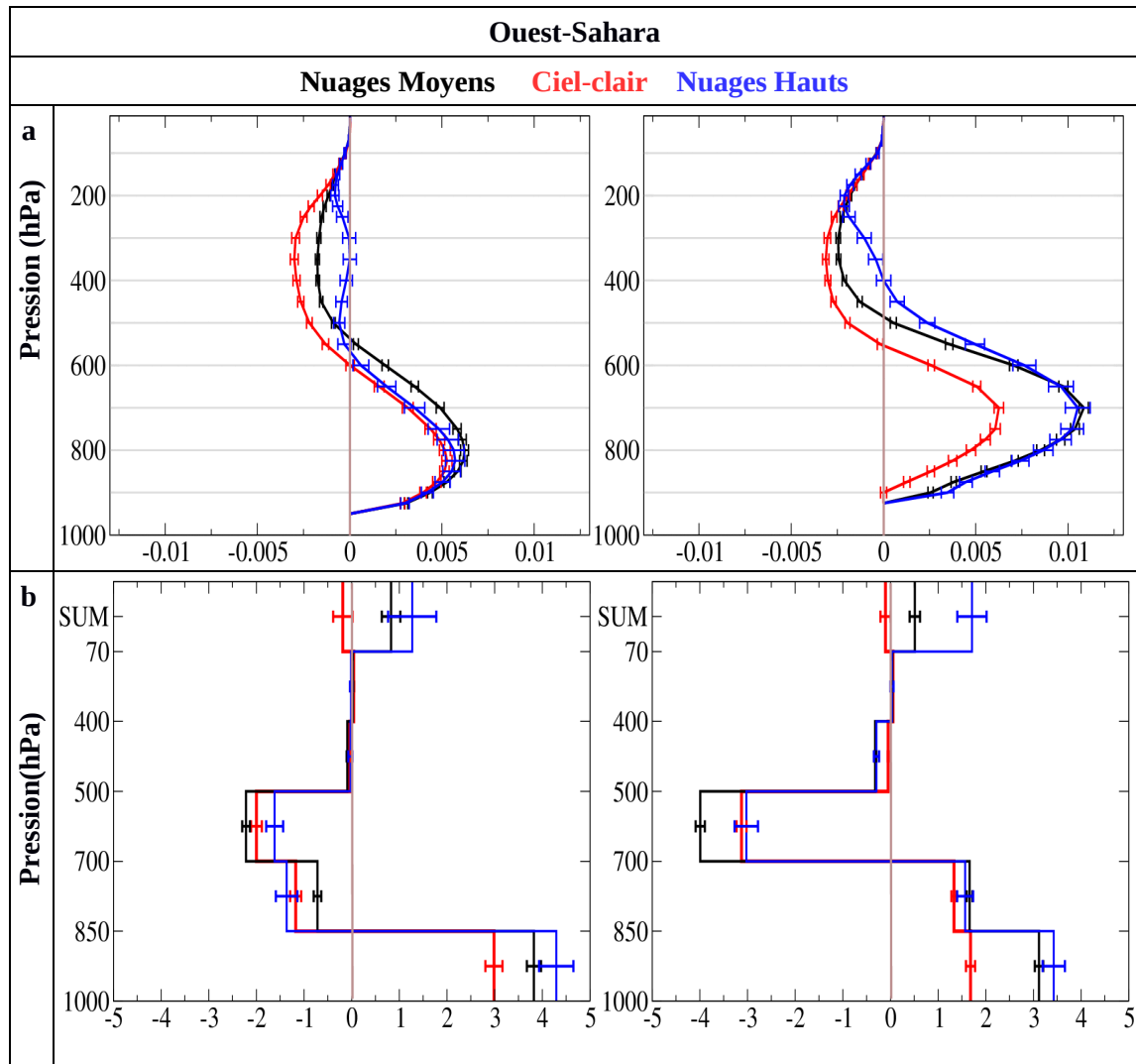


Figure 4.13. Profils de type SABL (a) Profil vertical moyen du flux de masse vertical en $\text{kg/m}^2/\text{s}$. (b) Profil vertical moyen de la convergence horizontale du flux d'humidité en $\text{kg/m}^2/\text{d}$ et au sommet de l'axe Y la convergence intégrée sur toute la colonne verticale (de la surface à 70 hPa ; SOMME). Moyenne sur la période JJAS. L'incertitude statistique des valeurs moyennes (barres horizontales). Pour l'Ouest-Sahara (colonne de gauche) et le Hoggar (colonne de droite).

- **Les profils de type 2 «Profils subsidants» :**

La convergence est positive à la fois dans la haute troposphère et au sommet de la SABL et négative dans les niveaux bas de la SABL (fig. 4.12.a). Ces profils sont importants les jours de ciel-clair (fig 4.12.b) et ils sont plus fréquents pour les flux de masse que ceux d'humidité (17% / 7% pour la masse et 11% / 2% pour l'humidité au dessus de l'Ouest-Sahara/Hoggar). Les jours de profils subsidants, le flux de masse est subsidant sur toute la

troposphère (71% / 77% des cas pour l'Ouest-Sahara/Hoggar).

Au cours de la saison, quand la fréquence des jours de nuages moyens, hauts et de ciel-clair varie (fig. 4.4), la fréquence des trois types de profils varie aussi. La figure 4.14 montre la fréquence de chaque type de profil pour des périodes de 15 jours et au dessus de l'Ouest-Sahara et le Hoggar. En tête des barres, le nombre de jours utilisés pour calculer les fréquences est indiqué.

3.2.2 Variations intra-saisonnières au dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar :

- ***Ouest-Sahara :***

En juillet-août, la circulation des profils SABL est la plus fréquente (82% et 86% au cours de la deuxième quinzaine de juillet). La convergence de l'humidité dans les niveaux bas est maximale (fig. 4.11). Les jours de nuages moyens, dont l'occurrence est maximale, coïncident exclusivement avec ces conditions de circulation (fig. 4.14.a). Par temps clair, la fréquence des profils SABL est proche de 100% dans la première partie du mois d'août (fig. 4.14.a).

Durant les rares événements de nuages hauts en juillet et la première quinzaine d'août, l'advection d'humidité sur le domaine est importante par les niveaux bas de la SABL (fig 4.14.a).

Dans la première moitié de juin, les profils SABL sont rares, tandis que les profils ascendants et subsidants atteignent leurs occurrences maximales (fig. 4.14.a). Au niveau bas, les flux de masse et d'humidité divergent. L'air et l'humidité entrent exclusivement dans la région par les niveaux moyens (fig. 4.11.a). Pendant cette période, la fréquence des jours de nuages moyens au-dessus du Sahara est plus importante dans la partie Est de la région (fig. 4.5), et la fréquence du profil SABL est également plus importante dans cette partie (non représentée).

En septembre, la fréquence des profils subsidants et ascendants augmente à nouveau (fig. 4.14.a). Cependant, la fréquence d'apparition de profils SABL reste non négligeable et la fréquence des jours de nuages moyens est toujours supérieure à 40%. Dans le niveau bas, la convergence de la masse et de l'humidité est encore très fréquente (70%). Pour les jours de nuages hauts et les profils ascendant (fig. 4.14.a), une convergence dans l'ensemble de la SABL est observée, ce qui n'était pas le cas en juin. Les jours de nuages hauts coïncident fréquemment avec ceux des nuages moyens (Figure 4.a, courbe rouge), ce qui n'est pas le cas en juin non plus. Pour l'humidité, la convergence peut se faire simultanément sur les trois niveaux (type non indiqué à la fig. 4.14) (et la pluie peut survenir).

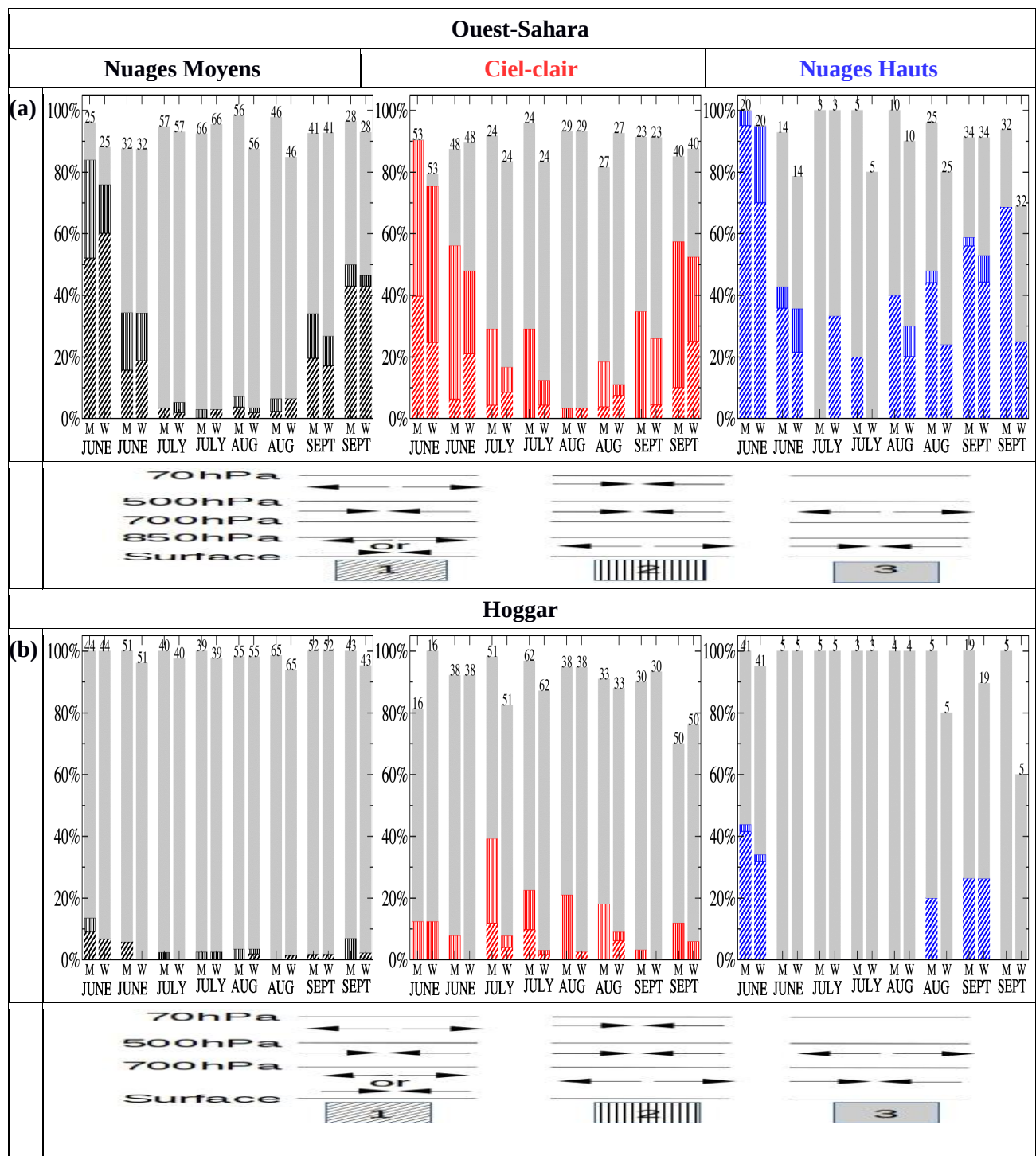


Figure 4.14. (a) Les jours de nuages moyens (à gauche), de ciel-clairs (au centre) et de nuages hauts (à droite), pour les flux de masse M et d'humidité W, la distribution de la fréquence d'occurrence des profils de convergence dans les 3 types de classification est estimée sur des périodes de 15 jours au-dessus de l'Ouest-Sahara ; la fréquence des profils non classés est indiquée par l'écart entre le sommet de la barre et 100% ; en tête des barres. (b) même chose que (a) mais pour le Hoggar.

- **Hoggar :**

Au dessus du massif du Hoggar tout au long de la saison, les profils SABL sont très fréquents (fig. 4.14.b). Pour les jours de nuages moyens, les profils ascendants ou subsidants sont rare.

En début de juin, lorsque le SHL et le SAC sont à proximité du Hoggar, la dynamique d'ascendance des flux de masse atteint 400hPa dans le SABL les jours de nuages moyens (fig. 4.11), alors que par ciel-clair, le sommet de la dynamique ascendante est plus bas dans l'atmosphère (non montrée).

Par temps clair, contrairement à l'Ouest-Sahara, la fréquence des profils subsidants de flux de masse augmente en juillet et en août (fig. 4.14.b), lorsque le SHL et le SAC se trouvent dans leur position du Nord-Ouest. Cette fréquence est plus importante sur la partie Est de la région du Hoggar (non montrée). En cette période, dans la haute troposphère, la limite Ouest de l'anticyclone Tibétain se trouve dans sa position la plus occidentale (fig. 4.1.b). En début de juin et début de septembre, la fréquence des nuages hauts n'est pas négligeable, atteignant respectivement des valeurs de 40 % et 18 %. Une partie de ces nuages hauts sont observés les jours de profils ascendants à la fois pour les flux de masse et d'humidité (fig. 4.14.b). La fréquence des pluies observée par les réanalyses ERAI est également plus élevée.

4. Discussion :

Une caractéristique importante de la couverture nuageuse Saharienne en été est son sommet situé en moyenne altitude. Nous avons, en premier, souligné la variabilité de la distribution spatial de ces nuages simultanément avec le déplacement du SHL et SAC au cours de la saison (fig. 4.1.c; fig. 4.5 et fig. 4.9). Ensuite, nous avons montré que ces nuages, de la couche limite, se forment le plus souvent dans des conditions atmosphériques de subsidence à grande échelle (dans la haute troposphère), ainsi qu'une convergence de flux de masse et de l'humidité au niveau bas de la SABL et une divergence au sommet de cette dernière (fig. 4.12.b; profils SABL). Tout d'abord, nous abordons dans cette discussion le changement de conditions à grande échelle et le développement de la SABL profonde au dessus du Sahara qui coïncident avec ces changements. Ensuite, nous discutons des principales caractéristiques de la SABL et de son cycle diurne ainsi que l'impact des changements de leurs caractéristiques sur la présence de nuages moyens.

4.1 Évolution saisonnière des nuages moyens et des conditions à grande échelle:

La figure 4.15 donne, pour le printemps et l'été, un schéma des principales caractéristiques de la circulation à grande échelle qui jouent un rôle clé dans la circulation atmosphérique au-dessus du Sahara. Aux niveaux bas (fig. 4.15, 1000hPa), sont représentés : le SHL et l'anticyclone des Açores, le vent de l'harmattan, les flux atlantiques et les flux de mousson. Au niveau moyen de la troposphère (fig. 4.15, 500hPa) est représenté le SAC. Dans la haute troposphère (fig. 4.15, 200hPa), sont présents : le STWJ et l'anticyclone tibétain. La circulation verticale entre les trois niveaux est également mise en évidence : la branche descendante de la cellule de Hadley et le mouvement ascendant du SHL.

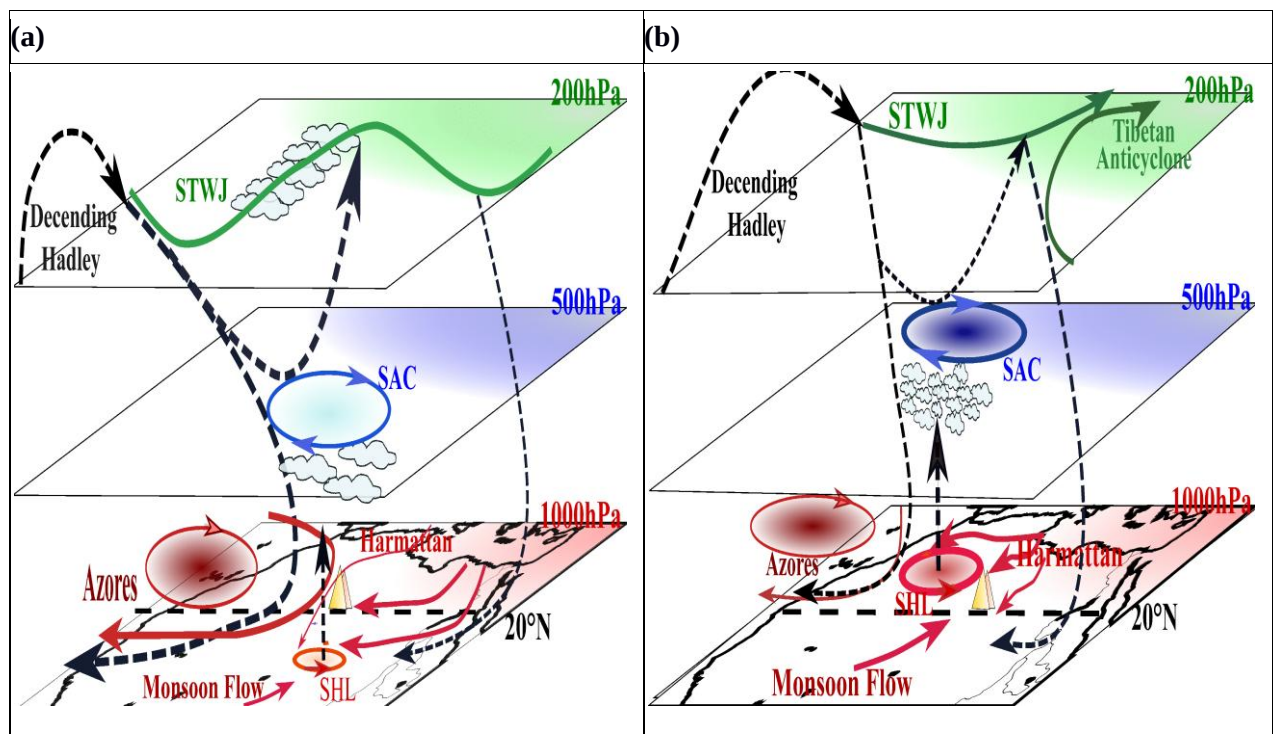


Figure 4.15. Circulation au-dessus de l'Afrique de l'Ouest pendant (a) le printemps et (b) l'été.

Aux niveaux bas, le SHL et l'anticyclone des Açores (cercles rouges épais et fins avec des flèches, respectivement), le vent de l'harmattan (flèche rouge orientée Nord-Sud), les flux atlantiques (flèche rouge autour de l'anticyclone des Açores) et les flux de mousson (flèche rouge orientée Sud-Nord). Dans la moyenne troposphère, le SAC (cercle bleu avec des flèches). En haute troposphère, le STWJ (en vert) et l'anticyclone tibétain (flèche verte). La circulation verticale entre les trois niveaux est mise en évidence par des flèches noires pointillées (branche descendante de la cellule de Hadley, ascendance du SHL). Pour le SHL et le SAC et l'anticyclone des Açores, le renforcement de l'intensité est indiqué par une

augmentation de la teinte de couleur. L'augmentation de l'épaisseur des flèches indique un renforcement de la circulation. La position du Hoggar indiquée par les deux triangles. La position des nuages moyens est également indiquée (Selami et al. 2021).

4.1.1 Hiver et printemps :

En hiver, le Sahara et l'Afrique du Nord sont soumis à un régime de haute pression de surface (figure 1.19 dans Fink et al., 2017), et la température moyenne de l'air près de la surface est inférieure à 16°C (figures 1.21 et 1.23 dans Fink et al., 2017).

La circulation près de la surface est dominée par le régime d'harmattan, caractérisé par un renforcement de vents Nord-Est et leurs fortes poussées vers le Sud en cette période. L'air est très sec, et la vapeur d'eau (TCWV) ne dépasse pas 15 kg/m² (figure 1.10.b dans Fink et al., 2017). Ces conditions ne favorisent pas le développement d'une couche limite profonde et la formation de nuages à son sommet.

Au niveau de la troposphère moyenne et supérieure, la circulation est orientée vers l'Ouest, avec une forte subsidence en dessous de la STWJ (figures 1.26 et 1.28 dans Fink et al., 2017). Les dépressions des latitudes moyennes peuvent toutefois pénétrer très loin au Sud et apporter de l'air tropical humide vers le Nord-Est du continent Nord-africain. Ces conditions sont accompagnées de bandes de nuages hauts appelées plumes tropicales (Knippertz, 2003 ; Froelich et al., 2013, figure. 2.18 dans Cornforth et al. 2017).

Au printemps, la subsidence sous le STWJ s'affaiblit, l'harmattan ralentit, tandis que les vents du Nord-Ouest venant de l'Atlantique pénètrent loin dans le continent et les flux du Sud-Ouest de la mousson se déplacent vers le Nord depuis la côte de Guinée. Simultanément à la migration du SHL vers le Nord-Est (Lavaysse et al., 2009 ; Thorncroft et al., 2011 ; Lavaysse et al., 2013), les températures augmentent au Sahara à partir de février (Figure 4(a) dans Thorncroft et al., 2011 ; Cuesta et al., 2008). Cette augmentation concerne tout d'abord le massif du Hoggar et l'est de l'Ouest-Sahara avant de se propager lentement vers l'Ouest au cours de cette saison. La couche limite convective s'élève à environ 3 km, depuis mars, au-dessus du Hoggar (Cuesta et al., 2008). La fréquence des jours de nuages moyens augmente au-dessus du Hoggar et reste autour de 10 % jusqu'à la fin du mois d'avril. Cette occurrence augmente rapidement en mai après la forte migration de l'ITD vers le Nord en avril (figure 1.22 dans Fink et al., 2017 ; Lélé et Lamb, 2010). Le flux du Sud-Ouest de la mousson se déplace vers le Nord et convergent avec les flux Nord-Est d'harmattan au Sud de la montagne de l'Air (Lavaysse et al., 2009). La pré-mousson estivale commence (Sultan et Janicot, 2003),

tandis qu'à l'Ouest-Sahara, les panaches tropicaux continuent de caractériser la circulation de la haute troposphère (Knippertz et Fink, 2008 ; figure 1.26 dans Fink et al., 2017 ; figure 2.20 dans Corncroft et al., 2017). Un schéma de cette circulation est donné à la figure 4.15.a.

4.1.2 Été:

À partir de juin, un SABL profond s'établit progressivement d'Est en Ouest et persiste jusqu'en septembre avec une convergence dans les bas niveaux de la SABL et une divergence dans son sommet (figure 4.14). Trois phases sont observées pour la position du SHL : (i) SHL se déplace vers le Nord-Ouest en juin, (ii) reste dans sa position la plus septentrionale en juillet et août, et (iii) se retire vers le Sud-Est en septembre.

- **Juin :**

La ventilation de l'air froid Atlantique continue de pénétrer loin dans le continent (Todd et al., 2013 ; Grams et al., 2010) du côté Nord-Ouest de l'Ouest-Sahara avant de s'incurver en direction du Sud-Ouest (fig. 4.1.d).

La première quinzaine de juin se situe dans la continuité du mois de mai, mais la SHL se trouve désormais au pied du Hoggar (Cuesta et al., 2008 ; Lavaysse et al., 2009 ; Roehrig et al., 2011) et se trouve le plus souvent à l'Est de 3°E (80 % ; fig. 4.9.d). Selon Chauvin et al. (2010), la présence du SHL à l'Est coïncide avec un anticyclone des Açores centré en Atlantique sans extension vers l'Europe. Cette position du SHL est caractéristique de la période précédant le début de la mousson (Roehrig et al., 2011). Pendant cette phase de pré-mousson, définie comme la phase maritime du SHL par Grams et al. (2010) et Todd et al. (2013), la ventilation de l'air froid atlantique continue à pénétrer loin à l'intérieur du continent au-dessus de l'Ouest-Sahara. Avec cette ventilation froide dans les basses couches, la couche limite reste peu profonde (Todd et al., 2013) et la fréquence des jours de nuages moyens reste faible, en particulier sur la bordure Ouest de l'Ouest-Sahara (fig. 4.5 ; Todd et al., 2013), tandis que la subsidence à grande échelle et les jours de ciel-clair sont très fréquents. Ainsi, les flux de masse et d'humidité convergent au sommet de la SABL et divergent dans les niveaux bas (profils ascendants ou subsidants). Pendant ce temps, le flux Sud-Ouest de mousson et Nord-Est d'harmattan convergent vers la SHL entre l'Aïr et le Hoggar (Cuesta et al., 2008 ; figure 6.b et 6.c dans Chauvin et al., 2010). Grâce à la circulation cyclonique du SHL, le flux humide de la mousson est advecté jusqu'au Hoggar. Au cours de la campagne FENNEC de juin 2011, à Bordj Badji Mokhtar (BBM), dans le supersite FENNEC-1 situé à la

limite Sud-Ouest du Hoggar (21,38°N,0,92°E), Marsham et al. (2013) ont observé, au cours de la première moitié de juin, des poches froides et humides accompagnant les flux de mousson. Au dessus du Hoggar et à la limite Est de l'Ouest-Sahara, la fréquence des jours de nuages moyens augmente, en particulier à l'Est du Hoggar où la fréquence atteint son maximum saisonnier (fig. 4.5).

Dans la haute troposphère, les influences des vents d'Ouest sont toujours présentes mais la circulation anticyclonique dans la moyenne troposphère est maintenant centrée sur le Sud-Ouest du Hoggar (fig. 4.6.a). Cette situation favorise le transport d'humidité, par le niveau moyen, du Sud-Ouest africain jusqu'au Hoggar, ce qui pourrait à son tour favoriser l'apparition des profils ascendants (fig. 4.14.b) et de nuages hauts et moyens au-dessus du Hoggar (fig. 4.b ; fig. 4.5) (Knipperz, 2003 ; Skinner et Poulsen, 2015 ; Cau et al., 2007). Marsham et al (2013) ont observé en juin 2011 à BBM, avant le début de la mousson, une couche humide au sommet de la SABL.

Durant la deuxième quinzaine de juin la SHL qui se déplace vers le Nord-Ouest est, en moyenne, toujours proche du Hoggar (fig. 4.9.b), mais le plus souvent à l'Ouest de la région (fig. 4.16). Ce déplacement vers le Nord-Ouest est un indicateur du début de la mousson (Sultan et Janicot, 2003 ; Roehrig et al., 2011). Lavaysse et al. (2009) évaluent la date moyenne de cette transition au 20 juin. Les vents d'Est qui s'écoule entre le Hoggar et les montagnes de l'Atlas se renforcent. La convergence du flux de mousson et d'harmattan est désormais fréquente à l'Ouest du Hoggar. L'influence de la mousson devient prépondérante à BBM en juin 2011 (Marsham et al., 2013). La fréquence des jours de nuages moyens atteint un premier maximum à l'Ouest du Hoggar et augmente à l'Est de l'Ouest-Sahara (fig. 4.5). Cependant, à l'Est du Hoggar, la fréquence des profils subsidants et du ciel-clair augmente alors que celle des jours de nuages moyens diminue brusquement. Les hauts reliefs du Hoggar agissent comme un obstacle au flux d'harmattan et peuvent jouer un rôle dans cette brusque diminution. En effet, Birch et al. (2012) soulignent l'intensification des flux d'harmattan déviés au Nord du massif, lors de sa descente vers le Sud, et l'effet de refroidissement de ces flux sur le sommet de la couche limite à l'Est du Hoggar. Dans la haute troposphère, l'anticyclone du Tibet s'étend vers l'Ouest tout en se déplaçant vers le Nord tandis que les flux Ouest du STWJ continuent de se déplacer vers le Nord. Ces déplacements coïncident avec la forte diminution de la fréquence des nuages hauts au-dessus du Hoggar et l'Est de l'Ouest-Sahara (fig. 4.5).

- **Juillet et début d'août :**

En juillet et au cours de la première quinzaine d'août, quand le SAC arrive au Sud de l'Atlas, le SHL s'installe à l'extrémité Nord de l'Ouest-Sahara et le plus souvent à l'Ouest de 3°W (fig. 4.16).

Dans leur étude de la variabilité intra-saisonnière du SHL, Chauvin et al. (2010) montrent que la phase Ouest du SHL coïncide avec une diminution de la force de l'anticyclone des Açores et son expansion sur l'Europe et une diminution du flux atlantique froid. Ceci est en accord avec la 'phase SHL' de Todd et al. (2013) et Grams et al. (2010).

Simultanément le flux d'harmattan et une partie des flux courant entre le Hoggar et l'Atlas s'intensifient (Vizy et Cook, 2009 ; figure 6.a dans Chauvin et al. (2010)). Ce flux traverse une zone chaude et se réchauffe avant qu'il soit capté par le flanc Nord-Ouest de la circulation cyclonique du SHL (Vizy et Cook, 2009). D'autre part, le flux de mousson atteint le flanc Sud-Est de cette circulation cyclonique (Lavaysse et al., 2009). Avec cette circulation, à l'Ouest-Sahara, la convergence dans les basses couches du SABL des flux de masse et d'humidité augmente fortement (fig. 4.11). Une autre raison qui explique la hausse du flux d'humidité au-dessus de l'Ouest-Sahara serait une fréquence plus élevée de poches froides initiées par la convection profonde plus fréquente au Nord-Ouest du Sahel après le début de la mousson. Les poches froides générées par la convection au-dessus de l'Atlas pourraient également être une source d'humidité (Redel et al., 2015).

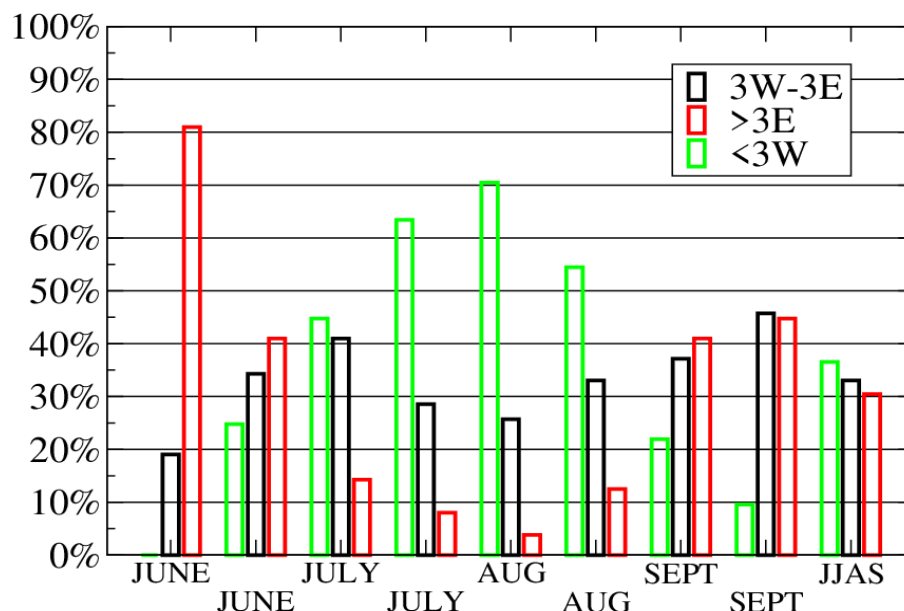


Figure 4.16. Fréquence d'occurrence de la longitude du barycentre de la SHL à l'Ouest de 3°W (vert), entre 3°W et 3°E (noir) et à l'Est de 3°E (rouge). Données estimées sur des périodes de 15 jours.

En fin de juillet, le SHL et la fréquence des nuages moyens au centre et à l'Ouest-Sahara sont à leurs maximums. Toutefois, la SHL continue de progresser vers l'Ouest au cours de la première quinzaine d'août et la circulation de type profils SABL atteint son extension maximale vers l'Ouest. Les nuages moyens se produisent maintenant près de la côte atlantique (non indiqué). Un schéma de cette circulation est donné à la figure 4.15.b.

En juillet, dans la haute troposphère, l'anticyclone tibétain atteint son extension maximale vers l'Ouest et les vents Ouest du STWJ se déplacent vers le Nord (fig. 4.1.b), tandis que la fréquence des nuages hauts diminue. En effet, Cuesta et al (2008) ont observé en juillet 2006 à la station de Tamanrasset une augmentation de la subsidence et une diminution de la couverture nuageuse. Selon Chauvin et al. (2010), pendant les phases Ouest du SHL, la subsidence dans la partie Est de la Méditerranée augmente. Cela accroît la ventilation froide apportée par les vents de l'harmattan, près de la surface, mais augmente également le flux subsidant qui se dirige vers le Sud-Ouest.

La convection profonde se forme maintenant plus fréquemment à l'Ouest du Sahel, ce qui réduit pour le Hoggar, la possibilité d'un apport d'humidité par des poches froides. Ces changements devraient contribuer à la diminution de la fréquence moyenne des nuages en juillet au-dessus de cette région. Cependant, la fréquence des nuages moyens reste supérieure à 40% à l'Ouest du Hoggar.

- ***Mi-août et septembre :***

Durant la deuxième quinzaine d'août et en septembre, le SAC et le SHL, l'anticyclone tibétain et les vents Ouest du STWJ reprennent leur position de juin. Le flux Nord d'harmattan diminue, tout comme la subsidence dans la haute et moyenne troposphère. Au Sud du Sahara, l'ITD se retire vers le Sud mais reste très proche de sa position la plus septentrionale pendant la deuxième quinzaine d'août (figure 1.22 dans Fink et al., 2017).

L'humidité continue à augmenter au dessus de l'Ouest-Sahara et du Hoggar (fig. 4.9). La fréquence des nuages moyens atteint sa valeur maximale de la saison à l'Ouest du Hoggar (60%) (fig. 4.5). À l'Ouest-Sahara, les dépressions des latitudes moyennes pénètrent à nouveau vers le Sud, permettant le transport d'humidité des côtes sahélienne vers le Nord-Est par la branche Sud-Ouest du SAC (Knippertz, 2003). Pour le Sud de l'Atlas, des précipitations maximales sont enregistrées entre août et octobre (Knippertz et al., 2003). La fréquence des nuages hauts augmente fortement au-dessus de l'Ouest-Sahara (fig. 4.14) et la plupart du temps ils sont accompagnés de nuages moyens.

4.2 SABL et cycle diurne :

Comme décrit par Garcia-Carreras [2015], le cycle diurne de la couche limite convection (CBL) saharienne se caractérise par une croissance lente de sa profondeur le matin et la première partie de l'après-midi. Ainsi, la CBL complètement développée n'existe que quelques heures après 1600 UTC, avant qu'elle baisse en fin de journée. Entre ces courtes périodes de CBL complètement développé, la SABL développe une grande couche résiduelle. Notre hypothèse est que les nuages moyens sont principalement des nuages de la couche limite, c'est-à-dire des nuages formés au sommet de certains thermiques composant la CBL Saharien. Selon l'analyse de Garcia-Carreras [2015], la formation de tels nuages est favorisée par l'humidification progressive de la couche résiduelle par la CBL. Ainsi, leur occurrence devrait être maximale en fin d'après-midi, après que la CBL ait atteint son extension verticale maximale. Ceci est en bon accord avec les fig. 4.2.b et fig. 4.2.c où l'occurrence de nuages moyens est maximale entre 1900 UTC et 2100 UTC.

Cependant, le maintien de présence de nuages moyens pendant la nuit, et même sa légère croissance nocturne en septembre à l'Ouest-Sahara, nécessite un autre mécanisme. Nous émettons l'hypothèse que ce mécanisme est le refroidissement radiatif des nuages. Mais nous supposons qu'un tel processus produira une faible diminution des nuages moyens au-dessus du Hoggar, similaire à celle observée au-dessus de l'Ouest-Sahara, ce qui est en contradiction apparente avec la diminution rapide observée au-dessus du Hoggar. Toutefois, les occurrences de nuages moyens au-dessus du Hoggar et l'Ouest-Sahara atteignent les mêmes valeurs minimales. Ce sont les occurrences maximales qui montrent les plus grandes différences. Cela pourrait être dû à la croissance de la CBL au dessus du Hoggar par des processus orographiques (notamment le réchauffement de la pente montagneuse par le rayonnement). Ainsi, les observations sont donc compatibles avec le fait que les nuages moyens soient régis par deux processus: (i) les nuages moyens sont générés par le processus du CBL en fin d'après-midi, ce mécanisme génère plus de nuages au dessus du Hoggar qu'à l'Ouest-Sahara grâce aux processus orographiques induits par le soleil; (ii) les nuages moyens sont maintenus à une hauteur similaire au dessus du Hoggar et à l'Ouest-Sahara par refroidissement radiatif.

Conclusion et Perspectives

Pour la première fois, une climatologie de la fréquence d'occurrence et de la répartition des types de nuages a été construite au dessus du Sahara. Les produits nuageux SAFNWC dérivé des données observées par SEVIRI à bord du satellite géostationnaire MSG a été, entre 2008 à 2014, utilisé pour construire cette climatologie.

La distribution spatiale des occurrences de nuages à une échelle de 3km x 3km, le cycle diurne complet de ces occurrences et leur variabilité intra-saisonnière ont été caractérisés pour l'été boréal.

Il est confirmé, sur la base de cette climatologie, que la caractéristique la plus importante est la couverture nuageuse moyenne au sommet de l'Ouest-Sahara et du massif du Hoggar. Sa fréquence est minimale à 10 AM et maximale en fin de journée et son altitude (entre 400-450hPa) se situe légèrement au sommet de la couche résiduelle saharienne et reste stable pendant la saison. Cela contraste avec le reste de l'année, où les nuages hauts sont le type de nuages le plus fréquent.

Une autre caractéristique très importante, mise en évidence, pour les nuages moyens au-dessus du Sahara en été est que ces nuages s'étendent progressivement au cours de la saison, de l'Est du Hoggar au centre puis à l'Ouest du Sahara.

Nous avons divisé la saison d'été en huit périodes de quinze jours et nous avons constaté que :

- 1) Les changements de fréquence des nuages moyens indiquent un chauffage de surface, une circulation et une convergence des flux d'humidité en basse altitude,
- 2) Le principal facteur qui gouverne la fréquence des nuages hauts pendant l'été est les intrusions, par les niveaux hauts, des perturbations des moyennes latitudes et leur interaction avec la circulation anticyclonique de la troposphère moyenne.

Les variations intra-saisonnières des nuages moyens coïncident avec le déplacement du SHL, du SAC et de l'ITD identifiés avec la ré-analyse ERA-Intérim. Associée au déplacement Nord-Ouest du SHL et du SAC, la profondeur du SABL croît progressivement d'Est en Ouest. Au même temps, la fréquence maximale des nuages moyens, située entre l'Est et l'Ouest du Hoggar en début de juin, se déplace vers l'Ouest pour atteindre la cote Ouest de l'Ouest-Sahara en fin de juillet. Puis, avec le retrait vers le Sud-Est du SHL et du SAC, ce maximum de fréquence se rétablit à nouveau à l'Ouest du Hoggar en fin d'Août.

Il existe également certaines caractéristiques atmosphériques à grande échelle spécifiques aux jours de nuages moyens par rapport à ceux de ciel-clair quelle que soit la période. En effet, les jours de nuages moyens se distinguent par une température potentielle à 850 hPa et un géopotentiel à 600 hPa (respectivement indicateurs de la force du SHL et du

SAC sur la région) plus importants que ceux des jours de ciel-clairs. La convergence de vapeur d'eau augmente également et l'ITD se déplace vers le Nord. Les jours de nuages moyens et de ciel-clair sont le plus souvent associés à une subsidence à grande échelle dans la haute troposphère. Cependant, les jours de ciel-clair sont fréquemment associés à une subsidence dans la SABL, tandis que ceux des nuages moyens correspondent à une subsidence au sommet de la SABL et à une convergence des flux de masse et d'humidité dans les niveaux bas de la SABL. Le cycle diurne de ces nuages moyens et l'altitude de leurs sommet s'accordent avec ceux qui se forment au sommet des thermiques de la SABL. Ces nuages sont, ensuite, maintenus en altitude par le refroidissement radiatif qu'ils produisent et qui induit une élévation de la hauteur du géopotentiel.

La transition d'une présence de nuages hauts à moyens en juin coïncide avec :

- 1) Le déplacement des vents d'Ouest, associés au STWJ, vers le Nord
- 2) L'extension à l'Ouest de l'anticyclone tibétain, lors de son déplacement vers le Nord.

Lorsque l'anticyclone tibétain se retire vers le Sud en août, la fréquence des nuages hauts se rétablit et les perturbations des niveaux hauts, provenant des latitudes moyennes, peuvent à nouveau pénétrer plus au Sud.

En début de juin, la fréquence des nuages hauts est maximale au dessus du Hoggar et du côté Est de l'Ouest-Sahara. Tandis, qu'en fin d'août et en septembre, la fréquence des nuages hauts est maximale à l'Ouest et au centre de l'Ouest-Sahara. Notre hypothèse est que cette couverture nuageuse est développée par l'humidité transportée depuis le Sud par la branche Sud-Ouest du SAC et est captée en altitude par le creux des moyennes latitudes tel que décrit par Knippertz [2003] et Knippertz et al. [2003].

Nous avons montré que, par rapport aux jours de ciel-clair, l'apparition de nuages au-dessus Sahara coïncide avec un renforcement de la convergence d'humidité. Il conviendrait en perspectives de caractériser la source des flux d'humidité menant à leur convergence vers le Sahara. Le déplacement de l'ITD vers le Nord les jours de nuages moyens et hauts indique qu'au moins une partie de l'humidité qui converge vers le Hoggar et l'Ouest-Sahara provient de la région de mousson. Toutefois, plusieurs études de cas ont montré l'importance de l'humidité apportée par les poches froides initiées par les systèmes convectifs de l'ITCZ et aussi, mais moins fréquemment, par les poches froides qui se forme au-dessus de l'Atlas. Il conviendrait aussi d'étudier le rôle de AEW, qui transporte l'humidité de la région de mousson vers le Sahara. Une telle étude pourrait aider à interpréter les changements de position du SAC et du SHL lorsque des nuages moyens se forment par rapport aux jours de ciel-clair.

D'autre part, il convient également d'étudier le rôle d'un mélange de vapeur d'eau et de

poussière sur la formation de nuages moyens.

Références

- Ati, O. F., Stigter, C. J., & Olapido, E. O. (2002). A comparison of methods to determine the onset of the growing season in northern Nigeria. *International Journal of Climatology*, 22 (6), 731–742. doi: 10.1002/joc.712
- Banks, J.R., & Brindley, H.E. (2013). Evaluation of MSG-SEVIRI mineral dust retrieval products over North Africa and the Middle East. *Remote Sensing of Environment*, 128, 58–73. doi: 10.1016/j.rse.2012.07.017
- Birch, C. E., Parker, D. J., Marsham, J. H., & Devine, G. M. (2012). The effect of orography and surface albedo on stratification in the summertime Saharan boundary layer: Dynamics and implications for dust transport. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117 (D5), D05105. doi:10.1029/2011JD015965.
- Bou Karam, D., Flamant, C., Knippertz, P., Reitebuch, O., Pelon, J., Chong, M., & Dabas, A. (2008). Dust emissions over the sahel associated with the West African monsoon intertropical discontinuity region: A representative case-study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134 (632), 621–634. doi: 10.1002/qj.244
- Bou Karam, D., Flamant, C., Tulet, P., Chaboureaud, J.P., Dabas, A., & Todd, M.C. (2009). Estimate of Sahelian dust emissions in the Intertropical discontinuity region of the West African Monsoon. *Journal of Geophysical Research*, 114 (D13), D13106. doi:10.1029/2008JD011444
- Bouniol, D., Couvreux, F., Kamsu-Tamo, P.H., Leplay, M., Guichard, F., Favot, F., & O’connor E.J. (2012). Diurnal and seasonal cycles of cloud occurrences, types, and radiative impact over West Africa. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51 (3), 534–553. doi:10.1175/JAMC-D-11-051.1
- Bourgeois, E., Bouniol, D., Couvreux, F., Guichard, F., Marsham, J.H., Carreras, L.G., Birch, C.E., & Parker, D.J. (2017). Characteristics of mid-level clouds over West Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144 (711), 426–442. doi: 10.1002/qj.3215
- Buckle, C. (1996). *Weather and Climate in Africa*, Addison-Wesley Longman Ltd., Harlow, U. K.
- Burpee, R. W. (1972). Origin and structure of easterly waves in lower troposphere of North Africa. *Journal of Atmospheric Sciences*, 29 (1), 77–90. doi: 10.1175/1520-0469(1972)029<0077:TOASOE>2.0.CO;2
- Cau, P., Methven, J., & Hoskins, B. (2007). Origins of dry air in the tropics and subtropics. *Journal of Climate*, 20 (12), 2745–2759. doi.org/10.1175/JCLI4176.1
- Chauvin, F., Roehrig, R., & Lafore, J. P. (2010). Intraseasonal variability of the Saharan heat low and its link with midlatitudes. *Journal of Climate*, 23 (10), 2544–2561. doi:10.1175/2010JCLI3093.1
- Cook, K.H. (1999). Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. *Journal of Climate*, 12 (5), 1165–1184. doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<1165:GOTAEJ>2.0.CO;2

- Chen, T.-C. (1980). On the energy exchange between the divergent and rotating components of atmospheric flow over the tropics and subtropics at 200 mb during two northern summer. *Monthly Weather Review*, 108 (7), 895-912. doi: 10.1175/1520-0493(1980)108<0896:OTEEBT>2.0.CO;2
- Chen, T.C. (2005). Maintenance of the midtropospheric North African summer circulation: Saharan high and African easterly jet. *Journal of Climate*, 18 (15), 2943-2962. doi:10.1175/JCLI3446.1
- Cornforth, R., Mumba, Z., & Parker, D. (2017). Synoptic systems. In: Parker, D. J. and Diop-Kane, M., *Meteorology of tropical West Africa: the Forecasters' Handbook*. pp. 40-89. John Wiley & Sons Ltd.
- Couvreux, F., Guichard, F., Bock, O., Campistron, B., Lafore, J.-P., & Redelsperger, J.-L. (2010). Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(s1), 159–173. doi :10.1002/qj.473.
- Cuesta, J., Dimitri, E., Mimouni, M., Flamant, P.H., Loth, C., Gibert, F., Marnas, F., Bouklila, A., Kharef, M., Bouziane, O., Kadi, M., & Flamant, C. (2008). Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006. *Journal of Geophysical Research*, 113 (D23), D00C07. doi:10.1029/2007JD009417
- Cuesta, J., Marsham, J. H., Parker, D. J., & Flamant, C. (2009). Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan atmospheric boundary layer during summer. *Atmospheric Science Letters*, 10 (1), 34 – 42. doi: 10.1002/asl. 207
- Davis, R.E., Hayden, B.P., Gay, D.A., Phillips, W.L., & Jones, G.V. (1997). The North Atlantic Subtropical Anticyclone. *Journal of Climate*, 10 (4), 728-744. doi: 10.1175/15200442(1997)010<0728:TNASA>2.0. CO;2
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Holm, E.V., Isaksen, L., Kallberg, P., Kohler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.J., Park, B.K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thepaut, J.N., & Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137 (656), 553–597. doi: 10.1002/qj.828
- Derrien, M., & Le Gléau, H. (2005). MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC. *International Journal of Remote Sensing*, 26 (21), 4707-4732. doi: 10.1080/01431160500166128
- Derrien, M., & Le Gléau, H. (2010). Improvement of cloud detection near sunrise and sunset by temporal-differencing and region-growing techniques with real-time SEVIRI. *International Journal of Remote Sensing*, 31 (7), 1765-1780. doi:10.1080/014311609029 26632

- Derrien, M., & Gléau, H.L. (2013). Algorithm Theoretical Basis Document for “Cloud Products” (CMA-PGE01 v3.2, CT-PGE02 v2.2 & CTTH-PGE03 v2.2). SAF/NWC/CDOP2/MFL/SCI/ATBD/01, Issue 3, Rev. 2.1. Availableonline: http://www.nwcsaf.org/AemetWebContents/ScientificDocumentation/Documentation/MSG/S/AF-NWC-CDOP2-MFL-SCI-ATBD-01_v3.2.1.pdf
- Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard, A., De Felice, P., & Laurent, H. (1999). Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: Results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dynamics*, 15 (11), 795-822. doi:10.1007/s003820050316
- Dommo, A., Philippon, N., Seze, G., & Vondou, D. A. (2018). The June to September low cloud cover in western Central Africa: mean diurnal and spatial patterns and associated atmospheric dynamics. *Journal of Climate*, 31 (23). doi: 10.1175/JCLI-D-17-0082.1
- Eastman, R., & Warren, S. (2013). Diurnal cycles of cumulus, cumulonimbus, stratus, stratocumulus, and fog from surface observations over land and ocean. *Journal of Climate*, 27 (6), 2386-240. doi:10.1175 / JCLI-D-13-00352.1
- Emmel, C., Knippertz, P., & Schulz, O. (2010). Climatology of convective density currents in the southern foothills of the Atlas Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 115 (D11), D11115. doi:10.1029/2009JD012863
- Engelstaedter, S., Washington, R., Flamant, C., Parker, D. J., Allen, C. J. T., & Todd, M. C. (2015). The Saharan heat low and moisture transport pathways in the central Sahara- Multi-aircraft observations and Africa-LAM evaluation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120 (10), 4417-4442. doi:10.1002/2015JD023123
- Evan, A. T., Flamant, C., Lavaysse, C., Kocha, C., & Saci, A. (2015). Water vapor-forced greenhouse warming over the Sahara Desert and the recent recovery from the Sahelian drought. *Journal of Climate*, 28 (1), 108-123. doi:10.1175/JCLI-D-14-00039.1
- Fink, A. H., Engel, T., Ermet, V. , Van der Linden, R., Schneidewind, M., Redl, R., Afiesimana, E., Thiaw, W., Yorke, C., Evans, M., & Janicot, S. (2017). Mean Climate and Seasonal Cycle. In: Parker, D. J. and Diop-Kane, M., *Meteorology of tropical West Africa: the Forecasters’ Handbook*. pp. 1-39. John Wiley & Sons Ltd.
- Flamant, C., Chaboureaud, J. P., Parker, D. J., Taylor, C. M., Cammas J. P., Bock, O., Timouk, F. and Pelon, J. (2007), Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical discontinuity region of the West African Monsoon, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133 (626), 1175-1189, doi:10.1002/qj.97.
- Flohn, H. (1964). Investigations on the tropical easterly jet. *Bonner Meteor. Abhandlungen*, 4, pp. 83.
- Fontaine, B., Louvet, S., & Roucou, P. (2008). Definition and predictability of an OLR-based West African monsoon onset. *International Journal of Climatology*, 28 (13), 1787–1798, doi :10.1002/joc.1674.

- Fröhlich, L., Knippertz, P., Fink, A. H., & Hohberger, E. (2013). An objective climatology of tropical plumes. *Journal of Climate*, 24 (16), 5044-5060. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00351.1
- Gaetani, M., Fontaine, B., Roucou, P., Baldi, M. (2010). Influence of the Mediterranean Sea on the West African monsoon: Intraseasonal variability in numerical simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115 (D24), D24115. doi.org/10.1029/2010JD014436.
- Galarneau, T.J., Bosart, L.F., & Aiyyer, A.R. (2008). Closed anticyclones of the subtropics and midlatitudes: A 54-yr climatology (1950-2003) and three case studies. *Synoptic-Dynamic Meteorology and Weather Analysis and Forecasting*, 33 (55), 349-392. doi:10.1007/978-0-933876-68-2_16
- Gamo, M. (1996). Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts. *Boundary-Layer Meteorology*. 79 (3), 265-278. doi: 10.1007/bf00119441
- Garcia-Carreras, L., Parker, D.J., Marsham, J.H., Rosenberg, P.D., Brooks, I.M., Lock, A.P., Marenco, F., McQuaid, J.B., & Hobby, M. (2015). The turbulent structure and diurnal growth of the Saharan atmospheric boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72 (2), 693-713. doi.org/10.1175/JAS-D-13-0384.1
- Gourdeau, J. (2003). Nuages et particules : Chimie des nuages. Environmental science published for everybody round the earth.
- Grams, C. M., Jones, S. C., Marsham, J. H., Parker, D. J., Haywood, J. M., & Heuveline, V. (2010). The Atlantic inflow to the Saharan heat low: observations and modelling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136 (S1), 125 – 140. doi:10.1002/qj.429
- Grazzini, J. (2003). Analyse multiéchelle et multifracte d'image météorologiques: Application à la détection de zones précipitantes. pp. 325. Université de Marne-la-Vallée.
- Hastenrath, S. (1988). *Climate and circulation of the tropics*. D. Reidel Publishing Company, Kluwer, Dordrecht.
- Hocking, J., Francis, P. N., & Saunders, R. (2011). Cloud detection in Meteosat second generation imagery at the Met Office. *Meteorological Applications*, 18(3), 307 – 323. doi:10.1002/met.239
- Holle, R.L., Simpson, J., & Leavitt, S.W. (1979). GATE B-scale cloudiness from whole-sky cameras on four U.S. Ships. *Monthly Weather Review*, 107 (7), 874-895. doi:10.1175 /1520-0493 (1979) 107< 0874: GBSCFW>2.0.CO;2
- Janicot, S., Thorncroft, C.D., Ali, A., Asencio, N., Berry, G., Bock, O., Bourlès, B., Caniaux, G., Chauvin, F., Deme, A., Kergoat, L., Lafore, J.P., Lavaysse, C., Lebel, T., Marticorena, B., Mounier, F., Nedelec, P., Redelsperger, J.L., Ravegnani, F., Reeves, C.E., Roca, R., De Rosnay, P., Schlager, H., Sultan, B., Tomasini, M., & Ulanovsky, A. (2008). Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Annales Geophysicae - Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences*, 26 (9), 2569-2595. doi:10.5194/angeo-26-2569-2008

- Kanamitsu, M., Krishnamurti, T. N., & Depradine, C. (1972). On scale interactions in the tropics during northern summer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29 (4), 698-706. doi: 10.1175/1520-0469(1972)029<0698:OSIITT>2.0.CO;2
- Kealy, J.C., Marengo, F., Marsham, J.H., Garcia-Carreras, L., Francis, P.N., Cooke, M.C., & Hocking, J. (2017). Clouds over the summertime Sahara: an evaluation of Met Office retrievals from Meteosat Second Generation using airborne remote sensing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17 (9), 5789-5807. doi:10.5194/acp-17-5789-201
- Kerdraon, G., Gléau, H.L. (2019). Scientific and Validation report for the Cloud Product Processors of the NWC/GEO. NWC/CDOP3/GEO/MF-CMS/SCI/VR/Cloud, Issue 1, Rev. 0. Availableonline: http://www.nwcsaf.org/Downloads/GEO/2018/Documents/Scientific_Docs/NWC-CDOP3-GEO-MF-CMS-SCI-VR-Cloud_v1.0.pdf
- Knippertz, P. (2003). Tropical–extratropical interactions causing precipitation in northwest Africa: Statistical analysis and seasonal variations. *Monthly Weather Review*, 131 (12), 3069–3076. doi:10.1175/1520-0493(2003)131<3069:TICPIN>2.0.CO;2
- Knippertz, P., Fink, A. H., Reiner, A., & Speth, P. (2003). Three late summer/early autumn cases of tropical–extratropical interactions causing precipitation in northwest Africa. *Monthly Weather Review*, 131 (1), 116-13. doi:10.1175/1520-
- Knippertz, P., & Martin, J. E. (2005). Tropical plumes and extreme precipitation in subtropical and tropical West Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131 (610), 2337–2365. doi:10.1256/qj.04.148
- Knippertz, P., & Fink, A. H. (2008). Dry-season precipitation in tropical West Africa and its relation to forcing from the extratropics. *Monthly Weather Review*, 136(9), 3579–3596. doi: 10.1175/2008MWR2295.1
- Lafont, D. (2005). Prise en compte des hétérogénéités dans la restitution de l'eau nuageuse et des précipitations par radiométrie micro-onde passive. pp. 194. Université Blaise Pascal.
- Lavaysse, C., Flamant, C., Janicot, S., Parker, D. J., Lafore, J. P., Sultan, B., & Pelon, J. (2009). Seasonal evolution of the West African heat low: A climatological perspective. *Climate Dynamics*, 33 (2), 313-330, doi:10.1007/s00382-009-0553-4
- Lavaysse, C., Flamant, C., Janicot, S., & Knippertz, P. (2010). Links between African easterly waves, midlatitude circulation and intraseasonal pulsations of the West African heat low. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136 (S1), 141-158. doi:10.1002/qj.555
- Lavaysse, C., Eymard, L., Flamant, C., Karbou, F., Mimouni, M., & Saci, A. (2013). Monitoring the West African heat low at seasonal and intra-seasonal timescales using AMSU-A sounder. *Atmospheric Science Letters*, 14 (4), 263-271. doi:10.1002/asl2.449
- Le Barbé, L., Lebel, T., & Tapsoba, D. (2002). Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *Journal of Climate*, 15(2):187-202. doi: 10.1175/1520-0442(2002)015< 0187 : RVIWAD >2.0.CO;2

- Lebel, T., Cappelaere, C., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., Vieux, B., Descroix, L., Gosset, M., Mougin, E., Peugeot, C., & Seguis, L. (2009). AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: an overview. *Journal of Hydrology*, 375 (1), 3-13. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.03.020
- Lélé, I., & Lamb, P. (2010). Variability of the Intertropical Front (ITF) and Rainfall over the West African Sudan-Sahel Zone. *Journal of climate*, 23 (14), 3984-4004. doi:10.1175/2010JCLI3277.1
- Lélé, I., Leslie, L.M., & Lamb, P. (2015). Analysis of Low-Level Atmospheric Moisture Transport Associated with the West African Monsoon. *Journal of Climate*, 28 (11), 4414-4430. doi:10.1175/JCLI-D-14-00746.1
- Leroux, M. (1970). La dynamique des précipitations en Afrique Occidentale. Notes de la Direction de l'Exploitation Météorologique, 39, pp. 281. ASCENA, Dakar.
- Malardel, S. (2009). Fondamentaux de Météorologie. pp.712. CEPADUES.
- Markowicz, K. (2003). Experimental Determination of Solar and Infrared Radiative Forcing. pp. 157, Warsaw University.
- Marsham, J. H., Hobby, M., Allen, C. J. T., Banks, J. R., Bart, M., Brooks, B. J., Cavazos-Guerra, C., Engelstaedter, S., Gascoyne, M., Lima, a. R., Martins, J. V., McQuaid, J. B., O'Leary, A., Ouchene, B., Ouladichir, A., Parker, D. J., Saci, A., Salah-Ferroudj, M., Todd, M. C., & Washington, R. (2013). Meteorology and dust in the central Sahara: Observations from Fennec supersite-1 during the June 2011 Intensive Observation Period. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118 (10), 4069-4089. doi:10.1002/jgrd. 50211
- Marsham, J.H., Parker, D.J., Todd, M.C., Banks, J.R., Brindley, H.E., Garcia-Carreras, L., Roberts, A.J., & Ryde, C.L. (2016). The contrasting roles of water and dust in controlling daily variations in radiative heating of the summertime Saharan heat low. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16 (5), 3563-3575, doi:10.5194/acp-16-3563-2016
- Murakami, T. R., Godbale, V., & Kelkar, R. R. (1970). Numerical simulation of the monsoon along 80NE. *Proc. Conf. on the Summer Monsoon of Southeast Asia*, C. S. Ramage, Ed., Norfolk, Navy Weather Research Facility, 39-51.
- Menzel, W.P., Smith, W.L., & Stewart, T.R. (1983). Improved cloud motion wind vector and altitude assignment using VAS. *Journal of Applied Meteorology*, 22 (3), 377-384. doi:10.1175/1520-0450(1983)022 <0377:ICMWVA>2.0.CO;2
- Messenger, C., Parker, D., Reitebuch, O., Agustí-Panareda, A., Taylor, C.M., & Cuesta, J. (2010). Structure and dynamics of the Saharan atmospheric boundary layer during the West African monsoon onset: Observations and analyses from the research flights of 14 and 17 July 2006. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136 (S1), 107-124. doi.org/10.1002/qj.469
- Meynadier, R., Bock, O., Gervois, S., Guichard, F., Redelsperger, J.L., Agustí-Panareda, A., & Beljaars, A. (2010). West African Monsoon water cycle: 2. Assessment of numerical

weather prediction water budgets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115 (D19), D19107. doi:10.1029/2009JD013919

Nicholson, S. E., & Grist, J. P. (2003). The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and equatorial Africa. *Journal of Climate*, 16 (7), 1013–1030. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<1013:TSEOTA>2.0.CO;2

Nicholson, S. E., Barcilon, A. I., Challa, M., & Baum, J. (2007). Wave activity on the tropical easterly jet. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(7), 275–2763. doi: 10.1175/JAS3946.1

Okumura, Y., & Xie, S.-P. (2004). Interaction of the Atlantic equatorial cold tongue and the African monsoon. *Journal of Climate*, 17 (18), 3589–3602. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<3589:IOTAEC>2.0.CO;2

Paradis, D., Lafore, J.-P., Redelsperger, J.-L., & Balaji, V. (1995). African easterly wave and convection. Part I : Linear simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52 (10), 1657–1679. doi: 10.1175/1520-0469(1995)052<1657:AEWACP>2.0.CO;2

Parker, D.J., Burton, R.R., Diongue-Niang, A., Ellis, R.J., Felton, M., Taylor, C.M., Thorncroft, C. D., Bessemoulin, P., & Tompkins, A.M. (2005). The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131 (611), 2839–2860. doi: 10.1256/qj.04.52

Peyrillé, P. (2006). Etude idéalisée de la mousson ouest-africaine à partir d'un modèle numérique bi-dimensionnel. pp.150.

Peyrillé, P., & Lafore, J.-P. (2007). A idealized two-dimensional framework to study the West African monsoon. Part II : Large-scale advection and the diurnal cycle. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64 (8), 2783–2803. doi: <https://doi.org/10.1175/JAS4052.1>

Pospichal, B., Bou Karam, D., Crewell, S., Flamant, C., Hunerbein, A., Bock, O., & Saïd, F. (2009). Diurnal cycle of the intertropical discontinuity over West Africa analysed by remote sensing and mesoscale modeling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 92–106. doi: 10.1002/qj.435

Ramel, R., Gallée, H., & Messenger, C. (2006). On the northward shift of the West African monsoon. *Climate Dynamics*, 26 (4), 429–440, doi : 10.1007/s00382-005-0093-5.

Redl, R., Fink, A. H., & Knippertz, P. (2015). An Objective Detection Method for Convective Cold Pool Events and Its Application to Northern Africa. *Monthly Weather Review*, 143 (12), 5055–5072. doi:10.1175/MWR-D-15-0223.1

Redl, R., Knippertz, P., & Fink, A. H. (2016). Weakening and moistening of the summertime Saharan heat low through convective cold pools from the Atlas Mountains. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 121 (8), 3907–3928. doi:10.1002/2015JD024443

Roberts, A.J., Marsham, J.H., & Knippertz, P. (2015). Disagreements in low-level moisture between (Re)analyses over summertime West Africa. *Monthly Weather Review*, 143 (4), 1193–1211. doi.org/10.1175/MWR-D-14-00218.1

- Roehrig, R., Chauvin, F., & Lafore, J.P. (2011). 10-25-day intraseasonal variability of convection over the Sahel: A role of the Saharan heat low and midlatitudes. *Journal of Climate*, 24 (22), 5863-5878. doi:10.1175/2011JCLI3960.1
- Roehrig, R., Bouniol, D., Guichard, F., Hourdin, F., & Redelsperger, J.-L. (2013). The Present and Future of the West African Monsoon: A Process-Oriented Assessment of CMIP5 Simulations along the AMMA Transect. *Journal of Climate*, 26 (17), 6471-6505. doi:10.1175/JCLI-D-12-00505.1
- Rossow, W. B., & Schiffer, R. A. (1999). Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80 (11), 2261–2287. doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2
- Schmetz, J., Holmlund, K., Hoffman, J., Strauss, B., Mason, B., Gaertner, V., Kock, A., & DeBerg, L.V. (1993). Operational cloud-motion winds from Meteosat infrared images. *Journal of Applied Meteorology*, 32 (7), 1206-1225. doi:10.1175/15200450(1993)032<1206:OCMWF>2.0.CO;2
- Selami, N., Sèze, G., Gaetani, M., Grandpeix, J.Y., Flamant, C., Cuesta, J., & Banabadji, N. (2021). Cloud Cover over the Sahara during the Summer and Associated Circulation Features. *Atmosphere*, 12(4), 428. doi: 10.3390/atmos12040428
- Semazzi, F., & Sun, L. (1997). The role of orography in determining the sahelian climate. *International Journal of Climatology*, 17(6), 581–596. doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(199705)17:6<581::AID-JOC134>3.0.CO;2-E
- Sèze, G., Pelon, J., Derrien, M., Le Gléau, H., & Six, B. (2015). Evaluation against CALIPSO lidar observations of the multigeostationary cloud cover and type dataset assembled in the framework of the Megha-Tropiques mission. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141 (688), 774–797. doi:10.1002/qj.2392
- Skinner, C.B., & Poulsen, C.J. (2015). The role of fall season tropical plumes in enhancing Saharan rainfall during the African Humid Period. *Geophysical Research Letters*, 43 (1), 349-358, doi:10.1002/2015GL066318
- Smith, E. A. (1986a). The structure of the Arabian heat low. Part I : Surface energy budget. *Monthly Weather Review*, 114 (6), 1067–1083. doi: 10.1175/1520-0493(1986)114 <1067:TSOTAH>2.0.CO;2
- Smith, E. A. (1986b). The structure of the Arabian heat low. Part II : Bulk tropospheric heat budget and implications. *Monthly Weather Review*, 114 (6), 1084–1102. doi: 10.1175/1520-0493(1986)114<1084:TSOTAH>2.0.CO;2
- Smullin, L. D., & Fiocco, G. (1988). Optical echoes from the Moon. *Nature*, 194 (4835), 1267-1962. doi: 10.1038/1941267a0
- Stull, R. B. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*. Springer, 670 pp. doi: 10.1007/978-94-009-3027-8

Stein, T. H., Parker, D., Delanoë, J., Dixon, N., Hogan, R. J., Knippertz, P., Maidment, R., & Marsham, J. (2011). The vertical cloud structure of the West African monsoon: A 4 year climatology using CloudSat and CALIPSO. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 116, D22205. doi:10.1029/2011JD016029

Stein, A.F., Draxler, R. R., Rolph, G.D., Stunder, B.J.B., Cohen, M D., & Ngan, F. (2015). NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96 (12), 2059–2077. doi:10.1175/BAMS-D-14-00110

Stubenrauch, C.J., Rossow, W.B., Kinne, S., Ackerman, S., Cesana, G., Chepfer, H., Getzewich, B., Di Girolamo, L., Guignard, A., Heidinger, A., Maddux, B., Menzel, P., Minnis, P., Pearl, C., Platnick, S., Riedi, J., Sun-Mack, S., Walther, A., Winker, D., Zeng, S., & Zhao, G. (2013). Assessment of global cloud datasets from satellites: Project and database initiated by the GEWEX radiation panel. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(7), 1031-1049..doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00117.1

Sultan, B., & Janicot, S. (2000). Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, 27 (20), 3353-3356. doi: 10.1029/1999GL011285

Sultan, B., & Janicot, S. (2003). The West African monsoon dynamics. Part II: The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *Journal of Climate*, 16 (21), 3407-3427. [https://doi:10.1175/1520-0442\(2003\)016<3407:TWAMDP>2.0.CO;2](https://doi:10.1175/1520-0442(2003)016<3407:TWAMDP>2.0.CO;2)

Sultan, B., Janicot, S., & Dobrinski, P. (2007). Characterisation of the diurnal cycle of the West African monsoon and monsoon onset. *Journal of Climate*, 20 (15), 4014-4032. doi: 10.1175/JCLI4218.1

Thorncroft, C. D., & Hoskins, B. J. (1994a). An idealized study of African easterly waves. Part I : A linear view. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120 (518), 953-982. doi: 10.1002/qj.49712051809

Thorncroft, C. D., & Hoskins, B. J. (1994b). An idealized study of African easterly waves. Part II : A nonlinear view. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120 (518), 983-1015. doi: 10.1002/qj.49712051810

Thorncroft, C.D., & Blackburn, M. (1999). Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125 (555), 763–786. doi:10.1002/qj.49712555502

Thorncroft, C. D., Parker, D. J., Burton, R. R., Diop, M., Ayers, J. H., Barjat, H., Devereau, S., Diongue, A., Dumelow, R., Kindred, D. R., Price, N. M., Saloum, M., Taylor, C. M., & Tompkins, A. M. (2003). The JET2000 project : Aircraft observations of the African easterly jet and African easterly waves. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84 (3), 337-352. doi: 10.1175/BAMS-84-3-337

Thorncroft, C. D., Nguyen, H., Zhang, & C., Peyrillé, P. (2011). Annual cycle of the West African monsoon: regional circulations and associated water vapour transport. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137 (654), 129-147. doi:10.1002/qj.728

Todd, M. C., C. Allen, J. T., Bart, M., Bechir, M., Bentefouet, J., Brooks, B. J., Cavazos-Guerra, C., Clovis, T., Deyane, S., Dieh, M., Engelstaedter, S., Flamant, C., Garcia- Carreras, L., Gandega, A., Gascoyne, M., Hobby, M., Kocha, C., Lavaysse, C., Marsham, J. H., Martins, J. V., McQuaid, J. B., Ngamini, J. B., Parker, D. J., Podvin, T., Rocha-Lima, A., Traore, S., Wang, Y., & Washington, R. (2013), Meteorological and dust aerosol conditions over the western Saharan region observed at Fennec Supersite-2 during the intensive observation period in June 2011, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(15), 8426-8447. doi:10.1002/jgrd.50470

Trzeciak, T. M., Garcia-Carreras, L., & Marsham, J. H. (2016). Cross-Saharan transport of water vapor via recycled cold pool outflows from moist convection. *Geophysical Research Letters*, 44 (3), 1554-1563. doi:10.1002/2016GL072108

Tyrlis, E., Lelieveld, J., & Steil, B. (2013). The summer circulation over the eastern Mediterranean and the Middle East: influence of the South Asian monsoon. *Climate Dynamics*, 40 (5), 1103-1123. doi:10.1007/s00382-012-1528-4

Van der Linden, R., Fink, A.H., & Redl, R. (2015). Satellite-based climatology of low-level continental clouds in southern West Africa during the summermonsoon season. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120 (3), 1186-1201. doi:10.1002/2014JD022614

Vaughan, M., Powell, K., Kuehn, R., Young, S., Winker, D., Hostetler, C., Hunt, W., Liu, Z., McGill, M., and Getzewich, B. (2009). Fully automated detection of cloud and aerosol layers in the CALIPSO lidar measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26 (10), 2034-2050. doi:10.1175/2009JTECHA1228.1

Vizy, E. K., & Cook, K. H. (2009). A mechanism for african monsoon breaks : Mediterranean cold air surges. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114 (D1), D01104, doi :10.1029/2008JD010654

Ward, M. N. (1998). Diagnosis and short-lead prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales. *Journal of Climate*, 11 (12), 3167–3191. doi: 10.1175/1520-0442(1998)011<3167:DASLTP>2.0.CO;2

Washington, R., Todd, M., Middleton, N.J., & Goudie, A.S. (2003). Dust-storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations. *Annals of the Association of American Geographers*, 93 (2), 297 – 313. doi:10.1111/1467-8306.9

-Annexe A-
(Algorithme SAFNWC/SEVIRI)

Tableau A.1. Liste des données d'entrée pour les algorithmes CMa et CT [Derrien et Le Gleau, 2005].

Input data for CMa algorithm	
Satellite data (reflectance corrected from solar elevation in %, brightness temperature in K)	R _{0.6} (mandatory) R _{0.8} R _{1.6} T _{3.9} (mandatory) T _{8.7} T _{10.8} (mandatory) T _{12.0} (mandatory)
NWP parameters (not mandatory)	surface temperatures air temperature at 950 hPa (alternatively 925 hPa), 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa and at tropopause level total water vapour content of the atmosphere altitude of the NWP model grid (alternatively surface geopotential)
Atlas and climatology (mandatory)	Land/sea atlas Elevation atlas Monthly minimum SST climatology (over sea) Monthly mean 0.6 μ m surface reflectance climatology (over land) Monthly integrated atmospheric water vapour content climatology Monthly climatology of mean air temperature at 1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa

Tableau A.2. Description des produits de l'algorithme de CMa [Derrien et Le Gleau, 2005].

Description of CMa output	
Six main categories	Non-processed (no data or corrupted data) Cloud-free Cloud contaminated Cloud filled Snow/ice contaminated Undefined (not classified due to known separability problems)
Dust flag	
Volcanic ash flag	

Tableau A.3. Description des produits de l'algorithme de CT [Derrien et Le Gleau, 2005].

	Description of CT output
Twenty-one cloud categories	Non-processed (containing no data or corrupted data) Cloud free land Cloud free sea Land contaminated by snow Sea contaminated by snow/ice Very low and stratiform cloud Very low and cumuliform cloud Low and stratiform cloud Low and cumuliform cloud Medium and stratiform cloud Medium and cumuliform cloud High opaque and stratiform cloud High opaque and cumuliform cloud Very high opaque and stratiform cloud Very high opaque and cumuliform cloud High semi-transparent thin cloud High semi-transparent fairly thick cloud High semi-transparent thick cloud Semitransparent above low or medium cloud Fractional cloud (sub-pixel water cloud) Undefined (undefined by CMA)
Cloud phase flag	Water or ice

Tableau A.4. Définition des conditions d'illumination ; Ref_{Cox} signifie la réflectance de 0,6 mm du sommet de l'atmosphère simulée au-dessus de l'océan en utilisant la théorie de Cox et Munck (voir Cox et Munck 1954) ; l'élévation solaire est exprimée en degrés [Derrien et Le Gleau, 2005].

Night-time	Twilight	Daytime	Sunglint
Solar elevation < -3	$-3 < \text{Solar elevation} < 10$	$10 < \text{Solar elevation}$	$Ref_{Cox} > 10\%$ $\text{Solar elevation} > 15$

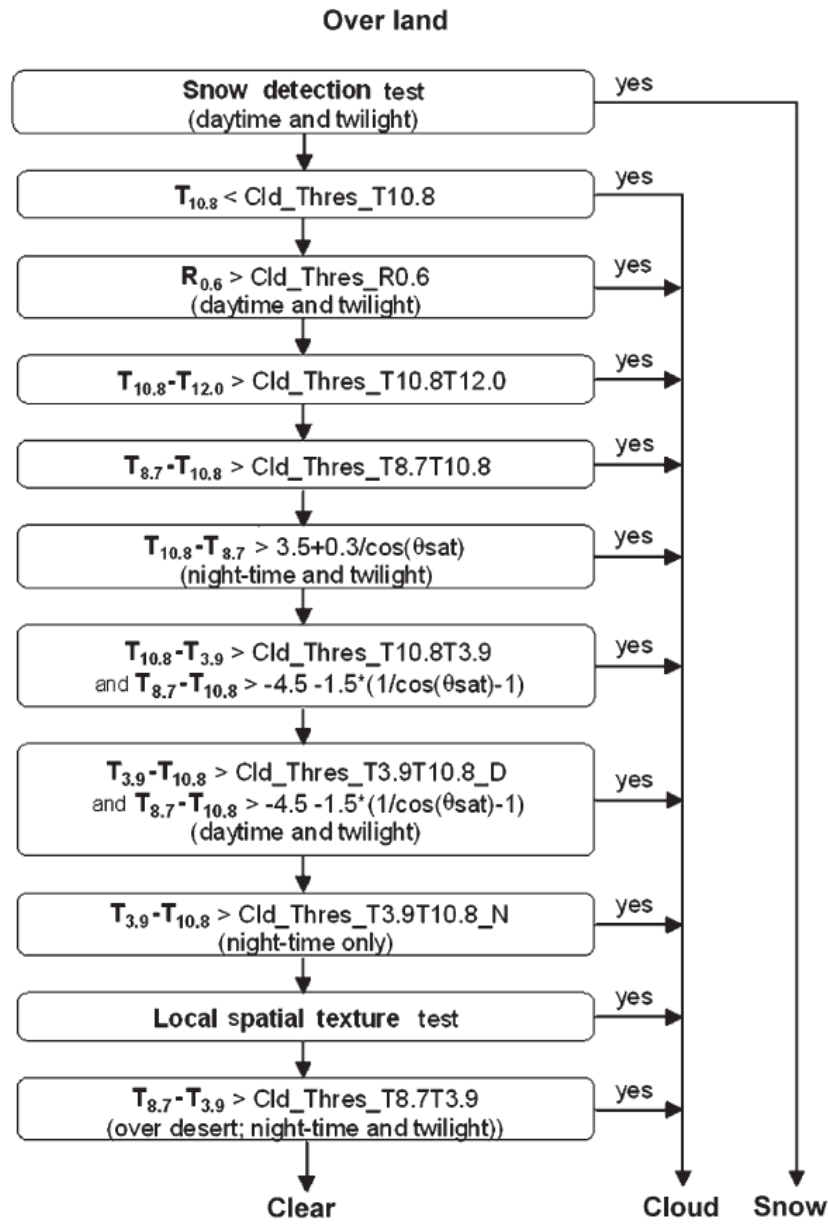


Figure A.1. Description des tests utilisés dans l'algorithme CMa au-dessus de la terre. θ_{sat} est l'angle zénithal du satellite [Derrien et Le Gleau, 2005].

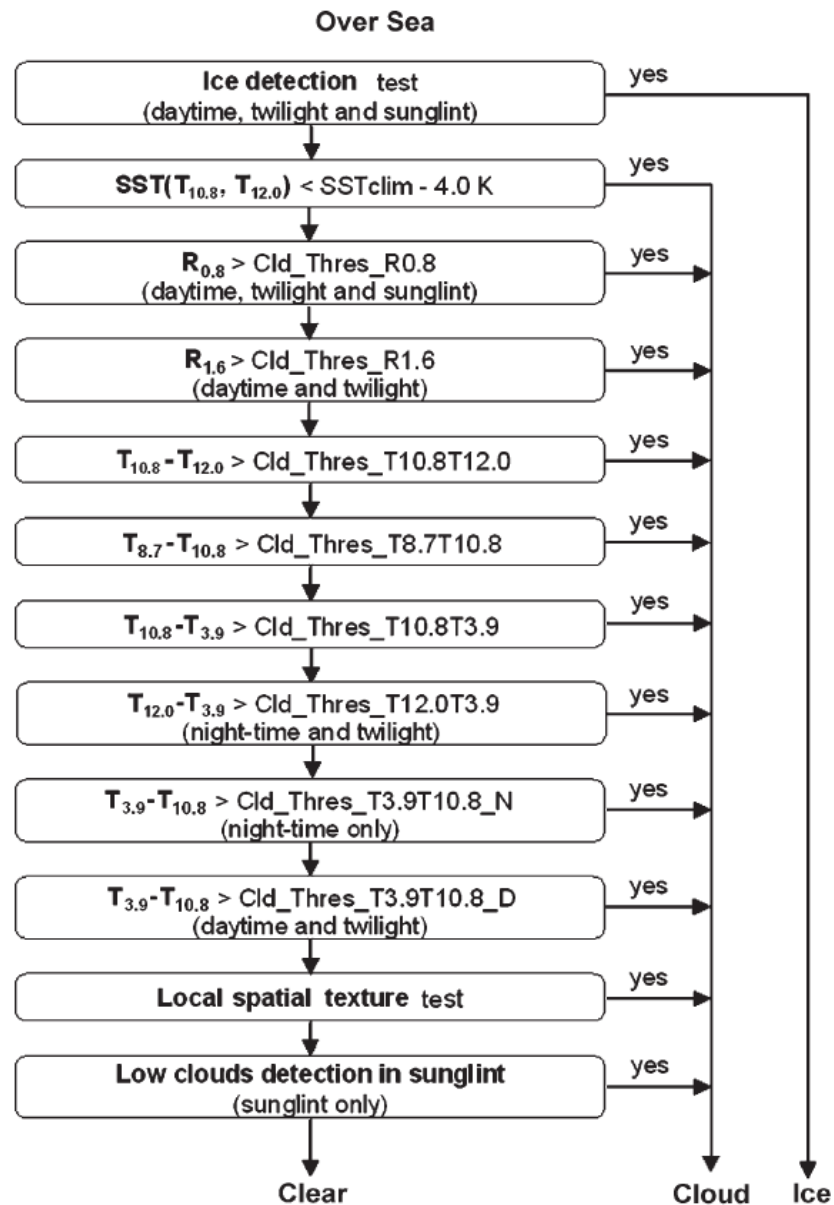


Figure A.2. Description des tests utilisés dans l'algorithme CMA au-dessus de la mer [Derrien et Le Gleau, 2005].

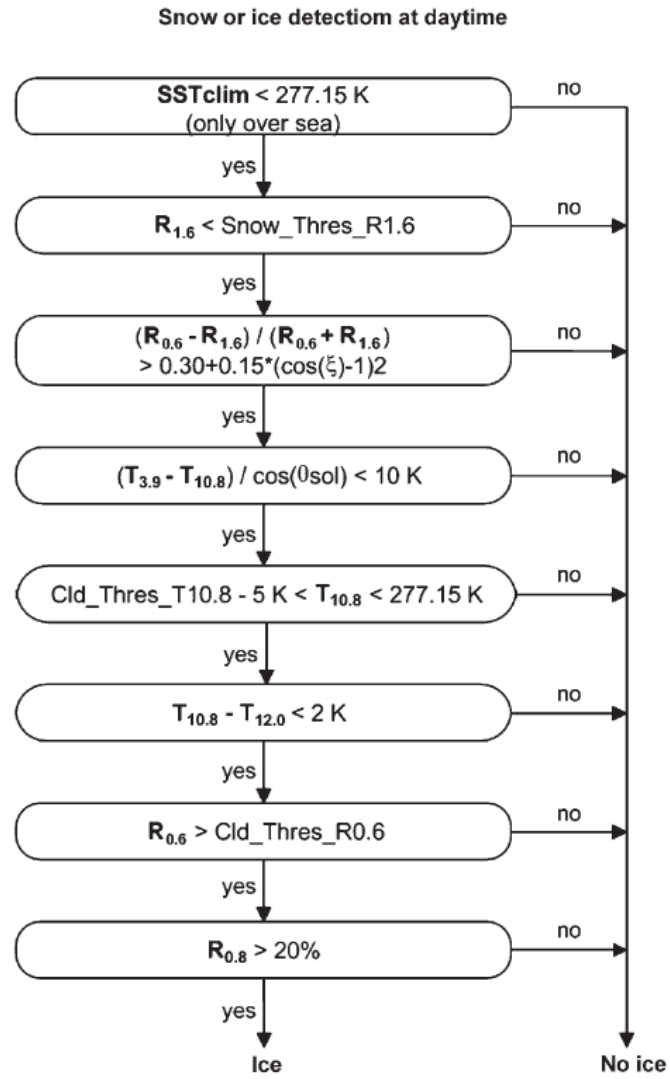


Figure A.3. Description des systèmes de détection de la neige et de la glace pendant le jour. Le test et les seuils dynamiques sont détaillés dans le texte. θ_{sol} est l'angle zénithal solaire et ξ est l'angle de diffusion [Derrien et Le Gleau, 2005].

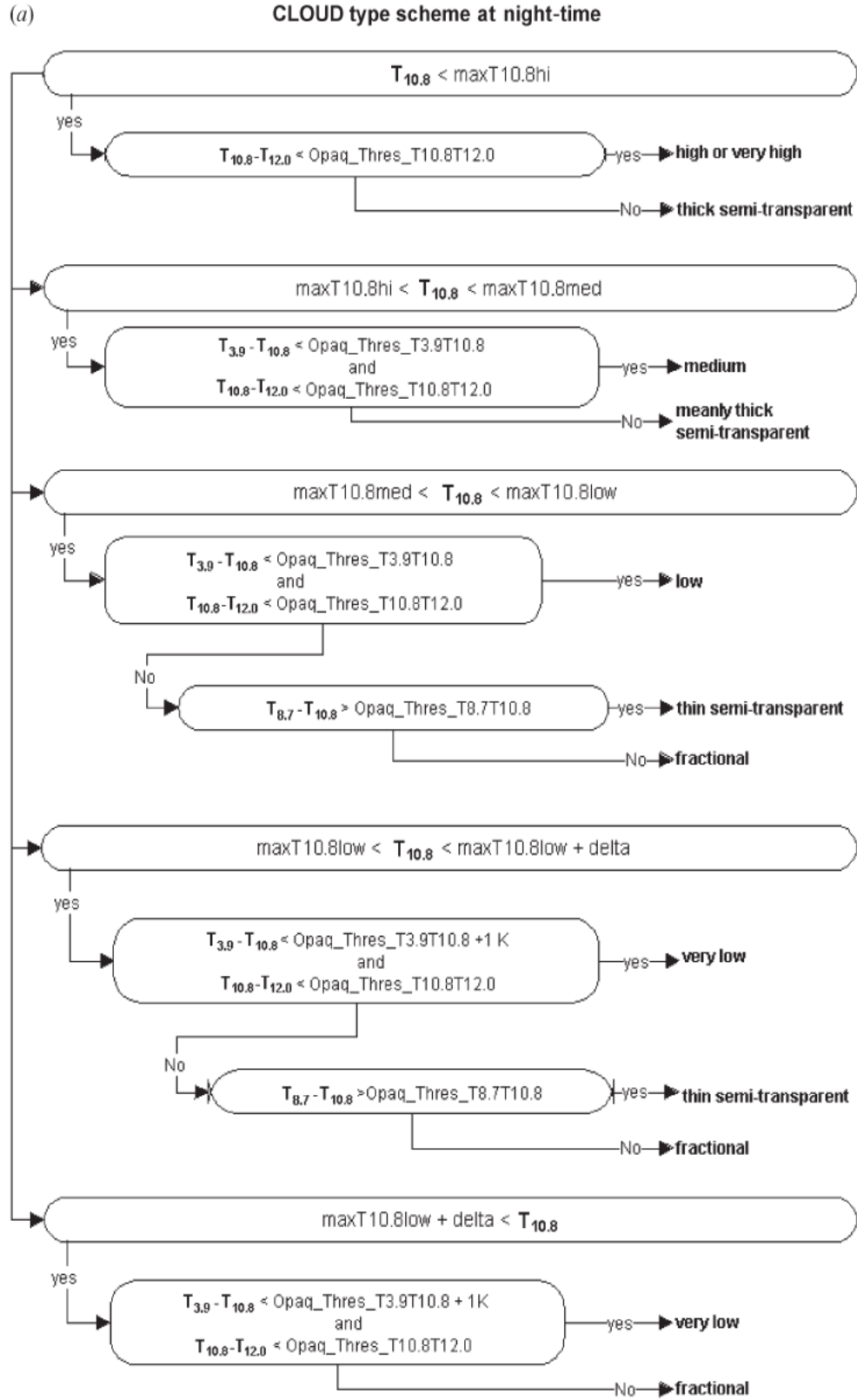


Figure A.4. Séquences de test de l'algorithme de CT dans les conditions (a) de nuit et (b) de jour. SD représente l'écart-type calculé dans une boîte de neuf pixels centrée sur le pixel courant [Derrien et Le Gleau, 2005].

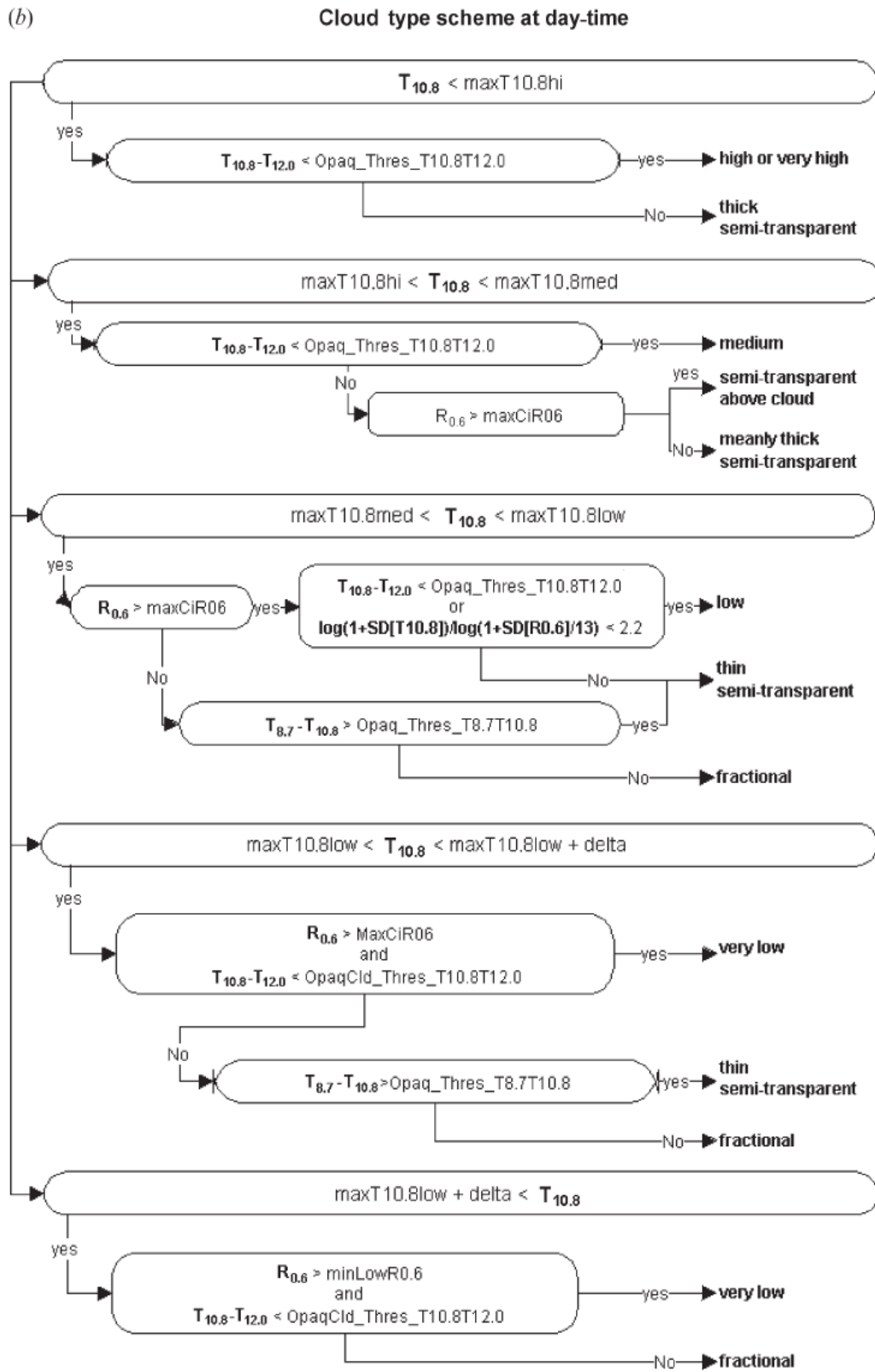


Figure A.4. (suite).

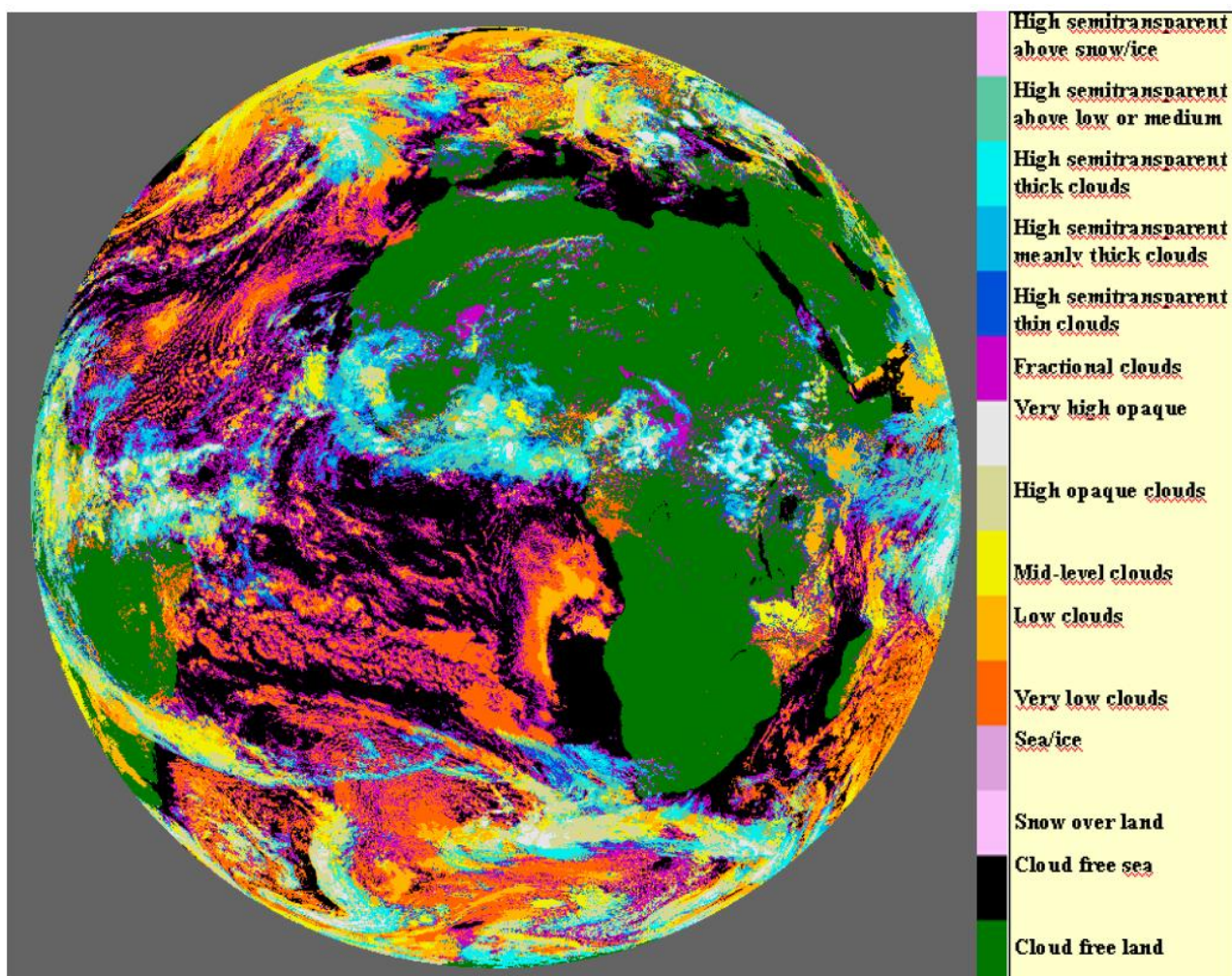


Figure A.5. Exemple de type de nuage SEVIRI CT utilisant la palette de couleurs incluse dans les fichiers CT NetCDF [Derrien et Le Gleau, 2005].

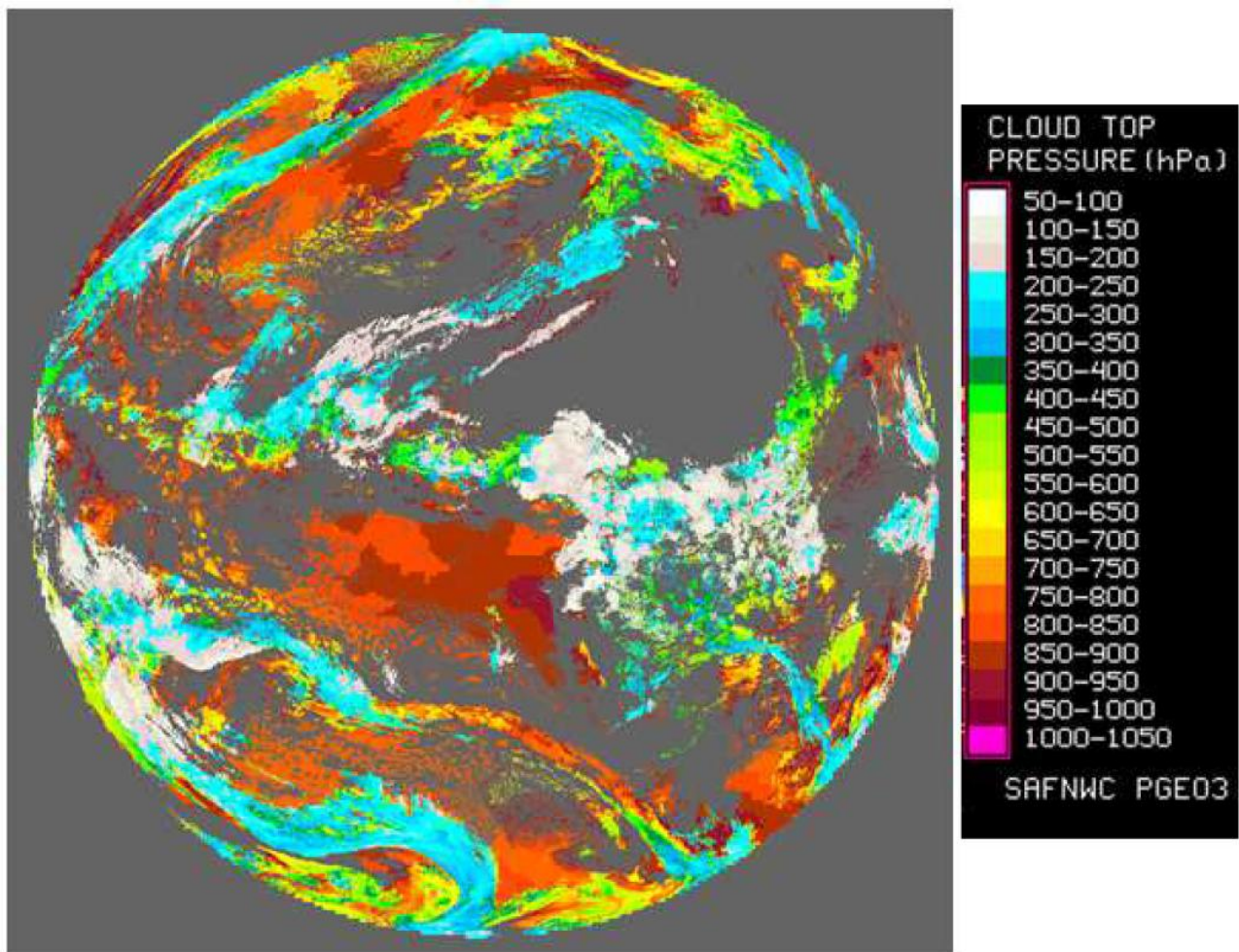


Figure A.6. Exemple de pression au sommet du nuage SEVIRI CTTH [Derrien et Le Gleau, 2005].

-Annexe B-

(Détection des nuages par CALIOP et Eastman)

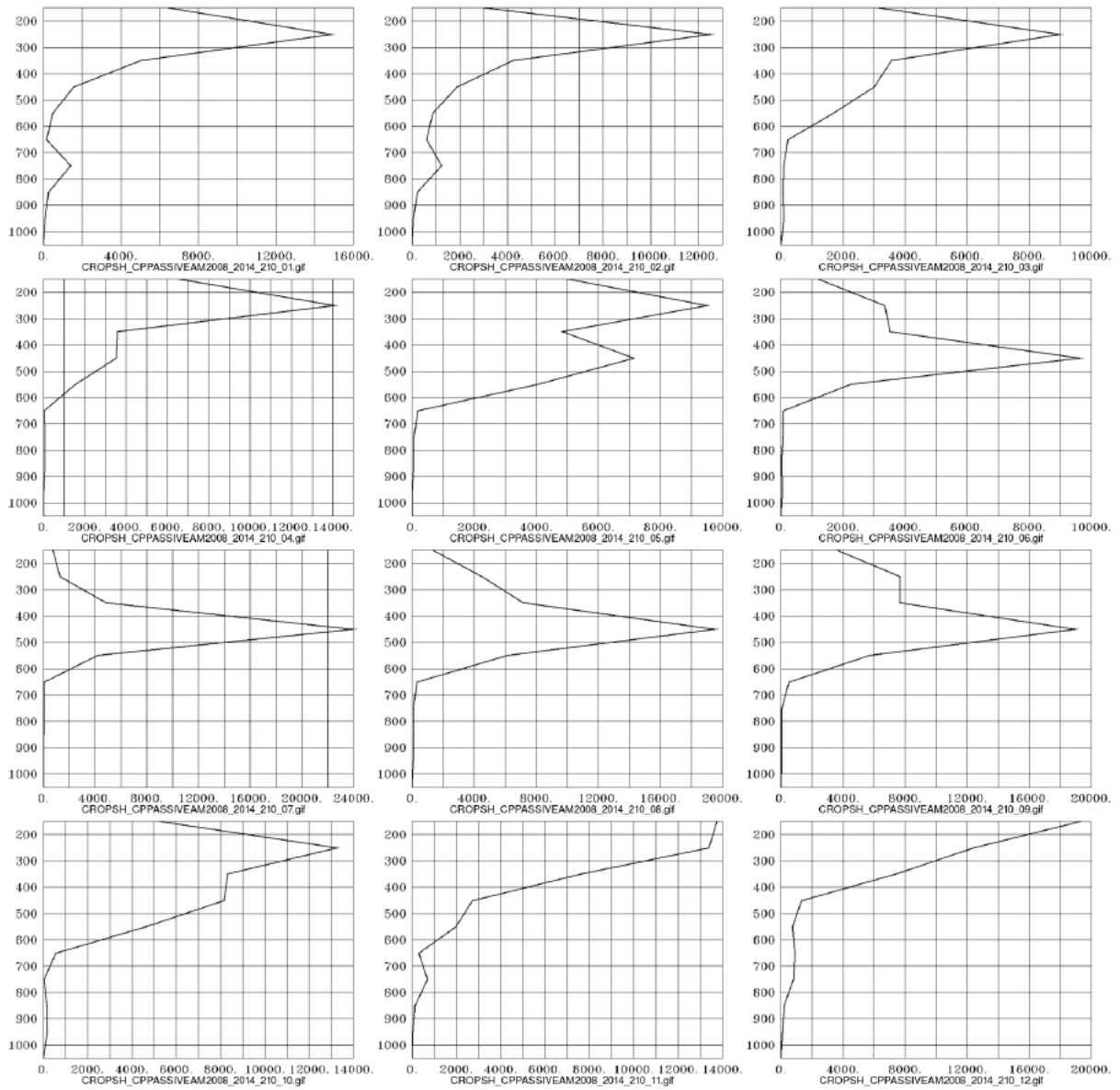


Figure B.1. Au dessus de l'Ouest-Sahara, Détection de la pression au sommet des nuages par CALIOP pour la période allant de Janvier à Décembre.

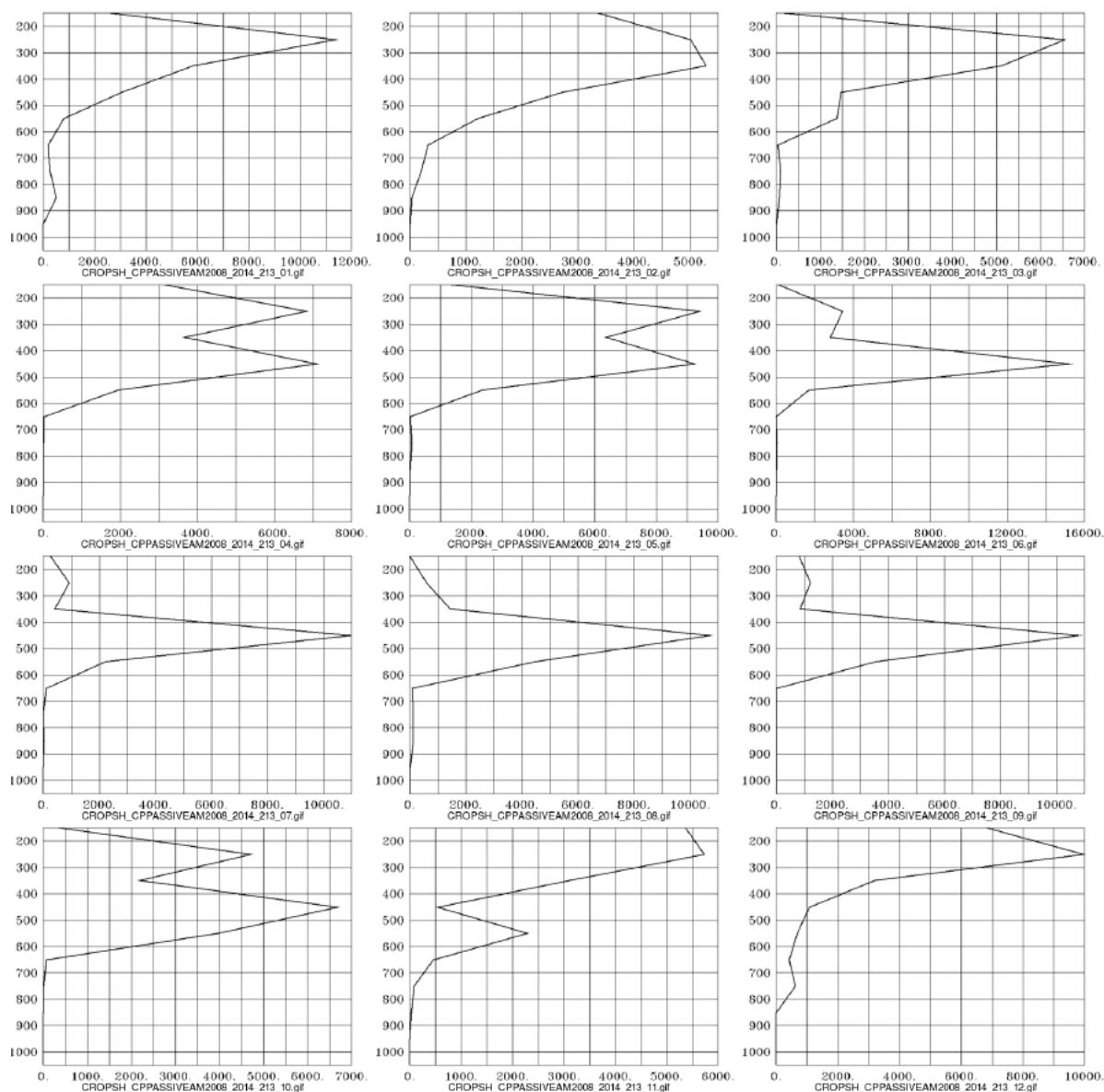


Figure B.2. Au dessus du Hoggar, Détection de la pression au sommet des nuages par CALIOP pour la période allant de Janvier à Décembre.

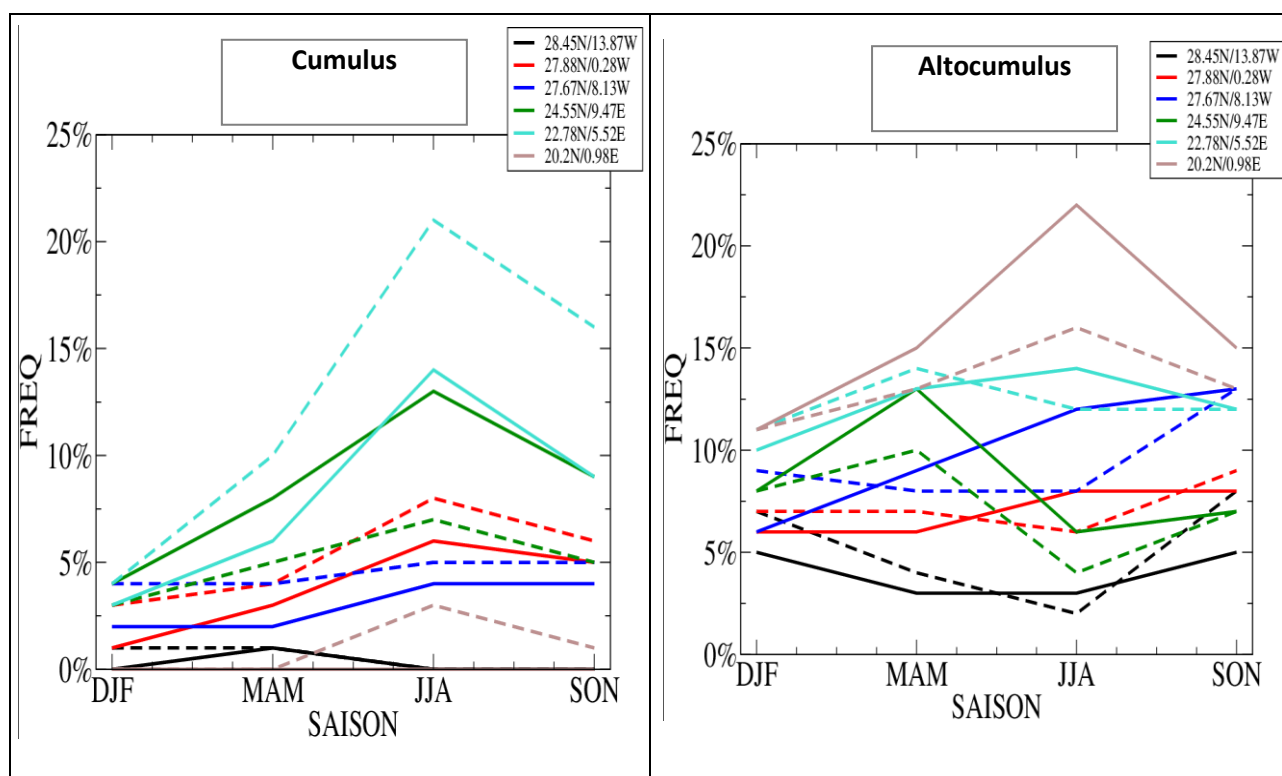


Figure B.3. Fréquence saisonnière du Cumulus (à gauche) et de l'Altocumulus (à droite) observée par les stations in-situ (Longitude/Latitude: Adrar [27.88N/0.28W], Djanet [24.55N/9.47E], Tamanrasset [22.78N/5.52E]). Les lignes solides indiquent la nuit et les Tirets le Jour.

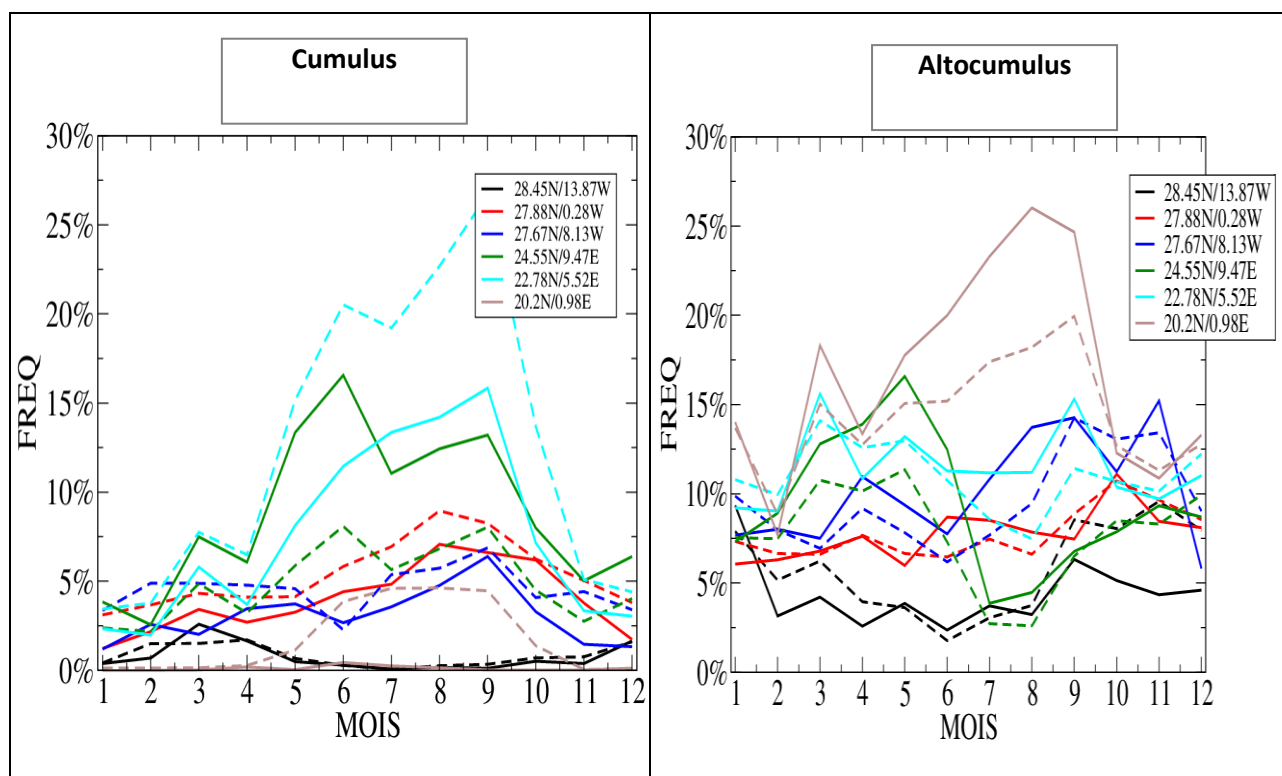


Figure B.4. Fréquence mensuelle du Cumulus (à gauche) et de l'Altocumulus (à droite) observée par les stations in-situ (Longitude/Latitude: Adrar [27.88N/0.28W], Djanet [24.55N/9.47E], Tamanrasset [22.78N/5.52E]). Les lignes solides indiquent la nuit et les Tirets le Jour.