

Université Assane Seck de Ziguinchor



UFR Sciences et Technologies
Département de Physique

Mémoire de Master
Mention : Physique et Applications

Spécialité : Sciences de l'Atmosphère et de l'Océan

Sujet : Etude des potentiels d'énergies renouvelables et impact des conditions météorologiques en basse Casamance

Présenté par :

Mouhamadou Saliou SOW

Sous la direction de

M. Moctar CAMARA Maître de Conférences CAMES (UASZ)

Soutenu publiquement le **31 mars 2018** devant le jury composé de :

Noms et Prénoms	Grade	Qualité	Établissement
Ibrahima SAKHO	Maîtres de Conférences	Président de Jury	UASZ
Moustapha THIAME	Maitre Assistant	Rapporteur	UASZ
Mamadou Lamine MBAYE	Assistant	Examineur	UASZ
Moctar CAMARA	Maîtres de Conférences	Encadrant	UASZ
Samo DIATTA	Maitre Assistant	Examineur	UASZ

Dédicaces

Je dédie ce travail, à toute ma famille particulièrement à mon père, à ma mère mes frères et sœurs, mes oncles et mes amis.

Remerciements

Avant tout d'abord, je tiens à remercier et témoigner toute ma reconnaissance au Dr Moctar CAMARA qui a pu diriger ce mémoire. Je le remercie pour sa disponibilité, les conseils, et l'attention qu'il a pu m'apporter tout au long de ce travail. De la même façon, je le remercie pour les connaissances scientifiques qu'il a pu me faire acquérir au cours de cette année.

J'adresse mes sincères remerciements à l'ensemble des membres du Jury, avec à sa tête M. Ibrahima SAKHO, pour avoir accepté d'évaluer ce travail.

Je remercie aussi les professeurs : Diouma KOBOR, Samo DIATTA, Bamol Ali SOW, Ibrahima SAKHO, Lat Grand NDIAYE, Moustapha THIAME, Joseph DIATTA, Mamadou L. MBAYE, Ababacar NDIAYE, Modou TINE, etc pour m'avoir enseigné les bases de la Physique.

Mes remerciements vont aussi à l'endroit des doctorants Hamady Ngansou SABALY, Alioune B. SARR, Dioulde Ba, Ibrahima DIBA, Moustapha SOW, Youssouph coly, Ndeye S Diouf, Alioune Mbaye, Abdourhamane Diallo, Cheick W Diedhiou, Jean Badian ainsi que toute l'équipe du laboratoire d'océanographie, des sciences de l'environnement et du climat (LOSEC) ayant su répondre à mes interrogations sur ce mémoire.

Enfin, je réserve une attention toute particulière à ma famille qui a fait l'effort d'essayer de comprendre ce que je faisais.

Encore merci à vous tous.

Résumé

L'objectif de cette étude est d'évaluer les potentiels solaire et éolien et l'impact des conditions météorologiques en Basse Casamance. Les données utilisées pour cette étude couvrent l'année 2016 et ont été collectées à la station météorologique de l'université Assane Seck de Ziguinchor. L'étude a montré que le potentiel solaire moyen en 2016 à la station est de $4.37 \text{ kW/m}^2/\text{j}$ et le mois le plus favorable (défavorable) est le mois de mai (janvier) avec des irradiances respectives de $5.8057 \text{ kW/m}^2/\text{j}$ ($2.9557 \text{ kW/m}^2/\text{j}$). L'étude de l'impact de la température, des aérosols et de la pluie sur le potentiel solaire a montré que la température varie dans le même sens que le potentiel solaire alors que ce dernier est réduit sous l'influence des aérosols et de la pluie. Le profil annuel du vent présente un cycle saisonnier avec un minimum de 2.55 m/s en novembre et un maximum de 3.89 m/s obtenu au mois de juin. La distribution de Weibull a été utilisée pour modéliser la vitesse du vent. La densité de puissance en 2016 est de 48 W/m^2 et le mois le plus favorable (défavorable) est le mois de juin (novembre) avec des puissances respectives de 73 W/m^2 (25 W/m^2).

Mots-clés : Potentiel solaire, Potentiel éolien, conditions météorologiques, Distribution de Weibull, Densité de puissance.

Abstract

The objective of this study is to evaluate solar and wind potentials and the impact of weather conditions in Lower Casamance. The data used for this study covers the year 2016 and was collected at the meteorological station of Assane Seck University in Ziguinchor. The study showed that the average solar potential in 2016 at the station is $4.37 \text{ kW/m}^2/\text{d}$ and the most favorable month (unfavorable) is the month of May (January) with respective irradiances of $5.8057 \text{ kW/m}^2/\text{d}$ ($2.9557 \text{ kW/m}^2/\text{d}$). The study of the impact of temperature, aerosols and rain on the solar potential has shown that the temperature varies in the same direction as the solar potential whereas the latter is reduced under the influence of the aerosols and the rain. The annual wind profile has a seasonal cycle with a minimum of 2.55 m/s in November and a maximum of 3.89 m/s obtained in June. The Weibull distribution was used to model the wind speed. The power density in 2016 is 48 W/m^2 and the most favorable month (unfavorable) is the month of June (November) with respective powers of 73 W/m^2 (25 W/m^2).

Keywords: Solar potential, Wind potential, Weather conditions, Weibull distribution, Power density.

Liste des acronymes

CLA	Couche Limite Atmosphérique
FIT	Front InterTropical
ITD	Inter Tropical Discontinuity
JEA	Jet Est Africain
JET	Jet Est Tropical
JOST	Jet d'Ouest Subtropical
UASZ	Université Assane Seck de Ziguinchor
ZCIT	Zone de Convergence Inter Tropicale

Liste des figures

Figure 1: Bilan radiatif annuel de la terre (Hewitt, 2003).....	3
Figure 2: Circulation des vents thermiques et alizes en Afrique de l'ouest (Club du Sahel et de l'Afrique de l'Ouest /OCDE(2007), image satellite NOAA-2000)	5
Figure 3: Position du FIT et directions des vents pendant les périodes de janvier-février et de juillet-aout en Afrique de l'ouest (Club du Sahel et de l'Afrique de l'Ouest/OCDE, 2007).....	6
Figure 4: Schéma d'une ligne de grain (Kocka, 2009).....	7
Figure 5: Vue schématique de la courbe atmosphérique standard (Mohammed, 2013)	9
Figure 6: Structure verticale de la troposphère (Mohammed, 2013)	10
Figure 7: Vue schématique de la couche limite atmosphérique (Mohammed, 2013).....	11
Figure 8: Influence mécanique du relief (Mohammed, 2013).....	13
Figure 9: Répartition spectrale du rayonnement solaire (Bernard, 2007).....	15
Figure 10: Révolution de la Terre au tour du Soleil (Bilal, 2012)	16
Figure 11: Bilan du rayonnement solaire au niveau du sol (Betka, 1997).....	17
Figure 12: Station météorologique de l'usasz	18
Figure 13: Pyranomètre.....	19
Figure 14: Photomètre calitoo (http://www.calitoo.fr)	19
Figure 15: Ensemble anémomètre et girouette	20
Figure 16: Cycle saisonnier de l'irradiation solaire	23
Figure 17: Cycle saisonnier de la pluie	24
Figure 18: Cycle saisonnier de la température.....	25
Figure 19: Variation journalière du rayonnement solaire (a) et de la température (b).....	26
Figure 20: Cycle diurne du rayonnement solaire et de la température	27
Figure 21 : Impact des aérosols sur l'ensoleillement au mois de mai et aout.....	28
Figure 22: Variation mensuelle de la vitesse moyenne mensuelle du vent.....	29
Figure 23: Cycle diurne de la vitesse du vent	30
Figure 24: Variation inter saisonnière de la vitesse moyenne en JFM, AMJ, JAS, et OND.....	31
Figure 25: Courbe mensuelle d'ajustement de Weibull (janvier à Décembre) à la station.....	33
Figure 26: Courbe annuelle d'ajustement de Weibull a la station (2016).....	33
Figure 27: Distribution des paramètres de Weibull saisonnière et intra-saisonnière	35

Liste des tableaux

Tableau 1: Vitesses moyennes mensuelles et leurs écarts types à la station	29
Tableau 2: Vitesses moyennes saisonnières et leurs écarts types à la station	31

TABLE DES MATIERES

Dédicaces.....	i
Remerciements.....	ii
Résumé.....	iii
Abstract.....	iv
Liste des acronymes.....	v
Liste des figures.....	vi
Liste des tableaux.....	vii
Table des matières.....	viii
INTRODUCTION.....	1
Chapitre I : GENERALITES SUR LE CLIMAT OUEST AFRICAIN, LE VENT ET LE RAYONNEMENT SOLAIRE	3
1.1 Les échanges radiatifs	3
1.2 La mousson Ouest africaine et sa variabilité	4
1.3 Jet d’Est Africain (JEA ou AEJ, African Easterly Jet en anglais).....	4
1.4 Jet d’Est Tropical (JET ou TEJ, Tropical Easterly Jet).....	5
1.5 Jet d’Ouest Subtropical (JOST ou STJ, SubTropical Jet).....	5
1.6 Les lignes de grains.....	7
1.7 Présentation du vent et de son origine	7
1.7.1 Le vent et son origine.....	7
1.7.2 Présentation générale de l’atmosphère.....	8
1.7.3 Structure de l’atmosphère	8
1.7.4 La couche limite atmosphérique (CLA)	10
1.7.5 Structure verticale de la CLA	11
1.7.6 Stabilité atmosphérique.....	12
1.7.7 L’influence thermique du sol: les brises	12
1.7.8 L’influence mécanique du relief, obstacles montagneux	13
1.8 Généralités sur le rayonnement solaire	14

1.8.1	Mesure du rayonnement solaire	15
1.8.2	Influence de rotation de la terre sur les caractéristiques du rayonnement solaire ..	15
1.8.3	Rayonnement solaire hors atmosphère	16
1.8.4	Effet d'atténuation du rayonnement solaire	17
1.8.5	Rayonnement solaire au niveau du sol.....	17
Chapitre 2 : DONNEES ET METHODES		18
2.1	Présentation de la zone d'étude et des données d'exploitées.....	18
2.2	Méthodes de mesure de l'irradiation solaire.....	18
2.2.1	Le pyranomètre	18
2.2.2	Photomètre solaire (calitoo).....	19
	Le calitoo est un photomètre qui permet de déterminer le taux d'aérosols présents dans l'atmosphère et de caractériser leur répartition en taille (fumées, gaz polluant, cristaux de glace, poussières).	19
2.3	Méthodes de mesure du vent.....	20
2.4	Outils statistiques pour évaluer le vent	20
2.4.1	La moyenne.....	20
2.4.2	L'écart type	21
2.5	Distribution de Weibull et densité de puissance du vent disponible.....	21
Chapitre 3 : RESULTATS ET DISCUSSIONS		23
3.1	Cycle saisonnier du rayonnement solaire, de la pluie, de la température et de la concentration en aérosols.....	23
3.1.1	Cycle saisonnier du rayonnement solaire	23
3.1.2	Cycle saisonnier de la pluie	24
3.1.3	Cycle saisonnier de la température	24
3.1.4	Cycle journalier du rayonnement solaire et de la température	25
3.1.5	Cycle diurne du rayonnement solaire et de la température.....	26
3.1.6	L'impact des aérosols sur le rayonnement solaire	27
3.2	Evaluation du potentiel éolien	28
3.2.1	Régime de vent sur la station.....	28
3.2.2	Cycle saisonnier de la vitesse moyenne du vent.....	28
3.2.3	Cycle diurne de la vitesse moyenne du vent.....	29
3.2.4	Cycle inter-saisonnier du vent.....	30
3.2.5	Caractéristiques statistiques du vent sur la station.....	31
3.2.5.1	Variabilité mensuelle et annuelle des paramètres de Weibull.....	31
3.2.5.2	Variabilité saisonnière et intra-saisonnière des paramètres de Weibull.....	34

CONCLUSION.....	36
BIBLIOGRAPHIE.....	38
WEBOGRAPHIE	41

Introduction

La consommation énergétique mondiale ne cesse d'augmenter. La grande partie de cette énergie consommable provient des énergies fossiles (gaz naturel, pétrole, charbon etc.) dont l'utilisation massive peut conduire à l'épuisement des réserves tout en menaçant l'environnement. Cette menace s'est manifestée principalement à travers la pollution et le réchauffement global de la terre par effet de serre. La grande préoccupation du monde actuel est d'atténuer cette pollution en essayant de développer d'autres sources d'énergies alternatives notamment les énergies renouvelables. Sont considérées comme énergies renouvelables, toutes les énergies issues du soleil (énergie solaire) ou d'autres sources (énergie éolienne, hydraulique, et biomasse), l'énergie issue du magma terrestre (géothermie) et l'énergie issue de la gravitation (marémotrice). Elles sont inépuisables, mais en quantité limitée, à un endroit et en un instant donné. Ces énergies n'exercent que peu d'impact négatif sur l'environnement. Après l'hydraulique, les énergies éolienne et solaire sont considérées comme des sources d'énergies prometteuses en raison de leur disponibilité dans la plupart des régions du monde. En effet, l'exploitation des ressources éoliennes et solaires pour la production d'électricité est en croissance depuis la crise pétrolière en 1970 (Zhou et al., 2010). Cependant, la vitesse du vent et le rayonnement solaire ont un caractère aléatoire et imprévisible. Elles dépendent des conditions météorologiques et de changement climatique. De plus, la fluctuation du rayonnement solaire et de la vitesse du vent n'est pas toujours adaptée à la variation des profils de la demande d'électricité (Yang et al., 2008). D'où la nécessité de faire une estimation précise de leurs potentiels. La situation géographique du Sénégal favorise le développement et l'épanouissement de l'utilisation des énergies renouvelables notamment pour les applications solaires et éoliennes. En effet, le Sénégal dispose d'énormes atouts en matière d'énergies renouvelables, avec un fort ensoleillement estimé à 3000 heures par an sur pratiquement tout le pays (entre 1850 et 2250 kWh/m²/an) et un régime de vent satisfaisant sur la bande côtière nord avec des vitesses moyennes de 6 m/s (Kébé, 2013). Afin de réduire la dépendance en énergie fossile et de contribuer à la conservation de l'environnement, l'Etat du Sénégal a mis en service trois centrales solaires et onze autres projets sont en cours, dont un parc éolien. A terme, la part des énergies propres dans notre parc sera portée à plus de 30 %. L'optimisation des systèmes solaires et éoliens dépend en partie des valeurs instantanées des variables météorologiques. Des études poussées sont effectuées dans plusieurs régions du monde pour évaluer et modéliser les

potentiels solaire et éolien. Pour le potentiel solaire, on peut citer les approches Markoviennes qui ont contribué à la modélisation des fluctuations aléatoires du rayonnement solaire (Harrouni et al., 2002). Elles ont permis la mise au point des modèles du rayonnement solaire. D'autres travaux sont aussi effectués pour évaluer le potentiel solaire. Il y a lieu de citer les premiers travaux menés par Liu et Jordan (Liu et al., 1960) qui ont mis en évidence une relation mathématique entre l'irradiation solaire journalière diffuse et celle globale sur une surface horizontale. Drame et al (2011) ont quant à eux évalué l'impact des aérosols sur le potentiel solaire sur les cotes sénégalaises (Mbour). Des études d'évaluation du potentiel éolien ont été réalisées au Sénégal (Ndiaye, 1988 et Youm et al., 2005) sur la grande côte. Il faut noter qu'au Sénégal, le taux d'utilisation des énergies renouvelables reste particulièrement faible pour plusieurs raisons dont une méconnaissance des potentiels éoliens et solaires surtout en Basse Casamance.

Dans ce travail, nous nous proposons d'étudier les potentiels d'énergies solaires et éoliens et l'impact des conditions météorologiques en basse Casamance. Ainsi le document est structuré en trois parties:

Au chapitre 1, nous présentons d'abord les généralités sur le climat ouest africain, le vent et le rayonnement solaire. Ensuite, dans le chapitre 2, nous ferons une description des données utilisées et de la méthodologie adoptées dans le cadre de ce travail. Le chapitre 3 est consacré à l'analyse des résultats obtenus. La dernière partie de ce document traite de la conclusion, suivie de quelques perspectives.

Chapitre I : GENERALITES SUR LE CLIMAT OUEST AFRICAIN, LE VENT ET LE RAYONNEMENT SOLAIRE

Ce chapitre passe en revue quelques généralités sur le système de mousson en Afrique de l'ouest qui est la principale composante du climat ouest africain en été boréal, suivi de quelques notions sur le vent et le rayonnement solaire.

1.1 Les échanges radiatifs

L'analyse de la figure 1 montre que le bilan radiatif annuel de la terre est excédentaire dans les régions tropicales (la courbes bleue est au-dessus de la verte) et déficitaire dans les régions polaires. Ceci montre qu'il y a un surplus d'énergie dans les zones tropicales. Il existe alors dans l'atmosphère un flux d'énergie (les flux solaires radiatifs intégrés sur le spectre (ondes courtes et ondes longues)) qui se déplace des régions tropicales vers les hautes latitudes car, le système terre-atmosphère reste globalement proche d'un équilibre stationnaire. Ce sont ces différences dans la répartition spatiale du bilan radiatif qui provoquent la mise en mouvement de l'atmosphère pour rééquilibrer la distribution d'énergie dans le système. Les régions les plus chaudes et les océans tropicaux chauffent et humidifient le plus fortement l'atmosphère. Au contact dynamique entre les alizés de l'hémisphère sud et ceux de l'hémisphère nord se trouve la Zone de Convergence Inter Tropicale (ZCIT) appelée équateur météorologique. C'est le déplacement saisonnier de cette ZCIT et les mouvements des différents alizés qui rythment le phénomène de la mousson ouest africaine donnant ainsi naissance aux grands régimes de pluies de l'Afrique de l'Ouest.

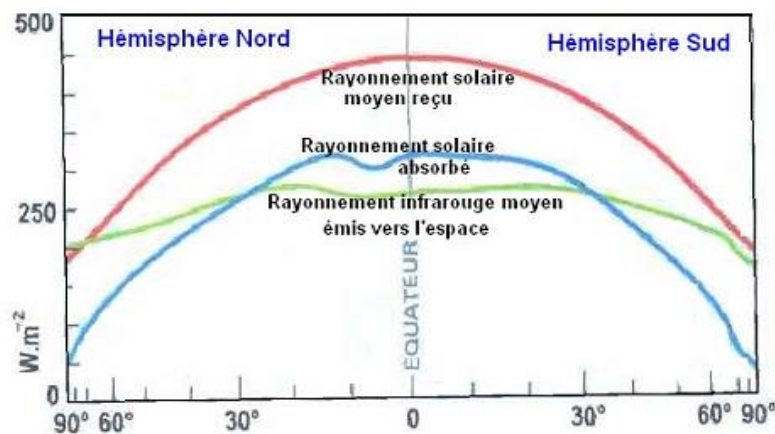


Figure 1: Bilan radiatif annuel de la terre (Hewitt, 2003)

1.2 La mousson Ouest africaine et sa variabilité

Les forts contrastes de température entre la surface des océans et celle des continents sont un facteur important des changements rapides et profonds du temps dans les régions intertropicales de l'Afrique. La température superficielle de l'océan varie peu selon les saisons tandis que les surfaces continentales deviennent rapidement surchauffées en été, générant des dépressions thermiques, et très rapidement refroidies en hiver générant des anticyclones thermiques. L'apparition de ces centres d'actions continentaux influe sur la vitesse et la direction des vents qui prolongent les alizés en les forçant à souffler des régions les plus froides (océan en été et continent en hiver) vers les régions les plus chaudes (océan en hiver et continent en été). Ce mécanisme saisonnier constitue le phénomène de mousson Africaine.

La mousson Ouest Africaine a lieu de mai à septembre. Elle s'accompagne jusqu'en fin juin d'une extension progressive des précipitations à partir de la bande côtière (située à environ 5 °N). A ce moment, la ZCIT subit un déplacement abrupt à l'échelle saisonnière jusqu'à 10 °N appelé « saut de mousson » (ou « onset ») qui est associé à une baisse momentanée de l'activité convective.

La période pré-onset correspond à l'installation de la ZCIT sur la zone du golfe de Guinée à 5 °N, et au début de la saison pluvieuse sur la zone Soudano-Sahélienne caractérisée par une première augmentation régulière de la pluie (Parker, 2005b et Sultan et al., 2003, 2007). Le saut de mousson est ensuite issu d'un brusque décalage longitudinal de la ZCIT de 5 °N aux mois de mai/juin à 10 °N aux mois juillet /août. Il survient entre le 25 juin et le 10 juillet, et correspond à une deuxième augmentation des pluies sur la zone Soudano-Sahélienne (Janicot et al., 2007). Cette rupture est associée au passage d'un régime océanique caractérisé par l'augmentation progressive des flux d'air humide de l'océan vers le continent à un régime continental caractérisé par de gros systèmes convectifs de méso-échelle.

1.3 Jet d'Est Africain (JEA)

C'est un vent thermique d'Est principalement lié à la différence de température entre l'air chaud du Sahara, siège d'une importante dépression thermique et l'air plus frais venant du golfe de Guinée (océan Atlantique). Ce vent migre vers le nord en période de mousson. Il souffle dans la moyenne troposphère entre 700 et 500 hPa (3-5 km) (Burpee, 1972, 1974 ; Charney, 1962). Des études plus récentes (Pytharoulis and Thorncroft, 1999 ; Hsieh and Cook 2008) ont montré des

relations entre les caractéristiques de JEA, le gradient thermique et hydrique entre le Nord et le Sud, les ondes d'Est et la convection sèche au Nord de la ZCIT et humide au Sud.

1.4 Jet d'Est Tropical (JET).

C'est aussi un vent thermique d'Est mais s'étendant de l'Asie à l'Atlantique, et est lié à la différence de température entre les hauts plateaux du Tibet (Sud-est asiatique) et l'océan indien. En Afrique de l'Ouest, on l'observe autour de 10 °N, à un niveau compris entre 100hpa et 200hPa (11-15 km). Il s'étend en se renforçant vers l'Ouest pendant la période de mousson (Charney, 1962 ; Burpee, 1972, 1974).

1.5 Jet d'Ouest Subtropical (JOST)

Les jets subtropicaux tirent leur origine de la déviation vers la droite des cellules de Hadley. Ce sont des vents d'Ouest, situé autour de 30° de latitude Nord. Ces courants de jets subtropicaux sont situés entre les circulations atmosphériques tropicales et de moyenne latitude vers les 200 mb (15 km) (Charney 1962 ; Burpee, 1972).

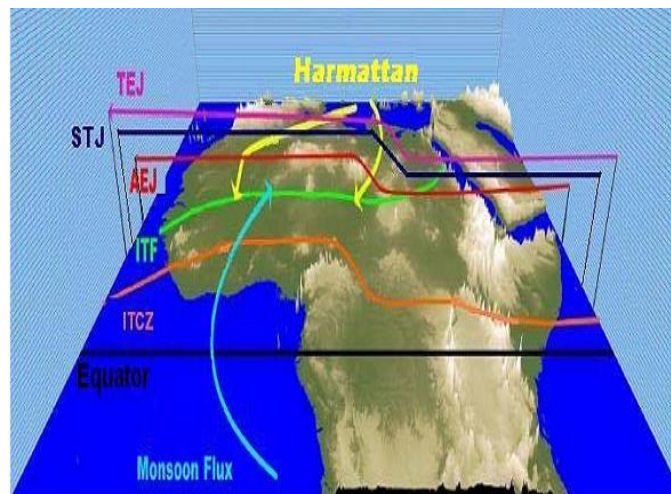


Figure 2: Circulation des vents thermiques et alizes en Afrique de l'ouest (Club du Sahel et de l'Afrique de l'Ouest /OCDE(2007), image satellite NOAA-2000)

Les alizés de l'hémisphère Nord et les alizés de l'hémisphère Sud se rencontrent dans les régions équatoriales formant un flux convergent. Cette bande de convection, à orientation presque zonale, dessine l'équateur météorologique. Elle présente parfois des ondulations méridiennes Nord-sud significatives. La météorologie en Afrique de l'Ouest est caractérisée par un déplacement de la ZCIT entre 5° et 18° de latitude Nord. La position la plus méridionale est

atteinte en janvier-février et la plus septentrionale au mois d'aout (Sivakumar, 1998 ; Sultan et al., 2003 et 2007). Ensuite la ZCIT reprend sa descente vers le Sud dès la fin du mois d'aout. Cette migration Sud-Nord de la ZCIT, qui suit le mouvement zénithal du soleil avec un retard d'environ six semaines, est favorisée par le réchauffement progressif de la zone continentale saharienne d'avril à juillet (Madougou, 2010).

Au Sud de la ZCIT, les alizés de l'Atlantique Sud, chargés de vapeur d'eau et dirigés par les hautes pressions de l'anticyclone de Sainte-Hélène, se déplacent vers le Golf de Guinée sous l'effet de la force de Coriolis. De l'autre côté, au Nord de la ZCIT, souffle l'Harmattan, de secteur Nord-est, chaud et sec pendant l'été, un peu moins chaud et intense durant l'hiver boréal. La trace au sol de la discontinuité entre ces deux masses d'air est appelée Front Inter Tropical (FIT). Le FIT est donc la ligne de convergence au sol entre l'Harmattan caractérisé par un air sec du Nord-est et la mousson chargée d'air humide du Sud-ouest. Le FIT fait partie des paramètres les plus importants dans les prévisions pluviométriques au sahel. Ainsi, lorsque le FIT passe au Nord d'une région, l'épaisseur d'air humide dans cette zone devient plus grande et les pluies très probables.

Lorsque le continent se réchauffe, en été, il attire l'air qui s'est chargé en humidité au dessus du Golf de Guinée. Ce flux d'air humide remonte vers le Nord (vers la bande sahélienne) et, une fois au-dessus du continent, se transforme en un système orageux.

Au contraire en hiver, le flux de mousson peu intense n'intéresse que la frange côtière du golf de guinée (Sultan et al., 2003 et 2007). La figure 3, décrit la circulation atmosphérique des basses couches en Afrique de l'Ouest et la position du FIT pendant les périodes de janvier-février et de juillet-aout.

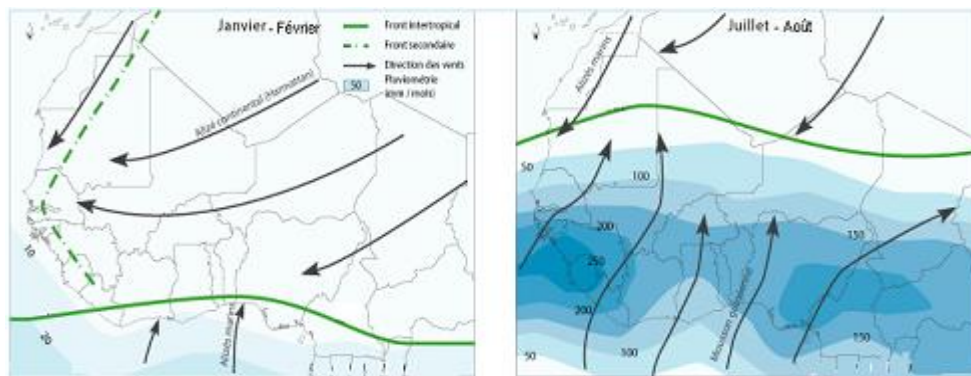


Figure 3: Position du FIT et directions des vents pendant les périodes de janvier-février et de juillet-aout en Afrique de l'Ouest (Club du Sahel et de l'Afrique de l'Ouest/OCDE, 2007)

1.6 Les lignes de grains

Ce sont des perturbations mobiles propres aux régions tropicales de l’Afrique de l’Ouest et centrales. Elles se déplacent d’Est en Ouest avec une vitesse d’environ 15 m/s. les lignes de grains évoluent entre deux courants d’Est (Jet d’Est Africain et le Jet d’Est Tropical). Elles sont considérées comme un alignement plus ou moins homogène de cumulonimbus. Les lignes de grains sont importantes en juillet-août quand la mousson est épaisse. C’est donc de la convection avec des formations nuageuses, qui peut avoir pour origine la situation synoptique (JEA et JET) ou des particularités géographiques comme les reliefs (sur la boucle du fleuve Niger, l’Oshogbonhills et le mont Adamaoua). Près de 75% des précipitations sont dues aux lignes de grains dans la zone sahélienne (Aspliden, 1997 ; Fortune, 1980 ; Mathon et al., 2002) et à peu près la moitié dans la zone soudanienne plus humide (Fink et al., 2006).

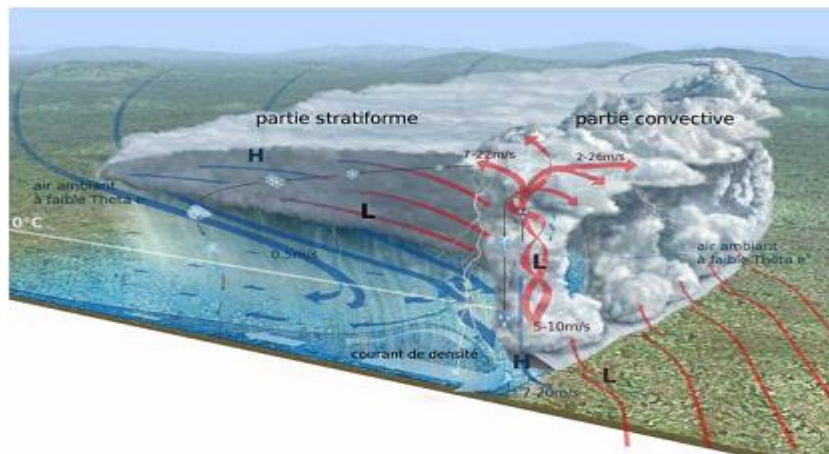


Figure 4: Schéma d'une ligne de grain (Kocka, 2009)

1.7 Présentation du vent et de son origine

1.7.1 Le vent et son origine

L'air qui constitue l'atmosphère est un mélange de gaz et de particules de forme solide ou liquide. Sa composition est relativement constante jusqu'à une altitude inférieure à 100 km et est majoritairement composée d'azote et d'oxygène. La quasi-totalité de la masse d'air est située à une altitude de moins de 16 km, dans les basses couches atmosphériques (Tripet et al., 1977). Au sein de ces couches, le déplacement des masses d'air, appelé vent n'est autre que le résultat de la mise à l'équilibre d'un ensemble de forces qui sont :

-Les forces de pression: ces forces génèrent le déplacement des masses d'air constituant le vent. Elles proviennent des différences locales de pression dues aux différences de température en fonction de la latitude, et des influences continentales et océaniques. Elles sont perpendiculaires aux surfaces isobares et dirigées des hautes vers les basses pressions.

-La force de Coriolis: cette force est liée à la rotation de la terre sur son axe. Elle est perpendiculaire à la vitesse du vent et orientée vers l'Est dans l'hémisphère Nord. Elle n'est significative que pour les déplacements atmosphériques de haute altitude en raison de la faiblesse relative des autres forces en présence.

-Les forces de frottements: ces forces traduisent la friction turbulente de l'air sur le sol. Généralement appliqués aux mouvements d'air présents dans l'atmosphère, les vents sont produits par les différences de pressions atmosphériques engendrées principalement par les gradients de température. Les variations de la distribution des pressions et des températures sont dues essentiellement à une distribution inégale de l'énergie solaire sur la surface de la terre, et aux différences des propriétés thermiques des surfaces des continents et des océans (Mohammed, 2013).

1.7.2 Présentation générale de l'atmosphère

L'atmosphère est une enveloppe gazeuse formant une couche d'air qui entoure la terre.

L'atmosphère terrestre est composée de plusieurs couches de gaz et de particules en suspension, d'environ 500 km d'épaisseur que la terre retient à sa surface. Sa densité et sa température diminuent avec l'altitude ou seule la couche la plus basse de l'atmosphère, renferme des êtres vivants et se trouve brassée par les courants atmosphériques à l'origine des phénomènes climatiques (Hewitt et al., 2003).

1.7.3 Structure de l'atmosphère

Bien que l'atmosphère se subdivise en plusieurs grandes parties en fonction du gradient vertical de température, l'atmosphère standard se compose essentiellement de deux grandes parties (Figure5):

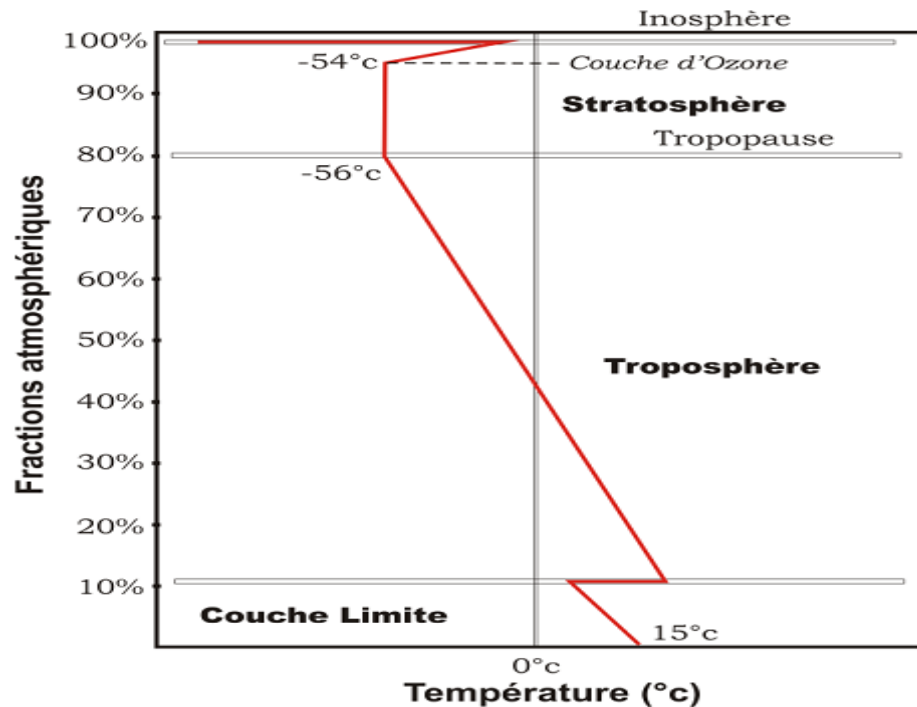


Figure 5: Vue schématique de la courbe atmosphérique standard (Mohammed, 2013)

-La troposphère: La troposphère correspond à la couche atmosphérique la plus proche du sol terrestre. Son épaisseur est variable, de l'ordre de 7 km de hauteur au-dessus des pôles allant jusqu'à 18 km au-dessus de l'équateur et environ 13 km, selon les saisons, dans certaines zones. C'est dans cette couche qu'on retrouve la plus grande partie des phénomènes météorologiques. Plus on s'élève dans l'atmosphère, plus la température décroît de façon significative d'environ 6°C tous les 1000 m pour atteindre -56°C à la tropopause. Cette dernière marque la séparation entre la troposphère et la stratosphère.

-La stratosphère: La stratosphère se trouve au-dessus de la troposphère et limitée en haut par l'ionosphère. Elle comprend la couche d'ozone. Ce dernier est essentiel à la vie sur terre, car elle absorbe la majorité des rayons solaires ultraviolets qui sont extrêmement nocifs pour tout être vivant. Cette absorption provoque un dégagement d'énergie sous forme de chaleur. C'est pourquoi la température augmente lorsqu'on s'élève dans la stratosphère. C'est un environnement beaucoup plus calme et donc les mouvements de l'air y sont bien moindres.

La zone des basses couches atmosphériques (la troposphère) peut être scindée en deux parties distinctes : l'atmosphère libre d'un côté et la couche limite atmosphérique (CLA) d'un autre. La Figure 6 présente la structure verticale de la troposphère :

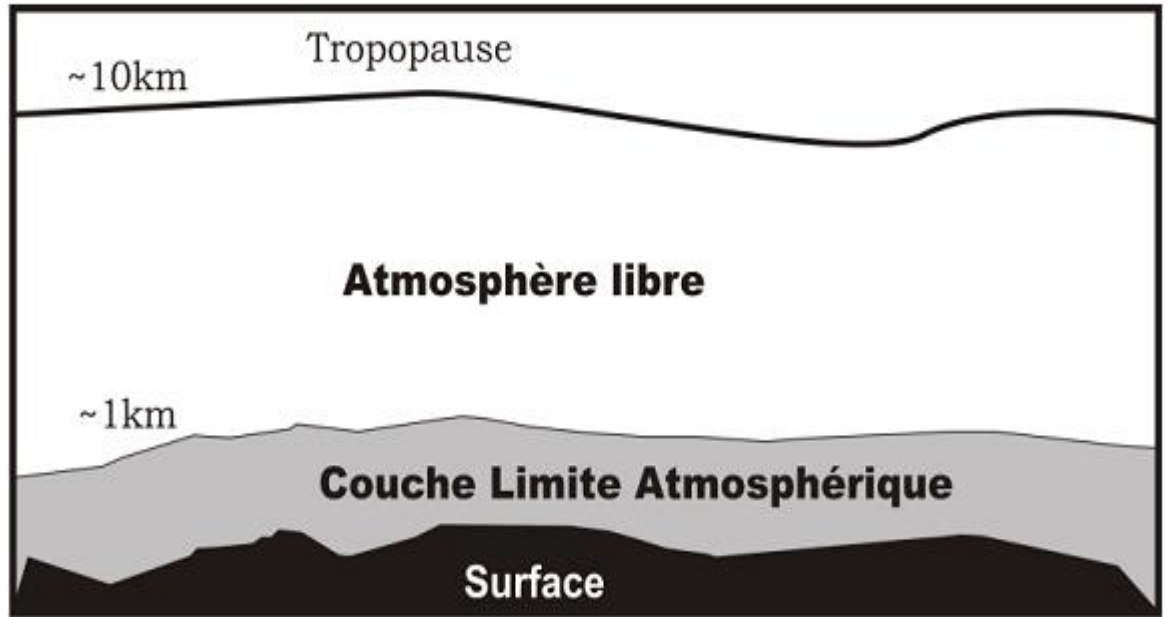


Figure 6: Structure verticale de la troposphère (Mohammed, 2013)

-**L'atmosphère libre** qui est le siège d'un vent uniforme, horizontal et peu turbulent avec une vitesse constante représente le foyer des vents dit géostrophiques. Les forces de pression et de Coriolis sont prédominantes et les forces de frottements négligeables.

-**La couche limite atmosphérique** représente le lieu même des forces de frottements. Ces forces induisent un comportement complexe du fluide atmosphérique.

Les éoliennes actuelles, dépassent rarement les 100 m de hauteur. Cette zone se situe dans la couche limite atmosphérique.

1.7.4 La couche limite atmosphérique (CLA)

Initiée par Ludwig Prand en 1904, la théorie de la couche fut utilisée pour caractériser l'écoulement d'un fluide aux abords d'une paroi. Ainsi, l'idée de couche limite répond bien à la couche limite terrestre qui correspond à la couche dans laquelle les frottements ont un effet très significatif. C'est là où la température subit le plus, l'influence de l'ensoleillement durant la journée et du refroidissement radiatif durant la nuit, avec les vents sous l'influence du frottement sur la surface.

La couche limite atmosphérique CLA est la couche de la troposphère qui est directement influencée par la surface terrestre (Stull, 1988 ; Garatt, 1992). En moyenne, la couche limite atmosphérique est comprise entre la surface terrestre et une hauteur généralement de quelques

centaines de mètres à 1500 m, parfois jusqu'à 2000 m. Au-dessus de la CLA, l'influence de la surface est négligeable et l'écoulement de l'air qui n'est autre que le vent est laminaire dans l'atmosphère libre.

C'est le lieu d'échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau et de quantité de mouvement. Son épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs kilomètres. Elle est en fonction de la vitesse du vent, de la rugosité de surface et de l'ensoleillement local.

1.7.5 Structure verticale de la CLA

La couche limite atmosphérique se divise en trois parties distinctes (voire Figure 7), à savoir la couche d'Ekman, la couche limite de surface et la sous-couche rugueuse.

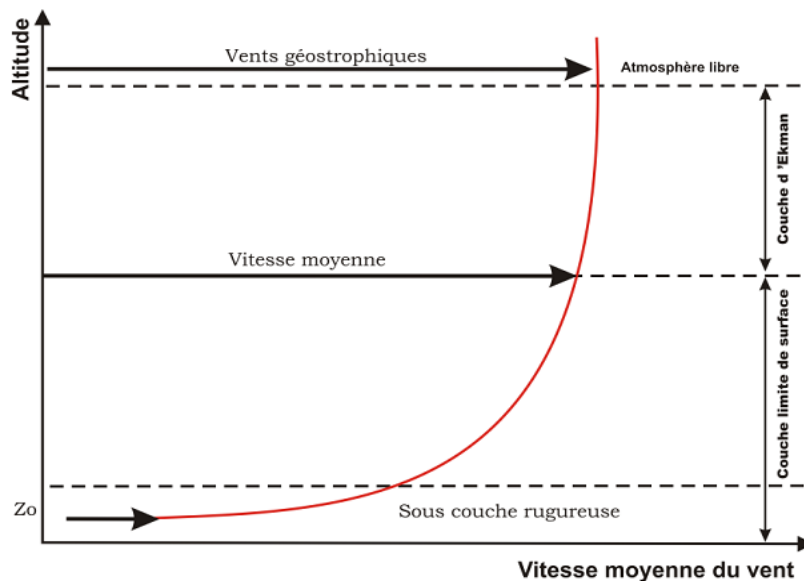


Figure 7: Vue schématique de la couche limite atmosphérique (Mohammed, 2013)

-**La couche d'Ekman** est la partie supérieure de la CLA. Dans cette zone, la structure du champ de vent est influencée par les frottements sur la surface, la stratification thermique et la force de Coriolis. Avec l'altitude, les forces de frottements sont négligeables devant la force de Coriolis. La direction du vent subit une rotation et s'aligne à son sommet avec le vent géostrophique.

-**La couche de surface** est directement en contact avec la surface terrestre. Dans cette couche, la force de Coriolis est négligeable devant les forces de frottements et les effets thermiques. La structure du champ de vent est donc complexe et variable avec la nature du terrain et sa rugosité.

-**La sous-couche rugueuse** est la partie inférieure de la couche de surface, juste au-dessus de la surface du sol. Son épaisseur varie de quelques dizaines de millimètre sur une surface de mer

plane à quelques dizaines de mètre en ville. L'écoulement de l'air est alors fortement turbulent non homogène et stationnaire. Ceci est caractérisé par le paramètre de longueur de rugosité aérodynamique globale Z_0 . Généralement, cette longueur de rugosité caractérise l'influence de la sous-couche rugueuse sur le vent.

1.7.6 Stabilité atmosphérique

Au sein de la CLA, les forces de frottements issues de l'écoulement de l'air sur une surface rugueuse impliquent une forte activité turbulente du fluide (Fichaux, 2003). Ainsi :

- On peut faire abstraction de la force de Coriolis, car elle est faible devant les autres forces en présence, notamment les forces de frottement.
- La proximité du sol modifie le profil de vitesse de vent et induit un fort cisaillement.
- La direction sera modifiée par la présence d'obstacles.
- La distribution verticale de la température (stratification thermique de l'air) induit des mouvements verticaux de masses d'air chauffées et refroidies à proximité du sol.

Par ailleurs, l'air est régi par des turbulences dues, d'une part aux effets mécaniques (obstacles, discontinuité du sol) qui modifient le profil de la vitesse du vent et d'autre part aux gradients thermiques (réchauffement, refroidissement, l'échange radiatif quotidien de la terre, écoulement de l'air entre les régions chaudes et froides) de la température (Merzouk, 2006).

On distingue ainsi plusieurs états de l'atmosphère décrivant quelle source de turbulence est dominante. Si une parcelle d'air déplacée verticalement amplifie son mouvement, alors la couche limite atmosphérique est dite instable. Si une parcelle d'air retourne à sa position d'origine, l'atmosphère est dite stable. Enfin, si la production mécanique de turbulence est très supérieure à la production par flottabilité ou si la production par flottabilité est proche de zéro, alors on dit que la CLA est neutre.

1.7.7 L'influence thermique du sol: les brises

Dans le langage courant, on confond généralement vent et brise. Pour les météorologues, il s'agit pourtant de circulations d'air tout à fait différent. Le vent se situe à l'échelle météorologique, il a pour moteur les anticyclones et les dépressions. Par contre, la brise est un phénomène local, d'origine convective (Mohammed, 2013). Ces brises sont très influencées par des facteurs tels que la mer, la terre et les montagnes. Ainsi, l'échauffement non uniforme et inégal du sol et de l'eau, sous l'effet du rayonnement solaire, la variation de la température est beaucoup plus

sensible au-dessus de la terre qu'au-dessus des grandes étendues d'eau. Cela induit un soulèvement de l'air chaud qui s'étend ensuite vers la mer. L'air froid provenant de la mer est attiré par la dépression créée au niveau de la terre à cause de son réchauffement. Ce phénomène est appelé la brise de mer. Durant la nuit, la direction de cette brise s'inverse; c'est la brise de terre.

1.7.8 L'influence mécanique du relief, obstacles montagneux

Les obstacles isolés sont plus au moins contournés par le vent mais dès que le barrage formé par le relief est suffisamment développé, le courant aérien doit le franchir souvent sur la plus grande partie de sa longueur. La figure 8 représente le mouvement de l'air le long d'un obstacle orographique. Sur le versant dit « au vent » l'air s'élève en donnant naissance à un courant ascendant, nommé de pente, qui est souvent utilisé pour le vol à voile. Poursuivant son mouvement, l'air redescend, ensuite le long du versant opposé, dit « sous le vent », il est animé d'une turbulence plus au moins grande formant des courants rabattants et des tourbillons. Donc si l'on rencontre souvent des vitesses de vent accélérées sur les collines, c'est à cause de la différence de pression qui existe à l'avant et à l'arrière de celle-ci. Ainsi, le vent se trouve comprimé par la colline à la face exposée au vent, pour s'étendre ensuite, une fois le sommet, vers la zone de basse pression de la côte sous le vent de la colline.

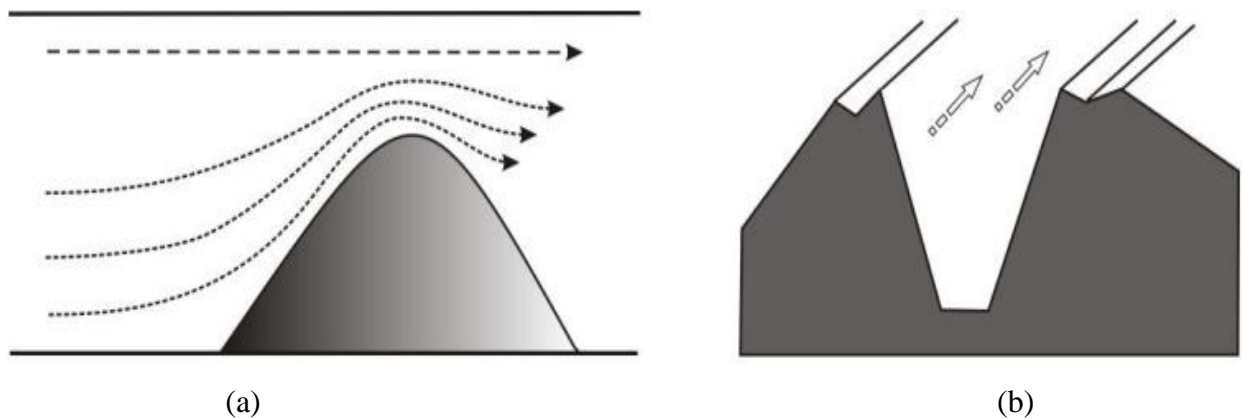


Figure 8: Influence mécanique du relief (Mohammed, 2013))

(a) Mouvement de l'air le long d'un obstacle orographique (b) Effet tunnel

La figure 8.b représente un autre phénomène causé par les montagnes et les collines. Il est connu par l'effet tunnel, ou la vitesse du vent augmente d'une façon significative à l'intérieure du tunnel.

1.8 Généralités sur le rayonnement solaire

Le Soleil, situé aux environs de 150.10^6 Km de la terre (Kalogiro, 2009) émet un rayonnement électromagnétique appelé rayonnement solaire, qui est approximativement celui qu'émettrait un corps noir à la température de 5770 K.

Le rayonnement solaire reçu au sol couvre un domaine très étendu de longueur d'onde appelé spectre solaire allant de 10^{-4} μm jusqu'à 10^6 cm. Ce spectre du rayonnement solaire est subdivisé principalement en 3 parties (figure 9) :

- L'ultraviolet (UV) : longueur d'onde comprise entre 0.1 μm et 0.4 μm (8%) ;
- Le visible : longueur d'onde comprise entre 0.4 μm et 0.75 μm (46%) ;
- L'infrarouge : longueur d'onde comprise entre 0.75 μm et 24 μm (46%)

L'atmosphère terrestre reçoit ce rayonnement avec un éclairement moyen de 1367 W/m^2 , à plus ou moins 3 %, selon que la Terre s'éloigne ou se rapproche du soleil dans sa rotation autour de celui-ci (Ndong, 2003). L'atmosphère en absorbe et /ou en diffuse toutefois une partie de sorte que l'éclairement atteignant la surface terrestre dépasse rarement 1200 W/m^2 (Bilal, 2010).

La rotation et l'inclinaison de la terre font également que le rayonnement solaire disponible en un point donné varie selon la latitude, l'heure et la saison. Enfin, les nuages, les brouillards, les particules atmosphériques, et divers autres phénomènes météorologiques entraînent des variations horaires et quotidiennes qui tantôt augmentent, tantôt diminuent le rayonnement solaire.

L'exploitation du rayonnement solaire comme source d'énergie pose donc un problème bien particulier. En effet, le rayonnement solaire n'est pas toujours disponible. Le concepteur d'un système (photovoltaïque) qui exploite le rayonnement solaire comme source d'énergie doit alors déterminer la quantité d'énergie solaire à l'endroit visé et l'intervalle de temps où cette énergie est disponible.

La figure 9 illustre la répartition spectrale du rayonnement solaire hors atmosphère (Bernard, 2007).

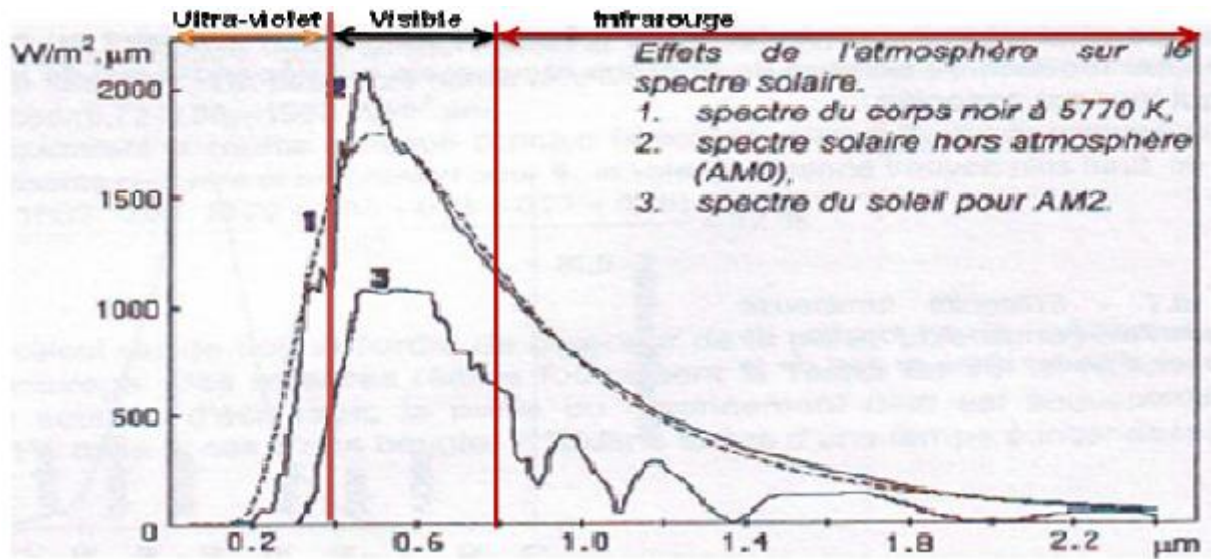


Figure 9: Répartition spectrale du rayonnement solaire (Bernard, 2007)

1.8.1 Mesure du rayonnement solaire

L'ensoleillement correspond à l'intensité du rayonnement solaire reçu sur un plan à un moment donné. Il s'exprime habituellement en Watt par mètre carré (W/m^2). Il varie de zéro au lever et au coucher du soleil et atteint sa valeur maximale typiquement au midi solaire.

L'irradiation est la quantité d'énergie solaire reçue par un plan pendant un intervalle de temps donné. Il s'exprime habituellement en kilowattheure par mètre carré par jour ($\text{kWh/m}^2/\text{j}$).

Les valeurs quotidiennes de l'énergie solaire sont souvent présentées sous forme de moyennes mensuelles pour différentes latitudes et inclinaisons à des endroits précis (afin de prendre compte l'effet des conditions météorologiques différentes).

La meilleure façon d'évaluer le potentiel solaire sur un site donné est d'effectuer une campagne de mesure du rayonnement solaire sur une période assez longue.

1.8.2 Influence de rotation de la terre sur les caractéristiques du rayonnement solaire

La Terre décrit autour du soleil une trajectoire elliptique dont le soleil occupe un foyer (figure 10). La distance Terre-Soleil varie de $\pm 1.69\%$ au cours de l'année du fait de la légère excentricité (e) de l'orbite terrestre avec $e = 0.017$ (Garg, 1982).

On appelle déclinaison solaire δ , l'angle formé par l'axe Terre-Soleil avec le plan de l'équateur (figure 10). La déclinaison vaut donc $+23.45^\circ$ chaque 21 juin et -23.45° chaque 21 décembre. Elle est nulle aux équinoxes : le 21 mars ou le 21 septembre (Kalogiro, 2009).

Cette déclinaison est responsable des saisons car dans l'hémisphère nord, les rayonnements arrivent au sol avec un angle plus élevé de juin en septembre, et plus bas sur l'horizon de décembre en mars (ou le contraire dans l'hémisphère sud). Elle explique aussi que les différences saisonnières soient plus marquées vers les hautes latitudes.

Les mouvements de rotation et de révolution de la terre ainsi que sa déclinaison font que l'ensoleillement reçu à la surface de la terre varie selon la période de l'année. Ainsi, l'intensité du rayonnement solaire est plus faible lorsqu'on tend vers les pôles compte tenu de l'angle d'incidence des rayons alors qu'au niveau des tropiques et de l'équateur, l'ensoleillement est plus intense. Il est également faible si la quantité des particules contenues dans l'atmosphère terrestre traversée par les rayons est considérable.

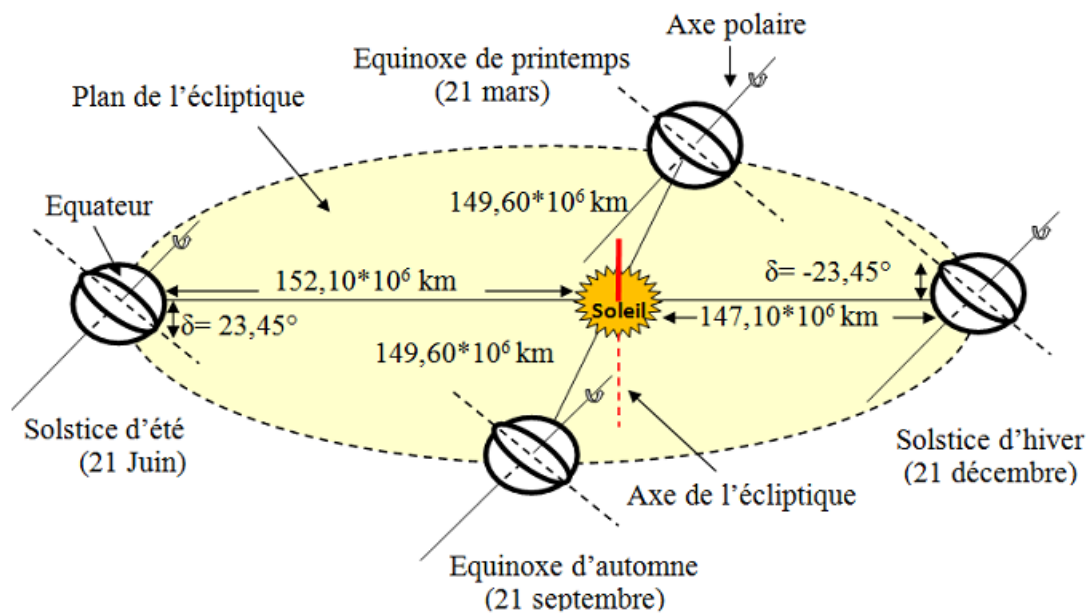


Figure 10: Révolution de la Terre au tour du Soleil (Bilal, 2012)

1.8.3 Rayonnement solaire hors atmosphère

Le rayonnement solaire hors atmosphère est la quantité de rayonnement solaire moyen reçu par un plan perpendiculaire au flux solaire situé approximativement à 100 Km d'altitude (Standard, 1976). Il est difficile de mesurer cette puissance au niveau du sol à cause des effets d'atténuation engendrés par la composition de l'atmosphère terrestre.

Le rayonnement solaire hors de l'atmosphère sous une incidence directe varie de 1410 W/m² (2 janvier) à 1320 W/m² (30 juillet) (Kalogiro, 2009). La valeur moyenne de ce paramètre est appelée constante solaire.

1.8.4 Effet d'atténuation du rayonnement solaire

Avant d'arriver au sol, le rayonnement solaire hors atmosphère subit plusieurs atténuations en traversant l'atmosphère terrestre. Cette atténuation est un phénomène complexe et aléatoire puisque directement liée à la météorologie du lieu de l'étude. Les gaz naturels jouant un rôle important dans l'atténuation du rayonnement solaire sont l'oxygène (O_2), le monoxyde de carbone (CO), le diazote (N_2), le dioxyde de carbone (CO_2), l'ozone (O_3) et la vapeur d'eau (H_2O). Les particules suspendues dans l'atmosphère terrestre notamment les aérosols constituent également un élément essentiel dans l'atténuation du rayonnement solaire (Muneer, 2004 ; Kalogiri, 2009 ; Psiloglou et al., 1996). A cela, il faut aussi ajouter l'atténuation du rayonnement solaire par la masse atmosphérique.

1.8.5 Rayonnement solaire au niveau du sol

Après avoir traversé l'atmosphère, une partie du rayonnement incident parvient directement au sol, l'autre sera diffusée. Une autre composante du rayonnement est mise en évidence, c'est la partie renvoyée vers l'atmosphère après réflexion par le sol, et qui varie en fonction du sol et de son état.

Quelle que soit la surface réceptrice, le rayonnement global incident est la somme des rayonnements direct et diffus parvenant à cette surface (Brichambaut, 1982 ; Betka, 1997).

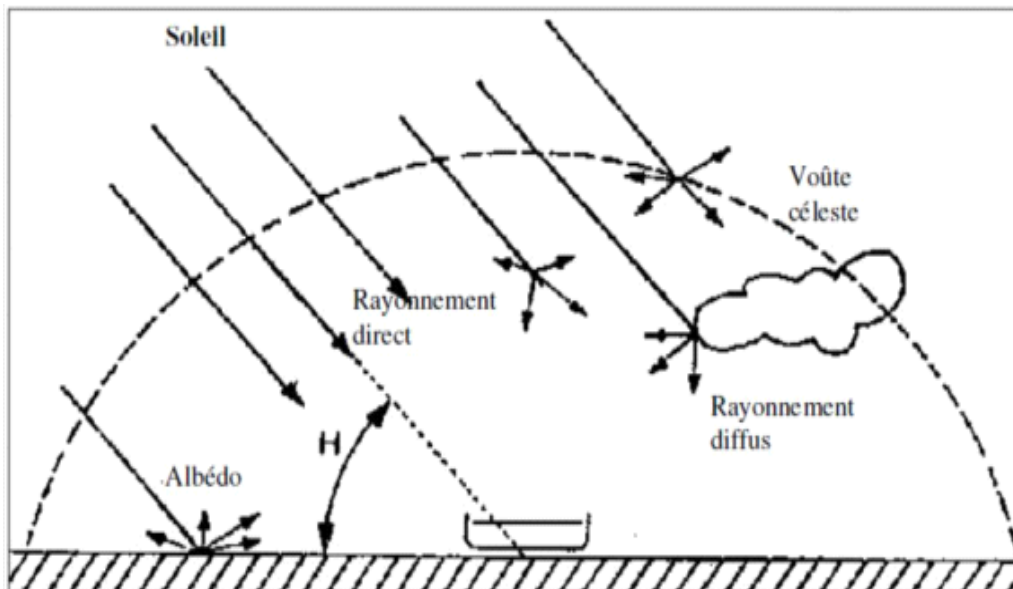


Figure 11: Bilan du rayonnement solaire au niveau du sol (Betka, 1997)

Chapitre 2 : DONNEES ET METHODES

2.1 Présentation de la zone d'étude et des données exploitées

La Basse Casamance se situe au sud du Sénégal, limitée au nord par la république de la Gambie, au sud par la république Guinée Bissau, à l'est par la région de sédhiou et à l'ouest par l'océan Atlantique.

Le climat est marqué par :

- Une saison chaude et pluvieuse au cours de laquelle circule la mousson de juin à octobre.
- Une saison sèche soumise aux alizés continentaux, de novembre à mai.

Les données exploitées dans notre étude couvrent l'année 2016 et sont constituées de séries d'ensoleillement et de vitesses de vent enregistrées et fournies par la station météorologique de l'université Assane Seck de Ziguinchor (12 °N et 16.16 °O). Les données brutes sont mesurées au pas de temps d'une heure à 10 m du sol pour le vent et à 5 m du sol pour l'ensoleillement.

La figure 12 donne un aperçu de la région d'étude.

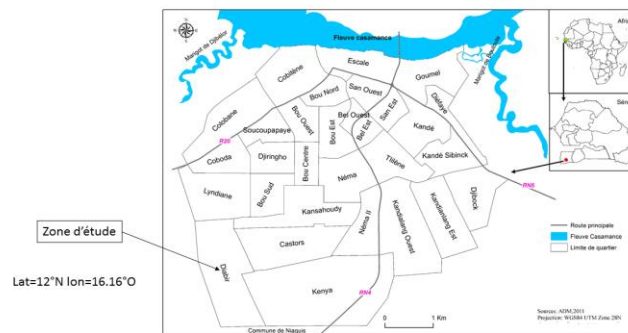


Figure 12: Station météorologique de l'usaz

2.2 Méthodes de mesure de l'irradiation solaire

2.2.1 Le pyranomètre

Le pyranomètre est un capteur de flux thermique utilisé pour la mesure de la quantité d'énergie solaire en lumière naturelle et est notamment utilisé en météorologie. Il permet la mesure de la puissance du rayonnement solaire total en watts par mètre carré (W/m^2). Il est sensible dans un domaine spectral de 300 à 2500 μm selon le filtre utilisé. Il est constitué d'une thermopile qui délivre une tension proportionnelle à l'irradiation. La partie supérieure de la pile s'échauffe

lorsqu'elle est exposée au rayonnement solaire, tandis que la partie inférieure est protégée du rayonnement et sert de référence.



Figure 13: Pyranomètre

2.2.2 Photomètre solaire (calitoo)

Le calitoo est un photomètre qui permet de déterminer le taux d'aérosols présents dans l'atmosphère et de caractériser leur répartition en taille (fumées, gaz polluant, cristaux de glace, poussières).

Pour cela, il mesure l'épaisseur optique de l'atmosphère à différentes longueurs d'onde : en bleu (465 nm), Vert (540 nm), et rouge (615 nm). Un photomètre est aussi équipé, d'un GPS, d'un capteur de pression et de température.



Figure 14: Photomètre calitoo (<http://www.calitoo.fr>)

Le principe de la mesure consiste à pointer le soleil pour rechercher le maximum de flux. Le photomètre ne garde que le maximum mesuré et calcule ensuite l'épaisseur optique. Le pointage du soleil se fait manuellement. Il est facilité par le dispositif de visée situé au-dessus de l'afficheur.

Le calcul de l'épaisseur optique détaillé dans le manuel d'utilisation, utilise les mesures brutes de luminosité, les coefficients d'étalonnage, la date et la latitude du GPS ainsi que la pression.

2.3 Méthodes de mesure du vent

La mesure du vent se fait dans des stations météorologiques, ou deux éléments servent à la caractériser: sa vitesse et sa direction.

Le mot « direction » en parlant du vent sous-entend celle d'où vient le vent. Un vent d'ouest est un vent qui souffle de l'ouest, un vent de nord est un vent qui souffle du nord. Son indicateur est donné en utilisant des girouettes (fig 15).

La composante horizontale du déplacement de l'air en un point et à un instant donné se dispose selon une certaine direction, elle atteint en outre une vitesse déterminée appelée « vitesse du vent ». Les instruments utilisés pour mesurer la vitesse sont les anémomètres. En général, sur les stations météorologiques, les anémomètres utilisés sont à coupelles. Ils se composent de 3 demi-coquilles disposées sur des bras horizontaux disposés à 120 degrés et montées sur un axe vertical équipé d'un dispositif de comptage de tours, la vitesse de rotation de l'anémomètre est proportionnelle à la vitesse du vent. De plus, à la fonction première de l'anémomètre est associée une seconde qui est la mesure de la direction du vent grâce à la girouette associée (figure 15).

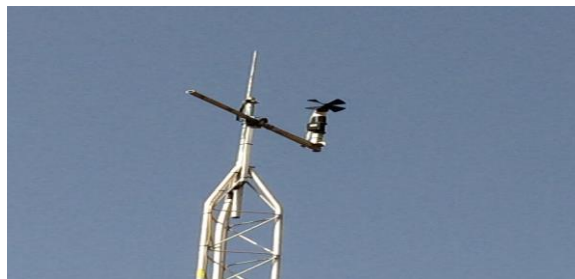


Figure 15: Ensemble anémomètre et girouette

2.4 Outils statistiques pour évaluer le vent

2.4.1 La moyenne

La connaissance de la vitesse moyenne est nécessaire pour l'évaluation du potentiel éolien. Il s'agit de calculer la moyenne temporelle aussi bien dans la journée que d'une saison à l'autre. La moyenne est calculée à l'aide de la formule suivante :

$$\bar{V} = \frac{1}{N} \sum_i^n V_i \quad (2.1)$$

\bar{V} : Vitesse moyenne du vent

N : Nombre d'échantillon

V_i : Vitesse instantanée

2.4.2 L'écart type

L'écart type des variations des vitesses $\sigma(V)$ caractérise la turbulence globale du vent horizontal sur toute la gamme de fréquences (tout le spectre). Il est donné par :

$$\sigma(V) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (V_i - \bar{V})^2} \quad (2.2)$$

2.5 Distribution de Weibull et densité de puissance du vent disponible

La distribution des fréquences des vitesses moyennes du vent est modélisée en utilisant la distribution de Weibull. Il est le plus utilisé pour la caractérisation de la distribution des vitesses du vent. La fonction de distribution de Weibull est une fonction exponentielle à deux paramètres : un paramètre d'échelle A (m/s) et un paramètre de forme k (sans unité) caractéristiques des données du vent (Madougou, 2010). Le paramètre A renseigne sur la moyenne du vent caractéristiques du site, tandis que le paramètre k indique le caractère plus ou moins pointu de la distribution. Cette distribution a été utilisée tout d'abord pour le calcul des contraintes exercées par le vent par Davenport en 1963. C'est en 1974 que Justus a introduit une distribution à deux paramètres pour l'étude de l'énergie éolienne. La fonction de densité de probabilité Weibull et la distribution cumulative sont données par les équations 2.3, 2.4, 2.5 et 2.6 (Bilal, 2010) :

$$f(v) = \frac{k}{A} \left(\frac{v}{A}\right)^{k-1} \cdot \exp\left[-\left(\frac{v}{A}\right)^k\right] \quad (2.3)$$

$$F(v) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{v}{A}\right)^k\right] \quad (2.4)$$

$$k = \left(\left(\frac{\sum v_i^k \cdot \ln v_i}{\sum v_i} \right) - \left(\frac{\sum \ln v_i}{n} \right) \right)^{-1} \quad (2.5)$$

$$A = \left(\frac{\sum v_i^k}{n} \right)^{\frac{1}{k}} \quad (2.6)$$

où,

v (m/s) est la vitesse de vent ;

k est le paramètre de forme ;

A (m/s) est le paramètre d'échelle.

La quantification de la puissance du vent par unité de surface (densité de puissance du vent) est d'une importance fondamentale dans l'élévation des projets d'énergie éolienne. La distribution de la vitesse du vent à long terme $f(v)$ est combinée avec la puissance disponible du vent pour donner la densité de puissance moyenne, qui peut être exprimée comme suit (Bilal, 2010):

$$\bar{P} = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot \int_0^{\infty} v^3 \cdot f(v) \cdot dv \quad (2.7)$$

où,

ρ : masse volumique de l'air en kg/m^3 ;

$f(v)$: La fonction de densité de probabilité de Weibull

v : v (m/s) est la vitesse de vent

Chapitre 3 : RESULTATS ET DISCUSSIONS

3.1 Cycle saisonnier du rayonnement solaire, de la pluie, de la température et de la concentration en aérosols

3.1.1 Cycle saisonnier du rayonnement solaire

Les données recueillies à la station de l'UASZ en 2016 ont été utilisées pour calculer le cycle saisonnier du rayonnement solaire sur une surface plane horizontale (figure 16). L'énergie solaire varie entre 2.95 kW/m²/j (janvier) et 5.80 kW/m²/j (mai) dans la station en 2016.

Pendant la saison des pluies, l'énergie solaire varie entre 4.39 kW/m²/j et 5.41 kW/m²/j avec une moyenne de 4.69 kW/m²/j et pendant la saison sèche, elle fluctue entre 2.95 kW/m²/j et 5.8057 kW/m²/j avec une moyenne de 4.15 kW/m²/j. Cela traduit le fait que le potentiel solaire est plus fort pendant la saison des pluies que pendant la saison sèche.

Le mois le plus favorable à l'exploitation de l'énergie solaire est le mois de mai avec un potentiel solaire de 5.80 kW/m²/j et le plus petit potentiel solaire est enregistré en janvier avec 2.95 kW/m²/j. Ce faible potentiel en janvier peut être attribuable à une présence importante de particules d'aérosols (poussières minérales et particules de feux de biomasse) (Drame et al., 2012), mais aussi que janvier se trouve en hiver, où l'ensoleillement est au plus faible et centré au dessus de l'équateur. Or à cette époque l'albédo est très fort entraînant une faible absorption du rayonnement incident par la surface (Kocha, 2011). Ces facteurs contribuent à un rayonnement net minimal en janvier.

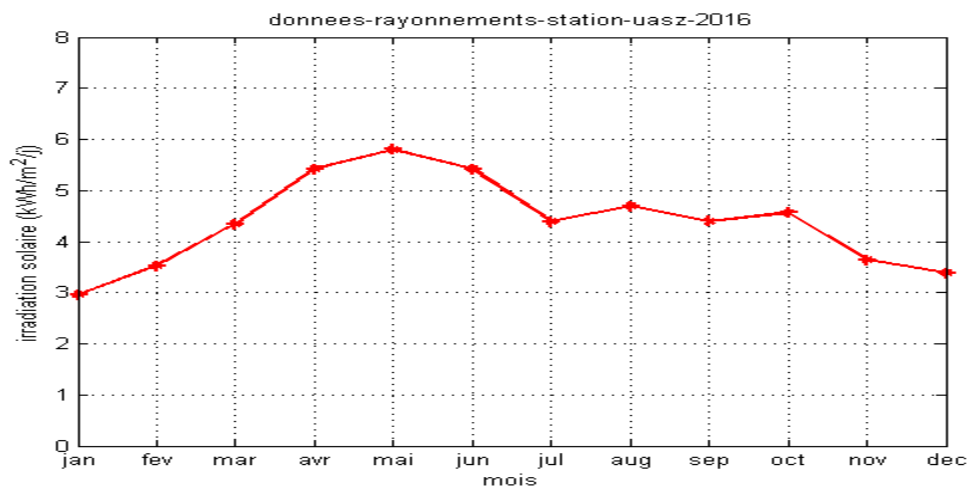


Figure 16: Cycle saisonnier de l'irradiation solaire

3.1.2 Cycle saisonnier de la pluie

Les résultats montrant la variabilité saisonnière de la pluie sont illustrés par la figure 17. On peut noter que les précipitations augmentent de juin à septembre et diminuent par la suite. Cette évolution saisonnière est principalement liée au mouvement nord-sud de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) et à l'activité des systèmes convectifs à méso-échelle intenses intégrés dans la circulation vers l'est (Drame et al., 2012).

Nous constatons que durant cette période, le rayonnement solaire diminue (fig 16). Cette baisse s'explique par l'effet d'atténuation du rayonnement solaire direct-normal par la couverture nuageuse qui est plus développée.

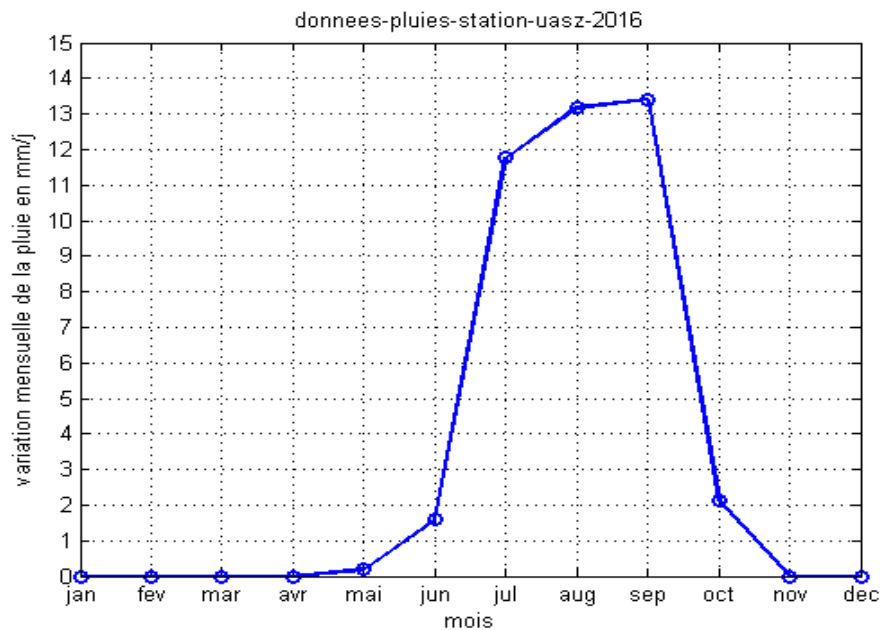


Figure 17: Cycle saisonnier de la pluie

3.1.3 Cycle saisonnier de la température

La figure 18, montre le cycle saisonnier de la température moyenne en 2016. Nous constatons que la température moyenne est de 26.67 °C, elle est plus importante en saison des pluies (27.01 °C) qu'en saison sèche (26.50 °C). La température est plus importante au mois d'octobre (28.35 °C) et plus faible au mois de janvier (25.44 °C).

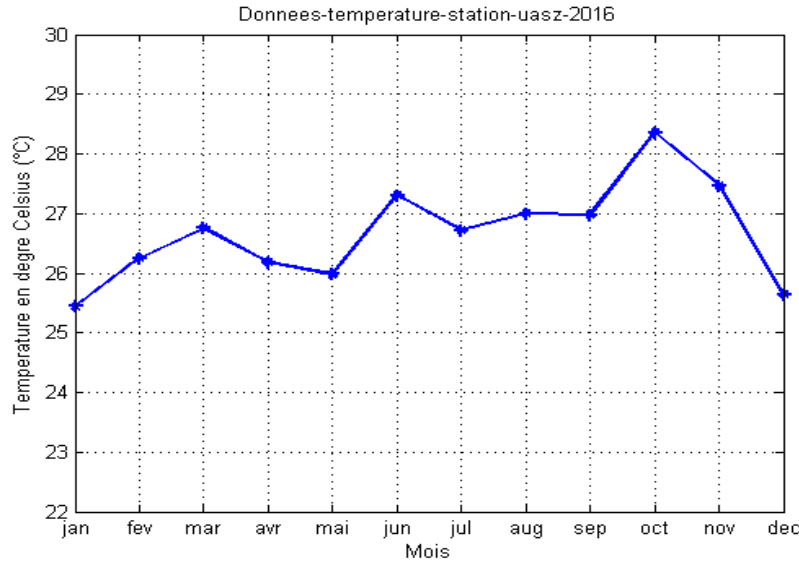


Figure 18: Cycle saisonnier de la température

3.1.4 Cycle journalier du rayonnement solaire et de la température

Les variations journalières du rayonnement solaire et de la température de surface ont été déterminées à partir des données horaires du rayonnement solaire et des températures (figure 19). Nous avons considéré le mois le plus ensoleillé (mai) et le cœur de la saison de la pluie (août). Nous constatons que le rayonnement solaire journalier est plus favorable au mois de mai avec 275.70 W/m^2 qu'au mois d'août avec 256.84 W/m^2 (figure 19.a). Le maximum du taux d'ensoleillement observé au mois de mai est dû non seulement à la clarté de l'atmosphère mais aussi au passage à la verticale du soleil (angle zénithal très faible) (Guetti, 1984). Les minima journaliers enregistrés seraient principalement dû à l'action des aérosols. Quant au mois d'août, le faible potentiel observé et les minima journaliers enregistrés sont du au fait que ce mois se situe en pleine saison des pluies où la couverture nuageuse est plus importante réduisant ainsi fortement l'irradiation solaire. Le taux d'aérosols dans l'atmosphère est aussi très important en août (Karyampudi et al., 1999 ; Jonas et al., 2003). Pour la température journalière, le maximum est atteint au mois de mai avec 28.93 °C qu'au mois d'août avec 28.22 °C (figure 19.b). Nous constatons que la température varie dans le même sens que le rayonnement solaire car une augmentation du rayonnement solaire entraîne une hausse de la température.

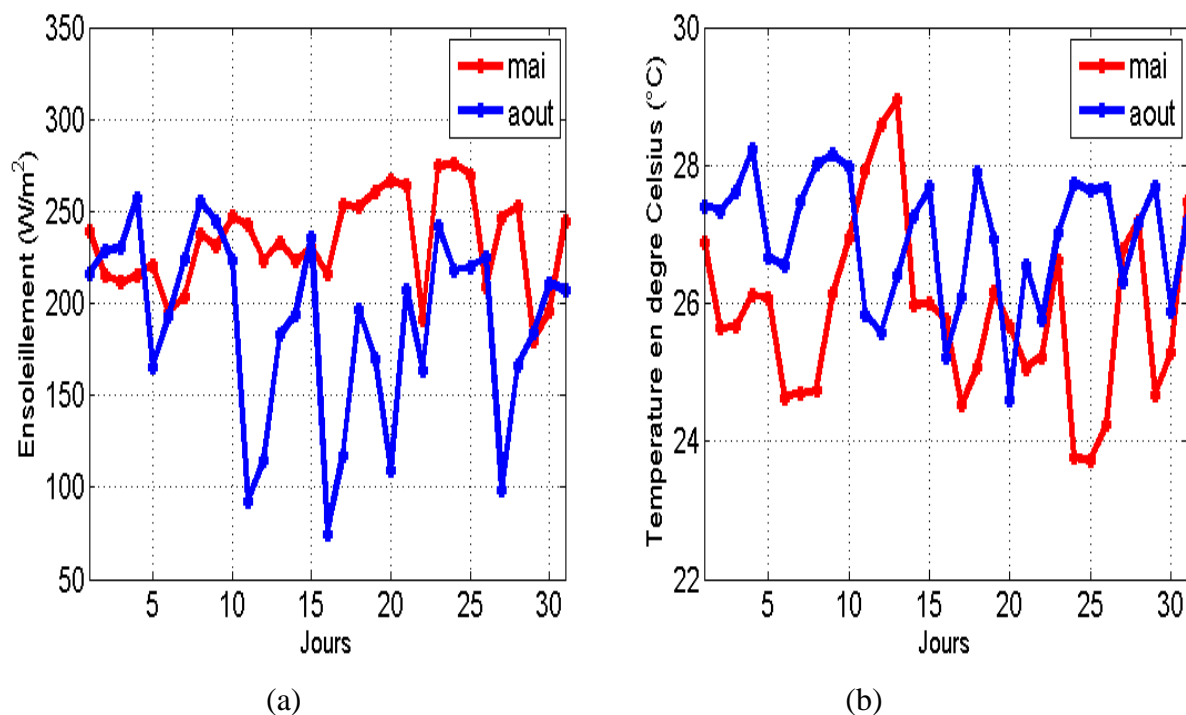
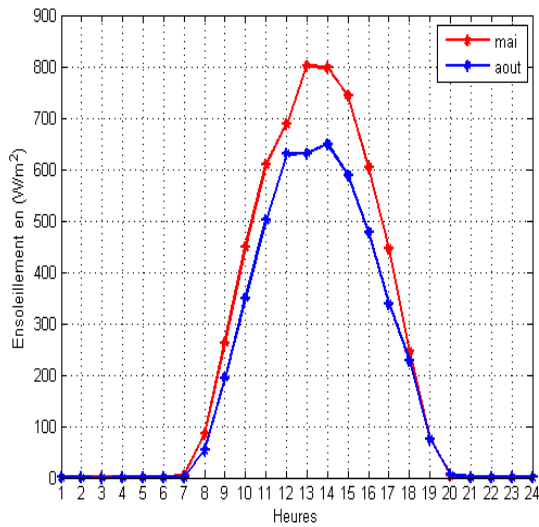


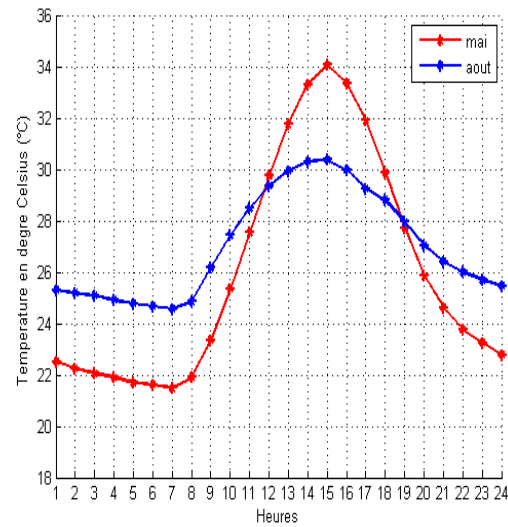
Figure 19: Variation journalière du rayonnement solaire (a) et de la température (b)

3.1.5 Cycle diurne du rayonnement solaire et de la température

La figure 20, présente la variation diurne du rayonnement solaire et de la température aux mois de mai et août. Nous constatons que pendant la journée, l'ensoleillement est plus fort au mois de mai qu'en août (figure 20.a). Cependant le cycle diurne reste sensiblement identique d'un mois à l'autre avec un maximum enregistré vers 13 h-14 h. Quant à la température diurne, elle est plus importante aussi au mois de mai avec $34.05\text{ }^{\circ}\text{C}$ à 15 heures qu'au mois d'août avec $30.37\text{ }^{\circ}\text{C}$ à 15 heures (figure 20.b). Cette variation de la température pour ces deux mois est bien corrélée celle du rayonnement solaire car une augmentation du rayonnement solaire diurne entraîne une hausse de la température diurne. Cependant, il y'a un décalage d'une heure du maximum enregistré pour ces deux paramètres car la température atteint son pic à 15 h contrairement à l'ensoleillement qui est maximal vers 13 h-14 h. Cela est dû à l'inertie thermique du système terre-atmosphère.



(a)



(b)

Figure 20: Cycle diurne du rayonnement solaire et de la température

3.1.6 L'impact des aérosols sur le rayonnement solaire

Dans cette partie, nous étudions l'impact des aérosols sur l'ensoleillement pour les 10 premiers jours du mois de mai et du mois d'aout. La figure 21 représente les courbes d'ensoleillement en fonction des épaisseurs optiques des aérosols. Cette figure, montre que l'augmentation de l'épaisseur optique des aérosols entraîne la diminution de l'ensoleillement. On note que l'ensoleillement est plus élevé au mois de mai (763.13 W/m^2) qu'au mois d'aout (638.32 W/m^2), tandis que le taux d'aérosols est plus important au mois d'aout (0.95) qu'au mois de mai (0.46). Ceci est en accord avec les travaux (Bilal, 2012 ; laurent et al., 2008 ; Bou Karam, 2008 ; Tahiri et al., 2017) qui ont montré que le taux d'aérosols est maximal en été durant la saison de mousson.

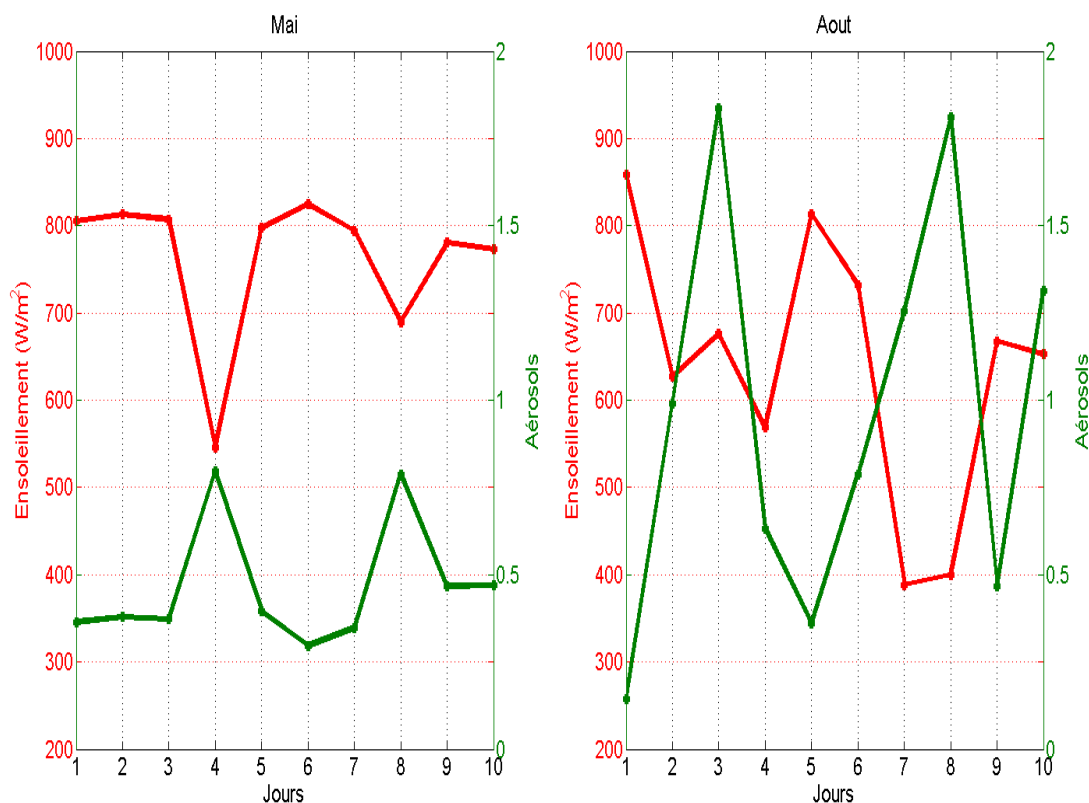


Figure 21 : Impact des aérosols sur l'ensoleillement au mois de mai et aout

3.2 Evaluation du potentiel éolien

3.2.1 Régime de vent sur la station

L'étude du régime de vent est effectuée en utilisant les données collectées à la hauteur de 10 m sur la station de l'UASZ. Ainsi les vitesses moyennes mensuelles ont été déterminées. La figure 22 illustre la variation des vitesses moyennes mensuelles calculées sur toute la période de mesures. Le mois le plus défavorable pour l'exploitation de l'énergie éolienne est le mois de novembre avec une vitesse moyenne de 2.55 m/s et le mois le plus favorable à l'exploitation de l'énergie éolienne est observée en juin avec une vitesse de 3.89 m/s.

3.2.2 Cycle saisonnier de la vitesse moyenne du vent

La climatologie de la région d'étude est dominée par deux saisons bien distinctes. Une saison sèche comprise entre le mois de novembre et le mois de mai et une saison des pluies qui s'étale de juin à octobre. Les résultats obtenus montrent que la saison des pluies est caractérisée par un régime de vent fort avec une moyenne de 3.36 m/s, tandis que la saison sèche est caractérisée par

un régime de vent faible avec une moyenne de 3.25 m/s (figure 22). Ces résultats sont en accord avec les travaux (Akinsanola et al., 2017 ; Akpoet al., 2015 ; Indhumathy, 2014).

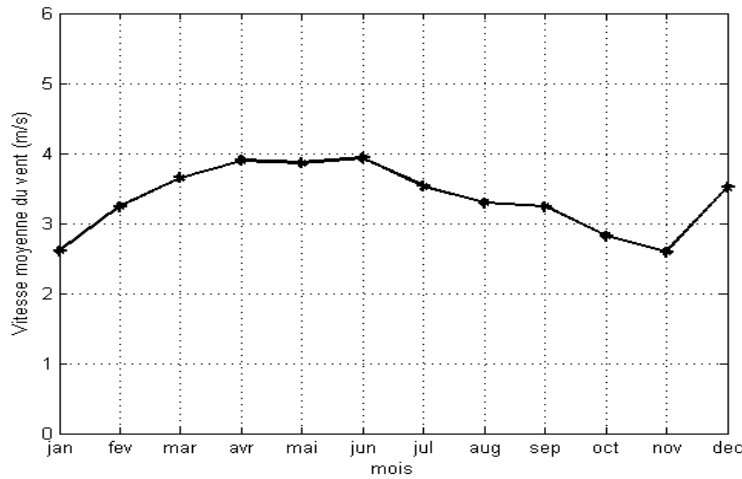


Figure 22: Variation mensuelle de la vitesse moyenne mensuelle du vent

Dans le tableau 1, nous présentons les vitesses moyennes mensuelles et les écarts types observés sur chaque mesure de vitesse moyenne mensuelle.

Tableau 1: Vitesses moyennes mensuelles et leurs écarts types à la station

Mois	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
\bar{U} (m/s)	2.57	3.19	3.56	3.86	3.85	3.89	3.49	3.24	3.20	2.77	2.55	3.45
Σ	0.64	0.73	0.51	0.50	0.47	0.54	0.66	0.62	0.59	0.54	0.57	1.01

La plus grande déviation de la distribution des vents sur la station se situe en décembre alors qu'elle est faible en mai.

Il est donc important de noter qu'une estimation de la vitesse moyenne du vent basée uniquement sur les variations saisonnières de la vitesse moyenne sans tenir compte des variations horaires, peut entraîner un surdimensionnement ou sous-dimensionnement d'un système éolien.

3.2.3 Cycle diurne de la vitesse moyenne du vent

Les variations diurnes de la vitesse du vent ont été déterminées à partir des données horaires pour l'année 2016 (figure 23). La variation diurne de la vitesse moyenne est due à un couplage de la circulation générale de l'atmosphère et des phénomènes thermiques liés au rayonnement solaire dans la région. La vitesse moyenne du vent varie peu la nuit et augmente pendant la journée à

partir du lever du soleil. Les vitesses maximales sont atteintes vers 12 h sous l'influence du vent thermique et les minima sont enregistrées vers 6 h.

Une éolienne installée sur la station produira en principe plus d'énergie pendant la journée que la nuit et la matinée.

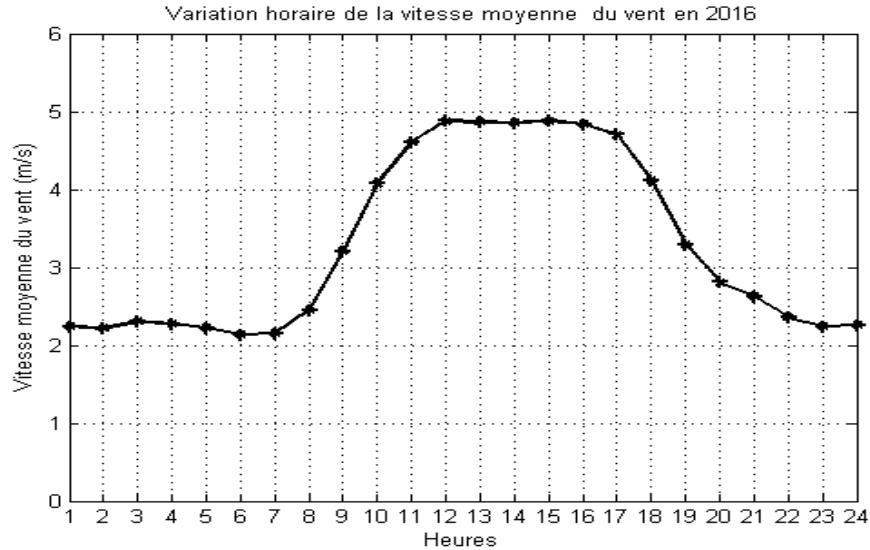


Figure 23: Cycle diurne de la vitesse du vent

3.2.4 Cycle inter-saisonnier du vent

Dans cette partie, la moyenne a été calculée pour quatre périodes de l'année : janvier à mars (JFM), avril à juin (AMJ), juillet en septembre (JAS) et octobre à décembre (OND). La figure 24 représente la variation moyenne inter-saisonniers en JFM, AMJ, JAS et OND.

On remarque que la valeur maximale de la vitesse moyenne du vent est observée en AMJ avec 3.87 m/s, alors que la valeur minimale de la vitesse moyenne du vent est observée en OND avec 2.93 m/s. Le tableau 2 montre les vitesses moyennes inter-saisonniers du vent sur la station (2016).

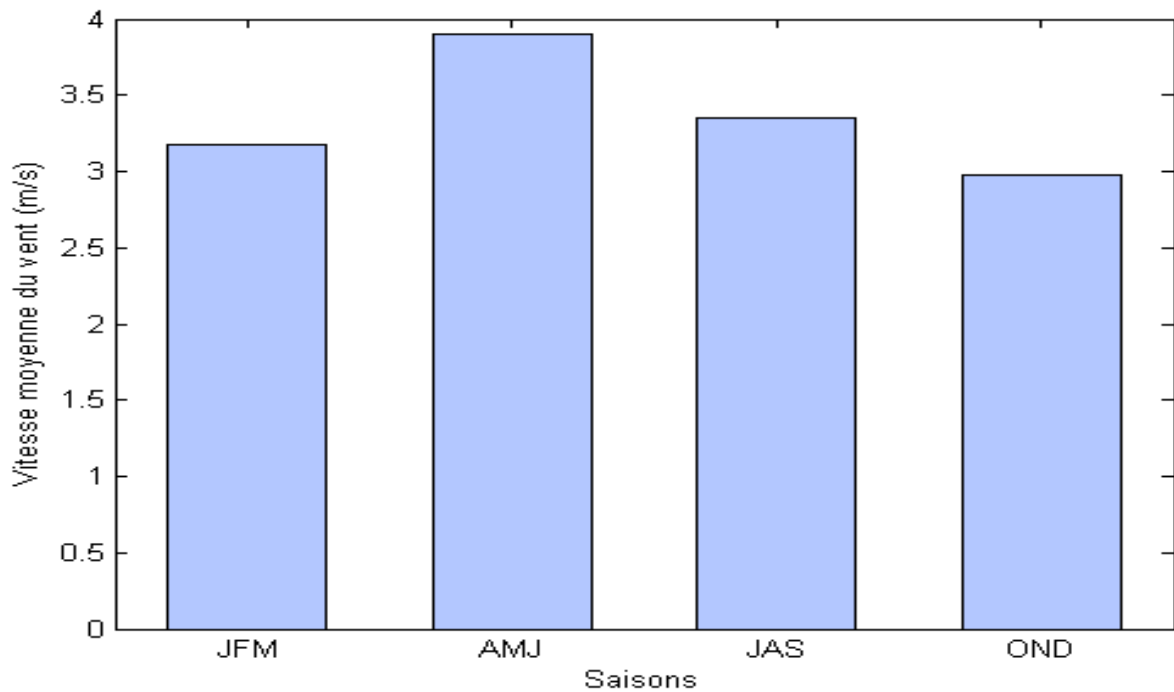


Figure 24: Variation inter saisonnière de la vitesse moyenne en JFM, AMJ, JAS, et OND

Tableau 2: Vitesses moyennes saisonnières et leurs écarts types à la station

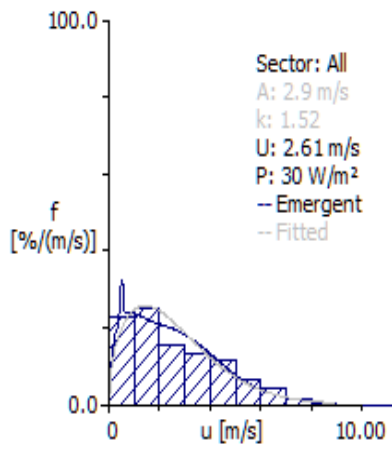
Intersaisons	JFM	AMJ	JAS	OND
U (m/s)	3.11	3.87	3.31	2.93
σ	0.75	0.50	0.63	0.82

La plus grande déviation de la distribution des vents sur la station se situe en OND alors quelle est faible en AMJ.

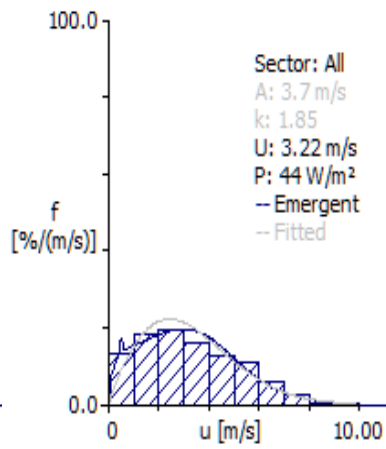
3.2.5 Caractéristiques statistiques du vent sur la station.

3.2.5.1 Variabilité mensuelle et annuelle des paramètres de Weibull

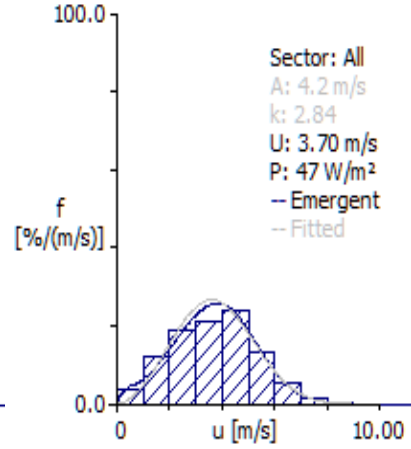
Les courbes d'ajustement de la distribution statistique des fréquences mensuelles des vitesses du vent des mois de janvier à décembre obtenues à partir de la distribution de Weibull pour la station d'étude sont représentées sur la figure 25. On remarque une bonne correspondance entre ces deux distributions.



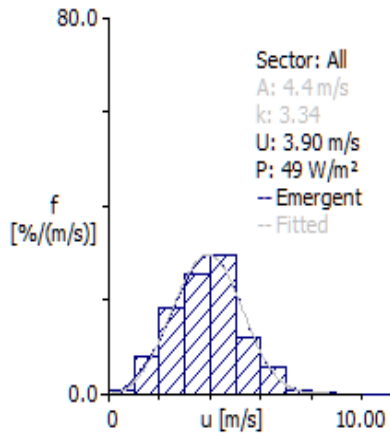
(a) Janvier



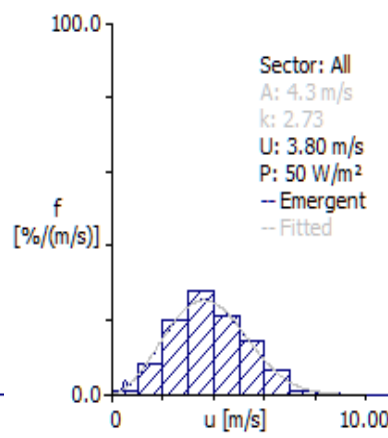
(b) Février



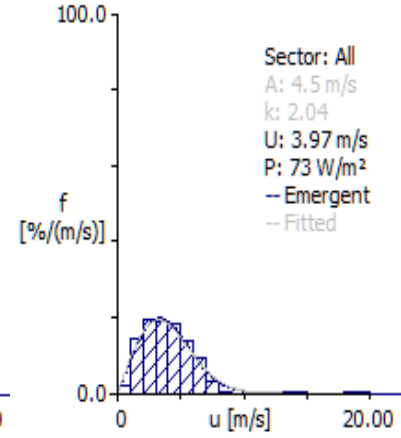
(c) Mars



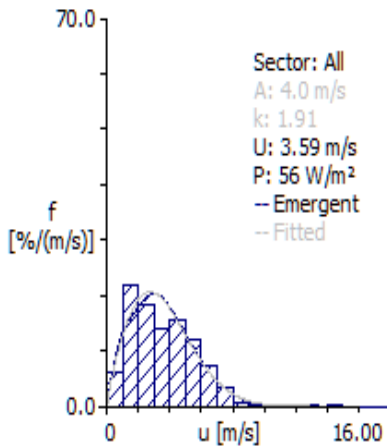
(d) Avril



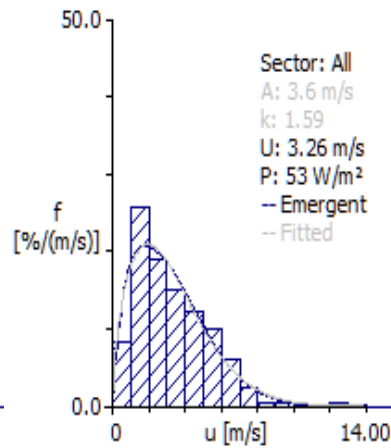
(e) Mai



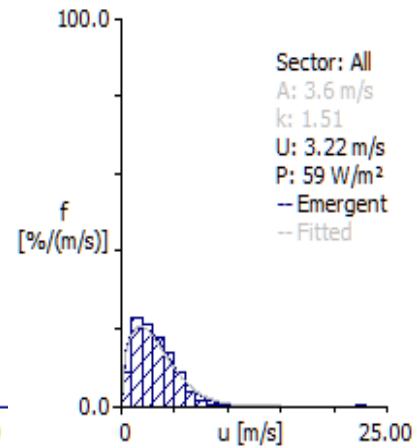
(f) Juin



(g) Juillet



(h) Aout



(i) Septembre

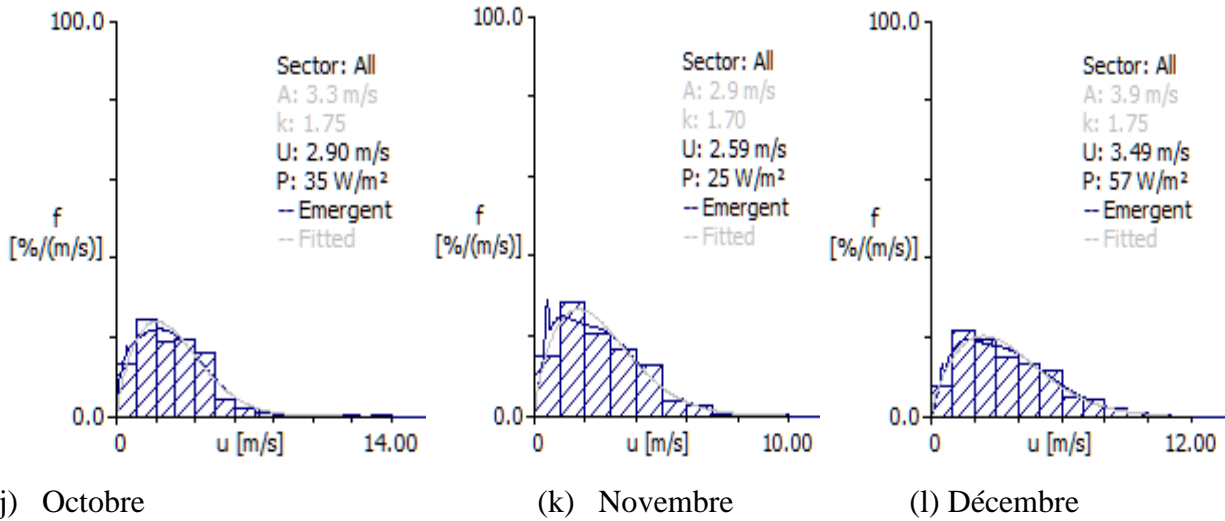


Figure 25: Courbe mensuelle d'ajustement de Weibull (janvier à Décembre) à la station

L'évolution de la distribution des fréquences mensuelles de la vitesse moyenne du vent diffère d'un mois à l'autre. Par ailleurs, on remarque que la puissance disponible est plus grande au mois de juin avec 73 W/m² (A=4.5 m/s et k=2.04) et plus faible au mois de novembre avec 25 W/m² (A=2.9 m/s et k=2.59).

La courbe d'ajustement annuelle des fréquences de vent est représentée sur figure 26. Elle indique une puissance disponible 48 W/m², un facteur de forme égal à 1.95, un facteur d'échelle de 3.9 m/s. De plus, 72.27 % des vitesses du vent sont supérieures ou égales à 3 m/s (vitesse de démarrage de la plupart des éoliennes).

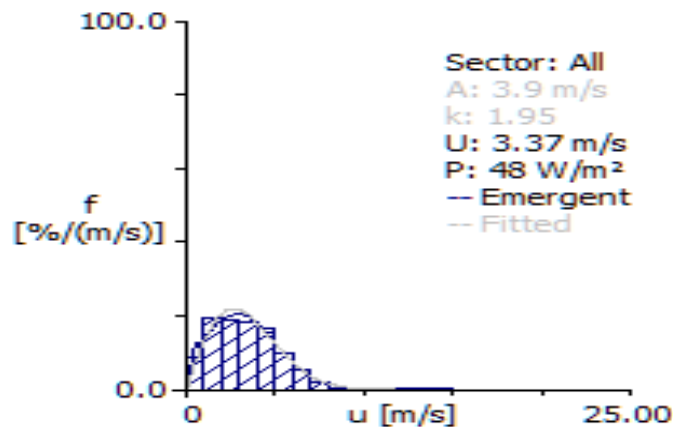
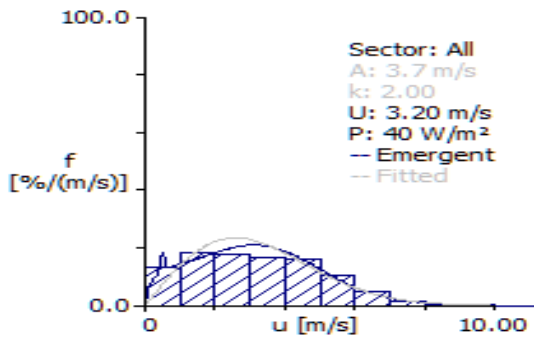


Figure 26: Courbe annuelle d'ajustement de Weibull a la station (2016)

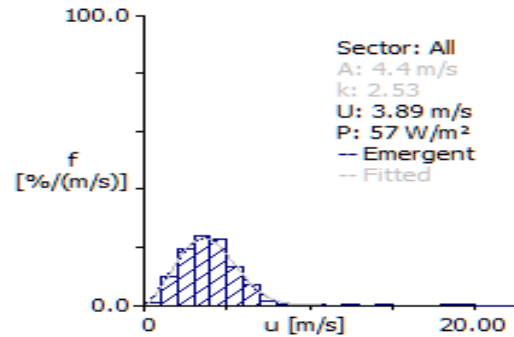
3.2.5.2 Variabilité saisonnière et intra-saisonnière des paramètres de Weibull

La figure 27 présente la distribution réelle ajustée par la loi de Weibull pour la saison sèche et la saison des pluies et les périodes Janvier-Février-Mars (JFM), Avril-Mai-Juin (AMJ), Juillet-Août-Septembre (JAS) et Octobre-Novembre-Décembre (OND) sur la station. On constate une bonne correspondance entre la distribution réelle et celle de Weibull.

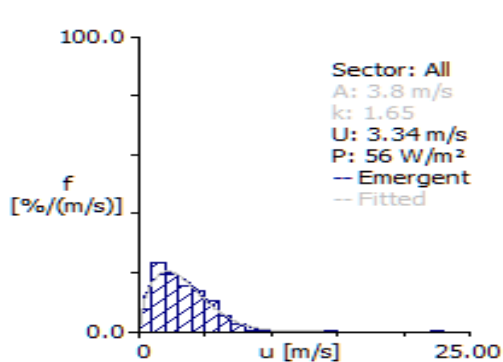
La densité puissance du vent est plus grande en saison des pluies qu'en saison sèche avec 55 W/m^2 et 42 W/m^2 respectivement. Elle est aussi plus en grande en AMJ qu'en JAS, suivie de JFM et OND avec 57 W/m^2 , 56 W/m^2 , 40 W/m^2 et 39 W/m^2 respectivement. La densité de puissance observée en saison des pluies est due à son facteur de forme faible (1.72) par rapport à la saison sèche (2.04) car à facteur d'échelle égal, la saison avec un facteur de forme faible produit plus d'énergie qu'une saison avec un facteur de forme fort, mais cependant plus irrégulièrement. La plus grande puissance observée en AMJ est due à la régularité du vent (écart-type petit et k plus grand).



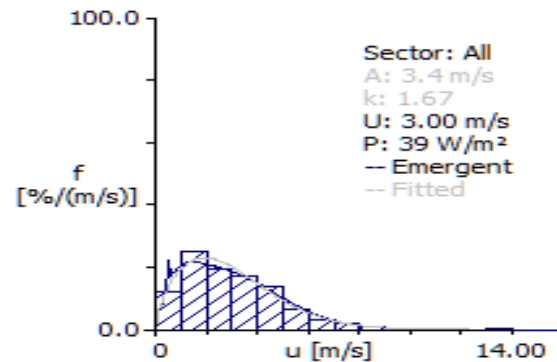
(a) JFM



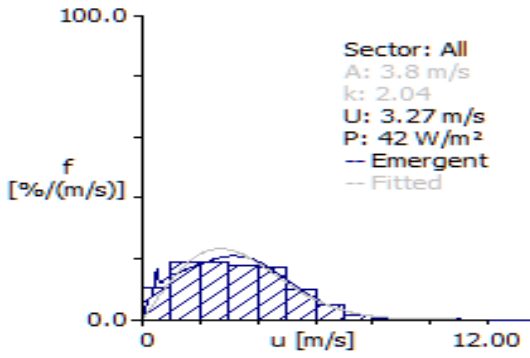
(b) AMJ



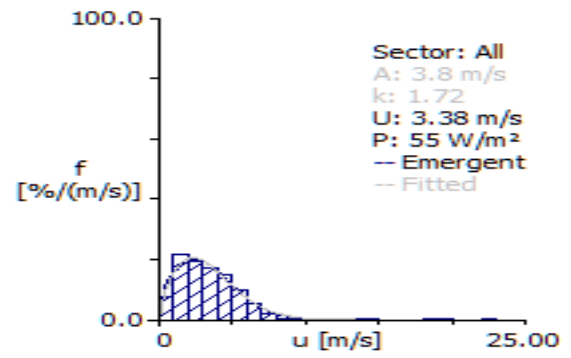
(c) JAS



(d) OND



(e) saison sèche



(f) saison des pluies

Figure 27: Distribution des paramètres de Weibull saisonnière et intra-saisonnière

CONCLUSION

L'objectif de ce travail était l'évaluation des potentiels solaires et éoliens et examiner l'impact des conditions météorologiques (température, pluies, et les aérosols) en basse Casamance. Les données utilisées ont une résolution horaire et couvrent l'année 2016.

L'étude a montré l'existence d'un bon potentiel solaire disponible dans la région. La moyenne annuelle de l'irradiation sur la station est de $4.37 \text{ kW/m}^2/\text{j}$. Le mois le plus favorable à l'exploitation de l'énergie solaire est le mois de mai (avec $5.80 \text{ kW/m}^2/\text{j}$) et le plus petit potentiel solaire est enregistré au mois de janvier (avec $2.95 \text{ kW/m}^2/\text{j}$). L'étude de l'impact de la température, de la pluie et des aérosols sur le rayonnement solaire a montré que :

La température varie dans le même sens que l'ensoleillement alors que la pluie et les aérosols varient inversement en fonction de l'ensoleillement car ils ont un effet d'atténuation du rayonnement solaire disponible.

Le profil journalier type du vent a été déterminé et montre une augmentation de la vitesse de sa valeur minimale à 6 h du matin vers sa valeur maximale qui est généralement observée vers 12 h 30 mn. Le profil annuel du vent présente un cycle saisonnier avec un minimum de 2.55 m/s en novembre en période d'Harmattan et un maximum de 3.89 m/s obtenu au mois de juin en période de mousson en Afrique de l'Ouest. La variabilité intra-saisonnière montre que le minimum est observé en octobre-novembre-décembre (OND) avec 2.93 m/s et le maximum en avril-mai-juin (AMJ) avec 3.87 m/s .

Les données du vent ont été aussi ajustées à la loi de Weibull. La densité de puissance moyenne annuelle disponible sur la station à 10 m est estimée à 48 W/m^2 . Le potentiel éolien est plus important pour le mois juin avec 73 W/m^2 et faible pour le mois de novembre avec 25 W/m^2 . Pour la variabilité intra-saisonnière la puissance minimale est observée en octobre-novembre-décembre (OND) avec 39 W/m^2 et le maximum en avril-mai-juin (AMJ) avec 57 W/m^2 . Les résultats obtenus dans ce travail montrent que les potentiels solaires et éoliens sont intéressants pour l'exploitation de l'énergie solaire et éolienne en utilisant des capteurs solaires (panneaux photovoltaïques et capteurs thermique) et des éoliennes dont les caractéristiques sont adaptées au vent de la station.

Dans la suite du travail, il serait intéressant d'effectuer une évaluation du potentiel éolien et solaire pour une longue période et pour d'autres sites de la Basse Casamance afin d'arriver à établir une carte du potentiel éolien et solaire de cette zone.

Il serait aussi intéressant de faire une étude sur le choix des éoliennes adaptées à la station et aussi des études approfondies sur l'impact des aérosols sur le rendement des capteurs solaires (panneaux photovoltaïques et capteurs thermique).

BIBLIOGRAPHIE

- Akinsanola, A. A., Ogunjobi, K. O., Abolude, A. T., Sarris, S. C. C., Ladipo, K. O.** (2017). Assessment of Wind Energy Potential for Small Communities in South-South Nigeria: Case Study of Koluama, Bayelsa State. *Journal of Fundamentals of Renewable Energy and Applications*, 7 (2), 1-6.
- Akpo, A. B., Damada, J. C. T., Donnou, H. E. V., Kounouhewa, B., Awanou, C. N.** (2015). Evaluation de la production énergétique d'un aérogénérateur sur un site isolé dans la région côtière du Bénin. *Revue des Energies Renouvelables*, 18 (3), 457-468.
- Aspliden, C. I., Lynn, A., De Souza, R. L., Rudder, G.** (1977). Diurnal and semi-diurnal low-level wind cycles over a tropical island. *Boundary-Layer Meteorology*, 12 (2), 187-199.
- Atmosphere, U. S. (1976). Washington DC: US Government Printing Office, 1976.
- Bernard J.** (2007). Energie solaire : calcul et optimisation. Ellipes Edition. Pris cedex 15, 252p.
- Betka, A.** (1997). Optimisation d'un système de pompage photovoltaïque. Thèse de magister, centre universitaire Biskra.
- Bilal, B. O., Sambou, V., Kebe, C. M. F., Ndongo, M., Ndiaye, P. A.** (2007). Etude et Modélisation du potentiel solaire du site de Nouakchott et de Dakar. *J, Sci*, 7 (4), 57-66.
- Bilal, B. O.** (2012). Mise en œuvre de nouvelles approches d'optimisation multi-objectif de systèmes hybrides éolien-solaire-batterie-groupe électrogène (Doctoral dissertation, ESP, UCAD).
- Bilal, B. O., Ndiaye, P. A., Kébé, C. M. F., Ndiaye, A.** (2010). Evaluation du potentiel éolien des sites de Kayar et de Potou Application au choix d'une éolienne adaptée au site. *Journal des Sciences Pour l'Ingénieur*, 12 (1).
- Bou Karam, D.** (2008). *Mécanismes de soulèvement d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest* (Doctoral dissertation, Paris 6).
- Burpee, R. W.** (1972). The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29 (1), 77-90.
- Burpee, R. W.** (1974). Characteristics of North African easterly waves during the summers of 1968 and 1969. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31 (6), 1556-1570.
- Charney, J. G., Stern, M. E.** (1962). On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 19 (2), 159-172.

- Drame, M., Ould Bilal, B., Camara, M., Sambou, V., Gaye, A.** (2012). Impacts of aerosols on available solar energy at Mbour, Senegal. *Journal of Renewable and Sustainable Energy*, 4 (1), 013105.
- Fink, A. H., Vincent, D. G., Ermert, V.** (2006). Rainfall types in the West African Sudanian zone during the summer monsoon 2002. *Monthly weather review*, 134 (8), 2143-2164.
- Fortune, M.** (1980). Properties of African squall lines inferred from time-lapse satellite imagery. *Monthly Weather Review*, 108 (2), 153-168.
- Fichaux, N.** (2003). *Evaluation du potentiel éolien offshore et imagerie satellitale* (Doctoral dissertation, École Nationale Supérieure des Mines de Paris).
- GarattJ.R.** (1992). The atmospheric boundary layer. Cambridge University Press, RoyaumeUni, ISBN 05-214-6755-4. 334.
- Garg, H. P.** (1982). *Treatise on solar energy*. John Wiley Sons.
- Karyampudi, V. M.** (1999). Bull. Am. Meteorol. Soc.80, 1045.
- Harrouni, S., Maafi, A.** (2002). Classification des éclaircissements solaires à l'aide de l'analyse fractale. *Revue Internationale des énergies renouvelables*, 5, 107-122.
- Hsieh, J. S., Cook, K. H.** (2008). On the instability of the African easterly jet and the generation of African waves: Reversals of the potential vorticity gradient. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65 (7), 2130-2151.
- Indhumathy, D., Seshaiyah, C. V., Sukkiramathi, K.** (2014). Estimation of Weibull Parameters for Wind speed calculation at Kanyakumari in India. *International Journal of Innovative Research in Science, Engineering and Technology*, 3 (1), 8340-8345.
- Janicot, S., Sultan, B.** (2007). The large-scale context on the West African Monsoon in 2006. *CLIVAR Exchanges*, (12), 2.
- Kalogiro, S.** (2009). Solar energy engineering: processes and systems. Elsevier Inc. Academic press publication, 1stedition, 756.
- Kébé, A.** (2013). *Contribution au pré dimensionnement et au contrôle des unités de production d'énergie électrique en site isolé à partir des énergies renouvelables: Application au cas du Sénégal* (Doctoral dissertation, Université Paris Sud-Paris XI).
- Kocha, C.** (2011). *Interactions entre poussières désertiques et convection profonde en Afrique de l'Ouest: observation et modélisation à échelle convective* (Doctoral dissertation, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier).

- Laurent, B., Heinold, B., Tegen, I., Bouet, C., & Cautenet, G.** (2008). Surface wind accuracy for modeling mineral dust emissions: Comparing two regional models in a Bodélé case study. *Geophysical Research Letters*, 35(9).
- Liu, B.Y.H. Jordan, R.C.** (1960). The Interrelation Characteristic Distribution of Direct, Diffuse Total Solar Radiation, *Solar Energy*, Vol. 4, 1-19.
- Madougou, S.** (2010). *Étude du potentiel éolien du jet nocturne dans la zone sahélienne à partir des observations de radars profileurs de vent* (Doctoral dissertation, Université Paul Sabatier-Toulouse III). 188.
- Mathon, V., Laurent, H., Lebel, T.** (2002). Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *Journal of applied meteorology*, 41 (11), 1081-1092.
- Merzouk, N. K.** (2006). *Evaluation du gisement énergétique éolien-Contribution à la détermination du profil vertical de la vitesse du vent en Algérie* (Doctoral dissertation, Thèse de doctorat. Université Abou Bekr Belkaid, Tlemcen).
- Mohammed, M. B. S.** (2013). *Optimisation de l'évaluation temporelle du gisement énergétique éolien par simulation numérique et contribution à la réactualisation de l'Atlas des vents en Algérie* (Doctoral dissertation, Université de Tlemcen).
- Muneer, T.** (2004). *Solar radiation and daylight models*. . Department in Oxford, UK, 390.
- Prandtl, L.** (1904). Über Flüssigkeitsbewegung bei sehr kleiner Reibung. *Verhandl. III, Internat. Math.-Kong., Heidelberg, Teubner, Leipzig, 1904*, 484-491.
- Psiloglou, B. E., Santamouris, M., Varotsos, C., Asimakopoulos, D. N.** (1996). A new parameterization of the integral ozone transmission. *Solar Energy*, 56(6), 573-581.
- Pytharoulis, I., Thorncroft, C.** (1999). The low-level structure of African easterly waves in 1995. *Monthly Weather Review*, 127 (10), 2266-2280.
- Triplet, J. P. Roche, G.** (1977). *Météorologie générale, seconde édition*, Editions de la Météorologie Nationale, France, 317.
- Sivakumar, M. V. K.** (1988). Predicting rainy season potential from the onset of rains in Southern Sahelian and Sudanian climatic zones of West Africa. *Agricultural and Forest Meteorology*, 42 (4), 295-305.
- 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.
- Sultan, B., Janicot, S. Drobinski, P.** (2007). The West African monsoon dynamics. Part II: The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *Journal of climate*, 16 (21), 3407-3427.

Stull, R. B. (1988). An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers, Pays Bas, ISBN 90-277-2768-6,680.

Triplet, J. P. Roche, G. (1977). Météorologie générale, seconde édition, Editions de la Météorologie Nationale, France, 317.

Yang, H., Zhou, W., Lu, L., Fang, Z. (2008). Optimal sizing method for stand-alone hybrid solar–wind system with LPSP technology by using genetic algorithm. *Solar energy*, 82 (4), 354-367.

Youm, I., Sarr, J., Sall, M., Ndiaye, A., Kane, M. M. (2005). Analysis of wind data and wind energy potential along the northern coast of Senegal. *Rev. Energ. Ren*, 8 (2005), 95-108.

Zhou, W., Lou, C., Li, Z., Lu, L., Yang, H. (2010). Current status of research on optimum sizing of stand-alone hybrid solar–wind power generation systems. *AppliedEnergy*, 87 (2), 380-389.

WEBOGRAPHIE

<http://www.calitoo.fr>