

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
UNIVERSITE MOULOU MAMMERI, TIZI-OUZOU



FACULTE DE GENIE ELECTRIQUE ET DE L'INFORMATIQUE  
DEPARTEMENT D'ELECTRONIQUE

**Mémoire de fin d'études**  
Présenté en vue de l'obtention  
du Diplôme d'Ingénieur d'Etat en Electronique

Option : Communication

*Thème:*

**Analyse et modélisation des précipitations  
par approche Markovienne à trois états**

Proposé et dirigé par :

**M<sup>r</sup> LAZRI Mourad**

Présenté par :

**M<sup>elle</sup> HAMECHA Baya**

**M<sup>elle</sup> MEZIANI Amel**

Année universitaire 2008/2009



# Remerciements

*On remercie le bon dieu de nous avoir mis sur le droit chemin et de nous éclairer la voie du savoir.*

*On remercie vivement notre promoteur monsieur Mourad LAZRI, d'avoir dirigé ce travail et pour sa constante disponibilité ainsi que pour ses conseils et son soutien tout au long de notre travail.*

*Nos vifs remerciements vont également aux membres de jury qui nous font l'honneur de juger notre travail.*

*On tient à remercier tous les enseignants qui ont assuré notre formation.*

*Enfin, on exprime notre reconnaissance envers toute notre famille, et envers tous ceux qui ont contribué de près ou de loin pour réaliser ce travail.*



# SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	01
-------------------	----

## CHAPITRE I : LE RADAR METEOROLOGIQUE.

I. Définition .....	03
II. Principe de fonctionnement .....	03
II.1.Principe d'émission.....	04
II.2.Principe de réception .....	05
II.3. Equation du radar .....	06
II.4. Facteur de réflectivité radar $Z$ .....	07
II.5.Intensité de précipitation .....	08
III. Estimation des précipitations par radar .....	09
III.1.Relation facteur de réflectivité et intensité de pluie $Z - R$ .....	10
III.2.Etalonnage des données radar .....	10
IV. Principaux modes d'images produites par le radar météorologique .....	11
IV.1.Mode PPI (Plan Positon Indicator).....	11
IV.2.Mode RHI (Range Height Indicator).....	11
IV.3.Mode HTI (Height Time Indicator).....	12
V. Bandes de fréquences radar .....	12
Discussion.....	13

## CHAPITRE II : LES PRECIPITATIONS METEOROLOGIQUES

I. Préambule .....	14
--------------------	----

<b>II. Notion d'échelles .....</b>	<b>14</b>
<b>II.1.Echelles planétaire(P) .....</b>	<b>15</b>
<b>II.2.Echelle synoptique(A).....</b>	<b>15</b>
<b>II.3.Méso échelle(B) .....</b>	<b>15</b>
<b>II.4.Echelle Aérologique(C).....</b>	<b>16</b>
<b>II.5.Micro échelle (D).....</b>	<b>16</b>
<b>III. Différents types de précipitations .....</b>	<b>16</b>
<b>III.1.Les précipitations convectives .....</b>	<b>16</b>
<b>III.2.Les précipitations orographiques .....</b>	<b>17</b>
<b>III.4.Les précipitations frontales .....</b>	<b>17</b>
<b>IV. Répartition des précipitations dans le monde.....</b>	<b>17</b>
<b>V. Les phénomènes météorologiques complexes.....</b>	<b>19</b>
<b>V.1.L'orage .....</b>	<b>19</b>
<b>V.1.1.Structure et formation.....</b>	<b>20</b>
<b>V.1.2. Stade cumulus.....</b>	<b>20</b>
<b>V.1.3.Stade de maturité.....</b>	<b>21</b>
<b>V.1.4.Stade de dissipation .....</b>	<b>21</b>
<b>V.2. Types d'orages.....</b>	<b>22</b>
<b>V.2.1.Les orages de masse d'air .....</b>	<b>22</b>
<b>V.2.2. Orage frontaux .....</b>	<b>23</b>
<b>V.2.3. Orage multicellulaire .....</b>	<b>24</b>
<b>V.2.4.Orage super cellulaire.....</b>	<b>24</b>
<b>V.3.Description de certains paramètres physiques dans un orage.....</b>	<b>25</b>
<b>V.3.1.Température .....</b>	<b>25</b>

V.3.2.Pression .....	26
V.3.3. Éclairs.....	26
V.3.4.La pluie.....	27
V.3.5.La grêle.....	27
V.3.6. Le grésil.....	28
V.3.7.La neige .....	28
V.4. Mousson .....	28
V.5.Cyclone .....	29
V.5.1.Structure d'un cyclone .....	29
V.5.2.formation d'un cyclone.....	30
V.6.Tornado .....	31
V.6.1. Description du phénomène.....	32
V.6.2.Formation d'une tornade .....	33
Discussion.....	33

### **CHAPITRE III : ELEMENTS ESSENTIELS DES CHAINES DE MARKOV**

I. Préambule .....	34
II. Chaîne de Markov à espace d'états discret .....	35
III. Etats et passage d'un état à un autre état (changement d'états) .....	35
IV. La matrice de transition associée à une chaîne de Markov .....	36
V. Graphe associé à une chaîne de Markov finie .....	38
VI. Loi de probabilité stationnaire .....	40

VIII. Etats absorbants dans une chaîne de Markov .....	41
IX. Chaîne irréductible.....	42
X. Profondeur ou ordre d'une chaîne de Markov .....	44
XI. Homogénéité.....	45
Discussion.....	46

## CHAPITRE IV : ANALYSE ET MODELISATION DES PRECIPITATIONS PAR APPROCHE MARKOVIENNE

I. Préambule .....	47
II. Méthode d'analyse et de modélisation adoptée.....	48
III. Données .....	48
IV. Méthodologie.....	50
IV.1.Découpage en zones climatiquement homogènes .....	50
IV.2.Série chronologique d'observation .....	51
IV.3.Analyse par une chaîne de Markov .....	54
IV.4.Modélisation par une chaîne de <i>Markov</i> d'ordre un à trois états .....	55
V. Résultats et interprétations .....	55
Discussion.....	59
CONCLUSION .....	60

ANNEXE.

BIBLIOGRAPHIE.

## **INTRODUCTION**

L'étude des précipitations (pluie, neige, grêle) est une préoccupation majeure des physiciens de l'atmosphère, elle intéresse de nombreux domaines d'application, entre autre, agriculture, hydrologie, télécommunications, navigation aérienne et maritime...etc. De plus, leur étude est essentielle pour calculer l'atténuation des ondes électromagnétiques en télécommunications et en télédétection micro-ondes. Leur mesure se fait par des méthodes directes (pluviomètre, disdromètre,...) ou par télédétections (radar, satellite). De nombreuses recherches se sont intéressées à l'étude des précipitations. En effet, des méthodes statistiques ont été appliquées à l'analyse des données de précipitations [1]. Cependant, les difficultés rencontrées pour analyser correctement les données de précipitations font l'objet depuis quelques années de plusieurs travaux de recherche [10]. En effet, la dégradation des moyens traditionnels, la collection des données de précipitations dans des régions à accès difficile, la forte variabilité spatio-temporelle des précipitations, sont parmi les préoccupations des récentes études [5 ].

Dans la région de bordeaux située à une latitude: 44-50N, une longitude: 00-42W et une altitude: 49 m, peu de stations pluviographiques sont disponibles sur le territoire, ce qui rend difficile la collecte des données de précipitations à des échelles appropriées et par conséquent leur analyse. Pour appréhender ces aléas pluviométriques, la contribution présentée ici concerne l'analyse des données de précipitations issues du radar météorologique par la méthode des chaînes de *Markov*.

Le radar météorologique est l'un des instruments le plus utilisé de par le monde pour l'observation météorologique. En effet, il fournit une couverture continue des champs de précipitations à des échelles spatiotemporelles fines. De plus, le radar côtier fournit des informations pour des régions à accès difficile comme la mer. Actuellement, les données radars météorologiques qui permettent de localiser et de suivre des champs de

précipitations, sont largement utilisées pour les besoins hydrologiques et la prévention contre les catastrophes naturelles. Une bonne description stochastique des Précipitations aidera à apporter des informations capitales en hydrologie et améliorera la prévision des crues et des catastrophes naturelles.

Les chaînes de *Markov* ont été très largement utilisées à l'analyse des phénomènes aléatoires persistant [9]. Cette technique a été appliquée aux données radar météorologique dans la région de Nord de l'Algérie [10]. Cependant, l'inconvénient est le fait que la série construite n'est pas représentative, seul deux états ont été considérés. Pour bien représenter ce phénomène de précipitation, nous avons considéré trois états à savoir, état à forte précipitation, état à moyenne précipitation et état à faible ou absence de précipitation. Le travail consiste à analyser des séries chronologiques constituées de trois états par la méthode des chaînes de *Markov*.

Compte tenu de ces objectifs, nous avons organisé notre travail comme suit :

Dans le premier chapitre, nous avons décrit les caractéristiques générales du radar météorologique et son principe de fonctionnement.

La présentation des précipitations météorologiques fait l'objet de deuxième chapitre.

Le troisième chapitre, porte sur les éléments essentiels des chaînes de *Markov*.

Nous présentons dans le quatrième chapitre, la méthode adoptée pour l'analyse et la modélisation du phénomène de précipitation. Les résultats obtenus par l'application des hypothèses markovienne sont également présentés dans ce chapitre.

Enfin, ce mémoire est clôturé par une conclusion et des perspectives ouvertes par ce travail.

## CHAPITRE I

### LE RADAR METEOROLOGIQUE

#### **I. Définition:**

Parmi les appareils de mesure de paramètres météorologiques le RADAR

« Radio Détection and Ranging », que l'on peut traduire par « détection et estimation de la distance par onde radio » ou plus « radio repérage ». Le radar a d'abord été utilisé à partir des années 1930 pour la détection des avions. La possibilité d'utiliser le radar comme détecteur de précipitation fut découverte pendant la deuxième guerre mondiale, les opérateurs des radars micro-ondes des armées alliées remarquèrent du bruit dans les images. Ces bruits s'avérèrent être des échos venant des précipitations (pluie, neige,...etc.). Ce qui a mené au développement des radars météorologiques après la fin des combats.

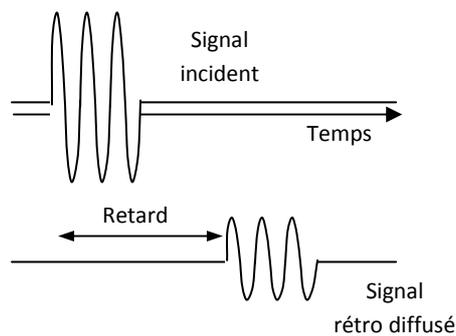
Entre 1980-2000 les réseaux de radar météorologique se généralisent en Amérique du nord, en Europe, au Japon, et dans certains autres pays. Les radars conventionnels sont remplacés par des radars pouvant détecter non seulement l'intensité des précipitations mais également leurs vitesses de déplacement.

Le radar météorologique est utilisé pour repérer les précipitations calculer leurs intensités leurs déplacements et déterminer leurs types.

#### **II. Principe de fonctionnement :**

Le radar est un système qui utilise les ondes radio pour détecter et déterminer la distance et ou la vitesse des précipitations. Un émetteur envoie des ondes radio qui sont réfléchies par les cibles et détectées par un récepteur, souvent situé au même endroit. Cette fraction renvoyée vers le radar constitue le signal utile.

Le radar émet un faisceau d'ondes électromagnétiques, ces ondes sont à la fois puissantes très brèves et de fréquence élevée, elles se déplacent à la vitesse de la lumière  $3.10^8$  m/s ; puis elles sont rétrodiffusées par les gouttes de pluie, les grêlons ou la neige. La mesure du délai entre l'émission et la réception permet d'évaluer la distance parcourue par l'onde en divisant la distance d'aller retour par la vitesse des ondes électromagnétiques. La figure I.1 montre le signal incident et le signal rétrodiffusé.



**Fig. I .1.** Signal incident et signal rétrodiffusé

L'orientation de l'antenne et le temps écoulé entre l'émission de l'impulsion et la réception du signal permet de localiser la région diffusante en direction et en distance. Le radar localise ainsi les zones de précipitations et mesure leurs intensités à des distances atteignant 200 à 300Km.

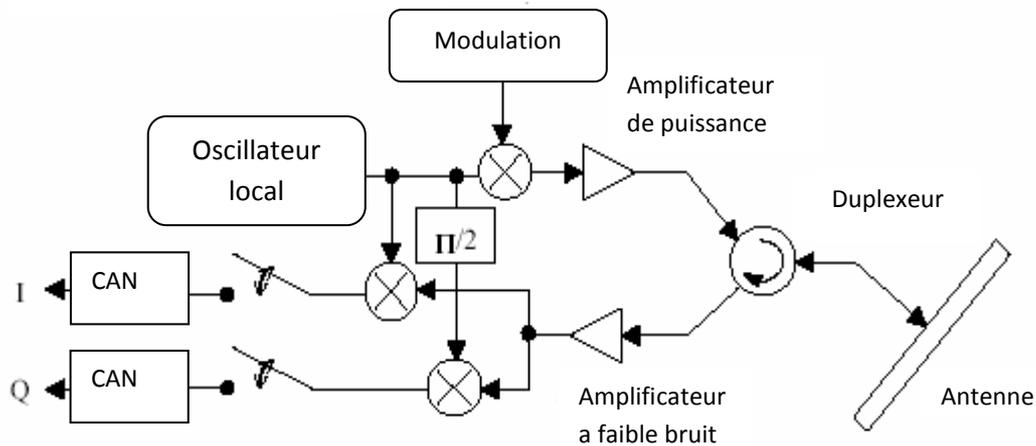
## **II.1.Principe d'émission :**

Une impulsion électromagnétique est produite par un oscillateur (magnétron, klystron ou autre) électronique. Elle est envoyée à travers un tube guide d'onde à une antenne parabolique qui l'émet vers la précipitation. Chaque impulsion a une certaine largeur qui dépend des caractéristiques de l'antenne et une certaine profondeur qui dépend de sa durée (de l'ordre de la microseconde). Ainsi, une impulsion sonde un

volume de l'atmosphère qui augmente avec la distance au radar comme  $hr^2\theta^2$  (h : largeur de l'impulsion, r la distance au radar et  $\theta$  l'angle d'ouverture du faisceau).

## II.2.Principe de réception :

L'antenne de réception est ordinairement la même que celle qui a émis l'impulsion hyperfréquence. Le système doit donc alterner entre des phases d'émission et de réception afin de réceptionner les échos radar. C'est le rôle assuré par le duplexeur.



**Fig. I.2.** Synoptique de l'instrument radar.

Mais l'antenne réceptrice peut être différente de l'antenne émettrice, afin d'étudier des polarisations croisées. Toutefois, dans tous les cas, le principe de la réception reste le même :

- le signal est d'abord amplifié.
- Il est ensuite transmis à deux démodulateurs couplés avec l'oscillateur local, qui extraient la porteuse du signal de départ. Les démodulateurs sont déphasés de  $\pi/2$  afin d'extraire deux projections du signal dans l'espace des phases (partie réelle et

partie imaginaire du signal). Le signal généré est nettoyé de la porteuse (dont la fréquence a été doublée par le démodulateur) par un filtre passe bas.

- Deux convertisseurs analogique / numérique permettent de générer l'information qui sera stockée et éventuellement traitée.

### II.3. Equation du radar:

Les météorologistes intéressés par l'observation des échos de pluie se sont penchés sur la détermination des paramètres intervenant d'un radar pour pouvoir choisir les performances d'un radar ou comprendre son système de fonctionnement. Il est nécessaire d'étudier et de discuter son équation. Cette équation exprime la relation entre la puissance de l'onde émise par le radar et celle rétrodiffusée par la pluie et propriétés du volume diffusant une cible située à une distance  $r$ , en fonction des caractéristiques du radar et les conditions météorologiques. Si on néglige l'atténuation atmosphérique la puissance reçue à l'antenne est égale à [15] :

$$P = \sigma S P_t \frac{G_m}{(4\pi r^2)^2} \quad (\text{I.1})$$

Où  $S$  est la surface effective de l'antenne. Elle est donnée comme suit :

$$S = G_m \frac{\lambda^2}{4\pi} \quad (\text{I.2})$$

$\lambda$  est la longueur d'onde. Dans ce cas, l'équation devient :

$$\frac{P}{P_t} = \sigma G_m^2 \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \quad (\text{I.3})$$

La cible interceptée par le radar est aussi caractérisée par la réflectivité radar qui est donnée par :

$$\eta = \sum \sigma_i / V \quad (\text{I.4})$$

Où  $V$  est le volume d'impulsion contenant une multitude de centres diffuseurs de section efficace  $\sigma_i$ .

En tenant compte de l'atténuation atmosphérique ( $L_a$ ) et de l'affaiblissement ( $L_r$ ) dans le récepteur, l'équation du radar prendra la forme générale qui est [15] :

$$\frac{P}{P_t} = \frac{G_m^2 \cdot \lambda^2 \cdot \theta_0 \cdot \varphi_0 \cdot c \cdot \tau \cdot L_a^2 \cdot L_r \cdot \eta}{1024 \cdot \pi^2 \cdot L_n \cdot 2} \cdot \frac{\eta}{r^2} \quad (\text{I.5})$$

Avec  $\theta_0$ ,  $\varphi_0$  sont des angles d'ouvertures à 3dB en site et en azimut,  $c$  la vitesse de propagation des ondes, et  $\tau$  la durée de l'impulsion radar. L'équation peut se mettre sous la forme suivante:

$$P = A \cdot L_a^2 \cdot \frac{\eta}{r^2} \quad (\text{I.6})$$

$A$  est la constante du radar considéré, est obtenue par la mesure des caractéristiques de ce dernier.

#### II.4.Facteur de réflectivité radar $Z$ :

L'écho de retour réfléchi par les cibles est également analysé pour son intensité afin d'établir le taux de précipitation dans le volume sondé. On utilise une longueur d'onde radar entre 1 et 10 cm afin que le retour agisse selon la loi de Rayleigh, c'est-à-dire que l'intensité de retour est proportionnelle à une puissance du diamètre des cibles en autant que celles-ci (pluie, flocons, etc.) soient beaucoup plus petites que la longueur d'onde du faisceau radar. C'est ce qu'on nomme la réflectivité ( $Z$ ). Cette intensité varie en fait comme la  $\sigma^6$  puissance du diamètre des cibles de diamètre  $D$  (le sixième moment) multiplié par la distribution des gouttes de pluie [15] :

$$Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 N(D) dD \quad (\text{I.7})$$

Où  $N(D)dD$  exprime le nombre de particules de dimensions comprises entre  $D$  et  $D + dD$ . Dans le cas où le spectre discret, le facteur de réflectivité est donné par [15] :

$$Z = \sum_i \Delta Z_i = \sum_i [N_i(D_i) \Delta D_i] D_i^6 = \sum_i n_i(D_i) D_i^6. \quad (\text{I.8})$$

Le facteur  $Z$  est une caractérisation de la répartition moyenne de la population des diffuseurs dans le volume  $V$ .  $Z$  est donné par [14] :

$$Z = \frac{1}{V} \sum_i D_i^6 \quad (\text{I.9})$$

Comme nous l'avons indiqué, le facteur  $Z$  est exprimé en  $mm^6/m^3$ . A cette unité, on associe une échelle logarithmique définie par comparaison avec un niveau de référence de  $1 mm^6/m^3$ . Ainsi, le facteur de réflectivité sera exprimé en  $dBZ$  [15] :

$$Z(\text{dBZ}) = 10 \log [Z(\text{mm}^6/m^3)] \quad (\text{I.10})$$

## II.5. Intensité de précipitation $R$ :

Les précipitations se définissent par leur intensité. L'intensité de pluie notée  $R$  exprimée par unité de temps et de surface (quantité d'eau traversant une unité de surface pendant un intervalle de temps; en d'autres termes c'est la hauteur d'eau / temps).

Elle est donnée selon la relation suivante [15]:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 V_t(D) N(D) dD \quad (\text{I.11})$$

$V_t(D)$  représente la vitesse terminale de chute d'une goutte de pluie de diamètre  $D$  en l'absence de courant d'air vertical. Elle est fonction de son diamètre et donnée par la relation suivante [15] :

$$V_t(D) = k.D^\alpha \quad (\text{I.12})$$

Où  $k$  et  $\alpha$  sont des coefficients.

## III. Estimation des précipitations par radar :

La mesure sur des grandes étendues de la quantité de précipitation atteignant le sol est pratiquement réalisable à l'aide d'un seul radar. Cela se fait par l'interprétation du signal radar en intensité de précipitation. En effet, le radar permet le sondage en volume de l'atmosphère. L'estimation des pluies est basée principalement soit sur la mesure de la réflectivité des précipitations, soit sur celle de l'atténuation subie par le rayonnement au cours de la propagation dans le milieu diffusant. Chacune de ces quantités peut être reliée par des formules approximatives simples à l'intensité de précipitations. Ces formules permettent d'obtenir la quantité de précipitations atteignant une surface au moment de la mesure.

### III.1. Relation facteur de réflectivité et intensité de pluie $Z - R$ :

Comme ce qu'on obtient au sol est une quantité de précipitations, on veut trouver la relation entre la réflectivité équivalente et ce qu'on mesure. Le taux de précipitation ( $R$ ) est égal au nombre de particules, leur volume et leur vitesse de chute. On voit donc que  $Z$  et  $R$  ont une formulation similaire et en résolvant les équations on arrive à une relation du type [15] :

$$Z = aR^b \quad (\text{I.13})$$

Où  $a$  et  $b$  dépendent du type de précipitations (pluie, neige,...etc.).

### III.2. Etalonnage des données radar :

Plusieurs méthodes d'étalonnage ont été proposées pour déterminer la relation entre le facteur de réflectivité radar  $Z$  et l'intensité de pluie correspondant au sol  $R$ . la plupart de ces méthodes reposent sur la détermination des coefficients de la relation (équation  $Z=aR^b$ ). Les coefficients de la formule de conversion  $Z-R$  influent sur la précision des estimations de précipitation. Ils varient dans l'espace et dans le temps. Ils dépendent de divers facteurs tels que le type de précipitation, les effets locaux (orographiques et côtier, etc..), soit de façon générale des processus dynamiques, microphysique et cinématiques affectant la croissance des précipitations. C'est pourquoi, l'on doit procéder à un étalonnage [15].

La méthode qui a montré beaucoup d'intérêts, c'est la méthode d'étalonnage par la confrontation avec les données au sol. Cette méthode est basée sur la comparaison entre les pluies mesurées par radar aux pluies mesurées par un réseau de pluviographes. Dans cette technique d'ajustement, on fait correspondre les cumuls de pluie estimés par radar aux cumuls des pluies recueillies par les pluviomètres uniquement sur des sites. On calcule pour un cumul un facteur de correction  $f_c$  défini comme suit [15]:

$$fc = \frac{R_{vrai}}{R_{mesurée}} \quad (I.14)$$

Où  $R_{vrai}$  représente le cumul journalier obtenu à partir des stations pluviographiques contenues dans la zone d'étude et  $R_{mesurée}$  est la correspondance obtenue sur les échos des mêmes précipitations. Ensuite, on applique le facteur de correction à l'ensemble du champ radar, en utilisant la forme logarithmique de l'équation (I.15), à savoir :

$$Z_v (dBZ) = Z_m (dBZ) + \log(fc) \quad (I.15)$$

Où  $Z_m$  est la donnée radar observée et  $Z_v$  est la valeur corrigée.

#### **IV. Principaux modes d'images produites par le radar météorologique :**

Toutes les données obtenues par le sondage radar sont affichées selon leur format. Ainsi, la visualisation du signal radar reçu peut se faire selon trois modes appelés respectivement : PPI, RHI et HTI.

##### **IV.1.Mode PPI (Plan Positon Indicator) :**

C'est une représentation de la forme et de la position de la cible en azimuth dans le système de coordonnées polaires. Cette représentation est obtenue en imprimant à l'antenne radar un balayage circulaire ou semi circulaire et en synchronisant ce balayage à celui d'une base de temps circulaire d'un oscilloscope jouant le rôle d'organe de visualisation.

##### **IV.2.Mode RHI (Range Height Indicator):**

C'est une représentation de la forme et de la position de la cible en site dans le système de coordonnées polaires. On adapte le même principe de balayage que celui de la représentation précédente.

### IV.3.Mode HTI (Height Time Indicator):

C'est une représentation de l'intensité du signal émis et de l'écho en fonction du temps. Cette représentation permet de trouver la distance qui sépare la cible du radar.

### V. Bandes de fréquences radar :

Selon leurs applications, les radars météorologiques fonctionnent dans des bandes des hyperfréquences. Le tableau suivant résume les différentes bandes de fréquence radar

Fréquence	Longueur d'onde	bande	Applications météorologiques
1500 Mhz	20 cm	L	Vitesse du vent
3000 Mhz	10 cm	S	Prévisions des intempéries et de la grêle. mesure des précipitations
6000 Mhz	5 cm	C	Caractérisation des nuages. mesure des précipitations.
10000 Mhz	3 cm	X	Caractérisation des nuages.
30000 Mhz	1 cm	K	Mesure de l'atténuation par les précipitations de l'onde radar.

**Tab. I.1.**Bandes de fréquences utilisés par les radars météorologiques.

**Discussion :**

Dans ce premier chapitre, nous avons présenté l'un des instruments utilisé en télédétection qui est le radar météorologique. Nous avons commencé à décrire son principe de fonctionnement, son rôle dans la mesure des cibles atmosphérique et les relations d'approximation entre le facteur de réflectivité et l'intensité de précipitation, ainsi que les principaux modes d'images produites par le radar météorologique.

## CHAPITRE II

### LES PRECIPITATIONS METEOROLOGIQUES

#### I. Préambule :

En météorologie, le terme précipitation désigne des cristaux de glace ou des gouttelettes d'eau ayant été soumis à des processus de condensation et d'agrégation à l'intérieur des nuages. Ils sont devenus trop lourds pour demeurer dans l'atmosphère et tombent au sol. L'observation d'un phénomène météorologique de type déterminé montre que son étendue au sein de l'atmosphère reste incluse à maturité dans une certaine échelle de variation (verticale et surtout horizontale), par exemple entre quelques kilomètres et quelques dizaines de kilomètres de diamètre ; en outre, il n'apparaît ni ne disparaît alors de façon désordonnée, mais se maintient et évolue distinctement en qualité d'objet météorologique durant un certain intervalle de temps, par exemple entre quelques dizaines de minutes et quelques heures. L'estimation d'un tel intervalle, tout comme celle d'une telle étendue, dépendent fortement de l'identification du phénomène. En effet, suivant la nature de ce dernier : perturbation , cyclone tropical , orage , brise , thermique , échange turbulent , etc.. , sa dimension spatiale et sa durée de vie, quoique variables d'une occurrence à l'autre, s'écarteront respectivement assez peu d'un ordre de grandeur qui caractérise dans l'espace et le temps le type de phénomène observé et qui est appelé son échelle spatio-temporelle, ou simplement son échelle.

#### II. Notion d'échelles :

Les phénomènes observables peuvent être regroupés suivant leur dimension et leur durée de vie. C'est ce que l'on appelle en météorologie échelle spatiale et échelle

temporelle respectivement. En outre, on peut associer chacune de ces échelles à un mode d'observation particulier.

La notion d'échelle a été officialisée par le programme de recherche sur l'Atmosphère Globale (GARP). Cinq échelles ont été définies ainsi que les impératifs d'exploitation qui leur sont liés ; ce sont [2] :

### **II .1. Echelles planétaire(P) :**

Elle se rapporte aux phénomènes en liaison avec la circulation générale .On peut citer l'exemple de l'alternance des saisons sèches et pluvieuses des régions intertropicales. Ces phénomènes sont associés aux grandes fluctuations saisonnières de l'atmosphère. Ils s'étendent sur des zones de plusieurs milliers de kilomètre et leur durée de vie est de l'ordre du mois ou de l'année .On peut les observer et les étudier grâce aux satellites géostationnaires.

### **II.2. Echelle synoptique(A) :**

Les phénomènes de l'échelle synoptique intéressent de vastes régions de l'ordre de 1000 à 10000 Km et persistent pendant plusieurs jours .L'étude et l'analyse de tels phénomènes sont faites grâce aux réseaux d'observations en surface et en altitude dont la maille doit être comprise entre 250à 500 Km et la fréquence des observations de un à deux fois par jour. La mousson, les lignes de grains de L'Afrique tropicale et les cyclones tropicaux sont de bons exemples parmi tant d'autres.

### **II.3. Méso échelle(B) :**

Elle est rattachée aux phénomènes dont la dimension est comprise entre 100 et 1000Km. Vents régionaux ou locaux, la brise de mer / terre ou encore les ondulations

d'un courant aérien que l'on peut déceler en altitude après le passage d'une barrière montagneuse, entrent dans cette catégorie. La ligne de grains est considérée également comme étant un phénomène d'échelle B.

#### **II.4. Echelle Aérologique(C) :**

Elle est relative aux phénomènes dont la dimension est comprise entre 10 et 100Km. Les orages des échelles de catégories B et C et la ligne de grains peuvent être recensés dans cette échelle.

#### **II.5. Micro échelle (D) :**

L'échelle D se rapporte aux phénomènes dont la dimension est comprise entre 1 et 10 Km et peut être donc considérée comme une échelle de laboratoire. On peut y inclure tout phénomène ayant une dimension de l'ordre du mètre et une durée de vie de l'ordre de la seconde à la minute. Les tourbillons de poussière, les remous observés dans un écoulement atmosphérique à cause de la rugosité du sol et du frottement occasionné, ou encore les rafales de vent, la convection, la turbulence en sont des exemples.

### **III. Différents types de précipitations :**

#### **III .1. Les précipitations convectives :**

Elles résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont associées aux cumulus et cumulo-nimbus, à développement vertical important, et sont donc générées par le processus de Bergeron [14]. Les précipitations résultantes de ce processus sont en général orageuses, de courte durée (moins d'une heure), de forte intensité et de faible extension spatiale.

### **III. 2. Les précipitations orographiques :**

Ce type de précipitations résulte de la rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique particulière. Par conséquent, ce type de précipitations n'est pas « spatialement mobile » et se produit souvent au niveau des massifs montagneux. Les caractéristiques des précipitations orographiques dépendent de l'altitude, de la pente et de son orientation, mais aussi de la distance séparant l'origine de la masse d'air chaud du lieu de soulèvement. En général, elles présentent une intensité et une fréquence assez régulières.

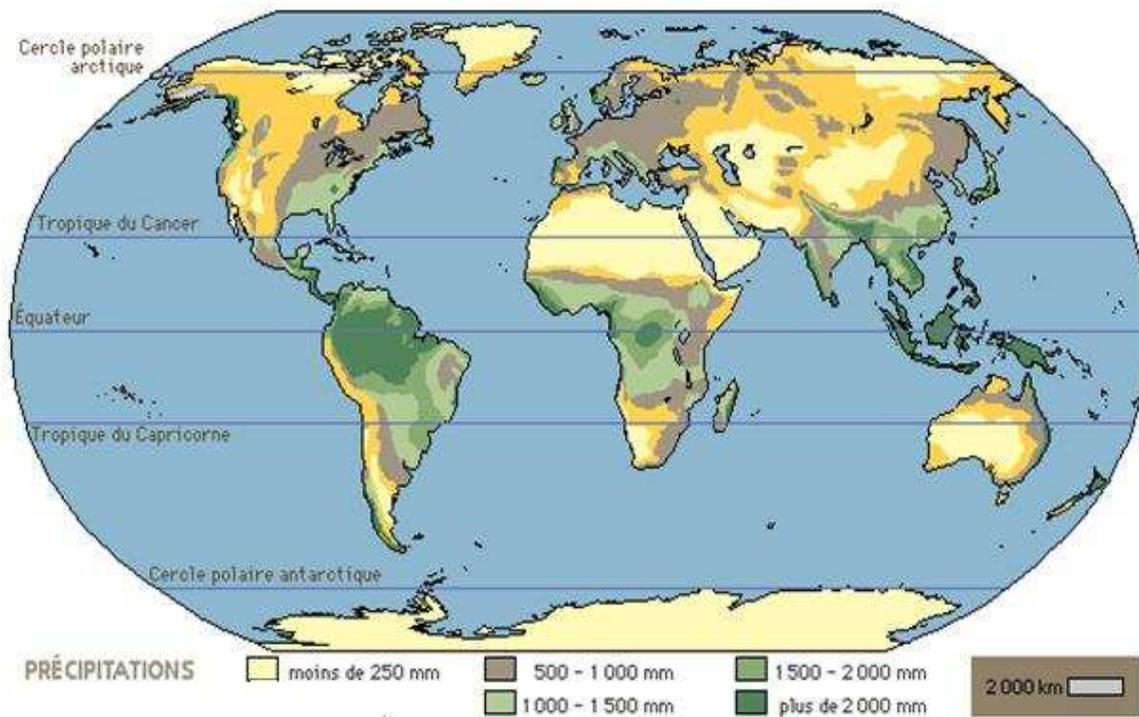
### **III.4. Les précipitations frontales :**

Elles sont associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents, que l'on nomme « fronts ». Les fronts froids (une masse d'air froide pénètre dans une région chaude) créent des précipitations brèves, peu étendues et intenses. Du fait d'une faible pente du front, les fronts chauds (une masse d'air chaude pénètre dans une région occupée par une masse d'air plus froide) génèrent des précipitations longues, étendues, mais peu intenses.

## **IV. Répartition des précipitations dans le monde :**

Les précipitations pluie, neige, verglas et grêle sont liées aux mouvements d'air, et aux variations des paramètres température pression, et humidité. Les masses d'air qui contiennent de la vapeur d'eau se réchauffent elles commencent à s'élever et par conséquent elles se refroidissent. Un nuage se forme lorsque des masses d'air humides se refroidissent jusqu'à atteindre une température critique ; la vapeur d'eau condense alors sur toutes particules qui flottent dans l'air. Les totaux de précipitations les plus élevés se produisent près de l'équateur dans les tropiques, ou le réchauffement par le

soleil crée un soulèvement vertical significatif d'air qui donne naissance à des pluies lourdes prolongées d'orages fréquents. Les totaux annuels de précipitations dans les tropiques excèdent habituellement les 2.500 millimètres, et peuvent atteindre un cumul de 10.000 millimètres. Ce record est observé en présence de moussons ou dans les régions montagneuses qui accentuent le soulèvement de l'air. Dans les régions polaires on enregistre de faibles intensités de précipitations car l'air est trop froid pour contenir beaucoup de vapeur d'eau. En outre, l'air lourd et froid réduit considérablement la formation de nuage. En fait, certaines régions de l'antarctique et de l'arctique sont aussi sèches que les climats chauds des déserts subtropicaux, ou la haute pression limite également la formation de nuages et les précipitations. Les déserts chauds et froids peuvent recevoir moins de 250 millimètres de précipitation tous les ans. En effet dans quelques parties subtropicales, la pluie peut ne pas tomber pendant plusieurs années. Les latitudes moyennes de zones tempérées ont des niveaux modérés de précipitation dont une grande partie est associée au développement des dépressions frontales qui se forment quand des masses d'air polaires froides et subtropicales chaudes se heurtent. Les saisons peuvent aussi influencer sur la distribution des précipitations. En effet les régions les plus proches de l'équateur peuvent avoir deux saisons sèches. Les plus grandes précipitations se produisent aux équinoxes de mars et de septembre. Loin de l'équateur, on peut distinguer une saison sèche et humide. Dans l'hémisphère nord, les pluies les plus fortes se produisent en juin et juillet. Dans l'hémisphère sud, la saison des pluies se produit en décembre et janvier. Dans les latitudes moyennes tempérées, les systèmes de basses pressions frontaux dominant en hiver, et les précipitations tendent à être plus importantes à ce moment de l'année, comme au royaume uni. En été, les anticyclones à haute pression subtropicales augmentent pour influencer les scénarios du temps. Par conséquent, les précipitations sont en quelque sorte éphémère et sont de nature convective, résultant du soulèvement de l'air pendant la chaleur élevée de la journée et la génération de lourdes pluies de courte durée et des orages. La figure II.1 donne la répartition des précipitations annuelles dans le globe.



**Fig. II.1 :** Précipitations annuelles dans le monde.

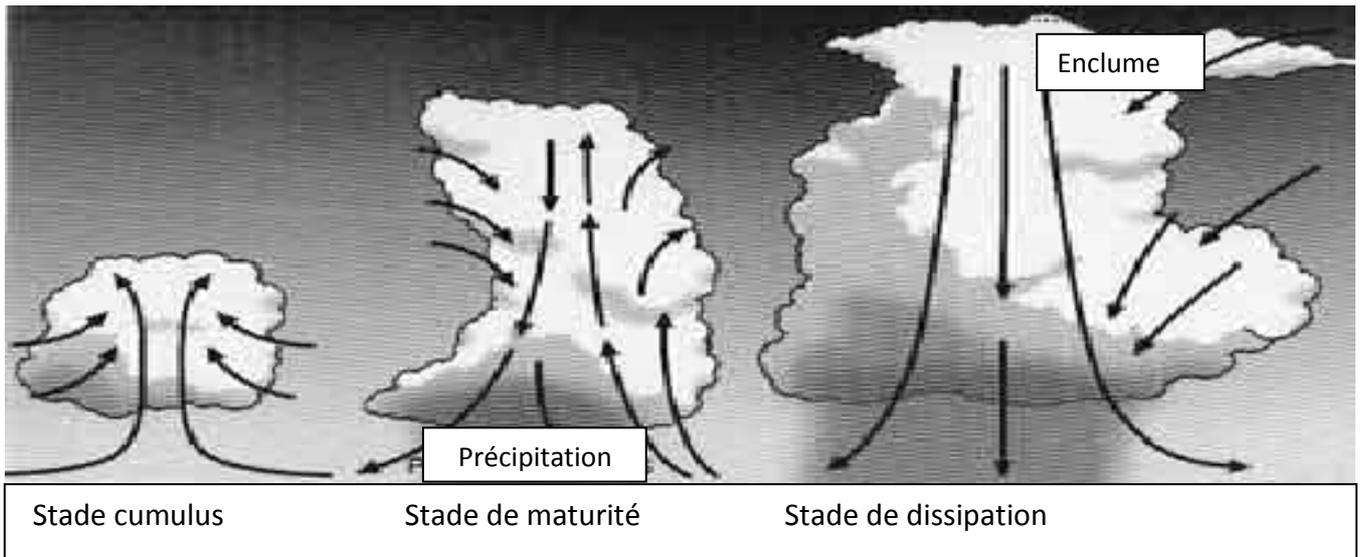
## V. Les phénomènes météorologiques complexes :

### V.1. L'orage :

Un orage est l'un des phénomènes atmosphériques les plus spectaculaires. Les orages sont des nuages au sein desquels se produisent des décharges électriques qui se manifestent par des éclairs et des tonnerres. Le nuage caractéristique des orages est le cumulonimbus, reconnaissable par sa grande extension verticale et sa forte densité. Dans tous les cas d'orage important, l'air est instable en profondeur, de la surface aux hautes altitudes. Comme préalables, il doit y avoir une humidité relative élevée dans les bas niveaux, un air plus sec en altitude, et très souvent un facteur important de soulèvement, tel une montagne ou un front froid.

### V.1.1. Structure et formation :

Un nuage d'orage est composé de cellules à divers stades de sa formation. Au plan horizontal, la masse nuageuse peut couvrir de 30 à 500 Km. Généralement, ces cellules sont reliées entre elles par d'importantes couches de nuages. A mesure que l'orage évolue, chaque cellule grossit et gagne une altitude supérieure à celle de la cellule précédente. La fig. II.2 montre les différents stades de formation d'un orage.



**Fig. II.2.** Evolution d'une cellule orageuse.

### V.1.2. Stade cumulus :

Durant ce stade, la cellule est caractérisée par des mouvements ascendants à travers toute la cellule. Ces mouvements ascendants sont les plus importants dans la partie supérieure du nuage où ils atteignent 20 à 25 m/s ( $> 72\text{Km/h}$ ). L'air converge horizontalement vers le nuage à tous les niveaux traversés par ce dernier. Ces mouvements ascendants maintiennent en suspension l'eau liquide formée, empêchant les précipitations en surface. Aucun éclair n'est observé durant ce stade dont la durée est de dix à quinze minutes. Les températures à l'intérieur d'une cellule bien développée sont plus élevées que celles de l'air environnant aux altitudes correspondantes.

**V.1.3. Stade de maturité :**

Le stade de maturité commence lorsque les précipitations commencent à tomber de la base du nuage. L'importante quantité d'eau tombant à travers le nuage provoque, par frottement, un renversement du sens des courants verticaux. Un courant descendant prend naissance dans la partie précipitante de la cellule et s'étend ensuite aux autres parties de la cellule. Les courants ascendants persistent cependant à côté des courants descendants et atteignent leur plus grande amplitude au début de ce stade et dans la partie supérieure du nuage (ils peuvent, localement, dépasser 25 m/s. Les mouvements descendants sont généralement moins violents que les mouvements ascendants; ils sont les plus importants dans la partie inférieure du nuage. La limite entre les mouvements ascendants et descendants constitue une zone de turbulence sévère et de fortes accélérations verticales. Ce stade de maturité constitue la période d'orage; il dure de quinze à vingt minutes. On y observe des éclairs soit au sein même du nuage (éclairs horizontaux Cloud-Cloud ou CC, dits "crawler") soit dirigés vers le sol (éclairs Cloud-Ground ou CG) accompagnés de tonnerre et d'averses (de pluie, de neige ou de grêle en fonction des circonstances). Les températures sont plus basses dans les courants descendants en comparaison avec l'air environnant et contrastent spécialement avec les températures dans les courants ascendants; les plus grandes anomalies négatives s'observent dans la partie inférieure du nuage (négatives dues à la friction, positives par induction).

**V.1.4. Stade de dissipation :**

Le stade de dissipation commence dès que les courants ascendants disparaissent et que les courants descendants ont envahi l'ensemble de la cellule. Le nuage commence à se dissiper. La dissipation totale ou la stratification intervient dès que la pluie (ou la neige) et les courants descendants cessent. Le sommet du nuage prend la forme caractéristique d'une enclume qui peut s'étendre horizontalement sur plusieurs kilomètres. Dès le début de ce stade, qui dure environ 30 minutes, les risques d'orage

disparaissent. Lorsque les mouvements descendants cessent, les températures à l'intérieur de la cellule deviennent égales à celles de l'air environnant à même altitude.

## **V.2. Types d'orages :**

On classifie les orages selon leur processus de formation. Il y a les orages de masse d'air, et ceux associés aux fronts. Dans les deux cas, ces orages peuvent être très destructeurs. Cependant, le déplacement d'un front, qui génère des orages, est facilement détectable par photos satellitaires ou radar. Par conséquent, il est donc plus facile de prévoir les orages frontaux que ceux des masses d'air.

### **V.2.1. Les orages de masse d'air:**

Les orages peuvent se produire par suite du réchauffement diurne, du passage d'air froid et humide sur une surface plus chaude ou par ascendance orographique. La topographie est donc un facteur très important. Même si une masse d'air a des propriétés de température et d'humidité relativement uniformes au plan horizontal, la topographie peut changer localement ces propriétés. Par exemple, l'air près de la surface d'un lac est plus humide qu'à l'intérieur des terres. Le déplacement des orages dépend uniquement des vents en altitude. De fait, s'il ne vente pas, les orages resteront presque stationnaires. Réchauffement diurne de l'air humide ; dans ces conditions, les orages se produisent l'après-midi et en début de soirée par jour chaud de printemps ou d'été. Ils ont tendance à être isolés. La nuit, lorsque le sol se refroidit, l'air se stabilise dans les couches inférieures et l'activité orageuse cesse.

Air froid et humide se déplaçant au-dessus d'une surface plus chaude. Les orages ont alors mêmes propriétés que celles décrites plus haut. Ils sont fréquents près des zones côtières lorsque les vents du large sont dominants.

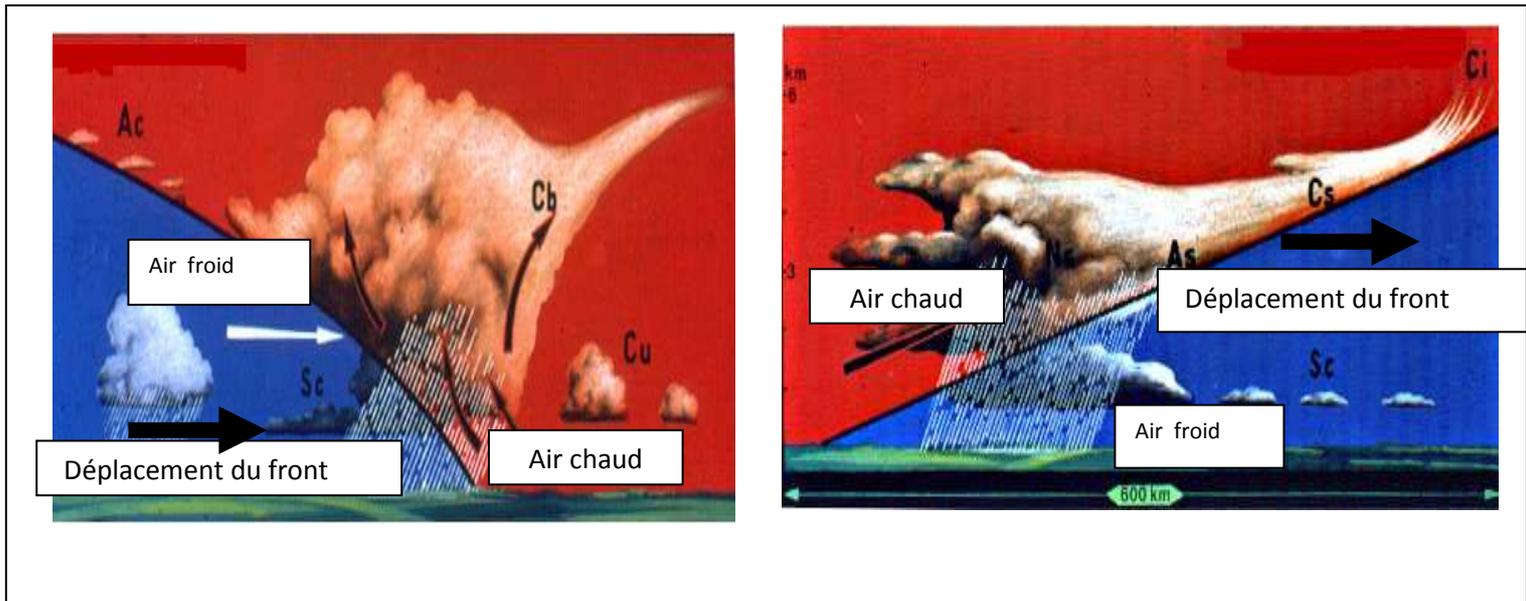
Air froid et humide se déplaçant au-dessus d'une étendue d'eau plus chaude : Dans ce cas, les orages sont plus fréquents en début de matinée, d'automne ou d'hiver. Ils ne

sont pas aussi importants que les orages formés au-dessus du sol, mais ils sont plus compacts.

Ascendance orographique : Des orages peuvent se produire si un écoulement instable d'air humide est soulevé par une chaîne de montagnes. Dans ce cas, ces orages s'alignent le long du côté au vent de la chaîne de montagnes, et durent aussi longtemps que l'écoulement d'air les alimente.

### **V.2.2. Orage frontaux :**

Les orages associés à front froid de perturbation forment une ligne appelée ligne de grains. Ces orages sont alimentés par le front et ont en abondance humidité, mouvements ascensionnels et instabilité. Parfois il se forme des orages auto-entretenus très violents à l'extrémité d'une ligne de grains. Appelés orages super cellulaires, ils peuvent durer plusieurs heures, car le front froid leur fournit un flux continu d'air plus froid à moyenne altitude qui augmente l'instabilité atmosphérique. Ils engendrent les vents, les averses de grêle et les tornades les plus destructeurs. la figure II.3 illustre le coup de front froid et de front chaud [14].



Coup d'un front froid

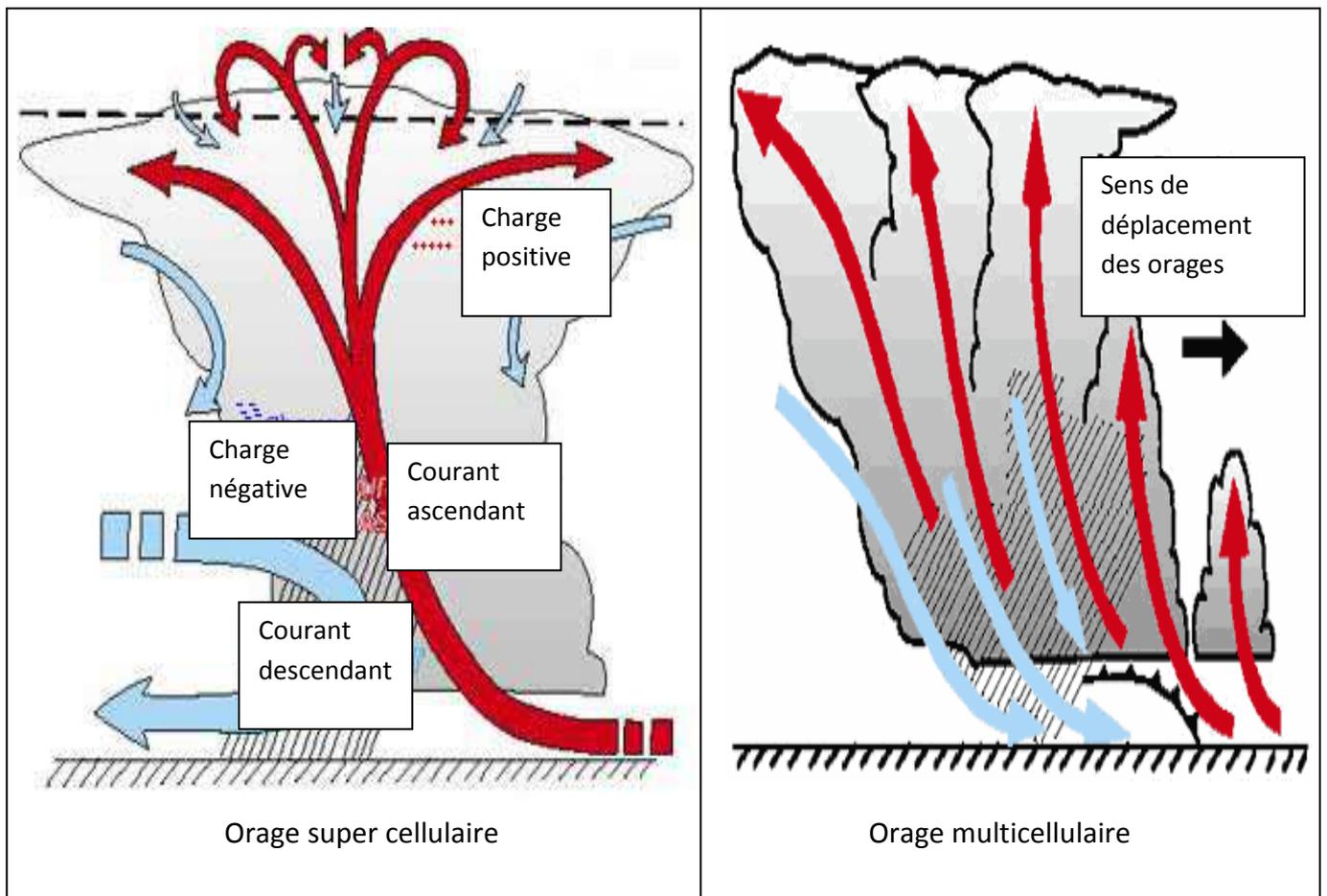
Coup d'un front chaud

**Fig. II.3.**Coup de front**V.2.3. Orage multicellulaire :**

Orage formé de plusieurs cellules convectives à différents stades de leur existence. Les plus jeunes se trouvent à l'avant par rapport au déplacement, leur développement augmente vers l'intérieur de la masse nuageuse.

**V.2.4. Orage super cellulaire :**

Un orage super cellulaire n'est formé que d'une seule cellule convective de très grande taille, de très forte intensité et de très longue durée de vie. A titre de comparaison, le diamètre d'une super cellulaire à maturité varie de 20 km à 50 km alors que celui des multicellulaires ne dépasse 10 km. Cette cellule convective est un élément constitutif des orages, formé d'un courant ascendant et d'un courant descendant. La figure II.4 illustre les deux types d'orages super cellulaire et multicellulaire.



**Fig. II.4.**Présentation orage super cellulaire et orage multicellulaire.

### V.3. Description de certains paramètres physiques dans un orage :

#### V.3.1. Température :

La température près de la surface baisse rapidement lors du passage d'un orage dans ce secteur. L'air immédiatement sous l'orage provient du cumulonimbus, plus froid que l'air de surface. Même si l'air du nuage se réchauffe quelque peu lors de sa descente vers la surface, ce réchauffement ne sera pas suffisant pour que sa température soit égale à celle de l'air en surface. Par conséquent, lors du passage d'un orage, on notera dans la plupart des cas une baisse importante de la température de surface.

**V.3.2. Pression :**

Au cours du stade initial de l'orage, le courant ascendant dominant produit une baisse de la pression en surface. Lorsque la cellule parvient à maturité, la sortie d'air froid cause une hausse soudaine de la pression, qui diminue une fois que la cellule est passée. Les changements de pression de surface sont fréquents et difficilement prévisibles lors du passage d'un orage.

**V.3.3. Éclairs :**

Les cumulonimbus se forment donc dans de l'air instable, de violents courants verticaux entraînent l'air chaud et humide en altitude, l'air en s'élevant se refroidit et se condense en des fragments de glace, des grêlons et des gouttelettes de pluie. Du fait de leur masse les particules les plus fines montent plus haut vers le sommet du nuage, le frottement entre ces particules et les plus grosses restant à la base du nuage crée une séparation des charges électriques, les particules les plus légères se chargent positivement et celle restant à la base du nuage négativement. Du fait des mouvements verticaux violents, un déséquilibre entre les charges au sein du nuage se crée. Il en est de même entre le sol et la base du nuage. La foudre s'amorce par une toute petite étincelle à 8 Km à l'intérieur du nuage. Des électrons jaillissent et parcourent une centaine de mètres puis s'arrête et se rapprochent pendant quelques millièmes de secondes, ensuite les électrons s'éloignent et se rapprochent à nouveau et recommencent plusieurs fois. Ce canal ionisé se divise en plusieurs branches, on appelle ce phénomène le précurseur. Il précède l'arrivée de l'éclair. En se rapprochant du sol, l'activité électrique qu'il développe exerce une forte attraction sur le champ électrique du sol.

**V.3.4. La pluie :**

La pluie est une précipitation d'eau sous forme de gouttes liquide. Le diamètre des gouttes de pluie est généralement supérieur à 0,5 mm et peut atteindre 3 mm. La vitesse de chute des gouttes est proportionnelle à leur taille et peut atteindre 7,6 m/s. Lorsque les précipitations sont rapides, les plus grosses gouttes ont tendance, dans leur chute, à s'aplatir et à se diviser en plus petites gouttes. La précipitation des gouttelettes, appelée bruine ou crachin, peut considérablement limiter la visibilité mais ne produit généralement pas d'accumulation d'eau significative. La hauteur des précipitations est exprimée d'après le niveau d'eau recueilli sur une surface plane et se mesure en millimètres (mm) à l'aide d'un pluviomètre. Les précipitations sont considérées comme faibles si elles ne dépassent pas 2,5 mm par heure, fortes si elles dépassent 7,5 mm par heure et modérées si elles se situent entre ces deux valeurs.

**V.3.5. La grêle :**

La grêle est une précipitation de grêlons résultant souvent de violents orages. Ces particules de glace (grêlons) ont un diamètre compris entre 5 millimètres et 15 centimètres. Leurs masses volumiques peuvent avoisiner le kilogramme. La grêle se forme lorsque les gouttes de pluie contenues dans un orage sont soulevées par de puissants mouvements verticaux ascendants et donne naissance à un nombre important de grêlons. On retrouve ce phénomène au niveau d'un cumulonimbus. Pendant ce processus, les gouttes de pluie peuvent geler lorsqu'elles sont soumises à des températures se trouvant en dessous du seuil de congélation mais elles peuvent également rester en surfusion jusqu'à  $-39^{\circ}\text{C}$ , selon qu'elles contiennent ou non, un noyau de condensation. Les grêlons, générés par la grêle, croissent plus rapidement dans une atmosphère très humide, comme un orage, car ils captent aussi toutes les vapeurs d'eau environnantes. Néanmoins la grêle reste un phénomène rare du fait que seul 10% des cumulonimbus génèrent des grêlons pouvant atteindre le sol.

**V.3.6. Le grésil :**

Le grésil est un type de précipitation formée de pluie partiellement gelée. Par temps froid, quand la pluie pénètre une couche d'air très froid à proximité du sol, elle gèle et se convertit en neige fondue. Cependant, la pluie ne gèle pas entièrement avant d'atteindre le sol. La neige fondue est habituellement accompagnée de pluie givrante ou de neige. Quand ce type de précipitation tombe sur les câbles téléphoniques ou les branches d'arbre glacées, elle forme une couche de glace blanche opaque.

**V.3.7. La neige :**

La neige est une précipitation de cristaux de glace transparents qui tombent des nuages en flocons blancs et légers. La neige se forme autour du noyau de congélation - poussières ou d'autres petites particules dans l'atmosphère. Quand la vapeur d'eau se condense à des températures situées en dessous du point de congélation, les cristaux partiellement fondus se collent les uns aux autres pour former des flocons de neige, qui peuvent parfois mesurer de 7 à 10 cm de diamètre.

**V.4. Mousson :**

Les moussons sont causées par le fait que la terre s'échauffe et se rafraîchit plus vite que la mer. Au printemps, les températures terrestres s'élèvent progressivement et la terre atteint une température plus élevée que la mer. L'air chaud de la terre tend à s'élever, créant une zone de basse pression locale au niveau du sol. Cela crée un appel d'air et un vent extrêmement constant souffle alors de la mer vers la terre<sup>1</sup> car dans les Tropiques la circulation subit peu de perturbations, contrairement aux latitudes plus élevées. Cette circulation peut durer des semaines ou même des mois, le temps que la température de surface de la mer devient aussi chaude que la température maximale quotidienne des terres et que la boucle thermique ne puisse plus se former. En fait, la mousson estivale se trouve à déplacer la zone de convergence intertropicale (ZCIT)

vers des régions montagneuses. Le mouvement vertical dans cette zone crée déjà des conditions favorables à de fortes précipitations orageuses mais les pluies sont rehaussées par l'air humide de la mer qui remonte la pente des montagnes et qui doit condenser par refroidissement des parcelles d'air. Ils peuvent également en partie provenir de complexes convectifs de méso échelle imbriqués dans la masse nuageuse. En hiver, la terre se rafraîchit plus vite, et la mer garde la chaleur plus longtemps. L'air chaud au-dessus de la mer s'élève, créant une zone de basse pression et du même coup un vent de la terre vers la mer. La différence de température entre la mer et la terre étant moindre qu'en été, le vent de la mousson d'hiver n'est pas aussi constant que celui de la mousson d'été.

## **V.5. Cyclone**

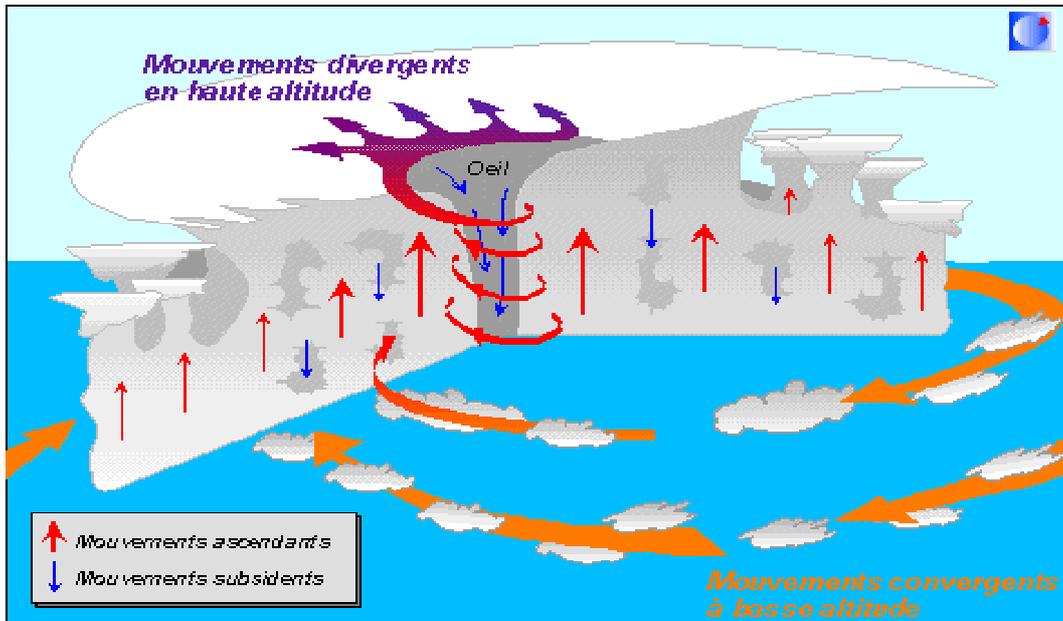
### **V.5.1. Structure d'un cyclone :**

C'est une énorme masse de nuages pouvant s'étendre sur un diamètre de 300 à 500 km, organisés en bandes spiralées qui semblent s'enrouler vers un centre de rotation, plus ou moins visible d'ailleurs. Ce cœur du système est un cœur chaud (sur plusieurs centaines voir milliers de mètres, en tous cas plus chaud que l'air environnant). C'est au niveau de ce centre que la pression atmosphérique est la plus basse. Au stade de tempête tropicale, ce centre est noyé au milieu des nuages de type Cumulonimbus, à fort potentiel précipitant et orageux. Il est parfois difficilement discernable. Au stade d'ouragan, ce centre est plus net et il apparaît alors souvent sous forme d'œil de petite dimension, souvent de l'ordre de 20 à 40 km. Cette zone est dépourvue de nuages ce qui permet de la distinguer sur les images satellitaires (tête d'épingle sombre entourée par le mur de nuage tout blanc) et il y règne un calme apparent : pas de pluie, vent faible.

### V.5.2. formation d'un cyclone:

Il se crée à partir d'une zone perturbée qui préexiste, un amas nuageux ou une ligne de grains qui est une bande nuageuse constituée de nuages orageux ou encore une onde tropicale qui est une perturbation tropicale associée à un axe dépressionnaire des couches basses et moyennes de la troposphère circulant d'est en ouest. Ces amas nuageux se trouvent entre les tropiques au niveau d'une vaste zone de mauvais temps que l'on dénomme Zone Intertropical de Convergence (ZIT ou ZCIT) qui varie suivant les saisons. Cependant cela n'empêche pas certains cyclones de se développer non pas à partir de perturbations intertropicales mais de perturbations d'origines tempérées qui sont descendues en latitude et ont pris peu à peu des caractéristiques tropicales, le cœur froid devenant notamment un cœur chaud. Le carburant, élément nécessaire pour maintenir ou développer une zone perturbée est l'eau chaude, l'océan doit avoir une température d'au moins 26°C sur au moins 50 m de profondeur; l'évaporation de surface de grande quantité d'eau fournira l'énergie nécessaire pour entretenir le système de machine à vapeur qu'est une formation cyclonique. Les vents régnant dans l'environnement du système doivent être relativement homogènes de la surface jusqu'aux sommets nuageux, sur toute cette surface le profil du vent doit être régulier, c'est à dire la même direction et la même force sinon l'énergie développée par le système va se disperser et le système aura tendance à se cisailer. Une ascendance d'air humide et chaud qui provoque une baisse de pression en bas, vers la surface de la mer et une hausse de pression à haute altitude au niveau des sommets des nuages les plus développés (vers la tropopause); c'est la naissance d'une dépression qui ne se creuse que si en altitude les particules d'air qui montent et affluent peuvent s'échapper, on parle de divergence en haute altitude permettant ainsi au système de s'entretenir de manière quasi autonome. Les courants d'air ascendants au cœur du système font baisser la pression atmosphérique en surface mais il n'y aura de dépression pouvant se creuser que si l'on est éloigné de l'équateur, loin de cette zone c'est à dire 550 km pour que la force de Coriolis soit non nulle. Cette force, engendrée par la rotation de la terre imprime une déviation du vent vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud (elle est nulle à l'équateur). C'est elle qui intervient pour

déclencher le mouvement tourbillonnaire initial. Les effets de la Force de Coriolis, les objets se dirigent vers la droite dans l'hémisphère Nord (c'est l'inverse pour l'hémisphère Sud). La figure II.5 montre la formation d'un cyclone [14] :



**Fig. II.5.** Formation d'un cyclone.

## V.6. Tornade :

Une tornade est un vortex (tourbillon) de vents extrêmement violents, prenant naissance à la base d'un nuage d'orage (cumulonimbus) lorsque les conditions de cisaillement des vents sont favorables dans la basse atmosphère. De très faibles tornades peuvent également se développer sous des nuages d'averses (cumulus bourgeonnant). Ce phénomène météorologique a un pouvoir destructeur supérieur à celui d'un cyclone tropical au mètre carré, mais est de durée et d'étendue limitées : il concerne un corridor de quelques centaines de mètres de large sur quelques kilomètres de long. Certaines tornades ont engendré les vents les plus forts signalés à la surface du globe.

### V.6. 1. Description du phénomène :

Une tornade se développe près du courant ascendant d'un orage se trouvant dans un environnement où les vents dans les premiers kilomètres de l'atmosphère changent non seulement de force, mais également de direction avec l'altitude. Les orages super cellulaires sont le plus souvent associés avec des tornades en raison de la configuration particulièrement bien cisailée des vents autour de ces derniers. Cependant, les vents descendants de lignes de grains ou les fronts de rafales entre les cellules d'orages multicellulaires peuvent aussi interagir pour en générer. Les cyclones tropicaux, où l'on retrouve des orages, sont également accompagnés de tornades. Il arrive même parfois que de faibles tornades se développent dans le courant ascendant d'un cumulus bourgeonnant.

On parle de tornade si l'air en rotation entre en contact avec la terre ferme ; lorsque le phénomène ne touche pas le sol, on parle simplement d'un entonnoir nuageux. Lors d'un contact sur l'eau plutôt que sur le sol, on parle alors de trombe marine. Lorsque l'on observe des trombes marines se former en l'absence de nuages de convection, il s'agit d'un phénomène similaire à un tourbillon de poussière sur la terre ferme.

La vitesse de déplacement d'une tornade qui touche le sol est très variable mais peut atteindre occasionnellement 100 kilomètres par heure. L'entonnoir se déplace de façon sinueuse, généralement du sud-ouest vers le nord-est (hémisphère nord), mais peut changer de direction de façon soudaine. Pression atmosphérique

La pression dans le cœur peut être inférieure de 10 % à celle de l'atmosphère environnante (à peu près la même différence qu'entre la pression au niveau de la mer et à une altitude de 1 000 mètres). Autrement dit le passage de la tornade correspond à une variation de pression qui peut atteindre 100 hPa. C'est d'ailleurs l'origine principale des dégâts, les habitations « explosant » littéralement.

**V.6.2. Formation d'une tornade:**

- Tout d'abord, il y a une colonne nuageuse ou cône renversé en forme d'entonnoir à la base d'un cumulonimbus (nuages d'orages).
- Par la suite, typiquement, l'extrémité de la colonne nuageuse s'abaisse vers le sol.
- Quand elle touche le sol, apparaît un nuage de débris (buisson) soulevés du sol. Les débris aspirés vers le haut font apparaître un entonnoir.
- La tornade est en plein développement lorsque la colonne nuageuse et le buisson se rejoignent et forment une colonne continue.
- Elle se déplace en suivant une trajectoire un peu incurvée, (en ondulant et en tournoyant comme une gigantesque toupie), tributaire du déplacement du nuage d'où elle pend.
- Le cône qui s'affaiblit peut prendre l'aspect d'une corde, se tordre et finalement disparaître en rentrant dans la base du nuage.

**Discussion :**

Ce chapitre est consacré à la présentation des différents types d'échelles retenues pour l'observation des phénomènes météorologiques, les différents types de précipitation et leurs répartitions dans le monde et enfin les phénomènes météorologiques complexes.

## CHAPITRE III

### ELEMENTS ESSENTIELS DE CHAINE DE MARKOV

#### I. Introduction :

Les modèles stochastiques sont des représentations de systèmes dynamiques basées sur les probabilités. Bien que cet aspect aléatoire semble assez fruste de prime abord, c'est en fait une représentation très naturelle. Souvent, lorsque l'on observe un système, on est capable de trouver intuitivement des règles que le système suit, au moins globalement.

L'approche standard consiste à prendre le cas moyen, celui qui ressemble le plus à toutes les observations, et à considérer qu'il modélise le système de façon suffisante. L'approche statistique consiste à tenir compte de chacune des différentes possibilités, tout en lui attribuant une probabilité qui exprime la fréquence de ses occurrences. Ainsi, plus un cas se produira souvent, plus sa probabilité sera importante.

L'étude des processus stochastiques a commencé au début du 20<sup>ème</sup> siècle grâce à un mathématicien Russe, Markov Andreï Andreïevitch. Son étude statistique du langage l'a conduit à formuler l'hypothèse Markovienne, qui peut se résumer ainsi :

« L'évolution future d'un système ne dépend que de son état présent ».

Autrement dit, cette hypothèse implique que l'état courant du système contient toute l'information apportée par le passé.

## II. Chaîne de Markov à espace d'états discret :

Généralement, un processus stochastique est une suite d'expériences dont le résultat dépend du hasard. Ici, nous admettrons qu'en certains temps  $0, 1, 2, \dots, n$ , nous observons un système. Celui-ci peut se trouver dans l'un des états d'une collection finie ou infinie d'états. L'observation du système est ainsi considérée comme une expérience dont le résultat (aléatoire) est l'état dans lequel se trouve le système.

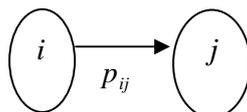
Nous supposons que nous connaissons pour chaque paire d'états  $i$  et  $j$ , et pour chaque instant  $n$ , la probabilité  $p_{ij}(n)$  que le processus soit dans l'état  $j$  à l'instant  $n+1$  étant donné qu'il se trouve dans l'état  $i$  à l'instant  $n$ . Un tel processus est appelé chaîne de Markov (à temps discret).

## III. Etats et passage d'un état à un autre état (changement d'états) :

Considérons un processus aléatoire avec une suite finie d'états, le temps est une variable discrète. Si le processus passe d'un état  $i$  à un état  $j$ , nous dirons qu'il y a changement d'état  $i \rightarrow j$  (de  $i$  vers  $j$ ). Ces processus aléatoires à espace d'états fini peuvent être représentés graphiquement.

- Les états sont représentés par des cercles à l'intérieur desquels est inscrit le nom de l'état.

- Le passage de l'état  $i$  à l'état  $j$  est représenté par une flèche :



- Cette flèche est accompagnée de la probabilité  $p_{ij}$  qui est la probabilité de passer de l'état  $i$  à l'état  $j$ .

Cette probabilité  $p_{ij}$  obéit aux conditions suivantes :

$$0 \leq p_{ij} \leq 1 \quad (\text{III.1})$$

$$\sum_{j \geq 1} p_{ij} = 1 \quad (\text{III.2})$$

La deuxième égalité signifie que la somme des probabilités de passages qui succèdent à l'état  $i$  égale à 1.

Un processus aléatoire peut être simulé lorsque l'on connaît les états, toutes la probabilité  $P_{ij}$ , et l'état initial.

#### IV. La matrice de transition associée à une chaîne de Markov :

Soit un système qui peut prendre un nombre fini d'états  $E = \{E_1, E_2, \dots, E_k\}$  et qui passe de l'état  $E_i$  à l'instant  $n$  à l'état  $E_j$  à l'instant  $n+1$  avec une probabilité  $P_{ij}$  donnée, et  $X(n)$  la variable aléatoire telle que  $X(n)=K$  si le processus se trouve dans l'état  $E_k$ .

Si la chaîne est dans l'état  $E_i$  à un instant, il sera nécessairement dans l'un des états possibles  $\{E_1, E_2, \dots, E_k\}$  à l'instant suivant et donc [11] :

$$p_{i1} + p_{i2} + \dots + p_{ik} = 1. \quad (\text{III.3})$$

Pour définir une chaîne de Markov il faut donc deux ingrédients de base :

1. L'espace des états  $E = \{E_1, E_2, \dots, E_k\}$ .
2. La matrice de transition (ou de passage).

$$T = (P_{ij})_{1 \leq i \leq k \text{ et } 1 \leq j \leq k} = \begin{bmatrix} p_{11} p_{12} \dots p_{1j} \dots p_{1k} \\ p_{i1} p_{i2} \dots p_{ij} \dots p_{ik} \\ \cdot \\ p_{k1} p_{k2} \dots p_{kj} \dots p_{kk} \end{bmatrix}$$

Si l'on se donne la distribution initiale (ou loi de probabilité initiale) qui associe à chaque état  $E_i$  la probabilité  $a_i(0)$  que le système se trouve dans cet état à l'instant  $n = 0$ , c'est-à-dire les nombres [6] :

$$a_i(0) = p(X(0) = i). \tag{III.4}$$

$E_i$	$E_1$	$E_2$	.....	$E_k$
$a_i(0)$	$a_1(0)$	$a_2(0)$	.....	$a_k(0)$

**Tab.III.1.** Vecteur de probabilités

On peut déduire alors de cette loi initiale  $Q(0)$  quels états elle va atteindre à l'avenir et avec quelles probabilités. En d'autres termes, on cherche à déterminer la loi  $Q(n)$  pour tous les  $n > 0$ . Il apparaît donc clairement qu'un tel processus est complètement déterminé par la donnée de  $Q(0)$  et de la matrice  $T$ . Les propriétés asymptotiques du processus résulteront de comportement de  $T^n$  lorsque  $n$  tend vers l'infini.

### V. Graphe associé à une chaîne de Markov finie :

Supposons  $n$  fini. A la matrice des transitions  $T$  peut être associé le graphe  $G = (E, H)$   $E$  étant l'ensemble des états (sommets du graphe) et  $H$  une application multivoque telle que :

$$H(E_i) = (E_j, p_{ij} > 0).$$

A ce graphe, on peut faire correspondre la matrice d'adjacence  $A$ , telle que :

$$\forall i \in \{1, n\}, \forall j \in \{1, n\} \begin{cases} A_{ij} = 0 \\ A_{ij} = 1 \end{cases} \quad \text{Si} \quad \begin{cases} p_{ij} = 0 \\ p_{ij} > 0 \end{cases} \quad (\text{III.5})$$

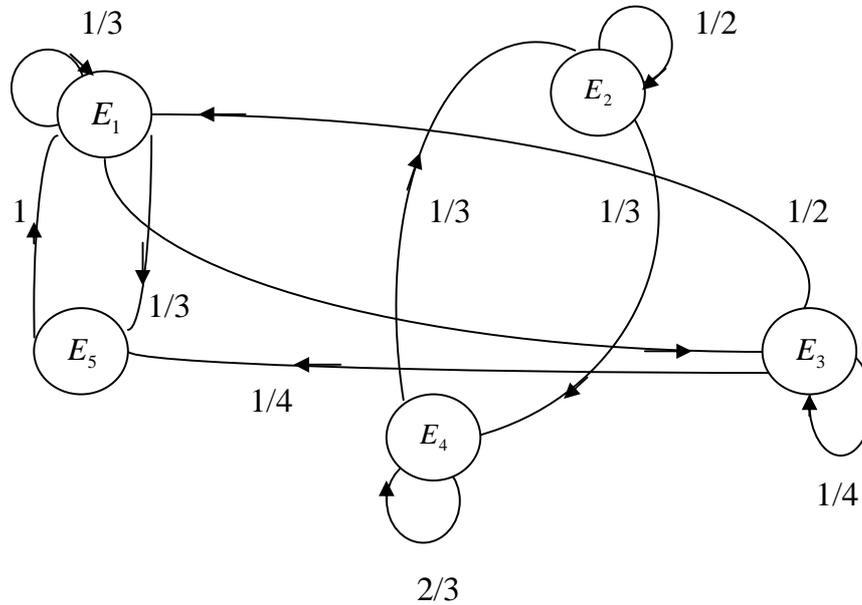
Nous pourrions éventuellement décrire ce graphe par les probabilités  $p_{ij}$  associées aux arcs  $(E_i, E_j)$ , il sera d'ailleurs remarquable de constater que, bien que le graphe ne retienne que les probabilités de transition entre 2 états, son étude sera suffisante pour connaître qualitativement l'évolution du processus [6] :

A titre d'illustration, considérons un processus dont la matrice  $T$  des probabilités de transition est donnée par la table III.2.

	$E_1$	$E_2$	$E_3$	$E_4$	$E_5$
$E_1$	1/3	0	1/3	0	1/3
$E_2$	0	1/2	0	1/2	0
$E_3$	0	0	1/4	0	1/4
$E_4$	0	1/3	0	2/3	0
$E_5$	1	0	0	0	0

**Tab.III.2.** Matrice de transition.

Le graphe associé est indiqué sur la fig.III.1 :



**Fig.III.1.** graphe associé à la matrice de transition  $T$ .

Nous voyons que ce graphe possède 2 composantes simplement connexes :

$$C_1 = \{E_2; E_4\} \text{ et } C_2 = \{E_1; E_2; E_5\}.$$

Il est donc intuitif, en regardant ce graphe, de penser que le régime asymptotique du processus dépendra de son état initial.

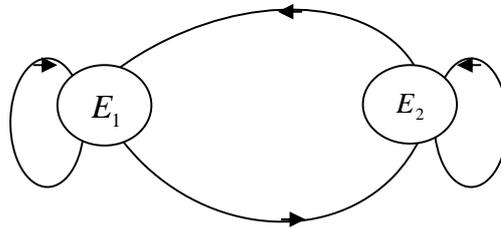
Le graphe associé à une chaîne de Markov finie n'est pas quelconque : il ne possède pas de sortie (puisque  $\forall i; \sum_{j=1} p_{ij} = 1$ ).

Le graphe associé à une chaîne de Markov à deux états, avec sa matrice de transition  $T$  qui est donnée par :

	$E_1$	$E_2$
$E_1$	1/2	1/2
$E_2$	1/2	1/2

**Tab. III.3.** Matrice de transition bi stochastique.

La matrice T est bi stochastique, le graphe de cette chaîne de Markov est donné par la fig.III.2.



**Fig.III.2.** Graphe associé à la matrice de transition bi stochastique.

## VI. Loi de probabilité stationnaire :

Soit  $Q(n)$  le vecteur stochastique (vecteur ligne) dont la  $k^{i\text{ème}}$  composante est :

$$p(X(n) = k)$$

Pour une chaîne de Markov d'espace d'états  $E$  (l'ensemble des états où le système peut entrer) et de matrice de transition  $T$ , l'évolution au cours du temps de la loi de probabilité initiale  $Q(0)$  est donnée [10] :

$$Q(1) = Q(0)xT, \quad Q(2) = Q(1)xT = (Q(0)xT)T = Q(0)xT^2 \quad (\text{III.6})$$

Et plus généralement

$$Q(n) = Q(n-1)xT = \dots = Q(0)xT^n \tag{III.7}$$

Quand on passe de l'état à l'instant  $n$  à l'état de l'instant  $n + k$ , la matrice de transition vaut :

$$T^k \tag{III.8}$$

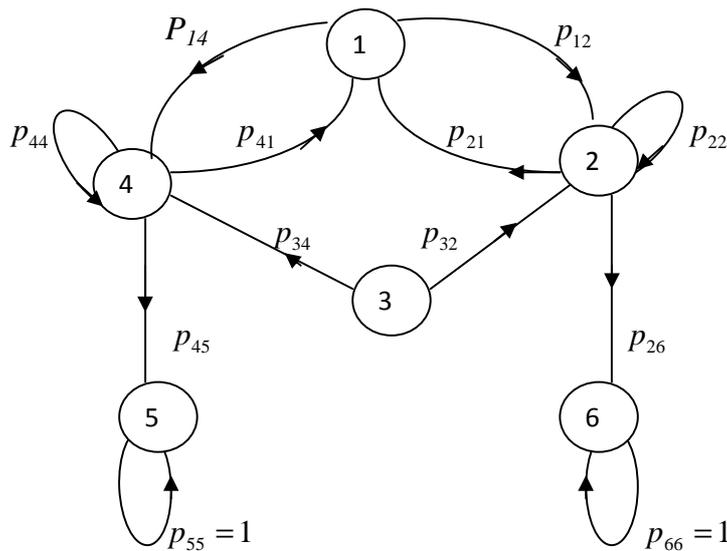
Une loi de probabilité  $Q$  sur l'espace des états  $E$  est appelée stationnaire pour la chaîne de Markov  $(E, T)$  si la chaîne laisse la loi inchangée, c'est-à-dire si l'on a :

$$QxT = Q. \tag{III.9}$$

**VIII. Etats absorbants dans une chaîne de Markov :**

La fig.III.3 donne une chaîne de Markov avec l'ensemble des états :

$$E = (1, 2, 3, 4, 5, 6)$$



**Fig.III.3.** Graphe de la chaîne de Markov.

On peut d'ores et déjà remarquer que les états 5 et 6 jouent un rôle particulier : lorsqu'ils sont atteints, le système s'y trouve prisonnier. Ils seront ultérieurement appelés états absorbants.

Un état est dit absorbant lorsque  $p_{ii} = 1$ .

Dans l'exemple de la figure ci-dessus l'ensemble  $R = \{5,6\}$  des états absorbants est appelé le bord de  $E$ .

L'ensemble des éléments de  $E$ , qui ne sont pas élément de  $R(E/R)$  est l'ensemble des états intérieurs.

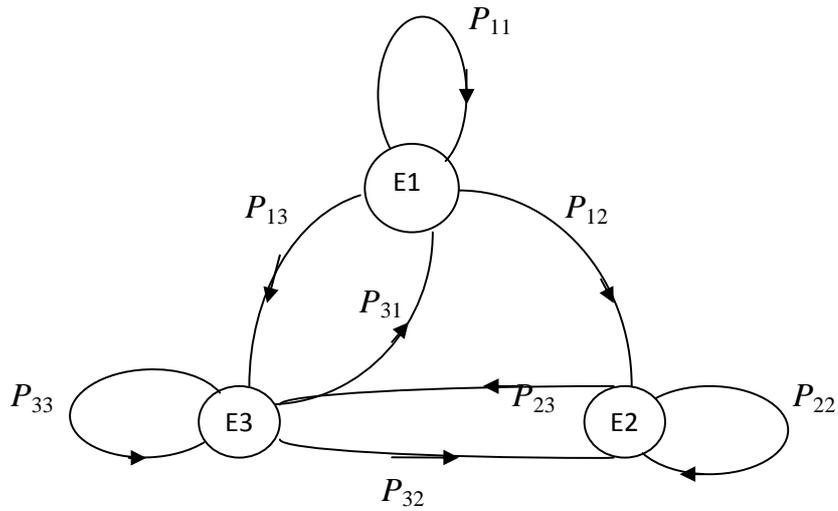
$$E/R = \{1, 2, 3, 4\}$$

### **IX. Chaîne irréductible :**

Une chaîne est irréductible si tout état est accessible à partir de n'importe quel autre état avec une probabilité non nulle [3].

Regardant le diagramme de la fig.III.4. Cette figure donne une chaîne de Markov avec l'ensemble des  $E = \{E_1, E_2, E_3\}$  et des probabilités de transition  $P_{ij}$  telles que :

$i$  et  $j = 1, 2$  ou  $3$ .

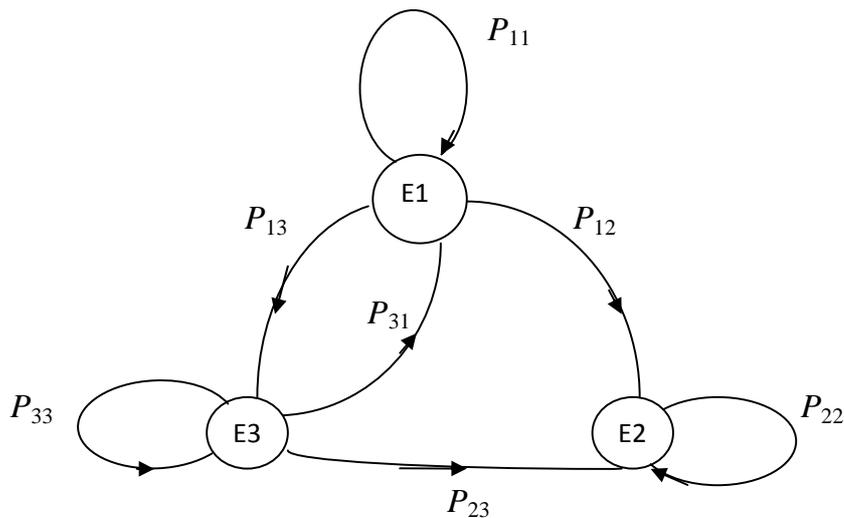


**Fig.III.4.** diagramme d'une chaine de Markov.

-de l'état  $E_3$  et  $E_1$ , on peut passer aux deux états directement.

-de l'état  $E_2$ , on peut passer à l'état  $E_3$  directement. On ne peut pas passer directement à l'état  $E_1$  .mais, on le peut en deux étapes, en passant par l'état  $E_3$ .la chaine est donc irréductible.

Modifiant maintenant la matrice de transition et supposons que la probabilité de passer de l'état  $E_2$  à l'état  $E_2$  est 1 (i.e.  $P_{22} = 1$  et donc  $P_{21} = P_{23} = 0$ ).le diagramme correspondant est représenté sur la fig.III.5.



**Fig.III.5.**diagramme de la chaine de Markov modifié.

Dans ce cas, une fois dans l'état  $E_2$ , on y reste ; l'état  $E_2$  dans ce cas est absorbant.la chaine n'est donc pas irréductible.

En pratique, cette propriété peut se lire sur le diagramme en points et flèches. En effet, on s'assure que la chaine est irréductible en vérifiant que chaque paire de points est, soit reliée par une flèche, soit reliée par une succession de flèches. On peut généraliser l'exemple en notant que toute chaine possédant un état absorbant n'est pas irréductible.

### **X. Profondeur ou ordre d'une chaîne de Markov :**

Soit une chaîne de Markov à temps discret et à espace discret  $\{ X(n), n \in N \}$ , à valeurs dans  $E$ , où  $X(n)$  la variable aléatoire prend la valeur  $k$  à l'instant  $n$  si le processus est dans l'état  $E_k$ . On dit que cette chaîne de Markov est d'ordre  $m$  si la valeur de la variable aléatoire  $X(n)$  en nième observation, quel que soit  $n$ , ne dépend que de  $m$  observations l'ayant précédée [6] :

$\forall n \geq m,$

$$\begin{aligned} & p(X(n) = k / X(0) = j_0; X(1) = j_1; \dots; X(n-1) = j_{n-1}) \\ & = p(X(n) = k / X(n-m) = j_{n-m}; X(n-m+1) = j_{n-m+1}; \dots; X(n-1) = j_{n-1}). \end{aligned} \quad (\text{III.10})$$

### XI. Homogénéité :

Avec la modélisation d'un système par une chaîne de Markov, on peut connaître l'évolution du système à l'instant suivant grâce à la matrice de transition et l'état présent. ce qui pourrait également être intéressant, est de connaître l'évolution du système sur plusieurs échelles de temps : à court terme, à moyen terme et à long terme, il faudrait donc estimer toutes les matrices de transition futures à l'instant présent pour un système dont son évolution dépend du temps. Dans ce cas, la chaîne de Markov utilisée est non homogène. les chaînes de Markov homogènes considèrent que la probabilité de passer d'un état au suivant ne dépend pas du temps. il s'agit d'une hypothèse d'invariance de la matrice de transition au cours du temps, appelée hypothèse d'homogénéité.

On dit qu'une chaîne de Markov est homogène si :

Quelque soit  $n \in \mathbb{N}$   $P_{ij}^n = P_{ij}$

Cette hypothèse revient à dire que les chances de passer d'un état  $i$  à l'état  $j$  sont les mêmes dans le temps.

**Discussion :**

Dans ce chapitre , nous avons présenté les éléments essentiels des chaînes de Markov à temps discret et à espace d'état discret , à savoir la propriété essentielle d'une chaîne de Markov, la matrice de transition , la stationnarité , la profondeur et l'homogénéité ainsi que l'intérêt de modélisation des processus aléatoires par l'approche markovienne.



## CHAPITRE IV

### ANALYSE ET MODELISATION DES PRECIPITATIONS PAR APPROCHE MARKOVIENNE

#### I. Préambule :

De nombreux systèmes, dont l'évolution dans le temps est déterministe (en principe), ne peuvent être abordés qu'en leur associant un processus aléatoire en raison de la multiplicité des causes, dont ils dépendent. Souvent, la conception même des causes, ainsi que leur formulation analytique, pose d'énormes difficultés. Pour de tels problèmes, on pourra s'intéresser, soit à leur régime transitoire [13], soit à leur comportement asymptotique. Dans ce dernier cas, on se demande souvent s'il existe éventuellement un régime permanent et si ce régime dépend ou non de l'état initial du système.

Depuis longtemps, la modélisation, comme l'analyse, des phénomènes météorologiques et climatologiques suscite l'intérêt et la curiosité de la communauté scientifique [5]. Cet intérêt est d'autant plus vif depuis que le grand public a pris conscience des phénomènes de conséquences désastreuses et de détérioration de l'équilibre écologique ; la prévision météorologique, tout comme l'identification des causes et des conséquences d'une éventuelle précipitation abondante, constitue un enjeu déterminant dans l'optique de l'adaptation des activités humaines, préventivement et curativement.

Une bonne connaissance des précipitations et de leurs évolutions probables à court, moyen et long terme permet néanmoins d'apporter des réponses capitales à cet enjeu. En revanche, les modèles météorologiques sont de plus en plus complexes puisque l'étude et la modélisation des phénomènes météorologiques, notamment celles concernant les précipitations impliquent l'utilisation d'outils mathématiques nouvellement utilisables [1].

## II. Méthode d'analyse et de modélisation adoptée :

Parmi le vaste champ des mathématiques probabilistes, nous avons retenu un outil qui se répand de manière grandissante dans l'analyse et la modélisation faisant intervenir les phénomènes temporels, les outils issus du markovien. Ils permettent d'énoncer des relations et des probabilités quant au voisinage (spatial ou temporel) de phénomènes. Très grossièrement, on pourra dire qu'ils permettent de définir l'état d'un système à un instant  $t$  uniquement à partir de son état précédent instant  $(t-1)$ .

## III. Données :

Nous disposons d'une banque de données constituée d'une série d'images issues du radar météorologique collectées dans la région de Bordeaux (France) au cours de l'année 2004 entre le mois de décembre et février. Le radar côtier de Bordeaux enregistre toutes les cinq minutes une image sous le format 512x512 pixels de résolution 1km<sup>2</sup>. Le pixel est codé sur 11 niveaux. Le paramètre physique représentatif de l'image radar est le facteur de réflectivité  $Z$  exprimé en (dBZ). Ce dernier peut être converti en intensité de précipitations  $R(mm/h)$  par des formules d'étalonnage adaptées à chaque type de précipitations. Cette formule est donnée comme suit

$$Z = aR^b \quad (IV.1)$$

Où  $a$  et  $b$  sont des constantes qui dépendent du type de précipitations.

Le tableau IV.1 donne les relations utilisées et les seuils de référence utilisés pour le site de Bordeaux.

Les seuils de référence ont été choisis de façon à diviser en trois classes l'intensité de précipitations. Ils représentent le taux de précipitation ( $mm^6/m^3$ ) ainsi que le facteur de réflectivité radar (dBZ) correspondant.

site	Relation Z-R	Seuils	
		Z (dBZ)	R (mm/h)
Bordeaux	$Z=200R^{1,6}$	$S_1=18$ $S_2=30$	$R_1=$ $R_2=$

**Tab. IV.1.**relation Z-R et seuils retenus

Les caractéristiques techniques du radar de Bordeaux sont données dans le tableau IV.2. :

Site radar	Bordeaux-Mérignac
Longueur d'ondes (cm)	10
Puissance crête (kw)	500
Fréquence de répétition (Hz)	300
Durée de l'impulsion ( $\mu$ s)	2
Ouverture du faisceau (3 dB) ( $^\circ$ )	1,8

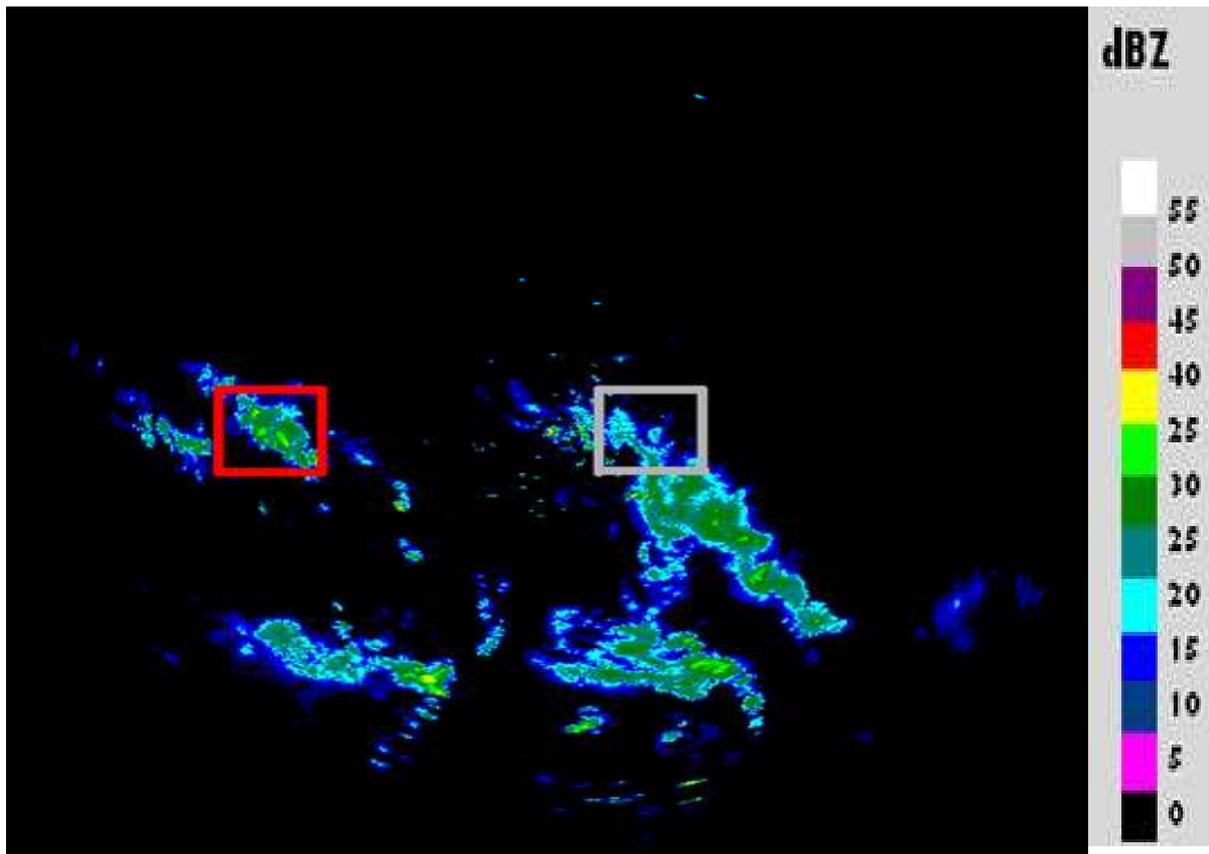
**Tab. IV.2.** caractéristiques techniques du radar de Bordeaux.

La région de Bordeaux est située près de la cote Atlantique, dans le sud ouest de la France. son climat est généralement tempéré et océanique. la plupart des événements pluvieux sont dus aux troubles cycloniques frontales qui se déplacent de l'est de la mer vers la terre. Les conditions climatiques sont plutôt homogènes. Pendant la saison de l'été, les systèmes frontaux sont réduits à la ligne de convection associée avec la ligne frontale froide. La chute de pluie annuelle moyenne est approximativement 350 mm distribuée pendant l'année.

#### **IV. Méthodologie :**

##### **IV.1. Découpage en zones climatiquement homogènes :**

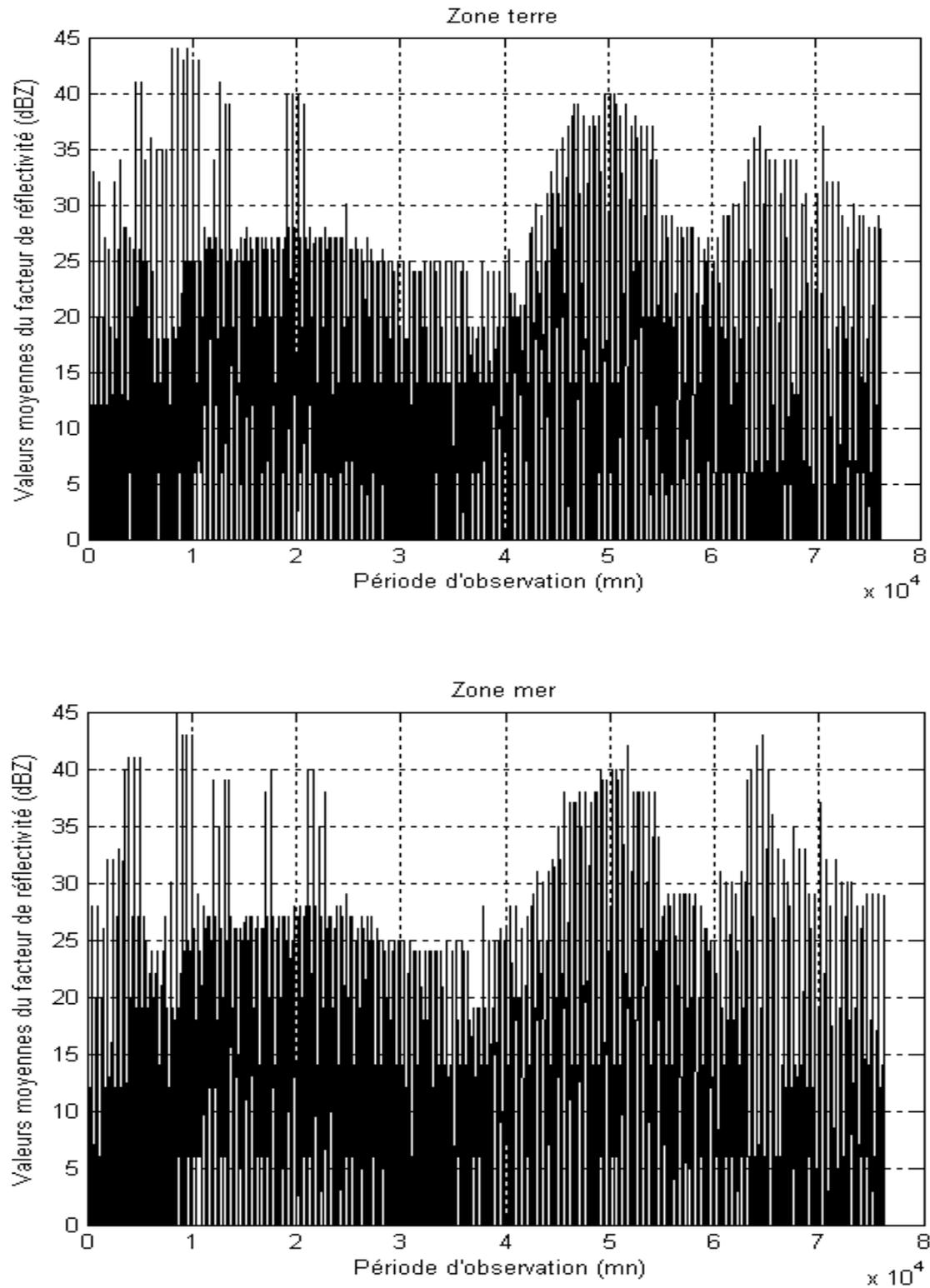
En utilisant des données historiques, nous avons découpé la région d'étude en plusieurs zones climatiquement homogènes. L'objectif de cette étape est de mettre en évidence les seuils à utiliser dans la classification. Et pour déceler une quelconque différence du comportement des précipitations entre la mer et le continent, deux zones ont été considérées, l'une correspond à la mer et l'autre au continent (figure IV.1). Sur ces zones de  $0.5^\circ$  de longitude et  $0.5^\circ$  de latitude, seules 10 stations pluviométriques sont disponibles.



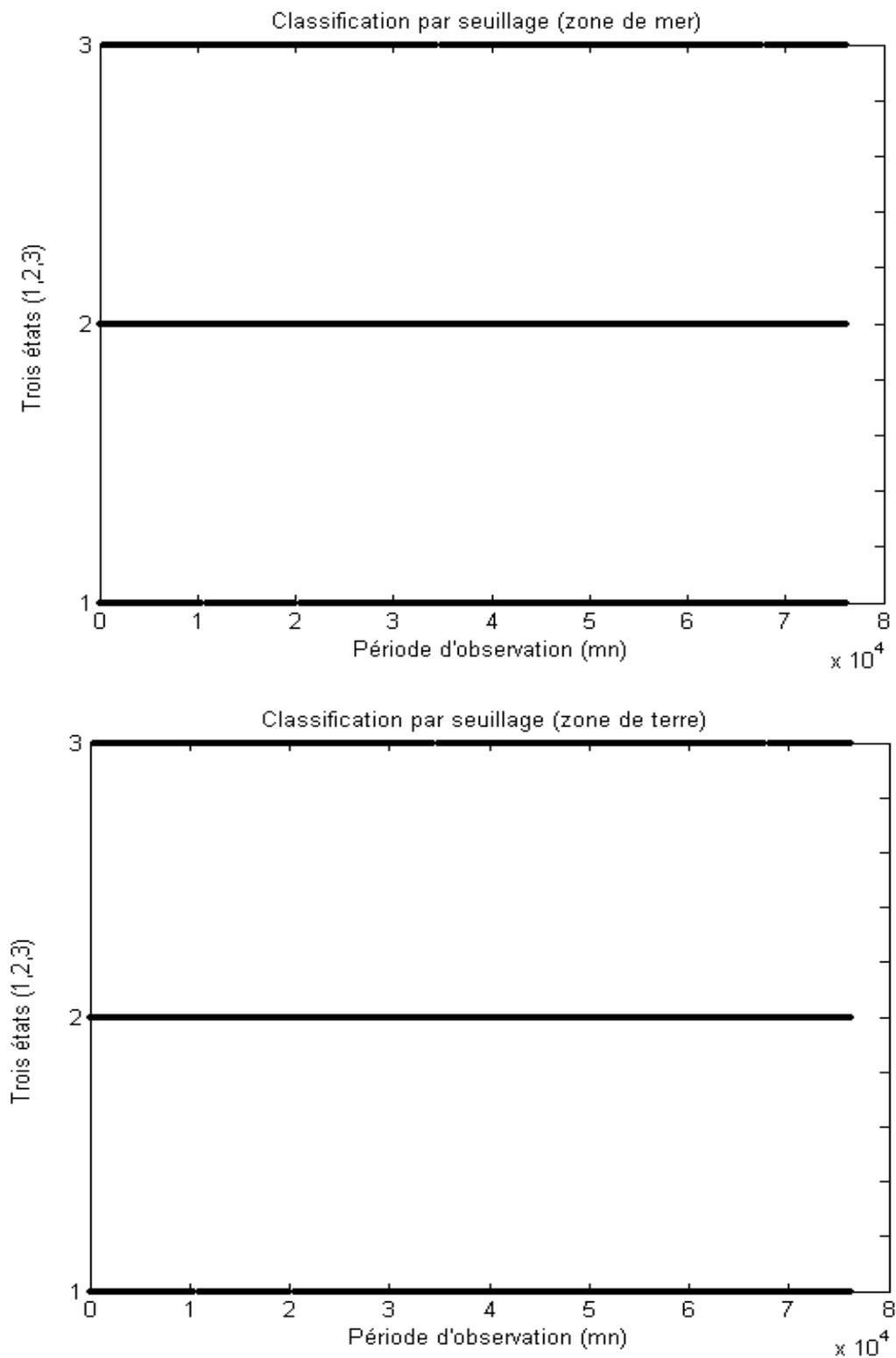
**Fig.IV.1.** Zones d'étude sur l'image de Bordeaux (rouge : zone de mer ; blanc : zone de terre).

#### **IV.2. Série chronologique d'observation :**

L'étape suivante consiste à représenter les séries d'observation enregistrées, données en facteur de réflectivité, en fonction de la période d'observation en zone de mer et en zone de terre (figure IV.2). Cette représentation est une série des valeurs moyennes obtenues sur les zones considérées. A ces séries, nous avons appliqué une classification par seuillage. Deux seuils ont été retenus. Les séries chronologiques obtenues composées de trois états sont données par la figure IV.3. Ces états, à savoir état à forte précipitation, état à moyenne précipitation et état à faible ou absence de précipitation seront désignés respectivement par 3, 2 et 1.



**Fig.IV.2.** Valeurs moyennes du facteur de réflectivité en fonction de la période d'observation.



**Fig.IV.3.** Série chronologique des précipitations à 3 états

### IV.3. Analyse par une chaîne de Markov :

Rappelons que pour une chaîne de *Markov* du premier ordre, l'état de la variable  $E(t)$  à l'instant  $t$  ne dépend que de son état à l'instant  $t-1$ . Ainsi, pour une chaîne de *Markov* du premier ordre à trois états, nous avons neuf situations :

$$P_{ij}=P(E(t+1)=j/E(t)=i) \quad (\text{IV.2})$$

Avec  $i$  et  $j=1, 2$  ou  $3$

Où  $P_{ij}$  est la probabilité d'aller à l'état ' $j$ ' sachant qu'on se trouve à l'état ' $i$ '. Ces probabilités ont été calculées en utilisant la relation suivante :

$$P_{ij}=N_{ij}/N_i \quad (\text{IV.3})$$

Avec  $i$  et  $j=1, 2$  ou  $3$

Où :  $N_{ij}$  est le nombre de transition de l'état ' $i$ ' à l'état ' $j$ ' et  $N_i$  le nombre de transition de l'état ' $i$ ' vers tout autre état.

La matrice de transition d'une chaîne de *Markov* du premier ordre à trois états est donnée comme suit :

Etats	1	2	3
1	$P_{11}$	$P_{12}$	$P_{13}$
2	$P_{21}$	$P_{22}$	$P_{23}$
3	$P_{31}$	$P_{32}$	$P_{33}$

**Tab. IV.3.** Matrice de transition

#### IV.4. Modélisation par une chaîne de *Markov* d'ordre un à trois états :

Pour modéliser les séries d'observation, nous avons calculé l'évolution des probabilités en fonction du temps. Pour ce faire, considérant une chaîne de *Markov* d'espace d'états fini et de matrice de transition  $T$ , l'évolution au cours du temps de la loi de probabilité initiale  $Q(0)$  est donnée par :

$$Q(n) = Q(n-1) \times T = \dots = Q(0) \times T^n \quad (\text{IV.4})$$

Où :  $Q(n)$  est le vecteur de probabilité à l'instant  $n$ .

Le vecteur de probabilités pour une chaîne de Markov d'ordre un à trois états est donné comme suit :

$$Q(t) = [Pr(E(t)=1) \quad Pr(E(t)=2) \quad Pr(E(t)=3)] \quad (\text{IV.5})$$

Afin d'évaluer notre modèle, une comparaison des probabilités estimées par les chaîne de Markov aux probabilités à priori est présentée. Les probabilités a priori d'ordre un sont calculées en utilisant la relation suivante :

$$P_i = \frac{M_i}{M} \quad (\text{IV.6})$$

Où  $M_i$  est le nombre d'états ' $i$ ' dans la chaîne et  $M$  la longueur de la chaîne.

#### V. Résultats et interprétations :

Dans toute la suite, nous supposons que le phénomène étudié (précipitations) satisfait les hypothèses suivantes :

- L'espace d'état est décrit par les états { 1, 2 et 3 } il s'agit d'une chaîne de Markov à espace d'états fini.
- L'évolution de phénomène est aléatoire : il s'agit d'un processus stochastique.

- L'évolution future ne dépend que du présent pour l'ordre 1; il vérifie la propriété de Markov (absence de mémoire) : il s'agit d'une chaîne de *Markov*.

- Les évolutions possibles d'un instant à l'instant suivant ne dépendent pas du temps ; le système vérifie la propriété d'homogénéité : il s'agit d'une chaîne de *Markov* homogène.

Nous présentons dans cette partie les résultats obtenus par l'application des principes de base de l'analyse et la modélisation markovienne. La matrice de probabilités obtenue pour la zone de mer et la zone de terre est donnée respectivement comme suit :

Etats	1	2	3
1	0.51	0.30	0.19
2	0.07	0.60	0.33
3	0.19	0.32	0.49

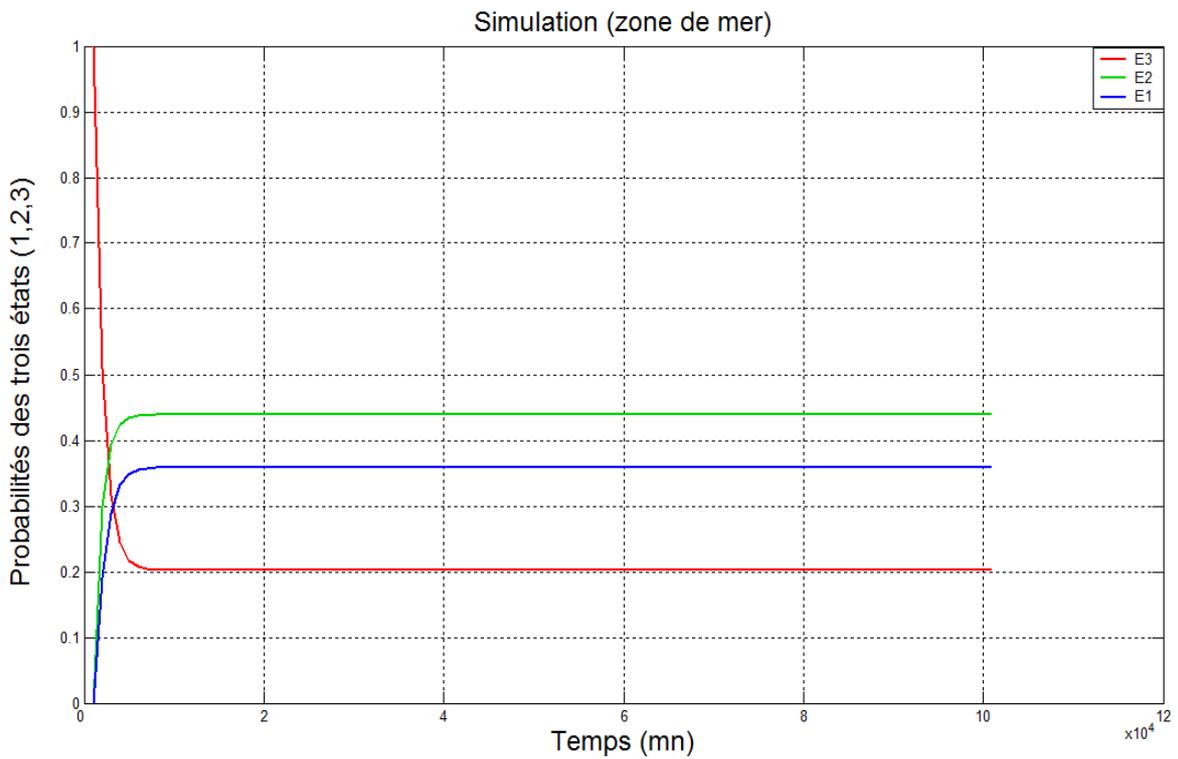
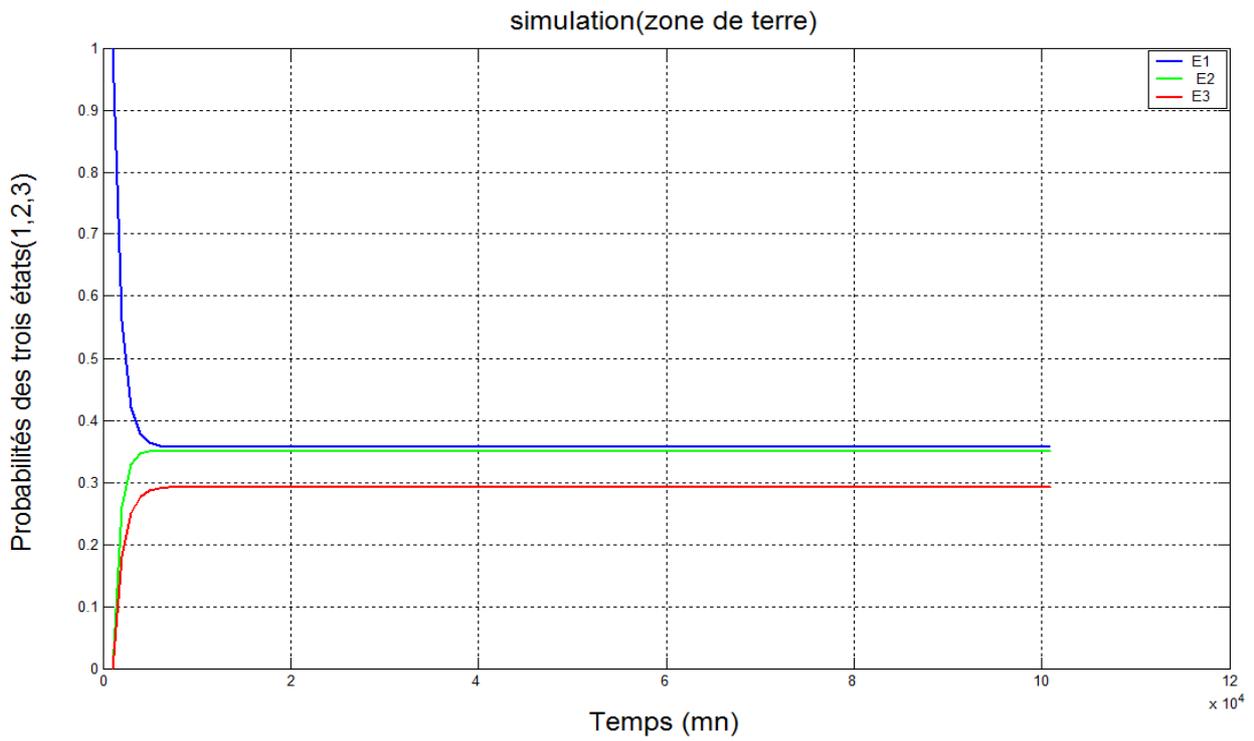
**Tab. IV.4.** Matrice de probabilités pour la zone mer

Etats	1	2	3
1	0.56	0.26	0.18
2	0.24	0.56	0.20
3	0.25	0.21	0.54

**Tab. IV.5.** Matrice de probabilités pour la zone terre

Les valeurs de probabilité obtenues montrent que la fréquence d'apparition d'un même état est plus importante aussi bien pour la zone de terre que pour la zone de mer. De plus, les variations importantes du climat sont peu fréquentes. La persistance des états représentant les fortes intensités de précipitations est plus observée en zone de terre. En effet, les probabilités  $P_{23}$ ,  $P_{32}$  et  $P_{22}$  plus importantes en zone de mer qu'en zone de terre. Tandis que les probabilités  $P_{11}$ ,  $P_{21}$ ,  $P_{31}$  et  $P_{33}$  sont plus élevées en zone de terre.

Les courbes de simulation sont données par la figure. IV.4. Cette figure montre l'évolution des distributions de probabilités des trois états pour les deux zones.



**Fig.IV.4.** Evolution des distributions de probabilités.

Les courbes obtenues montrent que les distributions de probabilités évoluent vers des probabilités stationnaires. La probabilité d'avoir les états représentant les fortes intensités est importante en zone de terre.

Pour évaluer notre modèle, nous présentons une comparaison des probabilités calculées par les chaînes de *Markov* et celles à priori. Le tableau suivant donne les différentes probabilités.

Zone	Probabilités stationnaires			Probabilités a priori		
	1	2	3	1	2	3
Zone mer	0.38	0.42	0.20	0.36	0.43	0.21
Zone terre	0.37	0.35	0.28	0.36	0.35	0.29

**Tab. IV.6.** Probabilités à long terme et à priori.

Pour toutes les zones, les probabilités à priori et les probabilités stationnaires sont quasiment identiques. Ceci montre les performances du modèle.

#### **Discussion :**

Dans ce quatrième chapitre, nous avons présenté la méthode utilisée pour l'analyse et la modélisation des précipitations. Les données utilisées sont aussi présentées. La méthode des chaînes de Markov du premier ordre à trois états a été décrite. Enfin, nous avons interprété les résultats obtenus.

## CONCLUSION

Ce travail nous a permis de nous familiariser avec la météorologie en général et le radar météorologique en particulier qui est utilisé pour repérer les précipitations, calculer leurs déplacements et déterminer leur type (pluie, neige, grêle...) ce qui nous a permis de réaliser une bonne modélisation du phénomène de précipitations.

Pour une bonne analyse et modélisation du comportement des précipitations nous avons opté pour la méthode des chaînes de Markov. Une modélisation à trois états en exploitant les données en facteur de réflectivité en fonction de la période d'observation dans la zone de mer et la zone de terre, en suite nous avons appliqué une classification par seuillage.

Les résultats obtenus montrent que les précipitations sont bien décrites par les chaînes de Markov aussi bien sur terre que sur mer. Le modèle montre une différence notable du régime des précipitations entre la terre et la mer. En effet, les probabilités d'avoir des situations précipitantes sont plus importantes en terre qu'en mer.

Bien évidemment, cette hypothèse markovienne exploitée dans cette étude ne dresse pas une liste exhaustive des activités de précipitations. D'autant qu'on sait que l'intensité de précipitation varie selon les périodes de l'année, les saisons et peut être entre le jour et la nuit. Il nous semble logique de penser que la distribution des probabilités des précipitations n'est pas la même en hiver et en été et même lorsqu'il s'agit de jour ou de nuit. Il serait intéressant d'utiliser des hypothèses markoviennes plus fortes sur l'homogénéité ou sur la profondeur. Donc plus explicitement nous suggérons d'élargir cette étude à des modèles markoviens d'ordre supérieur pour mieux prendre en considération l'influence du passé sur le comportement des précipitations.

## ANNEXES

### I. Types de nuages :

#### I.1. Cumulonimbus :

Le cumulonimbus, de la famille des cumulus, est le nuage qui présente la plus grande extension verticale. Sa base se situe en général de quelques centaines de mètres à 2 000 mètres du sol. Son sommet dépasse parfois la tropopause; il peut donc culminer à des altitudes allant de 8 000 à 15 000 m. En fin d'évolution, sa partie supérieure ressemble à une enclume, et l'on parle alors de cumulonimbus capillatus, par opposition au cumulonimbus calvus (étape de transition entre le cumulus congestus (cumulus bourgeonnant), et le cumulonimbus capillatus). Par extension, l'expression « enclume du Cb » désigne généralement sa partie supérieure qui persiste souvent après la perte d'activité du nuage. Cette enclume devient alors un cirrus spissatus cumulonimbogenitus (cirrus épais né d'un cumulonimbus). Le cumulonimbus est souvent associé à des phénomènes violents comme les tornades, les rafales descendantes et la grêle.



**Fig.A. I.1.**Le nuage Cumulonimbus.

**I.2.Cumulus bourgeonnant :**

Un cumulus bourgeonnant (TCU) ou congestus<sup>1</sup> est un nuage convectif qui se développe quand l'air est humide et instable. Il est l'étape intermédiaire entre le cumulus et le cumulonimbus et présente généralement un aspect de chou-fleur sans enclume.



**Fig.A. I.2.** Le nuage Cumulus bourgeonnant.

**I.3.Altocumulus :**

L'altocumulus est un genre de nuage de l'étage moyen, qui apparaît à une altitude comprise entre 2 000 et 6 000 m.



**Fig.A. I.3.**Le nuage l'Altocumulus.

#### **I.4.Nimbostratus :**

Un nimbostratus est un genre de nuage stratiforme d'extension verticale importante, produisant des précipitations faibles à modérées mais sur de grandes superficies. Les nimbostratus sont souvent formés de plusieurs couches stratifiées sans forme définie et de couleur gris foncé. La base d'un nimbostratus est en général inférieure à 2 000 m. Ils peuvent être comparés aux stratus, altostratus et cirrostratus.



**Fig.A. I.4.**Le nuage Nimbostratus.

#### **I.5.Stratus :**

Un stratus est un genre de nuage bas dont la base se trouve à des altitudes inférieures à quelques centaines de mètres. Lorsque cette base touche le sol, cela correspond à du brouillard.



**Fig.A.I.5.**Le nuage Stratus.

### **I.6. Altostratus :**

L'altostratus est un genre de nuage de l'étage moyen, situé à une altitude comprise entre 2000 et 5000m, pour une épaisseur de 500 jusqu'à 3000m. C'est un nuage stratiforme, c'est-à-dire en couche, dont les limites sont difficilement définissables. Il forme une vaste couche grise légèrement striée, qui laisse diffuser la lumière solaire sans ombre apparente au sol, comme au travers d'un verre dépoli. Il entraîne parfois lorsqu'il est épais des chutes de pluie ou de neige. Il est relatif à un air stable, c'est-à-dire qu'il n'y a pas de mouvements d'air verticaux importants. On l'observe préférentiellement juste avant un front chaud (son arrivée rapide en annonce l'imminence) ou dans les occlusions peu actives de perturbation.



**Fig.A.I.6.**Le nuage Altostratus

**I.7.Cirrostratus :**

Un cirrostratus est un genre de nuage appartenant à l'étage supérieur et situé à une altitude variant entre 4500 et 12000 m. Il est de même nature que le cirrus mais formant un voile continu translucide couvrant totalement ou partiellement le ciel. Il est souvent accompagné d'un petit halo et plus rarement des phénomènes qui lui sont associés, décrits sur la page halo (phénomène optique). Aucune précipitation ne lui est généralement associée. Mais comme le cirrus, il annonce l'arrivée d'une dépression.



**Fig.A.I.7.**Le nuage Cirrostratus.

**I.8.Cirrocumulus :**

Un cirrocumulus est un genre de nuage appartenant à l'étage supérieur et situé à une altitude comprise entre 5000 et 10000 m. Rarement observé, il est en forme de fleur de coton.



**Fig.A. I.8.**Le nuage Cirrocumulus

### **I.9.Cirrus :**

Le cirrus est un genre de nuage de l'étage supérieur de la troposphère (entre 6000 et 12000 mètres d'altitude) à l'apparence de filaments blancs formés de cristaux de glace. La grande dispersion de ces cristaux fait que les cirrus sont transparents. La lumière du Soleil les traverse pratiquement sans être atténuée et ils deviennent roses ou rouges après le coucher du soleil. Les cirrus sont généralement considérés comme des nuages non précipitants. Cependant, il n'est pas rare qu'ils se dissipent par sédimentation de leurs cristaux, créant alors du virga.



**Fig.A.I.9.**Le nuage Cirrus.



## BIBLIOGRAPHIE

[1] **Arnaud M**

« Contribution à l'étude stochastique markovienne des précipitations dans le bassin Adour- Garonne ».

*Thèse de Docteur, Toulouse. 1985.*

[2] **Attisto K**

« Systèmes météorologiques : Afrique tropicale ».

*Ecole (EAMAC)/ASECNA , Niamey, Niger, 2004.*

[3] **Billingsley P**

« Statistical methods in Markov chains ».

*In Stanford meetings of the Institute of Mathematical Statistics, Chicago, USA, 1960.*

[4] **Bergaoui Z**

« Modélisation stochastique des sécheresses annuelles et pluriannuelles »

*Thèse de Doctorat d'état, Tunis. 1990.*

[5] **Chèze I et Jourdain S**

« Calcul des quantiles de durées de retour de la température par la méthode gev. In Calcul des températures à risque ».

*Pages 1–50, Météo France DP/SERV/BEC Toulouse, France, 2003.*

- [6] **Chiquet J**  
« Estimation des températures journalières à l'aide de techniques markoviennes »  
*Mémoire de DEA TIS, Compiègne, 2003.*
- [7] **Chrétienne Ph et Faure R**  
« Processus stochastiques, leurs graphes, leurs usages ».  
*France Offset- Aubin, Poitiers, 1974.*
- [8] **GABRIEL K.R., NEUMAN I**  
« Markov chain model for daily rainfall »  
*Occurrence at Tel Aviv, Q. J. Roy. Met. Soc, 88, 90-95, 1962.*
- [9] **HESS G.D., LESLIE L.M GUYMER A.E., FRAEDRICH K**  
« Application of a Markov technique to the operational, short-term forecasting of Rainfull ».  
*Australian Meteorological Magazine, 37, 2, 83-91. 1989*
- [10] **Lazri M, Ameer S et Haddad B**  
« Analyse de données de précipitation par approche markovienne ».  
*Larhyss journal, ISSN 1112-3680, n° 06, Juin 2007, PP.7-20. 2007.*
- [11] **LADOY P**  
« Etude des probabilités de transitions pour les types journaliers de distribution Spaciale de la pluie ».  
*Actes du 3ème colloque sur l'analyse des données en géographie, Besan, 177-202.1974.*

- [12]     **LIANA C., ELENA C**  
Evaluation of the transition probabilities for daily precipitation time series using a *Markov* chain model ». *The 3<sup>rd</sup> International Colloquium. 2004.*
- [13]     **LIMNIOS.N**  
« Processus stochastiques et fiabilité ». *Cours de DEA - Module TI08, pages 1–12, Laboratoire de Mathématiques Appliquées de Compiègne - UTC, France.*
- [14]     **Pierre-Emmanuel KIRSTETTER**  
« Estimation quantitative des précipitations par radar météorologique : inférence de la structure verticale des pluies, modélisation des erreurs radar-pluviomètres ». *Thèse doctorat de l'université JOSEPH FOURIER – GRENOBLE I.*
- [15]     **Sauvageot H**  
« Radar météorologique ». *Artech House, Boston, 361 pp. , 1992 .*

