



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et
de la Recherche Scientifique
Université Kasdi Merbah d'Ouargla

N° d'ordre

N° de série

Faculté des Mathématiques et des Sciences de la Matière

Département de physique

Mémoire

En vue de l'obtention du diplôme de :

MASTER ACADEMIQUE

Filière : Physique

Spécialité: Physique météorologique

Présentée par :

BELLERAGUEB Habiba & NAHOUI Nour El-Imane

Thème

Etude spatio-temporelle de la stabilité atmosphérique au moyen des indices de stabilité. Applications sur des évènements des précipitations aux régions sud-ouest et extrême sud de l'Algérie.

Soutenus publiquement le :13 /06 /2022 .

Devant le jury :

Mr Yacine Marif	Président	MCA	UKM - Ouargla
Mr Abdellali Fekih	Examineur	MCB	UKM - Ouargla
Mr Mohammed Taher Nakes	Encadreur	MCB	UKM - Ouargla
Mr Belkhir Hebal	Co-Encadreur	MA	UKM - Ouargla

Année universitaire : 2021/2022

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

The image features a stylized calligraphic representation of the Basmala (Bismillah) in Arabic. The text is written in a bold, blue, cursive script. It is surrounded by numerous red diacritical marks, including dots, dashes, and lines, which are used to indicate the correct pronunciation and placement of vowels and accents. The overall composition is dynamic and artistic, typical of Islamic calligraphy.



Dédicace

*Ce qui était hier un rêve devenu réalité, louange à Dieu, Seigneur * Je dédie le fruit de mes efforts à celui qui a pris soin de moi et m'a comblé de sa gentillesse*

*et n'a rien lésiné sur moi et sa vivacité pour m'apprendre à toujours monter aux rangs du Très-Haut, "Mon **PERE** vertueux, que Dieu le préserve et le protège". À celui qui a grandi dans ses bras et a connu le bonheur avec elle, à la conviction et à la persévérance Et elle a levé les mains vers le ciel pour prier pour moi succès et succès à celle qui était un atout pour moi , "Ma chère **MERE** à mon cœur, que Dieu la préserve et fasse d'elle une couronne sur nos têtes." À celles qui adoucissent ma vie : mes chers frères "**MED LAMINE , IBRAHIME , ABD ELLAH , MON COEUR ABDELRAOUF**". À mes chères sœurs "**OUARDA , AZIZA , MAOUAHIBE , AICHA , IKHLAS , HINDE , SANNA**". À mon cher **FIANCEE "CH"** à mon cœur, qui m'a aidé à continuer et à arriver ici . À tous mes deuxièmes mère et père dans ma vie et à mes beaux-frères, chacun en son propre nom ; à ma belle-famille, chacun en son nom . À qui j'ai vécu avec le sens de la fraternité et de l'amitié dans tous ses sens, et j'ai vécu avec eux les meilleurs noms et les moments les plus merveilleux, mes amis tous ; faire une mention spéciale "**KENZA**". À ceux avec qui j'ai partagé cette douleur et les difficultés de ce travail, au Dr "**Nakes Mohamed Al-Taher**", tous nos remerciements et mon respect à ce médecin qui est resté avec moi tout au long de la période de recherche. À mon binôme*

*"**HABIBA**"; À tous les collègues et étudiants du Master de Météorologie et de la Faculté des Sciences de la Matière*

NOUR ELIMANE

Dédicace

Je dédie avec un grand plaisir et honneur ce modeste travail :

à mes parents, A la plus proche de mon cœur, maman chérie, Pour tous ces sacrifices, tous les moyens mis à ma disposition, pour son soutien, ses encouragements et son amour en l'absence de mon père (Allah yerhfmou).

A mes chères soeurs FATMA, WIDAD et DJEMAA, pour leurs encouragement permanent, et leur soutien moral.

A mes chers frères ABDDERAHMAN, MESSOUD, ABBASS, MOUHAMED.

Aux bijoux de ma famille :MINNAT ALLAH, ABD ELKAYYOUM, HOUSSEM, MESTAPHA, MAHER, WIAAM, RIHAM.

A mes meilleures amies: MALIKA, SAFFIA LES 2 CHERIFFA, OUM ELKHAIR, FATOUMA, AHHLAM ,

Merci pour tout ce que vous avez fait pour moi, pour votre soutien jusqu'à la dernière minute.

A mon binôme NOUR ELIMANE et A mes collègues de physique fondamentale 2018, master physique météorologique

Enfin à toute personne qui reste convaincue que l'effort est la seule voie vers la réussite

Habiba Hbs

Remerciements

Nous remercions d'abord ALLAH de nous avoir donné le courage et la force ainsi que la volonté d'aboutir à la fin de notre modeste travail.

Nous adressons nos vifs remerciements et notre respect à notre encadreur Monsieur **NEKES Mohammed Taher** pour nous avoir encadré et guidé par son savoir, ses conseils et sa compréhension toute au long de notre travail : Merci pour votre indéfectible disponibilité, votre rigueur scientifique et la confiance que vous nous avez accordée au cours de l'élaboration de ce travail ; Merci pour l'acuité de vos critiques et pour vos conseils éclairés.

Nous remercions aussi à l'encontre de notre Co-Encadreur Monsieur **Belkhir Hebal** qui nous a aidées à travers ses remarques pertinentes, sa disponibilité et surtout ses conseils judicieux.

Nous adressons notre considération à Monsieur **Yacine Marif**, pour avoir accepté de présider le jury.

Nous tenons à remercier Monsieur **Abdellali FEKIH**, pour nous avoir fait l'honneur d'examiner ce travail.

Nos sincères remerciements à nos collègues de la promotion 2021/2022, Master 2, Physique et Météorologie de l'Université KASDI Merbah Ouargla.

Nous tenons à exprimer nos sincères remerciements à tous les professeurs qui nous ont enseigné et qui par leurs compétences nous ont soutenu dans la poursuite de nos études.

Enfin, on remercie tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail.

Habiba & Nour Elimane

SOMMAIRE

Dédicace	i
Remerciement.....	iii
Liste des figures	vii
Liste des tableaux.....	ix
Liste des Symboles	xi
Liste des acronymes	xii
Introduction Générale.....	1

Chapitre I : Radiosondage atmosphérique

I.1 - Introduction.....	3
I.2- Généralités sur l'atmosphère	3
I.2.1- Epaisseur de l'atmosphère	3
I.2.2 –Rôle de l'atmosphère terrestre.....	4
I.2.3 - Composition de l'atmosphère.....	5
I.2.4 - Structure verticale de l'atmosphère terrestre	7
I.2.4.1 - La troposphère	7
I.2.4.2 - La tropopause	7
I.2.4.3 - La stratosphère	8
I.2.4.4 - La stratopause	8
I.2.4.5 - La mésosphère	8
I.2.4.6 - La mésopause	8
I.2.4.7 - La thermosphère	8
I.3 - Mesures en altitude.....	10
I.3.1 - Définition de la radiosonde.....	10
I.3.2 -Principe de mesure de la radiosonde.....	12
I.3.3 - Méthodes de mesure.....	13
I.3.4 - Procédures de lâcher d'un radiosondage.....	15
I.3.4.1 – Gonflage de ballon.....	15
I.3.4.2 - Système de réception et de traitement.....	16

Chapitre II : les diagrammes thermodynamiques utilisé en météorologie- Skew T

II .1- Introduction	19
II.2- Les diagrammes thermodynamiques en météorologie	19
II .3 – l'émagramme	21
II .4 – Diagramme Skew-T.....	22
II.4.1 -Définition	22
II.4 .2 -les coordonnées de Skew_T (T, $-\log_{10}P$).....	22
II.4.3- Orientation des lignes fondamentales	24
II.4.4 - les Données de sondage en Skew_T.....	27
II.4.4 .1-Courbe d'état et courbe du point de rosée.....	27
II.4.4 .2 - Le Bâtonnets de vent.....	28
II.4.4 .3 L'hodographe.....	29
II.5- stabilité et l'instabilité d'une couche d'air atmosphérique	30
II.5.1- stabilité et l'instabilité selon les variations de θ et θ'_w	30
II.5.2-Étude de stabilité et d'instabilité graphiquement par Skew-T.....	31
II.5.2.1- stabilité absolue (absolutely stable).....	31
II.5.2 .2 -Instabilité absolue (absolutely Unstable).....	31
II.5.2.3 -Instabilité conditionnelle (Conditional State).....	32
II .6-Eau précipitable W.....	33

Chapitre III : Concept des indices de stabilité atmosphérique

III .1-Introduction.....	34
III .2-Notion d'équilibre.....	34
III.2.1-Equilibre stable	34
III .2.2- Equilibre instable.....	35
III .2.3- Equilibre neutre (indifférente)	35
III .2.4-Equilibre conditionnelle	35
III.3-Accélération verticale d'une particule atmosphérique	36
III.4- Stabilité et instabilité dans l'atmosphère.....	37
III.4.1-Stabilité et instabilité d'une particule d'air dans l'atmosphère.....	37

III.4.1 .1- Cas de l'air non saturé.....	37
III.4.1.2- Cas de l'air saturé.....	39
III.4.2 - Principaux niveaux pouvant être atteints par une particule d'air soulevée adiabatement	40
III.4.2.1-Niveau de Condensation par Ascendance –NCA.....	40
III.4.2.2-Niveau de Condensation par Convection-NCC.....	41
III.4.2.3-Niveau de Convection Libre –NCL.....	41
III.4.2.4-Niveau d'Equilibre – NE.....	41
III.5 - Instabilité conditionnelle (ou latente) d'une particule.....	42
III.6- Indices des stabilité	43
III.6.1- Indices de stabilité de Showalter - I_s (Showalter,1953).....	44
III.6.2- Indices de stabilité de Galway – I_A (1956).....	45
III.6.3- Indices de LI	46
III.6.4- Indices KI (Indice de George).....	47
III.6.5-L'indice total – total (Total-Total Index – TTI).....	48
III .6.6-L'indice Sweat.....	49
III.6.7 - Les indices CAPE et CINE.....	50

Chapitre IV : Etude spatio-temporelle de la sensibilité des indices de stabilité atmosphérique

IV.1 – Introduction	53
IV.2 - Localisation géographique des zones études :.....	53
IV.3- Présentation des données climatiques.....	55
IV.4-Diagramme skew-T pour les mesures de radiosondage des station de Béchar ,Tindouf et In Salah.....	57
IV.5 - Etude de la stabilité atmosphérique au moyen des indices de stabilité.....	60
IV.6-Test de sensibilité des indices de stabilité.....	66
IV.6.1-Classement des indices de stabilité.....	71
IV.6.1.1-Classement annuell de la sensibilité des indices de stabilité.....	71
IV.6.1.2-Classement saisonnier de la sensibilité des indices de stabilité.....	73
Conclusion Générale.....	79
Références bibliographique.....	81
Annexes	83
Résumé.....	85

Liste des figures

Figure (I.1) : atmosphère terrestre.....	4
Figure (I.2) : structure verticale de l'atmosphère	9
Figure (I.3) : les couches atmosphérique	9
Figure (I.4) : sonde de mesure	11
Figure (I.5) : Lâcher de ballon sonde	11
Figure (I.6) : Réseau mondial des stations radiosondages.	12
Figure (I.7) : Radio sonde RS92-SGP VAISALA.....	13
Figure (I.8) : Ballon sonde.....	15
Figure (I.9) : étape de gonflage ,serrage et du col du ballon.....	16
Figure (I.10) : système de réception	17
Figure (I.11) : poste suivi de radiosonde VAISALA.....	18
Figure (II.1): Diagramme de Skew-T	24
Figure (II.2): les isobares (hPa)	24
Figure (II.3): Les isothermes (°C).....	25
Figure (II.4): Lignes des adiabatiques sèches.....	25
Figure (II.5): Lignes des pseudo-adiabatiques saturée	26
Figure (II.6): Lignes des rapports de mélange saturants.....	27
Figure (II.7): courbe d'état et courbe du point de rosée en skew-T.....	28
Figure (II.8): Barbul de vent	29
Figure (II.9): L'hodographe.....	29
Figure(II.10) : Stabilité absolue ; Instabilité absolue ; Instabilité conditionnelle.....	32
Figure (III.1) : Equilibre stable	34
Figure (III.2) : Equilibre instable	35
Figure (III.3) : Equilibre neutre ou indifférent	35
Figure (III.4) : Instabilité conditionnelle	35
Figure (III.5) : Accélération verticale d'une particule d'air atmosphérique.....	36
Figure (III.6) : Equilibre stable de l'air non saturé	38
Figure (III.7): Equilibre instable de l'air non saturé	38

Figure (III.8) : Equilibre neutre de l'air non saturé	39
Figure (III.9) : Equilibre stable de l'air saturé	39
Figure (III.10): Equilibre instable de l'air saturé	40
Figure (III.11) : Equilibre indifférent ou neutre de l'air saturé	40
Figure (III.12): Détermination du NCA, NCC, NCL, NE sur l'épigramme 761	41
Figure (III.13): Détermination du NCA, NCC, NCL, NE sur skew-T	42
Figure(III.14) : Représentation sur l'épigramme ,de la stabilité /instabilité conditionnelle d'une particule d'air atmosphérique	43
Figure (III.15) : Détermination de l'indice de SHOWALTER	45
Figure (III.16) : Détermination de l'indice de Galway.....	47
Figure (IV.1) : Localisation géographique des stations de Béchar, Tindouf, et In Salah.....	54
Figure (IV.2) : Interface du site web l'University de Wyoming	55
Figure(IV. 3) : Diagrammes Skew -T, station Béchar.....	57
Figure(IV. 4) : Diagrammes Skew-T, station Tindouf.....	58
Figure (IV. 5) : Diagrammes Skew-T, station In Salah.....	59

Liste de tableau

Tableau I.1 : Composition volumétrique de l'air sec au niveau de la mer	5
Tableau (II.1) :Les états de stabilité et l'instabilité Selon les variations de θ et θ'_w	30
Tableau (III.1) :Critères de stabilité / instabilité, selon l'indice de showalter.	45
Tableau (III.2) :Critères de stabilité / instabilité, selon l'indice de LI.	47
Tableau (III.3)) : Probabilités de développement d'orages selon l'indice KI	48
Tableau (III.4) : Critères de probabilité d'orages, selon l'indice TTI	49
Tableau (III.5) :Critères d'orages, selon l'indice SWEAT.	50
Tableau(III.6) : Critères de manifestations d'orages selon l'indice CAPE.	52
Tableau (IV.1) : Les coordonnées géographiques des stations d'étude : Tindouf, In Salah et Béchar.....	54
Tableau (IV.2) : Caractéristiques pluviométriques des perturbations orageuses à Béchar, Tindouf, In Salah, au cours des quatre saisons (années comprises entre 2008 et 2018).....	56
Tableau (IV.3) : Indices de stabilité atmosphériques ; Béchar, hiver (17/02/2015 à 00z) ; Quantité de pluies : 19 mm.....	60
Tableau (IV.4) : Indices de stabilité atmosphériques ; Béchar, Printemps (27/03/2009 à 12z) ;Quantité de Pluies 38.3mm	61
Tableau (IV.5) : Indices de stabilité atmosphériques, Béchar, été (12/07/2014 à 12z) ;Quantité de Pluies 13.6mm.....	61
Tableau (IV.6) : Indices de stabilité atmosphériques, Béchar, Automne (09/10/2008 à 00z) ;Quantité de Pluies 84.6mm	62
Tableau (IV.7) : Indices de stabilité atmosphériques ; Tindouf, hiver(17/01/2014 à 12z) ; Quantité de Pluies 2.6 mm.....	62
Tableau (IV.8) : Indices de stabilité atmosphériques ; Tindouf, Printemps (11/04/2012 à 12z) ; Quantité de pluies 5 mm.	63
Tableau (IV.9) : Indices de stabilité atmosphériques ; Tindouf, été (26/06/2013 à 12z) ; Quantité de pluies 2.1 mm.....	63
Tableau (IV.10) : Indices de stabilité atmosphériques, Tindouf, automne (11/09/2018 à 12z) ; Quantité de pluies 35 mm.....	64
Tableau (IV.11) : Indices de stabilité atmosphériques ; In Salah, hiver (21/12/2013 à 12z) ; Quantité de pluies 5.7 mm.....	64
Tableau (IV.12) : Indices de stabilité atmosphériques, In Salah, Printemps (08/03/2012 à 12z) ; Quantité de pluies 10.7 mm.....	65
Tableau (IV.13) : Indices de stabilité atmosphériques ; In Salah, été (28/06/2013 à 12z) ; Quantité de pluies 0.1 mm.....	65
Tableau (IV.14) : Indices de stabilité atmosphériques, In Salah, automne (27/09/2018 à 12z) ; Quantité de pluies 13.2 mm.....	66
Tableau (IV.15) : Sensibilité saisonnière des indices de stabilité, station de Béchar.....	68

Tableau (IV.16) : Sensibilité saisonnière des indices de stabilité, station de Tindouf.....	69
Tableau (IV.17) : Sensibilité saisonnière des indices de stabilité, station de In Salah.....	70
Tableau (IV.18) : Ordre de classement annuelle de la sensibilité, station Béchar	71
Tableau (IV.19) : Ordre de classement annuelle de la sensibilité, station Tindouf.....	71
Tableau (IV.20) :Ordre de classement annuelle de la sensibilité, station In Salah.....	72
Tableau (IV.21) :Ordre de classement annuelle de la sensibilité des indices de stabilité, stations de Béchar Tindouf et InSalah.....	72
Tableau (IV.22) :Ordre de classements saisonnière des indices de stabilité, station Béchar.....	73
Tableau (IV.23) :Ordre de classement saisonnière des indices de stabilité, station Tindouf	74
Tableau (IV.24) :Ordre de classement saisonnière des indices de stabilité, station In Salah	75
Tableau (IV.25) :Regroupement des classes de sensibilité des indices de stabilité de la saison d’Hiver ; Stations de Béchar, Tindouf et In Salah.....	76
Tableau (IV.26) :Regroupement des classes de sensibilité des indices de stabilité de la saison de Printemps ; Stations de Béchar, Tindouf et In Salah.....	76
Tableau (IV.27) :Regroupement des classes de sensibilité des indices de stabilité de la saison d’Eté ; Stations de Béchar, Tindouf et In Salah.....	76
Tableau (IV.28) :Regroupement des classes de sensibilité des indices de stabilité de la saison d’Automne ;Stations de Béchar, Tindouf et In Salah.....	76
Tableau (IV.29) :Les indices en 1^{ère} classe de sensibilité saisonnière ; Stations de Béchar,Tindouf et In Salah... 	77

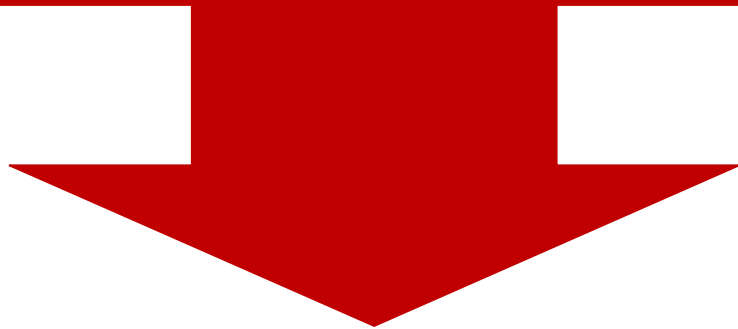
Liste des Symboles

Symbole	Grandeur	Unité
T	Température	Le Kelvin (K)
P	Pression	Le pascal (p)
M	Masse	Le kilogramme (kg)
N	Quantité de matière	La mole (mol)
F	Force	Le newton (N)
W	Travail	Le joule (J)
V	Volume	Mètre cube (m ³)
ρ	La masse volumique	Kg/m ³
φ	L'entropie	J/K
S	L'entropie massique	J/K.kg
R	Rapport de mélange	g/kg
HR	Humidité relative	%
V	Vitesse de vent	m/s
DD	Direction de vent	Degré (°)
Cp	Chaleur spécifique à pression constante	J/K.kg
Γ_d	Gradient adiabatique de température	°C /km

LISTE DES ACRONYMES

NCA	Niveau de Condensation par Ascendance
NCC	Niveau de Condensation par Convection
NCL	Niveau de Convection Libre
NE	Niveau d'Equilibre
I_s	Indice Showalter
I_A	Indices de Galway
LI	Lifting Index
KI	K Index
TTI	Total Total Index
CAPE	Convective Available Potential Energy
CINE	Convective Inhibition Energie
OMM	Organisation Météorologique Mondiale
W	Eau précipitable
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

Introduction Générale



Introduction générale

Les profils verticaux des paramètres atmosphériques tels que pression, température et l'humidité, permettent de connaître les mouvements verticaux (ascendant et descendant) des masses d'air, et ainsi connaître les formations des structures nuageuses (de type stratiforme ou cumuliforme). L'étude de la stabilité (instabilité) atmosphérique, à l'aide des mesures de sondage et les indices de stabilité, entre dans le cadre de la prévision de temps à courte terme et à l'échelle locale. Plusieurs diagrammes thermodynamiques sont utilisés pour présenter les différentes transformations atmosphériques, les plus répandus sont le Skew-T et (monde anglo-saxonne) l'émagramme 761 (monde francophone). Des indices de stabilité atmosphériques, principalement empiriques, sont également développés pour décrire l'ampleur de ces transformations, tels que l'indice Total-Total, Indice de George (KI), Showalter, Sweat, Lifting Index (LI), le CAPE et le CINE. Quant aux mesures de sondage sont disponibles pour quelques stations météorologiques à travers le territoire algérien tels que (Béchar, Tindouf, In Salah et Tamanrasset); ces données sont hébergées et fournies gratuitement par le site web de l'université de Wyoming (USA) <http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding>.

Des études antérieures, sur la sensibilité des indices de stabilité atmosphérique vis-à-vis des situations atmosphériques, ont montré que les indices TTI et KI ont une « forte sensibilité » en termes de prévention des perturbations atmosphériques à court terme et à l'échelle locale. Les études avaient compris d'autres indices tels que Showalter, Sweat, CAPE, CINE. Ces études ont été réalisées à l'aide de l'analyse des données de sondage concernant des événements des perturbations atmosphériques, qui ont marqué certaines stations situées dans le sud-ouest (Béchar et Tindouf) et l'extrême sud (In Salah) de territoire algérien, et enregistrés au cours des mois de Septembre et d'Octobre (saison d'automne).

L'objectif de la présente étude est de généraliser, pour les mêmes stations, l'étude de la sensibilité au moyen des indices de stabilité atmosphérique, à certaines perturbations atmosphériques orageuse déroulées au cours des quatre saisons de l'année (hiver, printemps, été, et automne). Cette présente étude était menée afin de déterminer la sensibilité des indices à l'échelle spatio-temporelle et de connaître leurs capacités à prédire l'ampleur des perturbations météorologiques.

Introduction Générale

Ce manuscrit, en plus d'une introduction et conclusion générales, est reparti sur quatre chapitres :

Chapitre I, est consacré à la description des moyens de mesures de sondage et leurs principe de fonctionnement.

Chapitre II, était réservé à la description des diagrammes thermodynamiques utilisés en météorologie, où nous sommes concentrés en particulier sur le diagramme de Skew-T comme exemple.

Chapitre III, est consacré à de la stabilité / instabilité atmosphérique, ainsi une présentation des principaux indices de stabilité.

Chapitre IV, c'est le partie pratique de l'étude , où nous avons analyser et discuter à propos la sensibilité des indices de stabilité atmosphérique pour les stations de Béchar, Tindouf, et In Salah au cours de quatre saisons (hiver - printemps - été - automne).

- Référence bibliographique
- Annexe

Chapitre I

Radiosondage Atmosphérique



I.1 - Introduction

On appelle atmosphère l'enveloppe gazeuse qui entoure le globe terrestre, et l'on désigne sous le nom d'air l'ensemble des gaz qui la constituent.

Les phénomènes atmosphériques dont l'étude fait l'objet de la météorologie sont très complexes. La connaissance et la compréhension du système atmosphérique dépendent de la qualité et de la quantité des observations disponibles. Ces observations peuvent être effectuées par des appareils basés au sol ou à bord des satellites, par des techniques de télédétection. [1]

Elles sont réalisées à la fois dans un cadre opérationnel pour le développement des modèles météorologiques ou dans un cadre de recherche scientifique avec l'objectif d'améliorer la connaissance de l'atmosphère, et d'expliquer les différentes transformations qui se produisent au sein de ce dernier.

Pour établir des prévisions météorologiques, les spécialistes ont besoin de connaître l'état de l'atmosphère à tout instant. Les mesures effectuées au niveau du sol ne suffisent pas, il est nécessaire de connaître pour l'air la température, la pression, l'humidité relative ainsi que la direction et la force du vent à tous les niveaux compris entre la surface du sol et une altitude d'environ 16000 m correspondant à la limite conventionnelle de 100 hPa pour englober à coup sûr la totalité de la troposphère[2].

Nous présentons dans ce chapitre les différents moyens des observations en altitude utilisés en météorologie ainsi que leurs principes de mesure.

I.2 - Généralités sur l'atmosphère

I.2.1 - Epaisseur de l'atmosphère

La hauteur de l'atmosphère terrestre était longuement discutée, et cela sans résultats concluants. Il s'agit en effet d'une notion imprécise, l'air atmosphérique se raréfiant de plus en plus à mesure que l'on s'élève pour présenter une transition continue jusqu'au vide interplanétaire.[1] Sa masse totale est évaluée à $5,13 \cdot 10^{18}$ Kg, soit environ le millionième à la masse de la Terre .

Il n'est pas possible de lui fixer une épaisseur limite ; mais les gaz se raréfiant avec l'altitude, cependant on peut indiquer que :

-la moitié (1/2) de la masse d'atmosphère, se situe au de 5500 m.

-les (2/3) au-dessous de 8400 m d'altitude.

-les (3/4) au-dessous de 10300 m d'altitude.

-les (9/10) au-dessous de 16100 m d'altitude.

-les (99/100) au-dessous de 31000 m d'altitude.

On remarque que cette épaisseur de 16 km (par exemple), constituée de (99/100) de la masse atmosphérique, reste bien mince comparée aux 6367 km du rayon de la Terre. On considère que la hauteur limite de l'atmosphère se situerait dans une zone assez épaisse, comprise entre 500 et 1000 km.[3]

I.2.2 –Rôle de l'atmosphère terrestre

L'atmosphère nous protège contre les agressions extérieures. Les dangereuses particules énergétiques éjectées par le Soleil sont piégées dans la magnéto sphère (ceintures de rayonnement) ; leur présence se manifeste par la luminescence des aurores polaires. Les poussières et les fragments rocheux extraterrestres sont freinés dans la haute atmosphère et s'y consomment partiellement ou totalement en engendrant des météores (étoiles filantes). Les rayonnements ultraviolets nocifs (responsables notamment des cancers de la peau) sont absorbés lors de réactions photochimiques dans la fragile couche d'ozone stratosphérique, qui joue ainsi un rôle essentiel pour la vie sur la Terre [4].



Figure I.1: Atmosphère terrestre [4]

I.2.3 - Composition de l'atmosphère

Des nombreux phénomènes physiques et chimiques qui se produisent dans l'atmosphère sont directement liés à sa composition. L'atmosphère actuelle est composée presque uniquement d'azote et d'oxygène sous leur forme diatomique. L'azote (N_2) représente environ 78% du total des molécules d'air sec de l'atmosphère et l'oxygène (O_2), 21%. L'argon (Ar), gaz inerte, représente environ 0,9%, le restant (0,1%) est composé de nombreux gaz à l'état de traces, comportant surtout du dioxyde (ou gaz carbonique) et de la vapeur d'eau, voir Tableau I.1.

Bien que le dioxyde de carbone ne représente actuellement que 350 millièmes du volume de l'atmosphère, il joue, en association avec la vapeur d'eau, un rôle vital dans le maintien de l'équilibre thermique du système terre/atmosphère, car il absorbe de façon efficace le rayonnement infrarouge (effet de serre).

L'air atmosphérique contient également, mais en proportions très variables (jusqu'à 4% en volume), de la vapeur d'eau. Celle-ci absorbe fortement l'infrarouge et forme le maillon essentiel du cycle de l'eau.

Un autre gaz important, présent à l'état de traces, est l'ozone (O_3), forme triatomique de l'oxygène, concentré dans une couche située entre 20 et 30 km d'altitude. Bien que sa concentration totale ne dépasse pas 12 parties par million (ppm), l'ozone absorbe le rayonnement ultraviolet de façon si efficace qu'il protège presque totalement la vie sur Terre de ces rayons nocifs[4].

Tableau I.1 : Composition volumétrique de l'air sec au niveau de la mer[1], [4].

	Nom	Symbole	Masse moléculaire	Densité	Composition (%)
Composants principaux	Azote	N_2	28,016	0,967	78,084
	Oxygène	O_2	32	1,105	20,946
	Argon	Ar	39,944	1,379	0,934
	Dioxyde de carbone	CO_2	44,01	1,529	0,032
	Néon	Ne	20,183	0,695	$1,8 \times 10^{-3}$
	Hélium	He	4,003	0,138	$5,2 \times 10^{-4}$
	Méthane	CH_4	16	0,558	$2,0 \times 10^{-4}$
	Krypton	Kr	83,7	2,868	$1,1 \times 10^{-4}$
	Hydrogène	H_2	2	0,070	$5,0 \times 10^{-5}$
	Xénon	Xe	131,3	4,524	$8,7 \times 10^{-6}$
	Ozone	O_3	48	1,624	Environ 10^{-6}

	Oxydes d'azote	N ₂ O ,NO ,NO ₂	44,016	1,529	Environ 10 ⁻⁶
	Ammoniac	NH ₃			Moins de 10 ⁻⁶
	Anhydride sulfurique	SO ₂			Moins de 10 ⁻⁶
	Oxyde de carbone	CO	28	0,967	Moins de 10 ⁻⁶
Composants minoritaires	Radon	Rn	222	7,68	Moins de 10 ⁻⁶

Ce tableau appelle quelques remarques :

- Les trois premiers constituants sont prépondérants ; ils représentent 99,97 % de l'air atmosphérique.
- La teneur en gaz carbonique est très variable, elle dépend, notamment dans les basses couches, d'activité industrielle.
- La proportion d'ozone au voisinage du niveau de la mer est extrêmement faible , mais elle devient plus importante en altitude , dans la “ couche d'ozone ” qui s'étend en moyenne de 15 à 45 Km .

En plus de ces composants gazeux, abstraction étant faite des gouttelettes d'eau et cristaux de glace constituant les nuages et précipitation, on trouve, en suspension dans l'atmosphère, un nombre considérable d'impuretés et de particules diverses de dimensions microscopiques.

Ils s'agissent de débris minéraux et végétaux, de bactéries, qui, emportés par le vent, contribuent à polluer l'atmosphère. Il s'agit encore de particules de sel marin provenant de l'évaporation des embruns, etc. ... L'atmosphère est également peuplée dans toute son étendue de particules diverses de dimensions microscopiques, voir Figure (I.2)

La présence de ces divers corpuscules en suspension dans l'atmosphère est loin d'être négligeable. Il est établi en effet, qu'en plus de conditions thermodynamiques adéquates, la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique nécessite la présence de “ supports ” solides sur lesquels s'effectue la condensation. Les particules solides et notamment les cristaux de sel marin, cités ci-dessus, constituent justement ses supports encore appelé “ noyaux de condensation ” [5].

I.2.4 - Structure verticale de l'atmosphère terrestre

Il est d'usage de stratifier l'atmosphère en couches, désignées par le suffixe –sphère, dans lesquelles un paramètre (température, masse volumique, etc.) reste constant ou varie de façon monotone avec l'altitude ; ces couches sont séparées par des zones de transition, désignées par le suffixe –pause. Cela permet de différencier une succession de strates en fonction de critères thermiques, chimiques ou électromagnétiques.

I.2.4.1 - La troposphère

La troposphère est la zone la plus basse de l'atmosphère, comprise depuis le sol jusqu'à la tropopause. Elle présente des caractéristiques qui la différencient nettement des autres régions de l'atmosphère : c'est la zone où manifestent les phénomènes météorologiques courants (nuages, pluies, orages, etc.). Cette couche elle est violemment brassée par des courants verticaux et horizontaux, déterminés principalement par les différences de température et pression. La troposphère représente les trois quarts environ de la masse atmosphérique totale. L'oxygène, l'azote, le dioxyde de carbone, la vapeur d'eau sont ses constituants majeurs. La température y décroît en moyenne de 6.5 °C par kilomètre d'altitude (températures moyennes : 10 °C au sol, atteindra -55°C à 12 km d'altitude, aux latitudes moyennes). Dans la troposphère, la vitesse des vents croît en moyenne avec l'altitude, en raison de la diminution des effets de frottement et de la turbulence. Toutefois, ce renforcement de la vitesse des vents avec l'altitude peut être contrarié, et même parfois inversé, selon la répartition de température et de son gradient. Le maximum de vitesse des vents se situe au niveau de la tropopause[4].

I.2.4.2 - La tropopause

La limite supérieure de la troposphère (appelée tropopause), située, en moyenne, à 16 km d'altitude à l'équateur (température d'environ -85°C), s'abaisse au fur et à mesure qu'on se rapproche des pôles, où elle se situe à environ 9 km d'altitude (température d'environ -55 °C). En un même lieu, son altitude peut varier avec les conditions météorologiques, en particulier avec la pression barométrique. La tropopause constitue pratiquement la limite supérieure de l'atmosphère météorologique. Ses parties chevauchantes, entre 6000 et 13000 m d'altitude, sont le lieu de jet-streams, rubans tubulaires de vents violents (300 km/h), généralement dirigés d'ouest en est[4].

I.2.4.3 - La stratosphère

La stratosphère est la couche moyenne de l'atmosphère ; elle s'étend depuis la tropopause jusqu'à 50 km d'altitude en moyenne. Cette partie est caractérisée, dans sa partie inférieure (jusqu'à 25-30 km environ), par une très faible variation de la température avec l'altitude. À une altitude d'une trentaine de kilomètres environ, on observe une couche de concentration maximale de l'ozone ; au-dessus de 30 km, la température croît avec l'altitude pour atteindre environ 0°C vers 50 km. Très sèche, la stratosphère est pratiquement libre de tout nuage ; elle est parcourue par des vents très violents, essentiellement horizontaux (disposition en strates), atteignant parfois 350 km/h et même 450 km/h[4].

I.2.4.4 - La stratopause

La stratopause est la zone de discontinuité, située à une altitude d'environ 50 km, qui constitue la limite supérieure de la stratosphère, et séparant celle-ci de la mésosphère. La température, à ce niveau, est voisine de 0° C.

I.2.4.5 - La mésosphère

La mésosphère, qui s'étend de la stratopause (50km) jusqu'à 80-85 km d'altitude, est de nouveau une zone de décroissance verticale de la température. Les vents sont extrêmement variables, bien que plus faibles en moyenne que dans la stratosphère. À la limite supérieure de la mésosphère (mésopause), la température est de l'ordre de - 85°C[4].

I.2.4.6 - La mésopause

La mésopause, limite supérieure de la mésosphère située à environ 80 km d'altitude, est une zone de température minimale.

I.2.4.7 - La thermosphère

Dans cette région, située au-dessus de la mésopause, la température, qui recommence à croître jusqu'à la limite de l'atmosphère, est sujette à de grandes variations diurnes, croissant avec l'altitude et atteignant rapidement plusieurs centaines de degrés au-dessus de 200 km. Toutefois, il convient de noter que, dans un milieu aussi raréfié, la notion de température n'est plus liée, d'un point de vue microphysique, qu'à la vitesse de l'agitation moléculaire, indépendamment de tout effet thermique immédiat à l'échelle macro physique.

Les différentes couches mentionnées ci-dessus sont schématisées par Figure (I.2) et (I.3) suivantes.

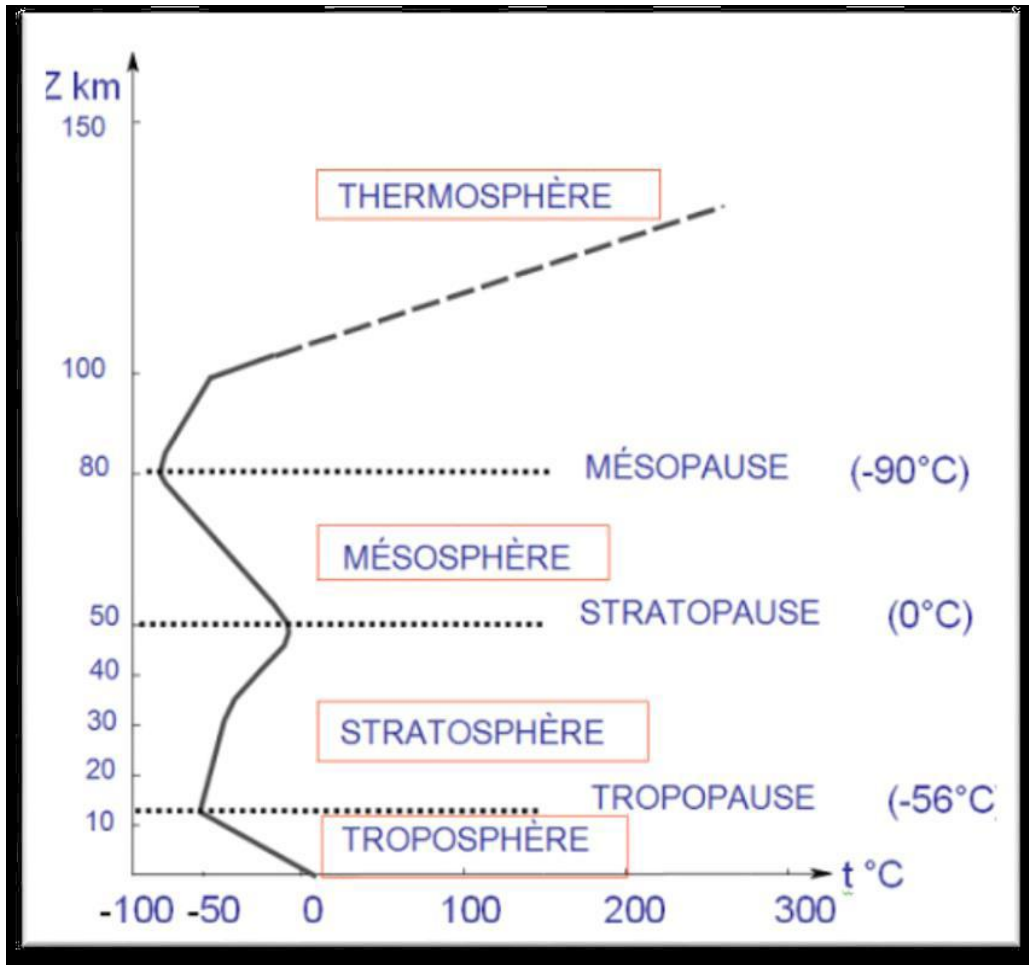


Figure (I.2): Structure verticale de l'atmosphère terrestre.[2]

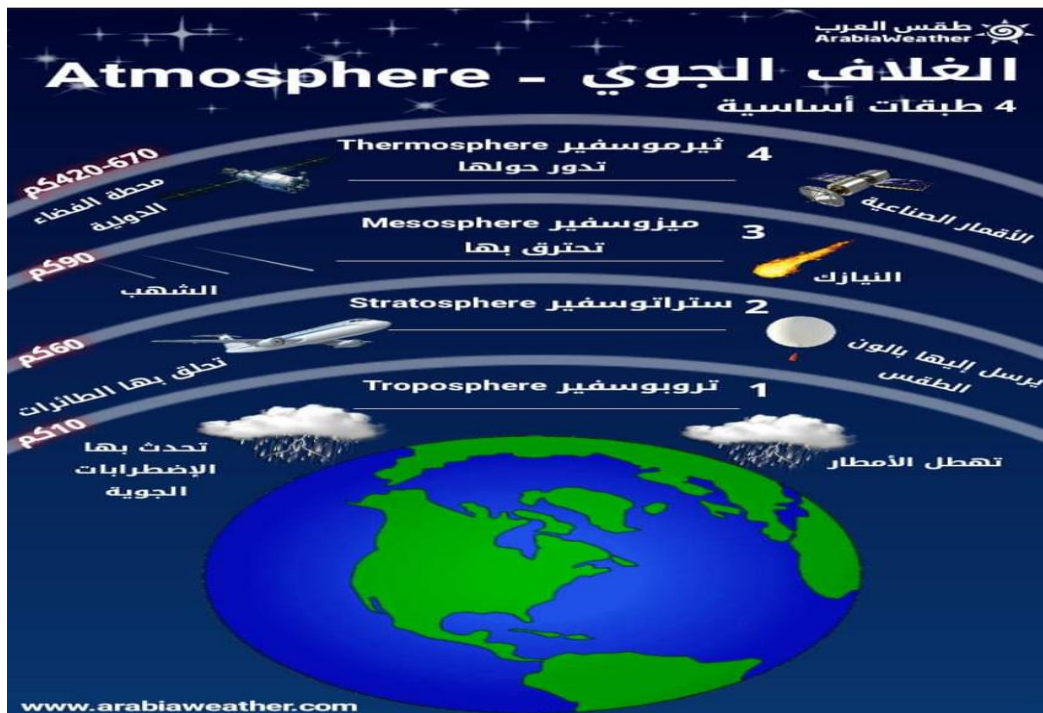


Figure I. 3 :Les couches atmosphériques [6]

I.3 - Mesures en altitude

Pour les besoins de la météorologie opérationnelle, l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) coordonne le développement du système mondial d'observation en altitude regroupant l'ensemble des observations utilisées pour la calibration des modèles météorologiques globaux. Ce réseau est composé d'appareils mesurant les différentes propriétés physiques de l'atmosphère telles que la température, la pression, la vitesse et la direction des vents, la composition chimique ou encore l'humidité de l'air. L'ensemble des services météorologiques nationaux participe à la collecte des observations, la mise en forme des données, la qualité et les horaires de mesures devant respecter les spécifications de l'OMM. Ce réseau d'observation en altitude est divisé en plusieurs composantes [2]:

- Les observations par radiosondages permettent d'obtenir des mesures en altitude via le lancement de ballons sondes mesurant la température, les vents et l'humidité de l'air jusqu'à des altitudes pouvant atteindre 30 km ;
- Les observations aériennes réalisées par des instruments de mesures à bord d'environ 3000 avions de ligne fournissent des données sur la pression, la température et les vents ;
- Les observations satellitaires provenant de satellites en orbite géostationnaire ou polaire permettent d'obtenir des profils verticaux de propriétés atmosphériques telles que la température, l'humidité et la vitesse des vents.

I.3.1 - Définition de la radiosonde

La radiosonde ou simplement (RS) voire (sonde) est un instrument destiné à être emporté par ballon dans l'atmosphère, muni de dispositifs pour mesurer une ou plusieurs variables météorologiques (pression, température, humidité, etc.) et pourvu d'un émetteur radioélectrique qui transmet ces renseignements à la station d'observation.

La radiosonde a été inventée par le physicien et météorologue français Robert Bureau en 1929. Cette invention a permis de révolutionner les méthodes d'étude de l'atmosphère, mais la révolution pour la météorologie a été l'établissement d'un réseau d'observation en altitude qui couvre la Terre entière et d'un système de communication qui permet de transmettre rapidement les observations recueillies vers les centres de prévision de tous les pays. L'implantation de ce réseau d'observation a été longue à réaliser et l'on n'a pu vraiment commencer à parler de réseau qu'après la seconde guerre mondiale [2.]. Figures (I.4) et (I.5) suivantes, montre une photo d'une sonde ainsi le ballon dont elle devra être attaché.



Figure (I.4) :Sonde de mesures [13]



Figure (I. 5) :Lâche d'une ballon adiosonde.[7]

Ainsi la Figure (I.6), montre la densité de réseau mondial des mesures de radiosondage

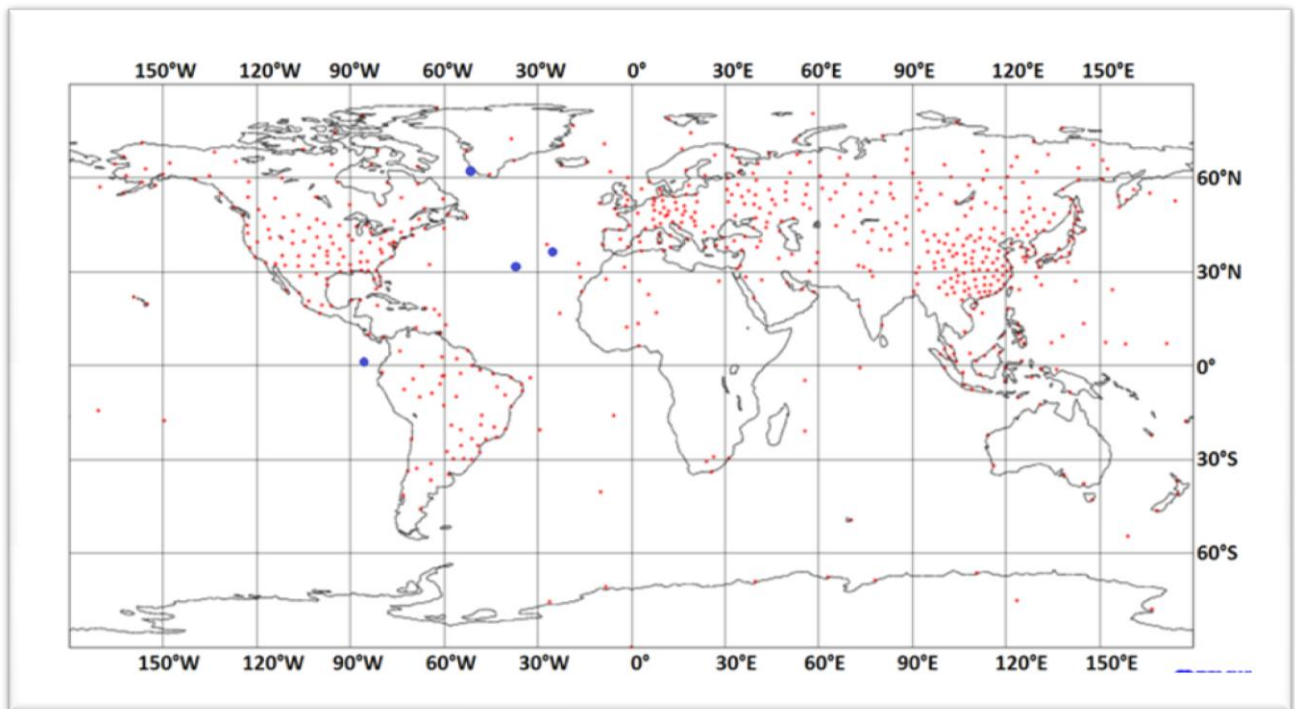


Figure (I.6) : Réseau mondial des stations radiosondages.(Source : ECMWF

https://www.researchgate.net/figure/Example-of-data-coverage-of-upper-air-soundings-feeding-into-the-ECMWF-on-2015-10-07-at_fig1_297895997)

I.3.2 -Principe de mesure de la radiosonde

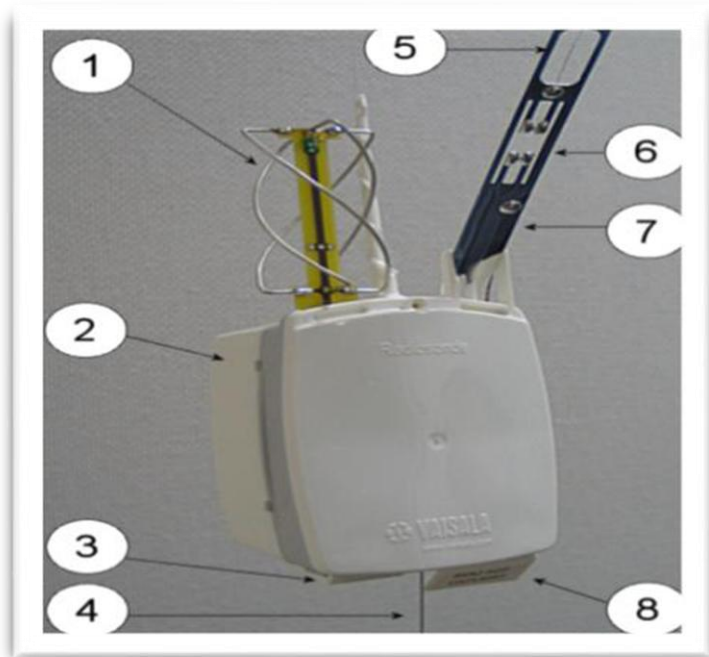
Entraînée par un ballon en latex gonflé à l'hélium ou à l'hydrogène, la radiosonde permet la mesure de trois paramètres : pression, température et humidité, entre le sol et une altitude de 30 km ; les mesures sont transmises par radio vers une station de réception terrestre.

Les mesures de température et humidité sont utilisées en tant que telles. Elles sont positionnées grâce à la pression. Elles servent aussi au calcul du géopotentielle qui représente l'altitude « fictive » déterminée à partir des équations de l'hydrostatique.

L'altitude géopotentielle est calculée à partir des profils de température et humidité en fonction de la pression, en considérant une valeur moyenne de la pesanteur terrestre (9.81 m/s^2). L'altitude géopotentielle est ainsi comparable en tout point du globe ; elle est quand même très proche de l'altitude réelle.

Une mesure du profil température/humidité effectuée par une radiosonde est toujours accompagnée de la mesure du profil du vent. Le ballon utilisé pour le sondage a une vitesse ascensionnelle typique de 300 m/min qui conduit donc à une durée de radiosondage comprise

entre 1 h 30 et 2 h. Des fréquences radio électriques sont réservées aux radiosondes : 403 à 406 MHz et 1680 MHz [2.].Figure (I.7), montre une radiosonde avec ses principales éléments.



- (1) Antenne GPS
- (2) Boîtier de la batterie
- (3) Connecteur d'interface pour capteurs supplémentaires
- (4) Antenne
- (5) Capteur de température
- (6) Capteurs d'humidité
- (7) Bras du capteur
- (8) Interface du GC25

Figure (I.7):Radiosonde RS92-SGP VAISALA

La radiosonde utilisée est en général est équipé de :

- Récepteur GPS pour la mesure du vent ;
- Capteur de pression en silicone ;
- Double capteur d'humidité chauffé ;
- Petit capteur rapide de température.

Certaines radiosondes peuvent être complétées par des capteurs spécifiques utilisés à des fins de surveillance de l'atmosphère :

- Capteur de mesure de l'ozone ;
- Capteur de mesure de la radioactivité.

I.3.3 - Méthodes de mesure

La technique du radiosondage consiste à lâcher dans l'atmosphère un ballon, gonflé par un gaz plus léger que l'air (hydrogène ou hélium), dont la vitesse ascensionnelle moyenne est comprise entre 4 et 8 m/s. Sous le ballon est fixée une sonde constituée de capteurs de pression (P), de température (T), d'humidité (U) et de vent (V), capteurs dont les mesures sont transmises

au sol par modulation d'une onde électromagnétique porteuse du domaine radio (vers 400MHz), d'où le nom de radiosonde. Un système dérouleur doit accompagner la radiosonde de manière à lui permettre de s'écarter du ballon juste après la lâcher. La longueur, après déroulement de l'attelage entre le ballon et la sonde doit au minimum de 25 mètres. L'équipage ballon-sonde est complété par un parachute intercalé qui permet à la sonde (poids 400g) de retomber lentement, après éclatement du ballon, dans des conditions de sécurité vis-à-vis d'une personne susceptible de se trouver malencontreusement à son point de chute. Les ballons peuvent également représenter un certain danger pour les avions de ligne (hublot, réacteur...). Il faut néanmoins noter que ce type d'incident est rare et, jusqu'à présent, sans gravité, voir Figure (I.9).

Les mesures P, T et U, s'effectuent généralement au moyen de capteurs électroniques de type capacitif. Mais, dans certaines sondes, la température est mesurée par thermistance. Les mesures sont ensuite traitées par un convertisseur tension-fréquence avant leur transmission au sol. La qualité météorologique des sondes, en ce qui concerne la pression et la température, est en général conforme aux spécifications.

Cependant, pour toutes les sondes, la mesure de température est entachée d'erreur aux hautes altitudes (au-dessus de 10 km) à cause de l'effet de rayonnement ; des corrections sont données par les constructeurs et sont constamment réévaluées.

L'humidité reste la mesure la plus difficile, car des écarts de l'ordre de 10% peuvent être notés entre sondes. De plus, le passage de la sonde au travers d'un nuage peut donner lieu à une surestimation de l'humidité dans la zone claire située juste au-dessus ; cette surestimation reste néanmoins de courte durée (constante de temps inférieur à 2 s).

La détermination du vent horizontal (en vitesse et en direction) est un élément important du radiosondage, qui s'effectue au moyen de localisations successives du ballon, en faisant l'hypothèse que le ballon se déplace à la vitesse du vent. En réalité, les ballons traditionnels sont animés de mouvements parasites de grande amplitude qui faussent la mesure.

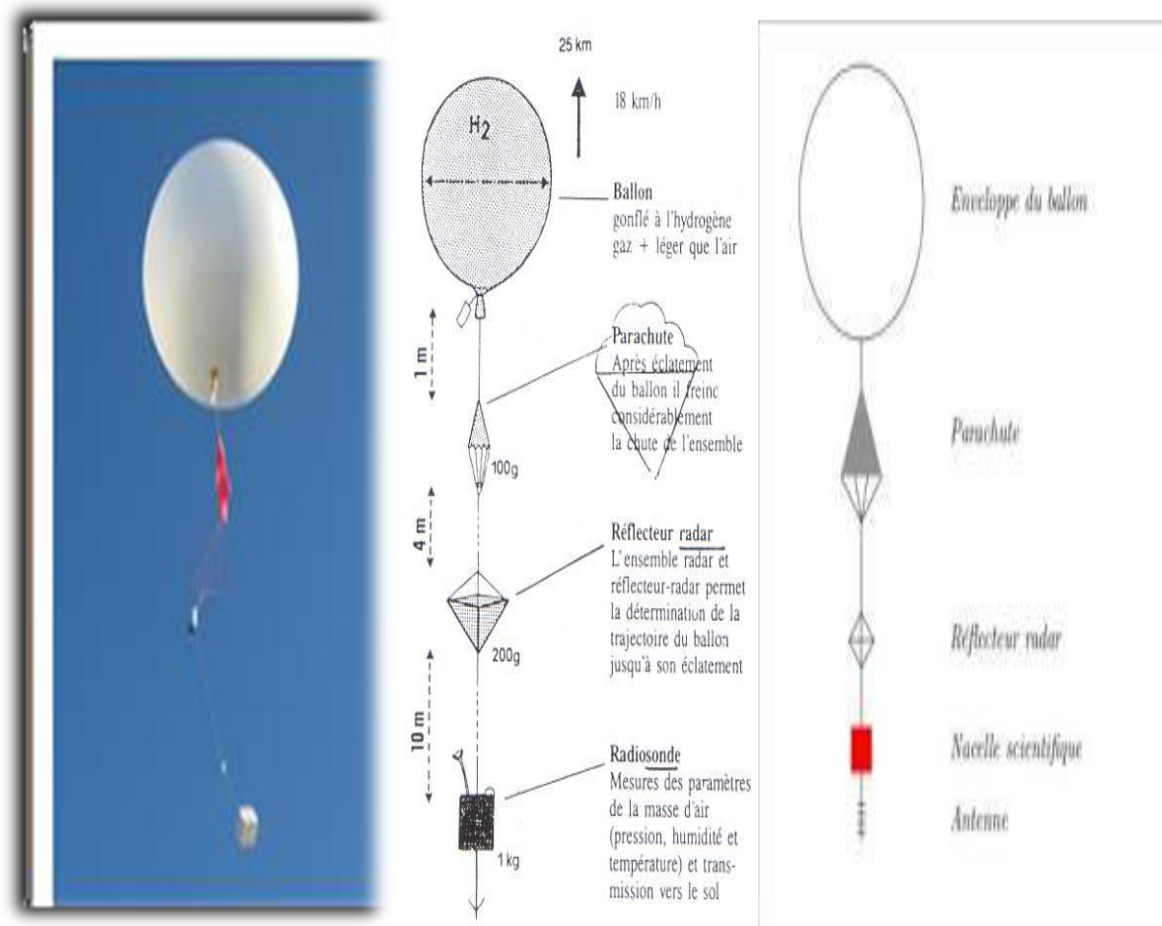


Figure (1.8) : Ballon sonde [9],[8],[10]

I.3.4 - Procédures de lâcher d'un radiosondage

La procédure à suivre pour réaliser un sondage est la suivante :

I.3.4.1 - Gonflage du ballon

Une dizaine de minutes avant l'heure du lâcher, le technicien emporte la radiosonde, son parachute et l'enveloppe en latex du ballon dans le local de gonflage.

C'est un abri qui son protège le ballon du vent pour qu'il ne soit pas arraché au tuyau gonflage ou rabattu contre le sol (abri qui protège aussi l'opérateur des intempéries, bien sûr). De plus en plus sont utilisés des appareils automatiques qui peuvent gonfler et lâcher automatiquement une radiosonde à une heure précise. Le ballon est gonflé à l'hélium (ou à l'hydrogène) de façon à pouvoir soulever une certaine masse, ce qui déterminera à la fois la vitesse de montée et l'altitude d'éclatement. Toute précaution doit être prise pour que l'enveloppe gonflé ne touche ni le sol ni un quelconque objet(mur, opérateur, brindille...) qui l'affaiblirait ou la ferait éclater prématurément. Le ballon a un diamètre de 2 mètres environ au moment du décollage, voir Figure (I.10) suivant.

Pour les sondes Modem, VAISALA, la ficelle qui relie le boîtier de la sonde au parachute est généralement bobinée sur un dérouleur. Ce n'est qu'à quelque centaines de mètres d'altitude que la ficelle est entièrement déroulée. Le technicien (ou le lanceur automatique) n'est pas encombré par la ficelle qui pourrait s'emmêler ou accrocher un arbre ou un bâtiment [2], voir Figure (I.10)

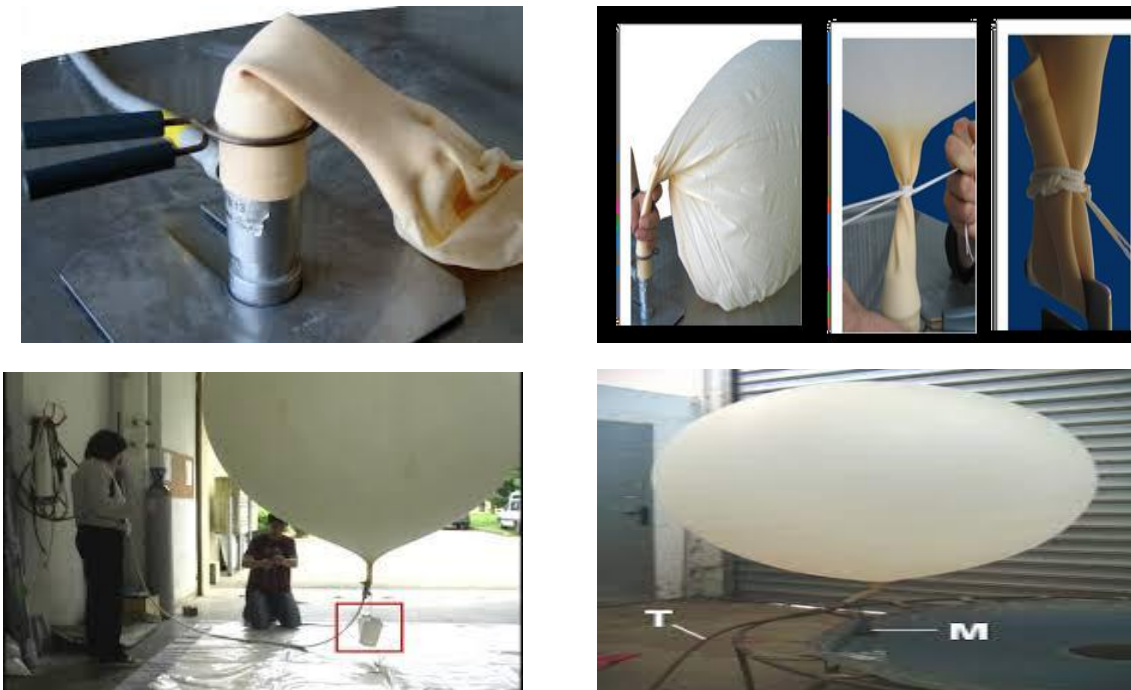


Figure (I.9) : Etapes de gonflage, de serrage et de rabat du col du ballon [2],[11],[12]

I.3.4.2 - Système de réception et de traitement

Un système de réception est composé des équipements suivants, Figure (I.11) :

- Récepteur radio et son antenne directive ou omnidirectionnelle ;
- Décodeur (récepteur et démodulateur) des informations brutes reçues de la sonde ; le décodeur calcule les paramètres pression, température, humidité à l'aide des coefficients d'étalonnage ;
- Calculateur de traitement des informations et d'élaboration des messages TEMP (Température) ou PILOT (Vent en altitude) normalisés par l'OMM ;
- Système de réception vent (radio-théodolite ou radar)

Les données brutes fournies par la radiosonde toutes les secondes sont filtrées et compactées grâce à un logiciel spécifique. Outre le filtrage, le logiciel visualise sur écran les profils mesurés, informe l'opérateur du bon déroulement du sondage. Le système est interactif, de façon à autoriser la supervision du radio sondeur ainsi que son intervention en cas de données erronées.

L'enregistrement des données est automatique, le récepteur possède un système de contrôle automatique de fréquence (CAF) qui corrige la dérive de la fréquence de la radiosonde si son oscillateur est à fréquence libre. C'est la mesure de la pression qui permet de repérer le moment d'éclatement du ballon, lorsque celle-ci, après avoir cessé de baisser, se remet à augmenter. Pour les radiosondes équipées de récepteurs GPS, c'est bien sûr la diminution d'altitude qui est déterminante. Les mesures sont alors interrompues, la phase de descente ne présentant pas d'intérêt pour le radiosondage. En fait les mesures les plus importantes sont celles qui concernent la troposphère, partie de l'atmosphère située en dessous de 12000 ou 13000 mètres; par convention, c'est l'altitude de 16000 m, qui correspond à peu près à la pression de 100 hPa, qui sert de référence.[2]

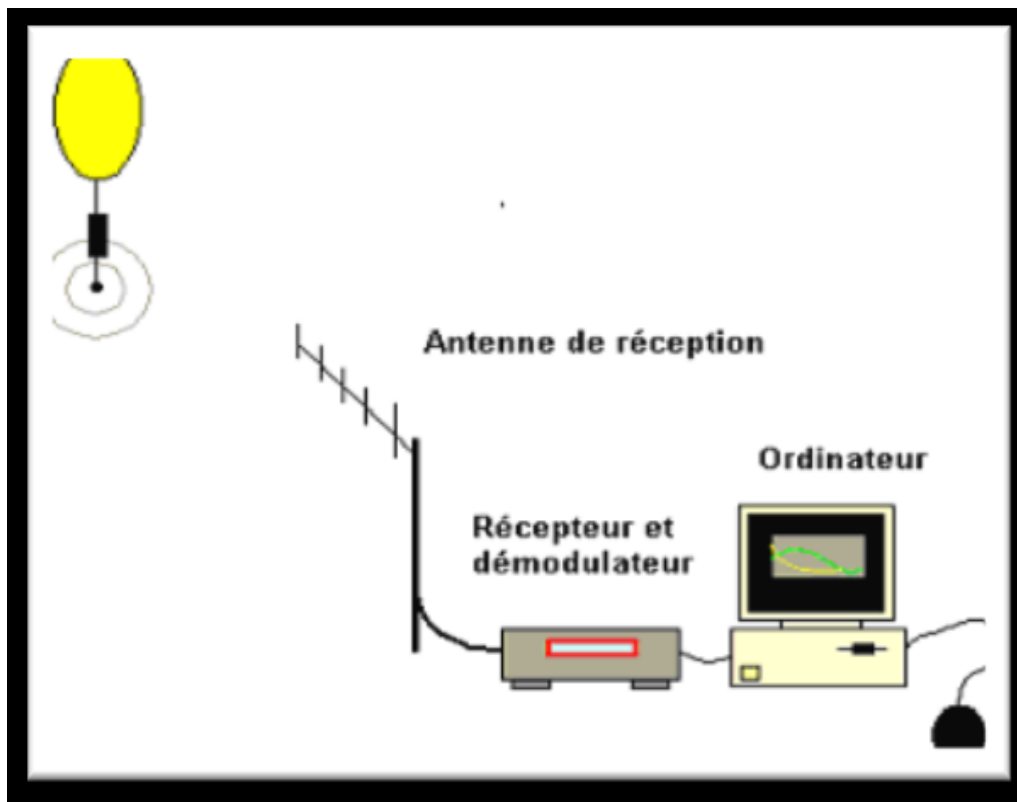


Figure (I.10) : Système de réception[2]

La Figure (I.6) montre un poste de suivi de radiosonde VAISALA :

- A droite les ordinateurs permettant l'affichage des données reçues et l'étalonnage de la sonde avant le vol.
- A gauche la station radio de réception (Rx) et de décodage de la télémessure (D).
- Le récepteur LORAN-C utilisé pour la localisation en vol est dans le trac du haut(L).

La radiosonde qui va être lâchée est encore sur le banc d'étalonnage (G), sa pile (P) est prête à être hydratée.[2]



Figure (I.11) : Poste de suivi de radiosonde VAISALA [2]

Chapitre II

Diagrammes thermodynamiques en météorologie



II.1- Introduction

En météorologie, les diagrammes thermodynamiques sont utilisés pour analyser l'état vertical de l'atmosphère et étudier leur stabilité (l'instabilité). Il existe plusieurs diagrammes thermodynamiques en météorologie comme le Téphigramme, le Skew-T et l'émagramme 761, de Stüve.

Ces diagrammes sont utilisés pour pointer les données de température et d'humidité (évidemment les points de rosée) d'un radiosondage, effectué en général à 00h et 12h TU, afin de pouvoir les analyser. On y représente ces variables selon leur hauteur exprimée en niveau de pression [14].

Nous concentrons dans ce chapitre sur le diagramme utilisé dans notre étude : le Skew-T, mais après une appréciation générale sur les diagrammes de stabilité en météorologie.

II.2- Les diagrammes de thermodynamiques en météorologie

Pour comprendre la structure verticale de l'atmosphère et montrer comment celle-ci est liée à la formation des nuages et les précipitations. L'air subit plusieurs transformations (isobares ; isothermes; adiabatique sèche et pseudo-adiabatiques saturée), et pour traiter ces transformations et donner une visualisation graphique, on utilise les diagrammes thermodynamiques, qui restent irremplaçables malgré aujourd'hui. Ils peuvent être traités numériquement [15].

Un diagramme thermodynamique devrait posséder les quatre propriétés importantes suivantes :

- a) L'aire délimitée par les lignes représentant un processus cyclique quelconque doit être proportionnelle à la modification d'énergie ou au travail effectué ;
- b) Le plus possible de lignes représentant les transformations de base doivent être des lignes droites ;
- c) L'angle entre les isothermes et les adiabatiques sèches doit être aussi grand que possible ;
- d) Dans l'atmosphère inférieure, les adiabatiques sèches doivent faire un angle appréciable avec les adiabatiques de saturation.

On pourrait penser à utiliser un diagramme (P,V) ou (P, α), α étant le volume massique. En effet, le travail élémentaire d'un gaz par unité de masse ($m = 1\text{kg}$) défini comme :

$$dW = -P d\alpha \quad (\text{II.1})$$

Le travail effectué par ce gaz au cours d'une transformation fermée (ou d'un cycle) est donné par :

$$W = - \int P d\alpha = \int Y dX \quad (\text{II.2})$$

En prenant des coordonnées X et Y proportionnelles à α et P , respectivement. Donc, dans un diagramme (P, α) , le travail est bien proportionnel à la surface délimitée par la courbe fermée représentée sur ce diagramme, et la propriété (a) ci-dessus est satisfaite. Cependant, les variables V ou α n'étant pas mesurables, on préfère, en météorologie, utiliser les variables P et T parce qu'elles sont l'objet de mesures physiques directes. Mais, nous ne pouvons pas utiliser P et T d'une manière arbitraire et espérer que la surface sera proportionnelle au travail [15].

Soient X et Y l'abscisse et l'ordonnée respectivement, d'un système d'axes, et supposons que X et Y soient toutes les deux fonctions des variables météorologiques. Pour qu'une surface soit égale au travail dans une transformation cyclique, il faut que l'on ait [15] :

$$- \int P d\alpha = \int Y dX \quad (\text{II.3})$$

Ou bien :

$$\int (P d\alpha + Y dX) = 0 \quad (\text{II.4})$$

Puisque la quantité $\int (P d\alpha + Y dX)$ est une différentielle exacte, et d'après la relation de réciprocity d'Euler, on peut écrire :

$$\left(\frac{\partial P}{\partial X}\right)_\alpha = \left(\frac{\partial Y}{\partial \alpha}\right)_X \quad (\text{II.5})$$

Nous pouvons choisir n'importe quelles valeurs de X et Y correspond à la relation ci-dessus, l'aire sera proportionnelle au travail dans notre diagramme[15].

Les diagrammes fréquemment utilisés sont les suivants [15]:

-Le diagramme de **Stüve**($T, -P^{R/c_p}$)

-Le **téphigramme**($T, \log_n \theta$), présenté par "Napier Shaw", est basé sur la relation entre la température potentielle θ et l'entropie massique (s), il est donné par l'équation suivant[15] :

$$ds = c_p d\log_n \theta \quad (\text{II.6})$$

Aussi, ce diagramme s'appelle (T, ϕ), ou en abrégé téphigramme, le symbole **phi** (ϕ) c'est l'entropie (s).

- L'émagramme ($T, -\text{Log}_n P$), son nom vient de l'abréviation de "diagramme d'énergie par masse unité".

On trouve deux types pour l'émagramme [3]:

- Diagramme de **Skew-T** de coordonnées ($T, \text{Log}_n P$), en monde Anglo-saxons.
- L'émagramme **761** de coordonnées ($T, \text{Log}_{10} \frac{P}{p_0}$), ($P_0=1000\text{hPa}$, $P=100\text{ hPa}$), en monde Francophone.

II.3 – l'émagramme

L'émagramme est le plus souvent utilisé. Il a été conçu en prenant $X=T$, cela veut dire [15]:

$$\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_\alpha = \left(\frac{\partial Y}{\partial \alpha}\right)_T \quad (\text{II.7})$$

En utilisant l'équation d'état des gaz parfaits pour l'air sec sous la forme:

$$P\alpha = R \cdot T \Rightarrow \left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_\alpha = \frac{R_a}{\alpha} \quad (\text{II.8})$$

L'équation (II.7) devient :

$$\left(\frac{\partial Y}{\partial \alpha}\right)_T = \frac{R_a}{\alpha} \quad (\text{II.9})$$

en intégrant par rapport à α , on trouve:

$$Y = R_a \text{Log}_n \alpha + F(T) \quad (\text{II.10})$$

Où : $F(T)$ est une fonction arbitraire de l'intégration.

à partir de l'équation d'état des gaz parfaits pour l'air sec on tire:

$$\text{Log}_n \alpha = -\text{Log}_n P + \text{Log}_n R_a + \text{Log}_n T \quad (\text{II.11})$$

En remplaçant, dans l'équation (II.10), $\text{Log}_n \alpha$ par sa valeur, on aura:

$$Y = -R_a \text{Log}_n P + [R_a \text{Log}_n R_a + R_a \text{Log}_n T + F(T)] \quad (\text{II.12})$$

Parce que $F(T)$ est totalement arbitraire, on peut lui donner la valeur suivante:

$$F(T) = -R_a \text{Log}_n R_a - R_a \text{Log}_n T \quad (\text{II.13})$$

Ensuite, L'équation (II.12) devienne :

$$Y = -R_a \text{Log}_n P \quad (\text{II.14})$$

Donc, les coordonnées de l'émagramme, sont les suivantes:

$$(\text{II.15}) \quad \left\{ \begin{array}{l} X = T \\ Y = -R_a \text{Log}_n P \end{array} \right.$$

II.4 – Diagramme Skew_T

II.4.1 -Définition

Est un diagramme le plus utilisant dans le monde anglo-saxon (plus communément aux Etats-Unis). Il utilisé pour prédire l'état vertical de l'atmosphère directement, ou par des analyses simples car il contient un grand nombre des variables et des indices météorologiques[16] .

Dans ce diagramme on trouve certaines variables météorologiques qui sont tracées comme: (température de l'air environnant, température de point de rosé, la vitesse et direction du vent)à différents niveaux de pression, tels que mesurés ou extraites à partir des mesures de radiosondes et qui sont lancés dans l'atmosphère à 00h TU et 12h TU dans les stations météorologiques.

Une autre version de diagramme Skew-T largement utilisée, développée au monde francophone (d'origine française), et connue sous le nom d'émagramme 761, ou émagramme 45 degrés.

II.4.2 -les coordonnées de Skew-T (T, $-\text{Log}_n P$)

Nous avons vu plus haut que, pour l'émagramme, on utilise l'équation (II.14) [15] :

$$Y = -R_a \text{Log}_n P$$

Pour que l'aire délimitée par les lignes représentant un processus cyclique soit proportionnelle au travail effectué, nous devons avoir l'équation:

$$\left(\frac{\partial P}{\partial X}\right)_\alpha = \left(\frac{\partial Y}{\partial \alpha}\right)_X \quad (\text{II.5})$$

Mais :

$$\left(\frac{\partial Y}{\partial \alpha}\right)_X = -R_a \left(\frac{\partial(\text{Log}_n P)}{\partial \alpha}\right)_X = -\frac{R_a}{P} \left(\frac{\partial P}{\partial \alpha}\right)_X = \frac{R_a}{\alpha} \quad (\text{II.16})$$

Ce qui donne :

$$\left(\frac{\partial P}{\partial \alpha}\right)_X = \frac{P}{\alpha} \quad (\text{II.17})$$

De même, en utilisant les équations(II.16) et (II.17) :

$$\left(\frac{\partial P}{\partial X}\right)_\alpha = -\frac{\left(\frac{\partial P}{\partial \alpha}\right)_X}{\left(\frac{\partial X}{\partial \alpha}\right)_P} = -\frac{P}{\alpha \left(\frac{\partial X}{\partial \alpha}\right)_P} = \left(\frac{\partial Y}{\partial \alpha}\right)_X = -\frac{R_a}{\alpha}$$

D'où l'on tire :

$$\left(\frac{\partial X}{\partial \alpha}\right)_P = -\frac{R_a}{P} \quad (\text{II.18})$$

Maintenant, en intégrant l'équation (II.18) par rapport à α , on obtient :

$$X = -\frac{P\alpha}{R_a} + f(P) = -T + f(P) \quad (\text{II.19})$$

Où $f(P)$ est une fonction arbitraire de P. Donc, puisqu'on a le choix de $f(P)$, on peut choisir quelque chose qui soit proportionnel à la coordonnée Y, choisissons :

$$f(P) = k \text{Log}_n P \quad (\text{II.20})$$

Et l'on obtient :

$$X = -\frac{P\alpha}{R_a} + f(P) = -T + k \text{Log}_n P \quad (\text{II.21})$$

Si on pose $X' = -X$, les coordonnées pour le diagramme Skew-T peuvent alors s'écrire :

$$(\text{II.22}) \quad \left\{ \begin{array}{l} X' = T - k \text{Log}_n P \\ Y = -R_a \text{Log}_n P \end{array} \right.$$

Et l'équation d'une isotherme, dans ce système, est alors :

$$Y = -\frac{R_a}{k} T + \frac{R_a}{k} X' \quad (\text{II.23})$$

La pente de l'isotherme est donnée par : $\frac{R_a}{k}$

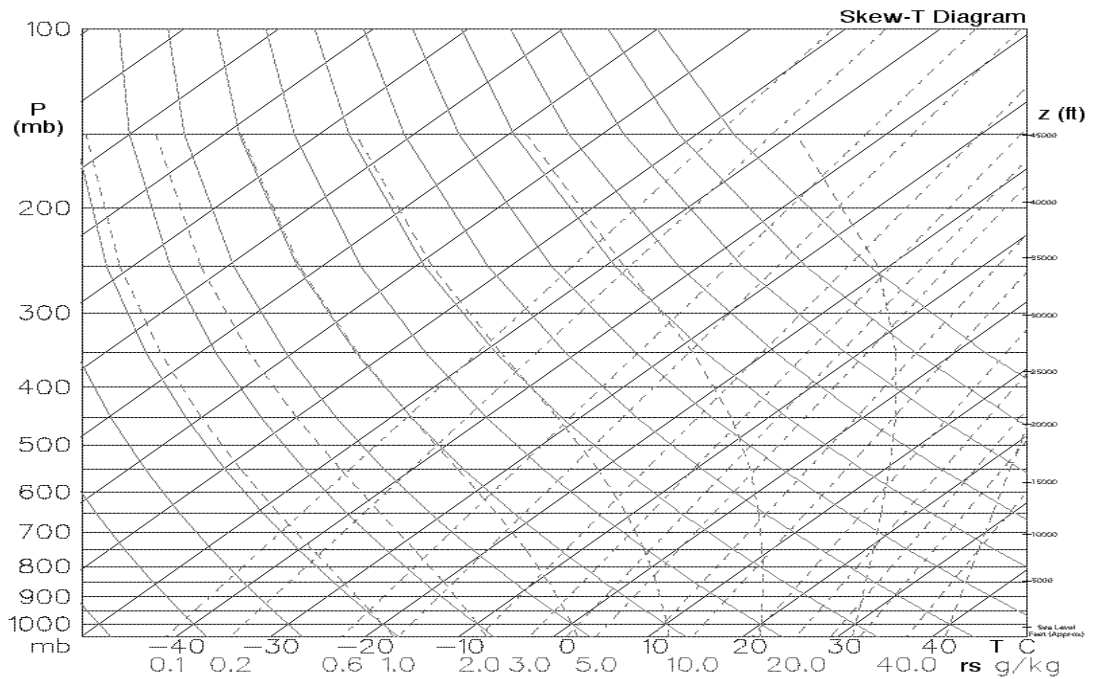


Figure (II.1): Diagramme de Skew-T [2]

II.4.3- Orientation des lignes fondamentales

- Les **isobares(hPa)** :sont indiquées par les lignes bleues horizontales et repérées en ordonnées(Figure III.2). Noter, que la pression suit une décroissance logarithmique vers le haut du diagramme, les hautes pressions représentant les basses altitudes [17] .

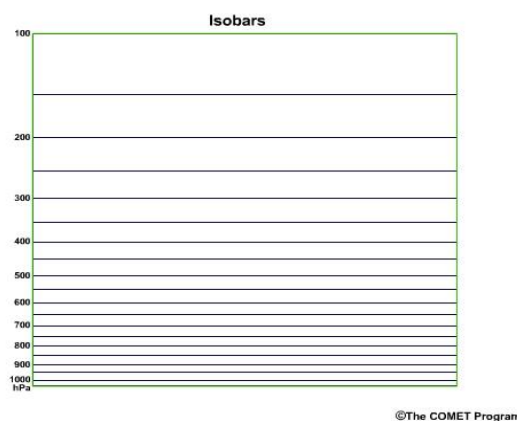


Figure (II.2): les isobares (hPa) [18]

- **Les isothermes(°C)** : sont des lignes de température constante. Ils sont inclinés de 45 degrés vers la droite, et sont indiquées par des traits brunes obliques et repérées en abscisses (Figure III.3) [17].

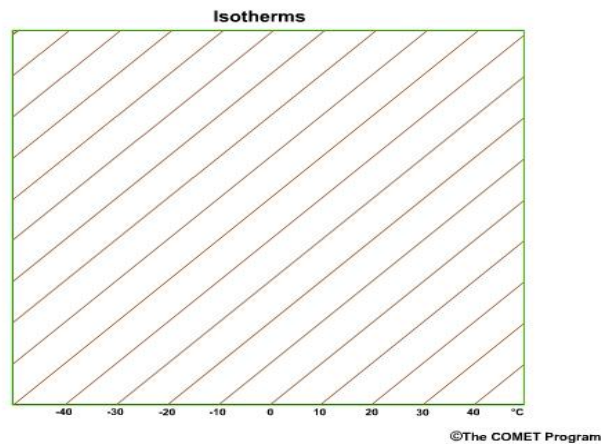


Figure (II.3): Les isothermes (°C)[18]

- **Les adiabatiques sèches (dry adiabats)** : courbes représentant les transformations adiabatiques des particules d'air sec, équivalent au réseau de courbes d'égale température potentielle. Ils sont indiqués par les courbes vertes obliques (Figure II.4). Noter que leur pente fait bien état d'un refroidissement lors de l'ascension d'une parcelle d'air (et donc d'une détente adiabatique de celle-ci). Les courbes sont de température potentielle croissante lorsqu'on parcourt le réseau de la gauche vers la droite [17].

Parfois, elles ne sont pas graduées, mais dans ce cas, il suffit de se reporter, par définition de la température potentielle, à la température lue à l'intersection de l'iso- θ (i.e. l'adiabatique sèche considérée) avec le niveau de pression 1000 mb. Si les courbes de température potentielle sont graduées, la valeur de la température potentielle d'un point d'état donné peut être immédiatement évaluée [17].

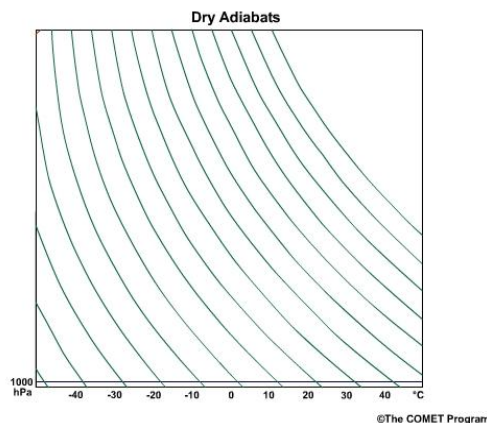


Figure (II.4):Lignes des adiabatiques sèches[18]

- **Les adiabatiques saturées (saturation adiabats) :** sont indiquées par les lignes bleues pointées obliques (Figure II.5). Ces courbes sont également appelées les courbes pseudo-adiabatiques ; lorsqu'une parcelle devient et reste saturée, au cours par exemple d'une ascension, le point d'état ne suivra plus une courbe d'égalité température potentielle sèche, mais une courbe d'égalité « température potentielle du thermomètre mouillé » (notée θ_w), dans la mesure où la nature de la transformation a changé (on est passé à une transformation adiabatique saturée). De même que pour les iso- θ , la détermination graphique est immédiate, et la lecture de la valeur associée peut se faire aisément en descendant au niveau de pression 1000 hPa [17].

Leurs pentes sont plus faibles que les lignes d'égalité température potentielle sèches. Il faut remarquer qu'aux très basses températures, l'écart entre les deux réseaux d'adiabatiques tend à disparaître, ce qui est normal dans la mesure où la quantité d'eau condensée qui peut apparaître est forcément limitée par le caractère froid de l'air, qui est de fait peu riche en vapeur d'eau [17].

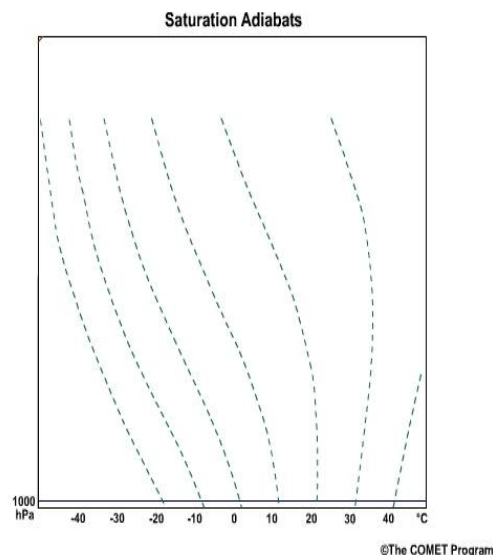


Figure (II.5): Lignes des pseudo-adiabatiques saturée [18]

- **Les rapports de mélange saturants :** sont indiqués par les courbes mauves (Figure II.5). On rappelle la définition du rapport de mélange r (rapport de mélange en masse, obtenu via la loi de Dalton des pressions partielles) :

$$r = 0.622 \frac{e}{P-e} \quad (\text{II.24})$$

Où :

P : est la pression totale de l'air humide et e la pression partielle de la vapeur d'eau.

r exprime la masse de vapeur d'eau associée à l'unité de masse d'air sec, c'est-à-dire la richesse de l'air en vapeur d'eau ; en général r est très inférieur à 1 kg, on utilise donc en général une unité mille fois plus petite, en grammes de vapeur par kilogramme d'air sec. Sur les diagrammes, ce sont les rapports de mélange saturants qui sont indiqués, à savoir la masse maximale de vapeur d'eau qui peut exister à la température de l'air donnée à une pression P . Ils sont obtenus avec la formule ci-dessus en remplaçant e par la valeur de la pression de vapeur saturante e_s (qui dépend de la température). La saturation en vapeur d'eau, et donc le changement d'état (condensation), intervient lorsque $r = r_s$. Notez que les iso-lignes de r_s ont un écartement qui traduit la croissance quasi-exponentielle de ce paramètre en fonction de la température. Enfin, dans la mesure où une détente (respectivement compression) adiabatique implique une décroissance (respectivement croissance) de r_s , on n'est pas surpris de l'agencement des courbes de rapport de mélange saturant par rapport aux adiabatiques sèches et aux pseudo-adiabatiques [17].

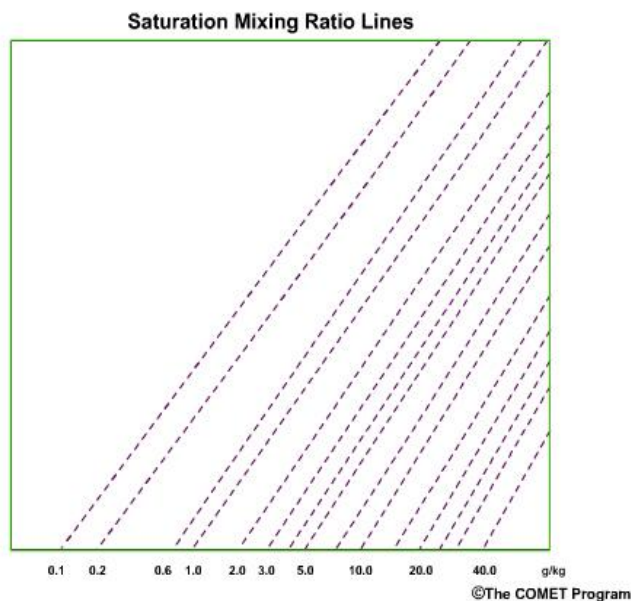


Figure (II.6):Lignes des rapports de mélange saturants[18]

II.4.4 - les Données de sondage en Skew-T

II.4.4 .1-Courbe d'état et courbe du point de rosée

La courbe d'état (ligne qui relie les points d'intersections de la température et la pression à chaque niveau) et celui de point de rosée(ou thermomètre mouillé) sont générées en traçant d'abord le point d'état et le point de rosée à chaque niveau de pression individuel dans le sondage. Les points de température sont ensuite reliés par des lignes droites entre les niveaux de

pression successifs, souvent en rouge. Les points de rosée sont également reliés à des lignes droites, utilisant souvent du vert.

→ La température de rosée est la température à laquelle une masse d'air à pression constante se sature sans apport de vapeur d'eau. En d'autres termes, il s'agit de la température au niveau du sol à laquelle la rosée devrait se former [18] .

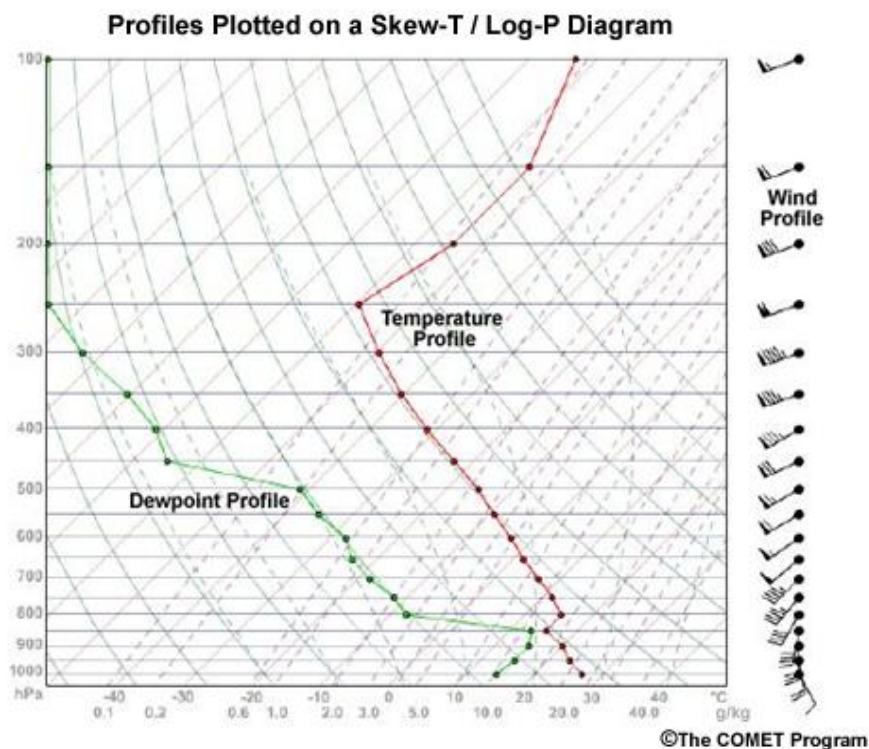


Figure (II.7): Courbe d'état et courbe du point de rosée en Skew-T [18]

II.4.4 .2 - Le Bâtonnets de vent

Le vent est tracé à l'aide du modèle de tracé de vent conventionnel. L'extrémité lisse du bâton pointe dans la direction vers laquelle le vent souffle. Ainsi, un bâton pointant vers le haut indique un vent du sud. Un pointant vers la droite indique un vent d'ouest et ainsi de suite, voir Figure (II.7) [18] .

La vitesse du vent est tracée avec des barbillons et des drapeaux sur la hampe : chaque drapeau compte 50 nœuds, chaque barbillon complet compte 10 nœuds et chaque demi barbillon compte 5 nœuds. Par exemple, trois barbes pleines et une demi-barbe représentent 35 nœuds, tandis qu'un drapeau, une barbe pleine et une demi-barbe représentent 65 nœuds.

Les vents sont tracés en noir à des niveaux individuels le long de la portée du vent sur le côté droit du diagramme Skew-T, faisant référence à la hauteur ou au niveau de pression particulier auquel le vent est signalé. [18]

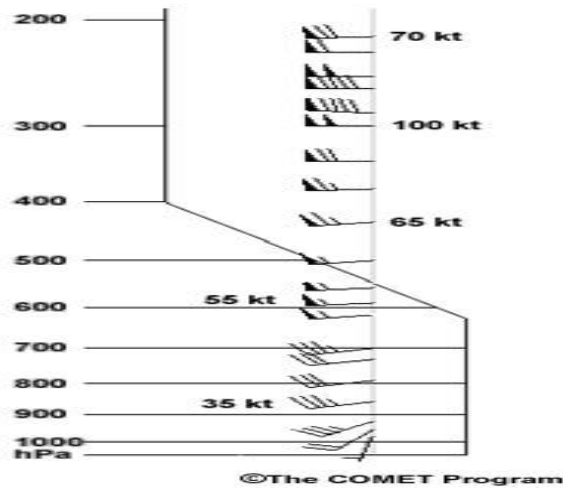


Figure (II.8): Barbules de vent [18]

II.4.4 .3L'hodographe

L'hodographe est un outil graphique qui aide les prévisionnistes à évaluer le cisaillement vertical du vent. Dans un environnement convectif, la compréhension du cisaillement vertical du vent est extrêmement importante pour anticiper le type de tempête convective, la probabilité de tempêtes super-cellulaires, où de nouvelles tempêtes peuvent se former, et même le mouvement des tempêtes et des systèmes de tempêtes. Les hodographes sont fréquemment inclus avec les sondages sur les diagrammes de Skew-T en haut à droite, Figure (II.8).[18]

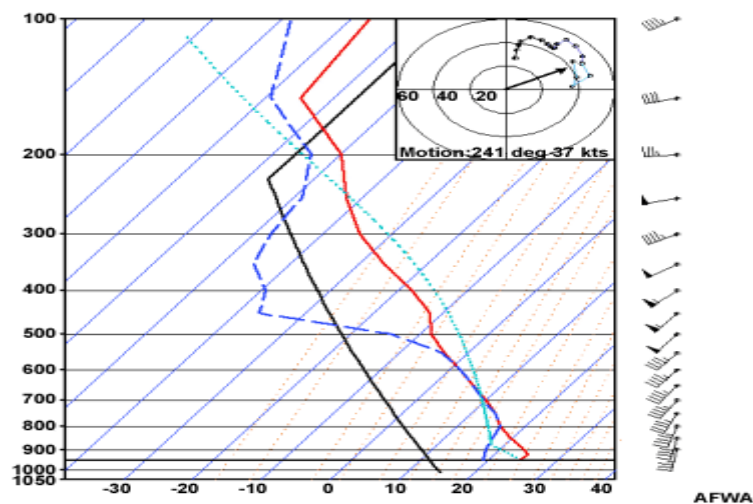


Figure (II.9): L'hodographe [18]

II.5- stabilité et l'instabilité d'une couche d'air atmosphérique

II.5.1- stabilité et instabilité selon les variations de θ et θ'_w

Une couche d'air atmosphérique est une couche dans laquelle la température adiabatique potentielle θ et la température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé θ'_w varient, chacune dans le même sens, de la base au sommet, ou, encore, une couche dans laquelle le gradient adiabatique Γ_c , varie dans le même sens, de la base au sommet de la couche [15].

Pour étudier la stabilité d'une couche soumise à un soulèvement dynamique en bloc, par exemple au flanc d'une montagne, le long d'un front, ou suite à une convergence dans les basses couches associée à une divergence en altitude, on emploie une autre méthode qui consiste à examiner les variations de θ et de θ'_w , en fonction de l'altitude, ou de comparer le gradient adiabatique Γ_c , de la couche aux gradients adiabatiques sec et saturés Γ_d , et Γ_s , pour chaque particule. Ainsi, quatre cas se présentent dans Tableau (II.1) suivant [15] :

Tableau (II.1) : Etats de stabilité et l'instabilité Selon les variations de θ et θ'_w .

θ	θ'_w	Stabilité / Instabilité
$\theta \uparrow$	$\theta'_w \uparrow$	Stabilité absolue
Ou $\Gamma_c < \Gamma_s < \Gamma_a$		
$\theta \downarrow$	$\theta'_w \downarrow$	Instabilité absolue
Ou $\Gamma_c > \Gamma_a > \Gamma_s$		
$\theta \uparrow$	$\theta'_w \downarrow$	Instabilité potentielle (convective) : 1. Le sommet de la couche à droit de la pseudo-adiabatique issue de point de condensation c : instabilité potentielle conditionnelle (convective latente). 2. Le sommet de la couche à gauche de la pseudo-adiabatique issue de point de condensation c : instabilité potentielle sélective (convective sélective).
Ou $\Gamma_a > \Gamma_c > \Gamma_s$		
$\theta \downarrow$	$\theta'_w \uparrow$	Instabilité sèche
-à l'état initial : $\theta \downarrow$ ou $\Gamma_c > \Gamma_a$ -après soulèvement en bloc avec saturation globale de la couche :		

$\theta'_w \uparrow$ ou $\Gamma_c < \Gamma_s$	
---	--

Γ_d : Gradient adiabatique sec, Γ_c : Gradient adiabatique de la couche, Γ_s : Gradient adiabatique saturé

II.5.2-Étude de stabilité et l'instabilité graphiquement par Skew-T

Dans l'atmosphère, l'instabilité en général décrit la réaction des parcelles déplacés de leur position d'origine. Si la situation est instable, la parcelle accélère dans la direction du déplacement. Si elle est stable, la parcelle est accélérée dans la direction opposée au déplacement. Dans les situations neutres, les parcelles sont stationnaires [19] .

L'accélération verticale le long de la trajectoire d'une parcelle montant est liée à la différence de température entre la parcelle et son environnement. Si la parcelle est plus chaude que son environnement (moins dense), la parcelle est accélérée vers le haut alors lorsqu'elle est plus froide (plus dense), elle est accélérée vers le bas. L'hypothèse ici est que le déplacement vertical de la parcelle lui fait changer sa température le long d'adiabatiques sec ou humide, mais sa pression est toujours identique à celle de son environnement. Les critères de stabilité peuvent être définis comme suite [19]:

II.5.2.1- stabilité absolue (absolutely stable)

Une parcelle d'air est absolument stable lorsque la pente de la courbe (la courbe d'état) de température est inférieure à la pente des adiabatiques saturées adjacente. Si une parcelle au point B (Figure II.9) était déplacée vers le haut, son changement de température suivrait la pseudo-adiabatique ou l'adiabatique sec, selon que la parcelle était saturée ou non. Dans les deux cas, toutefois, la parcelle serait plus froide que son nouvel environnement, et aurait tendance à revenir à sa position d'origine. Si une parcelle saturée ou insaturée était déplacée vers le bas à partir du point A, sa température suivrait l'adiabatique sec. La parcelle serait alors plus chaude que son nouvel environnement et aurait tendance à revenir à sa position d'origine [19].

II.5.2 .2 -Instabilité absolue (absolutely Unstable)

Une parcelle est absolument instable lorsque la pente de la courbe en T est plus grande (à gauche) que la pente d'un adiabatique sec. Si une parcelle au point D (Figure II.9) était déplacée vers le haut, son changement de température suivrait le pseudo-adiabatique ou l'adiabatique sec selon que la parcelle était saturée ou non. Dans les deux cas, cependant, la parcelle serait plus chaude que son environnement, et serait accélérée vers le haut. Si la parcelle

au point C était déplacée vers le bas, son changement de température suivrait l'adiabatique sec. La parcelle serait alors plus froide que son environnement et serait accélérée vers le bas. [19]

II.5.2.3 -Instabilité conditionnelle (Conditional State)

Si la pente de la courbe T est inférieure à la pente de l'adiabatique sec, mais supérieure à la pente de l'adiabatique saturée, comme le long de la courbe EF (Figure II.9), la couche est « conditionnellement Instable ». Elle est stable s'il n'est pas saturé, instable s'il elle est saturée. Si une parcelle saturée au point F (Figure II.9) était déplacée vers le haut, son changement de température suivrait l'adiabatique saturée. La parcelle serait alors plus chaude que l'air environnant et serait accélérée vers le haut; par conséquent, la couche serait instable. Si la parcelle déplacée était insaturée, son changement de température suivrait l'adiabatique sec. Dans sa nouvelle position, la parcelle serait plus froide que son environnement et revenir à sa position d'origine; par conséquent, la couche serait stable [19].

En cas de déplacement vers le bas, le changement de température des parcelles saturées et non saturées suivrait l'adiabatique sec. Dans sa nouvelle position, la parcelle serait plus chaude que son environnement, et ont tendance à revenir à sa position d'origine. Les parcelles en couche conditionnelle sont en fait stables pour tous les déplacements vers le bas, qu'elles soient initialement saturées ou non saturées, indépendamment de la teneur d'humidité [19].

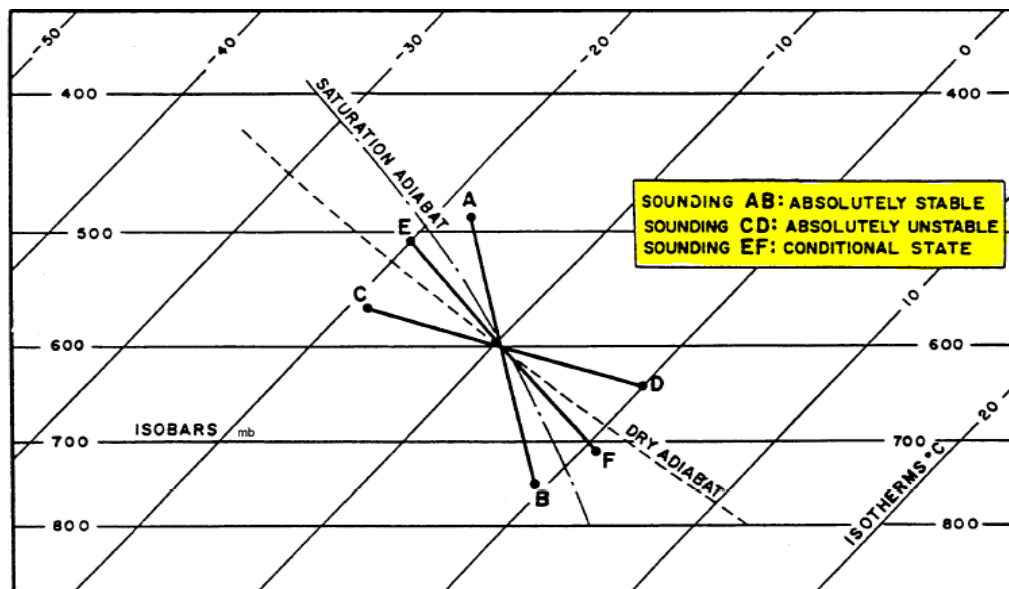


Figure (II.10):Stabilité absolue ; Instabilité absolue ; Instabilité conditionnelle [19]

II.6-Eau précipitable **W**

L'eau précipitable est la quantité d'eau qui pourrait être obtenue si toute la vapeur d'eau contenue dans une colonne d'air était condensée et précipitée. Il est donné sous forme d'une épaisseur ou masse surfacique d'eau liquide (1 mm d'eau précipitable = 1 kg d'eau/m²). La quantité d'eau précipitable est généralement désignée par le symbole **W**. Il peut également être calculé entre deux couches d'air (i) et (i+1) comme suit, où **r** est le rapport de mélange de vapeur d'eau et **ρ** la masse volumique[20] :

$$w = \sum_i^{i+1} [r(p)_i \cdot \frac{dp}{\rho_i} \cdot g] \quad (\text{II.25})$$

Où **g** est l'accélération de la pesanteur ;

$$r(p)_i = [r(p)_i + r(p)_{i+1}] / 2 \quad (\text{II.26})$$

$$dp = p_i - p_{i+1} \quad (\text{II.27})$$

et la masse volumique peut être calculée par les deux relations (II.28) ou (II.31) :

$$\rho_i = \left[p_i - \alpha \cdot ew(T)_i \cdot \left(\frac{HR_i}{100} \right) \right] \cdot \left[\frac{1}{R_a \cdot T_i} \right] \quad (\text{II.28})$$

Où **p_i** : le pression au niveau **i** en (**hPa**).

T_i : la température au niveau **i** en (**K**).

ew(T)_i : pression de vapeur d'eau saturée qui peut être calculé par la relation suivante :

$$ew(T)_i = 6,112 \exp \left[\frac{17,62 \cdot T_i}{T_i + 243,12} \right] \quad (\text{II.29})$$

HR_i : humidité relative(%).

α : constant égale 0.378

$$\alpha = \frac{R_v - R_a}{R_v} \quad (\text{II.30})$$

R_a : Constante spécifique de l'air sec égale à 287.05 J/Kg. K.

R_v : Constante spécifique de la vapeur d'eau égale à 461.51 J/Kg. K

$$\rho_i = \left[\frac{1}{R_a \cdot T_i} \right] \cdot [1 - \beta \cdot r(p)_i] \quad (\text{II.31})$$

$$\beta = \frac{R_v - R_a}{R_a} \quad (\text{II.32})$$

Chapitre III

Concept des indices de stabilité atmosphérique



III .1- Introduction

Différentes formes de précipitations (rosée, brouillard, pluie, neige, grêle, etc.) dépendent des conditions atmosphériques avant l'évènement. La connaissance préalable de ces conditions entre dans le cadre de l'étude de la stabilité (ou l'instabilité de l'atmosphère). L'air sans mouvement vertical est appelé air stable tandis que l'air instable subit un mouvement vertical (vers le haut et vers le bas). Une masse d'air monte et devient instable lorsqu'elle devient plus chaude que la masse d'air environnante tandis que la masse d'air descendante devient stable [21] .

Pour déterminer la stabilité ou l'instabilité de l'atmosphère, à partir de mesures de radiosondage, il existe plusieurs indices appelées « indices de stabilité » ou « indices de développement orageux » sous forme d'une valeur numérique utilisée par les météorologues comme l'indices de Showalter (I_s), de Galway (I_A), l'indice Total-Total (TTI), K-index (KI), LI (Lifting Index), et l'indice de Sweat , l'indice de l'énergie potentielle de convection disponible (CAPE), et l'indice de l'énergie d'inhibition de la convection (CIN) .

Pour rappel, nous désignons par un orage, une perturbation atmosphérique violente, accompagnée d'éclair, de tonner, de rafale, d'averse de pluies, ou grêlé [3].

Avant d'entamer le concept des indices atmosphériques, nous exposons les notions d'équilibre pour une bille puis pour une particule d'air atmosphérique.

III .2- Notion d'équilibre

Soit une bille soumise à la force de la pesanteur. Imaginons les cas de figures suivantes [3] :

III.2.1 - Equilibre stable

1^{er} cas (Figure III .1) :lorsque on écart la bille de sa position d'équilibre ,elle tend à revenir d'elle-même à sa position initiale, on dit que cette situation est un « équilibre stable »[3].



Figure (III.1) : Equilibre stable [3].

III .2.2- Equilibre instable

2^{ème} cas (Figure III.2) : lorsque on écart la bille de sa position d'équilibre, elle tend à s'en écarter encore plus, on dit que cette situation est un « équilibre instable » [3].

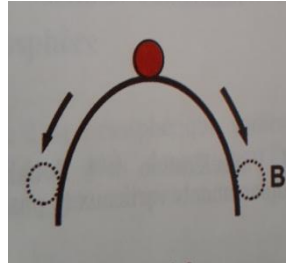


Figure (III.2) : Equilibre instable [3].

III .2.3- Equilibre neutre (indifférente)

3^{ème} cas (Figure III.3) : lorsque on écart la bille de sa position d'équilibre (A) jusqu'à point (B), elle conserve la nouvelle position d'équilibre (B), on dit que cette situation est un « équilibre indifférente ou neutre » [3].

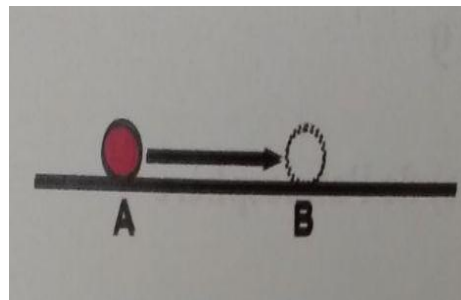


Figure (III.3) : Equilibre neutre ou indifférent [3].

III .2.4- Equilibre conditionnelle

4^{ème} cas (Figure III.4) : si la bille est maintenant est placé au creux d'une surface tel que représenté par (Figure III.4), si on la déplace de sa position d'équilibre jusqu'au point (A) où elle est lâchée, la bille reviendra à sa position initiale. Si par contre la bille est déplacée jusqu'au point (B) de l'autre côté, elle continuera à rouler : on dit qu'il y a instabilité conditionnelle [3].

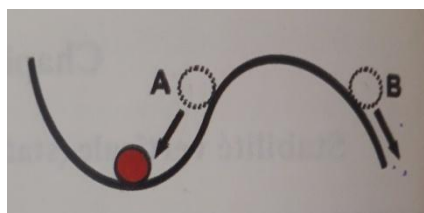


Figure (III.4) : Instabilité conditionnelle [3]

III.3 - Accélération verticale d'une particule atmosphérique

Considérons une particule d'air atmosphérique de volume unité, de densité (donc de masse) ρ_P , à une température T_P et à la même pression P que l'air environnant, voir (Figure III.5).

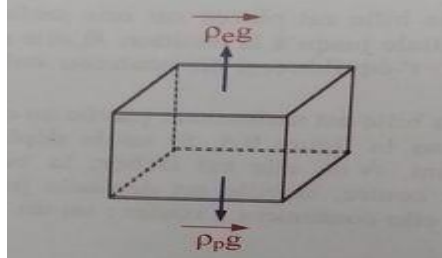


Figure (III.5) : Accélération verticale d'une particule d'air atmosphérique[15].

Il existe deux forces qui exercées sur la particule :

- Une force verticale dirigée vers le bas, exercée sur la particule est égale à $\rho_P \times g$.
- Une force verticale dirigée vers le haut, agissant sur la particule est égale à $\rho_e \times g$ (D'après le principe d'Archimède) [15].

L'intensité de la force résultante F verticale exercée sur la particule est :

$$F = (\rho_e - \rho_P) \times g \quad (\text{III.1})$$

Soit :

ρ_e : densité de l'air environnant.

ρ_P : densité de la particule atmosphérique.

g : l'accélération de la pesanteur.

L'accélération (flottabilité) verticale de la particule, pour tous déplacements verticaux (Z positif ou négatif), est donnée par :

$$\frac{d^2Z}{dt^2} = \frac{F}{\rho_P} = \frac{(\rho_e - \rho_P)}{\rho_P} \times g \quad (\text{III.2})$$

En utilisant l'équation d'état des gaz parfaits sous la forme :

$$PV = nRT \quad (\text{III.3})$$

Pour l'air environnant et pour la particule, on peut écrire :

$$\rho_e = \frac{P}{R} \times \frac{1}{T_e} \quad \text{et} \quad \rho_p = \frac{P}{R} \times \frac{1}{T_p} \quad (\text{III.4})$$

En portant les valeurs de ρ_e et ρ_p dans l'équation (III.2), on obtient :

$$\frac{d^2Z}{dt^2} = \frac{(\rho_e - \rho_p)}{\rho_p} \times g = \frac{(T_p - T_e)}{T_e} \times g \quad (\text{III.5})$$

On générale, on utilise les températures virtuelles T_{vp} et T_{ve} , respectivement de la particule et de l'air environnant, à la place de T_p et de T_e dans les expressions relatives à l'étude de la stabilité statique [15].

III.4 - Stabilité et instabilité dans l'atmosphère

Stabilité : est l'état dans lequel une particule d'air atmosphérique soulevée adiabatiquement, se trouve plus froide (donc plus dense) que l'air environnant à la même pression (même altitude), et donc revient spontanément à sa position initiale[15].

Instabilité : par contre, est l'état dans lequel une particule d'air atmosphérique soulevée adiabatiquement, se trouve plus chaude (donc moins dense) que l'air environnant à la même pression (même altitude), et donc continue spontanément à se soulever[15].

III.4.1-Stabilité et instabilité d'une particule d'air dans l'atmosphère

Pour déterminer la stabilité d'une particule ,on va utiliser "la méthode de la particule ; " une méthode basée sur la comparaison entre l'état d'une particule qui s'élève et l'état de son environnement[15].

III.4.1 .1- Cas de l'air non saturé

Considérons une couche d'air non saturé en équilibre hydrostatique (force de gravité égale à la force du gradient verticale de pression), comprise entre deux niveaux de pression P_A et P_B ($P_A > P_B$), correspondant aux niveaux d'altitude Z_A et Z_B ($Z_B > Z_A$), et dont les températures à la base et au sommet sont respectivement t_A et t_B , la variation de température dans la couche étant représentée par le segment de droite **AB**. Supposons une particule à la base de cette couche, initialement à la même température, la même pression et la même densité que la couche. Supposons également que la particule soit soulevée adiabatiquement du niveau P_A jusqu'au niveau P_B , sans saturation, son point d'état vient en **C** avec une température t_C [15].

Soit :

$$\Gamma_{dP} = \frac{t_C - t_A}{z_B - z_A} = \text{gradient adiabatique sec de la particule.}$$

$$\Gamma_{dE} = \frac{t_B - t_A}{z_B - z_A} = \text{gradient adiabatique sec de l'air environnant, tel que mesurée par une radiosonde.}$$

On peut présenter les cas d'équilibre suivants :

■ **Cas 1 : Equilibre Stable** (Figure III.6)

On a : $t_C < t_B$, $\theta_A < \theta_B$, $\Gamma_{dP} > \Gamma_{dE}$, et la courbe d'état est inclinée sur la droite de l'adiabatique sèche issue de A : La particule arrivée au niveau de pression P_B , à une température inférieure (donc une densité supérieure) à celle d'air environnant, elle tendra donc à revenir à son niveau initial \rightarrow l'équilibre est stable [15].

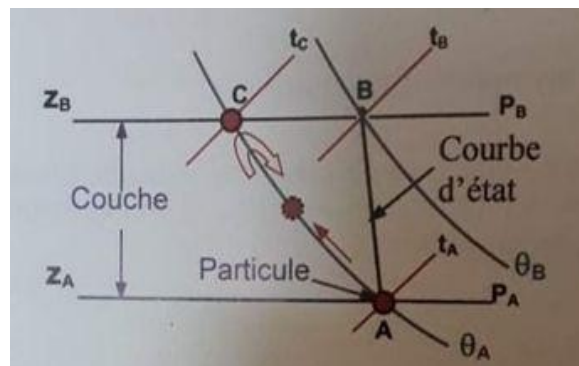


Figure (III.6) : Equilibre est stable de l'air non saturé. [15]

■ **Cas 2 : Equilibre Instable** (Figure III.7)

On a : $t_C > t_B$, $\theta_A > \theta_B$, $\Gamma_{dP} < \Gamma_{dE}$, et la courbe d'état est inclinée sur la gauche de l'adiabatique sèche issue de A : la particule arrivée au niveau de pression P_B , a une température supérieure (donc une densité inférieure) à celle d'air environnant, elle poursuivra donc son ascension \rightarrow l'équilibre est instable [15].

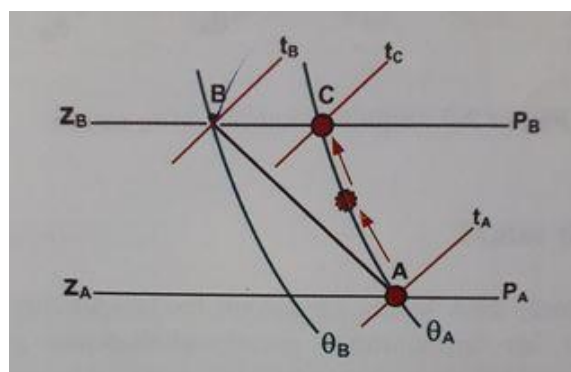


Figure (III.7): Equilibre est instable de l'air non saturé. [15]

■ **Cas 3 : Equilibre neutre ou indifférent** (Figure III.8)

On a : $t_c = t_B$, $\theta_c = \theta_B$, $\Gamma_{dP} = \Gamma_{dE}$; Quel que soit le niveau entre P_A et P_B auquel la particule parvient à la fin d'une ascension ou d'une descente forcée, sa température à ce niveau est toujours égale à celle de l'air environnant, donc sa densité également, elle ne tendra ni à se soulever, ni à revenir à son niveau initial \rightarrow l'équilibre est indifférent ou neutre.

Ce cas arrive suite à un mélange de deux masses d'air ou à un brassage d'une masse d'air par journée venteuse. La particule se mise en équilibre avec l'air environnant par échange de chaleur : le soulèvement de la particule n'est donc pas adiabatique dans ce cas [15].

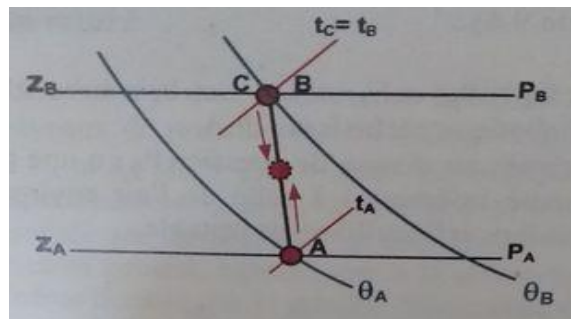


Figure (III.8) : Equilibre est neutre ou indifférent de l'air non saturé. [15]

III.4.1.2- Cas de l'air saturé

Pour le cas de l'air saturé, il suffit de remplacer, dans les cas précédents, les températures adiabatiques potentielles θ par les températures pseudo-adiabatiques du thermomètre mouillé θ'_w , et les gradients adiabatiques sec Γ_d par les gradients adiabatiques saturés Γ_s . On retrouve les cas suivants [15] :

■ **Cas 1 : Equilibre Stable** (Figure III.9)

On a : $t_c < t_B$, $\theta'_{wA} < \theta'_{wB}$, $\Gamma_{sP} > \Gamma_{sE}$ \rightarrow l'équilibre est stable [15].

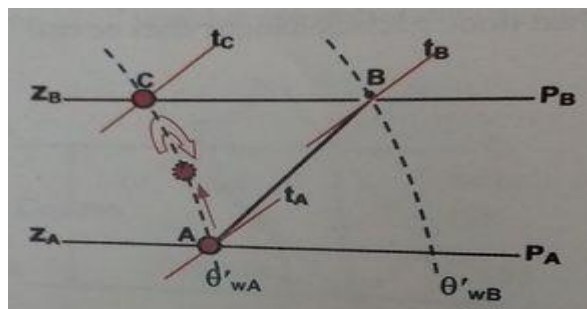


Figure (III.9) : Equilibre stable de l'air saturé.[15]

■ Cas 2 : Equilibre Instable (Figure III.10)

On a : $t_c > t_B$, $\theta'_{WA} > \theta'_{WB}$, $\Gamma_{SP} < \Gamma_{SE} \rightarrow$ l'équilibre est instable.[15]

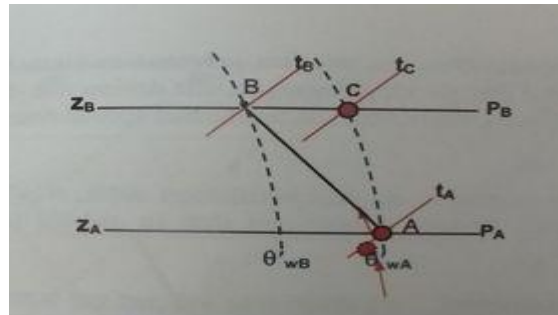


Figure (III.10): Equilibre instable de l'air saturé.[15]

■ Cas 3 : Equilibre neutre ou indifférent (Figure III.11)

On a : $t_c = t_B$, $\theta'_{WA} = \theta'_{WB}$, $\Gamma_{SP} = \Gamma_{SE} \rightarrow$ l'équilibre est neutre ou indifférent [15].

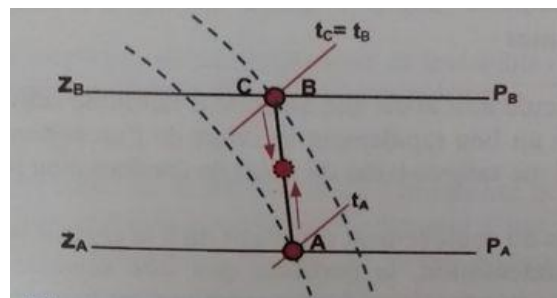


Figure (III.11) : Equilibre indifférent ou neutre de l'air saturé.[15]

III.4.2-Principaux niveaux pouvant être atteints par une particule d'air soulevée adiabatiquement

III.4.2.1-Niveau de Condensation par Ascendance -NCA (Lifting condensation Level- LCL)

Niveau de condensation atteint par une particule d'air soumise à un mouvement ascendant forcé. Pour déterminer ce niveau, suivre l'adiabatique sèche issue du point d'état jusqu'à son intersection avec la ligne d'égale rapport de mélange issue du point de rosé (point de condensation) , Le niveau de point d'intersection (point de condensation) est le **NCA**. Ce niveau correspondant à celui la base des nuages en couche ou stratiformes [15].

III.4.2.2-Niveau de Condensation par Convection-NCC (Convective Condensation Level –CCL)

Niveau de condensation atteint par suite de convection d'une particule d'air à partir de la surface terrestre. Pour déterminer ce niveau, suivre la ligne de rapport de mélange de saturation passant par le point de rosé de la particule jusqu'à son intersection avec la courbe d'état, le niveau du point d'intersection est le NCC. Ce niveau est celui de la base des nuages à développement verticale important ou nuages cumuliforme (cumulus, cumulonimbus,) [15].

III .4.2.3-Niveau de Convection Libre –NCL (Level of Free Convection – LFC)

Niveau à partir duquel une particule d'air soulevée adiabatiquement devient plus chaude que l'air environnant. Pour le déterminer, suivre la pseudo-adiabatique saturée issue du NCA jusqu'à son intersection avec la courbe d'état , le niveau du point d'intersection est le NCL .[15]

III.4.2.4-Niveau d'Equilibre – NE (Equilibrium Level – EL), ou niveau de Flottabilité neutre – NFN (Level of Neutral Buoyancy–LNB)

Niveau auquel la température d'une particule d'air en ascendance par suite de convection, devient égale à celle de l'air environnant. Ce niveau sert à déterminer le sommet maximum des nuages. Pour déterminer ce niveau, suivre la pseudo-adiabatique saturée issue du NCL jusqu'à son intersection avec la courbe d'état, le niveau du point d'intersection est le NE [15].

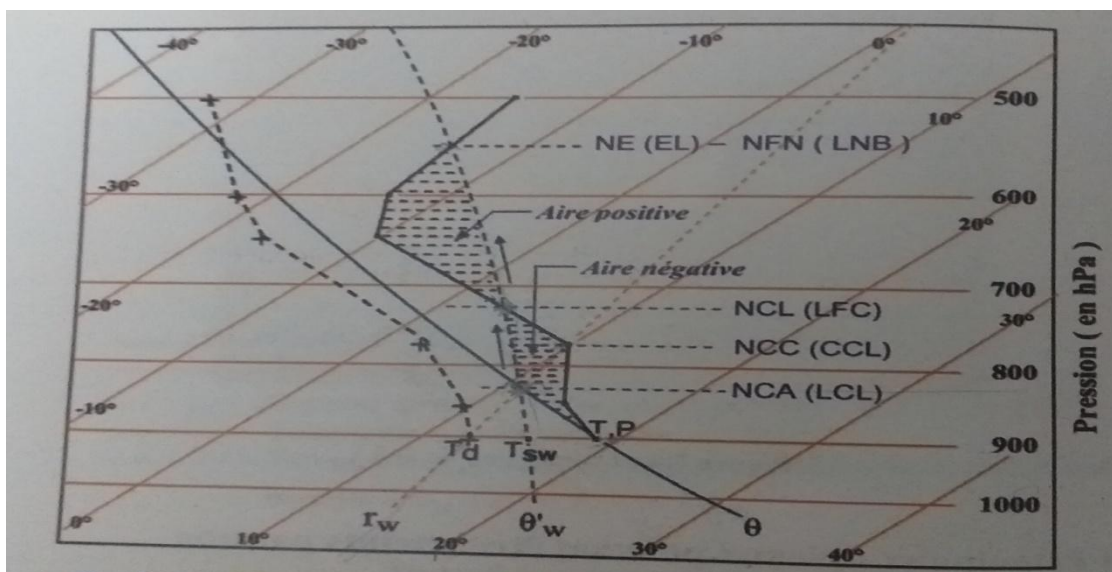


Figure (III.12):Détermination du NCA, NCC, NCL, NE sur l'émagramme 761. [15]

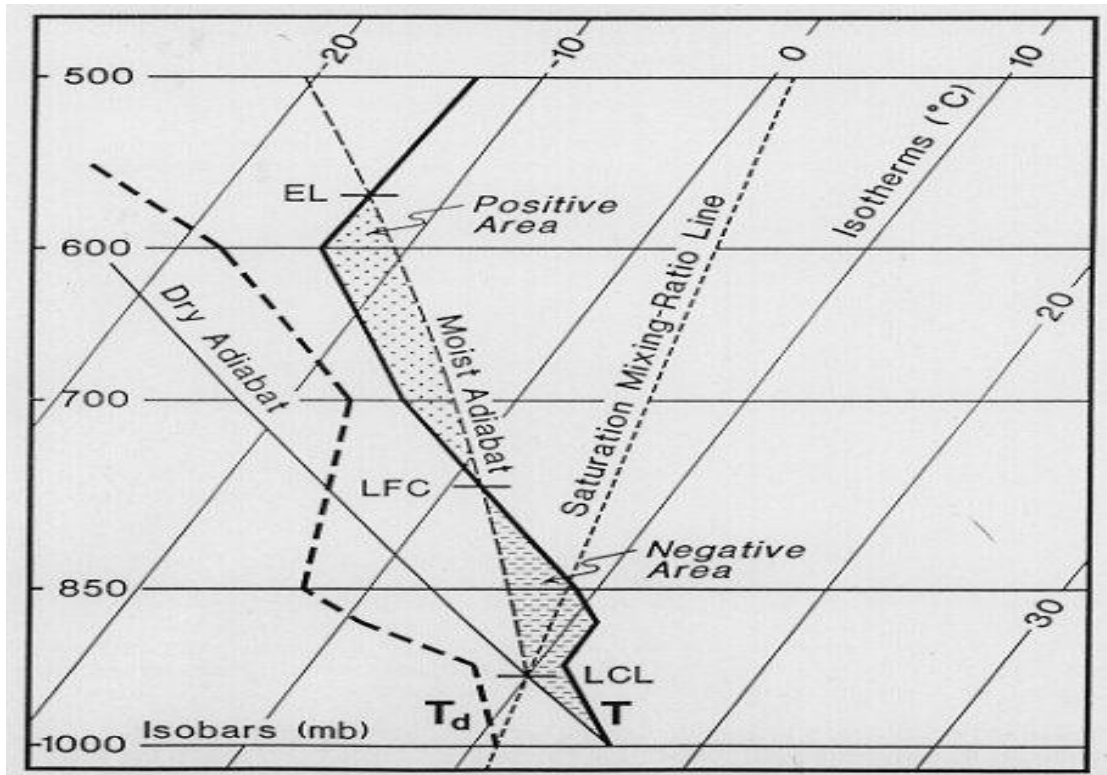


Figure (III.13): Détermination du NCA, NCC, NCL, NE sur Skew-T [16]

III.5 - Instabilité conditionnelle (ou latente) d'une particule

Considérons une particule d'air atmosphérique non saturé, initialement en A (Figure III.14), si cette particule subit une ascension adiabatique jusqu'au niveau NCA en B, la particule devient plus froide que l'air environnant. Si l'ascension continue, la particule continuera à se refroidir, mais cette fois-ci selon l'adiabatique saturée BC, C étant le point d'intersection de l'adiabatique saturée issue de B avec la courbe d'état, le niveau de C est bien entendu le NCL. Arrivée au niveau particulier C, la température de la particule devient égale à celle de l'air environnant, et son ascension de A à C a nécessité l'apport d'une certaine quantité d'énergie. Si cet apport d'énergie cesse entre A et C, la particule reviendra à sa position initiale A : la particule est donc, jusque-là, stable. Si, une fois parvenue au niveau C, la particule reçoit un rapport d'énergie supplémentaire, elle devient plus chaude que l'air environnant, et, ainsi, continuera son ascendance spontanément : elle devient donc instable.

La particule en ascension, qui était initialement stable, et qu'en arrivant au-dessus du NCL, devient instable, est dite en stabilité (ou instabilité) conditionnelle.

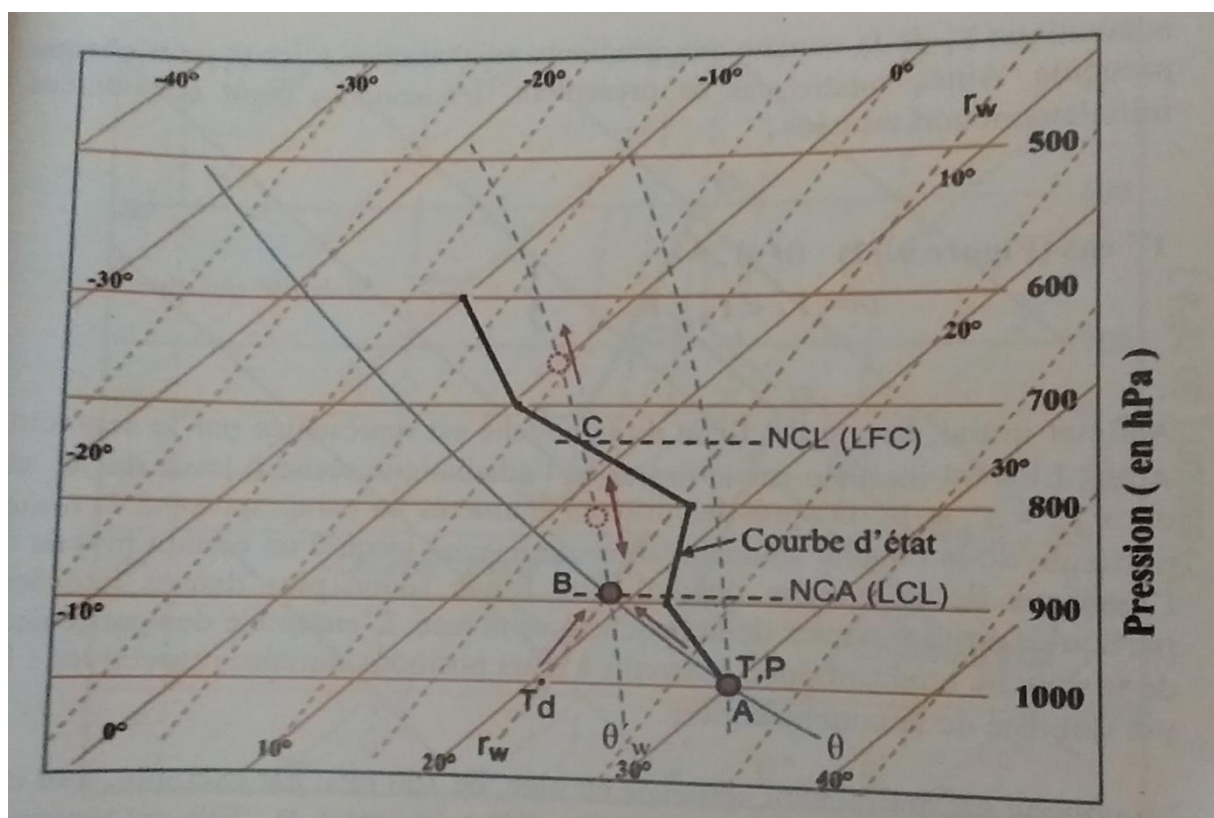
Le terme « conditionnel » est utilisé pour indiquer que la particule devient instable conditionnelle sous les deux conditions suivantes :

- (a)- si elle est saturée au départ, ou devient saturée au cours de son ascension, et
- (b)- si elle est soulevée jusqu'au niveau où elle devient plus chaude que l'air environnant.

L'instabilité conditionnelle est parfois appelée « latente (cachée) », ou encore « conditionnelle latente », parce qu'elle est tributaire des deux conditions suivantes :

(c)-la particule doit avoir une quantité d'humidité suffisante pour que la saturation ait lieu rapidement au cours de l'ascension, et ceci afin que l'adiabatique saturée issue du point de condensation passe par le NCL ;

(d)-en plus du soulèvement convectif dû à la chaleur latente libérée lors de la condensation, la particule doit être soumise à une force de soulèvement mécanique (due au passage d'un front ou à une ascension forcée au-dessus d'une montagne) suffisante pour qu'elle arrive au niveau NCL et continue son ascension au-dessus de ce niveau [15].



Figure(III.14) :Représentation sur l'émagramme ,de la stabilité /instabilité conditionnelle d'une particule d'air atmosphérique.[15]

III.6- Indices de stabilité :

Afin d'améliorer l'analyse des prévisionnistes, et les aider à évaluer l'état de l'atmosphère et les risques d'appariation de conditions orageuses, des chercheurs en sciences atmosphériques ont établi un certain nombre d'indices de stabilité comme:

- Indice de Showalter
- Indice de soulèvement ou (Lifted Index) (LI)

- Indice Total-Total (TTI)
- Indice de Sweat
- Indice de George (1960) (K-Index)
- Convective Available Potential Energy (CAPE)
- Convective Inhibition (CIN)

Cependant, ces indices ayant été établis empiriquement par des auteurs pour des lieux géographiquement aussi différents, les valeurs des indices pour la probabilité de la même intensité de stabilité / instabilité (faible, modérée, forte, etc...) varient, également d'un auteur à un autre et d'une région géographique à une autre. Il faudrait ajouter à ceci qu'il reste encore à donner une signification quantitative à ces mots de faible, modérée, forte, etc...., et à ajuster ces indices selon les conditions locales [15].

Par ailleurs, beaucoup de ces indices ne tiennent compte que de température et/ou de l'humidité de l'air à différents niveaux atmosphériques.

III.6.1- Indices de stabilité de Showalter - I_s (Showalter,1953)

L'indice de stabilité de Showalter (SI), aussi appelé indice de stabilité de Whiting, est l'un des indices de stabilité de l'air qui donne une indication sur la possibilité de déclenchement d'orages, ainsi que sur le potentiel de génération de phénomènes violents par ceux-ci (grêle, rafale descendante, tornade et pluie torrentielle sous orage)[4].L'indice de Showalter est donné par la formule suivante[22] :

$$I_s = t - t' \quad (\text{en } ^\circ\text{C}) \quad (\text{III.6})$$

Où : t = température de l'air environnant, relevée sur la courbe d'état au niveau 500 hPa ;

t' = température atteint, au niveau 500 hPa, par la particule située au niveau 850 hPa, suite à une ascendance adiabatique, en suivant l'adiabatique sèche jusqu'au point de condensation, puis la pseudo-adiabatique saturée jusqu'à 500 hPa[15].

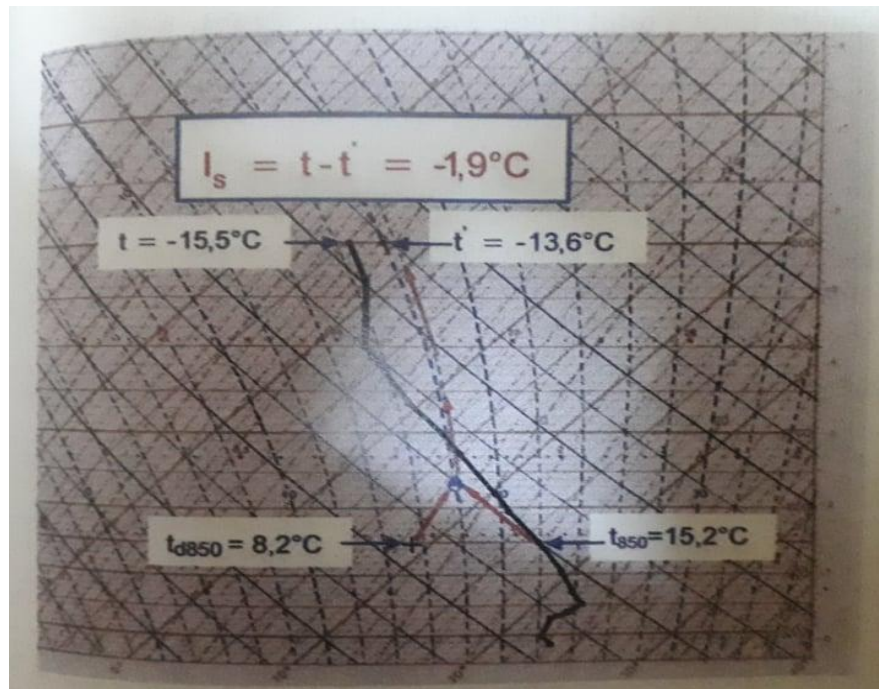


Figure (III.15) : Détermination de l'indice de Showalter [15].

Les critères de stabilité / instabilité de l'indice Showalter sont indiqués dans le Tableau (III.1) suivant (J. P. Triplet, G. Roche, 1986) :

Tableau (III.1): Critères de stabilité / instabilité, selon l'indice de Showalter.

Valeur de l'indice Showalter (°C)	Classification	Degré de risque ⁽¹⁾
$I_s > +3$	Ni averses ni orages	Faible
$+1 < I_s < +3$	Risque d'averses et d'orages	Moyen
$-3 < I_s < +1$	Averses et orages probables	Moyen
$-6 < I_s < -3$	Forte probabilité d'orages forts	Fort
$I_s < -6$	Tornades	Fort

III.6.2- Indices de stabilité de Galway – I_A (1956)

Cet indice, établi par Galway (1956) est donné par la formule suivante[15]:

$$I_A = t - t' \quad (\text{en } ^\circ\text{C}) \quad (\text{III.7})$$

Où :

t = température de l'air environnant, relevée sur la courbe d'état au niveau 500 hPa

¹ La mention de degré de risque est spécifique à cette étude.

t' =température atteint suite à un soulèvement adiabatique jusqu'au NCA, puis pseudo adiabatiquement jusqu'au niveau 500 hPa par la particule située au niveau moyen de la couche (sol - 914 m, soit 3000 pieds) du sondage, ayant comme rapport de mélange le rapport de mélange r moyen de la couche et comme température la température maximale T_X prévue pour la journée à venir. Si aucun réchauffement n'est attendu dans la journée, c'est la température potentielle moyenne de la couche qui est prise en considération à la place de T_X .

*Les critères de stabilité / instabilité sont alors les mêmes que ceux utilisés pour l'indice de Showalter.

Depuis l'établissement de cet indice, plusieurs variantes ont été utilisées pour définir aussi bien l'épaisseur de la couche en surface que la particule à soulever de cette couche. On peut citer en particulier les variantes suivantes [15]:

(a)- particule au sol ayant comme rapport de mélange le rapport de mélange r moyen dans la couche sol-1000 m, et comme température la température maximale T_X prévue pour la journée à venir (J.P.Triplet ;G.Roche,1986)

(b)- particule ayant comme rapport de mélange le rapport de mélange r moyen dans la couche sol-50 hPa, et comme température la température potentielle moyenne de la couche ; (Sadowski and Rieck (1977)) ;

(c)- particule ayant comme rapport de mélange le rapport de mélange r moyen dans la couche sol -100 hPa, et comme température la température maximale T_X prévue pour la journée à venir (Prosser and Foster (1966)) [15].

III.6.3- Indices de LI

Un autre indice de soulèvement proche de l'indice de Showalter est l'indice de soulèvement LI (Lifting Index) [15]. L'indice de soulèvement LI est la différence de température entre une parcelle d'air soulevée adiabatiquement (sans échange de chaleur) depuis le sol et la température de l'air environnement à une hauteur de pression donnée dans la troposphère ,généralement 500 hPa. Lorsque la valeur est négative, l'atmosphère est instable .Cet indice caractérise la stabilité de l'air,il renseigne sur la possibilité de déclenchement d'orages ainsi que sur le potentiel de génération de phénomènes violents comme la grêle,les tornades[23]. L'indice est donné par la formule suivante [15]:

$$LI = T_5 - T_s \quad (\text{en } ^\circ\text{C}) \quad (\text{III.8})$$

T_5 :température du thermomètre sec (de l'air environnant) à 500 hPa.

T_S :température de la particule en surface soulevée adiabatiquement au niveau 500 hPa.

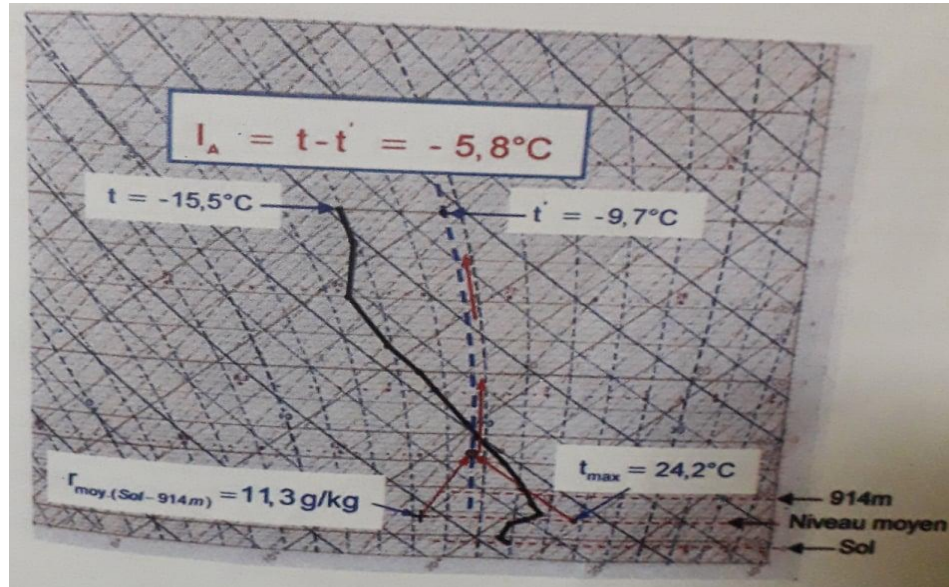


Figure (III.16) :Détermination de l'indice de Galway [15]

Les conditions de stabilité / instabilité, pour l'indice LI, sont définies comme suit, Tableau (III.2) :

Tableau (III.2):Critères de stabilité / instabilité, selon l'indice de LI.

Valeur de l'indice LI	Classification	Degré de risque
$0 > LI \geq -3^{\circ}\text{C}$	Instabilité faible	Faible
$-3 \geq LI \geq -5^{\circ}\text{C}$	Orages probables	Faible
$-5 \geq LI \geq -7^{\circ}\text{C}$	Orages modérés à forts	Moyen
$-7^{\circ}\text{C} > LI$	Orages violents	Fort

III.6.4- Indices KI (Indice de George)

K-index sert à mesurer la probabilité d'orages et à prévoir les fortes pluies. Cela dépend de deux variables : la température et l'humidité [24] . L'indice repose sur l'équation suivante [2]:

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{D850} - (T_{700} - T_{D700}). \quad (\text{III.9})$$

- T_{850} : température de l'air au niveau de pression 850 hPa.

- T_{D850} : température de point de rosé au niveau 850 hPa.

- T_{700} : température de l'air au niveau de pression 700 hPa.

- T_{D700} : température de point de rosé au niveau 700 hPa.

- T_{500} : température de l'air au niveau de pression 500 hPa.

Les conditions de probabilité pour l'indice KI sont indiquées dans le Tableau(III.3) suivante :

Tableau (III.3) : Probabilités de développement d'orages selon l'indice KI.

Valeur de l'indice KI (°C)	Classification	Degré de risque
$KI < 15$	0 % de probabilité	Faible
$15 < KI < 20$	20 % de probabilité	Faible
$20 < KI < 25$	20 à 40 % de probabilité	Faible
$25 < KI < 30$	40 à 60 % de probabilité	Moyen
$30 < KI < 35$	60 à 80 % de probabilité	Moyen
$35 < KI < 40$	80 à 90 % de probabilité	Fort
$KI > 40$	Supérieure à 90% de probabilité	Fort

Une valeur de K-index plus élevée signifie généralement une plus grande probabilité d'orages.

III.6.5-L'indice total – total (Total-Total Index – TTI)

Cet indice est en fait la somme de deux indices distincts, soit le total vertical (VT) et le total transversal (CT). Le total vertical représente le profil de la température vertical, tandis que le total transversal donne une image du profil d'humidité[25]. L'équation de l'indice Total-Total est la suivante [15] :

$$TTI = T_{850} + T_{d850} - 2(T_{500}) \text{ (en } ^\circ\text{C)} \quad (\text{II.10})$$

Où :

T_{850} : Température de l'air à 850 hPa.

T_{d850} : Température du point de rosée à 850 hPa.

T_{500} : Température de l'air à 500 hPa.

Les conditions de probabilité d'orages sont donnés dans le Tableau (III.4) ci-dessous:

Tableau (III.4) : Conditions de probabilité d'orages, selon l'indice TTI.

Valeur de l'indice TTI	Classification	Degré de risque
$43^{\circ}\text{C} > \text{TTI}$	Orages peu probables	Faible
$44 \geq \text{TTI} \geq 43^{\circ}\text{C}$	Orages isolés	Faible
$46 \geq \text{TTI} \geq 45^{\circ}\text{C}$	Orages dispersés	Faible
$48 \geq \text{TTI} \geq 47^{\circ}\text{C}$	Orages dispersés / Orages forts isolés	Moyen
$50 \geq \text{TTI} \geq 49^{\circ}\text{C}$	Orages forts dispersés / Quelques tornades isolées	Moyen
$52 \geq \text{TTI} \geq 51^{\circ}\text{C}$	Nombreux orages forts dispersés / Quelques tornades forts isolées	Fort
$56 \geq \text{TTI} \geq 53^{\circ}\text{C}$	Nombreux orages forts / Tornades forts isolées	Fort
$\text{TTI} > 56^{\circ}\text{C}$	Familles de tornades possibles	Fort

III .6.6- L'indice Sweat

L'indice SWEAT, ou indice de menace de temps violent, également connu en anglais sous le nom de Severe Weather Threat Index, est un indice qui utilise certaines variables pour déterminer la possibilité d'orages et de tornades[26], il peut être obtenu par l'équation suivante[15]

$$\text{SWEAT} = 12 * T_{d850} + 20 * (\text{TTI} - 49) + 2 * f_{850} + f_{500} + 125 * [\sin(\text{dd}_{500} - \text{dd}_{850}) + 0.2] \quad (\text{III.11})$$

Où :

T_{d850} : température du point de rosée à 850 hPa en $^{\circ}\text{C}$ (si $T_{d850} < 0 \rightarrow 12 * T_{d850} = 0$).

TTI : l'indice total-total en $^{\circ}\text{C}$ (si $\text{TTI} < 49 \rightarrow 20(\text{TTI} - 49) = 0$).

f_{850} : vitesse du vent à 850 hPa, en nœuds.

f_{500} : vitesse du vent à 500 hPa, en nœuds.

($\text{dd}_{500} - \text{dd}_{850}$) : la différence entre les directions du vent à 500 et 850 hPa,

Le terme $(125 * [\sin(\text{dd}_{500} - \text{dd}_{850}) + 0.2])$ est égale à zéro si les conditions suivantes sont remplies [27] :

(1)- la Direction du vent à 850 hPa entre 130° et 250° .

(2)- La vitesse du vent à 500 hPa est comprise entre 210° et 310° .

(3)- $(\text{dd}_{500} - \text{dd}_{850}) > 0$; $(\text{dd}_{500} > \text{dd}_{850})$

(4)- Les deux vitesses de vent sont supérieures ou égales à 15 nœuds.

Alors Les conditions d'orages sont dans le Tableau (III.5) suivants [15]:

Tableau (III.5): Critères d'orages, selon l'indice Sweat.

Valeur de l'indice Sweat	Classification	Degré de risque
< 272	Orages peu probables	Faible
273 à 299	Orages isolés ; risqué faible d'orages forts	Moyen
300 à 400	Limite inférieure pour la manifestation d'orages violents ; risqué modéré d'orages forts	Moyen
401 à 600	Quelques orages forts avec tornades isolées ;risque fort	Fort
601 à 800	Tornades isolées ;risque élevé	Fort

III.6.7 - Les indices CAPE et CINE

Pour évaluer les risques d'apparition de condition orageuses on utilise un autre indice, ce que l'on appelle l'indice de « l'énergie potentielle de convection disponible (EPCD) »,ou bien en anglais on appelle « Convective Available Potential Energy (CAPE) »[15].

La CAPE représente la quantité d'énergie potentielle sous forme de chaleur latente pouvant être libérée par une particule d'air atmosphérique suite à la condensation, Puis transformée en énergie cinétique permettant à la particule d'accélérer son ascension. La CAPE est définie par l'intégrale de l'équation (III.12) suivant :

$$\text{CAPE} = \int_{\text{NCL}}^{\text{NE}} \frac{(T_{\text{VP}} - T_{\text{Ve}})}{T_{\text{Ve}}} \times g \times dz \quad (\text{J} \cdot \text{K}_g^{-1}) \quad (\text{III.12})$$

On exprime la CAPE en Joule par Kilogramme($\text{J} \cdot \text{K}_g^{-1}$). Les limites inférieure et supérieure d'intégration sont respectivement NCL et NE.Quant à la température, nous utilisons la température virtuelle.

Par opposition à la CAPE, on définit également ce qu'on appelle l'indice de « l'énergie d'inhibition de la convection (EIC) »,en anglais s'appelle « Convective Inhibition Energie (CINE).

La CINE est la quantité d'énergie par unité de masse qui doit être fournie à une particule pour vaincre la force de flottabilité négative qui s'exerce sur elle, et atteindre le niveau NCL. Elle donnée par l'intégrale suivante :

$$\text{CINE} = \int_{z=0}^{\text{NCL}} \frac{(T_{\text{VP}} - T_{\text{Ve}})}{T_{\text{Ve}}} \times g \times dz \quad (\text{J} \cdot \text{K}_g^{-1}) \quad (\text{III.13})$$

Sur un diagramme thermodynamique ,la CAPE est proportionnelle à l'aire comprise entre la courbe d'état de l'air environnant et l'iso- θ'_w issue du point de condensation de la particule en surface, d'une part, et les niveaux NCL et NE, d'autre part, ou, plus simplement, l'aire comprise entre la trajectoire de la particule en surface en instabilité conditionnelle, la courbe d'état et les niveaux NCL et NE. Cette aire est appelée aire positive. La CINE, elle est proportionnelle à l'aire comprise entre la courbe d'état et la trajectoire suivie par la particule en surface soulevée adiabatiquement jusqu'au niveau NCL. Cette aire est appelée aire négative[15].

En combinant l'équation de l'équilibre hydrostatique suivant :

$$dP = -\rho_e \times g \times dz \quad (\text{III.14})$$

Et l'équation d'état des gaz parfaits pour l'air humide environnant ayant une température virtuelle T_{Ve} :

$$P = \rho_e \times R_a \times T_{Ve} \quad (\text{III. 15})$$

on tire :

$$dz = -\frac{dP}{\rho_e \times g} = -\frac{R_a \times T_{Ve}}{g} \times \frac{dP}{P} \quad (\text{III.16})$$

En remplaçant l'équation (III.6),dans les équations (III.12) et (III.13),ces équations deviennent :

$$CAPE = -R_a \times \int_{P_{NCL}}^{P_{NE}} (T_{VP} - T_{Ve}) \times \frac{dP}{P} = -R_a \times \int_{P_{NCL}}^{P_{NE}} (T_{VP} - T_{Ve}) \times d\text{Log}_n P \quad (\text{III.17})$$

Et

$$CINE = -R_a \times \int_{P_{Surface}}^{P_{NCL}} (T_{VP} - T_{Ve}) \times \frac{dP}{P} = -R_a \times \int_{P_{Surface}}^{P_{NCL}} (T_{VP} - T_{Ve}) \times d\text{Log}_n P \quad (\text{III.18})$$

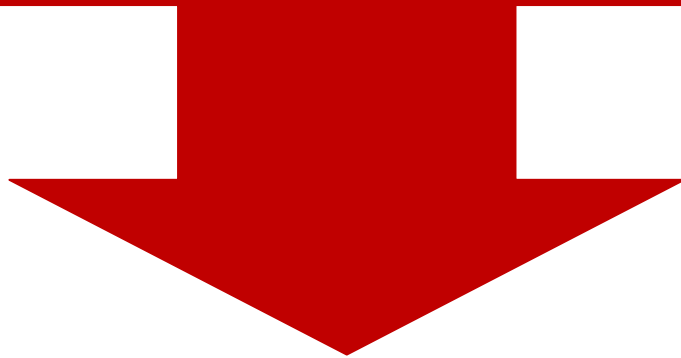
Les critères de manifestations d'orages en utilisant la CAPE varient, comme pour les autres indices d'une étude à l'autre et nécessaire également d'être ajustés selon les conditions locales. Parmi ces critères, on peut être citer les suivants, Tableau (III.6)

Tableau (III.6): Critères de manifestations d'orages selon l'indice CAPE.

Valeur de l'indice CAPE($J. K_g^{-1}$)	Classification	Degré de risque
$0 > CAPE$	Stable	Faible
$1000 \geq CAPE \geq 0$	Marginalement instable	Moyen
$2500 \geq CAPE \geq 1000$	Modérément instable	Moyen
$3500 \geq CAPE \geq 2500$	Très instable	Fort
$CAPE > 3500$	Extrêmement instable	Fort

Chapitre IV

Etude spatio-temporelle de la
sensibilité des indices de stabilité
atmosphérique



IV.1 - Introduction

Pour comprendre les phénomènes météorologiques au sein de l'atmosphère et pour les prévoir, l'atmosphère est soumise à une surveillance constante par des réseaux de mesures au niveau du sol qui doivent être les plus denses possibles (selon les recommandations de l'OMM [28]), étant donné la grande variabilité spatiale des phénomènes. Mais pour réussir à comprendre certains mécanismes atmosphériques, il est nécessaire de connaître aussi les paramètres météorologiques en altitude, c'est pourquoi, on utilise des radiosondes. Ce type de technique peut fournir des profils verticaux de pression, de température, d'humidité et de vent[2].

Dans ce chapitre nous allons effectuer une étude spatio-temporelle de la sensibilité des indices de stabilité atmosphérique, à certaines perturbations atmosphériques orageuse qui ont caractérisés certaines villes algériennes situées dans le sud-ouest et l'extrême sud de l'Algérie au cours des quatre saisons (hiver - printemps - été - automne) à différentes années .

IV.2 - Localisation géographique des zones études :

▪ Tindouf :

La wilaya de Tindouf est située dans le sud-ouest de l'Algérie, sa superficie est égale à 70 009 km²[29], et à 1750 km de la capitale Alger. Elle est limitée au nord, par la wilaya de Béchar et l'état marocain, au sud l'état de la Mauritanie, à l'est la wilaya d'Adrar et à l'ouest par l'état de Sahara occidentale. Elle se caractérise par un climat désertique, chaud et sec en été et doux en hiver. La température oscille entre 25 et 30 degrés Celsius en hiver, et entre 35 et 45 degrés Celsius en été. L'humidité de l'air est autour de 30% [30].

▪ In Salah :

In Salah est située dans le Sahara algérien, sa superficie est de 43 938 km². Elle est délimitée au nord par la wilaya d'El Meniaa et celle de Ouargla ; à l'est par la wilaya d'Illizi ; au nord-ouest par la région de Timimoune ; à l'ouest par la wilaya d'Adrar; et au sud par la wilaya de Tamanrasset. In Salah a un climat désertique chaud (Classification de Köppen BWh) typique de la zone saharienne hyperaride et correspondant au Sahara central, caractérisé par un été torride très long et un hiver tiède, des journées chaudes et des nuits fraîches. Avec une température moyenne annuelle de 27 °C (moyenne des maximums : 34,8 °C ; moyenne des minimums : 19,2 °C) et une pluviométrie moyenne annuelle de 14 mm à peine[31].

▪ Béchar :

La wilaya de Béchar est située au sud-ouest de l'Algérie en plein désert saharien, sa superficie totale est de 162 200 km², elle est entourée au nord par la wilaya de Naâma, à l'est par la wilaya d'El Bayadh, à l'ouest par l'état de Maroc et au sud par les wilayas d'Adrar et de Tindouf. Le climat de la wilaya de Béchar est de type désertique continental qui se caractérise par un été très chaud (+45°C) et un hiver très froid (2°C à 3°C). Les précipitations sont autour de 60 mm/an. Les vents de sables sont très fréquents et violents pouvant atteindre la vitesse de 100 km/h[32].



Figure (IV.1) : Localisation géographique des stations de Béchar, Tindouf, et In Salah.

Le tableau suivant (IV. 1) indique les coordonnées géographiques et l'altitude par rapport au niveau de la mer pour chaque station, ainsi le code OMM à chacune d'elles.

Tableau (IV.1) : Les coordonnées géographiques des stations d'étude : Tindouf, In Salah et Béchar[20].

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude(m)	Code OMM
Béchar	31.50	2.250	816.0	60571
Tindouf	27.70	8.16	439.0	60656
In Salah	27.23	2.50	269.0	60630

IV.3- Présentation des données climatiques

Les données ont été obtenues à partir de deux sources. Les mesures de précipitation à partir de l'Office Météorologique National (ONM). Cependant, les mesures de sondage à partir de site web de l'université de Wyoming (USA), qui héberge et donne accès à l'une des archives des données de radiosondes les plus importantes de la planète. Ces archives de données sont disponibles via le lien suivant :

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding>.

Region	Type of plot	Year	Month	From	To	Station Number
Africa	Text: List	2008	Jan	20/00Z	20/12Z	60571

Click on the image to request a sounding at that location or enter the station number above.



Figure (IV.2) : Interface du site web des mesures de sondage ; Université de Wyoming (USA)

Les stations de Tindouf, In Salah et Bécharr ont été choisies vue la disponibilité conjointement des données de surface et des données des radiosondes. Pour chaque station, et à chaque saison de l'année (hiver, printemps, été, automne), une perturbation orageuse était choisie.

Les perturbations atmosphériques étaient caractérisées par des quantités de pluie maximale au cours des saisons choisies. Le tableau (IV.2) identifie les lieux d'étude, la date et la quantité de pluie enregistrée à chaque saison, en plus la quantité d'eau précipitable (extraite des mesures de sondage).

Tableau (IV.2) : Caractéristiques pluviométriques des perturbations orageuses à Béchar, Tindouf, In Salah, au cours des quatre saisons (années comprises entre 2008 et 2018).

Station	Saisons	Date	Quantité de Pluie (mm)	Eau précipitable W (mm)
Béchar	Hiver	17-02-2015	19	8,82
	Printemps	27-03-2009	38,3	21,27
	Eté	12-07-2014	13,6	22,81
	Automne	09-10-2008	84,6	26,29
Tindouf	Hiver	17-01-2014	2,6	15,91
	Printemps	11-04-2012	5,0	28,00
	Eté	26-06-2013	2,1	15,95
	Automne	11-09-2018	35	43,69
In Salah	Hiver	21-12-2013	5,7	12,01
	Printemps	08-03-2012	10,7	10,44
	Eté	28-06-2013	0,1	17,61
	Automne	27-09-2018	13,2	30,84

IV.4 - Diagrammes Skew-T pour les mesures de radiosondage des stations de Tindouf, In Salah et Béchar

- Béchar

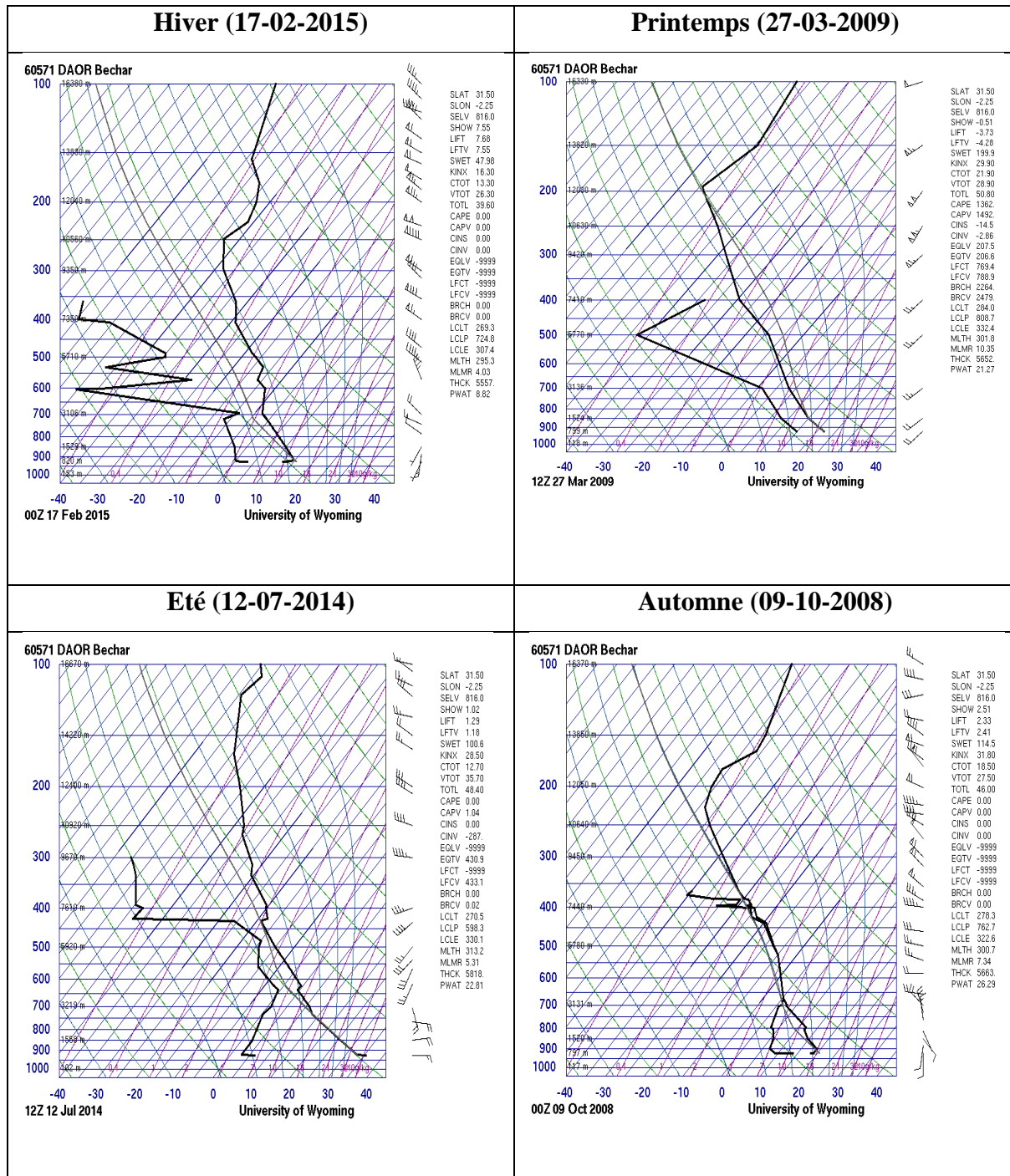


Figure (IV. 3) :Diagrammes Skew-T,station Béchar.

• Tindouf

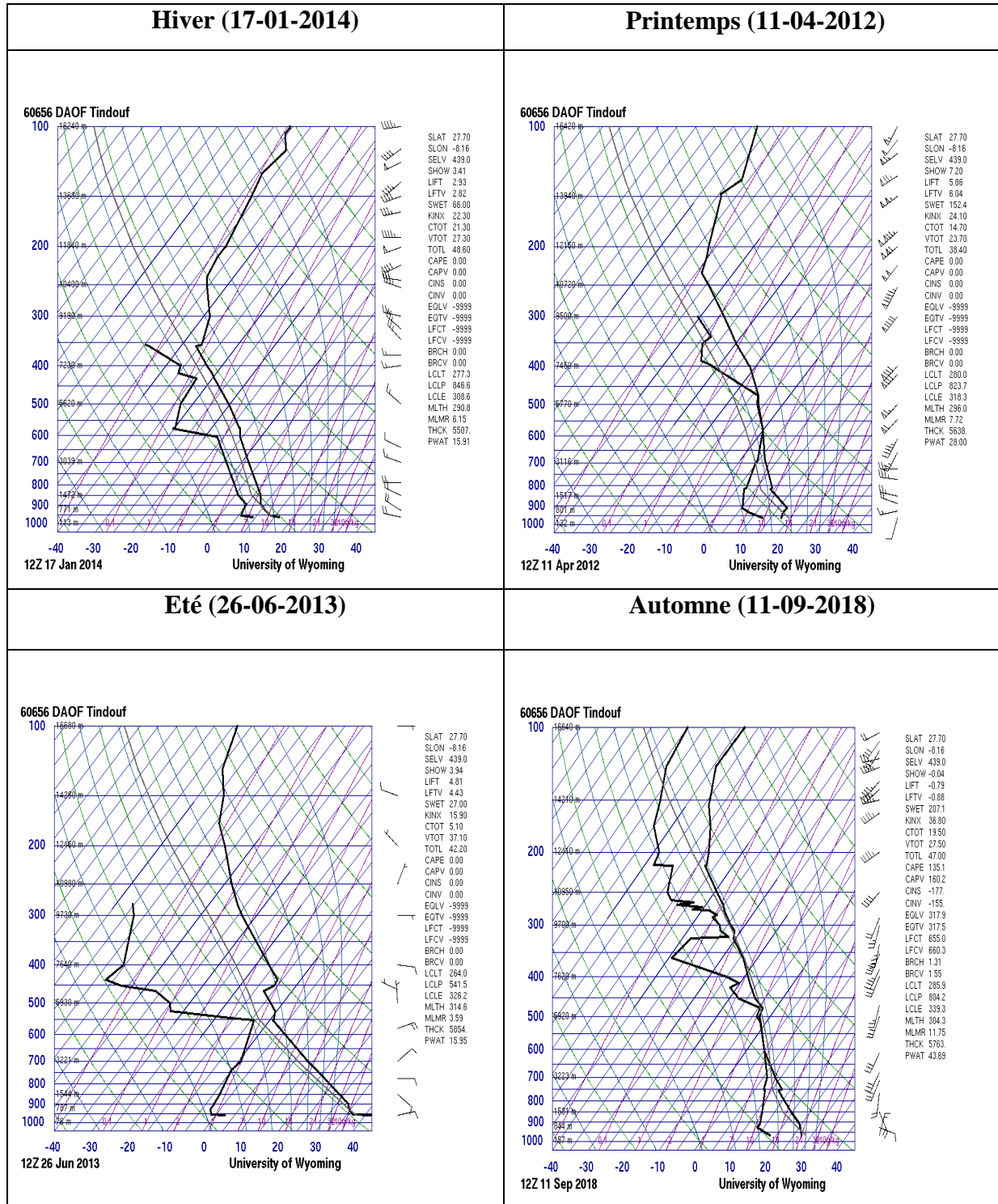


Figure (IV. 4) :Diagrammes Skew-T, station Tindouf.

• In Salah

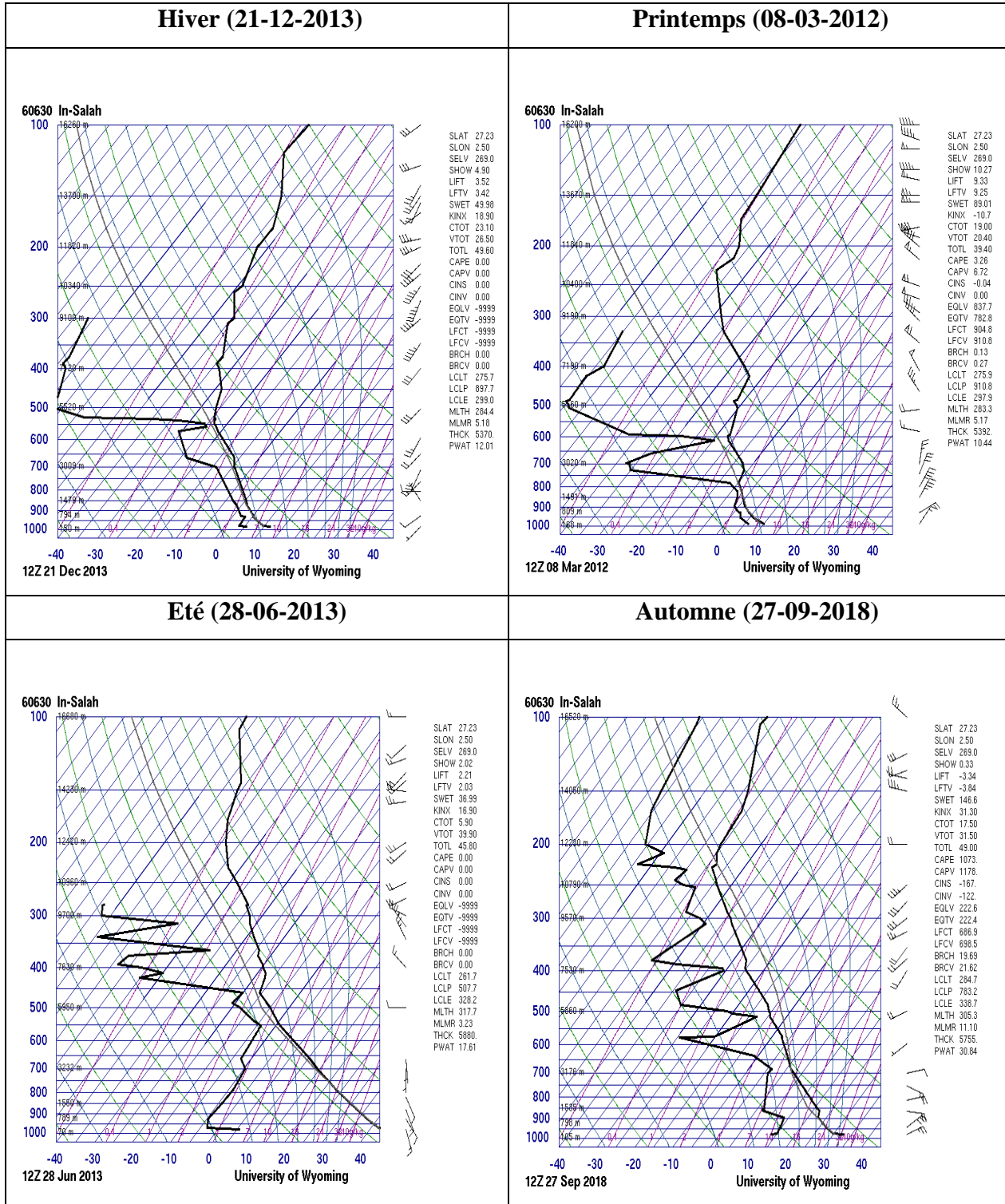


Figure (IV. 5) :Diagrammes Skew-T, station In Salah.

IV.5 - Etude de la stabilité atmosphérique au moyen des indices de stabilité

Pour étudier la stabilité atmosphérique pendant les jours de pluvieux, enregistrés à chaque station et pour les quatre saisons, nous disposons des valeurs des indices de stabilité (obtenus à partir de site des mesures de radiosondage) tel que : l'indice Total-Total (TTI), l'indice de soulèvement (Lifting Index ou l'indice KI), indice de SWEAT, indice de Showalter et les indices CAPE et CINE. De notre part, nous avons menés notre propre calcul, afin de vérifier la fiabilité des valeurs de ces indices, où nous avons utilisés les équations présentées au chapitre(II) de présent manuscrit. L'erreur relative entre les deux valeurs sont reportés dans les tableaux des indices de stabilités suivantes.

- **Béchar :**

Tableau (IV.3) : Indices de stabilité atmosphériques ; Béchar, hiver (17/02/2015 à 00z) ; Quantité de pluies : 19mm.

Indices	Valeurs	Vérification	Erreur Relative (%)	Observations	Degré des risques
Indice Total Totals(ITT)	39,6 °C	39,6 °C	0%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice KI	16,30 °C	16,30 °C	0%	20 % de probabilité	FAIBLE
Indice de Showalter	7,55 °C	7,40 °C	1,98%	Ni averses ni orages	FAIBLE
Indice SWEAT	47,98	48	0,04%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice LI	7,68 °C	7,50 °C	2,34%	Stable	FAIBLE
CAPE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	Marginalement instable	MOYENNE
CINE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	/	/
Eau précipitable w	8,82 (mm)	9,42 (mm)	6,80%	/	/

Tableau (IV.4) : Indices de stabilité atmosphériques ; Béchar, Printemps (27/03/2009 à 12z) ;
Quantité de Pluies 38.3mm .

Indices	Valeurs	Vérification	Erreur Relative (%)	Observations	Degré des risques
Indice Total Totals(ITT)	50,8 °C	50,8 °C	0%	Nombreux orages dispersés /quelques tornades Fortes isolées	FORTE
Indice KI	29,9 °C	29,9 °C	0%	40 à 60 % de probabilité	MOYENNE
Indice de Showalter	-0,51 °C	-0,4 °C	21,56%	Averses et orages probables	MOYENNE
Indice SWEAT	199,99	199	0,49%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice LI	-3,73 °C	-4,5 °C	20,64%	Orages probables	FAIBLE
CAPE	1362,71 J/Kg	1356.94 J/Kg	0,42%	Modérément instable	MOYENNE
CINE	-14,55 J/Kg	-2,46 J/Kg	83,09%	/	/
Eau précipitable w	21,27 (mm)	38,37 (mm)	80,39 %	/	/

Tableau (IV.5) : Indices de stabilité atmosphériques, Béchar, été (12/07/2014 à 12z) ;
Quantité de Pluies 13.6mm .

Indices	Valeurs	Vérification	Erreur Relative (%)	Observations	Degré des risques
Indice Total Totals(ITT)	48,4 °C	48,4 °C	0%	Orages dispersés /orages FORTE isolés	MOYENNE
Indice KI	28,5 °C	28,5 °C	0%	40 à 60 % de probabilité	MOYENNE
Indice de Showalter	1,02 °C	1,20 °C	17,64%	Risque d'averses et d'orages	MOYENNE
Indice SWEAT	100,62	100,6	0,01%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice LI	1,29 °C	- 1,20 °C	193,02%	Stable	FAIBLE
CAPE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	Marginalement instable	MOYENNE
CINE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	/	/
Eau précipitable w	22,81 (mm)	31,56 (mm)	38,36%	/	/

Tableau (IV.6) : Indices de stabilité atmosphériques, Béchar, Automne (09/10/2008 à 00z) ;Quantité de Pluies 84.6mm .

Indices	Valeurs	Vérification	Erreur Relative (%)	Observations	Degré des risques
Indice Total Totals(ITT)	46 °C	46 °C	0%	Orages dispersés	FAIBLE
Indice KI	31 ,80 °C	31,8 °C	0%	60 à 80% de probabilité	MOYENNE
Indice de Showalter	2,51 °C	2,60 °C	3,58%	Risque d'averses et d'orages	MOYENNE
Indice SWEAT	114,59	114,6	0,008%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice LI	2,33 °C	-2,2 °C	194,42%	Stable	FAIBLE
CAPE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	Marginalement instable	MOYENNE
CINE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	/	/
Eau précipitable W	26,29 (mm)	42,06(mm)	59,98%	/	/

- **Tindouf**

Tableau (IV.7) : Indices de stabilité atmosphériques ; Tindouf, hiver(17/01/2014 à 12z) ;
Quantité de Pluies 2.6 mm

Indices	Valeurs	Vérification	Erreur Relative (%)	Observations	Degré des risques
Indice Total Totals(ITT)	48,60 °C	48,60 °C	0%	Orages FORTE dispersés / Quelques tornades isolées	FORTE
Indice KI	22,30 °C	22,30°C	0%	20 à 40 % de probabilité	FAIBLE
Indice de Showalter	3,41 °C	3,30 °C	3,22%	Ni averses ni orages	FAIBLE
Indice SWEAT	66,00	66,00	0%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice LI	2 ,93 °C	2 ,80 °C	4,43%	Stable	FAIBLE
CAPE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	Marginalement instable	MOYENNE
CINE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	/	/
Eau précipitable w	15,91 (mm)	19,36 (mm)	21,68 %	/	/

Tableau (IV.8) : Indices de stabilité atmosphériques ; Tindouf, Printemps(11/04/2012 à 12z) ;
Quantité de pluies 5 mm.

Indices	Valeurs	Vérification	Erreur Relative (%)	Observations	Degré des risques
Indice Total Totals(ITT)	38,40 °C	38,40 °C	0%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice KI	24,10 °C	24,10 °C	0%	20 à 40 % de probabilité	FAIBLE
Indice de Showalter	7,20 °C	7,10 °C	1,38%	Ni averses ni orages	FAIBLE
Indice SWEAT	152,42	152,4	0,013%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice LI	5,86 °C	5,70 °C	2,73%	Stable	FAIBLE
CAPE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	Marginalement instable	MOYENNE
CINE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	/	/
Eau précipitable w	28,00 (mm)	43,62 (mm)	55,78%	/	/

Tableau (IV.9) : Indices de stabilité atmosphériques ; Tindouf, été(26/06/2013 à 12z) ;
Quantité de pluies 2.1 mm.

Indices	Valeurs	Vérification	Erreur Relative (%)	Observations	Degré des risques
Indice Total Totals(ITT)	42,20 °C	42,20 °C	0%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice KI	15,90 °C	15,90 °C	0%	20 % de probabilité	FAIBLE
Indice de Showalter	3,94 °C	3,80 °C	3,55%	Ni averses ni orages	FAIBLE
Indice SWEAT	27,00	27,00	0%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice LI	4,81°C	4,60 °C	4,36%	Stable	FAIBLE
CAPE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	Marginalement instable	MOYENNE
CINE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	/	/
Eau précipitable w	15,95 (mm)	19 ,32 (mm)	21,12%	/	/

Tableau (IV.10) : Indices de stabilité atmosphériques, Tindouf, automne (11/09/2018 à 12z) ; Quantité de pluies 35 mm.

Indices	Valeurs	Vérification	Erreur Relative (%)	Observations	Degré des risques
Indice Total Totals(ITT)	47 °C	47 °C	0%	Orages dispersés / Orages FORTE isolés	MOYENNE
Indice KI	36,8 °C	36,8 °C	0%	80 à 90 % de probabilité	FORTE
Indice de Showalter	- 0,04 °C	- 0,1 °C	150%	Averses et orages probables	MOYENNE
Indice SWEAT	207,9	207,2	0,004%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice LI	- 0,79 °C	0,70 °C	11,39%	Instabilité faible	FAIBLE
CAPE	135 ,19 J/Kg	103,11 J/Kg	23,72%	Marginalement instable	MOYENNE
CINE	- 177,21 J/Kg	-173,63 J/Kg	2,02%	/	/
Eau précipitable w	43,69 (mm)	69,52 (mm)	59,12%	/	/

▪ **In Salah**

Tableau (IV.11) : Indices de stabilité atmosphériques ;In Salah, hiver (21/12/2013 à 12z) ; Quantité de pluies 5.7 mm

Indices	Valeurs	Vérification	Erreur Relative (%)	Observations	Degré des risques
Indice Total Totals(ITT)	49,60 °C	49,60 °C	0%	Orages FORTE dispersés / Quelques tornades isolées	MOYENNE
Indice KI	18,90 °C	18,90 °C	0%	20 % de probabilité	FAIBLE
Indice de Showalter	4,90 °C	4,80 °C	2,04%	Ni averses ni orages	FAIBLE
Indice SWEAT	49,98	50,00	0,04%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice LI	3,52 °C	2,80 °C	20,45%	Stable	FAIBLE
CAPE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	Marginalement instable	MOYENNE
CINE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	/	/
Eau précipitable w	12,01 (mm)	13,77 (mm)	14,65%	/	/

Tableau (IV.12) : Indices de stabilité atmosphériques, In Salah, Printemps (08/03/2012 à 12z) ;
Quantité de pluies 10.7 mm

Indices	Valeurs	Vérification	Erreur Relative (%)	Observations	Degré des risques
Indice Total Totals(ITT)	39,4 °C	39,4 °C	0%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice KI	-10,7°C	- 10,4 °C	0%	0 % de probabilité	FAIBLE
Indice de Showalter	10,27 °C	10,10 °C	1,65%	Ni averse ni orages	FAIBLE
Indice SWEAT	89,01	89,00	0,01%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice LI	9,33 °C	8,70 °C	6,75%	Stable	FAIBLE
CAPE	3,26 J/Kg	0.39 J/Kg	88,03%	Marginalement instable	MOYENNE
CINE	-0,04 J/Kg	-0.35 J/Kg	775%	/	/
Eau précipitable w	10,44 (mm)	11,93 (mm)	14,27%	/	/

Tableau (IV.13) : Indices de stabilité atmosphériques ; In Salah, été (28/06/2013 à 12z) ; Quantité de pluies 0.1 mm

Indices	Valeurs	Vérification	Erreur Relative (%)	Observations	Degré des risques
Indice Total Totals(ITT)	45,80 °C	45,80 °C	0%	Orages dispersés	FAIBLE
Indice KI	16,90 °C	16,90 °C	0%	20 % de probabilité	FAIBLE
Indice de Showalter	2,02 °C	1,90 °C	5,94%	Risque d'averses et d'orages	MOYENNE
Indice SWEAT	36,99 °C	169 °C	356,88%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice LI	2,21 °C	1,30 °C	41,17%	Stable	FAIBLE
CAPE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	Marginalement instable	MOYENNE
CINE	0 J/Kg	0 J/Kg	0%	/	/
Eau précipitable w	17,61 (mm)	22,13 (mm)	25,66%	/	/

Tableau (IV.14) : Indices de stabilité atmosphériques, In Salah, automne(27/09/2018 à 12z) ;

Quantité de pluies 13.2 mm

Indices	Valeurs	Vérification	Erreur Relative (%)	Observations	Degré des risques
Indice Total Totals(ITT)	49,00 °C	49,00 °C	0%	Orages FORTE dispersés / Quelques tornades isolées	MOYENNE
Indice KI	31,30 °C	31,30 °C	0%	60 à 80 % de probabilité	MOYENNE
Indice de Showalter	0,33°C	0,20 °C	39,39%	Averses et orages probables	MOYENNE
Indice SWEAT	146,62	146,60	0,01%	Orages peu probables	FAIBLE
Indice LI	-3,34 °C	-3,20 °C	4,19%	Orages probables	FAIBLE
CAPE	1073,21 J/Kg	1122,72 J/Kg	4,61%	Modérément instable	MOYENNE
CINE	-167,53 J/Kg	-106,84 J/Kg	36,22%	/	/
Eau précipitable w	30,84 (mm)	38,80 (mm)	25,81%	/	/

IV.6-Test de sensibilité des indices de stabilité

On considère que l'indice est sensible à l'état de l'atmosphère, si sa mention de degré de risque, correspondent à la situation réelle (quantité de précipitations). Les Tableaux (IV.14), (IV.15), et (IV.16) regroupent la sensibilité saisonnière des indices de stabilité pour chaque station.

Béchar : Tableau (IV.14)

Pour l'hiver, la sensibilité est «Forte » pour l'indice CAPE, quant aux autres indices, leur sensibilité est «moyenne» ;

Au printemps, nous observons une sensibilité «Forte» pour l'indice TTI, et« moyenne » pour KI, Showalter, CAPE, et elle «faible »pour les indices SWEAT et LI ;

En été, la sensibilité est «Forte » pour chacun des indices TTI, KI, Showalter et CAPE, et elle est « moyenne » les deux indices SWEAT, LI ;

Enfin en automne, la sensibilité est « moyenne » pour chacun des indices KI, Showalter et CAPE, et elle est « faible »pour les indices TTI, SWEAT, LI.

Tindouf : Tableau (IV.15)

Pour l'hiver, la sensibilité est «Forte » pour les indices KI, Showalter, SWEAT et LI, elle est « moyenne » pour l'indice CAPE, tandis qu'elle est « faible » pour l'indice TTI ;

Au printemps, la sensibilité est «Forte» pour les indices TTI, KI, Showalter, SWEAT et LI, et elle est «moyenne » pour l'indice CAPE ;

En été la situation est pareil que la saison de printemps ;

Enfin en automne, la sensibilité est «Forte » pour l'indice KI, elle est « moyenne » pour les indices TTI, Showalter et CAPE, enfin elle est « faible » pour les deux indices SWEAT et LI.

In Salah : Tableau (IV.16)

A l'hiver, la sensibilité est «FORTE » pour chacun des indices, KI, Showalter, SWEAT,LI, elle est « moyenne » pour les deux indices TTI et CAPE ;

En printemps, la sensibilité est «FORTE» pour l'indice CAPE, quant aux autres indices, la sensibilité est « moyenne» ;

En été, la sensibilité est « FORTE » pour les indices TTI, KI, SWEAT et LI, la sensibilité est « moyenne » les indices Showalter, CAPE ;

Pour l'automne, la sensibilité est « FORTE » pour les indices TTI, KI, Showalter, CAPE, et elle est « moyenne » les indices SWEAT, LI.

- Béchar

Tableau (IV.15) : Sensibilité saisonnière des indices de stabilité, station de Béchar.

Indices	Béchar												
	Hiver 17-02-2015			Printemps 27-03-2009			Eté 12-07-2014			Automne 09-10-2008			
	Degré de risque	Quantité de Pluis (mm)	Sensibilité	Degré de risque	Quantité de Pluis (mm)	Sensibilité	Degré de risque	Quantité de Pluis (mm)	Sensibilité	Degré de risque	Quantité de Pluis (mm)	Sensibilité	
Indice Total Totals(ITT)	FAIBLE	19	MOYENNE	FORTE	38,3	FORTE	MOYEN	13,6	FORTE	FAIBLE	84,6	FAIBLE	
Indice KI	FAIBLE		MOYENNE	MOYEN		MOYENNE	MOYEN		FORTE	MOYEN		MOYENNE	MOYENNE
Indice de Showalter	FAIBLE		MOYENNE	MOYEN		MOYENNE	MOYEN		FORTE	MOYEN		MOYENNE	MOYENNE
Indice SWEAT	FAIBLE		MOYENNE	FAIBLE		FAIBLE	FAIBLE		MOYENNE	FAIBLE		FAIBLE	FAIBLE
Indice LI	FAIBLE		MOYENNE	FAIBLE		FAIBLE	FAIBLE		MOYENNE	FAIBLE		FAIBLE	FAIBLE
CAPE	MOYEN		FORTE	MOYEN		MOYENNE	MOYEN		FORTE	MOYEN		MOYENNE	MOYENNE

- **Tindouf**

Tableau (IV.16) : Sensibilité saisonnière des indices de stabilité, station de Tindouf.

Indices	Tindouf.											
	Hiver 17-01-2014			Printemps 11-04-2012			Eté 26-06-2013			Automne 11-09-2018		
	Degré de risque	Quantité de Pluis	Sensibilité	Degré de risque	Quantité de Pluis	Sensibilité	Degré de risque	Quantité de Pluis	Sensibilité	Degré de risque	Quantité de Pluis	Sensibilité
Indice Total Totals(ITT)	FORTE	2,6	FAIBLE	FAIBLE	5	FORTE	FAIBLE	2,1	FORTE	MOYEN	35	MOYENNE
Indice KI	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		FORTE	FORTE		
Indice de Showalter	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		FORTE	MOYEN		
Indice SWEAT	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		
Indice LI	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		
CAPE	MOYEN		MOYEN	MOYEN		MOYEN	MOYEN		MOYEN	MOYEN		

- In Salah

Tableau (IV.17) : Sensibilité saisonnière des indices de stabilité, station de In Salah.

Indices	In Salah											
	Hiver 21-12-2013			Printemps 08-03-2012			Eté 28-06-2013			Automne 27-09-2018		
	Degré de risque	Quantité de Pluis	Sensibilité	Degré de risque	Quantité de Pluis	Sensibilité	Degré de risque	Quantité de Pluis	Sensibilité	Degré de risque	Quantité de Pluis	Sensibilité
Indice Total Totals(ITT)	MOYEN	5,7	MOYENNE	FAIBLE	10,7	MOYENNE	FAIBLE	0,1	FORTE	MOYEN	13,2	FORTE
Indice KI	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		MOYENNE	FAIBLE		FORTE	MOYEN		
Indice de Showalter	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		MOYENNE	MOYEN		MOYENNE	MOYEN		
Indice SWEAT	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		MOYENNE	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		
Indice LI	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		MOYENNE	FAIBLE		FORTE	FAIBLE		
CAPE	MOYEN		MOYENNE	MOYEN		FORTE	MOYEN		MOYENNE	MOYEN		

IV.6.1-Classement des indices de stabilité

Pour faire un classement entre ces indices, nous adoptons un barème selon la mention de la sensibilité saisonnière, comme suite :

Forte → 75 pts

Moyenne → 50 pts

Faible → 25 pts

IV.6.1.1-Classement annuelle de la sensibilité des indices de stabilité

Tableau (IV.18) :Ordre de classement annuelle de la sensibilité, station Béchar

Béchar						
Indices	Hiver	Printemps	Été	Automne	Classement	Ordre
Indice Total Totals(ITT)	MOYENNE	FORTE	FORTE	FAIBLE	225	2 ^{ème}
Indice KI	MOYENNE	MOYENNE	FORTE	MOYENNE	225	2 ^{ème}
Indice de Showalter	MOYENNE	MOYENNE	FORTE	MOYENNE	225	2 ^{ème}
Indice SWEAT	MOYENNE	FAIBLE	MOYENNE	FAIBLE	150	3 ^{ème}
Indice LI	MOYENNE	FAIBLE	MOYENNE	FAIBLE	150	3 ^{ème}
CAPE	FORTE	MOYENNE	FORTE	MOYENNE	250	1 ^{ère}

Pour la station de Béchar, ce barème permet de classer les indices, à une échelle annuelle (les quatre saisons sont incluses), comme suite :

→ 1^{ère} classe : l'indice CAPE ; 2^{ème} classe : TTI, KI, Showalter ; 3^{ème} classe : Sweat, LI

Tableau (IV.19) :Ordre de classement annuelle de la sensibilité, station Tindouf

Tindouf						
Indices	Hiver	Printemps	Été	Automne	Classement	Ordre
Indice Total Totals(ITT)	FAIBLE	FORTE	FORTE	MOYENNE	225	2 ^{ème}
Indice KI	FORTE	FORTE	FORTE	FORTE	300	1 ^{er}
Indice de Showalter	FORTE	FORTE	FORTE	MOYENNE	275	1 ^{er}
Indice SWEAT	FORTE	FORTE	FORTE	FAIBLE	250	2 ^{ème}
Indice LI	FORTE	FORTE	FORTE	FAIBLE	250	2 ^{ème}
CAPE	MOYENNE	MOYENNE	MOYENNE	MOYENNE	200	3 ^{ème}

Pour la station de Tindouf, les indices sont classés, à une échelle annuelle (les quatre saisons sont incluses), comme suite :

→1^{ère} classe : les indices KI et Showalter ; 2^{ème} classe : TTI et Sweat, LI ; 3^{ème} classe : CAPE

Tableau (IV.20) : Ordre de classement annuelle de la sensibilité, station In Salah

In Salah						
Indices	Hiver	Printemps	Été	Automne	Classement	Ordre
Indice Total Totals(ITT)	MOYENNE	MOYENNE	FORTE	FORTE	250	2 ^{ème}
Indice KI	FORTE	MOYENNE	FORTE	FORTE	275	1 ^{er}
Indice de Showalter	FORTE	MOYENNE	MOYENNE	FORTE	250	2 ^{ème}
Indice SWEAT	FORTE	MOYENNE	FORTE	MOYENNE	250	2 ^{ème}
Indice LI	FORTE	MOYENNE	FORTE	MOYENNE	250	2 ^{ème}
CAPE	MOYENNE	FORTE	MOYENNE	FORTE	250	2 ^{ème}

Pour la station de In Salah, les indices sont classés, à une échelle annuelle (les quatre saisons sont incluses), comme suite :

→1^{ère} classe : l'indice KI; 2^{ème} classe : TTI, Showalter, Sweat, LI, CAPE

Tableau (IV.21) : Ordre de classement annuelle de la sensibilité des indices de stabilité, stations de Béchar, Tindouf et In Salah.

Annuelle	1^{er} classe	2^{ème} classe	3^{ème} classe
Béchar	CAPE	TTI, KI, Showalter	Sweat, LI
Tindouf	KI, Showalter	TTI, Sweat, LI	CAPE
In Salah	KI	TTI, Showalter, Sweat, LI, CAPE	/

On remarque pour la 1^{ère} classe que l'indice KI est en première classe dans 2 stations / 3 (Tindouf et In Salah). Et que les indices CAPE et Showalter sont en première classe dans 1 station / 3 (respectivement Béchar et Tindouf).

On conclut, annuellement et à l'échelle spatiale, que l'indice KI présente « la meilleur couverture » en termes de sensibilité, ensuite les indices Showalter et CAPE.

IV.6.1.2-Classement saisonnière de la sensibilité des indices de stabilité

On applique le même barème qu'à l'échelle annuelle, à savoir on donne pour la mention FORTE (75 pts), la mention MOYENNE (50 pts) et pour la mention FAIBLE (25 pts), l'ordre de classement saisonnière des indices de stabilité est présenté dans les Tableaux (IV.22), (IV.23) et (IV.24) suivantes.

Tableau (IV.22) :Ordre de classements aisonnière des indices de stabilité, station Béchar.

Béchar												
Indices	Hiver	Classement	Ordre	Printemps	Classement	Ordre	Été	Classement	Ordre	Automne	Classement	Ordre
Indice Total Totals(ITT)	MOYEN	50	2 ^{ème}	FORTE	75	1 ^{ère}	FORTE	75	1 ^{ère}	FAIBLE	25	2 ^{ème}
Indice KI	MOYEN	50	2 ^{ème}	MOYEN	50	2 ^{ème}	FORTE	75	1 ^{ère}	MOYEN	50	1 ^{ère}
showalter	MOYEN	50	2 ^{ème}	MOYEN	50	2 ^{ème}	FORTE	75	1 ^{ère}	MOYEN	50	1 ^{er}
Indice SWEAT	MOYEN	50	2 ^{ème}	FAIBLE	25	3 ^{ème}	MOYEN	50	2 ^{ème}	FAIBLE	25	2 ^{ème}
Indice LI	MOYEN	50	2 ^{ème}	FAIBLE	25	3 ^{ème}	MOYEN	50	2 ^{ème}	FAIBLE	25	2 ^{ème}
CAPE	FORTE	75	1 ^{ère}	MOYEN	50	2 ^{ème}	FORTE	75	1 ^{ère}	MOYEN	50	1 ^{ère}

Pour la station de Béchar, le barème permet de classer les indices, à une échelle saisonnière, comme suite :

Hiver → 1^{ère} classe : l'indice CAPE; 2^{ème} classe : TTI, KI, Showalter, Sweat, LI

Printemps → 1^{ère} classe : l'indice TTI; 2^{ème} classe : KI, Showalter, CAPE ; 3^{ème} classe :Sweat, LI

Été → 1^{ère} classe : l'indice TTI, KI, Showalter, CAPE ; 2^{ème} classe: Sweat, LI

Automne → 1^{ère} classe : l'indice KI, Showalter, CAPE ; 2^{ème} : TTI, Sweat,

Tableau (IV.23) :Ordre de classement saisonnière des indices de stabilité, station Tindouf .

Tindouf												
Indices	Hiver	Classement	Ordre	Printemps	Classement	Ordre	Été	Classement	Ordre	Automne	Classement	Ordre
Indice Total Totals(ITT)	FAIBLE	25	3 ^{ème}	FORTE	75	1 ^{ère}	FORTE	75	1 ^{ère}	MOYEN	50	2 ^{ème}
Indice KI	FORTE	75	1 ^{ère}	FORTE	75	1 ^{ère}	FORTE	75	1 ^{ère}	FORTE	75	1 ^{ère}
Indice de Showalter	FORTE	75	1 ^{ère}	FORTE	75	1 ^{ère}	FORTE	75	1 ^{ère}	MOYEN	50	2 ^{ème}
Indice SWEAT	FORTE	75	1 ^{ère}	FORTE	75	1 ^{ère}	FORTE	75	1 ^{ère}	FAIBLE	25	3 ^{ème}
Indice LI	FORTE	75	1 ^{ère}	FORTE	75	1 ^{ère}	FORTE	75	1 ^{ère}	FAIBLE	25	3 ^{ème}
CAPE	MOYEN	50	2 ^{ème}	MOYEN	50	2 ^{ème}	MOYEN	50	2 ^{ème}	MOYEN	50	2 ^{ème}

Pour la station de Tindouf, le barème permet de classer les indices, à l'échelle saisonnière, comme suite :

Hiver → 1^{ère} classe : KI, Showalter, Sweat, LI; 2^{ème} classe: CAPE ; 3^{ème} classe :TTI

Printemps → 1^{ère} classe : l'indice TTI, KI, Showalter, Sweat, LI ; 2^{ème} classe : CAPE

Été → 1^{ère} classe : l'indice TTI, KI, Showalter, Sweat, LI ; 2^{ème} classe: CAPE

Automne → 1^{ère} classe : l'indice KI, ; 2^{ème} classe : TTI, Showalter, CAPE ; 3^{ème} classe :Sweat, LI

Tableau (IV.24) :Ordre de classement saisonnière des indices de stabilité, station In Salah .

In Salah												
Indices	Hiver	Classement	Ordre	Printemps	Classement	Ordre	Été	Classement	Ordre	Automne	Classement	Ordre
Indice Total Totals(ITT)	MOYEN	25	2 ^{ème}	MOYEN	50	2 ^{ème}	FORTE	75	1 ^{ère}	FORTE	75	1 ^{ère}
Indice KI	FORTE	75	1 ^{ère}	MOYEN	50	2 ^{ème}	FORTE	75	1 ^{ère}	FORTE	75	1 ^{ère}
Indice de Showalter	FORTE	75	1 ^{ère}	MOYEN	50	2 ^{ème}	MOYEN	50	2 ^{ème}	FORTE	75	1 ^{ère}
Indice SWEAT	FORTE	75	1 ^{ère}	MOYEN	50	2 ^{ème}	FORTE	75	1 ^{ère}	MOYEN	50	2 ^{ème}
Indice LI	FORTE	75	1 ^{ère}	MOYEN	50	2 ^{ème}	FORTE	75	1 ^{ère}	MOYEN	50	2 ^{ème}
CAPE	MOYEN	25	2 ^{ème}	FORTE	75	1 ^{ère}	MOYEN	50	2 ^{ème}	FORTE	75	1 ^{ère}

Pour la station de In Salah, ce barème permet de classer les indices, l'échelle saisonnière, comme suite :

Hiver → 1^{ère} classe : KI, Showalter, Sweat, LI; 2^{ème} classe : CAPE,TTI;

Printemps→1^{ère} classe : l'indice CAPE; 2^{ème} classe : TTI, KI, Showalter, Sweat, LI ;

Été→1^{ère} classe : l'indice TTI, KI, Sweat, LI ; 2^{ème} classe : CAPE, Showalter ;

Automne→1^{ère} classe : l'indice TTI, KI, Showalter, CAPE ; 2^{ème} classe: Sweat, L

Tableau (IV.25) : Regroupement des classes de sensibilité des indices de stabilité de la saison d'Hiver ; Stations de Béchar, Tindouf et In Salah.

Hiver	1 ^{ère} classe	2 ^{ème} classe	3 ^{ème} classe
Béchar	CAPE	TTI, KI, Showalter, Sweat, LI	/
Tindouf	KI, Showalter, Sweat, LI	CAPE	TTI
In Salah	KI, Showalter, Sweat, LI	CAPE, TTI	/

Tableau (IV.26) : Regroupement des classes de sensibilité des indices de stabilité de la saison de Printemps ; Stations de Béchar, Tindouf et In Salah.

Printemps	1 ^{ère} classe	2 ^{ème} classe	3 ^{ème} classe
Béchar	TTI	KI, Showalter, CAPE	Sweat, LI
Tindouf	TTI, KI, Showalter, Sweat, LI	CAPE	/
In Salah	CAPE	TTI, KI, Showalter, Sweat, LI	/

Tableau (IV.27) : Regroupement des classes de sensibilité des indices de stabilité de la saison d'Été ; Stations de Béchar, Tindouf et In Salah.

Été	1 ^{ère} classe	2 ^{ème} classe	3 ^{ème} classe
Béchar	TTI, KI, Showalter, CAPE	Sweat, LI	/
Tindouf	TTI, KI, Showalter, Sweat, LI	CAPE	/
In Salah	TTI, KI, Sweat, LI	CAPE, Showalter	/

Tableau (IV.28) : Regroupement des classes de sensibilité des indices de stabilité de la saison d'Automne ; Stations de Béchar, Tindouf et In Salah.

Automne	1 ^{ère} classe	2 ^{ème} classe	3 ^{ème} classe
Béchar	KI, Showalter, CAPE	TTI, Sweat, LI	/
Tindouf	KI	TTI, Showalter, CAPE	Sweat, LI
In Salah	TTI, KI, Showalter, CAPE	Sweat, LI	/

Nous allons nous intéresser qu'à propos des indices en 1^{ère} classe de chaque saison. Ainsi, nous pouvons les ré-regrouper dans le Tableau (IV.29) final suivant.

Tableau (IV.29) : Les indices en 1^{ère} classe de sensibilité saisonnière ; Stations de Béchar, Tindouf et In Salah.

	Hiver	Printemps	Eté	Automne
Béchar	CAPE	TTI	TTI, KI, Showalter, CAPE	KI, Showalter, CAPE
Tindouf	KI, Showalter, Sweat, LI	TTI, KI, Showalter, Sweat, LI	TTI, KI, Showalter, Sweat, LI	KI
In Salah	KI, Showalter, Sweat, LI	CAPE	TTI, KI, Sweat, LI	TTI, KI, Showalter, CAPE

Saisonnement, on peut compter le nombre de fois un indice est parmi la 1^{ère} classe (donc meilleur couverture spatiale), tel que pour :

Hiver: les indice KI, Showalter, Sweat, LI (2stations /3) ; CAPE (1station /3) ;

Printemps: TTI (2stations /3) ; CAPE, KI, Showalter, Sweat, LI (1station /3) ;

Eté : TTI, KI (3stations /3) ; Showalter, Sweat, LI (2stations /3) ; CAPE (1station /3) ;

Automne: KI (3stations /3) ; Showalter, CAPE (2station /3) ; TTI (1station /3).

Enfin, à l'échelle saisonnière l'ordre de mérite des indices est comme suite :

KI → 3saisons(Hiver, Eté et Automne) /4

TTI → 2saisons (Printemps, Eté) /4

Showalter, Sweat, LI → 1saison(Hiver) /4

Onconclu, saisonnièrement, que l'indice KI est en 1^{ère} position avec une « Forte » sensibilité, ensuite l'indice TTI est en 2^{ème} position, et enfin les indices Showalter, Sweat, LI sont 3^{ème} position.

A l'échelle locale saisonnière, on remarque que :

Béchar → l'indice CAPE (3saisons /4) ; TTI, KI, Showalter (2saisons/4)

Tindouf → l'indice KI (4saisons /4) ; Showalter, Sweat, LI (3saisons /4) ; TTI (2saisons/4)

In Salah → l'indice KI (3saisons /4) ; Showalter, Sweat, LI, CAPE (2saisons/4)

A l'échelle saisonnière local, on note que pour :

Béchar : on recommande l'indice CAPE, en 1^{ère} classe dans 3 saisons / 4 ;

Tindouf : on recommande l'indice KI, en 1^{ère} classe dans 4 saisons / 4 ;

In Salah : on recommande aussi l'indice KI, en 1^{ère} classe dans 3 saisons / 4.

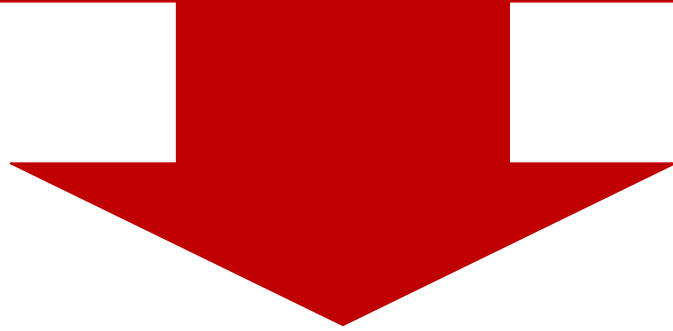
On note également que :

KI → en 1^{ère} classe dans 2 stations (Tindouf, In Salah) / 3

CAPE : en 1^{ère} classe dans 1 station (Béchar) / 3

Donc, à échelle saisonnière et spatiale, on note l'indice KI présente la meilleure sensibilité, ensuite l'indice CAPE.

Conclusion Générale



Conclusion Générale

Conclusion générale

Cette étude est une analyse spatio-temporelle de la stabilité atmosphérique au moyen des indices de stabilité, issues des mesures de sondages et de diagramme thermodynamique de Skew-T. Les lieux de Béchar, Tindouf et In Salah (respectivement région sud-ouest, et extrême sud de l'Algérie) ont été choisis, vu la disponibilité des mesures sol (l'Office National de la Météorologie, ONM), et en altitude (via le site web de l'université de Wyoming (USA): <http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding>).

Pour chaque station, quatre situations atmosphériques les plus extrêmes, et qui sont déroulés dans les quatre saisons de l'année (hiver, printemps, été et automne) sont choisis. Ceci permet de tester la sensibilité des indices de stabilité à prévoir et décrire les situations atmosphériques courantes, localement et spatialement. Certains indices de stabilité atmosphérique sont utilisés dans ce travail et qui sont l'indice Total-Total, Indice de George(K-Index), de Showalter, de Sweat, de Lifting Index (LI), le CAPE et le CINE.

Les résultats de l'étude peuvent se résumer comme suite :

A l'échelle annuelle local, on note que :

L'indice KI est en 1^{ère} classe dans 2 stations / 3 (Tindouf et In Salah). Et que les indices CAPE et Showalter sont en 1^{ère} classe dans 1 station / 3 (respectivement Béchar et Tindouf).

⇒ D'où, annuellement et à l'échelle spatiale, on note que l'indice KI présente « la meilleure sensibilité » aux conditions atmosphériques, ensuite les indices Showalter et CAPE.

A l'échelle saisonnière locale, on recommande pour :

Béchar : l'indice CAPE, en 1^{ère} classe dans 3 saisons / 4 ;

Tindouf : l'indice KI, en 1^{ère} classe dans 4 saisons / 4 ;

InSalah : l'indice KI, en 1^{ère} classe dans 3 saisons / 4.

D'où

⇒ D'où, saisonnièrement et à l'échelle spatiale, on note que l'indice KI présente « la meilleure sensibilité » aux conditions atmosphériques, ensuite l'indice CAPE.

Comme conclusion de ce travail, l'études recommande fortement l'utilisation en 1^{ère} lieu l'indice de George (K-Index), en 2^{ème} lieu l'indice CAPE, et 3^{ème} lieu l'indice de Showalter.

Conclusion Générale

Comme perspective à ce travail, on recommande de généraliser l'analyse de la sensibilité des indices de stabilité aux conditions atmosphériques à d'autres lieux de territoire national à climats différents : les villes de cote, les villes de haut plateau, etc. En utilisant cette fois-ci, les mesures de sondage ré analysée fournis par le Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF).

Références bibliographiques



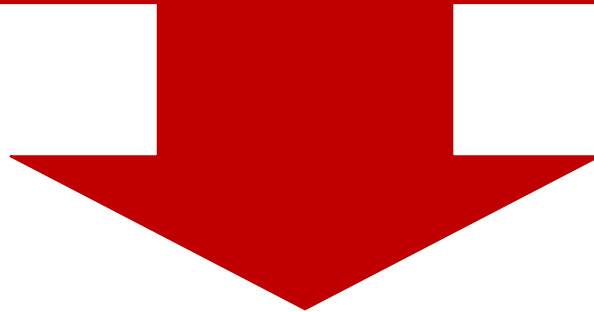
Références bibliographiques

- [1] J. Japas & G. Roche, cours de météorologie ;Ecole nationale de la météorologie ;septembre 1965.
- [2] Kaoudja S., Ben Atta Allah M., Nakes M. T., Hebal B., Étude de la stabilité atmosphérique à partir des indices de sondage et des diagrammes thermodynamiques. Mémoire Master académique Physique météorologique, université Kasdi Merbah – Ouargla, 2020
- [3] Cours physique des nuages, spécialité physique météorologique (master I, semestre 2)
- [4] <https://www.larousse.fr/encyclopedie/divers/atmosph%C3%A8re/23747/> 17 /03/2022
- [5] P. Triplet & G. Roche ;météorologie générale ;Ecole Nationale de météorologie ;seconde édition ;1977 ;page 295 .
- [6] <https://www.arabiaweather.com/ar/question/> 15 AVRIL 2022
- [7] <https://www.techno-science.net/glossaire-definition/Radiosondage.html> 15 AVRIL 2022
- [8] https://www.researchgate.net/figure/Composition-generale-dun-ballon-sonde_fig1_333603648 15 AVRIL 2022
- [9] <http://meteosite.chez.com/station-perso.html> 15 AVRIL 2022
- [10] <https://www.lavionnaire.fr/MeteoEmagram.php> 15 AVRIL 2022
- [11] <http://sup.ups-tlse.fr/uved/Ozone/TechniquesRadiosondage/projet/site/html/ChaineVol.html> 15 AVRIL 2022
- [12] <http://radiosonde.eu/RS01/RS01K.html> 15 AVRIL 2022
- [13] <https://meteofrance.gf/fr/actualites/le-radiosondage-en-guyane> 15 AVRIL 2022
- [14] https://fr.wikipedia.org/wiki/Diagramme_thermodynamique?fbclid=IwAR25BfD2Sywfy35z3Z6Rlr632hIM5zJLENOBnlnvE97pXGg1zuc-XrUA (03/04/2022)
- [15] Hassen SAÏDI, Cours de thermodynamique de l'atmosphère, Centre de publication universitaire, Manouba, Tunisie, 2011, 249 p.
- [16] Notes du cours de *Thermodynamique de l'atmosphère*, SCA5002, Enrico Torlaschi, UQÀM
- [17] <https://www.cs.ubc.ca/~tmm/courses/cpsc533c06fall/projects/sancho/proposal/documents/Skew-T-Manual.pdf> (15 /04/2022)
- [18] <https://www.meted.ucar.edu/mesoprim/skewt/> (04 /05/2022)
- [19] skew T LOG P diagram and sounding analysis, National Weather Service Training Center Kansas City, MO 64153, July 31, 2000.

Références bibliographiques

- [20]مكاوي شيماء، عباس هاجر، محمد الطاهر ناقص، هبال بلخير. تعميم دراسة حساسية المؤشرات الجوية للاستقرار الجوي. تطبيق - ورقة , - على عينة من محطات الجنوب والجنوب الغربي الجزائري. مذكرة ماستر اكايمي، جامعة قاصدي مرباح ورقة - 2020
- [21] <https://www.geographynotes.com/atmosphere/stability-and-instability-of-the-atmosphere-precipitation-geography/2800> (consulté 08/05/2022)
- [22]https://fr.unionpedia.org/i/Indice_de_stabilit%C3%A9_de_Showalter?fbclid=IwAR0tWp2rLRpCpOPCE_kjM0-HT_FdQLV_vGgocSs-c5RVEd6zIKakGS0GgrU Consulté (03/03/2022)
- [23] Sahraoui B., Moekhtari .M. ,Boucheffa.A., Prévision des orages d'été au sud d'algerie avec le modèle AROME : validation .mémoire master 2 opérations Aériennes ,université Saad Dahlab –Blida, 2017
- [24] https://content.meteoblue.com/en/specifications/weathervariables/airmotion?fbclid=IwAR3fvEfwFTz9o2oyFSCMZPrh9ayFUz30Tmk-cFGn1bXn_7cStnhjMh_BAy
(Consulté le 21 /03/2022)
- [25]BENSABEUR Abdelmadjid , JAMA, vol.3,89-95,2019.page 2
- [26]https://www.meteoesa.com/Sweatindex/?fbclid=IwAR1_PDV0xMyDRFv0T9Bsg9dOzr1dmISKye2o2z_tQh0wID3dyHeZBHScZv0(consulté 22 /03/2022)
- [27]https://weather.cod.edu/sirvatka/si.html?fbclid=IwAR0S4SaihUsQ3VQgXgkF4ue6zRO6WGv5JOnYf2z5LGaSps0_r53SYJcL7x4(consulté 22 /03/2022)
- [28][https://www.techniques-ingenieur.fr/base-documentaire/mesures-analyses-th1/caracterisation-des-fluides-42540210/mesures-en-meteorologie-r3050/definitions-des-mesures-en\(6\05\2022\)](https://www.techniques-ingenieur.fr/base-documentaire/mesures-analyses-th1/caracterisation-des-fluides-42540210/mesures-en-meteorologie-r3050/definitions-des-mesures-en(6\05\2022)))
- [29][https://fr.wikipedia.org/wiki/Tindouf\(8\05\2022\)](https://fr.wikipedia.org/wiki/Tindouf(8\05\2022)))
- [30][https://www.wilaya-tindouf.dz/article.php?type=presentation\(8\05\2022\)](https://www.wilaya-tindouf.dz/article.php?type=presentation(8\05\2022)))
- [31][https://fr.wikipedia.org/wiki/In_Salah\(8\05\2020\)](https://fr.wikipedia.org/wiki/In_Salah(8\05\2020))
- [32][http://www.algerie-monde.com/wilayas/bechar/\(8\05\2020\)](http://www.algerie-monde.com/wilayas/bechar/(8\05\2020))

Annexes



Annexes

Adresses Web des mesures de sondage

- Béchar, hiver, 17-02-2015, 00z :

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=africa&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2015&MONTH=02&FROM=1700&TO=1700&STNM=60571>

-Béchar , Printemps , 27/03/2009 ,12z :

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=africa&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2009&MONTH=03&FROM=2712&TO=2712&STNM=60571>

-Béchar, saison d'été, journée de 12-07-2014 à 12z :

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=africa&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2014&MONTH=07&FROM=1212&TO=1212&STNM=60571>

-Béchar, saison d'Automne, journée de 09/10/2008 à 00z :

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=africa&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2008&MONTH=10&FROM=0900&TO=0900&STNM=60571>

-Tindouf, saison d'hiver, journée de 17/01/2014 à 12z :

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=africa&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2014&MONTH=01&FROM=1712&TO=1712&STNM=60656>

-Tindouf, saison de Printemps, journée de 11 /04/2012 à 12z :

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=africa&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2012&MONTH=04&FROM=1112&TO=1112&STNM=60656>

-Tindouf, saison d'été, journée de 26/06/2013 à 12z :

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=africa&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2013&MONTH=06&FROM=2612&TO=2612&STNM=60656>

-Tindouf, saison d'automne, journée de 11/09/2018 à 12z :

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=africa&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2018&MONTH=09&FROM=1112&TO=1112&STNM=60656>

-In Salah, saison d'hiver, journée de 21 /12/2013 à 12z :

Annexes

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=africa&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2013&MONTH=12&FROM=2112&TO=2112&STNM=60630>

-In Salah, saison de Printemps, journée de 08/03/2012 à 12z :

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=africa&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2012&MONTH=03&FROM=0812&TO=0812&STNM=60630>

-In Salah, saison d'été, journée de 28/06/2013 à 12z :

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=africa&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2013&MONTH=06&FROM=2812&TO=2812&STNM=60630>

-In Salah, saison d'automne, journée de,27 /09/2018 à 12z :

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=africa&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2018&MONTH=09&FROM=2712&TO=2712&STNM=60630>

من أجل تحديد حساسية مؤشرات الاستقرار الجوي للظروف الجوية وقدرتها على التنبؤ بدرجة خطورة الاضطرابات، قمنا بدراسة عينة من الاضطرابات الجوية المتوزعة زمنيا - مكانيا من التراب الجزائري . زمنيا، خلال الفصول الأربعة للسنة (الشتاء، الربيع، الصيف، الخريف). مكانيا، الدراسة طبقت على ثلاث محطات واقعة في الجنوب الغربي (بشار، تندوف) و في أقصى الجنوب (عين صالح). قمنا بالدراسة باستعمال المخططات الترموديناميكية وقياسات السبر الراديوي لطبقات الجو. فترة الدراسة كانت السنوات الممتدة بين (2008 و 2018). تم حساب مجموعة من مؤشرات الاستقرار مثل (Total - Total (TTI)، KI، Showalter، SWEAT، LI، CAPE ... الخ. وقد اظهرت النتائج وجود تباين في حساسية هذه المؤشرات زمنيا و مكانيا . كما بينت النتائج بانه يمكن الاعتماد بشكل كبير، في دراسة الاستقرار الجوي، على المؤشر KI، لما تميز به من حساسية "عالية"، و هذا فصليا و سنويا و بالنسبة للمحطات الثلاثة، مقارنة بالمؤشرات الأخرى التي كانت اقل حساسية.

الكلمات المفتاحية: مؤشرات الاستقرار الجوي، دراسة زمنية-مكانية، الجنوب الغربي و أقصى الجنوب الجزائري.

Résumé

Afin de déterminer la sensibilité des indices de stabilité aux conditions atmosphérique et leurs capacités à prédire le degré de sévérité des perturbations, nous avons étudié un échantillon de perturbations atmosphériques réparties temporellement et spatialement à travers le territoire algérien. Temporellement, au cours de quatre saisons de l'année (hiver, printemps, été, automne). Spatialement, l'étude a été appliquée sur les stations de Béchar et Tindouf (sud-ouest) et à In Salah (extrême sud). L'étude est réalisée à l'aide de diagramme thermodynamique Skew-T et des mesures de sondage à travers les couches de l'atmosphère. La période d'étude est entre les années 2008 et 2018. Nous avons envisagés un ensemble des indices de stabilité tels que Total - Total (TTI), Indice de George (KI), de Showalter, de Sweat, Lifting Index (LI), CAPE et CIN. Les résultats ont montré une disparité, temporelle et spatiale, à propos la sensibilité de ces indices aux conditions atmosphériques. Les résultats ont également montré qu'il est possible de s'appuyer fortement, sur l'indicateur KI, du fait de sa sensibilité "élevée" aux échelles annuelle et saisonnière pour les trois stations par comparaison aux autres indices.

Mots-clés : Indices de stabilité atmosphérique, étude spatio-temporelle, sud-ouest et extrême sud de l'Algérie.

Abstract

In order to determine the sensitivity of the stability indices to atmospheric condition and their ability to predict the degree of severity of meteorological disturbances, we have studied a sample of atmospheric events distributed temporally and spatially over the Algerian territory. Temporally, during four seasons of the year (winter, spring, summer, fall). Spatially, the study was applied on the stations of Bechar and Tindouf (southwest) and In Salah (extreme south). The study is carried out using thermodynamic diagram of Skew_T and sounding measurements through the layers of the atmosphere. The study period is between the years 2008 and 2018. We have considered a set of stability indices such as Total - Total (TTI), George Index (KI), Showalter, Sweat, Lifting Index (LI), CAPE and CIN. The results showed a disparity, temporal and spatial, about the sensitivity of these indices to atmospheric conditions. The results also showed that it is possible to rely strongly on the KI indicator, because of its "high" sensitivity at annual and seasonal scales for the three stations compared to the other indices.

Keywords: Atmospheric stability indices, spatio-temporal study, southwest and extreme south of Algeria.