

INTRODUCTION

Définition de la problématique

Le climat méditerranéen est un climat de transition entre la zone tempérée et la zone tropicale. Souvent, barré par les chaînes montagneuses proches du littoral, (Atlas Tellien et Atlas Saharien), ce climat ne pénètre guère vers l'intérieur. Ces climats de bordure, presque linéaires, ne sont pas des climats maritimes, mais des climats contrastés traduisant, ainsi, plus d'influences continentales qu'océaniques et reflétant avant tout leur double appartenance aux franges de la zone tempérée et à celles de la zone tropicale.

En effet, les indices climatiques qui seront appliquées dans ce travail, sont des expressions empiriques traduisant des résultats approximatifs dans l'ensemble, vu les contraintes qui régissent le climat méditerranéen. Cependant, la combinaison entre les différents indices et la recherche d'indices plus localisés peuvent nous donner des résultats plus logiques (applicables) et proches de l'absolu.

Les études et les expériences faites sur le climat méditerranéen remontent à 1926 par De Martonne, Kipper 1936, L. Emberger 1941, Dubief 1953, Gaussen 1957... Les principaux indices seront utilisés et leurs significations écologiques seront retenues.

Méthodologie et objectif de l'étude

La méthodologie adoptée dans ce modeste travail, dont le thème est volontairement restreint à l'application des indices climatiques en Algérie orientale, repose sur une analyse des paramètres pluviothermiques; c'est à dire l'étude et la combinaison des températures moyennes, maximales et minimales et le régime pluviométrique.

Les interférences mensuelles, saisonnières et annuelles définissent les conditions écologiques dans lesquelles les formations forestières vivent (plasticité écologique des espèces forestières). Donc, la combinaison de plusieurs indices climatiques dans plusieurs terroirs de l'Algérie orientale constitue notre thème de recherche et s'inscrit dans le cadre du projet de recherche intitulé "Le changement climatique et ses conséquences sur la végétation forestière".

Ainsi, dans le premier et deuxième chapitre ; nous aborderons les mécanismes élémentaires qui régissent le climat à la surface du globe (températures, pressions, humidité, précipitations, vents...) et nous tenterons d'analyser la dynamique générale de l'atmosphère, les différentes cellules atmosphériques, les masses d'air, les fronts et les perturbations.

Dans le troisième chapitre, nous étudierons l'influence du relief sur la modification du climat, à différentes échelles et sur la répartition des précipitations et des températures.

Dans le quatrième chapitre, on définira notre région d'étude ; nous tenterons de localiser l'Algérie et notamment l'Algérie orientale dans son contexte géographique, géomorphologique, climatique, bioclimatique et écologique.

Comme toute thématique sur un site et une période donnée, elle a recours à des outils de collecte et d'analyse indispensables pour apprécier et évaluer les paramètres recherchés. Dans cette perspective, le cinquième chapitre traitera de :

- La localisation géographique des stations météorologiques de la région d'étude;
- la correction des différents paramètres climatologiques (températures, précipitations);
- du régime des températures moyennes, maximales et minimales, ainsi que de celui des précipitations (la variabilité spatiale et temporelle des précipitations);
- la détermination des différents indices climatiques et leurs applications écologiques.

Dans le sixième chapitre, Il s'agira d'interpréter les résultats obtenus par l'application des différents indices utilisés et de caractériser l'évolution des climats dans la région d'étude durant la période 1976-2005.

La deuxième partie du sixième chapitre, quant à elle, traitera de l'importance de l'application des indices climatiques dans différents domaines ainsi que des variations climatiques et leurs conséquences sur les différents écosystèmes.

La fin sera consacrée aux conclusions et commentaires que suggéreront les résultats de l'étude, ainsi que des perspectives pour une meilleure approche concernant la question climatique.

CHAPITRE 01

Les mécanismes élémentaires

1.1. Définitions

Pour mieux cerner la question climatique, nous nous devons, avant tout, d'exposer quelques définitions de base qui nous donneront une idée sur les différents éléments du climat.

Avant le 20^{ème} siècle, le terme « climat » représentait toute étendue de la surface terrestre caractérisée par des conditions atmosphériques, habituellement, comparables. Plus récemment, C.W. Thornthwaite a défini le climat devant la commission de climatologie de l'OMM, comme : «une intégration des facteurs météorologiques et climatiques qui concourent à donner à une région donnée son caractère et son individualité » [01]. M. Sorre, le définit comme « l'ambiance atmosphérique constituée par la série des états de l'atmosphère au-dessus d'un lieu dans leur succession habituelle » [02].

Le climat est, donc, la synthèse de la succession des conditions atmosphériques dans une région donnée, pendant une longue période. Il est déterminé à l'aide de moyennes établies à partir de mesures statistiques mensuelles et annuelles sur des données atmosphériques locales : températures, précipitations, ensoleillement, humidité, vitesse du vent... On prend, également, en compte leur récurrence ainsi que les phénomènes exceptionnels.

En règle générale, le climat ne varie pas, ou assez peu, en un endroit donné du globe, à l'échelle d'un siècle. La connaissance de nombreux paramètres, comme la température à différentes altitudes, l'influence des gaz à effet de serre, l'humidité relative, l'évaporation océanique, est nécessaire pour produire des modèles climatiques numériques et anticiper les changements du climat que l'on peut prévoir à plus ou moins long terme (30 ans selon la norme OMM) [03].

L'étude des climats de la Terre repose sur la connaissance des données climatiques, des mécanismes des déplacements verticaux et latéraux dans l'atmosphère, ainsi que de la dynamique générale de l'atmosphère et de la circulation océanique [04].

La figure suivante représente la répartition générale des différents climats à la surface du globe.

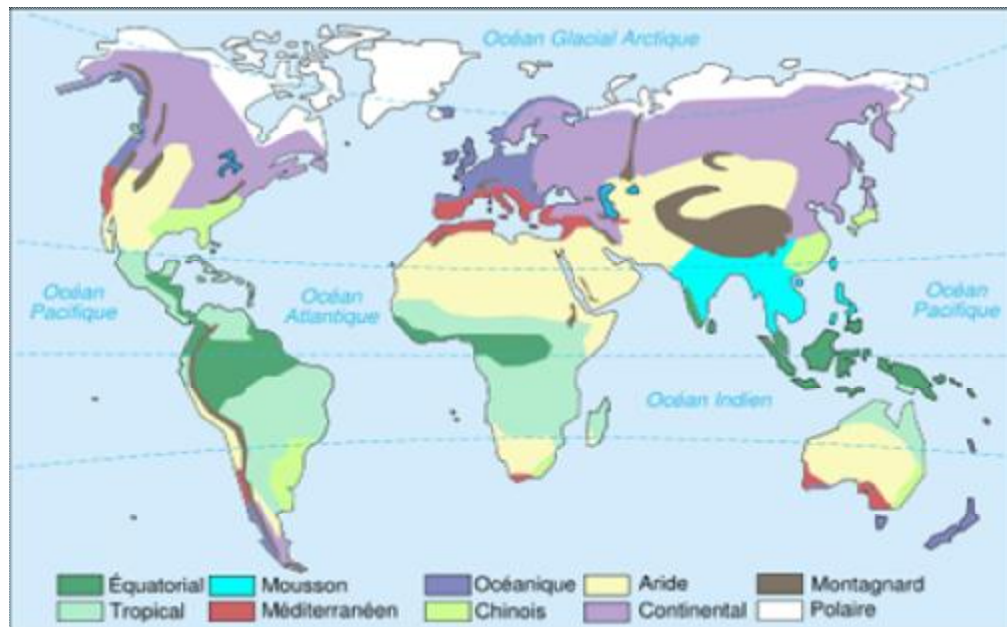


Figure 01. Les principaux climats mondiaux [05].

1.2. La composition verticale de l'atmosphère

L'atmosphère est une immense couche de gaz et de poussières qui enveloppe le globe terrestre. Les trois principaux gaz qui la composent (vapeur d'eau exceptée) sont : l'azote (78,1%), l'oxygène (20,9 %) et l'argon (0,9 %). Beaucoup d'autres gaz rares sont, aussi, présents, mais en quantités très faibles ; tels le dioxyde de carbone, le néon, l'hélium, le krypton, le xénon l'hydrogène et l'ozone.

Par ailleurs, diverses particules fines (dites aérosols) sont, aussi, en suspension dans l'air, comme les poussières des volcans, les grains de sable et de sel, les pollens, les gaz polluants rejetés par les activités humaines etc... Ces aérosols circulent dans les basses couches de l'atmosphère.

L'atmosphère est épaisse d'environ 10 000 km, mais 99 % de sa masse se trouve dans les 30 premiers kilomètres. Elle est divisée en 5 couches superposées et chacune d'elles possède ses propres propriétés : épaisseur, température, pression... (Voir figure 2) [06].

Depuis la surface de la terre, ces couches sont :

1.2.1. La troposphère

La troposphère est la couche la plus proche de la surface terrestre, son épaisseur moyenne s'élève entre 8 km aux pôles et 16 km au dessus de l'Équateur. Elle est la plus dense des quatre couches de l'atmosphère, sa masse représente environ 80 % de la masse totale de l'atmosphère, alors que son volume ne représente que 1,5 % du volume total.

La température de la troposphère diminue d'environ 5 à 6,5°C par km d'altitude (due à la raréfaction de l'air et à l'éloignement progressif du substrat). Au sommet (tropopause) la température est d'environ -60°C.

C'est dans la troposphère que la totalité des phénomènes météorologiques (précipitations, nuages tornades, éclairs, etc...) se déroulent [06].

1.2.2. La stratosphère

La stratosphère (ou stratopause) est une couche qui monte jusqu'à 50 km d'altitude, à l'intérieur de laquelle la température augmente pour se rapprocher de celle de la surface terrestre, car la couche d'ozone absorbe les rayonnements solaires (entre 20 et 30 km d'altitude). Le célèbre trou d'ozone se situe au niveau de cette couche [06].

1.2.3. La mésosphère

La mésosphère (ou mésopause) se situe entre 50 et 80 km d'altitude. La température atteint les 140 °C au sommet. En traversant l'atmosphère, les météores brûlent à son contact et forment, ainsi, ce que l'on appelle : les étoiles filantes [06].

1.2.4. La thermosphère

La thermosphère s'étend de 80 à 600 Km d'altitude. Les molécules d'air deviennent très rares. Les températures sont très élevées (jusqu'à 1200 °C). C'est dans la thermosphère que se produisent les aurores polaires (boréales dans l'hémisphère Nord et australes dans l'hémisphère Sud) [06].

1.2.5. L'exosphère

L'exosphère s'étend jusqu'à 10 000 km d'altitude, là où s'arrête l'atmosphère et où commence l'espace. C'est dans cette zone que gravitent les satellites artificiels [06].

La figure suivante résume les différentes strates de l'atmosphère.

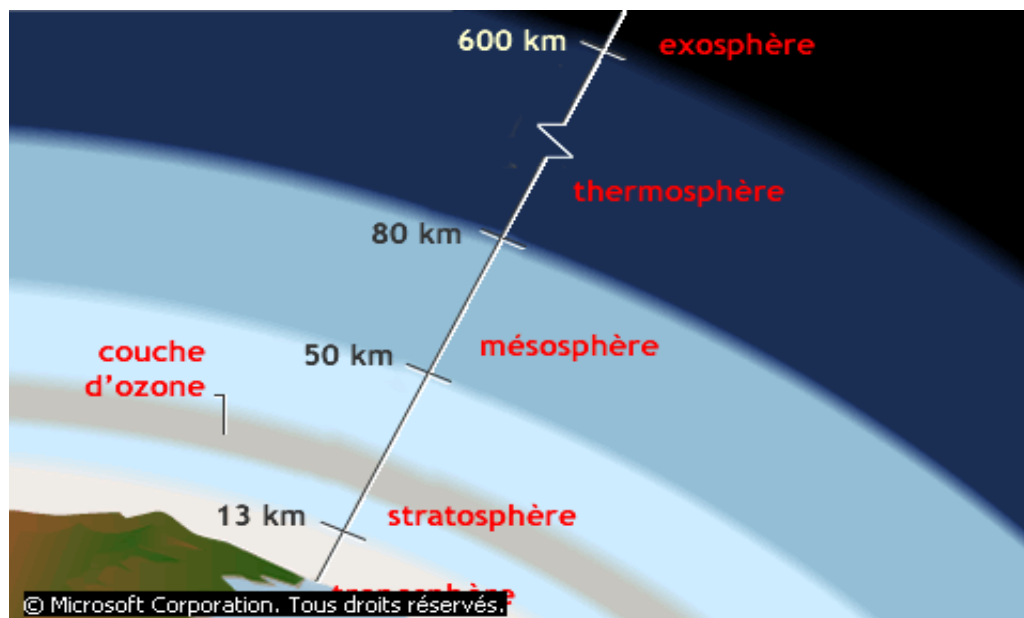


Figure 02. Composition de l'atmosphère [06].

1.3. Les conditions climatiques à la surface du globe

1.3.1. Les températures

1.3.1.1. Les variations spatiales des températures de surface

La température de l'air est fondamentale à la surface de la terre, puisqu'elle conditionne tous les processus liés à la vie végétale et animale, elle s'associe à l'érosion par le biais de la destruction des roches et intervient dans le régime des cours d'eau, etc.

Il existe de 2 types de températures :

- *La température vraie*; c'est la valeur thermique réellement observée dans une région donnée,
- *la température réduite au niveau de la mer*; c'est la température ramenée à la valeur qu'elle aurait en l'absence de tout relief, elle est égale à la température *vraie* observée en altitude à laquelle est ajouté ou soustrait un gradient de 0,5 à 0,6°C pour chaque 100 m de dénivellation [07].

Sur les cartes climatiques figurent des lignes d'égales températures, appelées isothermes. Il existe de fortes différences de température d'un point à l'autre de la planète. Aussi, les températures varient-elles en fonction :

A/ De la latitude

La latitude est un facteur de zonalité ; les températures sont d'autant plus fraîches que l'on va de l'équateur vers les pôles. Mais l'équateur thermique ne correspond pas à l'équateur géographique; il est décalé vers le nord jusqu'au 20° parallèle, vers le Sahara. Sur ce dernier, les températures moyennes annuelles dépassent les 30°C avec des maximums à plus de 45°C. Dans les zones polaires la température moyenne annuelle avoisine les -30°C dans l'Arctique et -50°C dans l'Antarctique avec des pointes comprises entre -90 et -100 C [07].

La figure suivante illustre l'équateur thermique qui passe juste en dessous du tropique du cancer.

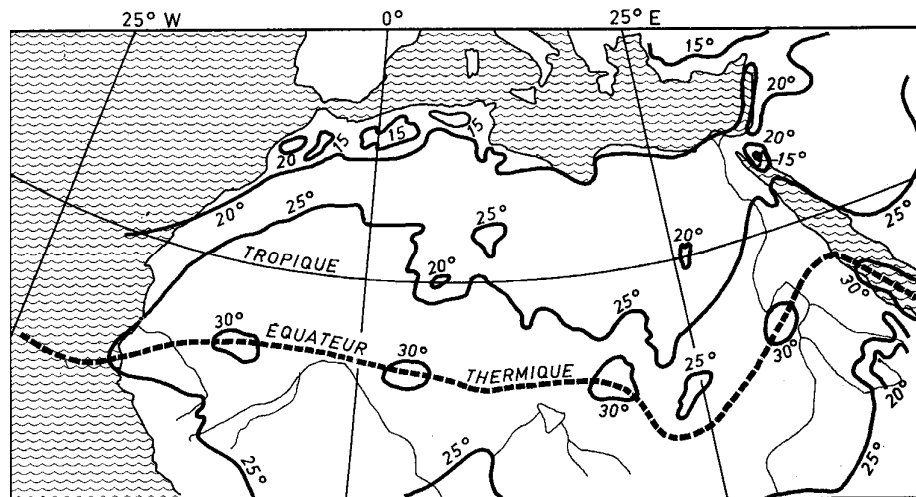


Figure 03. Position de l'équateur thermique du Sahara (D'après J.DUBIEF).

En général, les températures décroissent au fur et à mesure qu'augmente la latitude, mais la nébulosité y intervient largement. Les valeurs les plus élevées ne se localisent pas dans la zone équatoriale, mais dans les régions tropicales ou subtropicales sèches et à faible nébulosité.

Aux moyennes et hautes latitudes où la température moyenne annuelle est faible (surtout dans l'hémisphère nord), la zonalité est plus troublée par les contrastes saisonniers et les contrastes entre les océans et les continents [07].

B/ De la situation continentale ou océanique

C'est un important facteur de zonalité dans la répartition des températures. A latitude égale, l'air situé au-dessus d'un continent peut avoir une température fort différente de celle de l'air au-dessus d'un océan, parfois de plus de 30°C. Exemple : la position de l'équateur thermique en janvier se confond avec l'équateur géographique au-dessus des océans mais il s'enfonce très au sud lorsqu'il arrive au-dessus des continents (voir figure 4 et 5) [07].

La répartition des terres et des mers est la cause des sinuosités brusques que dessinent les isothermes au voisinage des côtes. En effet, la température des grands océans est presque constante, alors que les substrats continentaux s'échauffent rapidement et intensément au soleil. Cela est surtout dû à la chaleur spécifique de l'eau qui est supérieure à celle de la terre. En effet, pour élever d'une certaine valeur la température de deux masses identiques de terre et d'eau en un temps donné, il faudra apporter plus de chaleur à l'eau qu'à la terre, ou bien si la chaleur disponible est la même, il faudra plus de temps pour l'eau pour s'échauffer. Mais à ce réchauffement plus lent correspond un refroidissement moins rapide.

Les vagues, les courants et les mouvements de convection permettent aux océans d'emmagasinier par brassage, beaucoup de chaleur sur une épaisseur considérable. L'énergie solaire apportée à la terre ne peut se transmettre au contraire que sur une profondeur très faible par conduction.

Les puissants mécanismes d'évaporation et de condensation qui agissent à la surface des océans impliquent un transfert d'énergie de la mer vers l'air. Dans l'atmosphère rendue ainsi plus humide et plus opaque aux radiations longues, l'effet de serre joue davantage.

Les contrastes entre terres et mers sont d'autant plus accusés que de grandes masses continentales voisinent avec de vastes étendues océaniques. Ainsi, grâce à son caractère océanique, l'hémisphère sud est plus rafraîchi aux basses et moyennes latitudes que l'hémisphère nord [07].

Les figures suivantes, représentent la distribution des températures moyennes des mois de Janvier et de Juillet à la surface du globe.

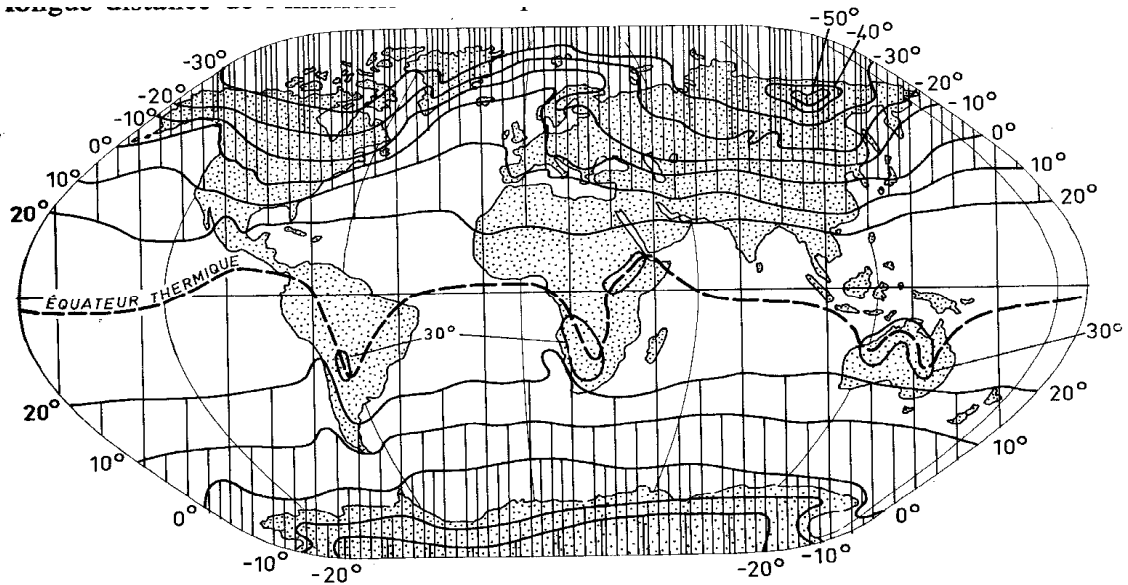


Figure 04. Les températures moyennes du mois de Janvier à la surface du globe.
(D'après J. BLUTHGEN).

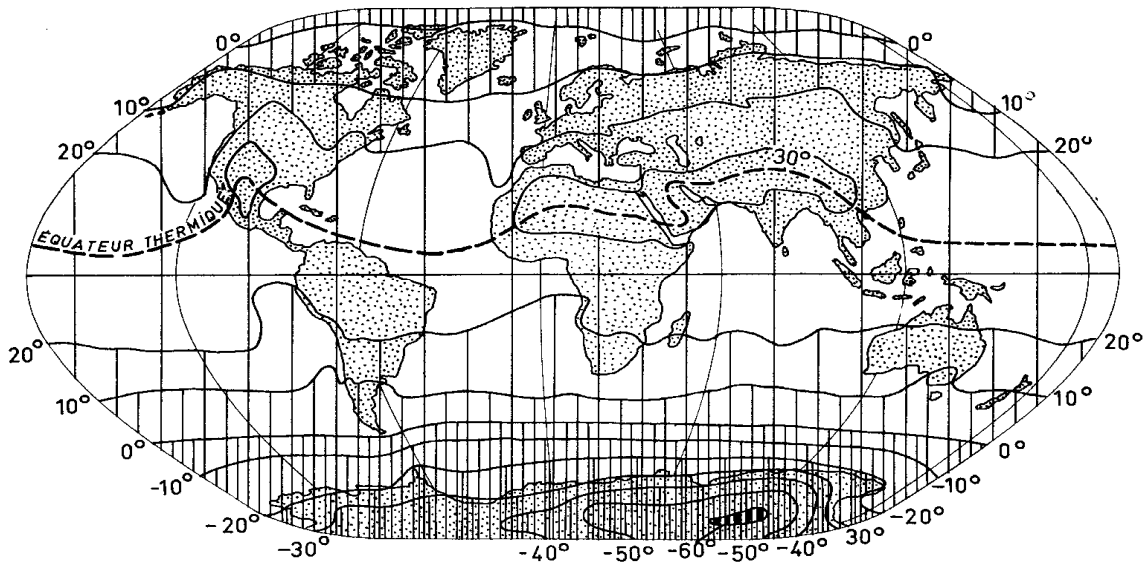


Figure 05. Les températures moyennes du mois de Juillet à la surface du globe.
(D'après J. BLUTHGEN).

NB. Les températures en °C sont réduites au niveau de la mer.

C/ De la position de la station de mesure à l'ouest ou à l'est d'un continent ou d'un océan

En général, aux moyennes et hautes latitudes en hiver, les parties orientales des océans sont relativement plus chaudes que les occidentales et c'est l'inverse pour les côtes continentales. Aux basses latitudes c'est le contraire: ce sont les parties occidentales des océans qui bénéficient de températures hivernales relativement plus clémentes [07].

D/ De l'altitude.

Sur les cartes de températures, on constate que le tracé des isothermes est souvent étroitement lié à l'altitude. La température décroît d'environ 0,5 à 0,6°C chaque fois que l'on s'élève de 100 m en altitude (on parle de gradient thermique vertical).

Cet état de fait n'est pas en contradiction avec une radiation solaire plus abondante qu'à basse altitude. Car la réémission des radiations vers l'espace est plus importante à cette altitude à cause de la faible proportion des gaz à effet de serre, telle la vapeur d'eau, le CO₂, etc. [07]. Cependant le climat des montagnes reste sous la dépendance de celui des plaines environnantes. La température de surface constitue, souvent, une donnée plus stable que celle du sol, du fait qu'elle s'établit en dehors de l'épaisseur la plus turbulente créée par les oscillations thermiques du terrain. Pour la même raison elle varie moins dans l'espace que la température du sol [08].

E/ De la topographie.

L'exposition joue un rôle capital dans la distribution des températures. L'exemple des Alpes (en France) est très caractéristique de ces variations; à altitudes égales, les ubacs exposés au nord, sont des versants très froids et boisés, au contraire des adrets exposés au sud qui sont des versants ensoleillés et cultivés.

D'autres phénomènes, observés en montagne, sont dus à la topographie comme : l'inversion thermique; c'est-à-dire que la température, au lieu de décroître avec l'altitude, elle augmente. Ou encore, la température qui augmente avec l'altitude mais re-diminue rapidement à partir d'une certaine limite altitudinale qui varie selon le contexte climatique général [07].

1.3.1.2. Les variations temporelles des températures de surface

A/ Au cours de la journée

On parle d'amplitude thermique diurne (ATD). C'est l'écart entre le jour et la nuit.
- L'ATD augmente lorsque l'on va vers les basses latitudes. En effet, à ces latitudes, la durée du jour n'est jamais très différente de celle de la nuit, c'est-à-dire que toute la chaleur emmagasinée durant la journée se perdra durant une longue nuit, de sorte que les bilans thermiques restent

contrastés toute l'année. La situation est comparable à celle que l'on note aux moyennes latitudes au printemps, saison qui comporte les amplitudes diurnes les plus fortes [07].

- L'ATD est d'autant plus forte que la position du lieu est continentale, la présence de masses océaniques diminue les écarts journaliers; l'eau jouant un rôle de régulateur thermique.

- L'ATD dans les pays tempérés est sensible, surtout en été, car à cette saison la nébulosité est plus faible et les écarts d'incidence des rayons solaires entre le lever du jour et midi sont plus marqués. Le maximum est atteint, normalement, après le passage du soleil au zénith, donc au début de l'après-midi. Quant au minimum, il se place à la fin de la nuit, ou même parfois un peu après le levé du soleil. L'ATD est négligeable sous les hautes latitudes [07].

B/ Au cours des saisons

L'amplitude thermique diurne varie en fonction des saisons, du fait des variations saisonnières des durées du jour et de la nuit.

- *Aux moyennes et hautes latitudes*, la courbe des températures moyennes présente, dans l'hémisphère Nord, une oscillation marquée avec un maximum en juillet et un minimum en janvier.

- *Dans les zones intertropicales*, les variations saisonnières des températures sont atténuées, surtout, dans la zone équatoriale. Cependant, elles dessinent un double maximum correspondant aux équinoxes (printemps et automne).

Les régimes thermiques saisonniers sont plus ou moins étroitement liés aux variations du rayonnement solaire au cours de l'année [07].

C/ Au cours d'une année

On définit l'amplitude thermique annuelle (ATA) comme l'écart entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid.

- L'ATA est faible dans la zone équatoriale et elle croît avec la latitude.

- L'ATA croît avec la continentalité.

De la combinaison de ces deux facteurs découle l'ATA la plus importante à la surface de la terre qui est enregistrée au Canada du nord-ouest et en Sibérie du nord-est, où l'on relève des écarts annuels moyens de l'ordre de 65° C [07].

1.3.2. La pression atmosphérique

L'air est un gaz qui a du poids. La pression atmosphérique est le poids d'une colonne d'air qui s'étend d'une altitude donnée jusqu'au sommet de l'atmosphère, cette pression décroît lorsque l'on s'élève en altitude puisque elle est diminuée du poids de l'air qui est laissé en dessous.

Lorsque la pression décroît, la densité de l'air et sa température décroissent également. La pression atmosphérique se mesure avec un baromètre en contrebalançant le poids de l'air avec du mercure. La pression est mesurée : en millimètres de mercure, en pascal (Pa), hecto-Pascal (hPa) ou en bar (B).

Au niveau de la mer, la pression est d'environ 1013,20 hPa. Quand elle est supérieure à 1013 hPa cela correspond à « un anticyclone ». Mais quand la pression est inférieure à 1013 hPa c'est « une dépression ». Plus la pression est basse, plus il y a du vent et si elle descend très vite en un court laps de temps cela indique un orage voir une tempête qui approche [07].

- Les cas extrêmes de pressions mesurées dans le monde :

- La plus élevée : 1083 hPa à Agata (Sibérie) le 31 Décembre 1968.

- La plus basse : 870 hPa au cœur du typhon Joan aux Philippines; le 14 Octobre 1970 [09].

Les pressions peuvent présenter différentes variations :

A/ Variations altitudinales

L'attraction newtonienne et la compressibilité de la masse gazeuse, conduisent les molécules d'air à se tasser au contact de la terre. L'air se dilate au fur et à mesure que l'on monte en altitude. L'atmosphère se raréfiant vers le haut, la pression diminue avec l'altitude. La relation entre l'altitude et la pression atmosphérique permet d'établir des correspondances et des niveaux de référence dans ce que l'on dénomme « Atmosphère standard » [07].

Le tableau ci-dessous résume les inégalités verticales de la pression atmosphérique.

Tableau 01. Les pressions dans l'atmosphère standard [07].

Pression moyenne (hPa)	Altitude approximative (m)
300	9200
500	5600
700	3000
1013	surface

B/ Variations horizontales et champs de pression

Si l'atmosphère était soumise à la seule pesanteur, elle resterait immobile au dessus de la terre, ce qui n'est, évidemment, pas le cas puisque le temps change. Nous avons vu que l'échauffement de la terre n'est pas égal selon les latitudes, ces inégalités se traduisent par des différences de pression sur un plan horizontal et en conséquence par une mobilité de l'air [07].

Souvent, les hautes pressions donnent naissance à des anticyclones de grande taille, quant aux dépressions qui se forment dans les basses pressions, elles sont de plus petite taille. Certains anticyclones et certaines dépressions montrent une persistance à se reformer au même endroit et à intervalles plus ou moins réguliers; c'est le cas, dans l'Atlantique, des dépressions d'Islande et des Açores. Ces unités statistiquement permanentes commandent le temps qu'il fait et méritent, donc, leur nom de centres d'action (voir chapitre 2) [07].

L'étude de l'évolution du temps suppose une analyse des changements de pression durant un intervalle de 6, 12 et 24 heures. On utilise des cartes de variations des champs de pression dressées à partir des lignes d'égal changement de pression. Pour cartographier ces champs de pression, il est commode de repérer et de reporter les altitudes auxquelles appartiennent tous les points qui subissent la même pression atmosphérique. La figuration directement obtenue n'est autre que la topographie des pressions qui est analogue en tous points à une représentation du relief en courbes de niveau [07].

A partir des valeurs moyennes des pressions au sol, on peut présenter un dispositif de la circulation atmosphérique à la surface du globe. Ce dispositif comprend :

- deux bandes de basses pressions centrées, pour la première sur l'équateur ou légèrement au nord et pour la seconde sur les moyennes latitudes. L'air est convergent et connaît de fortes ascendances qui génèrent des précipitations.
- deux bandes de hautes pressions aux hautes latitudes et surtout aux latitudes intertropicales (Anticyclone des Açores, de Ste Hélène...). La subsidence de l'air et sa divergence au sol entraînent une certaine aridité des régions centrées sur les tropiques (voir chapitre 2) [07].

La figure 6 représente un champ de pression en surface reflétant la topographie du milieu.

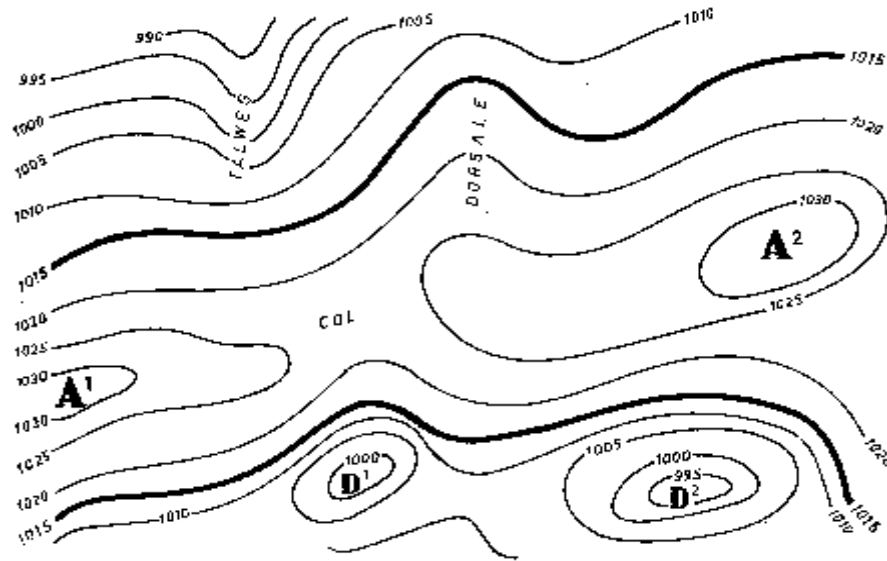


Figure 06. Exemple de champ de pression en surface [07].

1.3.3. L'humidité

L'air n'est jamais totalement sec. Il recèle de la vapeur d'eau émanant des plans d'eaux chauffés par la radiation solaire. Il existe deux mécanismes de production de vapeur d'eau :

- L'évaporation physique : toute évaporation qui se produit au dessus des océans, mers, lacs, cours d'eau et sols humides.
- L'évapotranspiration physiologique du couvert végétal.

Le taux d'humidité dans l'air dépend, donc, de la température, c'est-à-dire de la radiation solaire directe, mais aussi du vent qui renouvelle l'air ambiant, remplaçant l'air saturé d'eau par de l'air sec qui stocke de l'humidité. Aussi, l'évaporation est d'autant plus active que la pression est basse [10].

On distingue deux types d'humidité :

- L'humidité absolue : qui est la masse de vapeur d'eau contenue dans une unité de volume d'air;
- l'humidité relative ; qui est le rapport entre la quantité de vapeur d'eau nécessaire pour saturer un volume d'air donné, à une température donnée et l'humidité absolue.

Ex: À 5°C l'air est saturé avec 6,8 g/m³ de vapeur d'eau. Si nous avons 6 g/m³ de vapeur d'eau nous avons un taux d'humidité relative de 88%. Lorsque la quantité de vapeur d'eau dans ce m³ d'air atteint 6,8 g, l'air est saturé. On dit qu'il a atteint *le point de saturation* ou *point de rosée*.

Le point de rosée est d'autant plus important que la température est élevée. A partir de ce seuil de température, on passe de l'état gazeux à l'état liquide. Dès que l'on repasse en dessous de ce seuil on repasse à l'état gazeux. Or ces phénomènes s'accompagnent, au sein de la masse d'air concernée, de modifications thermiques:

- le passage de l'état gazeux à l'état liquide, qualifié de condensation, se traduit par une libération d'énergie et donc par un réchauffement de la masse d'air concernée.
- le passage de l'état liquide à l'état gazeux, qualifié d'évaporation, se traduit par un prélèvement d'énergie calorifique et, donc, par un refroidissement de la masse d'air concernée [10].

Les deux sources d'énergie calorifique qui confèrent aux masses d'air leurs caractéristiques thermiques combinent leur effet. Ainsi la stabilité ou l'instabilité d'une masse d'air dépend du rapport entre deux facteurs :

- le gradient thermique vertical de l'atmosphère, lié à la radiation solaire qui est presque constant.
- le gradient adiabatique qui est lié à la pression, il est compris entre 0,5°C et 1°C pour 100 m selon que l'on a à faire à de l'air sec ou humide (ce que nous étudierons dans le chapitre 2) [10].

1.3.4. Les précipitations

Les mouvements ascendants de l'air influent sur l'humidité relative. On a vu qu'une baisse de température amenait une masse d'air à son point de rosée. Cependant, la condensation n'est possible qu'en présence de poussières qui fixent l'eau, ces poussières sont qualifiées de noyaux de condensation. La condensation génère des nuages qui sont des assemblages de fines gouttelettes liquides ou de fins cristaux de glace [11].

Pour qu'il y ait précipitation il faut, cependant, qu'il y ait jonction de ces gouttelettes, c'est-à-dire regroupement de gouttelettes qui acquièrent, alors, un poids suffisant pour chuter. Le phénomène de jonction est rendu possible grâce aux turbulences dans la masse d'air.

Lorsque les températures dans une masse d'air sont largement inférieures à 0°C, il est fréquent que ce soient des cristaux de glace qui se forment, cristaux qui atteindront le sol sous forme de neige si la température dans les couches d'air proche du sol n'est pas trop élevée [12].

1.3.4.1. La répartition des précipitations à la surface du globe

La lame d'eau moyenne annuelle tombant sur la terre est d'environ 900 à 1000 mm soit 14 millions de tonnes d'eau/seconde. Les précipitations les plus intenses se rencontrent dans le domaine méditerranéen mais, surtout, en Asie du sud-est où il peut tomber jusqu'à 1000 mm d'eau en 24 heures.

- La zone montagneuse intertropicale enregistre les totaux annuels les plus forts sur les versants exposés aux vents pluvieux. La principale zone pluvieuse est centrée sur l'équateur [10].
- Les moyennes latitudes (du 40° au 50° parallèle) constituent, aussi, une zone de précipitations abondantes. Mais ces bandes sont plus discontinues, surtout, dans l'hémisphère Nord.
- Les très hautes latitudes et le voisinage des tropiques sont des zones sèches, semi-arides à hyperarides [10].

1.3.4.2. Les oppositions zonales des précipitations

Les zonalités des précipitations sont très nettes, elles peuvent être schématisées sur un graphique ou sont représentées les hauteurs moyennes calculées par latitude. Trois zones arrosées et quatre bandes plus sèches sont ainsi mises en évidence (Voir figure 7) [10].

- La principale zone pluvieuse est axée sur l'équateur, d'une bande qui va de l'Amazonie à la Nouvelle-Guinée, avec quelques interruptions sur les océans et en Afrique orientale.
- La zone intertropicale reçoit, elle, plus de la moitié des précipitations tombant sur terre.
- Deux autres bandes situées aux moyennes latitudes, entre les 40° et 50° parallèles, se distinguent, aussi, par leurs précipitations élevées. Dans l'hémisphère sud, plus océanique, la bande est continue, alors que dans l'hémisphère nord, les masses continentales rompent le dispositif zonal.

Quant aux zones sèches, elles sont représentées aux très hautes latitudes et aux tropiques voisins.

- Dans les régions polaires, les volumes de précipitations sont souvent médiocres, suite à la faible capacité hygrométrique de l'air froid et au régime de la circulation atmosphérique.
- Les déserts tropicaux et subtropicaux, quant à eux, s'intercalent entre ces trois bandes pluvieuses indiquées. Le total moyen est faible, même sur les océans. Dans l'hémisphère sud, ces régions sèches ne sont pas de véritables déserts sur les continents, alors qu'en Afrique et en Asie, un grand ruban désertique continu (arabo-islamique) constitue une barrière géographique de premier ordre. En revanche, en Amérique du Nord et en Asie, le schéma zonal est très perturbé (voir figure) [10].

La figure ci- après résume la distribution globale des précipitations moyennes selon les latitudes.

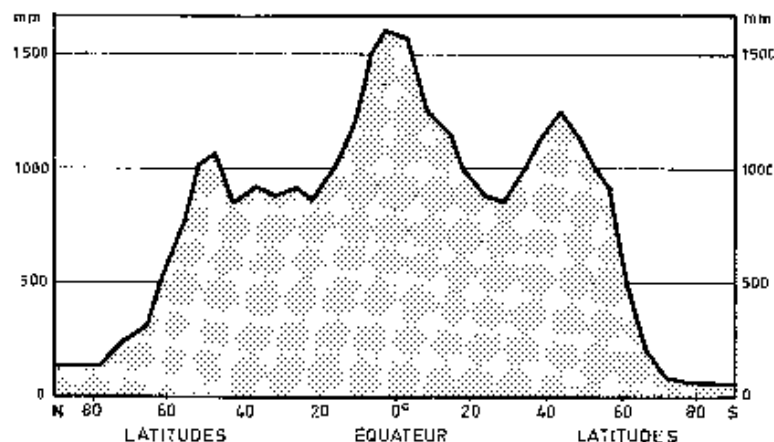


Figure 07. Distribution des précipitations selon les latitudes (D'après BROOKS & HUNT).

1.3.4.3. Les dissymétries

Les effets de façades (Est, Ouest des océans et des continents) conduisent à d'importantes dissymétries. Dans la zone intertropicale, les ceintures arides se réduisent ou disparaissent à l'Est des continents (Asie du Sud-Est, l'Est de l'Australie), alors qu'à l'Ouest, les régions sèches entrent largement dans les continents [10].

La circulation atmosphérique explique ce dispositif. A ces latitudes, le couple « *océan atmosphère* » est efficace. Lorsque les vents entraînent l'eau de surface loin des côtes, les eaux profondes remontent par compensation; ces eaux, plus fraîches que l'air, assurent le refroidissement de la basse troposphère et donc sa stabilité [10].

1.3.4.4. Le rôle des reliefs continentaux

Sur les échelles moyennes, le rapprochement du point de saturation résulte de l'abaissement de la température de l'air, mais surtout de l'importance des phénomènes d'ascendance. Ces mécanismes ont pour effet d'augmenter la fréquence et l'intensité des précipitations en montagne. Inversement, les bassins et les profondes vallées sont moins arrosés.

La pluviométrie croît avec l'altitude et peut être calculée. Mais ce *gradient pluviométrique* est moins régulier que le gradient thermique. Ce dernier varie de 50 mm à 200 mm par 100 m, car il est sous l'influence des sites, de l'exposition, de la direction du vent, du relief etc... [07].

Du reste, les précipitations n'augmentent pas toujours vers le haut; dans certains cas, elles diminuent en fréquence et en volume au-delà d'un niveau qu'on qualifie *d'optimum pluviométrique*. L'altitude de cet optimum varie selon la zone et la taille des reliefs considérés.

Cependant, il ne suffit pas de considérer l'altitude absolue, il faut faire intervenir l'éloignement de la mer et l'exposition aux vents pluvieux. Ces contrastes d'exposition sont d'autant plus nets que les reliefs sont orientés perpendiculairement à la direction des vents [07].

1.3.5. Les vents

Le vent est un déplacement d'air qui permet le transport des caractères climatiques d'un endroit à un autre à la surface de la terre. Ils provoquent le déplacement des masses d'air :

-*Dans les régions de moussons* : selon que les vents soufflent de l'océan vers le continent ou l'inverse, s'ensuit un temps humide et pluvieux, ou au contraire un temps froid et sec.

-*Dans les régions tempérées* : les contrastes climatiques qu'entraînent les changements de direction du vent sont moins marqués, mais les paramètres climatologiques (température, humidité, nébulosité, précipitations, transparence de l'air) restent sous sa dépendance immédiate.

-*Dans les régions arctiques* : qui constituent des zones climatiques à caractère uniforme, les variations de direction du vent n'entraînent que de faibles modifications du climat.

La vitesse du vent doit être également prise en considération. Les caractères d'origine des masses d'air évoluent moins profondément lorsque celles-ci se déplacent rapidement. La vitesse agit, aussi, sur l'évaporation, car l'air abandonne des quantités de chaleurs plus importantes quand sa vitesse est plus grande [07].

Nous distinguons deux types de vents :

1.3.5.1. Les vents tributaires du gradient

Le vent naît des différences de pression au plan horizontal. Il tend à rétablir l'équilibre de pression en vidant les anticyclones (hautes pressions) au profit des dépressions (basses pressions). Si la Terre était immobile, le vent dépendrait uniquement de la pression, sa direction serait perpendiculaire aux isobares et sa vitesse proportionnelle à la valeur du gradient [07].

Ces deux principes s'appliquent aux vents théoriques, mais le plus souvent ceux-ci sont fort éloignés des vents qui circulent dans l'atmosphère, (les brise de terre et brise de mer sont des vents assez proches de ces vents théoriques).

La vitesse et la direction du vent, dans les basses couches de l'atmosphère, sont modifiées par le substrat continental qui introduit des forces de frottement susceptibles de freiner ou de dévier l'écoulement de l'air (ce que nous aborderons dans le chapitre 3).

1.3.5.2. Les vents géostrophiques

On a remarqué depuis longtemps que les vents ne soufflaient pas directement des anticyclones vers les dépressions, mais font de sorte que :

-*Dans l'hémisphère nord* ; l'air quitte les anticyclones en tournant dans le sens des aiguilles d'une montre et pénètre dans les dépressions en tournant en sens inverse des aiguilles d'une montre.

-*Dans l'hémisphère sud*; l'air quitte les anticyclones en tournant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre et pénètre dans les dépressions en tournant dans le sens des aiguilles (figure 8).

Pour un observateur terrestre, tout se passe comme si une force déviatrice agissait sur les déplacements d'air pour les écarter de leur trajectoire rectiligne. Cette force est appelée *dévi*ation ou *accélération de Coriolis*. Cette déviation est nulle à l'équateur et maximale aux pôles (voir figure ci-dessous) [13].

* La Force de Coriolis : c'est une force d'inertie (mise en évidence par le mathématicien français Gustave Gaspard Coriolis), qui dévie la trajectoire de tout corps matériel se déplaçant à la surface ou au-dessus d'un corps en rotation sur lui-même (cas de la Terre) [14].

Dans la figure 8 l'air quitte l'anticyclone (A) en tournant dans le sens des aiguilles d'une montre et pénètre dans la dépression (D) en tournant en sens inverse dans l'hémisphère nord.

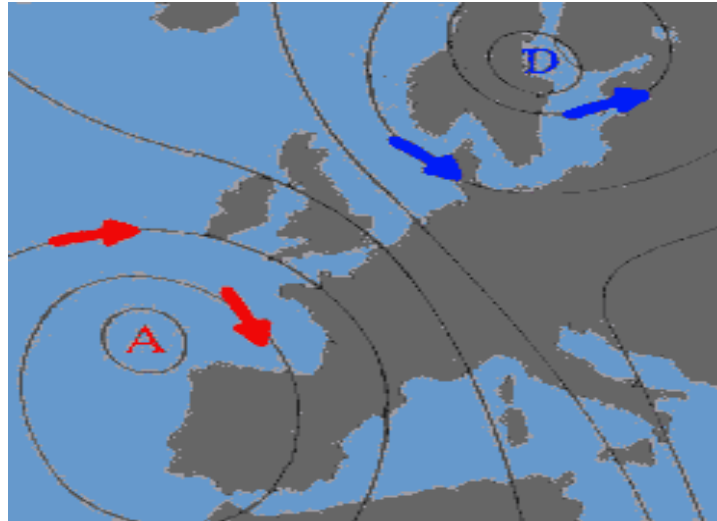


Figure 8. La force de Coriolis [13].

La figure ci-dessous représente une dépression tournant dans le sens contraire des aiguilles d'une montre au large de l'Islande. Cela est dû aux effets combinés de la force de Coriolis et du gradient de pression.



Figure 09. Vue satellitaire d'une dépression [15].

1.4. Les cartes météorologiques

Les cartes météorologiques décrivent les principaux phénomènes atmosphériques à la surface du globe. Il en existe de nombreux types, les plus courantes sont les cartes ou figurent les pressions au sol et les fronts des perturbations qu'on appelle : cartes synoptiques (figure 10). On peut y ajouter les courbes de température, de précipitations, le sens et la vitesse des vents ...

En météorologie, la carte synoptique est d'une importance fondamentale, elle qualifie les phénomènes atmosphériques, actuels ou à venir, dont l'ordre de grandeur est de quelques milliers de kilomètres pour les dimensions horizontales, de quelques kilomètres pour la dimension verticale et de quelques jours pour la durée. L'échelle spatio-temporelle, ainsi décrite, s'appelle précisément *l'échelle synoptique* et constitue le cadre de la prévision météorologique [15].

La figure suivante, décrit la distribution des pressions au sol sur l'Atlantique Nord le 05 mars 1995 (6h T.U.). Une forte dépression installée sur l'Europe du Nord se déplace vers la Scandinavie. Une autre dépression se creuse au sud du Groenland. Une zone anticyclonique, prolongement de l'Anticyclone des Açores, est centrée à l'ouest de la grande Bretagne, ainsi que l'Afrique du nord.

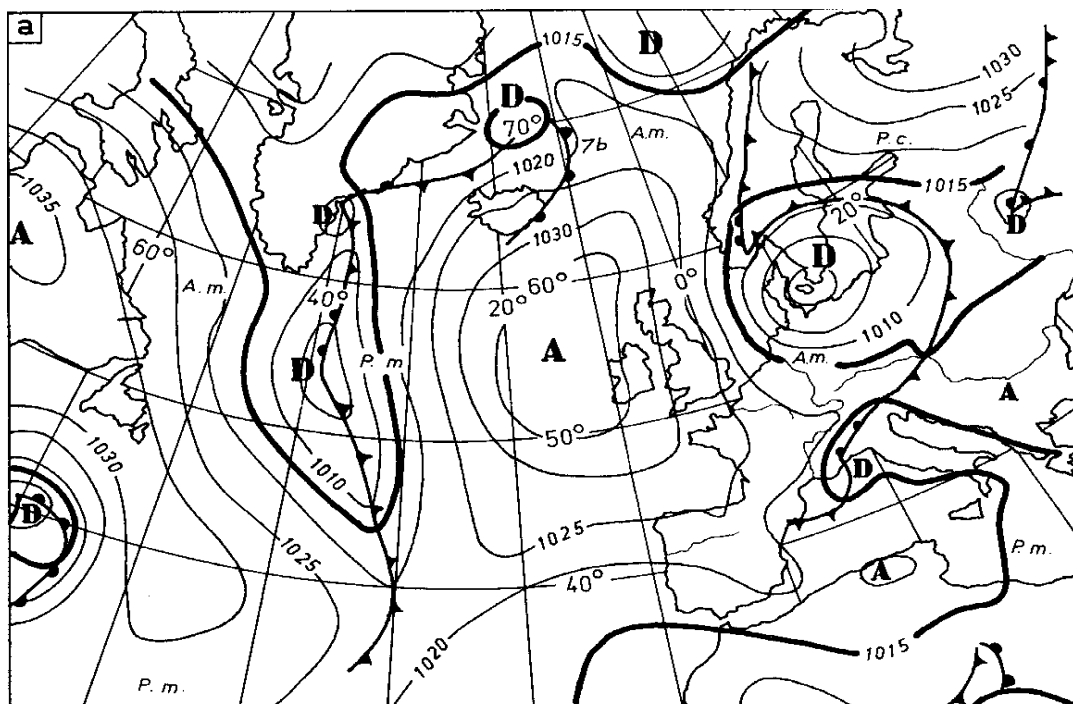


Figure 10. Exemple de carte synoptique
(Situation générale en surface du 05 mars 1995, à 6h T.U.) [16].

CHAPITRE 02

La dynamique générale de l'atmosphère

Le système planétaire fonctionne comme une machine thermique, il redistribue, par la circulation atmosphérique et la circulation océanique, l'énergie excédentaire des moyennes et basses latitudes (entre 35° N et 35°S) vers les régions déficitaires des plus hautes latitudes. Il a, donc, pour effet de rétablir l'équilibre thermique entre les différents points de la terre.

Pour mieux cerner la question, il est indispensable de définir les différents mécanismes qui régissent cette dynamique de l'atmosphère [07].

2.1. La circulation Générale

La circulation générale de l'atmosphère est un ensemble de phénomènes extrêmement complexes. Les grands traits de cette circulation consistent en l'existence d'un courant atmosphérique d'Est dans les régions équatoriales et dans les régions polaires et d'un mouvement d'Ouest dans les latitudes tempérées.

La région équatoriale reçoit, environ, huit fois plus d'énergie calorifique que les régions polaires. Si aucun échange de chaleur ne se produisait à la surface de la terre, les températures s'établiraient de telle manière que le sol rayonnerait vers l'espace toute l'énergie reçue.

En fait, compte tenu des températures observées, le sol, dans les régions équatoriales rayonne seulement le double de ce qu'il rayonne dans les régions polaires ; un transfert de chaleur s'effectue, donc, de l'équateur vers les pôles ; la majeure partie par l'intermédiaire de l'atmosphère et le reste par les océans [17].

Sans la rotation de la Terre, l'air voyagerait du nord au sud en ligne droite, à travers les différences de température (donc de pressions) entre les basses et les hautes latitudes. En réalité, l'effet de la force de Coriolis, balance les vents vers leur droite dans l'hémisphère Nord, et vers leur gauche dans l'hémisphère Sud. Ainsi, le mouvement de l'air qui voyage vers l'Équateur forme les *Alizés* et celui qui voyage vers les pôles forme les *Westerlies* (figure 12 et 13).

En Général, l'air descendant génère de hautes pressions et donne, donc, des « anticyclones » et quand l'air s'élève, la pression atmosphérique baisse et forme des « dépressions », c'est là où les orages se développent [13].

La circulation générale de l'air s'organise autour de trois cellules dans chaque hémisphère :

- la cellule de Hadley ; dans la zone intertropicale,
- la cellule de Ferrel ; aux moyennes latitudes,
- la cellule Polaire ; aux hautes latitudes.

2.1.1. Les cellules de Hadley

Cette cellule a été proposée par George Hadley, (avocat anglais et météorologue amateur) pour décrire une circulation fermée.

La lumière du Soleil est plus forte près de l'Équateur, l'air chauffé à cet endroit, s'élève et s'étend vers le nord et le sud de l'équateur. Après qu'il se soit refroidit, il devient plus lourd, et descend de nouveau à la surface de la Terre dans la zone de climat subtropicale, (entre 25° et 40° Nord Sud). Cet air frais stabilise l'atmosphère et empêchent la formation de nuages et de

précipitations. En conséquence, l'air de surface des régions subtropicales retourne vers l'Équateur pour remplacer l'air qui s'élève, achevant ainsi le cycle de la circulation de l'air dans la cellule de Hadley (voir figure11) [04].

Les cellules de Hadley, fournissent d'excellents moyens pour décrire la façon dont la chaleur se disperse à travers la Terre, par les mouvements d'air. Cependant, ces cellules ne sont pas alignées exactement avec l'équateur géographique, mais plutôt avec l'équateur météorologique (ou thermique), ce qui amène une variation de la position de ces cellules, vers le nord ou vers le sud, selon les saisons [18].

2.1.2. Les cellules de Ferrel

Elles ont été nommées en hommage à William Ferrel, qui a cherché à décrire la circulation générale d'ouest. Ces cellules se situent aux moyennes latitudes (entre 30 et 60 degrés Nord Sud) et sont caractérisées par des systèmes dépressionnaires transitoires sous une circulation d'altitude généralement d'Ouest.

C'est une circulation indirecte (contrairement aux cellules de Hadley et polaire). Dans les moyennes latitudes, on retrouve de l'air froid venant des Pôles par la cellule polaire et de l'air chaud venant de l'équateur par la cellule de Hadley. Ces deux types de masses d'air se rencontrent le long d'un ruban thermique plus ou moins continu et intense. Selon la direction des vents au sol, il se crée un resserrement de ce ruban qui pousse l'air chaud vers les Pôles et l'air froid vers l'équateur créant, ainsi, une succession d'anticyclones et de dépressions dans les moyennes latitudes. Cependant, toute cette succession de systèmes météorologiques se déplace dans une direction générale d'Ouest en Est (voir figure11) [18].

2.1.3. Les cellules polaires

Les cellules polaires se retrouvent au nord et au sud du 60^{ème} parallèle avec une circulation fermée et généralement d'Est, car la force de Coriolis dévie l'air vers l'Ouest. C'est un système identique à la cellule de Hadley, mais la circulation de l'air se passe sous 8 km (car la tropopause n'y dépasse pas ce niveau aux pôles).

Les anticyclones semi permanents sur la Sibérie, l'arctique et l'Antarctique sont une conséquence directe de la cellule polaire. L'air descendant est très sec et très froid, ce qui explique que les pôles soient des déserts froids avec des records de basses températures (-89,2°C à la station Vostok II en 1983 en Antarctique).

La circulation polaire interagit avec le terrain pour donner des ondes longues appelées ondes de Rossby. Ce mécanisme permet le transfert et la distribution de l'énergie solaire venant de l'équateur dans la cellule polaire (pôles nord et pôle sud) [18].

La figure ci-dessous situe les trois types de cellules dans l'hémisphère nord et sud.

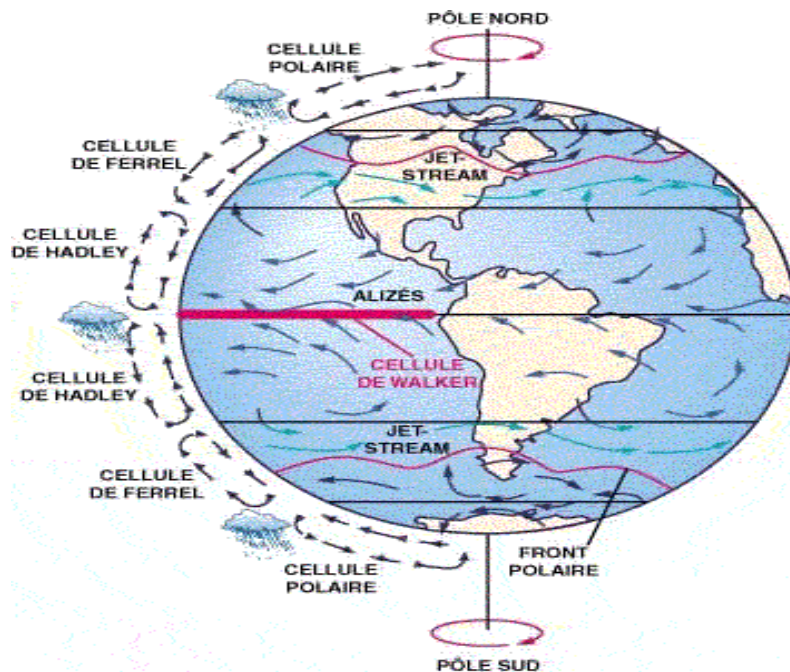


Figure 11. La circulation générale à la surface du globe.

Les cellules de Hadley sont bouclées par les alizés, qui reviennent vers l'équateur (selon les flèches bleues), qui sont à leur tour, alimentés par les jet-streams subtropicaux qui circulent parallèlement aux latitudes (selon les flèches vertes). Ces courants jet alimentent, aussi, les vents qui se dirigent vers les pôles et qui font partie de la cellule de Ferrel [13].

2.2. Les jet-stream

Un courant jet se forme lorsque l'air chaud venant des tropiques, rencontre l'air froid venant des pôles. Le fort contraste thermique oblige l'air à s'écouler horizontalement et comme la Terre tourne, cet air, en déplacement rapide, prend de la vitesse et produit un courant jet. Ce courant est, habituellement, situé au niveau de la tropopause entre 10-15 kilomètres au-dessus de la surface de la Terre et souffle de l'ouest à l'est selon la rotation de la Terre. Le jet-stream est très rapide (de 200 à 300 km/h avec des pointes pouvant dépasser 400 km/h). Souvent, à l'intérieur

même du courant, il y a des zones où le vent est plus fort qu'aux alentours, Ces zones jouent un rôle important dans la formation des précipitations et des dépressions [13].

Il existe deux principaux jet-streams :

- Le jet-stream subtropical à environ 30 degrés de latitude ;
- le jet-stream polaire à environ 60 degrés de latitude.

Le jet-stream peut prendre des directions vers le nord selon le déplacement des masses d'air. En conséquence, les jet-streams les plus forts se produisent, habituellement, pendant les mois d'hiver, quand de grandes différences thermiques existent entre les hautes et les basses latitudes.

En général, Les cellules de Hadley, Ferrel, polaires et les jet-streams donnent une idée globale de la circulation atmosphérique à la surface du globe. Cependant, les effets locaux sont très importants et modulent ces circulations en créant des sous cellules. Ces dernières sont influencées par la nature même des surfaces, par la différence de capacité d'absorption et de libération de chaleur par les océans et la terre, ainsi que par le cycle diurne d'ensoleillement (ce que nous aborderons dans le chapitre 3) [18].

Les figures qui suivent nous donnent une idée sur la répartition moyenne des pressions et des principaux flux à la surface du globe.

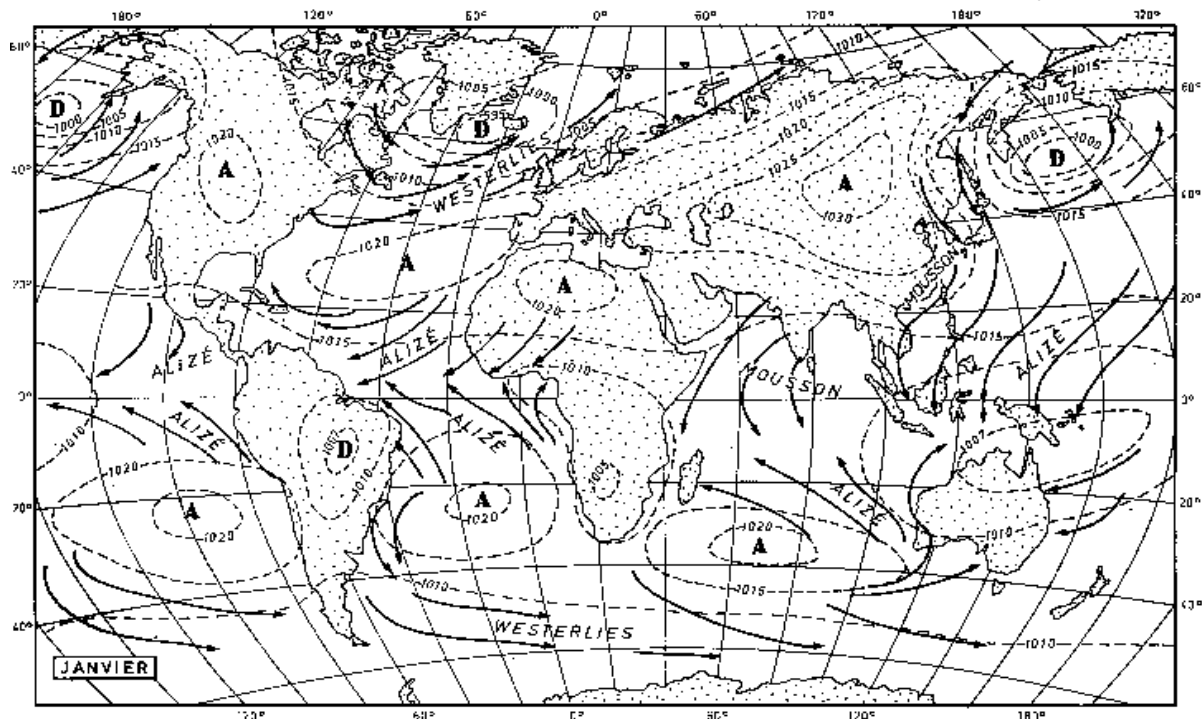


Figure 12. Les principaux flux à la surface du globe au mois de Janvier [07].

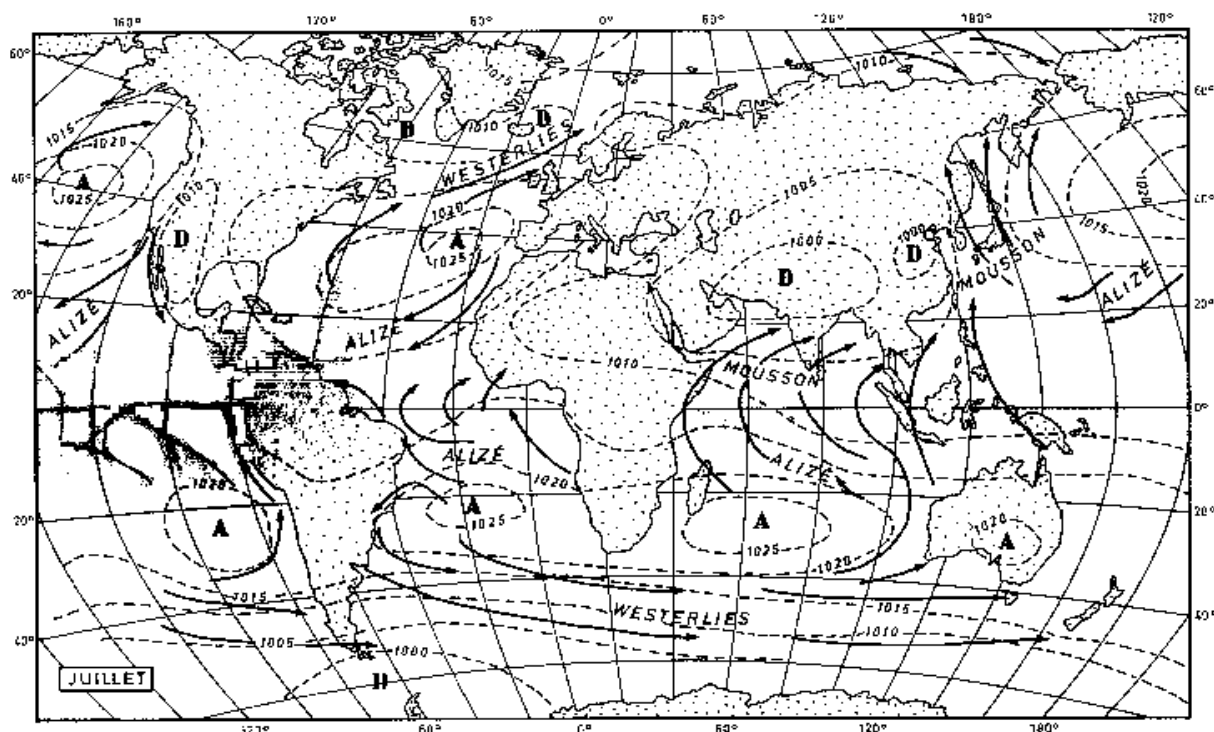


Figure 13. Les principaux flux à la surface du globe au mois de Juillet [07].

2.3. L'effet de Foehn

Nous savons que les gaz possèdent une énergie interne (énergie cinétique), qui dépend de la pression et de la température. Comprimés ils s'échauffent, soumis à une détente ils se refroidissent. Il résulte, donc, « que l'air soumis à un mouvement ascendant subit une pression moindre, se détend et par conséquent se refroidit. Inversement, l'air soumis à un mouvement subsistant a pour effet de se comprimer et donc se réchauffe ».

A supposer que le déplacement soit rapide, il n'y aura, donc, pas d'échange de chaleur ou de mélange avec les masses d'air environnantes, ce mécanisme sera qualifié *d'adiabatique* (c.à.d sans échanges avec l'extérieur).

- Avec de l'air non saturé en vapeur d'eau, le taux de décroissance ou de croissance thermique est de l'ordre de 1°C par 100 m de dénivellation, c'est ce qu'on appelle : *l'adiabatique sec*.

- Avec de l'air saturé en vapeur d'eau, le mécanisme de condensation qui intervient a pour effet de libérer de l'énergie calorifique, ce dégagement de chaleur réduit le refroidissement à un taux qui n'est plus que d'environ $0,5^{\circ}\text{C}$ par 100m C'est *l'adiabatique humide*.

Ces mécanismes d'échauffement et de refroidissement de l'air au flanc d'une montagne est ce qu'on appelle l'effet de Föhn ou Föhn (voir figure ci-dessous) [10].

2.3.1. Mécanisme de l'effet de Föhn

Le Föhn est un phénomène météorologique créé par la rencontre d'un vent avec le relief. Ce vent fort, chaud et sec, apparaît quand un vent dominant est entraîné au-dessus d'une chaîne montagneuse, puis redescend de l'autre côté après l'assèchement de son contenu en vapeur d'eau. La figure 14, schématise le mécanisme de Föhn.

- Lorsque le vent rencontre une montagne, plus ou moins perpendiculairement, il suit le relief et s'élève. La pression atmosphérique diminue avec l'altitude et la température de l'air diminue selon un taux adiabatique sec (flèche noire).
- Si l'humidité est assez grande au départ, la vapeur d'eau contenue dans l'air va se condenser et atteindre son point de saturation. A partir de ce moment, la baisse de la température de l'air se fera plus lentement jusqu'au sommet de la montagne, selon un taux adiabatique humide. Mais une bonne partie de l'eau est abandonnée en cours de route sous forme de pluie ou de neige [19].

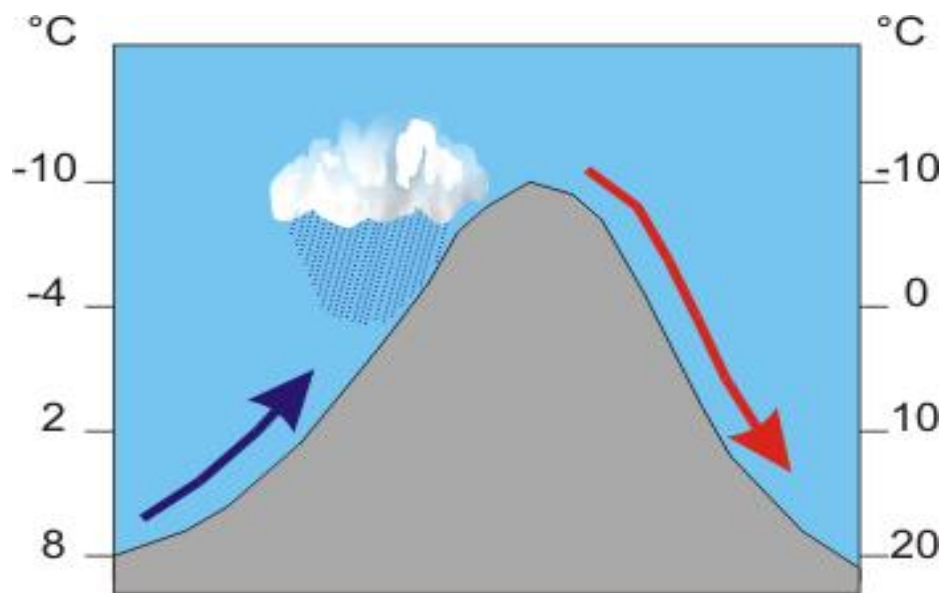


Figure 14. Effet de foehn [05].

- Si l'air est stable au-dessus de la chaîne de montagne, l'air soulevé ne peut continuer sa montée au-delà du sommet et redescend, donc, sur l'autre versant. Il est alors sous le point de saturation (car l'eau est tombée sous forme de pluie). Quand il redescend, il se comprime (car la pression augmente plus bas), donc se réchauffe selon un taux adiabatique sec et s'éloigne en même temps de son point de saturation (flèche rouge). A l'arrivée, au pied de la montagne, la température est bien supérieure à celle du point de départ, malgré une altitude identique et une humidité relative très faible (souvent inférieure à 30%), ce qui donne une grande transparence à l'air environnant.

L'effet de fœhn se rencontre fréquemment sur les montagnes et dans les régions côtières. En général, le versant côté mer est humide, alors que le versant côté terre est désertique.

Les vents de type Fœhn vont souvent apparaître soudainement même si la circulation des vents est favorable à leur présence, depuis quelques temps. Cela est dû au fait qu'on peut avoir une couche d'air très froid au sol sur le premier versant de la montagne, qui constitue une inversion de température. Le Fœhn qui descend de l'autre cote du versant ne pourra pas percer cette masse d'air très stable et restera en altitude jusqu'à ce que l'inversion se retire. Ce retrait se produit généralement quand les vents au sol deviennent faibles du côté du versant exposé [19].

2.3.2. Variante de l'effet de Foehn

Une variante de ce processus de Foehn, est lorsque l'air provient d'une région source plus haute en altitude que la région en aval. Ex : Un vent qui provient de l'intérieur des montagnes et descend jusqu'à la mer. Dans ce cas, l'air soulevé n'a pas besoin d'atteindre la saturation et le point de rosée. La masse d'air soulevée suivra l'adiabatique sec à la montée comme à la descente de la montagne. Le niveau final étant plus bas que celui du départ, la température finale sera plus élevée [19].

2.3.3. Les effets du processus de Foehn

- Les régions sous l'effet de Fœhn peuvent voir leur température augmenter jusqu'à 30° en quelques heures.
- les Fœhns peuvent favoriser les feux de forêts, en rendant les régions où ils sévissent particulièrement sèches et en attisant les flammes une fois le feu démarré [19].

2.4. *Atmosphère stable et atmosphère instable*

2.4.1. L'atmosphère instable

Quand le gradient thermique est plus grand que le gradient adiabatique, l'atmosphère est qualifié « *d'instable* ».

- Si une masse d'air s'élève, par exemple, sous l'effet du vent, elle se détend et se refroidit selon l'adiabatique. Dans ce cas, en altitude, l'air est plus froid que la masse d'air montante, donc cette masse d'air est plus chaude que l'air ambiant, de ce fait, elle continue de monter en altitude.

- Inversement, dans les mêmes conditions, si on fait descendre une masse d'air d'altitude, elle se comprime et se réchauffe selon l'adiabatique, mais moins vite que l'air ambiant qu'elle traverse : elle sera plus froide que l'air des couches inférieures, elle va, donc, continuer à descendre. Ainsi, les couches instables de l'air, en mouvement vertical, (montée ou descente) voient leur mouvement amplifié [20].

2.4.2. L'atmosphère stable

Quand le gradient thermique est plus petit que le gradient adiabatique, l'atmosphère est qualifiée de « *stable* ».

- Ainsi l'air en altitude est plus chaud que l'air montant, donc la masse d'air montante est plus froide que l'air ambiant. La montée s'arrête et la masse d'air redescend vers son point de départ.

- Inversement, si la masse d'air descend et rencontre un air froid, elle devient plus chaude que l'air ambiant, la descente s'arrête et la masse d'air retourne à son point de départ.

Ainsi, les couches d'air stables ont tendance à rester à leur altitude [20].

2.5. Les masses d'air et la frontogénèse.

2.5.1. Les masses d'air

Une masse d'air est un grand volume d'air dont les propriétés physiques (températures, humidité, densité, gradient) sont relativement homogènes dans un plan horizontal. Cependant, ces masses d'air sont mobiles, déformables et transformables à des échéances de temps variables. Schématiquement, ce sont les zones anticycloniques qui, du fait de leur stabilité, sont les plus favorables à la production de ces masses d'air.

Le trajet que font ces masses d'air à partir de leurs régions sources peut modifier leurs caractéristiques. Ex : en hiver, une masse d'air doux, humide et instable qui arrive sur une masse continentale froide aura tendance à se refroidir et à se stabiliser.

On existe différentes masses d'air :

2.5.1.1. Les masses d'air tropical

Elles se forment au niveau des cellules anticycloniques subtropicales. On parle d'air tropical maritime **T_m** si la région d'origine est au-dessus des océans et d'air tropical continental **T_c** si la région d'origine se situe au-dessus des continents. Comme les grands centres d'action auxquels elles sont associées, elles subissent un balancement saisonnier et peuvent remonter jusqu'aux moyennes latitudes en été. L'exemple de l'air tropical maritime de l'anticyclone des Açores qui

peut gagner le 50° parallèle en été, alors qu'en hiver, il se cantonne généralement au 30° degré de latitude Nord.

**L'air tropical maritime (Tm) :* il est caractérisé par des températures élevées, une forte humidité (au moins à la base) et une stratification stable qui se renforce avec son déplacement vers les moyennes latitudes. Cet air est caractérisé par l'abondance des brouillards, brumes ou nuages. Sur le flanc équatorial des cellules subtropicales, l'air tropical maritime chaud et très humide, devient souvent instable.

Les sources d'approvisionnement de l'air tropical maritime en eau sont importantes, tant sur les forêts denses que sur les océans. A cette catégorie d'air équatorial peuvent se rattacher les masses d'air dites de mousson en été [10].

*** L'air tropical continental (Tc) :* il est doux, sec et stable en hiver. En été, il se réchauffe beaucoup, mais son instabilité reste limitée aux basses couches de l'atmosphère, tant qu'il ne quitte pas le continent. En revanche s'il voyage au-dessus d'une mer, il devient vite instable. Ainsi l'air saharien, en traversant la Méditerranée, se charge d'une grande quantité d'humidité et perd sa stabilité, il peut être à l'origine de violents orages [10].

2.5.1.2. Les masses d'air polaire

Elles ne se forment pas aux pôles (du moins directement), mais bien plutôt dans les hautes latitudes, vers 60° à 70° de latitude environ. On distingue également l'air polaire maritime et l'air polaire continental.

** L'air polaire continental (Pc) :* Il exige une longue stagnation sur les continents. Aussi cette masse d'air est le plus souvent liée, en hiver, à la présence d'anticyclones thermiques séjournant sur les continents refroidis. L'air est très froid à la base, ce qui se traduit souvent par une inversion thermique.

En hiver, le beau temps est, généralement, de règle dans cet air très stable. En été, un début d'instabilité lié au réchauffement peut se produire avec l'apparition de nuages qui peuplent l'air polaire continental, mais cette tendance ne se développe pas si l'air est très sec [10].

*** L'air polaire maritime (Pm) :* Il peut avoir des provenances diverses. Tantôt, il a une origine continentale (Pc), formé sur le nord du continent américain. Tantôt, il prend naissance encore plus au nord, sur l'Arctique. Mais son long parcours à travers l'océan Atlantique, modifie profondément ses caractères. Ainsi, en avançant vers les basses latitudes et sur un océan tiède, il se réchauffe et s'humidifie à la base en devenant de plus en plus instable.

Les changements saisonniers interviennent assez peu dans l'état des masses d'air polaire maritime. En été, le réchauffement marqué sur les continents fait croître son instabilité. En hiver, au contraire, l'air polaire maritime se refroidit à la base en pénétrant sur les terres, se stabilise progressivement et finit par se «continentaliser » [10].

2.5.1.3. Les masses d'air arctique

Ce sont des masses d'air froid, élaborées aux très hautes latitudes, au voisinage des pôles. Là aussi on distingue l'air arctique maritime et l'air arctique continental.

* *L'air arctique continental (Ac)* ; Il se forme au-dessus de la banquise de l'océan Arctique et sur les terres environnantes. Il est caractérisé par une assez faible humidité et par une température très basse accompagnée parfois d'une inversion nette. Un déplacement sur les mers, a pour effet de modifier considérablement les caractères des masses d'air arctique ou antarctique [10].

** *L'air arctique maritime (Am)* ; Il prend naissance au passage de l'air arctique continental au dessus de l'Atlantique. Même si son réchauffement reste limité, son humidification est intense et ces masses apportent avec elles un temps troublé et des températures toujours anormalement basses pour la saison (voir figure 15 et 16) [10].

Comme nous venons de le voir ; les masses d'air ont des caractéristiques physiques très différentes (températures, gradient...) et des caractéristiques dynamiques très différentes (basses pressions et ascendance ou hautes pressions et subsidence de l'air). La rencontre de deux masses d'air très contrastées, génère des surfaces de discontinuité appelées « front ».

2.5.2. La frontogenèse

La frontogenèse est, donc, la naissance d'un front. Le plus souvent la masse d'air la plus dense glisse sous la masse d'air la plus légère, provoquant l'ascendance de la seconde. Le long des fronts naissent, alors, des mouvements ondulatoires que l'on appelle des perturbations, qui se succèdent souvent les unes aux autres constituant des familles de perturbations [10].

On distingue plusieurs types de fronts. Les plus importants se situent aux moyennes latitudes où se rencontrent les masses d'air les plus contrastées :

2.5.2.1. Le front arctique (FA)

Il naît de la rencontre de l'air arctique (ou antarctique) avec l'air polaire. Bien que les contrastes entre les masses d'air y soient moins marqués, le front arctique reste bien repérable, surtout en saison froide. En hiver, il s'observe d'ordinaire en Islande du Nord. Mais il arrive qu'il descende nettement plus au sud, le long de la côte orientale nord américaine ou de l'Asie [10].

2.5.2.2. Le front polaire (FP)

Il naît de la rencontre de l'air tropical et polaire. Dans l'hémisphère Nord, le front polaire s'installe sur la face nord-ouest des cellules de hautes pressions subtropicales. Ainsi, en hiver sur l'Atlantique, il couvre les régions côtières du Sud-Est du continent nord-américain jusqu'à la mer du Nord. En été, sa position est nettement plus au nord, le front polaire s'étend sur une bande qui va du Labrador aux côtes de Norvège en passant par le sud du Groenland et l'Islande.

Il existe, cependant, des fronts secondaires qui sont associés plus ou moins étroitement au front polaire. Ils apparaissent saisonnièrement, notamment en hiver et au printemps. Par exemple, le front polaire dérivé est une branche du front polaire qui traverse l'Europe occidentale de la mer du Nord à la Méditerranée [10].

2.5.2.3. Le front intertropical (F.I.T)

A proximité de l'équateur, les variations horizontales de pression et de température sont insignifiantes. Comme le champ de pressions n'est plus utilisable (les gradients sont trop faibles), il apparaissent des discontinuités, d'ordre essentiellement dynamique, qui ne méritent pas l'appellation de «front» à proprement parlé, mais qui se traduisent néanmoins par des changements assez rapides d'humidité le long des zones où l'air est animé par un mouvement convergent et ascendant. La plus connue d'entre elles est : « la convergence intertropicale » [10].

2.5.2.4. Le Front des Alizés (F.A.L)

Il naît entre 2 cellules voisines de hautes pressions. A la limite du domaine intertropical. Ces fronts relativement nets peuvent se placer entre deux cellules voisines de hautes pressions. La convergence y est active, puisqu'il y a une alimentation en air tropical, d'un côté et en air polaire, de l'autre côté. Ce genre de front est d'autant plus marqué que des différences séparant les deux cellules voisines sont accentuées [10].

2.6. Les centres d'action, les anticyclones et les perturbations

Les centres d'action sont des dépressions ou des anticyclones de grande étendue presque stationnaire, guidant les mouvements de perturbations atmosphériques sur une grande région.

2.6.1. Les Anticyclones

Les Anticyclones sont caractérisés par des lignes isobariques supérieure à 1015 mb. Ils sont produits par une grande masse d'air descendante dans toute une épaisseur de l'atmosphère (jusqu'à 12 Km). Un tel affaissement signifie que l'air est très stable et la pression atmosphérique est haute. En outre, les vents associés à un anticyclone sont, habituellement, très légers s'ils sont présents. L'affaissement chauffe l'air par compression. Tous nuages présents s'évaporent rapidement pendant que la température de l'air s'élève. Pour cette raison, les anticyclones apportent habituellement un temps sec, beau et stable, en particulier en été [21].

Il existe différents types d'anticyclones :

2.6.1.1. Les anticyclones Européens et Russes

Ils sont constitués par des maxima thermiques qui apparaissent souvent en hiver après la stagnation des masses d'air polaire. Les anticyclones européens et russes déterminent le beau temps frais qu'on connaît parfois en hiver et se dressent contre les perturbations polaires [22].

2.6.1.2. Les anticyclones des Açores

Ils appartiennent au domaine subtropical et résultent soit d'un effet dynamique, soit d'un effet thermique (à cause du renforcement de la pression à l'endroit où circule un courant marin froid). Ces anticyclones sont les principaux régulateurs de la circulation en Afrique du nord, quand ils l'affectent, la région connaît un beau temps sec et sans vent [22].

2.6.1.3. Les anticyclones Sahariens

Ils appartiennent aussi au domaine subtropical. Deux caractères les individualisent: leur alimentation continentale et leur température élevée. Les anticyclones sahariens se manifestent en saison estivale, c'est pourquoi, durant l'été, le ciel est moins bleu, moins claire qu'au printemps. Leurs centres positifs agissent seuls ou en paire avec les centres d'action négatifs, ceci engendre des fronts ondulant qui déclenchent souvent des perturbations [22].

La figure ci-après schématise les divers anticyclones situés à l'ouest de l'hémisphère nord.

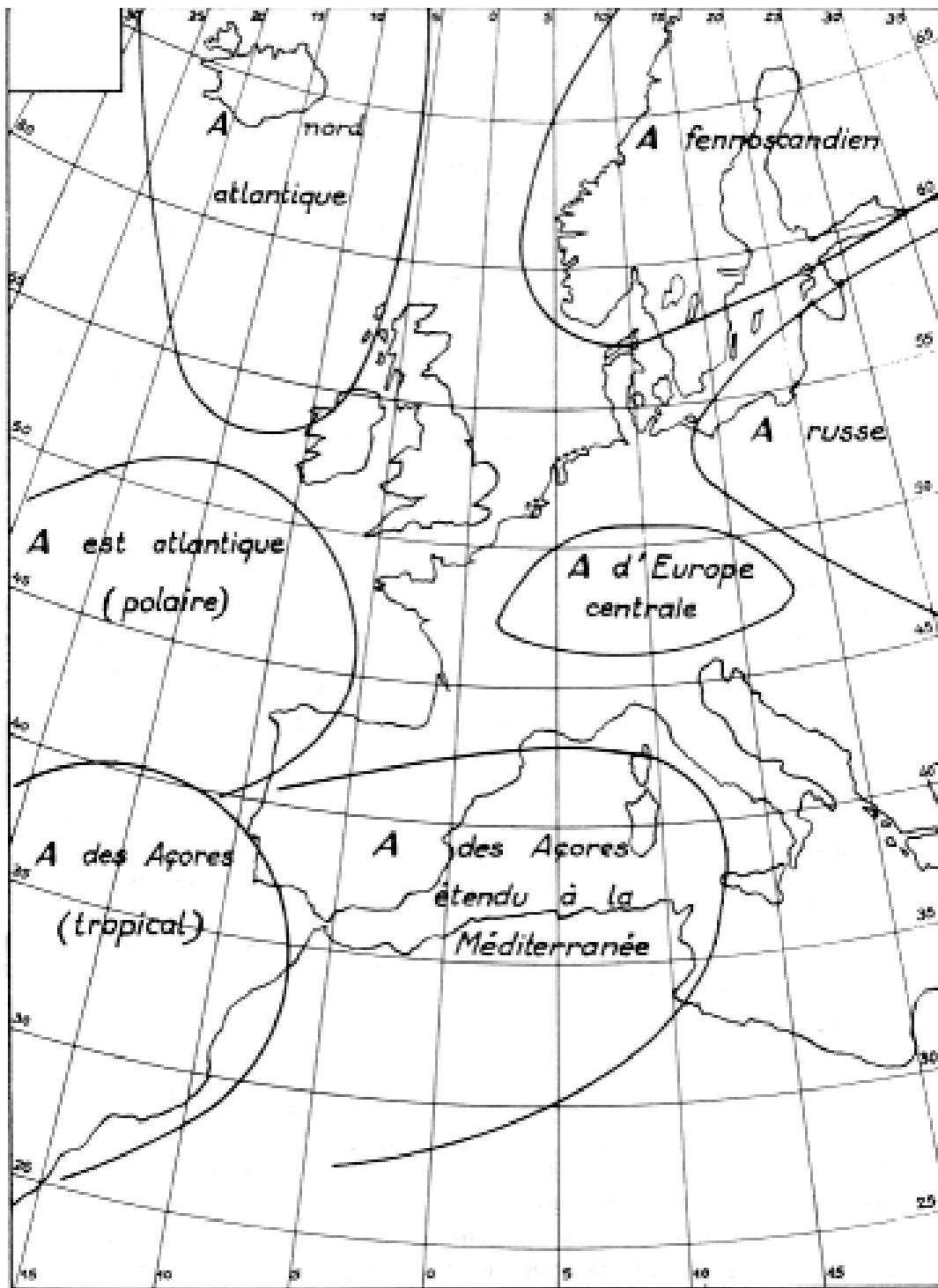


Figure 15. Les centres d'actions anticycloniques [23].

6.2. Les Dépressions

Les dépressions, parfois appelées les cyclones de moyenne latitude, sont des zones de basse pression (elle n'excède pas 1015 mb). Elles se développent quand l'air chaud des zones subtropicales rencontre l'air froid des régions polaires. Les dépressions apportent avec elles un temps perturbé caractéristique. Plus on s'approche de leurs centres plus la pression diminue, on dit d'une dépression qu'elle se creuse si la pression en son centre diminue ou au contraire qu'elle se comble si la pression augmente [21].

Il existe différents types de dépressions :

2.6.2.1. La dépression d'Islande

La dépression d'Islande est présente toutes les saisons. Elle a des effets considérables sur l'Algérie durant la saison froide. Grâce aux flux de l'Ouest qui l'alimentent, elle est à l'origine des perturbations qui traversent le Nord-Est Algérien [22].

2.6.2.2. Les dépressions de la mer du nord et de la Baltique

Elles sont à l'origine de plusieurs courants. Les dépressions de la mer du nord et de la Baltique traversent plusieurs masses d'air continentales importantes selon une trajectoire Nord-Sud. En fin de parcours, elles arrivent sur le Nord-Est Algérien diminuées de leur action [22].

2.6.2.3. La dépression atlantique

Ses effets sur notre région sont très limités. Cette dépression aide et dirige les courants nord-ouest, en un lit pour les courants d'Islande et en leur faisant emprunter une trajectoire d'ouest-est quand celle-ci est associée à l'anticyclone des Açores [22].

2.6.2.4. La dépression des Açores

Susceptible d'apparaître en toute saison, sauf en été quand les hautes pressions subtropicales règnent. La dépression des Açores joue un rôle important en dirigeant les courants d'ouest grâce à l'appelle des dépressions méditerranéennes qui dominent notre région [22].

2.6.2.5. Les dépressions sahariennes

Les dépressions sahariennes sont issues de la forte insolation réchauffant les couches intérieures de l'air saharien et occasionnant son instabilité et son ascendance.

2.6.2.6. Les dépressions méditerranéennes

La Méditerranée n'étant pas une source de masses d'air. Son rôle se limite à la modification, en réchauffant l'air polaire et humidifiant l'air tropical continental [22].

La figure suivante schématise les diverses dépressions situées à l'ouest de l'hémisphère nord.

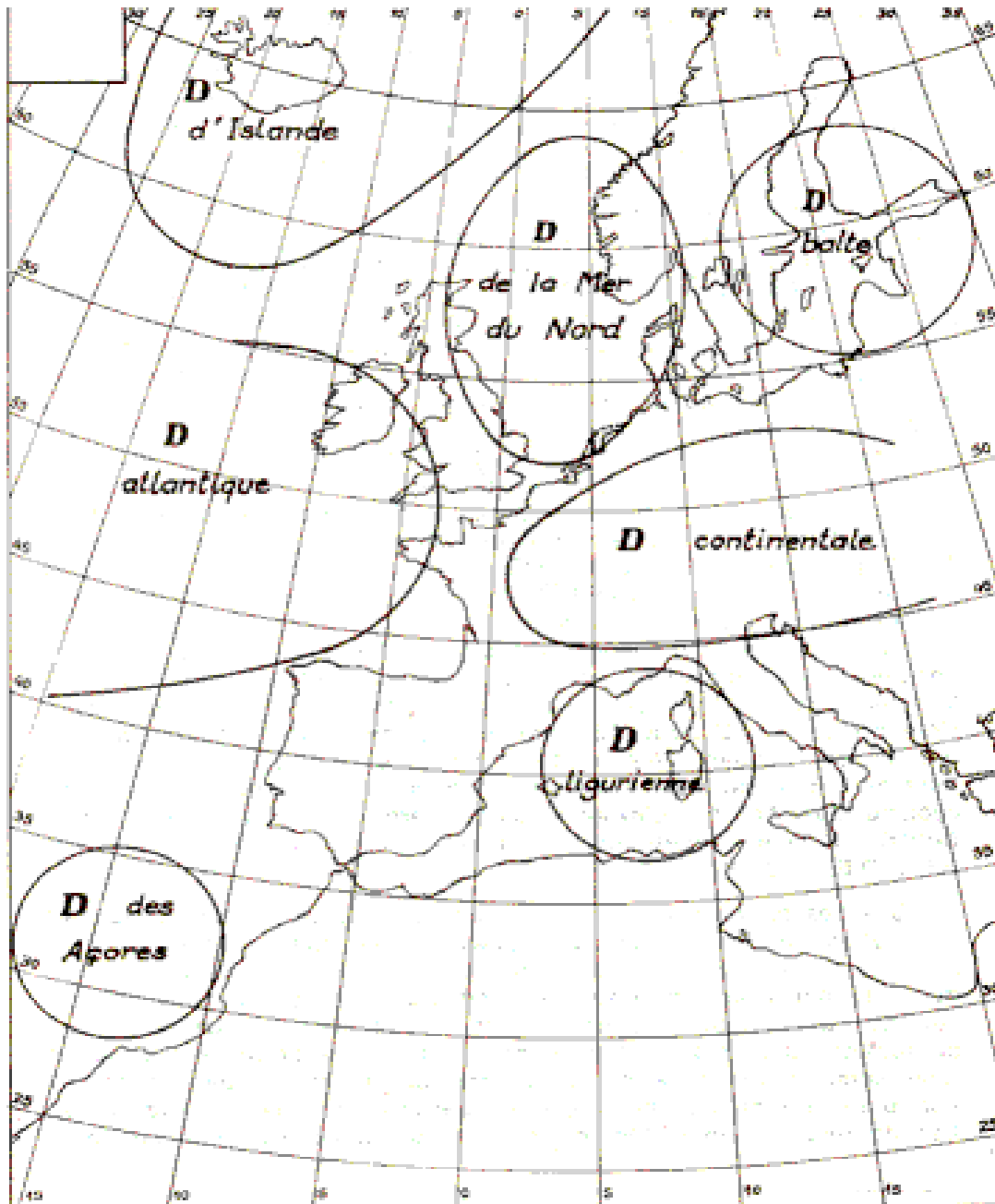


Figure 16. Les centres d'actions dépressionnaires [23].

En conclusion, la circulation atmosphérique représente un vaste système turbulent causé par la différence de pression et du bilan thermique à l'équateur et aux pôles. La gravité et la rotation de la Terre modifient la répartition et la circulation des masses d'air. La circulation est simple dans la zone intertropicale et aux pôles, mais complexe dans la zone tempérée où les déviations du jet-stream provoquent l'aspiration des masses d'air et la formation de larges dépressions.

Les figures suivantes illustrent, respectivement, la situation météorologique de l'atlantique nord, l'Europe ainsi que l'Afrique du nord pour le 21 janvier 2006 et une photo satellite de la même région prise le 07 août 2004 (8h T.U.).

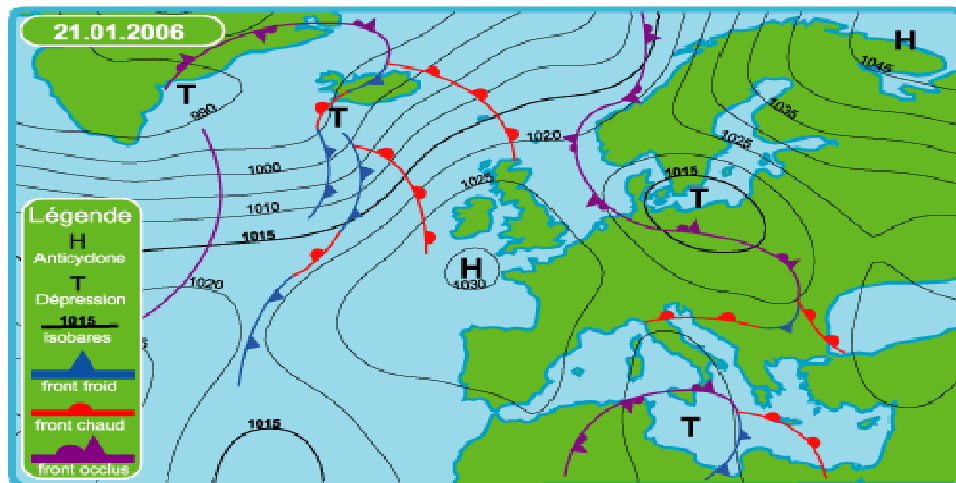


Figure 17. Carte synoptique du 21 janvier 2006 [24].

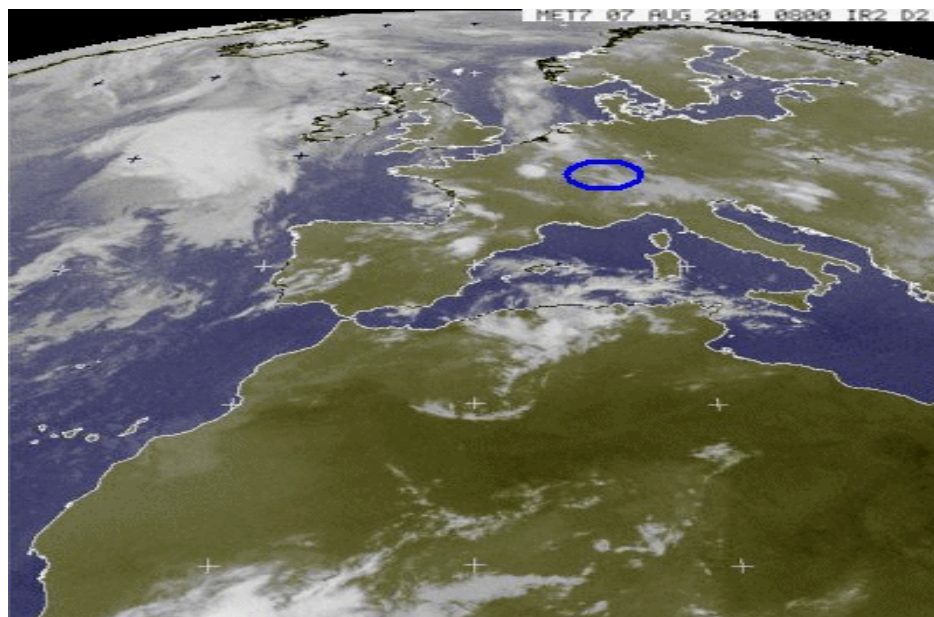


Figure 18. Photo satellite de l'Europe et de l'Afrique du nord du 07/08/2004 [15].

CHAPITRE 03

L'influence du relief sur le climat

Le facteur topographique joue un rôle fondamental dans la caractérisation du climat à l'échelle régionale. Les écarts entre deux endroits sont, souvent, tels que toute extrapolation peut s'avérer erronée. Les stations les plus proches ne sont pas, spécialement, celles qui offrent les mêmes caractéristiques, mais, bien, celles qui possèdent les aspects les plus semblables. On connaît mieux les particularités des grandes zones climatiques que les modifications liées au changement de site. Les pluies, par exemple, peuvent varier du simple au double à quelques kilomètres d'intervalle [25].

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, le climat d'une région dépend surtout :

- De sa position latitudinale qui détermine, spécialement, l'intensité de la radiation solaire.

- De sa situation à l'intérieur d'un continent, puisque le même type de temps donnera de douces températures près des côtes et des températures très froides ou très chaudes à l'intérieur des terres.
- De la circulation atmosphérique générale qui traverse la région, celle-ci est liée aux échanges plus ou moins importants entre l'air froid des pôles et l'air chaud des tropiques [25].
- Des conditions du site et de l'environnement immédiat de la région (objet de ce chapitre).

3.1. L'influence du relief sur le climat

Plus que tout autre élément, le relief modifie le climat de façon remarquable, son action s'exerce sur les précipitations, les températures, les pressions, la radiation solaire, les vents...

Cette influence se manifeste de deux manières :

- Par la différence de rugosité dont les variations de la surface d'un lieu à un autre engendrent des modifications de circulation d'air déterminantes (force et direction des vents...).
- Par la variation d'altitude qui agit sur l'exposition au soleil et aux vents dominants par rapport aux reliefs environnants de la station et sur sa situation dans l'ensemble montagneux [25].

3.1.1. L'influence de la rugosité sur le climat

L'action du substratum se fait, surtout, sentir dans la partie inférieure de l'atmosphère. La différence de rugosité d'un lieu à l'autre agit sur les paramètres principaux du climat, telles :

3.1.1.1. La force de frottement

Elle est d'autant plus faible que la surface est uniforme et lisse.

- en mer, la force de frottement est faible, elle dépend, essentiellement, de la vitesse des vents et de la hauteur des vagues. Elle peut, alors, varier du simple au double.
- Sur terre, la rugosité, la forme du couvert végétal et le cadre bâti augmentent la force de frottement [25].

Ex : La force de frottement peut être multipliée, respectivement, par deux, quatre ou huit sur un relief peu élevé, une basse ou une haute montagne.

3.1.1.2. La vitesse et la direction des vents

Plus le vent est proche du sol, plus élevée est la force de frottement, donc moindre est sa vitesse. Ce phénomène s'accroît lorsque la rugosité augmente.

Ex : Des recherches danoises ont prouvé que la vitesse du vent croît avec la hauteur :

- À 12 m du sol, la vitesse du vent est de 6,49 m/s; à 5 m elle est de 6,08 m/s; à 2 m de 5,57 m/s et à 1m du sol, elle descend jusqu'à 5,32 m/s [26].

3.1.1.3. L'humidité et les précipitations

Quand l'air s'élève, il se détend et se refroidit. Son humidité relative augmente avec la raideur des pentes du terrain. Ce phénomène s'explique par le mécanisme de la formation de la pluie. Dans l'atmosphère existe des noyaux salins, de tailles variables, autour desquels la vapeur d'eau s'accumule pour former, crescendo, des gouttelettes de pluie dont la taille tend vers une valeur critique pour laquelle la gouttelette tombe (pluie). Si le refroidissement est trop brutal (suite à une forte ascendance), l'équilibre « noyau - vapeur d'eau » se rompt et l'humidité relative augmente fortement. Peu à peu, un nouvel équilibre apparaît, provoquant une légère baisse d'humidité relative qui reste, cependant, beaucoup plus élevée que dans la région basse [27].

3.1.2. L'influence de l'altitude sur le climat

L'altitude entraîne aussi des modifications importantes sur le climat. Elle agit, surtout, sur :

3.1.2.1. La diminution de la pression

La pression diminue régulièrement avec l'altitude, puisque l'épaisseur de l'atmosphère et la densité de l'air décroissent au fur et à mesure que l'on s'élève, ce qui aboutit à une diminution des températures. La faible densité de l'air s'explique par:

- La raréfaction de l'oxygène.
- La diminution de la vapeur d'eau.
- Les poussières quasiment inexistantes et la quantité d'aérosols réduite [27].

3.1.2.2. La modifications des masses d'air et des vents locaux

L'action de l'altitude sur les vents se manifeste de diverses façons :

- Devant un obstacle : il est rare qu'une barrière montagneuse soit continue, souvent elle est entaillée par des vallées, plus ou moins étroites, qui canalisent les masses d'air provoquant leur accélération et l'émergence de légers phénomènes d'ascendance. Si la vallée s'évase en bassin, des divergences aux basses altitudes provoquent souvent une diminution des pluies.
- Face à une forte rugosité, surtout, sur les massifs isolés et les chaînes de montagnes : si la rugosité augmente, le vent s'élève le long de la pente, la température diminue, l'humidité relative croît. A une certaine altitude la condensation de la vapeur d'eau survient en provoquant le développement de la nébulosité et des précipitations importantes.
- Suite à des écarts thermiques importants perturbant la circulation générale [25], les vents locaux d'une région donnée déclenchent des mécanismes spécifiques telles :

A/ Les brises de montagne et de vallée

Le vent local créé par le relief est appelé « brise de montagne - brise de vallée ». Le processus de formation de ces phénomènes se décrit comme suit: La nuit, l'air en contact avec les versants de la montagne, se refroidit et s'affaisse vers la vallée. Si cet air est froid et humide, un brouillard va s'y former (voir figures19). Le jour, le réchauffement excessif de l'air sur les versants favorise les mouvements d'ascendance et l'établissement d'une brise de vallée qui remonte du fond de la vallée vers les hauteurs, créant des nuages et des précipitations, particulièrement, en fin d'après-midi. (Voir figures20) [28].

Les figures 19 et 20 illustrent de manière explicite ces deux phénomènes.



Figures 19. Brise de montagne [28].



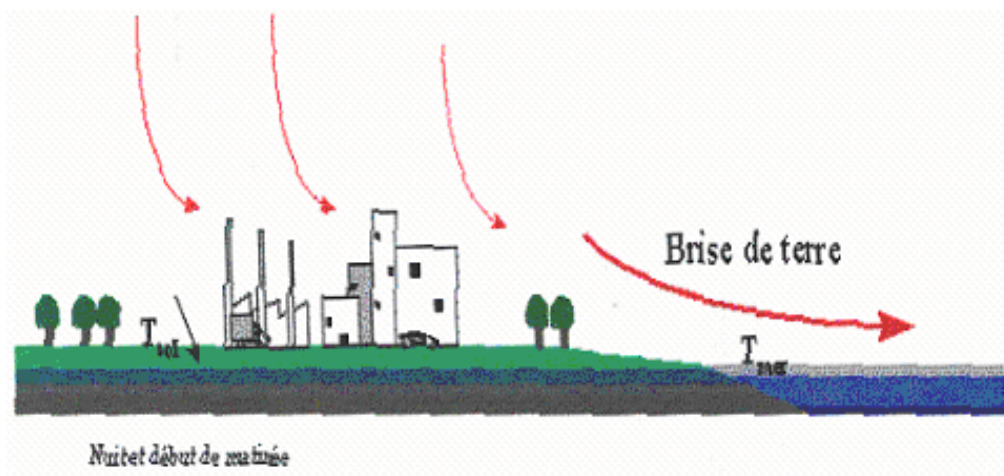
Figures 20. Brise de vallée [28].

B/ Les brises de terre et les brises de mer

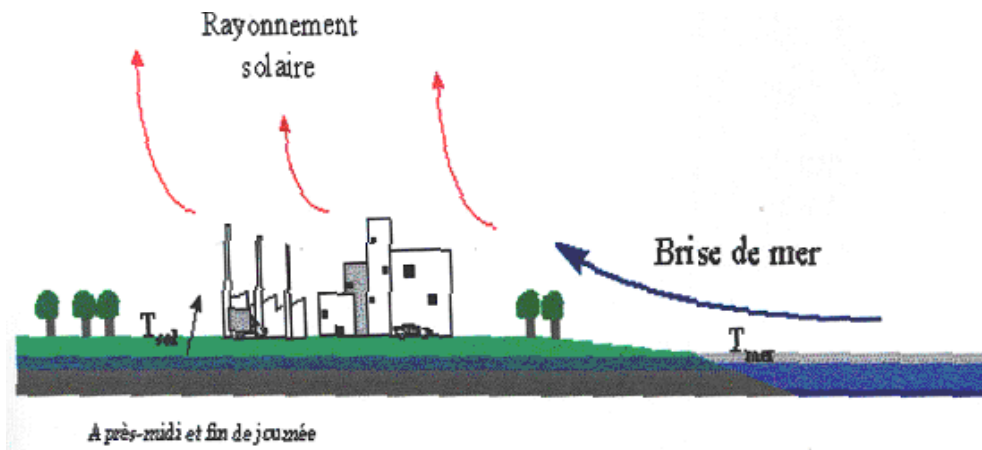
Les brises de terre et de mer sont générées par le contraste thermique existant entre la terre et la mer. La nuit où tôt le matin, la terre se refroidit plus vite que la mer, générant un mouvement d'air froid subsidant. Il se forme alors une brise de terre soufflant de la terre vers la mer (voir figures 21). L'après midi et en fin de journée, sous l'effet du rayonnement solaire, la terre se réchauffe plus vite que la mer générant un mouvement d'air ascendant. Une brise de mer est ainsi créée, soufflant de la mer vers la terre (figure 22) [28]. Ce phénomène s'accompagne:

- D'une dégradation de la visibilité (brume, quelque fois brouillard).
- D'une augmentation de l'humidité relative.
- D'un changement de la direction des vents.

Les figures 21 et 22, résument ces phénomènes d'une manière générale.



Figures 21. Brise de terre.



Figures 22. Brise de mer.

3.1.3. Le climat des montagnes

La transformation du climat par l'altitude n'est en réalité qu'une étude du climat de montagne. La réunion des divers éléments climatiques exposés précise l'originalité du climat montagnard qui est caractérisé par ses trois principaux aspects :

3.1.3.1. Le climat des fonds de vallées

Il existe deux types de vallées :

- la vallée qui s'ouvre largement sur la bordure dont le climat est semblable aux régions voisines avec quelques particularités ; comme l'importance des inversions thermiques, des minima très bas, des précipitations très élevées et un léger retard du réchauffement au printemps.

- la vallée qui se développe à l'intérieur de la chaîne montagneuse qui est plus sèche, souvent plus chaude, et où l'insolation est plus faible en hiver (à cause des brouillards) et plus forte en été. Dans ce type de vallées, la comparaison entre les fonds et les hauteurs voisines se caractérisent ; par des minima de température plus bas dans les fonds de vallées, des maxima plus élevés en été, parfois plus bas en hiver, des amplitudes thermiques, diurnes ou annuelles, plus grandes, des brouillards plus fréquents en hiver, des précipitations moins importantes, une humidité relative plus forte en hiver et des vents plus faibles [29].

3.1.3.2. Le climat sur les versants

Les variations climatiques sur les versants dépendent de l'altitude, de l'exposition au soleil et aux vents et enfin de la forme du versant.

Le versant exposé au soleil, appelé adret, reçoit une quantité de chaleur plus importante que celle reçue par l'ubac qui est toujours à l'ombre ou éclairé seulement quelques heures par jour.

L'adret peut recevoir jusqu'à huit fois plus d'énergie que l'ubac, ce qui crée une différence d'amplitude thermique considérable, surtout en hiver. Les maximums de température sont les plus élevés sur les adrets, car les rayons solaires frappent les versants perpendiculairement [30].

3.1.3.3. Le climat sur les sommets des montagnes

Si on compare les sommets de montagne des régions basses, certains caractères apparaissent:

- L'amplitude thermique diffère entre le sommet et la base, elle est forte dans les régions méditerranéennes et faible dans les régions équatoriales.
- L'insolation est plus forte aux hautes altitudes, alors que celle des basses altitudes est moindre.
- Le rythme des précipitations en hiver diffère et leur niveau est plus important sur les sommets.
- La vitesse du vent est plus élevée sur les hauteurs [31].

3.1.4. Le climat des collines

La rugosité est un facteur déterminant dans le climat des collines. Celle-ci est génératrice de l'ascendance de l'air, de l'augmentation de l'humidité relative et de la hauteur des précipitations, surtout, sur les collines exposées aux vents humides.

Les collines se caractérisent par de grandes variétés de microclimats, souvent accentués par la diversité de la végétation [31].

3.1.5. Le climat des plaines et des plateaux

Les paysages des plaines et des plateaux se ressemblent, là où la rugosité du relief est faible. Ces paysages, dépourvus d'obstacles, permettent aux vents d'atteindre des vitesses de 3 à 5 m/s en moyenne et de régulariser les températures d'un lieu à l'autre. En hiver, le vent est fort, l'air stationne peu au sol et les jours de gel sont rares comparé aux dépressions ou à la base des obstacles [25].

Le climat des plaines et plateaux est sujet à des inversions thermiques fréquentes, à de nombreux jours de brouillard modéré à cause des vents et à une faible pluviométrie.

3.1.6. Le climat des vallées et des dépressions

Le caractère frappant du climat des vallées et dépressions sont les inversions thermiques. Sauf si la vallée canalise le vent, l'inversion thermique, due à la faible vitesse du vent, provoque une grande amplitude thermique dans ces types de relief (très chaud en été et très froid en hiver). La forme des reliefs compte beaucoup à la surface des continents. Elle permet de différencier les climats sous-tendus par leur position et la circulation générale de l'atmosphère [25].

3.2. *L'influence de la mer sur le climat*

La mer, par essence plus humide, présente des particularités différentes du continent:

- Elle se réchauffe et se refroidit plus lentement que le continent.
- L'action de l'océan s'étend sur des centaines de kilomètres.
- La taille d'un lac intervient dans la modification des climats locaux.
- La rugosité est nulle ou très faible si les vagues sont importantes.
- Le volume d'eau a une importance considérable dans la modification du climat [25].

3.2.1. L'interaction « mer – continent »

La différence de températures entre la mer et le continent provoque des effets considérables sur le régime des précipitations ainsi que sur la direction et l'orientation des vents [25].

3.2.1.1. L'influence de la mer sur les précipitations

En automne et au début de l'hiver, quand l'air maritime doux et humide pénètre sur le continent, il se refroidit vite, son humidité relative augmente et les précipitations se renforcent. Ainsi de novembre à janvier, les précipitations sont plus fortes sur les zones côtières, puis diminuent progressivement vers l'intérieur au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la mer.

Inversement, de juin à septembre, l'air maritime frais se réchauffe en arrivant sur le continent, son humidité relative baisse et le risque de pluie diminue. C'est pourquoi les zones côtières au printemps et en été sont sèches par rapport aux zones de l'intérieur [25].

3.2.1.2. L'influence de la mer sur la déviation des vents

Les écarts de températures entre la mer et le continent entraînent des modifications dans la direction des vents. En hiver, le vent doux et humide de la mer se refroidit en arrivant sur le continent froid et son épaisseur s'amincit. Les forces de frottement vers l'intérieur s'exercent sur un volume d'air plus faible et accentuent la déviation des vents. En été, par contre, la déviation diminue progressivement et le vent s'infléchit vers la droite [25].

3.2.1.3. La différence de rugosité et ses conséquences

La différence de rugosité entre terre et mer fait changer de direction aux vents. Ainsi la vitesse des vents augmente au fur et à mesure que l'on se dirige vers l'intérieur du continent [25].

3.2.2. Le climat côtier

Dans le climat côtier, on distingue les bordures du rivage appelées souvent cordon littoral, dont la largeur varie généralement de 3 à 5 km vers l'intérieur des terres. L'arrière pays immédiat formé par des plaines littorales ou sub-littorales de basse altitude atteint 10 à 40 km de profondeur [25].

3.2.2.1. Le climat du cordon littoral

Ce type de climat est sous l'influence du vent. Sa force et sa direction déterminent les nuances climatiques. Pendant la saison froide, des inversions thermiques peuvent être senties. La dune sert de brise-vent et parfois elle provoque un léger phénomène de Foehn.

Lorsque la côte se présente sous une forme de versant montagneux (falaise forte), les inversions thermiques sont plus importantes. En été, les températures varient selon la nature des plages. Sur le sable sec la radiation est plus forte que sur le sable humide. Les côtes à substrat dunaire sont plus chaudes en été et par conséquent leur albédo est plus élevé [25].

3.2.2.2. Le climat des bandes intérieures

Les bandes côtières de l'intérieur, de largeurs variables, manifestent des caractères, telles :

- La diminution des minima et l'augmentation des maxima des températures en été.
- L'augmentation de l'amplitude thermique et du nombre de jours de gel.
- La diminution de l'insolation et l'augmentation des précipitations et des orages.

- La diminution de la vitesse des vents accompagnée de changements de direction.

Au delà de ces bandes intérieures, (40 km au maximum), les variations sont plus faibles. Le nombre de jours de pluie et de brouillard augmente surtout en hiver [25].

3.3. *L'influence du sol et de la végétation sur le climat*

Le couvert végétal dépend de la perméabilité du sol et de sa capacité de stockage de l'eau. Sa présence ou son absence influe sur le climat par sa rugosité et par sa capacité à absorber ou réfléchir les radiations solaires [25].

3.3.1. L'influence du sol

Le sol est fonction de son albédo et de sa perméabilité.

3.3.1.1. L'albédo du sol

L'albédo du sol dépend de la teneur du sol en eau et de sa couleur. Plus le sol est blanc, plus il réfléchit la radiation directe qu'il rediffuse. Plus il est noir, plus il absorbe la chaleur.

L'influence du sol sur les températures de l'air dépend de sa conduction thermique et de celle du sol. Si celle-ci est bonne, la chaleur pénètre à l'intérieur et les variations en surface sont faibles. Un sol froid, tel l'argile, se réchauffe et se refroidit lentement, il conserve une haute température, la nuit. Le gel y est moins fréquent. Les sols les moins poreux sont les meilleurs conducteurs thermiques [25].

3.3.1.2. La perméabilité du sol et sa teneur en eau

L'évaporation est importante sur les sols imperméables surtout après les chutes des pluies. Cependant elle est nulle quand les réserves du sol sont épuisées. Pendant la saison estivale et après des chutes de pluies sur un substrat argileux, l'air contient une grande quantité de vapeur d'eau du fait de l'évaporation. Des brumes et des brouillards peuvent, alors, apparaître [25].

3.3.2. L'influence de la végétation sur le climat

Le couvert végétal joue un rôle très important dans la modification des conditions climatiques. Il agit sur la rugosité qui dépend, surtout, de la hauteur des plantes, de la variation des strates et de son développement. Le couvert végétal agit, aussi, sur l'albédo. Ainsi par l'évaporation dégagée, la biomasse joue un rôle de régulateur de température de l'air, de la teneur du sol en eau et de la quantité de rayonnement solaire pénétrant le sol [25].

3.4. L'influence de l'homme sur le climat

L'homme est un acteur qui modifie le climat par :

3.4.1. L'urbanisation et la pollution

L'étude du climat urbain est assez complexe. Il est difficile de séparer l'action de la ville en tant qu'agglomération de constructions et celle de la pollution générée par celle-ci (rejet de poussières, de gaz, d'aérosols...). Tantôt elles agissent dans le même sens, tantôt elles s'opposent. D'autre part, le site, la latitude, la proximité de la mer modulent les caractères résultants du problème [25].

3.4.1.1. Le climat urbain

Ce qui distingue la ville de la campagne, c'est :

- La présence de nombreux bâtiments plus ou moins élevés qui accentuent la rugosité et favorisent l'ascendance de l'air. Ils modifient, de ce fait, les conditions radiatives (surfaces verticales, emmagasinement de la chaleur).
- L'apport d'énergie complémentaire, liée au chauffage urbain et aux diverses activités, qui augmente la chaleur ambiante et génère un contraste thermique, parfois, important entre le centre de la cité et la campagne environnante.
- Un sol imperméable avec une évacuation rapide des pluies dans les réseaux d'assainissement.
- Une faible végétation et une teneur plus ou moins forte de polluants.

Tous ces éléments interviennent dans la transformation des conditions climatiques.

Le rayonnement direct qui arrive sur une ville est donc plus faible qu'en campagne. L'air pollué par les poussières et gaz urbains absorbe une partie de la radiation et la transforme en chaleur, entraînant une augmentation du rayonnement de l'atmosphère et contribuant, ainsi, à élever la température [32]. Cette énergie reçue n'est pas réémise, aussi rapidement, dans l'atmosphère qu'en campagne. Elle est stockée dans les bâtiments et ne sera restituée que très progressivement.

3.4.1.2. L'influence de la pollution sur le climat

L'émission de polluants dans une ville peut être plus ou moins importante. Elle dépend:

- De l'importance de la population (poussières liées aux activités, aux déchets, aérosols...).
- De la production d'énergie. Certains combustibles produisent plus de poussières (charbon), de dioxyde de soufre, d'oxydes d'azote...

- De l'intensité de la circulation automobile. Les rejets d'oxyde de carbone sont surtout importants là où la combustion se fait mal. Les lieux les plus pollués sont donc les rues étroites, le voisinage des feux rouges, les artères au trafic trop dense...
- De la présence d'industries productrices de poussières, de gaz ...

L'atmosphère des villes les plus polluées, peut contenir jusqu'à 10 fois plus de particules de poussières et jusqu'à 25 % de molécules de gaz qu'une ville moyenne. Cette turbidité de l'air modifie certains caractères du climat urbain ou les accentue [33].

CHAPITRE 04

Présentation de la région d'étude

4.1. Domaine de définition de la région d'étude

Notre région d'étude est située au Nord Est de l'Algérie, entre 04°46' et 08°07' de longitude Est et entre 36°53' et 34°48' de latitude Nord. Cette zone est limitée au nord par la rive sud de la mer méditerranée, au sud par la wilaya de Biskra, à l'est par les wilayas de Tébessa et Souk Ahras et à l'ouest par la wilaya de Bordj Bou Arreridj.

De par sa position au nord du pays, notre région d'étude est sous l'influence certaine des facteurs qui caractérisent la géographie du nord algérien (topographie, géologie, climatologie...). Pour la décrire, nous nous proposons de l'inscrire dans son environnement régional.

4.2. Présentation générale de l'Algérie

L'Algérie est située au centre du continent Nord africain, avec une superficie de 2.381.741 km², elle est le plus grand pays au Maghreb et le deuxième en Afrique, après le Soudan. Avec près de 1200 Km de côte sur la mer Méditerranée, elle est bordée à l'Est par la Tunisie, au Sud Est par la Libye, au Sud par le Niger et le Mali, au Sud Ouest par la Mauritanie et à l'Ouest par le Sahara Occidental et le Maroc (voir figure 23).

La figure ci-dessous, présente la position géographique de l'Algérie dans l'Afrique du nord.

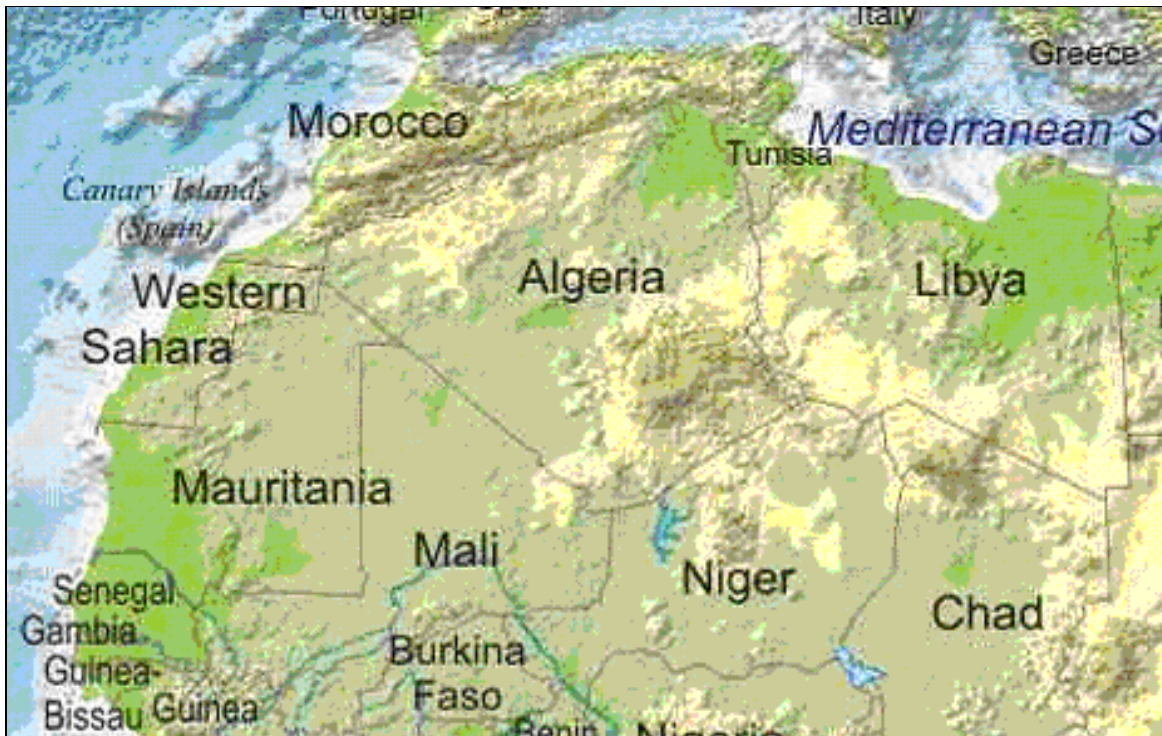


Figure 23. Situation géographique de l'Algérie.

4.2.1. L'Algérie géographique

Le relief algérien se compose de deux principales chaînes montagneuses : l'Atlas tellien et l'Atlas saharien : ce sont deux ensembles parallèles qui parcourent le pays d'Ouest en Est, elles se rapprochent au centre du pays jusqu'à presque se confondre à l'extrême Est (Aurès) vers la Tunisie. Ces deux chaînes constituent des frontières naturelles entre lesquelles s'intercalent de vastes plaines et hauts plateaux (voir figure 25).

Les figures ci après, présentent : pour la première, les principales formations géographiques en Algérie et pour la seconde, une coupe topographique du Nord au Sud de l'Algérie [34].

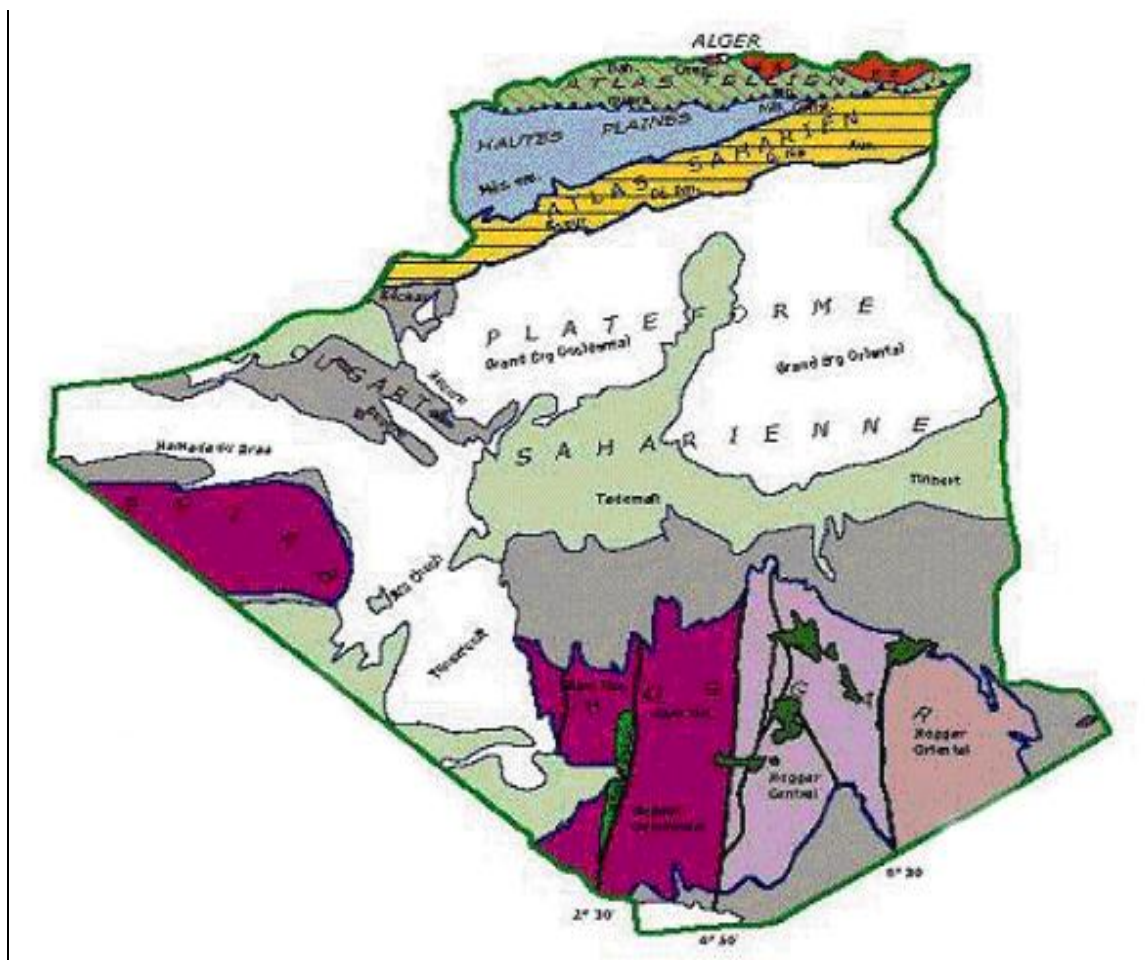


Figure 24. Principales formations géographiques de l'Algérie.

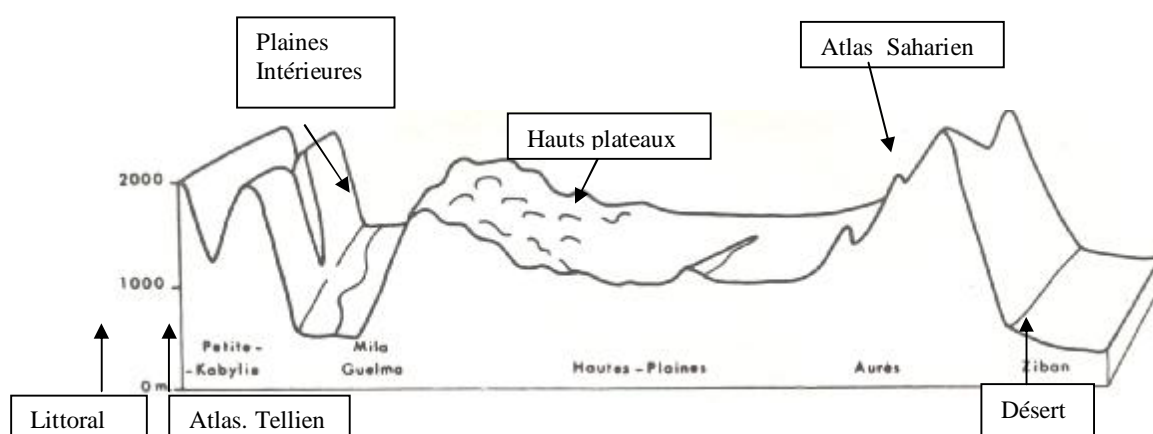


Figure 25. Coupe topographique de l'Algérie [34].

- Au Nord, au pied de l'Atlas Tellien, se trouvent les plaines côtières qui donnent directement sur la mer méditerranée. La bande du Tell, large de 80 à 190 km, s'étend sur près de 1200 km de

côtes. Elle est formée par une chaîne de montagnes (l'Ouarsenis, le Djurdjura, les Babors, les Bibans...) qui longe le littoral. Ces montagnes sont, souvent, séparées par des vallées parcourues de cours d'eau. Ce caractère confère à la région une richesse floristique et faunistique importante. Les plaines et les vallées du Tell abritent une grande partie des terres fertiles du pays (figure 26).

- Entre l'Atlas tellien et l'Atlas saharien, on trouve un ensemble de plaines et hauts plateaux semi-arides parsemés de nombreuses dépressions appelées « Chotts », lesquels se transforment en lacs salés à la saison des pluies. Le point le plus bas d'Algérie se trouve au Chott Melrhir (-40m). L'ensemble s'étend des frontières marocaines à l'Ouest à la vallée du Hodna à l'Est du pays. Ces steppes se caractérisent par une végétation pauvre et clairsemée ; ces étendues sont colonisées par des associations d'herbacées et des touffes d'alfa [05].

- L'Atlas saharien, relie le Haut Atlas marocain à la frontière tunisienne où l'on y rencontre le massif des Ksour, le Djebel Amour, les Zibans et les monts Hodna qui rejoignent la bande du Tell à l'Est et continue pour finir dans les Aurès. Il est limité au sud par plusieurs oasis qui constituent ce qui est souvent appelé «*La porte du désert*» [36].

- Au sud, avec environ 2 millions de km², le Sahara est l'un des plus grands déserts du monde. Il représente plus de 80% de la superficie de l'Algérie. Il se compose d'immenses dunes, de plaines de sable (ergs), de plaines de pierres (regs), d'oasis et de montagnes volcaniques (massif du Tassili et du Hoggar) où culmine le plus haut mont d'Algérie à 2900 mètres d'altitude. Au nord du Sahara, le grand Erg Occidental et Oriental, sont séparés par des plateaux rocheux, telle la région des M'zab, ils sont bordés au sud par le plateau de Tademaït. Ce sont d'immenses mers de sable ponctuées d'oasis. Au cœur du Sahara, on y trouve le massif du Hoggar, constitué de roches volcaniques formant des pics, des «*aiguilles volcaniques*» et de hauts plateaux désertiques [36].

La figure suivante, résume la morphologie des différentes formations géologiques du nord de l'Algérie et par conséquent de notre région d'étude.

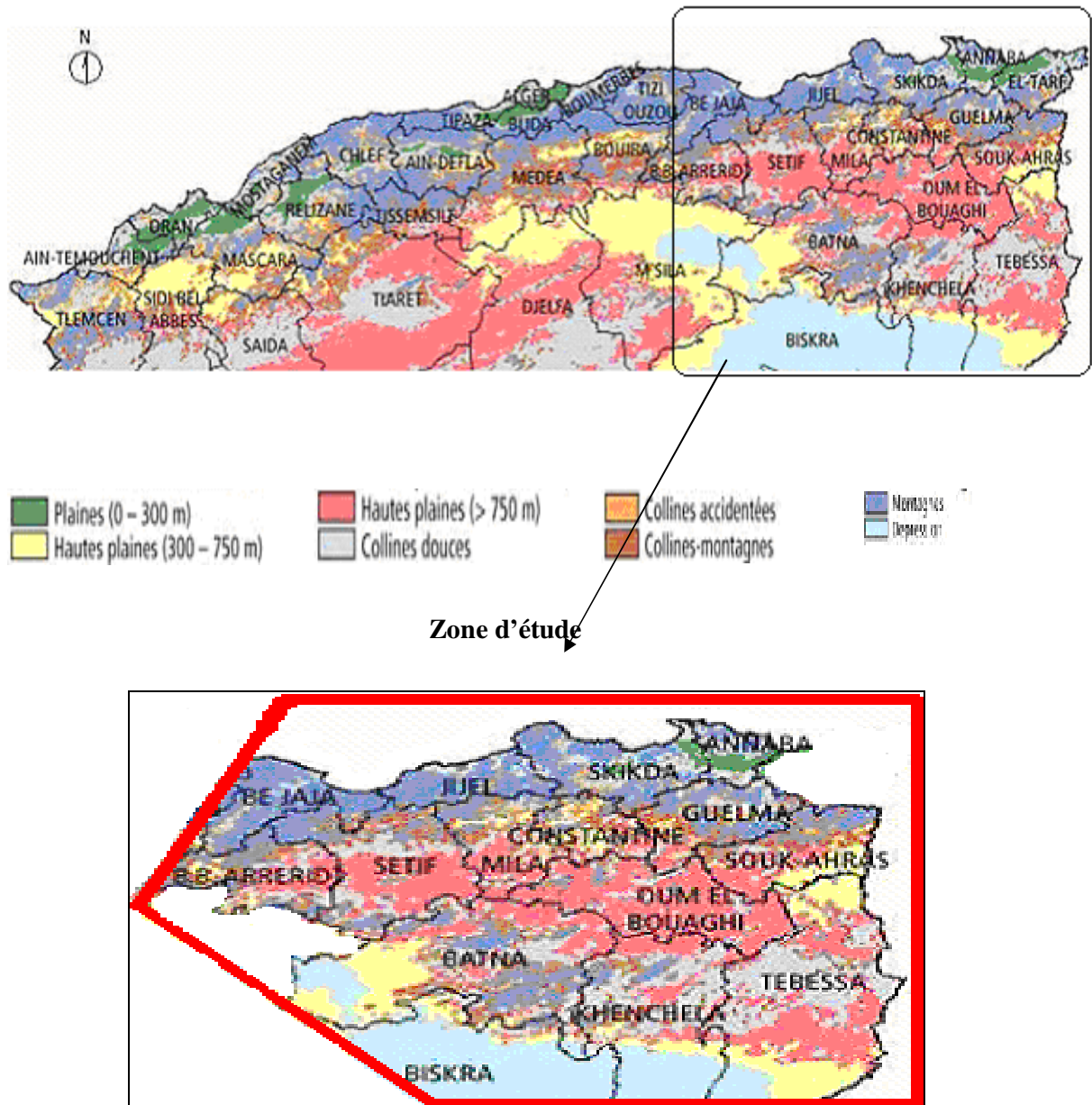


Figure 26. Classification morphologique du nord de l'Algérie [35].

4.2.2. L'Algérie climatique

L'Algérie se situe sous un climat de transition, entre la zone tempérée et la zone tropicale, cette position la met sous l'influence directe du climat méditerranéen au Nord et du climat désertique au Sud.

Le rythme saisonnier est simple :

- En été, l'Algérie est soumise à l'influence des hautes pressions subtropicales qui, eu égard à sa latitude, donne des temps très chauds, très secs et tempérés, mais seulement, aux bords de mer.
- En hiver, le retrait des hautes pressions vers des latitudes plus basses livre la région à la circulation zonale d'Ouest : le temps est plus frais et plus humide.

Cette circulation d'Ouest envahit le bassin méditerranéen, mais, en réalité, seules quelques perturbations atlantiques arrivent jusqu'au bassin méditerranéen, à cause des reliefs qui entravent l'écoulement de l'air. Les deux tiers des perturbations activant dans la région sont d'origine locale. Elles sont dues à des circulations d'air polaire froid qui atteignent la Méditerranée et y provoquent, au contact de ses eaux chaudes, une cyclogenèse active. Cet air froid qui touche le bassin méditerranéen progresse lentement vers le sud en saison froide. Ainsi, s'expliquent la diminution progressive des pluies vers le sud et l'allongement de la saison sèche [36].

Le régime des vents est peu uniforme, il varie d'une région à une autre et contribue à accroître l'évaporation, déjà, très vive. Si l'hiver, saison humide, le nord de l'Algérie a un bilan hydrique, généralement, favorable. En été, le déficit est total, il est, souvent, nécessaire de recourir à l'irrigation pour les cultures de printemps et d'été [36].

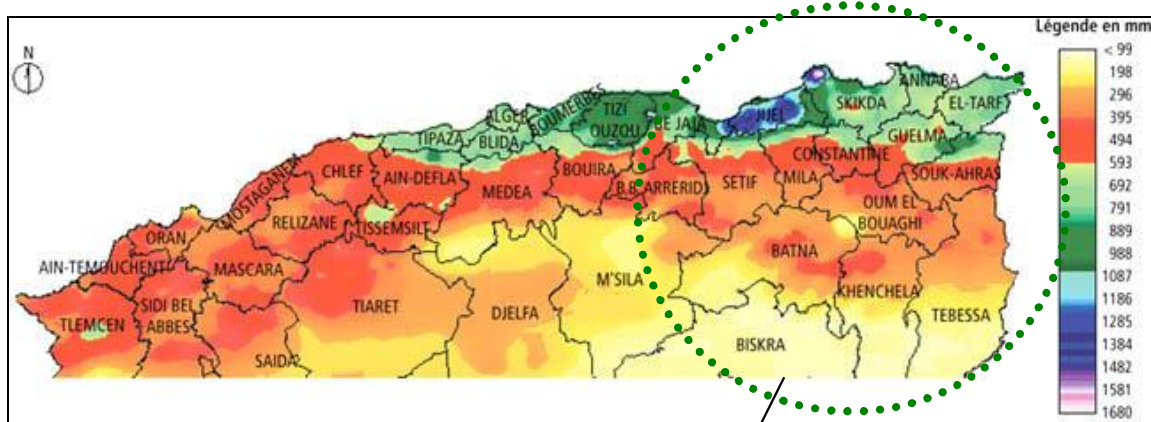
Comme nous le voyons, la région du nord-est algérien subit, directement, l'influence du climat méditerranéen :

- Au nord, les précipitations diminuent du nord au sud et d'est en ouest. Sur la bande littorale, le climat est tempéré, avec des hivers pluvieux ou très pluvieux, avec des moyennes pluviométriques annuelles pouvant atteindre plus de 1500 mm dans la région de Jijel et Bejaia (voir figure 27). Cette variation dans le nord dépend de la latitude, de l'altitude, de la continentalité et du relief. En outre, une dissymétrie très nette existe entre les versants, ceux qui sont exposés au nord sont les mieux arrosés et ceux qui le sont au sud sont les plus secs.

La moyenne des températures varie entre 8°C et 15°C en hiver et, en moyenne, 25°C en juillet et août (26,5°C à Annaba, 26°C à Bejaia). En été, le sirocco, vent sec et chaud (baptisé le Chehili localement), souffle du Sahara en direction du nord durant la saison estivale, amenant des nuages de poussières et de sable vers les régions côtières.

- Le climat dans la région de l'Atlas tellien est aussi tempéré, mais plus froid à cause de l'altitude. Il est caractérisé par des précipitations plus importantes (voir figure 27) [36].

La figure suivante, résume la pluviométrie dans le nord algérien et dans notre région d'étude.



Zone d'étude

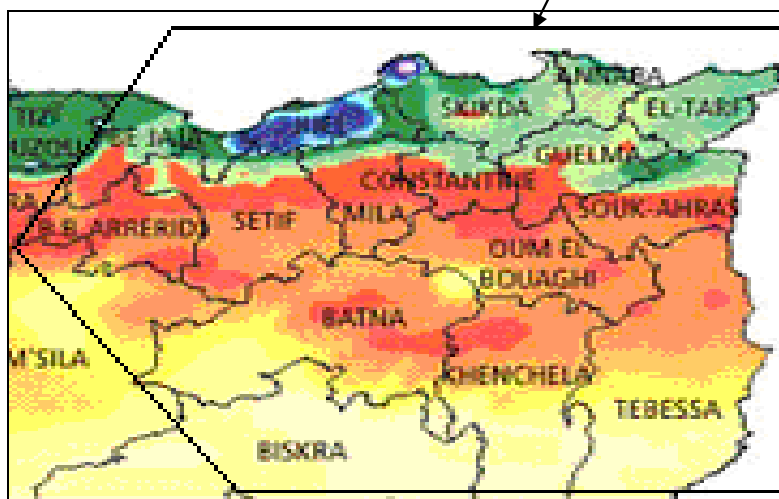


Figure 27. Répartition des précipitations dans le nord de l'Algérie [35].

- Le climat des Hauts Plateaux est semi-aride. La température avoisine les 5°C voire -7°C en hiver et les chutes de neige y sont fréquentes. La température estivale varie de 30°C à 38°C (Constantine 36°C) avec des précipitations faibles et irrégulières, de 200 à 400 mm par an.
- Le Désert du Sahara est aride, avec des précipitations annuelles extrêmement faibles (moins de 100 mm par an). Les températures varient de 15 à 28°C en hiver, pour atteindre 40 à 45°C, voire plus en été [37].

4.2.3. L'Algérie géomorphologique

4.2.3.1. Formations géologiques.

Les formations géologiques algériennes datent, essentiellement des ères secondaire et tertiaire. Par contre les formations superficielles qui se sont formées dans les vallées et les cordons dunaires sont du quaternaire (voir figure 28).

Le Tell Oriental est la partie la plus montagneuse de l'Algérie. Il se compose de chaînes parallèles où on y distingue, du Nord au Sud :

- Les chaînes telliennes littorales, constituées de gneiss et de granit, prolongent celles du Djurdjura : ce sont les massifs de Collo, Skikda et l'Edough bordant la basse plaine d'Annaba où se trouvent les deux plus grandes zones humides d'eau douce (lac Tonga et Oubeïra à El Kala).
- Les chaînes telliennes externes, constituées par les monts des Babors et les massifs de la Petite Kabylie, reposent sur des socles du Jurassique et de l'Eocène,
- Les chaînes telliennes internes sont dominées par les monts du Hodna, le massif des Aurès (2328 m) et les monts des Nemenchas. Cet ensemble appartient au domaine atlasique (figure 28).

Les steppes orientales à l'Est du Hodna sont formées par les Hautes Plaines du Sud Constantinois où domine le Crétacé, de nature calcaire et dolomitique. Ces Hautes Plaines sont bordées par le Massif des Aurès et des Némemchas.

Les Hamadas et le Tassili sont d'immenses plateaux rocheux calcaires, de forme tabulaire à sols squelettiques, dominant les vallées des oueds. La région est caractérisée par des regs, surfaces planes de cailloux et de graviers, qui résultent d'une importante érosion éolienne sur les horizons superficiels de sol [38].

La figure suivante, illustre les principales formations géologiques du nord algérien.

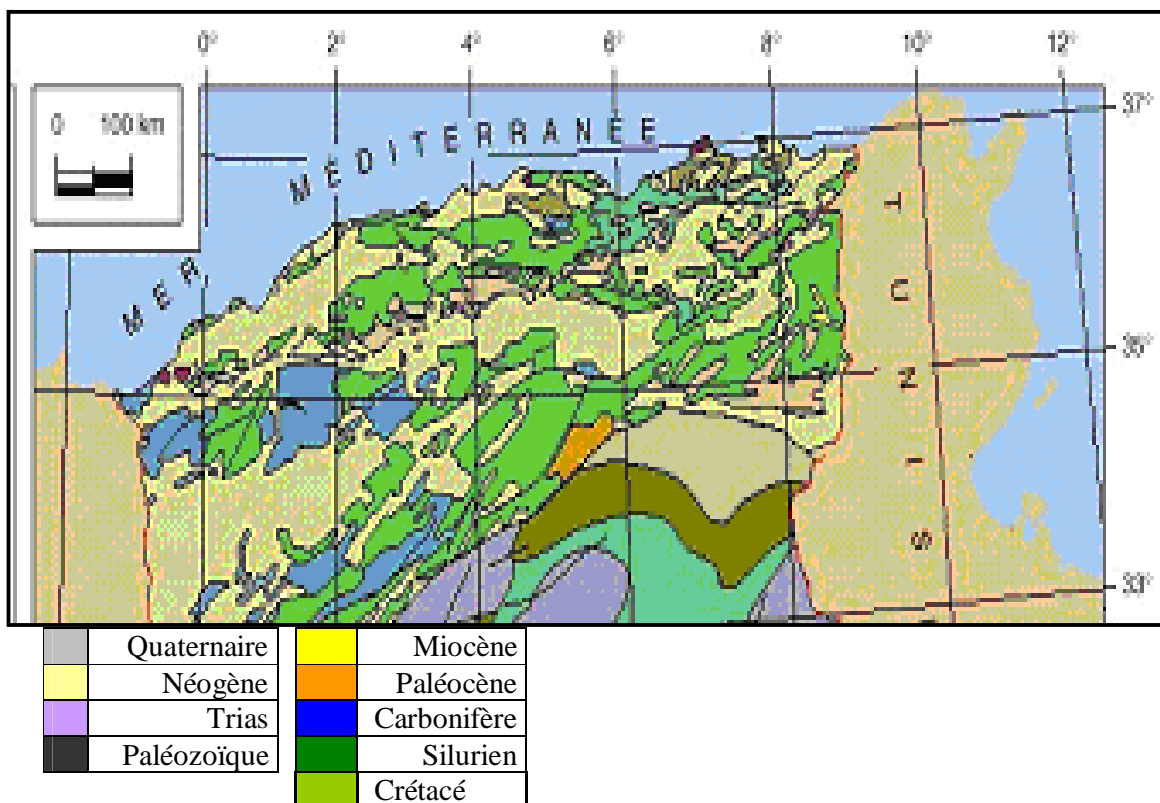


Figure 28. Principales formations géologiques [38].

4.2.3.2. Les principaux lacs et cours d'eau

Hormis quelques cours d'eau côtiers, le réseau hydrologique de l'Algérie n'est pas très développé et se limite à quelques principaux oueds tels :

- Oued Chélif : D'une longueur de 725 Km, Il prend sa source au Nord-Ouest de l'Atlas tellien et se jette en Méditerranée. Il se caractérise par une vallée très fertile qui a permis le développement, autour d'elle, de la ville du même nom.

- Oued Rhumel : Le plus important cours d'eau du Constantinois. Il prend sa source dans les monts de Ferdjoua (Mila), pénètre les plateaux de Constantine où son tracé décrit une série de sinuosités, puis se resserre très sensiblement et forme alors une boucle presque fermée avant de s'infiltrer entre les tables calcaires du Djebel El Hadja, en conservant une direction générale Sud-Ouest Nord-Est. Le Rhumel termine sa course en se jetant dans la mer à l'ouest du golf de Jijel.

- La Seybouse : C'est une rivière du nord-est de l'Algérie. Elle prend sa source près de Guelma et est formée par oued Cheref et oued Zenati, son bassin est le plus étendu d'Algérie, et ses terres sont très fertiles. Elle termine son parcours en se jetant dans la Méditerranée près d'Annaba [05].

Il n'existe pas de cours d'eau permanents au sud de la région du Tell. Les nombreux lacs qui parsèment les régions désertiques sont, pour la plupart, temporaires et salés (ex: Chott el Hodna).

4.2.3.3. Les formations des sols

La répartition des sols en Algérie présente une zonalité qui reflète, rigoureusement, celle des climats. Cependant, elle est largement modifiée par la nature des roches mères, du relief, des cours d'eau, de la végétation, ainsi que des facteurs biotiques et anthropiques.

On rencontre différents types de sols:

- Les sols bruns lessivés et sols bruns calcaires dans les bioclimats humides et sub-humides (Luvisols, Calcisols) (voir figure28).

- Les sols châtaîns et bruns isohumiques, souvent, avec des accumulations calcaires en profondeur, dans les bioclimats semi arides et arides (Kastanozems, Calcisols).

- Les sols gris subdésertiques, minéraux bruts d'érosion ou d'apport, ainsi que des sols salins aux bioclimats arides et désertiques (Regosols, Solonchaks) [35].

La figure ci-après, représente les différents types de sols en Algérie.

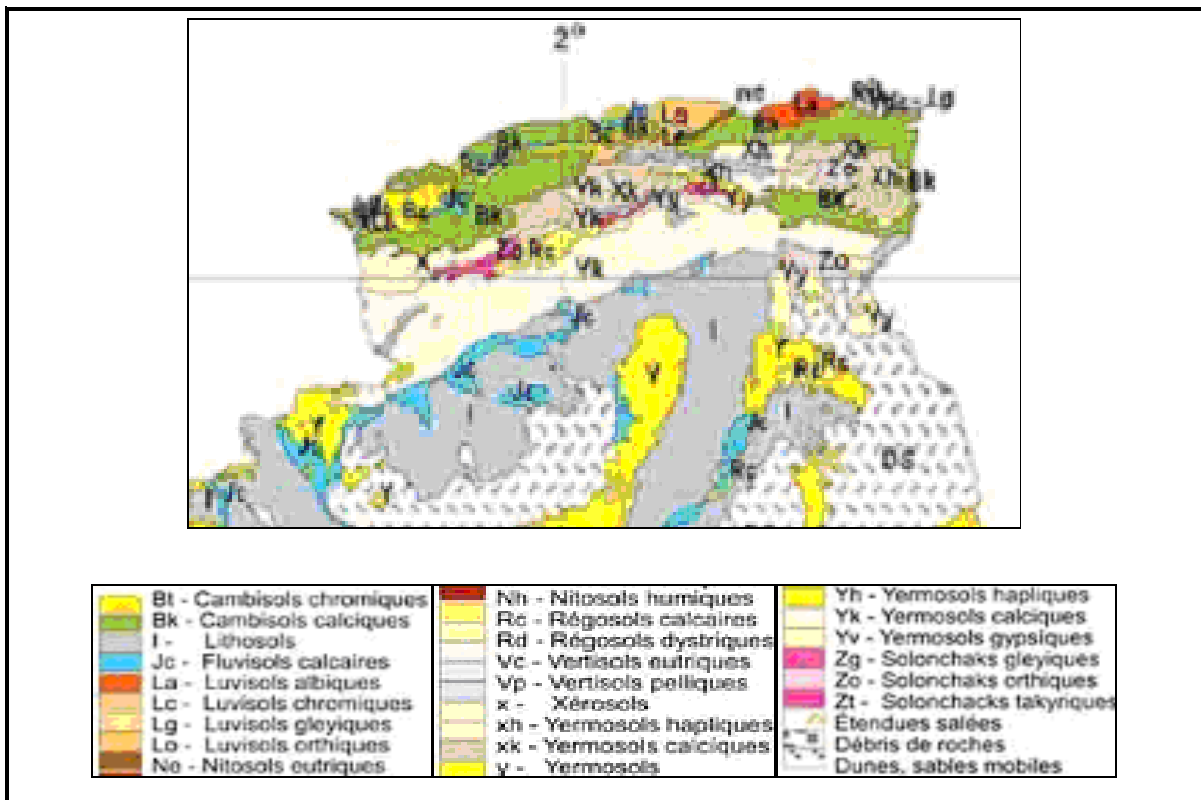


Figure 29. Carte des sols dominants de l'Algérie [35].

4.2.4. L'Algérie bioclimatique

La classification bioclimatique d'Emberger et de Sauvage est largement adoptée dans la région méditerranéenne. Sur la base du Q_2 , cinq étages bioclimatiques sont définis pour l'Algérie: humide, sub-humide semi-aride, aride et saharien. Ils sont subdivisés en variantes sur la base des seuils thermiques de la température du mois le plus froid (min) [35].

Ces variantes intéressantes pour la production végétale sont les suivantes:

- Hiver froid à gelées durant de longues périodes, $-3 < m < 0^\circ\text{C}$.
- Hiver frais à gelées très fréquentes, $0 < m < 3^\circ\text{C}$.
- Hiver doux à gelées rares, $3 < m < 7^\circ\text{C}$.
- Hiver chaud à gelées absentes, $7 < m < 10^\circ\text{C}$.

Outre les températures basses en hiver, les fortes températures de l'été et la sécheresse estivale sont des facteurs limitants pour la production végétale en Algérie.

Les grandes régions écologiques se distinguent relativement bien (voir figure 30).

Au nord, se trouvent les zones de cultures (littoral, plaines intérieures, hautes plaines etc...), au centre les zones steppiques et de parcours et au sud le Sahara avec ses Oasis.

4.2.4.1. Les domaines bioclimatiques

La combinaison des données climatiques fondamentales (température et précipitations) permet de définir des domaines bioclimatiques.

La figure 30, indique les différentes zones bioclimatiques et la figure 31, indique les différentes régions écologiques de l'Algérie.

A/ Le domaine humide et subhumide

Cette région reçoit, en général, plus de 600 mm de précipitations, le nombre de mois secs ne dépasse pas 3 à 4 mois. Ce domaine comprend toute la zone côtière (surtout celle de l'Est) ainsi que l'ensemble montagneux de l'Algérie septentrionale. Dans cette région, les cultures sont partout possibles. La forêt méditerranéenne y trouve son terrain d'élection avec des arbres toujours verts: les chênes (chêne-liège sur les basses pentes, chêne vert plus haut), les résineux comme le pin d'Alep sur les versants chauds, le pin maritime, le pin pignon, les sapins... Le couvert forestier reste parfois important, mais le plus souvent, il est dégradé en *matorral*.

L'écoulement des oueds se prolonge durant une grande partie de l'année. Le milieu physique, compartimenté et morcelé, est une mosaïque de plaines, de bassins et de versants de montagnes [35].

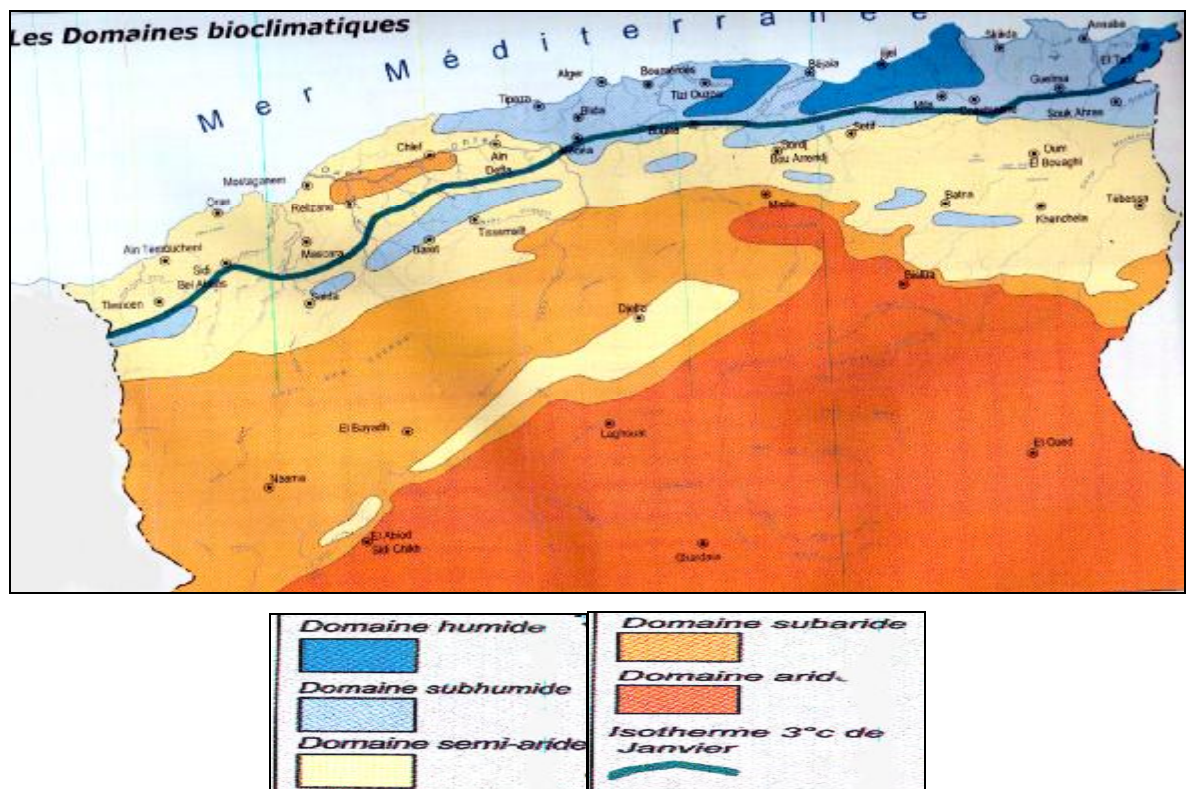
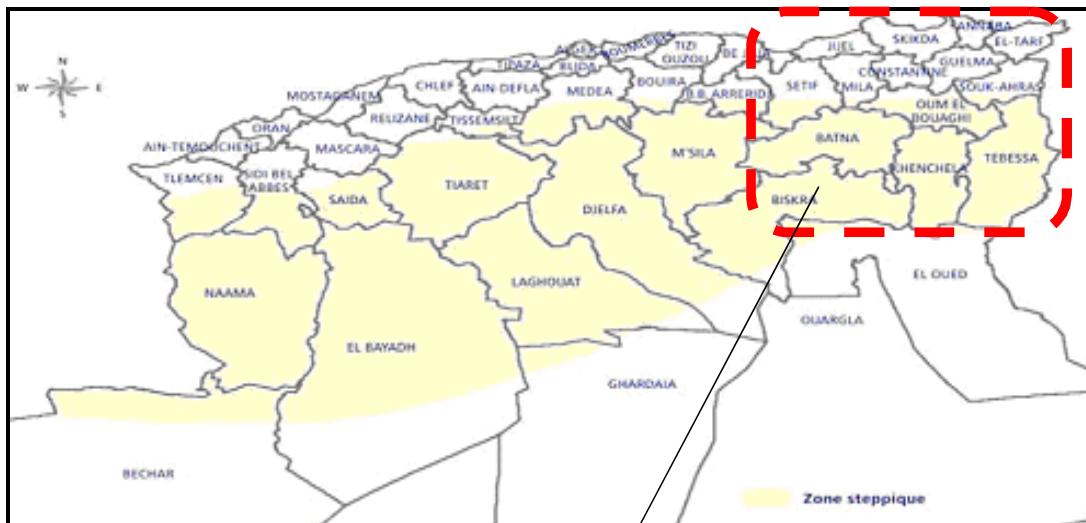


Figure 30. Les principaux domaines bioclimatiques de l'Algérie [43].



Zone d'étude

Figure 31. Les principales zones écologiques de l'Algérie [35].

B/ Le domaine semi-aride

Dans cette région, les précipitations se raréfient et deviennent plus irrégulières: 400 à 600 mm (le plus souvent réparties entre 50 et 70 jours/an). La saison sèche peut se prolonger jusqu'à 5 et 6 mois. Cette région est, très largement, représentée par les hautes plaines et les hauts plateaux de l'Algérie septentrionale. Partout dominent les glacis façonnés au cours des épisodes du Quaternaire et les encroûtements calcaires sont une contrainte à la mise en valeur agricole.

La végétation naturelle est en dégradation continue. Il subsiste quelques thuyas, pins d'Alep, pistachiers, amandiers... Mais, à ce niveau, les formes buissonnantes l'emportent, où se mêle le chêne kermès, l'olivier sauvage, le lentisque, le genévrier, le palmier nain...

C/ Le domaine aride ou steppique

Cette région reçoit moins de 400 millimètres de précipitations par an. Le nombre de jours de pluies est compris entre 20 et 40. En réalité, les données moyennes, dans cette région, n'ont guère de significations, car le caractère marquant est la succession d'irrégularités saisonnières et interannuelles, jalonnée par de sévères sécheresses cycliques.

Le caractère continental entraîne des écarts de température considérables. La steppe occupe de vastes étendues des Hautes Plaines algériennes. Au dessus de 200 mm, elle peut être une formation secondaire qui résulte de la dégradation d'une couverture végétale plus abondante. Au dessous de 200 mm, c'est une formation de base qui est composée de graminées (alfa) et de buissons ligneux xérophiles (armoïse).

Dans les fonds d'oueds plus humides ou dans les zones d'épandage des crues, apparaissent les buissons de tamarix, de jujubier et de laurier rose. L'élevage est la vocation naturelle du milieu steppique sous la forme traditionnelle du nomadisme ou du semi-nomadisme [35].

D/ Le domaine désertique

Cette région reçoit moins de 100 mm de pluies par an, il arrive qu'il ne pleuve pas pendant 12 mois consécutifs, les conditions climatiques y sont extrêmes. Les températures sont de plus en plus marquées par la continentalité et l'amplitude très forte. Dans la partie nord des déserts, les précipitations sont souvent des précipitations d'hiver ou de printemps, mais l'irrégularité saisonnière y domine. Près des basses latitudes (22° et en altitude), les pluies peuvent être d'été, traduisant ainsi la proximité avec la zone tropicale [35].

Le désert n'est pas, complètement, dépourvu de végétation. Les lits d'oued et les zones d'épandage de piémont peuvent receler une nappe phréatique. Ils peuvent porter une steppe très ouverte et des fourrés discontinus de buissons ou d'arbustes comme : les acacias et les jujubiers, les tamarix jalonnent les fonds d'oued les plus humides [35].

4.2.4.2. L'occupation des terres

Les terres en Algérie sont réparties de la façon suivante:

- Les terres improductives estimées à 191 millions d'hectares.
- Les terres forestières couvrant une superficie d'environ 4,3 millions d'hectares.
- Les parcours et la steppe couvrent environ 34,3 millions d'hectares.
- La superficie agricole totale (SAT) couvre 8,2 millions d'hectares, dont environ 880 000 hectares de terres non productives (bâtiments, chemins, infrastructures etc..).

C'est ce que représente la figure ci-dessous.

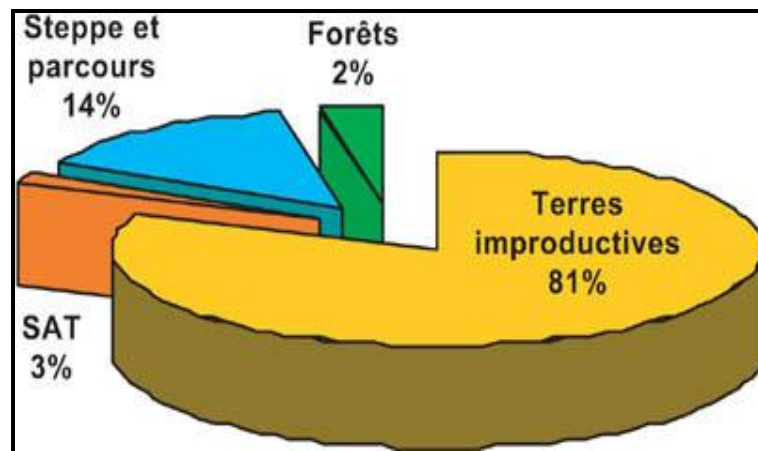


Figure 32. Répartition de la superficie totale de l'Algérie [35].

A/ La végétation naturelle en Algérie

C'est un fait bien établi que la répartition de la végétation forestière est fonction de certaines actions climatiques et que les forêts ont elles-mêmes une influence primordiale sur les caractéristiques des microclimats et même des climats régionaux.

Les formations forestières couvrent environ 4,3 millions d'hectares (maquis compris). Ces formations jouent un rôle important en matière de stabilisation des terres dans les périmètres des bassins versants et de rétention des eaux de ruissellement. En outre, elles constituent un support non négligeable dans le développement économique du pays [35].

Les formations forestières sont représentées par :

- Les forêts naturelles, 1 329 000 ha (32,4%).
- Les maquis et les broussailles, 1 844 400 ha (44%).
- Les pelouses, 2 800 ha (0,1%).
- Les reboisements 972 800 ha (23,5%).

En partant du Nord au Sud de l'Algérie, on traverse différents paysages en passant des forêts, maquis et matorrals vers les steppes semi arides et arides, puis vers les écosystèmes désertiques. On distingue suivant les tranches pluviométriques :

- 1200 - 1800 mm, correspond à l'étage hyper-humide représenté par des zones très restreintes, leurs superficies ne dépassant pas 300 ha (entre 800 et 2000m d'altitude sur l'Atlas tellien et la région de Jijel) où se développent des espèces endémiques très rares comme le sapin de Numidie (*Abies numidica*), le peuplier tremble (*Populus tremula*) et les forêts de cèdres (*Cedrus atlantica*) et chêne liège (*Quercus suber*).

- 900 - 1200 mm, c'est l'étage humide qu'on trouve dans les régions Nord-Est, dominé en altitude par les forêts à cèdres et diverses chênaies (*Quercus faginea*, *Quercus suber* et *Q. afares*).

- 600 - 900 mm, correspond à l'étage subhumide qui couvre la partie septentrionale d'Ouest en Est de l'Atlas tellien sur lesquelles se développent les forêts à chênes *rotundifolia* et Pin d'Alep.

- 400 - 600 mm, c'est la zone semi-aride supérieur qui correspond aux forêts, maquis et matorrals, plus ou moins dégradés, des sommets et des versants Nord de l'Atlas saharien. Le chêne *rotundifolia*, le thuya et l'olivier-lentisque sont les plus représentés.

- 300 - 400 mm, correspond à la zone sub-steppique du semi-aride, caractérisée par la disparition des espèces forestières et l'apparition des espèces steppiques telles que l'armoise (*Artemisia herba alba*), l'alfa (*Stipa tenacissima*) et le sparte (*Lygeum spartum*). Ces terrains considérés comme de bons parcours sont situés au Nord des Hautes Plaines oranaises et sur le versant Sud des Aurès, des Monts des Ouleds Naïls et des Nememchas. Dans cet étage bioclimatique, les parcours sont en compétition avec la céréaliculture au niveau des dépressions

- 100 - 300 mm, cette tranche pluviométrique correspond à la région des steppes méridionales arides et présahariennes qui se caractérisent par une réduction importante du couvert végétal donnant lieu à des parcours médiocres sur des sols squelettiques et ayant atteint un seuil de dégradation très avancé.

- Moins de 100 mm, correspond à la zone Sud de l'Atlas saharien. La végétation est contractée et localisée dans les lits d'oueds. C'est une végétation hygrophile fortement adaptée aux conditions xériques et qui présente un très fort taux d'endémisme. On retrouve des pâturages à base d'espèces graminéennes à *Aristida pungens*, à *Panicum turgidum* et d'arbustes fourragers tels que les nombreux acacias [35].

La figure suivante, représente les principales zones écologiques en Algérie septentrionale.

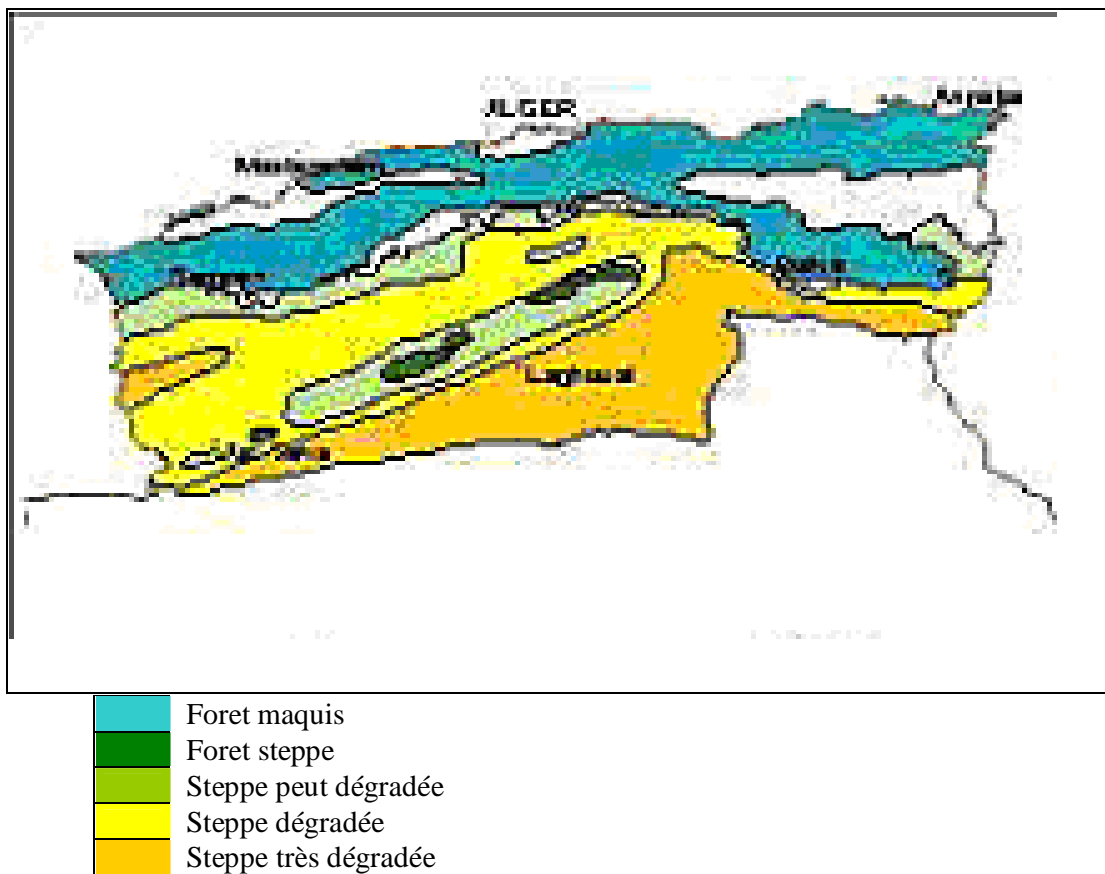


Figure 33. Zonage écologique de l'Algérie (carte réalisée par Salamani M., 2001)

B/ L'agriculture en Algérie

La superficie agricole totale, représentant 3% de la superficie totale de l'Algérie, Elle comprend principalement :

- Les cultures herbacées: 3,8 millions ha.
- Les terres au repos (jachères): 3,7 millions ha.
- Les plantations fruitières: 576 990 ha.
- Les vignobles: 81 550 ha.
- Les prairies naturelles: 23 640 ha [35].

La figure suivante, reprend les différentes occupations des terres agricoles en Algérie.

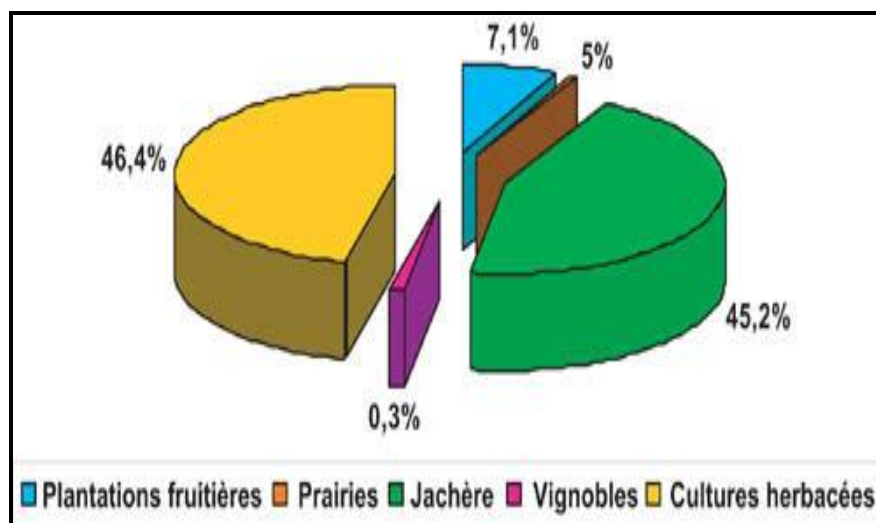


Figure 34. Occupation des terres agricoles [35].

L'agriculture en Algérie est caractérisée par une polyculture (activités agricoles diversifiées), elle est concentrée dans la zone nord du pays. Les cultures dominantes sont les cultures annuelles et, particulièrement, les grandes cultures (céréales, fourrages et légumineuses alimentaires). Les grands ensembles écologiques, naturellement délimités, orientent les activités agricoles et les systèmes de production pratiqués.

De manière détaillée, on distingue, du Nord au Sud, les zones agro-écologiques suivantes:

* La zone pluvieuse du nord reste le principal fournisseur de produits agricoles diversifiés: céréales, légumes et fruits ainsi que ceux de l'élevage semi - intensif (surtout lait et viande).

- Le Sahel et les zones littorales, grâce à des conditions climatiques très favorables (hiver généralement doux), sont occupés par les cultures maraîchères et, particulièrement, par la plasticulture (culture sous serre). Au niveau de cette zone agroécologique, toutes les cultures maraîchères sont pratiquées. Le système de production est, généralement, intensif, l'assolement est triennal, quadriennal et parfois quinquennal.

- Les plaines sublittorales constituent des zones agroécologiques assez particulières, compte tenu du fait que les sols sont généralement lourds, mais le climat reste relativement favorable.

Dans ces plaines, la polyculture et l'élevage bovin constituent les principales activités. Les cultures maraîchères, les cultures fourragères, les céréales et l'arboriculture fruitière se côtoient en fonction des disponibilités en eau, des besoins de la région et de l'adaptation des cultures pratiquées. Dans ces plaines sublittorales, l'assolement est généralement triennal, parfois biennal et rarement quadriennal. L'eau d'irrigation provient des barrages mais, surtout, des puits (existence de nappes phréatiques).

L'ensemble des plaines sublittorales est menacé par l'urbanisme et les infrastructures (routières, ferroviaires, industrielles..), cela réduit de plus en plus les surfaces disponibles pour l'agriculture.

* Les plaines intérieures, certains hauts plateaux et les hautes plaines céréalières ont des microclimats, généralement, contraignants (hiver froid à très froid, été chaud à très chaud et sec). La pluviosité est généralement limitée et l'eau constitue l'élément clé des systèmes de cultures mis en place. Au niveau des plaines où l'eau d'irrigation est disponible, on rencontre les cultures maraîchères de plein champ (saison et arrière saison), les cultures fourragères, les céréales et l'arboriculture fruitière (en irrigué). Là où l'eau est absente, l'assolement est généralement biennal (céréale- jachère), rarement triennal avec une rotation céréale-fourrage-jachère. L'arboriculture fruitière rustique est, relativement, importante dans ces régions. La céréaliculture dans les hautes plaines et certains hauts plateaux est, généralement, associée à l'élevage. Plus la pluviosité diminue, moins les systèmes de cultures sont diversifiés (orge, rarement blé) [35].

* La zone intermédiaire sert de parc aux ovins, de par ses espaces étendus de parcours (steppe et pâturages extensifs). La steppe constitue une zone agroécologique particulière. Elle s'étend de l'est à l'ouest du pays. Elle est limitée par l'isohyète 400 mm au nord et 100 mm au sud. Elle constitue une zone intermédiaire entre le Nord du pays (climat humide, subhumide ou semi-aride) et le sud du pays (climat aride et saharien). La principale vocation de la steppe est l'élevage ovin, caprin et camelin. Les cultures céréalières (principalement l'orge) ne sont cultivées que dans les zones d'épandage des crues [35].

* Le troisième ensemble écologique, improductif, représente le désert saharien où les seules activités agricoles reposent sur l'agriculture oasienne et l'exploitation du palmier dattier. Le système de cultures oasisien est basé sur les cultures en étages. Il est très intensif (palmier, arboriculture fruitière, maraîchage, céréales, fourrages). Les surfaces sont réduites et l'eau et le sel (salinisation des sols) constituent les facteurs limitants de la production [35].

CHAPITRE 05

Les paramètres d'analyse et les indices climatiques

5.1. La caractérisation de la zone d'étude

Le nord-est du pays (zone d'étude) se caractérise par une topographie accidentée et un climat contrasté. Nous l'avons inscrite dans un rectangle de près de 450 Km de long et 400 Km de large, de la frontière tunisienne à l'Est à B.B.A à l'Ouest et de la méditerranée à Biskra au sud.

Notre zone d'investigation est comprise entre la mer méditerranée au nord et le Sahara au sud, autant sur le plan topographique que climatique. De ce fait, elle est soumise à des contrastes climatiques appuyés, passant de l'humide à l'aride et des reliefs passant de hautes altitudes au sahel, avec des nuances géologiques et altimétriques remarquables.

5.1.1. La localisation géographique des stations

La disponibilité des données météorologiques et la représentativité des stations, nous ont amené à sélectionner onze (11) d'entre elles, dont la distribution est, relativement, homogène à l'intérieur des zones climatiques (figure 34 a et 34 b) de l'Algérie orientale. Ces stations ont été choisies selon les normes préconisées par l'OMM (organisation mondiale de la météorologie).

La région d'étude a été subdivisée, du nord au sud, en 4 ensembles topographiques, chacun représentant une unité géographique bien définie. La subdivision s'est faite sur la base de :

- Critères topographiques; les stations d'un ensemble offrent le même profil topographique.
- Critères climatiques; les stations d'un groupe appartiennent toutes à la même trame climatique.
- Critères statistiques; les coefficients de corrélations entre les paramètres des différentes stations devant être élevés et le test de conformité de ces derniers, doit, impérativement, être significatif.

Cette subdivision nous a permis d'obtenir, du nord au sud, les ensembles du tableau suivant.

Tableau 02. Caractéristiques générales des principaux ensembles topographiques Est-algérien.

<i>Domaine</i>	<i>Ensemble</i>	<i>Précipitations</i>	<i>Stations représentatives</i>
Humide et sub-humide	Plaines côtières et le versant nord de l'atlas tellien	Supérieur à 600 mm /an	Annaba, Skikda, Bejaia.
Semi aride	Hautes plaines et hauts plateaux intérieurs	Entre 400 et 600 mm /an	Souk Ahras, Guelma, Constantine.
Aride	Hauts plateaux et l'atlas Saharien	Inférieur à 400 mm /an	Tébessa, Batna, Sétif, Bordj B Arreridj.
Désertique	Sahara	Inférieur à 100 mm /an	Biskra.

Le tableau ci-après présente chaque ensemble, avec ses différentes stations, leurs coordonnées géographiques, leur altitude et quelques remarques relatives aux changements des stations ou à l'arrêt des enregistrements.

Tableau 03. Présentation des stations météorologiques de l'Algérie orientale.

Nom	Longitude	Latitude	Altitude	Remarque
<i>Stations du littoral</i>				
ANNABA	07°48 E	36°50	08 m	/
SIKIKDA	06°54 E	36°53	02 m	/
BEJAIA	05°06 E	36°45	03 m	Arrêt de la station (Juin-Déc 2002)
<i>Stations de contact tell – hautes plaines</i>				
SOUK AHRAS	07°58 E	36°17	682 m	Transfert de la station (1985)
GUELMA	07°28 E	36°28	228 m	/
CONSTANTINE	06°37 E	36°17	703 m	/
<i>Stations des hauts plateaux</i>				
TEBESSA	08°07 E	35°25	823 m	Arrêt de la station des T° (1987)
BATNA	06°19 E	35°45	826 m	/
SETIF	05°15 E	36°11	1015 m	Station active depuis 1981
B-B-ARRERIDJ	04°46 E	36°04	930 m	Station active depuis 1980
<i>Station du désert</i>				
BISKRA	05°44 E	34°48	89m	/

Les figures ci-après (34a- 34b), présentent le cadre de la zone d'étude et la position des stations.

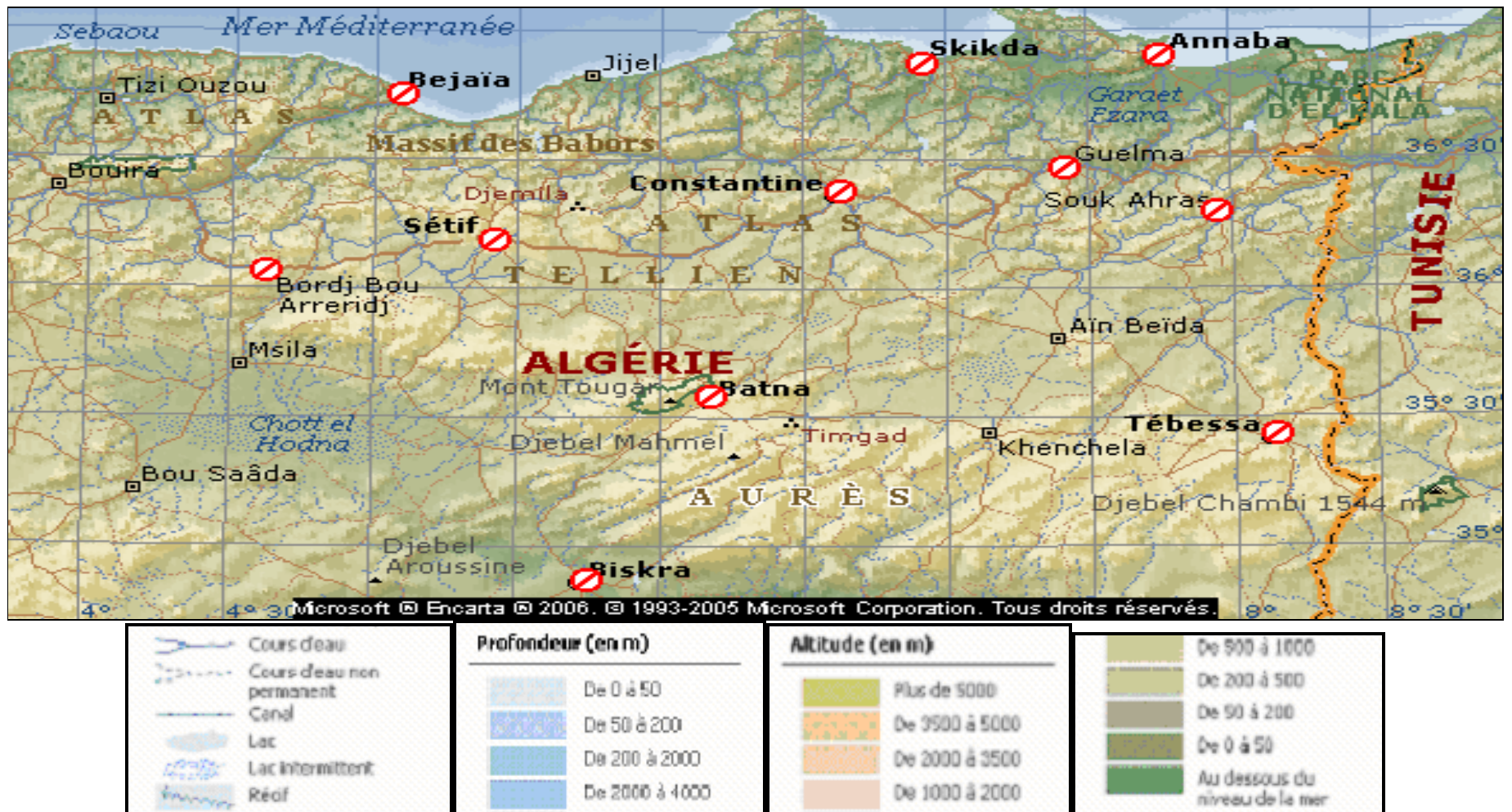


Figure 34 (a). Présentation de la zone d'étude et localisation des stations.

5.2. L'organisation des observations

L'Algérie, pour satisfaire ses besoins en prévisions météorologiques et études climatiques, a maillé le territoire national en stations et postes climatologiques, ces derniers sont gérées par l'office national de la météorologie (ONM).

La création et le maintien de stations climatologiques de référence, installées là où les conditions d'exposition sont constantes pendant une très longue période, ont été recommandés par l'Organisation météorologique mondiale l'OMM.

5.2.1. Le réseau météorologique

Des données d'observation couvrant une courte période, n'ont généralement aucune valeur significative (sauf dans les régions équatoriales et dans certains déserts). La variabilité des paramètres du temps, d'une saison ou d'une année à une autre, est telle qu'il est nécessaire de disposer de séries d'observations longues pour pouvoir en tirer des indications climatiques valables. Il faut un minimum de 30 ans, pour qu'une étude climatique soit caractéristique d'une région (recommandations de l'OMM). Cela est indispensable, non seulement pour connaître les caractères du climat, mais aussi pour apprécier les cycles de renouvellement d'une situation donnée, par exemple : risque de gelées printanières, longues périodes de sécheresse, etc... [10].

Dans notre cas, les séries sont relativement homogènes et couvrent une période de 30 ans pour toutes les stations (de 1976 à 2005), à l'exception de Guelma, Sétif et Bordj qui ont respectivement : 20 ans (1986-2005), 25 ans (1981-2005) et 26 ans (1980-2005).

La densité optimale qu'il convient d'adopter pour un réseau de stations ne peut être fixé. Elle dépend de l'échelle à laquelle on se place pour étudier le climat et la variabilité, dans le temps et dans l'espace, de ses principaux paramètres. Dans notre cas, les distances qui séparent les différentes stations d'une même zone sont relativement homogènes (entre 70 et 130 km environ pour les stations du littoral, entre 60 et 90 km pour les stations de l'intérieur).

L'influence de l'emplacement d'une station est fonction : de la latitude, de l'altitude, de la topographie du terrain, de la proximité de la mer, de la physionomie de la végétation environnante, de la présence de rideaux d'arbres ou de bâtiments...

Pour être représentative du climat d'une région, une station doit remplir certaines conditions d'aération et de vue quelque soit sa position (vallées, bas fonds, pentes, sommets...) et ne doit pas être influencée par ces différents obstacles [39].

5.2.2. Le classement des stations climatologiques :

Les postes climatologiques ne mesurant pas tous les paramètres utiles à l'étude, nous avons eu recours, alors, aux séries les plus complètes des stations principales, fournissant tous les paramètres :

- les précipitations mensuelles en mm et le nombre de jour de pluie
- les températures moyennes mensuelles en °C
- les températures moyennes mensuelles des minima en °C
- Les températures moyennes mensuelles des maxima en °C.
- L'humidité relative moyenne en %.
- Evaporation en mm.
- L'insolation en heures entières.
- Les phénomènes (jours de gelées et de neige).

Ces stations climatologiques et leurs méthodes d'observations sont régies par les normes de la Commission des Instruments et des Méthodes d'Observations (C.I.M.O.) [39].

5.2.3. Sources et documents

Pour être utilisables, les observations doivent être aussi exactes que possible, comparables les unes aux autres (donc synchrones) et réalisées dans les mêmes conditions. Néanmoins, on n'est pas à l'abri des erreurs :

- * les unes systématiques : elles sont relatives aux défauts des appareils de mesures ou aux conditions de leur fonctionnement.
- * les autres humaines : liées aux conditions dans lesquelles sont relevées les observations : appareils mal placés, erreurs de lecture ou de calcul...

5.2.4. Les températures

La température représente un facteur limitant de toute première importance car, elle contrôle l'ensemble des phénomènes métaboliques et conditionne, de ce fait, la répartition de la totalité des espèces et des communautés d'êtres vivants dans la biosphère (RAMADE 1984).

La température de surface est, par convention, la température observée sous un abri météorologique dans lequel le volume est bien ventilé et où les thermomètres sont protégés du rayonnement direct et du contact avec les précipitations. Le plancher de l'abri est, en général, au moins à 1,20 m au dessus du sol, c'est-à-dire, à un niveau où le gradient thermique vertical présente des variations plus faibles qu'au ras du sol. Les variations qui peuvent être rencontrées au contact du terrain, sont au moins, de l'ordre de un degré par mètre (1°C /m), mais le gradient

décroît brusquement, entre 1 à 2m de hauteur, en prenant des valeurs seulement de l'ordre de 1°C pour quelques dizaines de mètres [08].

Pour caractériser ce paramètre, il faut définir plusieurs variables : la moyenne mensuelle des maxima (M), la moyenne mensuelle des minima (m), la moyenne mensuelle $(M+m/2)$ et l'amplitude thermique $(M-m)$.

5.2.4.1. Critique des données

Toutes les données météorologiques exploitées sont issues des bulletins climatiques mensuels (B.C.M) et des tableaux climatiques annuels (TCA) de l'ONM Constantine, sur la base desquelles les moyennes annuelles de la période 1976 à 2005 ont été calculées pour chaque station et pour l'ensemble des paramètres nécessaires à notre recherche.

La majorité des stations traitées présentent des lacunes dans les séries d'observations. Ces lacunes mensuelles ou annuelles sont inhérentes, soit au transfert de la station d'observation (celle de Souk Ahras en 1985), soit aux pannes des instruments exploités (Bejaia en Juin 2002).

5.2.4.2. Correction des températures

Pour combler les séries d'observations, nous avons eu recours à la méthode de la régression linéaire. Pour que cette méthode soit efficace; il faut que les variables suivent cette loi.

On estime la variable Y à partir de la variable X par l'équation de la droite suivante.

$$Y = aX + b$$

Y : la valeur à estimer, X : la valeur estimée,

a : la pente de la droite, b : une constante.

A/ Corrélations des températures

Le comblement des lacunes dans les séries d'observations est impératif et doit être conforme à la méthode précitée. Le degré de corrélation, le profil et la distance entre la station homogène et la station à homogénéiser doivent être pris en considération.

Le tableau suivant résume les coefficients de corrélation entres les différentes stations.

Tableau 04. Coefficients de corrélation des températures moyennes mensuelles (1976-2005).

Corrélatio	Annaba	Skikda	Bejaia	C ^{ne}	Guelma	S A	Sétif	BBA	Batna	Tébessa	Biskra
Annaba	1	0,89	0,89	0,87	0,83	0,15	0,72	0,68	0,87	0,85	0,84
Skikda	0,89	1	0,9	0,86	0,91	0,68	0,76	0,84	0,91	0,86	0,82
Bejaia	0,89	0,90	1	0,85	0,76	0,69	0,67	0,71	0,85	0,82	0,78
C ^{ne}	0,87	0,86	0,85	1	0,97	0,86	0,86	0,92	0,96	0,95	0,92
Guelma	0,83	0,91	0,76	0,97	1	0,94	0,86	0,86	0,92	0,89	0,81
S A	0,69	0,68	0,69	0,86	0,94	1	0,84	0,84	0,82	0,84	0,79
Sétif	0,72	0,76	0,67	0,86	0,86	0,84	1	0,85	0,87	0,88	0,82
BBA	0,68	0,84	0,71	0,92	0,86	0,84	0,85	1	0,94	0,92	0,78
Batna	0,87	0,91	0,85	0,96	0,92	0,82	0,87	0,94	1	0,96	0,9
Tébessa	0,85	0,86	0,82	0,95	0,89	0,84	0,88	0,92	0,96	1	0,9
Biskra	0,84	0,82	0,78	0,92	0,81	0,79	0,82	0,78	0,90	0,90	1

* Conditions d'application

Nous remarquons que les coefficients de corrélation estimés ci-dessus sont relativement élevés, mais ils n'indiquent pas réellement l'existence d'une corrélation significative entre les différentes stations. Pour ce faire, nous devons établir un test de conformité des corrélations qui suppose :

- des variables interdépendantes et ayant une distribution normale à deux dimensions.
- des échantillons simples, indépendants les uns des autres, pour la comparaison des coefficients de corrélation.

**Test de signification

Nous émettons l'hypothèse suivante : $H_0 : \rho=0$.

Lorsqu'il n'y a pas de corrélation au niveau de la population, l'hypothèse nulle du test de conformité $H_0 : r = 0$ est vérifiée.

On calcule la quantité suivante :
$$t_{obs} = \frac{|r|\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}}$$

On rejette l'hypothèse : Si $t_{obs} \geq t_{1-\frac{\alpha}{2}} \Rightarrow RH_0 \Rightarrow r \neq 0$; avec $\begin{cases} \alpha = 0,05 \\ (n-2) \text{ ddl} \end{cases}$ [40].

Nous pouvons comparer la valeur $|r|$ avec $r_{1-\frac{\alpha}{2}}$ et procéder au test de signification en rejetant l'hypothèse nulle lorsque $|r| \geq r_{1-\frac{\alpha}{2}} \Rightarrow RH_0$; pour des effectifs $n < 100 \Rightarrow [40]$.

Dans notre cas : $|r| \geq r_{1-\frac{\alpha}{2}}$ dans chacun des cas $\Rightarrow RH_0$. Donc, il existe une corrélation significative entre les différentes stations.

B/ Comblement des données

Le comblement des données se fait à partir de l'équation suivante :

$$Y = Y' + \frac{rS_y}{S_x} * (X - X')$$

Y : variable à expliquer ;

Y' : moyenne observée de la série homogène de la station incomplète;

r : coefficient de corrélation entre X et Y estimé à partir des séries communes de X et Y ;

Sy : écart-type de Y estimé d'après la série d'observation de Y ;

Sx : écart-type de X d'après la même série d'observation ;

X : variable explicative connue ;

X' : moyenne de X estimée à partir de la même période observée simultanément dans la station complète.

Exemple :

La série d'observation de la station de Batna a été contrôlée à partir de la station de Tébessa. En effet, les deux stations dont l'altitude est la même présente un coefficient de corrélation très élevé et significatif.

Le mois de Juillet de l'année 1976 présente des lacunes à Batna, le calcul de la valeur recherchée de ce mois de 1976 s'écrit :

X= 25 °C : la moyenne de la température des mois de Juillet pour toute la période (1976-2005) à la station de Tébessa.

X'= 16,8°C : la moyenne de la série homogène commune entre les deux stations (1977-2005) à la station de Tébessa.

Sx= 1,53 : écart-type pour la station de Tébessa.

Y'= 26,1 : moyenne de la série homogène (1977-2005) à Batna.

Sy=1,03 : écart-type pour la station de Batna.

r= 0,98 : coefficient de corrélation entre les deux stations.

$$Y = 261 + \frac{0.98 * 1.03}{1.53} * (25 - 168) = 31^{\circ}\text{C}$$

L'estimation des valeurs inconnues à partir de la méthode de la régression linéaire est très satisfaisante pour les variables continues comme les températures, car celles-ci suivent une distribution normale. Cependant, pour les variables discontinues, comme les précipitations et les jours de pluies, la régression linéaire exprime des valeurs moins pertinentes.

5.2.4.3. Les températures moyennes annuelles

Le but de l'étude des variations de températures moyennes annuelles, de 1976 à 2005 est de caractériser l'évolution générale du climat durant cette période dans la région de notre étude.

La figure 35, représente l'évolution des températures moyennes annuelles par rapport à la température moyenne de la série d'observation (1976-2005).

- Pour les stations du littoral : la température moyenne de toute la série est de, respectivement, 17,7 - 18,13 et 17,53°C pour Annaba Skikda et Bejaia. Ces températures diffèrent légèrement d'une station à une autre, la station de Skikda représentant la moyenne la plus élevée (0,43 °C entre Skikda et Annaba et 0,6°C entre Skikda et Bejaia). L'évolution générale des températures moyennes annuelles, durant la période 1976-2005, est quasiment identique pour les 3 stations.

Nous pouvons diviser la période en 3 tranches : 1976 - 1982, 1983-1993 et 1994-2005. Dans la première tranche, les températures des 3 stations sont inférieures à la moyenne. La deuxième tranche est caractérisée par des fluctuations; une année sur deux, la moyenne annuelle dépasse la moyenne de la série avec un rythme cyclique (trois à quatre années inférieures, trois à quatre années supérieures...). La troisième décennie caractérise une entrée dans une période relativement chaude où toutes les moyennes annuelles dépassent les moyennes des séries avec des pics respectifs de 18,8 - 19,5 et 18,6°C pour Annaba, Skikda et Bejaia (voir figures).

- Pour les stations des plaines intérieures : la température moyenne de toute la série pour Souk-Ahras, Guelma et Constantine est respectivement de 15,0 - 17,66 et 15,25°C. Nous remarquons que ces dernières sont sensiblement inférieures à celles du littoral. L'évolution des températures moyennes annuelles durant la période 1976-2005 est quasiment identique à Souk Ahras et

Constantine. Pour la station de Guelma, la courbe suit la même tendance mais avec une température moyenne supérieure à celles des deux autres stations (2,6°C entre Guelma et Souk Ahras et 2,4°C entre Guelma et Constantine), cette valeur peut être expliquée par l'altitude de la station qui se situe à 228 m contre 682 et 703 m pour Souk-Ahras et Constantine, donc, une forte influence du gradient thermique altitudinal dans la région.

Nous remarquons qu'une année sur deux, la température annuelle moyenne est au dessus de la moyenne des séries pour Constantine et Guelma, en revanche, pour Souk Ahras quatre années sur cinq, la moyenne annuelle dépasse la moyenne de la série.⁶⁰

- Dans la région des hauts plateaux : les stations de Tébessa, Batna, Bordj B.Arreridj et Sétif observent respectivement des moyennes de 15,8 - 14,9 - 15,3 et 14,7°C. Les deux premières stations présentent, quasiment, la même évolution : avant 1987 ; les moyennes annuelles ne dépassent pas les moyennes des séries. De 1988 à 1994 on remarque des fluctuations (environ une année sur deux est supérieure à la moyenne de la série), pour entrer à partir de 1995 dans une période où les moyennes annuelles sont presque toutes supérieures aux moyennes des séries.

Nous remarquons une certaine analogie entre les différents ensembles pour la période où les températures annuelles sont supérieures aux moyennes des séries (1994- 2004).

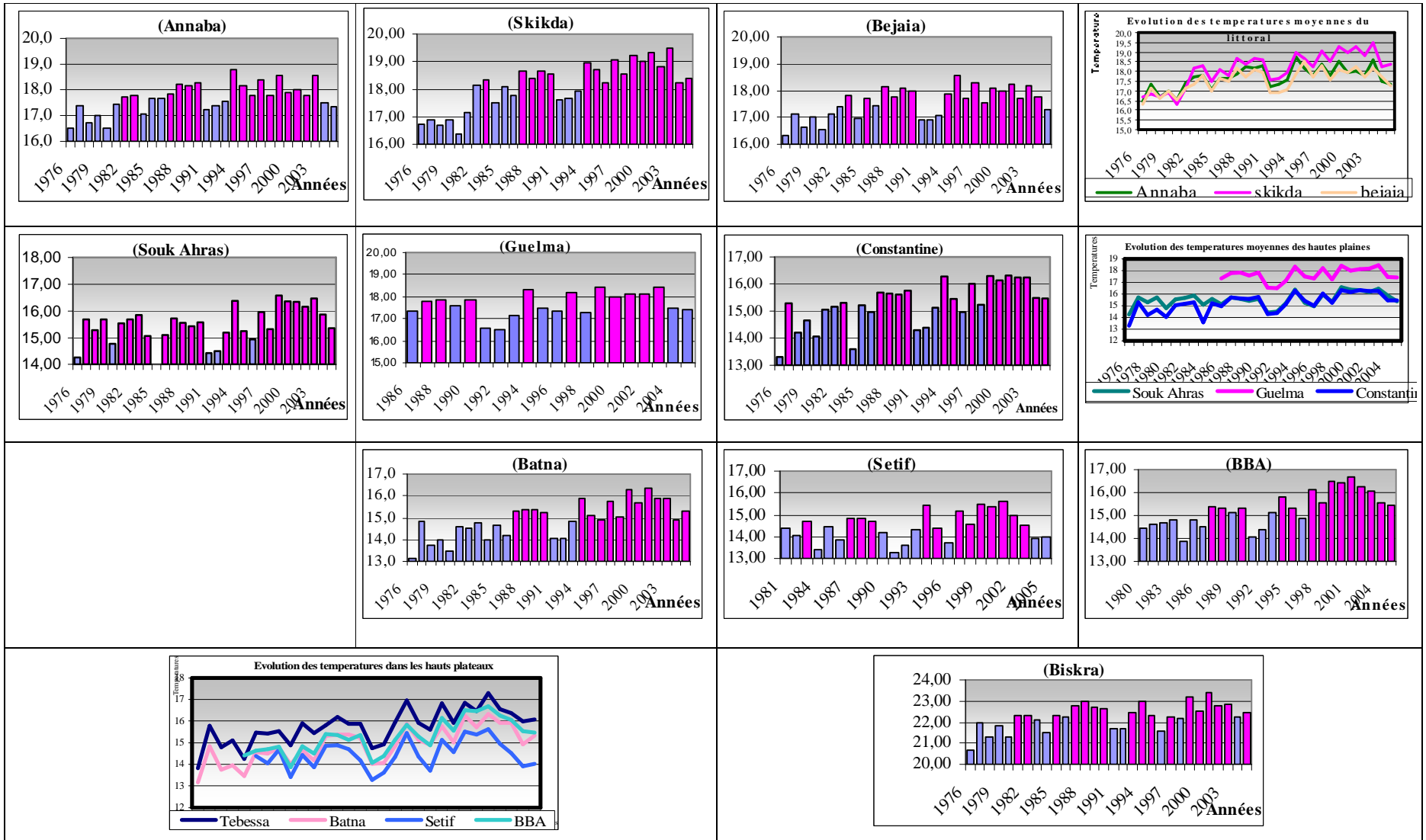
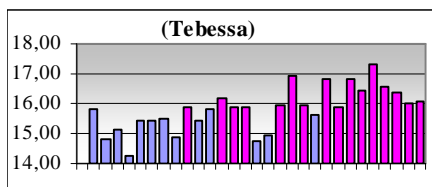


Figure 35. Evolution des températures moyennes annuelles (C°) pour la période (1976-2005).



5.2.4.4. L'amplitude thermique

C'est l'écart entre la température du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid de l'année.

Le tableau suivant résume les moyennes des amplitudes thermiques des différentes stations.

Tableau 05. L'amplitude thermique des stations de l'Est algérien en (°C).

Stations	Annaba	Skikda	Bejaia	S.Ahras	Guelma	Cne	Tébessa	Batna	Sétif	B B A	Biskra
Amplitude	15.08	14.27	15.13	18.66	18.7	19.6	21.03	21.89	22.3	22.24	23.14

Les amplitudes thermiques des stations côtières varient de 14,27 à 15,08°C. Quant à celles des plaines intérieures, elles sont respectivement de 18,66 - 18,7 et 19,6°C pour Souk Ahras, Guelma et Constantine. En ce qui concerne les hauts plateaux, les amplitudes sont de 21 - 21,9 - 22,3 et 22,24°C pour Tébessa, Batna, Sétif et BBA.

Nous remarquons que l'amplitude thermique augmente au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la mer, variant d'une moyenne de 14,82°C pour le littoral à 18,9°C pour les hautes plaines à 21,9 pour les hauts plateaux et enfin à 23,14°C pour le désert. Ces résultats confirment la forte influence de la continentalité sur l'amplitude thermique et le fort contraste thermique entre le nord et le sud de la région.

5.2.5. Les précipitations

5.2.5.1. Critique des données

Comme nous l'avons précisé, notre étude est basée sur l'analyse de la série de données fournie par l'ONM, allant du 1^{er} Janvier 1976 au 31 Décembre 2005 (soit une période de 30 ans). Dans ces séries d'observations, des lacunes mensuelles ou annuelles sont relevées (mois de Novembre et Décembre 1976 à Batna ou des valeurs erronées en 1990 à Souk Ahras). Ces défaillances nous ont amené à recourir aux corrections des erreurs et au comblement des lacunes.

5.2.5.2. Corrections des précipitations

Le comblement des lacunes repose sur des modèles statistiques. Ainsi, la correction de la pluviométrie mensuelle est faite sur la base de la méthode dite des 'rapports'. La correction des valeurs des couples par la méthode dite de double cumul est indispensable. Pour que cette méthode soit efficace, il faut que les couples appartiennent aux mêmes ensembles et que leurs conditions climatiques et géographiques soient très proches (même altitude, même latitude...).

A/ La méthode des rapports

C'est le rapport entre les valeurs pluviométriques précipitées, au cours d'un mois lacunaire donné d'une station et dont la série ou le mois est le même dans les stations voisines. La correction des totaux mensuels des pluies dans ces stations peut se faire en appliquant la fonction :

$$Y = a * X$$

Où :

Y : valeur pluviométrique mensuelle inconnue à la station lacunaire B;

X : valeur correspondante enregistrée pendant le même mois à la station A de référence;

a : constante d'ajustement estimée par le rapport des données de précipitations observées dans une même série commune aux stations.

$$\text{Soit : } a = \frac{P(mm)B}{P(mm)A}$$

Exemple : Deux stations côtières voisines ; Annaba (A) et Skikda (B). L'ajustement de la station (B) à partir de la station (A) pour le mois de Décembre 2005, s'effectue de la manière suivante : Le total des précipitations du mois considéré pendant la même série est égal à :

P (mm) A= 3180.6 et P (mm) B= 3573.6.

$$\text{Donc } a = \frac{3573.6}{3180.6} = 1.12$$

La hauteur des précipitations observée au mois de Décembre 2005 à Annaba est de 184 mm ; la valeur correspondante à Skikda est égale à :

$$Y = 1,12 * 184 = 206,8 \text{ mm}$$

B/ Le contrôle des totaux annuels des précipitations

La méthode dite des doubles cumuls, consiste à mettre en corrélation les totaux annuels cumulés de la station de référence avec ceux de la station à contrôler. La station de référence étant celle qui possède la série d'observation la plus longue et la plus homogène.

Comme dans la figure 36, on porte sur le papier millimétrique en abscisse les totaux annuels des précipitations de la station de référence (ex : Annaba) et en ordonnée ceux de la station à contrôler (ex : Skikda).

La courbe déterminant une corrélation normale et positive, est caractérisée par un alignement des points, représentant les totaux annuels cumulés des précipitations.

La comparaison des moyennes annuelles des précipitations de l'ensemble des stations voisines aux précédentes, a donné des liaisons linéaires.

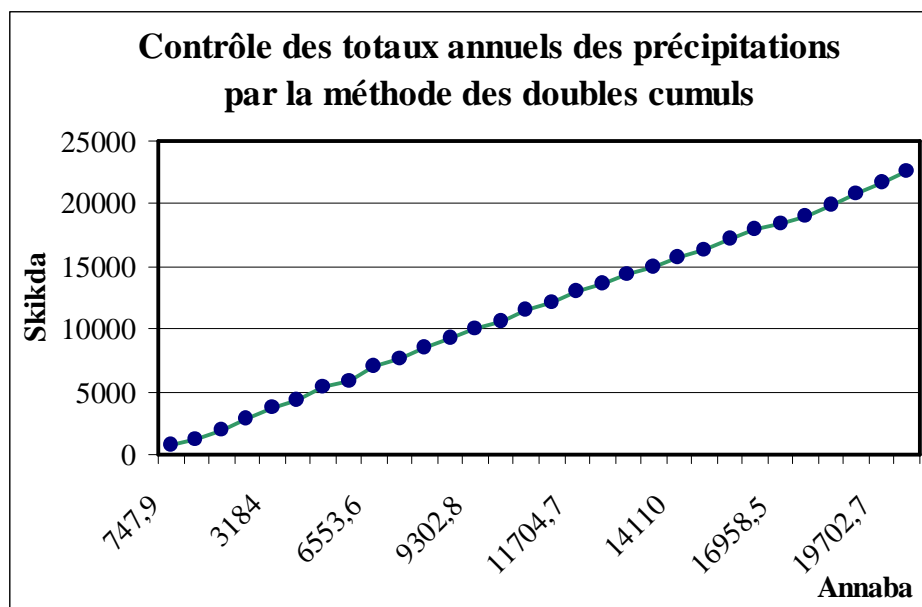


Figure 36. Contrôle des précipitations annuelles par la méthode des doubles cumuls.

5.2.5.3. La variabilité spatiale et temporelle des précipitations

A/ La variabilité intra- annuelle

Les régimes des précipitations sont à l'origine de l'écoulement saisonnier des eaux de surface, des régimes des cours d'eau, de l'adaptation de la végétation et de l'agriculture...

Les hauteurs des précipitations moyennes mensuelles calculées pour toutes les stations étudiées sont reprises dans la figure 37.

Les valeurs des précipitations moyennes mensuelles durant la période (1976-2005), traduisent, clairement, les variations mensuelles des précipitations au cours d'une année.

En général, la distribution des précipitations est marquée par une diminution des hauteurs du littoral vers les plaines intérieures et des plaines intérieures vers les hauts plateaux et le désert. Ce gradient Nord Sud caractérise le retrait de l'influence maritime et l'établissement des influences continentales au fur et à mesure que l'on pénètre à l'intérieur du pays.

La variation intra - annuelle est caractérisée par les mêmes tendances dans toutes les stations du littoral et des hautes plaines intérieures. Les précipitations les plus importantes sont enregistrées aux mois de Décembre et Janvier avec des pics respectifs de 112,4 -133 et 130 mm (pour le mois de Décembre) pour Annaba, Skikda et Bejaia. Pour les stations de Souk Ahras,

Guelma et Constantine, les maximums respectifs enregistrés sont 95 - 118 et 82 mm (pour le mois de Décembre). Le mois le plus sec est le mois de Juillet pour toutes les stations.

S'agissant des stations des hauts plateaux ; Il ressort une répartition des pluies mensuelles très irrégulière au cours d'une année, sur l'ensemble des stations. En ordre décroissant, les mois pluvieux sont : Septembre, Novembre, Décembre, Mars et Mai pour les stations de Tébessa et Batna, avec des pics respectifs de 42,15 et 35,5 mm (pour le mois de Septembre). Pour Sétif et BBA, les mois les plus humides sont : Décembre, Janvier, Mai et Septembre pour Sétif et Septembre, Décembre, Janvier et Mai pour BBA, les pics enregistrés sont de 55,3 et 42,6 mm pour Sétif au mois de Décembre et BBA au mois de Septembre.

Le mois le plus sec pour ces deux stations est le mois de Juillet, avec un minimum de 11,4 et 7,4 mm pour Sétif et BBA.

Pour la station de Biskra, la répartition des précipitations est toute aussi irrégulière que dans les autres stations. Les mois les plus humides sont: Novembre, Janvier, Mars, Avril avec un maximum de 19,5mm en Novembre. Le mois le plus sec est Juillet avec un minimum de 1,6 mm.

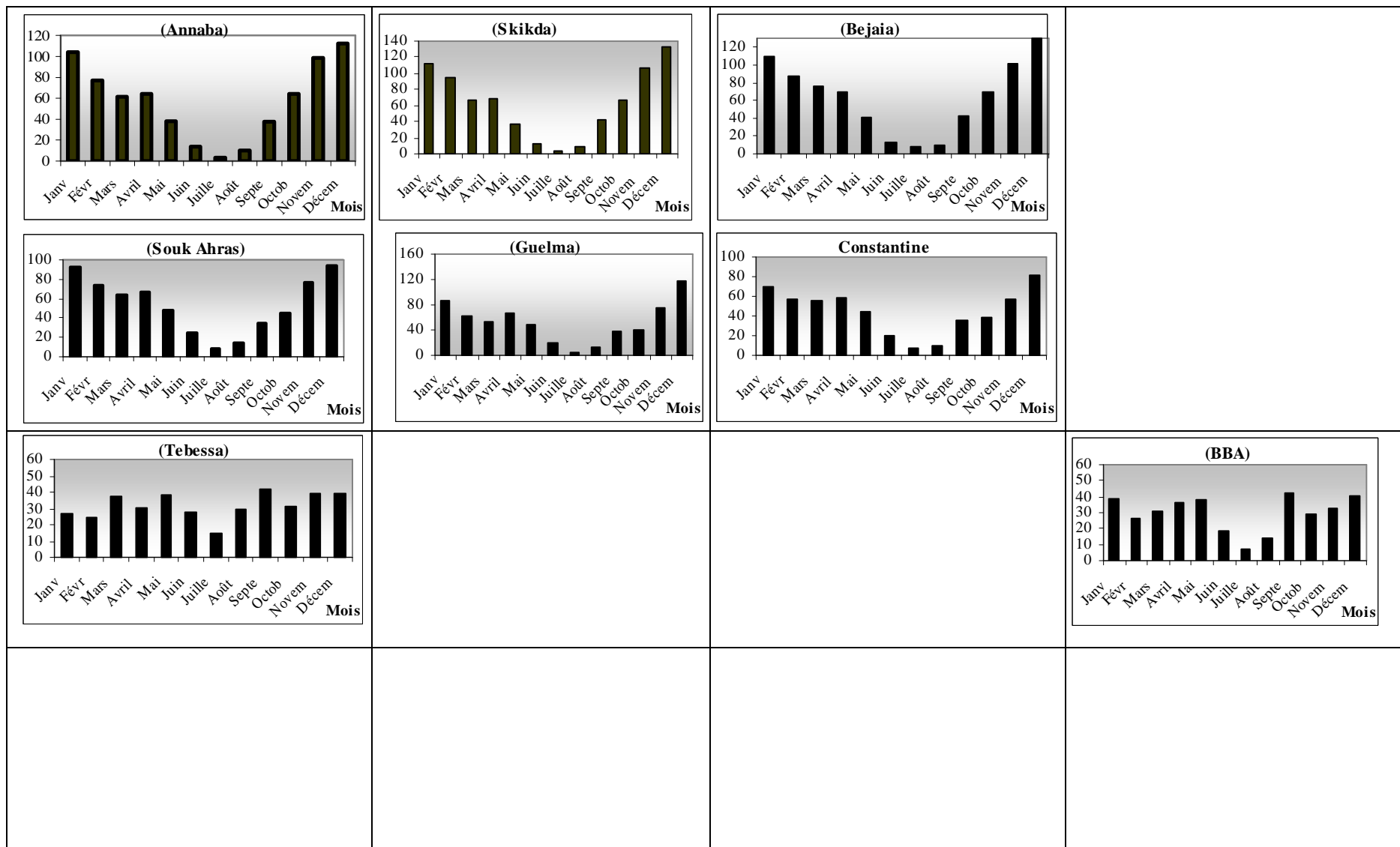
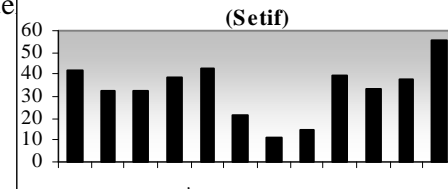
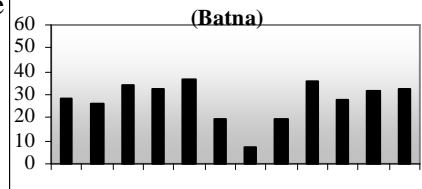


Figure 07. Précipitations mensuelles moyennes (mm) de la période (1976-2005).



B/ La variabilité inter-annuelle

Pour illustrer de manière significative la variabilité interannuelle des précipitations en Algérie orientale, le calcul de l'écart à la moyenne permet de mesurer la dispersion de la série autour de la moyenne pour chaque station.

L'écart à la moyenne des précipitations est d'autant plus grand que la station est mieux arrosée.

La figure 38, illustre la distribution inter-annuelle des précipitations au Nord-Est algérien.

Nous remarquons qu'il existe des irrégularités importantes dans la variation des précipitations au cours de la période 1976-2005. L'évolution générale se présente en dents de scie. Au littoral, environ une année sur deux se situe en dessous de la moyenne des pluies, l'année la plus humide est 1984 avec respectivement : 1243 - 1144 et 1100,6 mm pour Annaba, Skikda et Bejaia et l'année la plus sèche est 1994 pour Annaba (427,7 mm), 2000 pour Skikda et Bejaia (491,7 et 382,2 mm).

Pour les hautes plaines et les hauts plateaux ; la tendance est, globalement, la même. Pour Constantine et Souk Ahras, l'année la plus pluvieuse est 1976 avec 854,4 et 973,8 mm. En ce qui concerne Tébessa, l'année la plus humide est 1990 avec 643,3mm et pour Batna c'est l'année 2004 avec 597mm. Pour Sétif et BBA, le record a été enregistré en 2003, avec respectivement: 605,3 et 551,5 mm.

Pour l'ensemble des stations, l'année la plus sèche à été 1983 avec respectivement : 204,9- 195,2- 200,8 et 159,1 pour Tébessa, Batna, Sétif et BBA.

Pour la station de Biskra, l'année la plus humide a été 1992 avec 190,9 mm et l'année la plus sèche à été 2002 avec 47 mm.

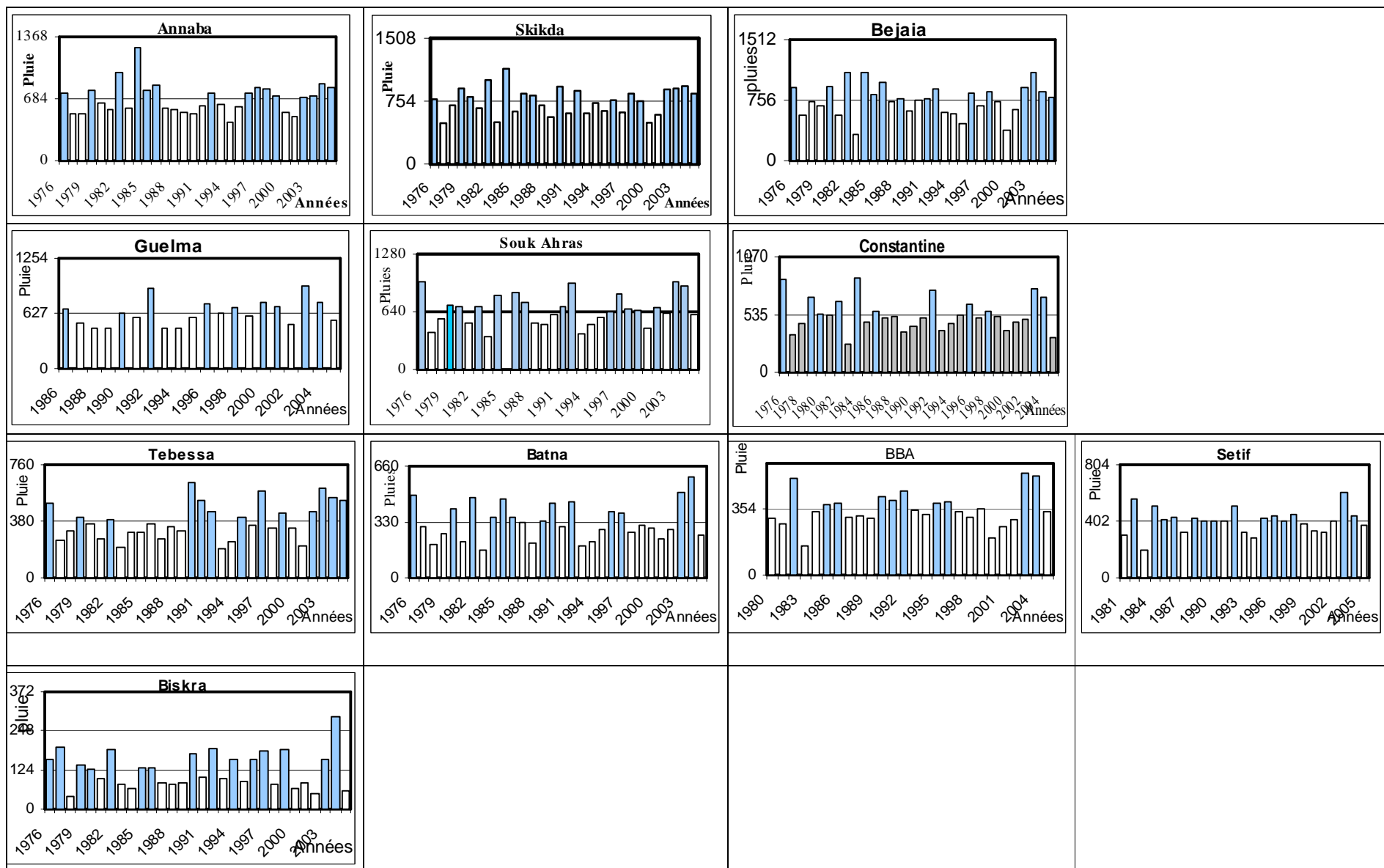


Figure 38. Variations interannuelles des précipitations (mm) au cours de la période 1976-2005

5.3. *Les indices climatiques*

5.3.1. Définition des indices climatiques

Les différents facteurs climatiques n'agissent pas indépendamment les uns des autres. De ce fait, les classifications des climats posent de nombreux problèmes méthodologiques, de sorte qu'aucune méthode n'a pu s'imposer et de nouvelles approches sont régulièrement proposées.

Les frontières entre deux climats ne sont jamais nettes, leurs zones de contact sont en perpétuel changement, elles se meuvent entre largeur et étroitesse, entre avancée et recul au gré de l'influence des paramètres climatiques. Ces frontières traduisent, en fait, l'état des perturbations atmosphériques qu'elles subissent.

Pour caractériser cet état, il s'agit de définir des seuils pertinents à partir desquels on passe d'un climat à l'autre. C'est l'objet du calcul des indices climatiques.

Les indices climatiques permettent d'étudier les combinaisons arithmétiques des différents éléments du climat. Ils se basent, généralement, sur les moyennes des différents paramètres météorologiques, comme la température, la pluviométrie, l'humidité, l'évaporation ... [07].

La plupart des travaux sur ces coefficients synthétiques ont été réalisés sur les régions sèches, notamment, en région méditerranéenne. Région pour laquelle le facteur écologique limitant est souvent disproportionné entre la quantité des précipitations et la température ou l'évaporation qu'elle provoque. Il existe, également, des formules qui tentent de préciser d'autres phénomènes comme la continentalité ou la productivité [41].

Les indices les plus connus sont ceux : d'Emmanuel de Martonne (1926-1941), de Charles W. Thornthwaite (1948), Bagnouls et Gaussen (1953 à 1957) ...

5.3.2. Les principaux indices climatiques

Les indices climatiques aux quels nous avons eu recours dans notre étude, traitent, pour la plus part, de la pluviométrie (Angot et Moral), de l'aridité (De Martonne) et de la sécheresse (Mutin). D'autres indices se basent sur des représentations graphiques pour caractériser les différents climats ainsi que les différentes régions climatiques (diagrammes ombrothermiques de Gaussen et le quotient pluviothermique d'Emberger).

5.3.2.1. L'indice pluviométrique d'Angot

Cet indice a été proposé par Angot, au début du siècle, il étudie l'évolution des précipitations au cours d'une année, ainsi que leur répartition saisonnière. Pour cela il fait intervenir les sommes des précipitations mensuelles qu'il calcule selon la formule suivante :

$$I_a = \frac{\sum P(6 \text{ mois les plus chauds})}{\sum P(6 \text{ mois les plus froids})}$$

Où P : précipitations mensuelles en mm.

Quand : $I_a < 1$: la période froide est plus arrosée que la période chaude.

$I_a > 1$: la période chaude est plus arrosée que la période froide.

5.3.2.2. L'indice pluviométrique annuel (Moral)

L'indice pluviométrique de Moral (I_M), utilise la hauteur annuelle des précipitations. Proposé par Moral en 1964, cet indice est bien adapté pour la classification des climats dans la zone intertropicale. Il se calcule, selon la formule suivante :

$$I_M = \frac{P}{T^2 - 10T + 200}$$

Où

P : les hauteurs annuelles des précipitations en mm

T : les températures moyennes annuelles en °C

Le climat est considéré comme : - Sec, lorsque $I_M < 1$

- Humide, lorsque $I_M > 1$.

Moral a aussi proposé un indice pour la classification des mois secs et des mois humides au cours d'une même année. Cette classification s'appuie sur la formule:

$$I_m = \frac{P'}{(t^2/10) - t + 20}$$

Où P' : précipitations mensuelles en mm

T : température moyenne mensuelle en °C.

Les résultats donne la classification suivante :

- mois pluvieux : $P > t^2/10+t+30$
- mois humide : $t^2/10+t+30 > P > t^2/10-t+20$
- mois sec : $t^2/10-t+20 > P > t^2/20-t+10$
- mois aride : $t^2/20-t+10 > P$

5.3.2.3. L'indice d'aridité de De Martonne

* Notion d'aridité

L'aridité est un phénomène climatique impliquant une faiblesse des précipitations annuelles et un fort déficit de celles-ci par rapport à l'évapotranspiration potentielle (ETP).

Etant un concept climatique à référence spatiale, l'aridité est différente de la sécheresse, qui est un concept météorologique à référence temporelle. Donc, une région peut être qualifiée d'aride et non une période.

L'aridité a de fortes implications biogéographiques, dont elle est indissociable. Elle se manifeste, surtout, par ses conséquences :

- Edaphiques : par un extrême dénuement de la végétation, une raréfaction des êtres vivants et une adaptation de ces derniers à des conditions xériques extrêmes.
- Hydrologiques : par une faiblesse et une irrégularité des écoulements et une forte dégradation des réseaux hydrographiques.
- Géomorphologiques : par un processus d'érosion et d'accumulation spécifique accompagné d'un appauvrissement des sols.

L'aridité peut s'exprimer, quantitativement, par différents *indices d'aridité* conventionnels ou empiriques, la plupart sont des rapports hydro-thermiques fondés, principalement, sur les moyennes de précipitations et de températures. Ils sont utilisés pour définir les degrés d'aridité et les conditions de l'écoulement fluvial. Ils ont été proposés par des climatologues, des morphologues, des géographes et des botanistes.

L'indice d'aridité de De Martonne a été tiré à partir de la modification du facteur de pluie de Lang en 1923. Cet indice permet de caractériser le pouvoir évaporant de l'air à partir de la température, selon l'équation suivante :

$$I_{DM} = \frac{P}{T + 10}$$

Où P : les hauteurs annuelles des précipitations en mm

T : les températures moyennes annuelles en °C

10 : constante, utilisée pour éviter les valeurs négatives lorsque la température moyenne de l'air est inférieure à 0°C.

Cet indice simple a été, largement, utilisé par les géographes. Il prend des valeurs d'autant plus élevées que le climat est plus humide et d'autant plus faibles que le climat est plus sec. De Martonne a proposé la classification des climats en fonction des valeurs de l'indice comme présentés dans le tableau suivant.

Tableau 06. Classification des climats selon l'indice de De Martonne.

Indice	Type de Climat	Exemple de régions
$0 < I < 5$	Hyper aride	Déserts absolus. Ex : <u>Reg</u> du Tanezrouft (Sahara), <u>Atacama</u> (<u>Chili</u>)...
$5 < I < 10$	aride	Régions désertiques. Ex : Le désert du <u>Sahara</u> , le <u>désert du Thar</u> (<u>Inde</u>)...
$10 < I < 20$	semi-aride	Le <u>Sahel</u> (Afrique), <u>Chaco</u> (<u>Argentine</u>), <u>Nordeste</u> (Brésil)...
$20 < I < 30$	semi-humide	La région méditerranéenne...
$30 < I < 55$	humide	

A- Les régions hyper arides correspondent à des déserts absolus (Atacama, Tanezrouft). Les précipitations annuelles y sont inférieures à 50 mm par an. Dans ces régions, les pluies sont exceptionnelles (10 à 50 mm en moyenne annuelle) et réparties inégalement, avec des interruptions de plus de 12 mois consécutifs. L'écoulement est rare, épisodique et inorganisé.

B- Les régions arides comprennent la grande partie du Sahara, les déserts d'Arizona et les déserts d'Iran et d'Inde. Dans ces régions, le total des précipitations est inférieur à 250 mm par an, groupées sur une saison (moyenne annuelle de 50 à 150 mm dans la zone tropicale), très irrégulières d'une année sur l'autre. L'écoulement dans les talwegs est intermittent, fragmenté en crues rares et isolées. Il est affaibli par les ponctions énormes de l'évaporation et de l'infiltration. Les points d'eau sont dus aux résurgences de petites nappes phréatiques.

C- Les régions semi-arides sont, essentiellement, les régions sahéliennes en Afrique, le Chaco argentin et le Nordeste brésilien. Ces régions reçoivent, au mieux, 500 mm d'eau par an. Dans ces régions, les pluies réparties sur quelques mois de l'année sont assez abondantes pour assurer à l'écoulement des eaux et à la végétation un rythme saisonnier.

5.3.2.4. L'indice de sécheresse de Mutin

Cet indice a été proposé en 1977 par G. Mutin. Il exprime l'irrégularité interannuelle des précipitations. Une période de sécheresse est déterminée par la succession de plus de deux années consécutives où la pluviométrie est inférieure à la moyenne des précipitations de toute la période étudiée [42].

5.3.2.5. L'indice Ombrothermique de Gaussen

Cet indice a été proposé par Gaussen en 1952. Il est, largement, utilisé pour sa simplicité et son efficacité. L'indice de Gaussen s'exprime par un diagramme Ombrothermique qui permet de calculer la durée de la saison sèche. Il tient compte des précipitations et des températures moyennes mensuelles qui sont portées sur deux axes, sa formule est :

$$P = 2 T$$

Où P : précipitations mensuelles en mm
T : température moyenne mensuelle en °C.

Cette représentation met en évidence les périodes sèches et les périodes pluvieuses. On souligne une période sèche, chaque fois que la courbe des précipitations passe au dessous de la courbe des températures [05].

La figure suivante présente, quelques exemples de diagrammes ombrothermiques correspondant à différents types de climats.

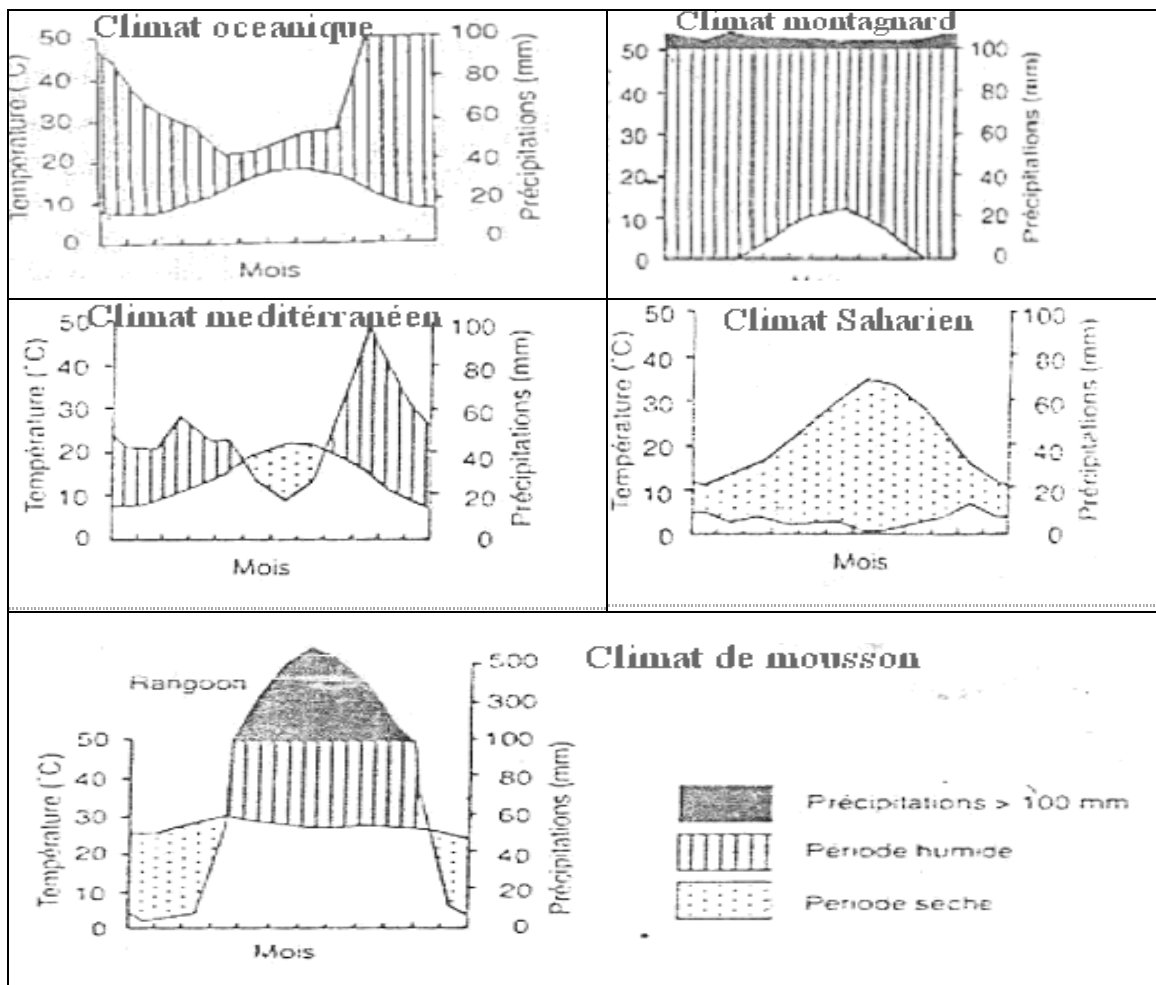


Figure 39. Exemples de diagrammes Ombrothermiques de Gaussen [03].

5.3.2.6. L'indice Xérothermique de Gaussen

Il désigne le nombre de jours « secs » observés en moyenne au cours de l'année. Les jours secs doivent être non seulement des jours sans précipitations mais leur humidité relative moyenne doit également être inférieure à 40%. Si l'humidité relative moyenne quotidienne est comprise entre 40 et 100%, des coefficients de pondération doivent être utilisés. Ces coefficients sont donnés dans le tableau ci-dessous.

Tableau 07. Coefficient de pondération de l'indice de Gaussen.

Humidité relative	Coefficient de pondération
<40%	1.0
40-60%	0.9
60-80%	0.8
80-100%	0.7

5.3.2.7. Le quotient pluviométrique d'Emberger

C'est en 1939 qu'EMBERGER préconise, pour l'étude du climat méditerranéen, l'emploi du climagramme de même nom. Ce climagramme est une tentative de synthèse climatique.

Dans un plan, défini par deux axes de coordonnées rectangulaires, sont portées les stations pour lesquelles on possède des données météorologiques. Le climat de ces stations est alors défini par deux valeurs :

- La première portée sur l'axe des ordonnées : le quotient pluviométrique Q_2 . Il s'obtient par la formule suivante :

$$Q_2 = P \times 100 / 2(M+m) / 2 * (M-m)$$

Où P : précipitations annuelles en mm

M : moyenne des maxima du mois le plus chaud en degré °C

m : moyenne des minima du mois le plus froid en degré °C

- Sur l'axe des abscisses, est portée la valeur de m prise isolément (valeur ayant une grande importance biologique).

En 1955, EMBERGER préconise un quotient pluviométrique modifié qui s'écrit :

$$Q_2 = 1000 P / M + m / 2 * (M - m)$$

Où : M et m s'expriment en degrés Kelvin.

Ce climagramme a été, ensuite, amélioré par SAUVAGE en 1963 pour la région méditerranéenne, puis par STEWART (1969), formule la plus adaptée pour l'Algérie :

$$Q_2 = 3,43 P / M - m$$

Où P : pluviométrie moyenne annuelle en mm.

M : moyenne des maxima du mois le plus chaud en °C.

M : moyenne des minima du mois le plus froid en °C.

Ce climagramme considère qu'une région est d'autant plus sèche que le quotient est petit [43]. Le quotient pluviométrique définit des types de climats, auxquels sont associés des groupes végétaux de même aptitude écologique : ce sont les domaines ou régions bioclimatiques.

Emberger distingue 5 domaines:

- Humide, subhumide, Semi-aride, aride et Désertique
- Avec des hivers : froids, frais, doux et chauds.

La figure ci-dessous présente des exemples de climats méditerranéens selon la classification d'Emberger.

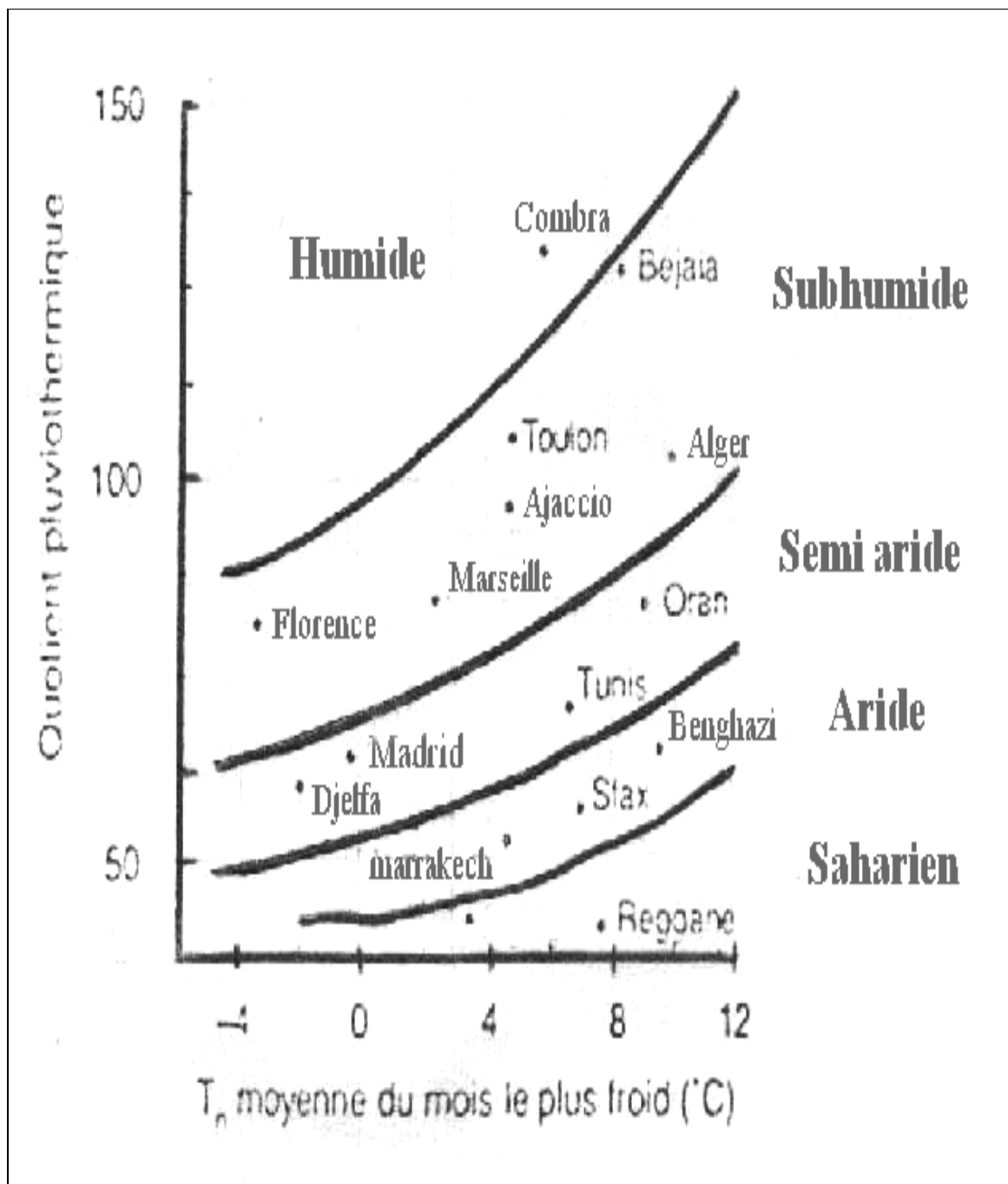


Figure 40. Exemples de climats méditerranéens selon le coefficient d'Emberger [03].

CHAPITRE 06

Résultats et interprétations

Comme nous l'avons énoncé précédemment, l'objet de ce travail est de caractériser l'évolution du climat pour la période allant du 1^{er} Janvier 1976 au 31 Décembre 2005, à travers des indices climatiques appropriés. Il s'agira d'interpréter les résultats qui nous permettraient de caractériser les types de climats dominants dans la région d'étude d'une année à l'autre.

6.1. Indice d'Angot

L'indice d'Angot a été appliqué aux 11 stations de l'Est algérien pour la période 1976-2005. Cet indice étudie la répartition des précipitations au cours d'une année et, plus précisément, le rapport entre les précipitations de la saison chaude et de la saison froide.

Les résultats de cet indice sont représentés dans la figure 41.

Les stations du littoral : la distribution des précipitations des stations du littoral évolue en dents de scie, d'une année à l'autre. Au cours de la période 1976-2005, les précipitations de la saison froide (correspondant aux mois de Novembre, Décembre, Janvier, Février, Mars, Avril) sont, généralement, plus importantes que celles de la saison chaude (Mai, Juin, Juillet, août, Septembre, Octobre); jusqu'à 6 fois plus à Annaba en 1985, 8 fois plus à Skikda en 1999 et près de 10 fois plus à Bejaia en 2005. Cependant, on remarque, qu'une année sur sept, les précipitations de la période froide représentent, à peine, le double des précipitations de la période chaude et ce, pour toutes les stations du littoral.

A partir du début des années 90, la somme des précipitations des périodes froides diminuent sensiblement; certaines années, les sommes des précipitations des périodes froides et des périodes chaudes sont égales, c'est le cas à Bejaia en 1997, à Annaba en 2000 et à Skikda en 1997 et 2000.

Les stations des plaines intérieures : la distribution des précipitations annuelles présente la même évolution que celle des stations du littoral. Cependant, en l'an 2000, la station de Constantine a enregistré autant de précipitations au cours de la période chaude que de la période froide. Par contre, la station de Souk Ahras a enregistré, pendant la saison chaude des précipitations qui dépassent de plus d'une fois et demi, les précipitations de la saison froide.

Les stations des hauts plateaux : l'évolution des précipitations dans les stations des hauts plateaux présente d'importantes fluctuations; il y apparaît une nette disproportion des quantités de pluies entre les périodes chaude et froide.

En 1989, la station de Tébessa a enregistré 230 mm pour la période chaude contre 85,5mm pour la période froide et celle de Batna 238mm contre 94,3 mm.

En l'an 2000, ces mêmes stations ont enregistré des précipitations, durant la période chaude, 4 fois plus importantes pour Tébessa et plus de 2,5 plus importantes pour Batna.

Nous observons la même tendance pour la station de Sétif. La station de BBA a enregistré, en 1994, plus des trois quarts des précipitations totales de l'année au cours de la période chaude.

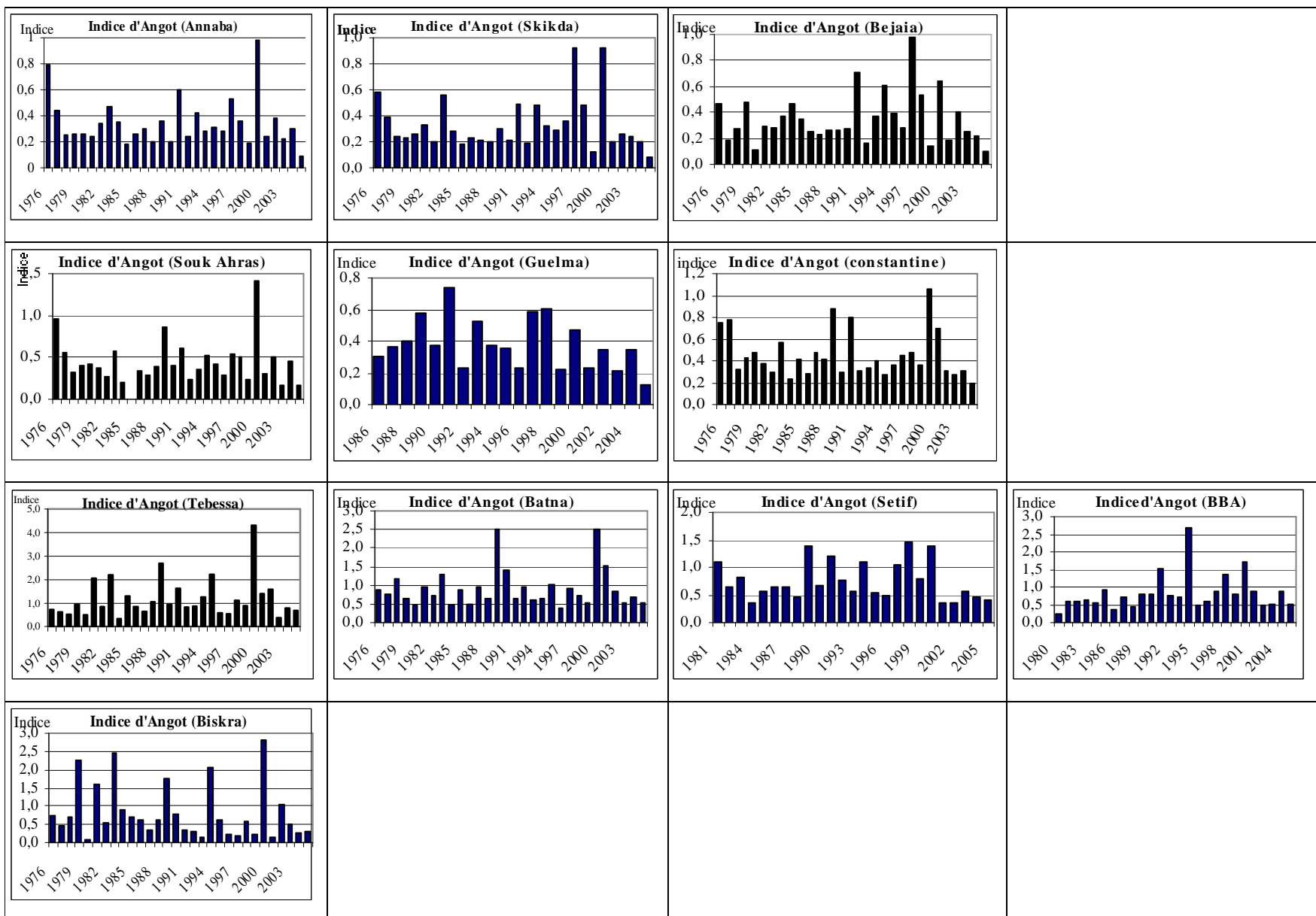


Figure 41. Evolution du climat selon l'indice d'Angot, période (1976-2005).

6.1.1. Les variations saisonnières des précipitations

Il ressort de cette analyse, que d'importantes fluctuations apparaissent à la fin des années 1980. L'année 2000 a été marquée par une perturbation dans le rythme des précipitations. Pour expliquer cette tendance, nous devons analyser l'évolution du rythme saisonnier des précipitations et voir quelles sont les saisons qui ont enregistré le plus de perturbations pendant cette période.

Pour une meilleure approche de ces variations, nous avons divisé la période de 30 ans en deux séries de 15 ans (série de 1976-1990 et série de 1991-2005).

Les résultats obtenus sont représentés dans la figure ci-dessous (figure 42).

Pour les stations du littoral et des plaines intérieures; la saison la plus pluvieuse est l'hiver et la plus sèche est l'été. Cependant, pour les stations des hauts plateaux; on enregistre des précipitations plus importantes au printemps qu'en hiver.

Pour les stations du littoral, le régime pluviométrique du printemps et d'automne marque une évolution semblable. Pourtant pour ces mêmes stations, le printemps est moins arrosé que l'automne.

Pour les plaines intérieures et les hauts plateaux, le printemps est plus arrosé que l'automne, et même plus arrosé que l'hiver pour les hauts plateaux et Biskra.

Nous remarquons, aussi, que le régime des précipitations en été augmente au fur et à mesure que l'on se dirige du nord vers le sud et que l'on monte en altitude, cela s'explique par l'effet combiné du gradient pluviométrique altitudinal et du gradient pluviométrique nord- sud.

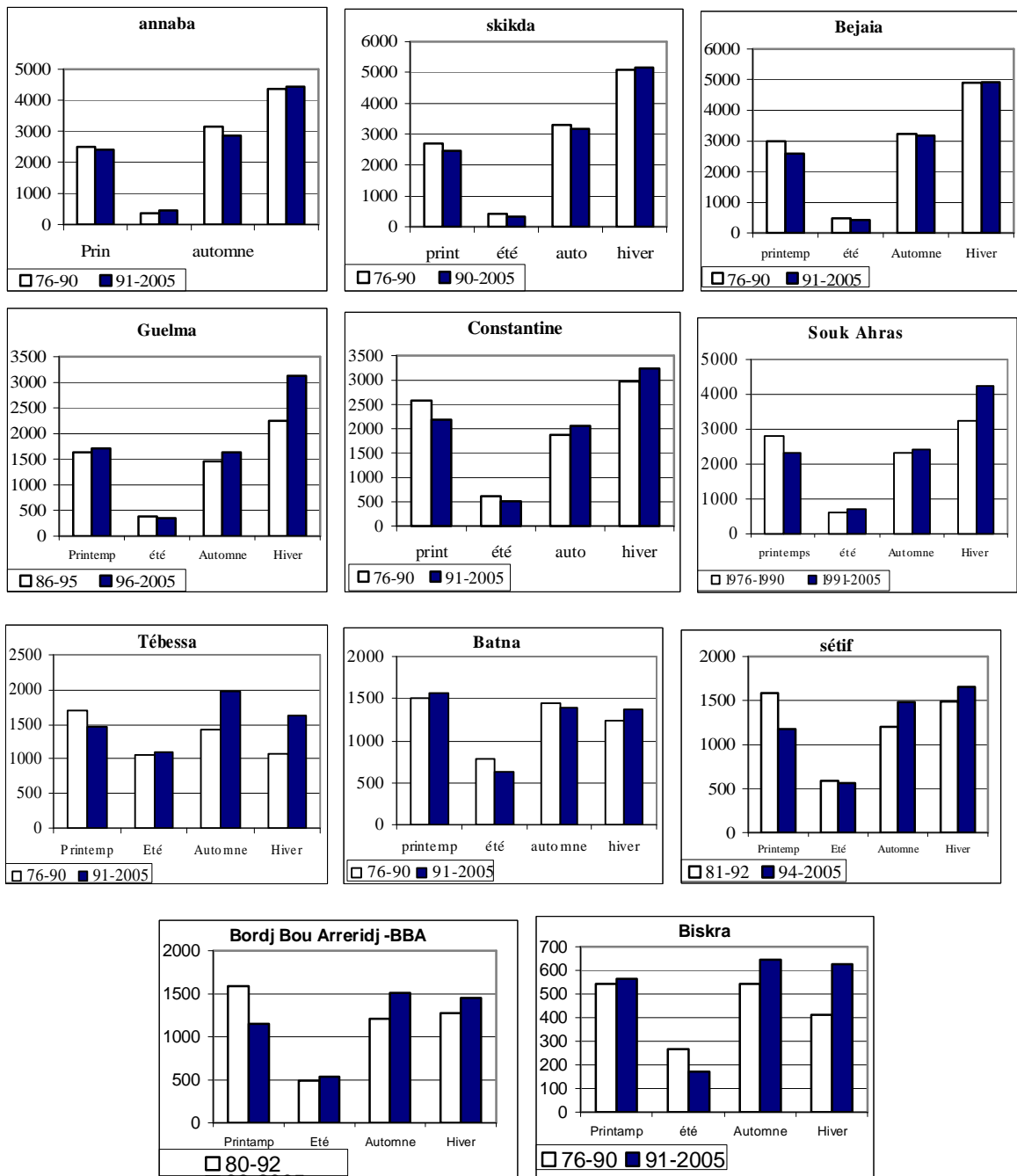


Figure 42. Evolution des précipitations saisonnières durant la période (1976-2005).

L'évolution saisonnière des précipitations au cours des séries 1976-1990 et 1991-2005 est résumée dans le tableau suivant.

Tableau 08. Evolution saisonnière des précipitations, période (1976-2005).

	Périodes	Printemps	Eté	Automne	Hiver
Annaba	Série 1976-1990	<i>2489,8</i>	<i>355,9</i>	<i>3149</i>	<i>4365,9</i>
	Série 1991-2005	<i>2400,2</i>	<i>452,4</i>	<i>2857</i>	<i>4435,9</i>
Skikda	Série 1976-1990	<i>2700,1</i>	<i>416,3</i>	<i>3302,1</i>	<i>5077,9</i>
	Série 1991-2005	<i>2451,1</i>	<i>329,8</i>	<i>3174,1</i>	<i>5154,1</i>
Bejaia	Série 1976-1990	<i>2977,7</i>	<i>483,9</i>	<i>3219,6</i>	<i>4889,8</i>
	Série 1991-2005	<i>2592,0</i>	<i>417,2</i>	<i>3177,2</i>	<i>4908,1</i>
Souk Ahras	Série 1976-1990	<i>2804,1</i>	<i>623,3</i>	<i>2348,4</i>	<i>3246,7</i>
	Série 1991-2005	<i>2341,2</i>	<i>724,7</i>	<i>2427,1</i>	<i>4252,5</i>
Guelma	Série 1986-1995	<i>1632,9</i>	<i>382,4</i>	<i>1461,2</i>	<i>2245,2</i>
	Série 1996-2005	<i>1711,1</i>	<i>344,6</i>	<i>1634,4</i>	<i>3127,9</i>
Constantine	Série 1976-1990	<i>2581,2</i>	<i>615,8</i>	<i>1876,5</i>	<i>2978,1</i>
	Série 1991-2005	<i>2184,6</i>	<i>510,5</i>	<i>2066,3</i>	<i>3235,5</i>
Tébessa	Série 1976-1990	<i>1690,5</i>	<i>1044,4</i>	<i>1418,1</i>	<i>1075,4</i>
	Série 1991-2005	<i>1478,0</i>	<i>1107,2</i>	<i>1964,2</i>	<i>1619,5</i>
Batna	Série 1976-1990	<i>1503,6</i>	<i>783,5</i>	<i>1443,2</i>	<i>1240,1</i>
	Série 1991-2005	<i>1568,2</i>	<i>619,3</i>	<i>1385,1</i>	<i>1366,2</i>
Sétif	Série 1981-1992	<i>1583,6</i>	<i>588,4</i>	<i>1202,5</i>	<i>1490,7</i>
	Série 1994-2005	<i>1176,1</i>	<i>561,9</i>	<i>1482,0</i>	<i>1652,2</i>
Bordj B A	Série 1980-1992	<i>1586,7</i>	<i>493,1</i>	<i>1209,4</i>	<i>1279,1</i>
	Série 1993-2005	<i>1144,7</i>	<i>533,5</i>	<i>1507,5</i>	<i>1453,0</i>
Biskra	Série 1976-1990	<i>542,8</i>	<i>265,8</i>	<i>543,3</i>	<i>411,7</i>
	Série 1991-2005	<i>563,8</i>	<i>172,4</i>	<i>645,5</i>	<i>626,9</i>

Il ressort du tableau ci-dessus :

Au printemps, nous remarquons une baisse sensible du régime des précipitations pour toutes les stations du nord-est algérien. Cette baisse est d'autant plus importante que l'on se dirige vers l'intérieur du pays, elle est, en moyenne, de l'ordre de 8% pour les stations du littoral, de l'ordre de 16% pour les plaines intérieures (S Ahras et Constantine), de 21,4% pour les hauts plateaux (à l'exception de la station de Batna).

La station de Guelma n'observe pas la même évolution, elle enregistre une légère hausse durant notre période d'étude. Cette hausse peut s'expliquer par le relief de celle-ci, qui constitue une zone de contact « tell - hautes plaines », elle est sous l'influence directe des montagnes environnantes.

En revanche, nous notons pour ces mêmes stations, une augmentation générale du régime des précipitations durant la saison d'hiver. Elle est de l'ordre de plus de 1,2% pour le littoral, de 20% pour les plaines intérieures, de 16% pour les hauts plateaux et de 34,3% pour Biskra.

Pour l'automne, nous remarquons l'apparition de sous-ensembles; les stations du littoral enregistrent une diminution globale dans le régime des précipitations. Les plaines intérieures et les hauts plateaux, enregistrent une hausse des précipitations, ainsi, que la station de Biskra.

Ces résultats expliquent clairement les fluctuations de l'indice d'Angot. La baisse des régimes des précipitations au Printemps est plus importante que la hausse de ces dernières en Hiver. Cette différence a contribué à l'augmentation de l'indice (dû à l'augmentation du rapport entre le régime des précipitations de la période chaude et froide). Cette explication est valable pour la totalité des stations à l'exception de celle de Biskra.

6.2. Indice annuel de Moral

Comme défini précédemment, cet indice permet de caractériser le climat d'une année à l'autre. Les résultats sont repris dans la figure ci-dessous (figure 43).

Pour les stations du littoral et des plaines intérieures : notre période d'étude est considérée comme humide à l'exception de l'année 1983, pour les stations de Bejaia et de Constantine où l'indice a été inférieur à 1.

Pour les stations des hauts plateaux : presque une année sur quatre est sèche pour Tébessa et une année sur trois pour Batna. Pour Sétif ; toutes les années sont humides, à l'exception de 1983 et de 1994 considérées sèches. Pour BBA, on retrouve l'année 1983 et la période 2000-2001-2002. Pour Biskra, toutes les années ne dépassent pas l'indice 1 et sont toutes considérées sèches.

Cet indice présente une classification primaire des climats, mais n'offre pas de précision suffisante.



Figure 43. Evolution du climat selon l'indice annuel de Moral, période (1976-2005).

6.3. Indice mensuel de Moral

Pour mieux caractériser l'évolution intra annuelle du climat dans notre région, nous nous sommes basés sur la classification mensuelle de Moral.

Les résultats de cette classification sont repris ci-dessous.

Tableau 09. Classification mensuelle de Moral.

		Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Jul	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
Annaba	Indice	4.9	3.5	2.5	2.3	1.1	0.3	0.1	0.2	0.7	1.6	3.5	4.9
	Catégorie	P	P	P	H	H	S	A	A	S	H	P	P
Skikda	Indice	5.0	4.2	2.7	2.4	1	0.3	0.1	1.2	0.8	1.6	3.6	5.4
	Catégorie	P	P	P	H	H	S	A	A	S	H	P	P
Bejaia	Indice	5.1	4	3.1	2.6	1.2	0.3	0.1	0.2	0.9	1.8	3.6	5.7
	Catégorie	P	P	P	P	H	S	A	A	S	H	P	P
Souk Ahras	Indice	5.2	4.1	3.1	2.9	1.7	0.5	0.1	0.3	0.9	1.3	3.3	5.1
	Catégorie	P	P	P	P	H	S	A	A	S	H	P	P
Guelma	Indice	4.5	3.1	2.3	2.5	1.3	0.4	0.1	0.2	0.7	1	2.9	5.7
	Catégorie	P	P	H	H	H	S	A	A	S	H	P	P
Constantine	Indice	3.9	3.1	2.8	2.6	1.4	0.4	0.1	0.2	0.8	1.2	2.7	4.4
	Catégorie	P	P	P	P	H	S	A	A	S	H	P	P
Tébessa	Indice	1.5	1.3	1.8	1.2	1.1	0.5	0.2	0.5	1	1	1.8	2.1
	Catégorie	H	H	H	H	H	S	A	S	S	S	H	H
Batna	Indice	1.6	1.5	1.7	1.4	1.1	0.4	0.1	0.3	0.8	0.9	1.6	1.8
	Catégorie	H	H	H	H	H	S	A	S	S	S	H	H
Sétif	Indice	1.1	0.8	0.7	0.7	0.6	0.2	0.1	0.1	0.4	0.5	0.8	1.4
	Catégorie	P	H	H	H	H	S	A	A	S	H	H	P
Bordj B A	Indice	2.2	1.5	1.6	1.6	1.1	0.4	0.1	0.2	1	1	1.6	2.3
	Catégorie	P	H	H	H	H	S	A	A	S	S	H	H
Biskra	Indice	0.8	0.4	0.4	0.3	0.2	0.1	0	0.1	0.1	0.2	0.6	0.3
	Catégorie	S	S	S	S	S	A	A	A	A	A	S	S

P=Pluvieux

H= Humide

S= Sec

A= Aride

Nous remarquons une irrégularité entre les stations.

Pour le littoral : Annaba et Skikda enregistrent 5 mois pluvieux, 3 mois humides, 2 mois secs et 2 mois arides. Bejaia enregistre 1 mois pluvieux de plus que les deux autres stations.

Les plaines intérieures : enregistrent 6 mois pluvieux, 2 mois humides, 2 mois secs et 2 mois arides pour Souk Ahras et Constantine, contre, seulement, 4 mois pluvieux, 4 mois humides, 2 mois secs et 2 mois arides pour Guelma. Cette baisse est due à la position topographique de cette dernière, qui se situe à 228 m dans une dépression entre les montagnes (ce qui favorise les inversions thermiques). Cette situation confère à la station un climat très contrasté et très chaud qui favorisent l'évaporation et de ce fait réduit les mois pluvieux.

Pour les hauts plateaux : nous remarquons une nette diminution des mois pluvieux au profit des mois humides et secs. Les stations de Tébessa et Batna n'enregistrent aucun mois pluvieux, mais cumulent 7 mois humides, 4 mois secs et 1 mois aride. La station de Sétif, quant à elle, enregistre une moyenne de 2 mois arides, 2 mois secs, 6 mois humides et 2 mois pluvieux contre 1 seul mois pluvieux pour la station de BBA.

La station de Biskra, subit directement les influences du climat désertique et enregistre 7 mois secs et 5 mois arides.

Cette classification de Moral, joue un rôle très important dans la détermination des cycles des végétaux (germination, floraisons...), ainsi, qu'en agriculture pour les périodes d'irrigation.

6.4. Indice d'aridité de De Martonne

Cet indice fait ressortir les variations du climat entre les différentes années. Pour Annaba, la tendance générale est au sub-humide, entrecoupé par des années semi-arides. La période 1981-1987 est caractérisée par des années de climat humide avec une fréquence d'une année sur deux. Même tendance pour Skikda où une année sur deux est dans le sub-humide, une année sur trois dans l'humide et une année sur six dans le semi-aride.

En ce qui concerne la station de Bejaia, la tendance générale est à l'humide, (deux années sur trois sont humides), une année sur quatre se situe dans l'hyper humide (classe qu'on ne rencontre pas à Annaba et Skikda). Une exception pour l'année 1983, qui est classée dans le climat semi-aride.

Pour les plaines intérieures, le climat oscille entre l'étage subhumide, humide et semi aride, avec une tendance générale pour le subhumide pour les stations de S. Ahras et de Guelma et pour le semi-aride pour la station de Constantine, qui enregistre, même, un climat aride en 1983.

Pour les hauts plateaux, la tendance générale est au semi-aride et plus on se dirige vers l'Ouest, plus le climat subhumide s'estampe et le climat semi-aride et aride s'installe. Cela confirme l'influence du gradient pluviométrique longitudinal (Est- Ouest).

La station de Biskra est caractérisée par une oscillation entre le climat aride et hyper aride, cela confirme l'influence directe du climat saharien sur cette station.

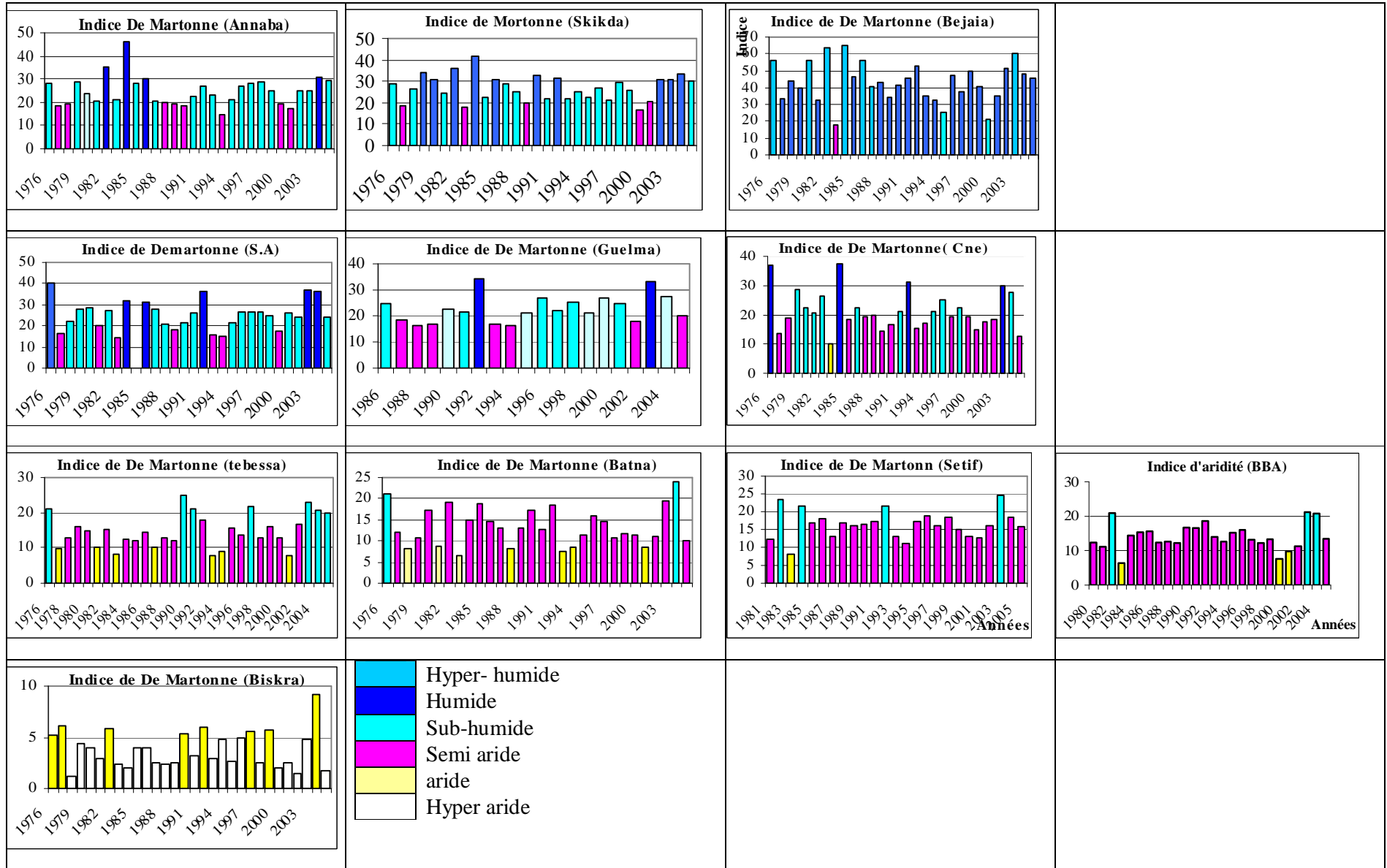


Figure 44. Evolution du climat selon l'indice de De Martonne pour la période (1976-2005).

6.5. L'indice de mutin

Les résultats de l'indice de Mutin sont repris dans la figure suivante (figure 45).
Pour les stations du littoral, les périodes sèches vont de 1987 à 1991 et de 1993 à 1995 pour la station d'Annaba. De 1993 à 1995 pour la station de Skikda. De 1977-1979, 1993-1995 et 1999-2001 pour la station de Bejaia.

Pour les plaines intérieures, les périodes sèches sont : 1988-1990 et 1993-1995 pour la station de S. Ahras. 1987-1989, 1993-1995 pour Guelma et 1987-1991, 1993-1995 et 1999- 2002 pour la station de Constantine.

Pour les hauts plateaux, les périodes de sécheresse sont plus prononcées, elles vont de 1983 à 1989 pour la station de Tébessa. De 1998 à 2002 pour la station de Batna, de 1999 à 2002 pour la station de Sétif et de 1997 à 2002 pour la station de Bordj Bou Arreridj.

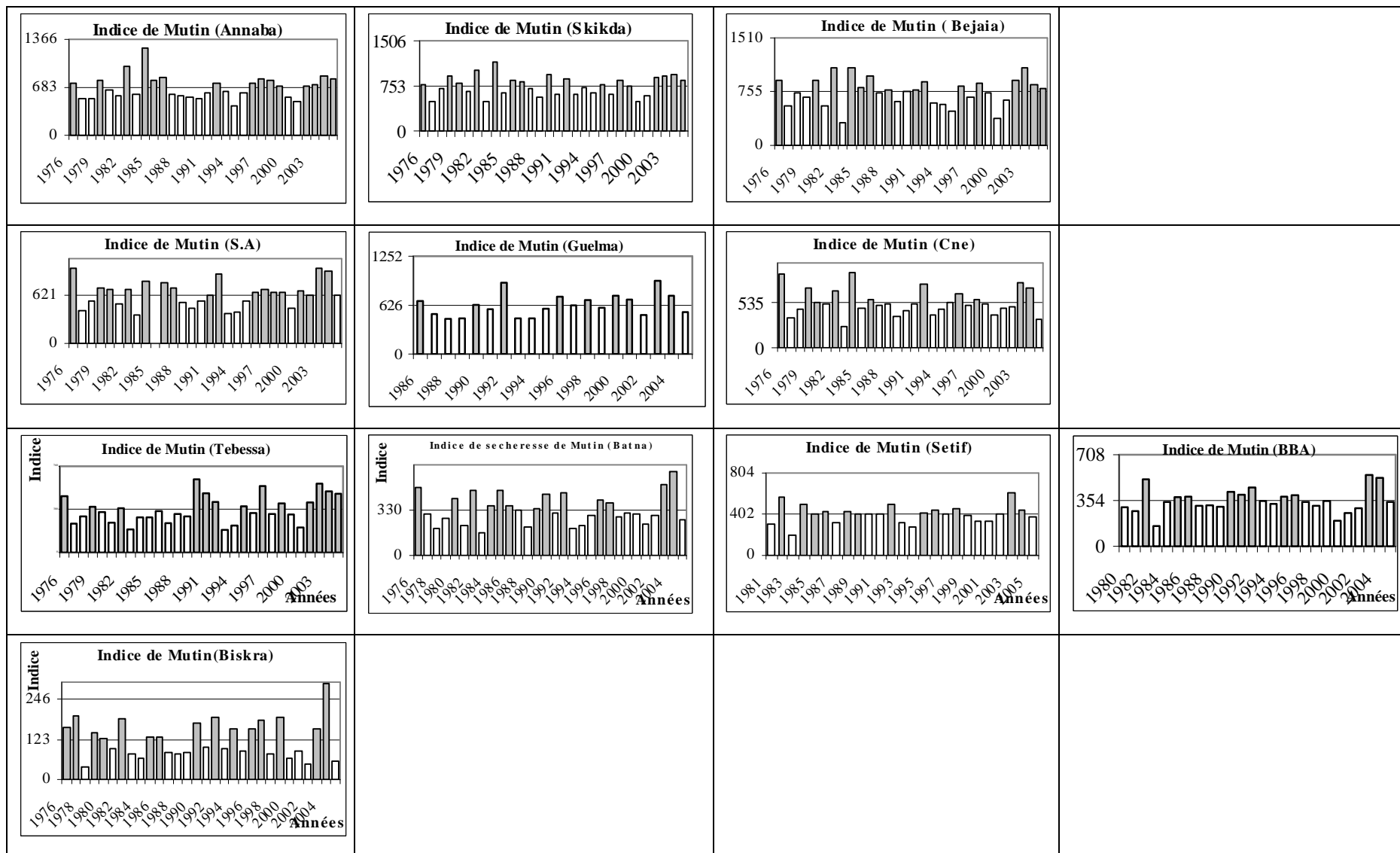


Figure 45. Evolution du climat selon l'indice de Mutin pour la période (1976-2005).

6.6. Le diagramme Ombrothermique de Gaussen

Les diagrammes ombrothermiques des différentes stations sont résumés dans la figure 46.

Pour le littoral : les stations d'Annaba, Skikda et Bejaia enregistrent une période sèche d'environ 4 mois, allant, de la deuxième quinzaine du mois de Mai à la première quinzaine du mois de Septembre.

Pour les plaines intérieures : la période sèche s'étale également sur 4 mois, mais cette dernière se décale vers le mois de Juin et fini au mois de Septembre jusqu'au début Octobre.

Pour les hauts plateaux : la saison sèche dure près de 5 mois sur presque toutes les stations, allant de la deuxième quinzaine du mois de Mai jusqu'à la mi-October. Nous remarquons dans cette région que les deux courbes (températures et précipitations) se superposent à la deuxième moitié du mois de Septembre. Cette situation signifie que la période sèche s'interrompt vers le mois de Septembre, puis, continue jusqu'à la fin du mois d'octobre. Cette période de transition s'explique par l'apparition des pluies et des orages de la fin de l'été.

La station de Biskra : enregistre une période sèche qui dure toute l'année. Cette tendance confirme le caractère désertique de la région.

Comme nous venons de le voir, le diagramme de Gaussen est très important dans la détermination de la période sèche, car celle-ci est fondamentale en agriculture et dans la détermination des périodes d'irrigation.

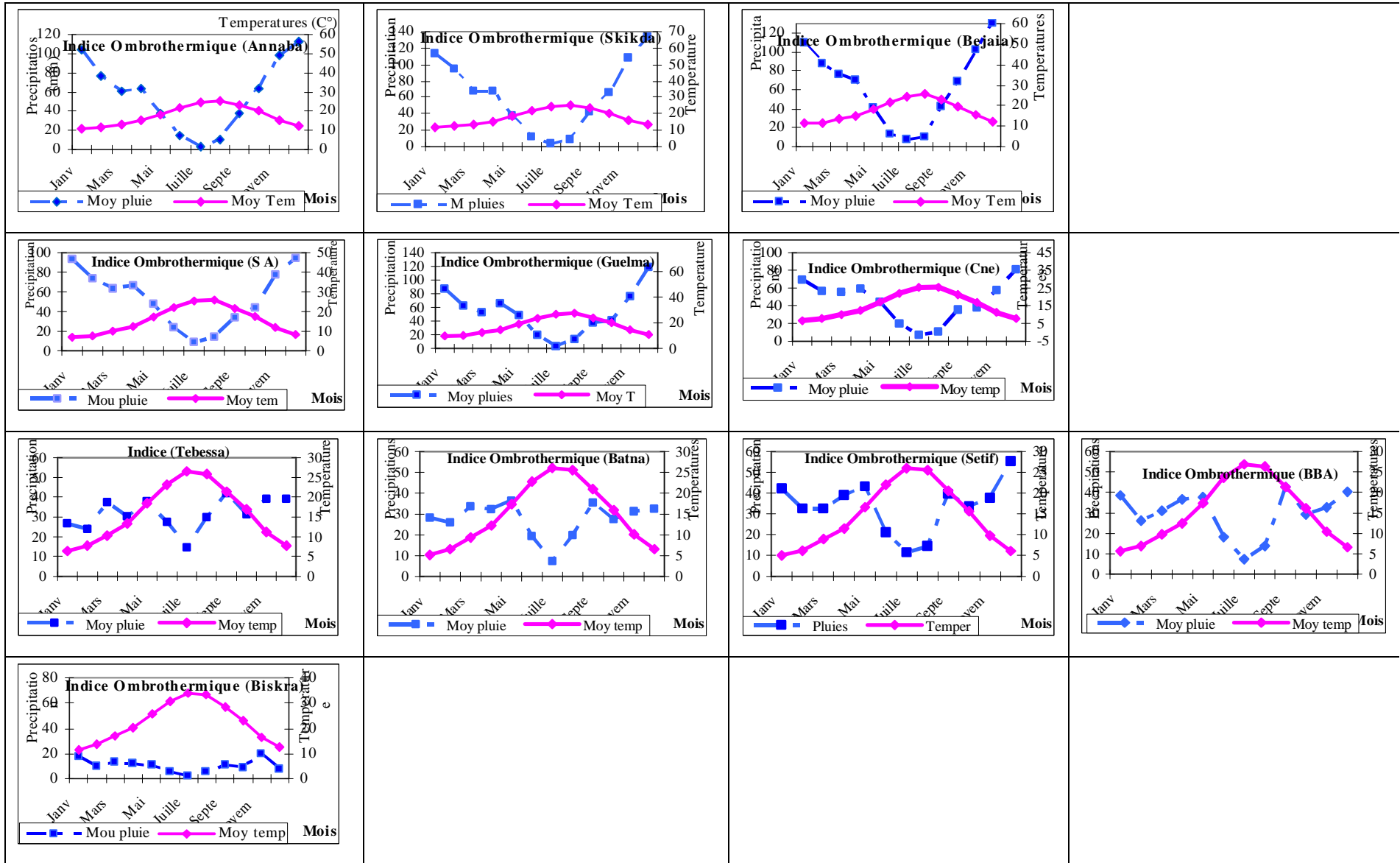


Figure 46. L'indice Ombrothermique de Gaussen, période (1976-2005).

Le diagramme Ombrothermique de Gausson est réalisé à partir des moyennes des températures et des précipitations durant la période 1976 – 2005, mais, les moyennes de cette période effacent le caractère exceptionnel de quelques années (notamment les années les plus sèches et les plus humides) et renseignent, uniquement, sur la tendance générale des stations. Pour cela nous avons jugé utile et indicatif de représenter les années exceptionnelles pour chaque station.

Les années les plus sèches et les plus humides des stations d'Annaba, Skikda et Bejaia sont illustrées dans la figure ci-dessous.

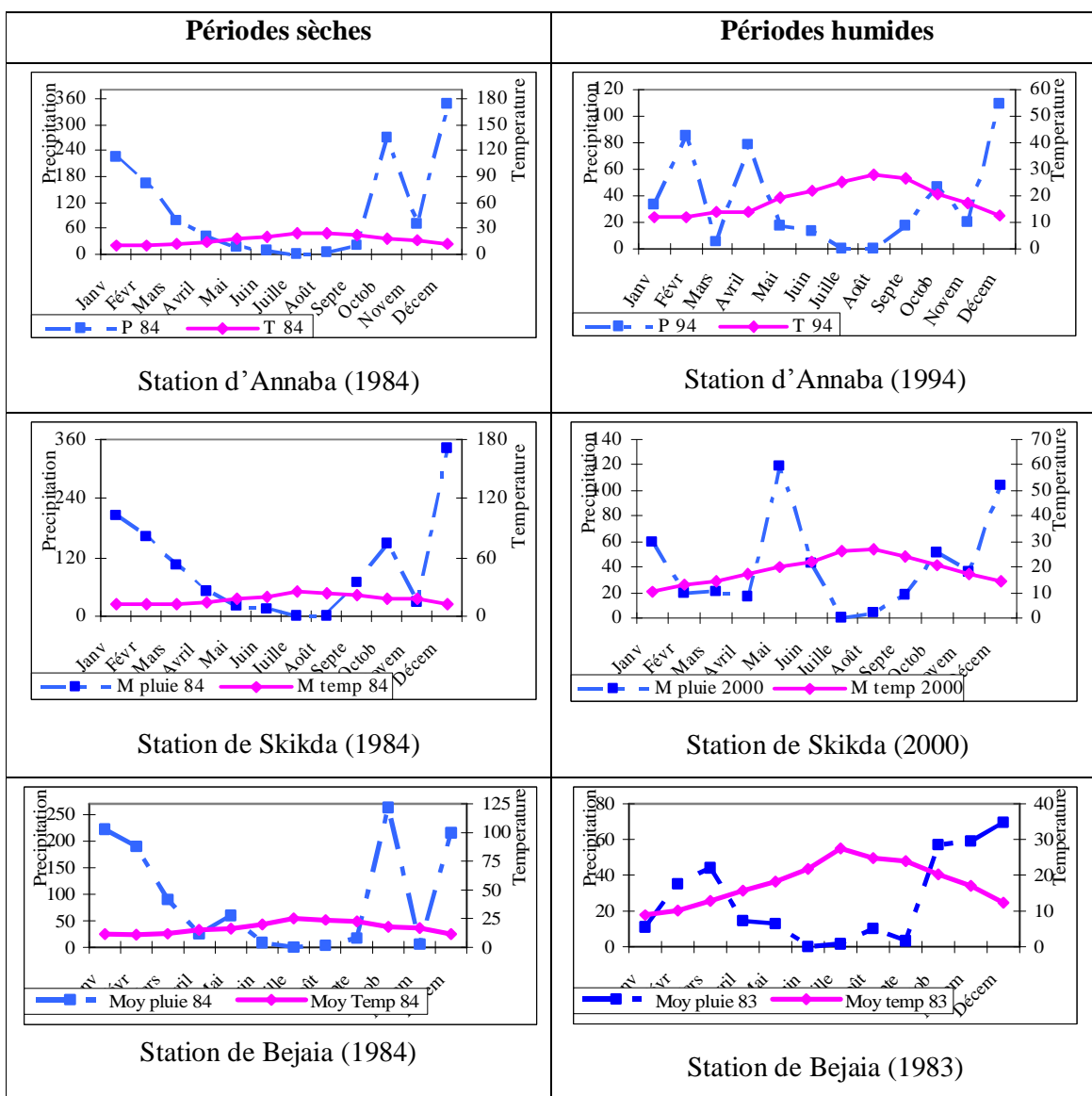


Figure 47. L'indice Ombrothermique de Gausson pour les stations du littoral,

Période (1976-2005).

Nous remarquons que sur les stations du littoral le contraste entre les années humides et les années sèches est très important. La période sèche peut aller de 4 mois pour les années humides (1984 pour toutes les stations) à plus de 6 mois avec une très forte amplitude pour toutes les stations (l'amplitude entre les deux courbes détermine l'importance de la saison sèche).

Les années les plus sèches et les plus humides des stations de Souk Ahras, Guelma et Constantine sont illustrées dans la figure ci-dessous.

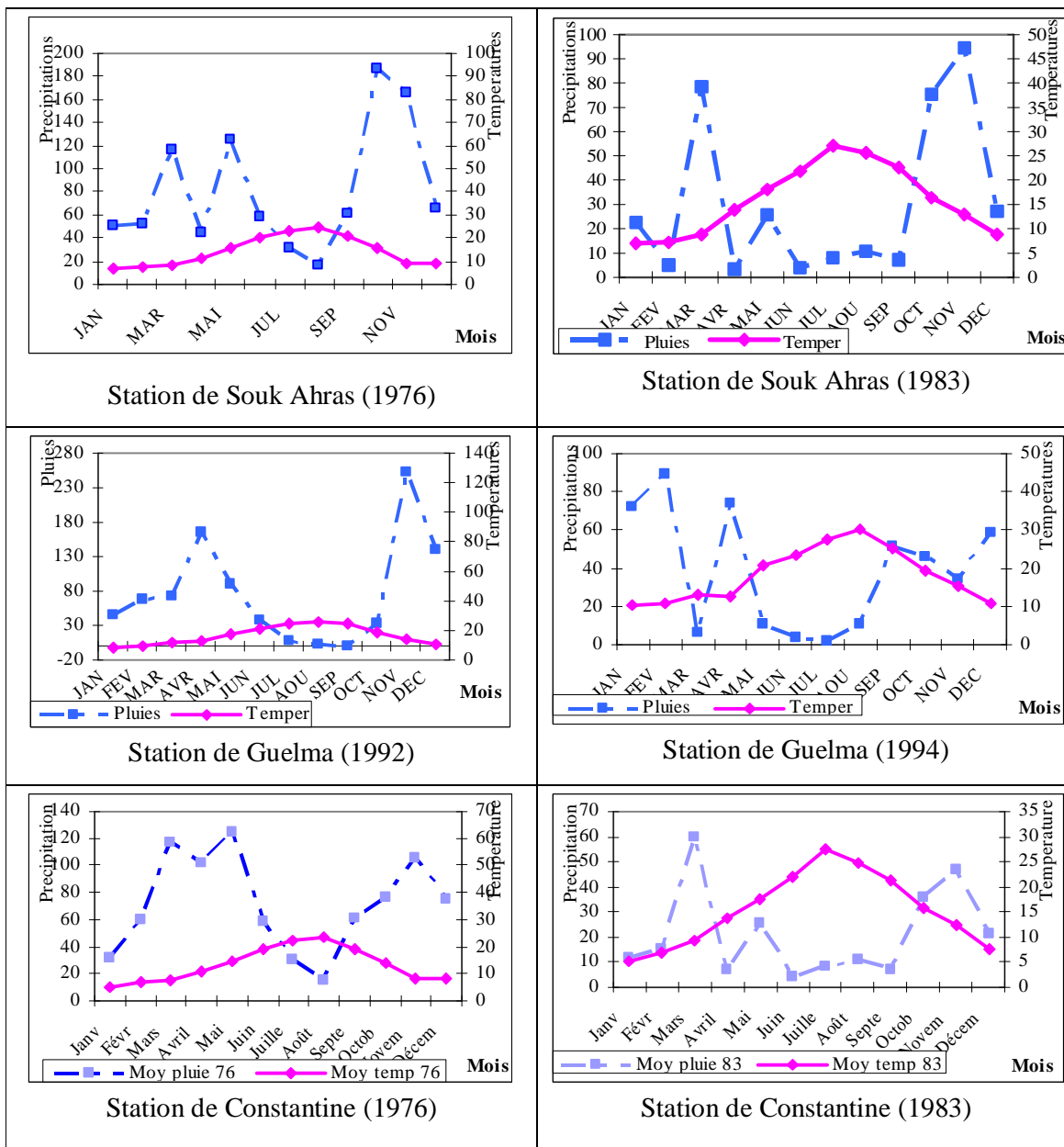


Figure 48. Indice Ombrothermique de Gausson pour les plaines intérieures, (1976-2005).

Dans les plaines intérieures, les périodes sèches peuvent aller de 2 à 3 mois pour les années humides à plus de 6 mois pour les années sèches. Nous remarquons que l'amplitude est très importante entre les années.

Les années les plus sèches et les plus humides de 4 stations sont illustrées par la figure 49.

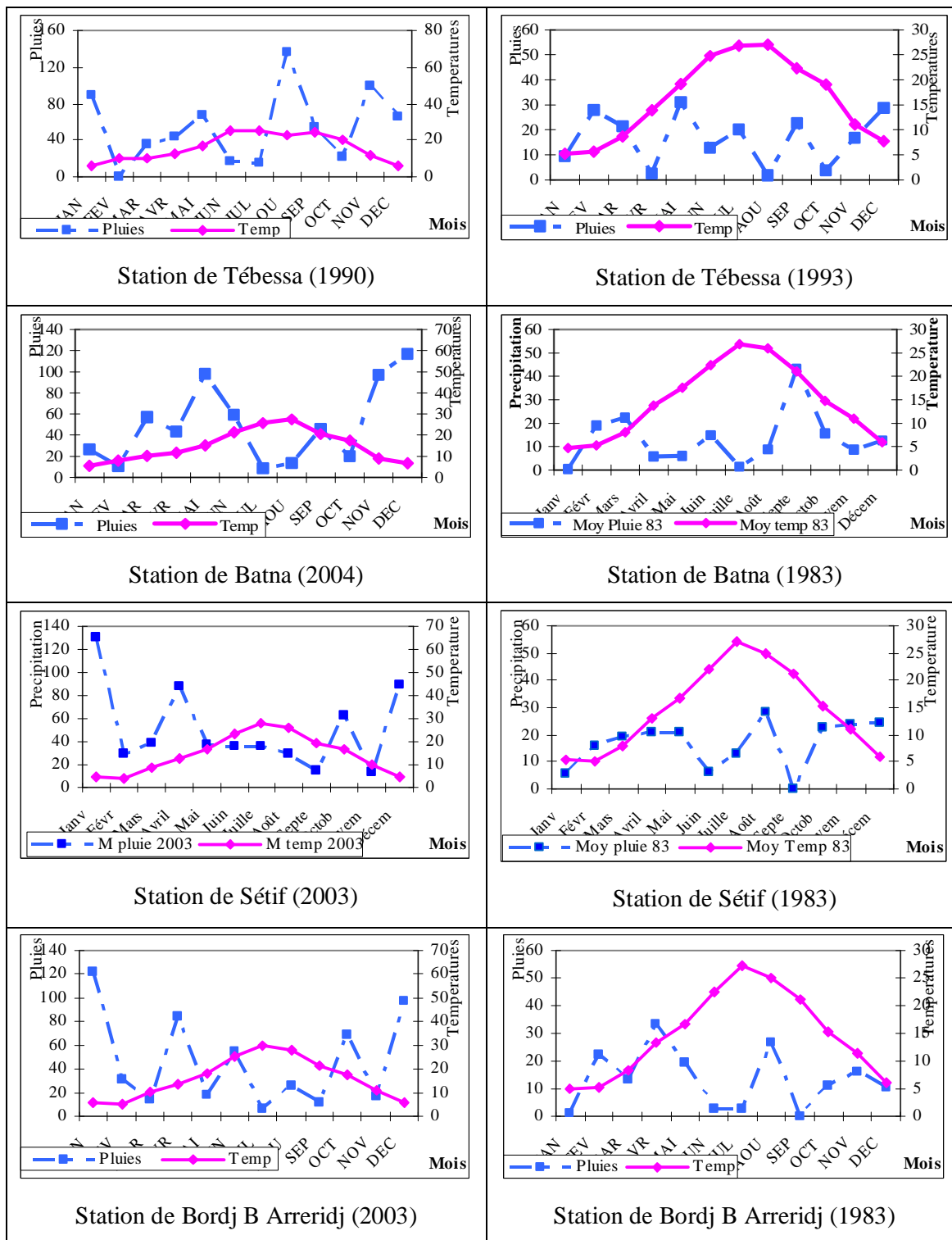
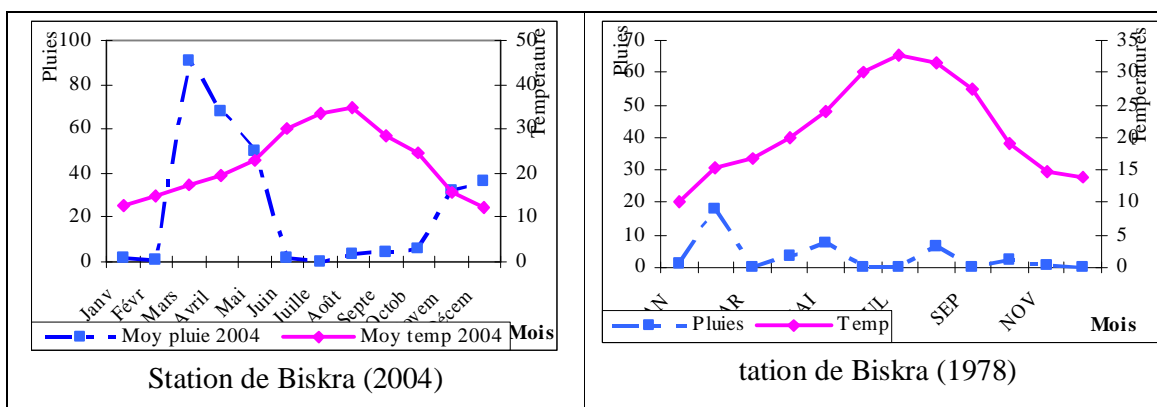


Figure 49. L'indice Ombrothermique de Gaussen pour les hauts plateaux, (1976-2005).

Pour les hauts plateaux, les différences entre les périodes sèches sont de plus en plus contrastées. Elles varient de 3 mois pour les années les plus humides à plus de 9 mois pour les années les plus sèches. Les effets de la continentalité apparaissent très bien dans cette région.

Les années les plus sèches et les plus humides de la station de Biskra, sont illustrées par les figures ci-dessous.

Figure 50. L'indice Ombrothermique de Gaussen pour la station Saharienne (1976-2005).



En ce qui concerne cette station, la saison sèche est très prononcée, elle va de 7 mois pour les années dites humides à plus de 12 mois de sécheresse continue.

6.7. Climagramme d'Emberger

Le climagramme d'Emberger nous a permis de classer les années de la période 1976-2005 selon la classification bioclimatique d'Emberger et de suivre l'évolution du climat de la région d'une année à l'autre.

Les résultats sont repris dans les figures suivantes, selon la légende ci-après.

✦ Position du climat de la station pour chaque année.

☀ Position de la station durant la période 1976-2005.

6.8. Les domaines d'applications des indices climatiques

Les événements climatiques peuvent avoir des effets catastrophiques sur les divers écosystèmes et leurs conséquences peuvent être irréversibles pour l'homme. L'application des indices climatiques et bioclimatiques qui font appel aux températures, aux précipitations ou à la combinaison des deux, touche tous les domaines et font l'objet de beaucoup de projets communs entre divers organismes afin d'améliorer les connaissances sur le climat et d'optimiser leurs applications dans tous les domaines.

Le tableau suivant, présente les principaux indices climatiques et leurs domaines d'applications.

Tableau 10. Présentation des différents indices climatiques [45].

Indices	définitions	domaines d'application
<u>Précipitations</u>		
PrcpI	Nombre de jours avec précipitations	Agronomie, Hydrologie
SD II	Somme des précipitations / nombre de jours de précipitations	Transport, agriculture, foresterie
CDD	Nombre maximum de jours secs consécutifs	Agronomie, Feu de forêt, Ressources en eau
R3 Days	Précipitations totales maximales durant 3 jours	Ressources en eau, Sécurité civile, Santé
Prec 90p	90 ^{ième} centile des précipitations quotidiennes	Ressources en eau, Sécurité civile, Santé, Hydrologie
<u>Températures</u>		
DTR	Amplitude thermique diurne	Santé, Agronomie, Énergie, Transport
FSL	Longueur saison de gel : Tmoy >0°C et Tmoy < 0°C de plus de 5 jours	Agronomie, Hydrologie
GSL	Longueur saison de croissance : Tmoy >5°C à Tmoy <5°C de plus de 5 jours	Agronomie, Hydrologie
Fr /Th	Jours avec cycles gel/dégel (Tmax >0°C, Tmin <0°C)	Infrastructures routières, Agronomie, Sécurité, Santé
Tmin 10p	10 ^{ième} centile du Tmin quotidien	Santé, Sécurité publique, Ressource eau
Tx90	Pourcentage de jours Tmax >90 ^{ième} centile	Tous les domaines
Tn10	Pourcentage de jours Tmin <10 ^{ième} centile	Tous les domaines

6.8.1. Application des indices dans la prévention des feux de forêts

L'indice d'Angot que nous avons testé dans ce travail, peut être utilisé dans différents domaines. A titre d'exemple, nous avons testé son application dans le domaine des feux de forêts. Pour ce faire, nous avons corrélé cet indice avec les superficies brûlées et les départs de feux des forêts et testé sa signification pour déterminer si les facteurs climatiques ont un rôle dans le départ et la propagation des feux de forêts. De cette analyse ressortent les résultats suivants :

Tableau 11(a). La corrélation entre l'indice d'Angot et les superficies brûlées.

Stations											
	Annaba	Skikda	Bejaia	S Ahras	Guelma	Cne	Tébessa	Batna	Sétif	BBA	Biskra
r_1	-0,05	0,07	0,29	-0,03	-0,09	-0,23	-0,29	-0,01	0,01	-0,17	-0,14

Tableau 11(b). La corrélation entre l'indice d'Angot et les départs de feux.

Stations											
	Annaba	Skikda	Bejaia	S Ahras	Guelma	Cne	Tébessa	Batna	Sétif	BBA	Biskra
r_2	-0,03	0,31	0,04	-0,11	0,12	-0,36	-0,17	-0,22	0,08	-0,03	-0,21

N.B

r_1 : Le Coefficient de corrélation entre les différentes valeurs de l'indice d'Angot et les superficies brûlées pour chaque station durant la période 1986 - 2005 (20 ans).

r_2 : Le Coefficient de corrélation entre les différentes valeurs de l'indice d'Angot et le nombre de départ de feux pour chaque station durant la période 1986 - 2005 (20 ans).

Après avoir testé les coefficients de corrélations entre l'indice d'Angot, les surfaces brûlées et les départs de feux, pour chaque wilaya et testé leurs significations; il ressort que ce coefficient (r_1 et r_2) n'est significatif pour aucune des stations et pour aucun des paramètres étudiés. Cela confirme que les départs de feux, ainsi que les superficies brûlées, peuvent avoir des causes très variées; elles peuvent être liées aux précipitations, températures, type de végétation, type de substrat et, surtout, à l'action anthropique qui a un rôle incontestable dans les feux de forêts. Mais ce qui est important à souligner dans cette analyse, ce sont les cas extrêmes, c'est à dire la relation entre les années les plus sèches, les années les plus humides et les superficies forestières brûlées.

Le tableau suivant traduit la relation entre les années extrêmes, l'indice d'Angot et les superficies brûlées:

Tableau 12. Corrélation entre l'indice d'Angot et les superficies brûlées (années extrêmes).

périodes sèches					périodes humides				
Station	Année	Indice	Nbr de départs de feux	Superficie brûlée	Station	Année	Indice	Nbr de départs de feux	Superficie brûlée
Bejaia	2005	0,10	154	1863,38	Bejaia	1997	0,98	119	959,31
Guelma	2005	0,13	41	1039	Guelma	1991	0,73	27	396
Cne	2005	0,19	23	555,5	Cne	2000	1,05	5	11,5
Batna	1986	0,48	25	64,86	Batna	1989	2,5	3	13,32
BBA	1986	0,37	12	519,13	BBA	1994	2,68	8	116,77

Nous remarquons que la relation entre l'indice d'Angot, les départs de feux et les superficies brûlées est incontestable. Si la station de Bejaia est prise en exemple, l'année 2005 est caractérisée par un indice de 0,1 c'est-à-dire que les précipitations enregistrées durant la période chaude représentent le 1/10^{ème} de celles enregistrées durant la période froide (période chaude très sèche). Cela se traduit par une superficie brûlée de 1863,4 ha causée par 154 départs de feux. Pour la même station, l'année 1997 est caractérisée par un indice de 0,98 c'est-à-dire qu'il a plu autant en période chaude que froide (période chaude très humide). Cela s'est traduit sur une superficie brûlée de 959 ha représentant la moitié de celle brûlée en 2005. Pour Constantine, la même remarque est à souligner, pour un indice qui passe de 1,05 en 2000 à 0,19 en 2005, la superficie a été multipliée par presque 50. Cela montre les effets du déséquilibre dans la distribution des précipitations durant une année et d'une année à l'autre sur les départs de feux et, surtout, sur les superficies brûlées.

6.8.2. Application d'indices dans la réalisation de cartes climatiques

L'indice Xérothermique de Gaussen utilisé dans ce travail s'applique dans divers domaines, notamment dans la réalisation de cartes de précipitations ou des cartes bioclimatiques. La carte ci-dessous est un exemple de son application dans le domaine bioclimatique au nord-est algérien, elle est extraite de l'atlas de l'Algérie réalisé par l'institut national de cartographie et de télédétection.

Nbre de jours secs

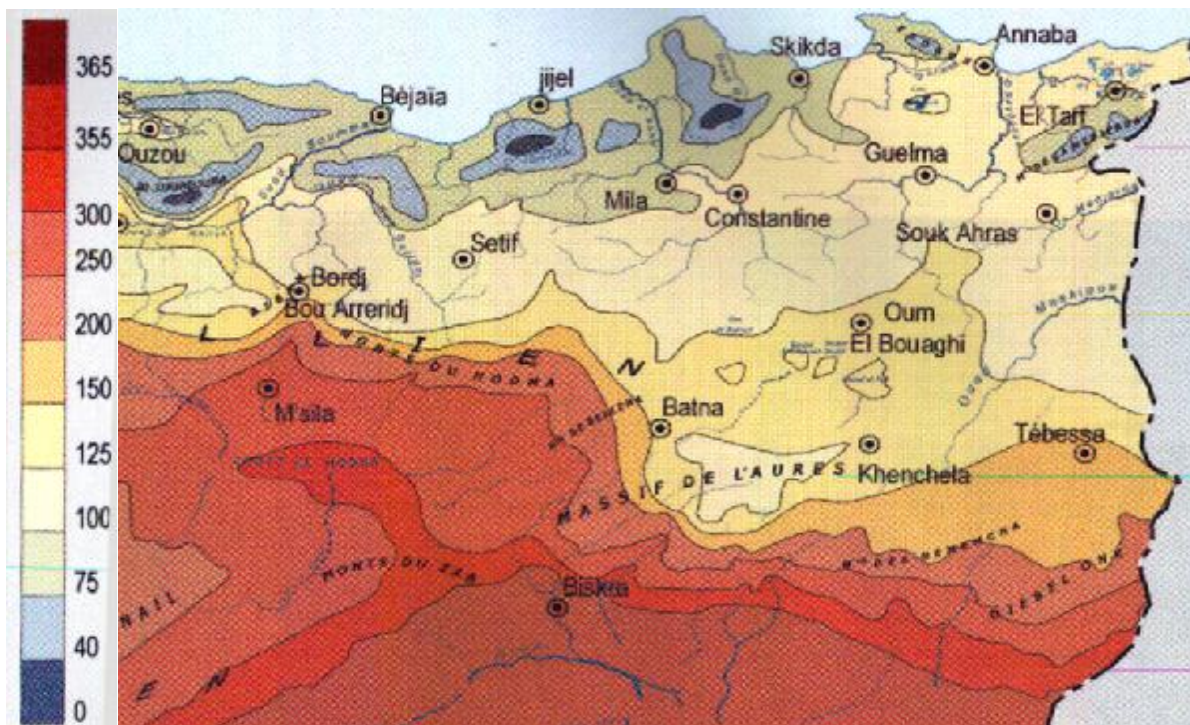


Figure 62. Carte des précipitations réalisée selon l'indice de Gaussen [44].

6.8.3. Application des indices dans le domaine de l'agriculture

Au Maroc, un projet de collaboration entre la FAO / UCEA et INRA (France) a été mis au point pour le développement d'un réseau méditerranéen sur les changements climatiques et l'agriculture (Changements Climatiques et Agriculture dans la région méditerranéenne «CLIMAGRI med»). Ce programme vise le développement d'un système d'évaluation des terres pour la définition du risque climatique causé à l'agriculture par la variabilité et par les changements climatiques dans la zone méditerranéenne à l'échelle locale et nationale.

Cette collaboration a trait aux études sur l'impact du climat et des facteurs agrotechnologiques et socio-économiques sur les productions de blé, orge et pâturages. L'objectif est la modélisation des cultures et le développement de différents modèles pour estimer le potentiel productif des cultures agraires en relation avec la variabilité climatique. En outre, on a développé des indices d'alarme précoce, aux conditions de sécheresse, nécessaires pour évaluer le risque climatique en agriculture dans les zones agricoles de la région méditerranéenne [35].

6.8.4. Application des indices dans le domaine des assurances climatiques

Nicholas Stern, scientifique de renom, dans son rapport sur les implications économiques de l'évolution du climat a déclaré: «Les preuves scientifiques que le climat est instable sont, désormais, incontournables; les changements climatiques représentent une menace globale. On peut éviter les conséquences les plus dramatiques de ces changements climatiques en agissant, dès aujourd'hui, de manière déterminée. Les coûts pour stabiliser le climat sont importants, mais acceptables et attendre serait plus dangereux et plus onéreux. Lutter contre les changements climatiques est nécessaire pour tous les pays et ne fait pas obstacle aux objectifs de croissance des pays riches ou pauvres» [46].

Le dérèglement climatique entraîne, incontestablement, une perturbation de l'industrie et les enjeux économiques que celle-ci implique. C'est suite à des perturbations de l'énergie électrique américaine en 1996, dues à des dérèglements climatiques, qu'a été créé le concept «d'assurance climatique». En utilisant des contrats indexés sur la température, les précipitations et les vents, les compagnies peuvent ainsi se couvrir contre des coûts supplémentaires.

Ce concept d'assurance climatique a été adopté, depuis, dans divers pays dans le monde. En voici quelques applications :

- Au Mexique, la collaboration entre la banque mondiale (BM) et la Société Financière Internationale (SFI) a mis au point une assurance contre les catastrophes naturelles et la pluviométrie et a créé un fond public d'auto-assurance pour indemniser les agriculteurs en cas de catastrophes naturelles.
- En Argentine, une étude sur la forte corrélation entre la pluviométrie et le rendement laitier a permis de créer des contrats d'assurance pluviométrique pour les agriculteurs à production laitière.
- Au Maroc, des assurances pluviométriques pour les céréales ont été mises au point, sur la base du calcul d'indices entre les conditions climatiques et le rendement du blé.

En Algérie, des assurances climatiques pour prévenir d'éventuels risques climatiques, pourraient être avantageux dans divers domaines. Des contrats proportionnels d'assurance pluviométrique et thermiques peuvent être introduits sous forme de projets pilotes dans certaines régions et ensuite être généraliser dans différents domaines [47].

CONCLUSION

Le Nord Est algérien présente un support topographique de structure et d'altitude très variés. La coupe longitudinale Nord Sud a fait ressortir 4 principaux ensembles topographiques : les plaines littorales, l'ensemble intramontagnard, les hauts plateaux et le désert. Ces ensembles se différencient d'un point de vue topographique, morphologique, écologique et climatique.

Le relief hétérogène, les différentes structures et formations géologiques, les chaînes montagneuses de l'atlas tellien et saharien, forment des barrières naturelles, d'une importance capitale et marquent d'une façon importante la transition entre le nord et le sud. Tous ces caractères constituent un écran aux influences du climat et, par conséquent, modifient sensiblement les facteurs climatiques et bioclimatiques du nord-est algérien.

Sur le plan climatique, la région d'étude est caractérisée par la transition d'un climat méditerranéen humide, subhumide, doux et tempéré en hiver, chaud et sec en été à un climat semi-aride sur les hautes plaines et aride sur les zones désertiques

Concernant l'évolution des températures moyennes, au nord est de l'Algérie, la tendance est à la hausse pour toutes les stations, l'augmentation est très perceptible à partir du début des années 90. Cette tendance exprime une entrée dans une décennie relativement douce, où des pics de températures sont enregistrés fréquemment. Cependant, cette hausse est plus importante sur le littoral que dans les plaines intérieures.

Quant aux précipitations, le régime enregistré est très hétérogène. Nous remarquons que le relief joue un rôle très important dans la répartition des précipitations. Le gradient nord-sud caractérise le retrait de l'influence maritime et l'établissement des influences continentales au fur et à mesure que l'on pénètre à l'intérieur des terres.

Le régime inter annuel des précipitations, durant notre période d'étude, est un régime perturbé. La période la plus arrosée pour le littoral et la zone de contact tell - hautes plaines est Décembre et Janvier, le mois le plus sec est celui de Juillet.

Pour les hauts plateaux, la saison humide est plus précoce, elle commence au mois de Septembre, enregistre une certaine baisse durant l'hiver pour réapparaître, ensuite, au début du printemps. La période la plus sèche est, incontestablement, celle de juillet.

Donc, notre domaine d'étude est caractérisé par un climat humide sub-humide semi- aride et désertique. Cette région a subi des variations, surtout thermiques.

Cette caractérisation du climat joue un rôle important dans le domaine de l'agriculture, le calcul des bilans hydriques, l'utilisation des ressources en eau et la détermination des périodes où le déficit hydrique est le plus contraignant pour les espèces naturelles et le tapis végétal.

L'utilisation des indices climatiques, mis en évidence par des critères arithmétiques et statistiques, a permis de caractériser les différents phénomènes climatiques et de mieux apprécier leur évolution dans le temps et dans l'espace. Les variations interannuelles, saisonnières et mensuelles des températures et des précipitations, nous ont permis de faire sortir des classes et des sous-classes climatiques et de suivre leurs évolutions. L'interprétation écologique de ces dernières nous a permis de les introduire dans différents domaines : l'agriculture, l'économie, la protection des ressources naturelles, la recherche scientifique....

L'indice d'Angot, comme cite précédemment, a permis de caractériser la distribution des précipitations durant notre période d'étude. Les indices de Moral et de De Martonne, ont permis de définir les étages climatiques qui caractérisent le nord-est algérien, avec une meilleure précision pour celui de De Martonne. Quant aux indices de Mutin et de Gaussen, ils ont une application très importante dans le domaine de l'agriculture, car ils déterminent la période sèche où le déficit hydrique est le plus important pour les végétaux. Le climagramme d'Emberger, a permis, quant à lui, de caractériser l'évolution du climat de notre région d'étude et de suivre son évolution durant la période 1976-2005.

Pour mieux cerner les changements climatiques en Algérie, Il est vital que les pouvoirs publics donnent une importance primordiale aux études et projets traitant de la question du climat. Les autorités nationales et locales, les services de l'hydraulique et de l'agriculture doivent, désormais, promouvoir la recherche scientifique dans ce domaine, il va de la :

- La mise en place d'un réseau météorologique d'observations dense et efficace, en maillant le territoire national de stations et postes climatologiques. Toutefois, le réseau d'observations dense n'aura les effets escomptés que si les mesures sont régulières dans le temps et dans l'espace.

- L'uniformisation des différentes stations climatologiques et la mise en place d'un suivi et d'un contrôle par l'office national de la météorologie (ONM).

- La création et le maintien de stations climatologiques de référence et d'un réseau international de collaboration qui permettra une meilleure exploitation des recherches et des résultats des différents pays.

- Promouvoir les études qui ont trait à l'hydro-climatologie, en créant des banques de données complètes et ordonnées (archives de la météorologie) selon les normes conventionnelles afin de faciliter aux chercheurs leurs utilisations.

- Orienter la stratégie économique du pays sur des bases scientifiques rationnelles et financer les études et les projets qui ont trait à la production et à la productivité agricole.

L'orientation majeure de cette étude pour l'avenir sera de :

- Etendre la série des données climatologiques sur une période d'au moins 50 ans, pour une meilleure évaluation des fluctuations de précipitations et de températures et la mise en place de cartes pluviométriques et thermiques pour toute l'Algérie.

- Eliminer toutes les irrégularités des valeurs enregistrées dans les différentes stations pour faciliter l'appréciation des facteurs secondaires et locaux de la zone d'étude.

- Faire une comparaison entre la série de Seltzer et de l'ONM pour déterminer une éventuelle périodicité des phénomènes climatologiques et de déterminer leurs fréquences.

- Mener une étude statistique approfondie pour déterminer un indice climatique ou bioclimatique spécifique à l'Algérie orientale et mieux adapté aux conditions climatiques qui y règnent.

Liste des figures

Figure 01. Les principaux climats mondiaux.

Figure 02. Composition de l'atmosphère.

Figure 03. Position de l'équateur thermique du Sahara.

Figure 04. Les températures moyennes du mois de Janvier à la surface du globe.

Figure 05. Les températures moyennes du mois de Juillet à la surface du globe.

Figure 06. Exemple de champ de pression en surface.

Figure 07. Distribution des précipitations selon les latitudes.

Figure 08. La force de coriolis.

Figure 09. Vue satellitaire d'une dépression.

Figure 10. Carte synoptique (Situation générale en surface du 05/03/1995, à 6h T.U).

Figure 12. Les principaux flux à la surface du globe au mois de Janvier.

Figure 11. La circulation générale à la surface du globe

Figure 13. Les principaux flux à la surface du globe au mois de Juillet.

Figure 14. Effet de foehn.

Figure 15. Les centres d'actions anticycloniques.

Figure 16. Les centres d'actions dépressionnaires.

Figure 17. Carte synoptique du 21 janvier 2006.

Figure 18. Photo satellite de l'Europe et de l'Afrique du nord du 07/08/2004.

Figures 19. Brise de montagne.

Figures 20. Brise de vallée.

Figures 21. Brise de terre.

Figures 22. Brise de mer.

Figure 23. Situation géographique de l'Algérie.

Figure 24. Principales formations géographiques de l'Algérie

Figure 25. Coupe topographique de l'Algérie.

Figure 26. Classification morphologique du nord de l'Algérie.

Figure 27. Répartition des précipitations dans le nord de l'Algérie.

Figure 28. Principales formations géologiques.

Figure 29. Carte des sols dominants de l'Algérie.

Figure 30. Les principaux domaines bioclimatiques de l'Algérie.

Figure 31. Les principales zones écologiques de l'Algérie.

Figure 32. Répartition de la superficie totale de l'Algérie.

Figure 33. Zonage écologique de l'Algérie.

Figure 34. Occupation des terres agricoles.

Figure 34 (a). Présentation de la zone d'étude et localisation des stations.

Figure 34 (b). Présentation de la zone d'étude et localisation des stations.

Figure 35. Evolution des températures moyennes annuelles pour la période (1976-2005).

Figure 36. Contrôle des précipitations annuelles par la méthode des doubles cumuls.

Figure 37. Variations mensuelles des précipitations au cours de la période (1976-2005).

Figure 38. Variations interannuelles dans les différentes stations de la région.

Figure 39. Exemples de diagrammes Ombrothermique de Gaussen.

Figure 40. Exemples de climats méditerranéens selon le coefficient d'Emberger.

Figure 41. Evolution du climat selon l'indice d'Angot, période (1976-2005).

Figure 42. Evolution des précipitations saisonnières durant la période (1976-2005).

Figure 43. Evolution du climat selon l'indice annuel de Moral, période (1976-2005).

Figure 44. Evolution du climat selon l'indice de De Martonne, période (1976-2005).

Figure 45. Evolution du climat selon l'indice de Mutin, période (1976-2005).

Figure 46. Indice Ombrothermique de Gaussen, période (1976-2005).

Figure 47. Indice Ombrothermique de Gaussen des stations du littoral, (1976-2005).

Figure 48. Indice Ombrothermique de Gaussen des stations des plaines intérieures, (1976-2005).

Figure 49. L'indice Ombrothermique de Gaussen des stations des hauts plateaux, (1976-2005).

Figure 50. L'indice Ombrothermique de Gaussen de la station Saharienne, (1976-2005).

Figure 51. Climagramme d'Emberger de la station d'Annaba.

Figure 52. Climagramme d'Emberger de la station de Skikda.

Figure 53. Climagramme d'Emberger de la station de Bejaia.

Figure 54. Climagramme d'Emberger de la station de Souk Ahras.

Figure 55. Climagramme d'Emberger de la station de Guelma.

Figure 56. Climagramme d'Emberger de la station de Constantine.

Figure 57. Climagramme d'Emberger de la station de Tébessa.

Figure 58. Climagramme d'Emberger de la station de Batna.

Figure 59. Climagramme d'Emberger de la station de Sétif.

Figure 60. Climagramme d'Emberger de la station de B.B.A.

Figure 61. Climagramme d'Emberger de la station de Biskra.

Figure 62. Carte de précipitations, réalisée par application de l'indice de Gaussen.

Liste des tableaux

Tableau 01. Les pressions dans l'atmosphère standard.

Tableau 02. Caractéristiques générales des ensembles topographiques Est-algérien.

Tableau 03. Présentation des stations météorologiques de l'Algérie orientale.

Tableau 04. Coefficients corrélés des températures moyennes mensuelles (1976-2005).

Tableau 05. L'amplitude thermique des stations de l'Est algérien.

Tableau 06. Classification des climats selon l'indice de De Martonne.

Tableau 07. Coefficient de pondération de l'indice de Gaussen.

Tableau 08. Evolution saisonnière des précipitations (1976-2005)

Tableau 09. Classification mensuelle de Moral.

Tableau 10. Présentation des différents indices climatiques.

Tableau 11(a). Corrélation entre l'indice d'Angot et les superficies brûlées.

Tableau 11(b). Corrélation entre l'indice d'Angot et les départs de feux.

Tableau 12. Corrélation entre l'indice d'Angot et les superficies brûlées (années extrêmes).

Références bibliographiques

01. G. VIERS, J.P. VIGNEAU, (1990). Eléments de climatologie. Ed : Nathan. p. 77-94-224.
02. M. SORRE, (1943). Les fondements biologiques de la géographie humaine. Paris, p.13-14.
03. G. Guyot (Octobre 1999). Climatologie de l'environnement, cours et exercices. Ed: DUNOD.
04. P. PEDELABORDE (1982). Introduction à l'étude scientifique du climat. Ed: SEDES.
05. <http://www.wikipedia.org>. fr. Dernière mise à jour 14/01/07.
06. Encyclopédie Encarta, Edition 2007.
07. A. GODARD & M. TABEAUD, (1993). Les climats ; Mécanismes et Répartition, Ed : Armand COLIN.
08. R. EMSALEM, (1970). Climatologie générale. Ed : SNED, Tome 1. Alger, p. 24-31.
09. <http://www.crenam.univ-st-etienne.fr>. Dernière mise à jour : 12-12-2000.
10. P. ETIENNE et A. GODARD, (1970). CLIMATOLOGIE, Ed : Armand COLIN.
11. J. ROULLEAU, (1954). La météorologie ; formation de la pluie, p. 221-230.
12. C.P. PEGUY, (1961). Précis de climatologie, Ed. Masson, p. 347.
13. <http://www.la.climatologie.free.htm>
14. A. PERSON, (1998). *How Do We Understand the Coriolis Force?* Bulletin of the American Meteorological Society, Vol 79, No 7.
15. <http://www.meteofrance.fr>.
16. DEGENS, (1989). Perspectives in biogeochemistry. Ed. Springer.
17. H. THEBAULT, (1973). CLIMATOLOGIE, Editions ENAC, p. 18-19.
18. D. LAING, (1991). *The Earth System: Introduction to Earth Science* Wm, Ed : C. Brown.
19. T.L. McKNIGHT & H. DARREL, (2000), *Winds*. In *Physical Geography*, Ed. Prentice Hall p.132.
20. M.K.YAU & R. ROGERS, (1989). Short Course in Cloud Physics, 3th Ed of Butterworth-Heinemann, p.304.
21. <http://www.ace.mmu.ac.uk.htm>.
22. M.E.H. BENDERRADJI. Les milieux humides de l'extrême nord-est algérien, thèse de doctorat d'état en écologie. Faculté des sciences de la vie, Université Mentouri, Constantine (2000).
23. <http://www.matamiga.free.fr>.
24. www.cifen.ulg.ac.be.
25. G. ESCOUROU, (1981). Climat et Environnement (les facteurs du climat), Ed : MASSON.

26. E.W. PETERSON & L. KRISTENSEN, (1976). Some observations and analysis of wind over non-uniform terrain, Q.J.R. Meteorol, p. 102, 434, 857-869.
27. G. Escourrou (1978), Climatologie pratique, Ed.Masson, p 194,
28. www.atmosphère.mpg.html.
29. PICARD, (1964). Contribution à l'étude du SUDFOEHN d'Innsbruck, CNRS Paris, p 177.
30. R.G. Barry, (1971). Weather and Climate, 2nd Ed. Methuen, Londres p. 379.
31. G. ESCOURROU, (1978). Climats et types de temps en Normandie, Ed. Champion, Paris, p. 225.
32. T.J. CHANDLER, (1976), Urban climatology and its relevance to urban design, OMM Tech Note 149, Genève, p. 61.
33. R. Husar & P.E Patterson, (1977). Three Dimensional Distribution of air pollutants in the Los Angeles Basin, J.Meteorol, p.1089-1096.
34. M.Cote, (1981).Mutation rurale en Algérie, 2^e Ed, Office des publications universitaires.
35. <http://www.fao.org>.
36. <http://www.leepages Maghreb.com>
37. <http://www.perso.orange.fr>.
38. <http://www.mem-algeria.org>.
39. H. THEBAULT, (1973). CLIMATOLOGIE, Ed. ENAC, p 18-19.
40. Cours de Bio statistique. 1^{ère} année post-graduation en Ecologie, dirigé par le professeur A. TAHAR, université de Constantine.
41. R. DAJOS, (1985). Précis d'écologie, Ed. Bordas, p.17-29, 513.
42. H. HOUEROU, J. CLAUDIN & M. POUGET (1979). Etude climatique des steppes algériennes.
43. S. DEKHINAT, (2005). Etude des potentialités morpho-pédogénétiques des sols Aurassiens, Rapport du laboratoire de recherche APAPEZA, Faculté des sciences, Université de Batna.
44. L'atlas pratique de l'Algérie, (Novembre 2004). Institut national de cartographie et de télédétection, Algérie.
45. www.notre-planète.info. Dernière mise à jour le 07/04/2007.
46. Magazine: Deutschland, revue scientifique bimestrielle. Ed n° 3, (Juin/Juillet 2007).
47. <http://www.worldbank.org>.
48. Module de Sylviculture et aménagement des forêts, sous la direction du professeur D.ALATOU, 1^{ère} année Post-e graduation écologie. Université Mentouri Constantine.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
CHAPITRE 01.....	3
LES MECANISMES ELEMENTAIRES.....	3
1.1. DEFINITIONS.....	3
1.2. LA COMPOSITION VERTICALE DE L'ATMOSPHERE.....	5
1.2.1. La troposphère.....	5
1.2.2. La stratosphère.....	5
1.2.3. La mésosphère.....	6
1.2.4. La thermosphère.....	6
1.2.5. L'exosphère.....	6
1.3. LES CONDITIONS CLIMATIQUES A LA SURFACE DU GLOBE.....	7
1.3.1. Les températures.....	7
1.3.1.1. Les variations spatiales des températures de surface.....	7
1.3.1.2. Les variations temporelles des températures de surface.....	10
1.3.2. La pression atmosphérique.....	12
1.3.3. L'humidité.....	14
1.3.4. Les précipitations.....	15
1.3.4.1. La répartition des précipitations à la surface du globe.....	15
1.3.4.2. Les oppositions zonales des précipitations.....	16
1.3.4.3. Les dissymétries.....	17
1.3.4.4. Le rôle des reliefs continentaux.....	17
1.3.5. Les vents.....	17
1.3.5.1. Les vents tributaires du gradient.....	18
1.3.5.2. Les vents géostrophiques.....	18
1.4. LES CARTES METEOROLOGIQUES.....	20
CHAPITRE 02.....	21
LA DYNAMIQUE GENERALE DE L'ATMOSPHERE.....	21
2.1. LA CIRCULATION GENERALE.....	22
2.1.1. Les cellules de Hadley.....	22
2.1.2. Les cellules de Ferrel.....	23
2.1.3. Les cellules polaires.....	23
2.2. LES JET-STREAM.....	24
2.3. L'EFFET DE FOEHN.....	26
2.3.1. Mécanisme de l'effet de Foehn.....	27
2.3.2. Variante de l'effet de Foehn.....	28
2.3.3. Les effets du processus de Foehn.....	28
2.4. ATMOSPHERE STABLE ET ATMOSPHERE INSTABLE.....	28
2.4.1. L'atmosphère instable.....	28
2.4.2. L'atmosphère stable.....	29
2.5. LES MASSES D'AIR ET LA FRONTOGENESE.....	29
2.5.1. Les masses d'air.....	29
2.5.1.1. Les masses d'air tropical.....	29
2.5.1.2. Les masses d'air polaire.....	30
2.5.1.3. Les masses d'air arctique.....	31
2.5.2. La frontogénèse.....	31
2.5.2.1. Le front arctique (FA).....	32
2.5.2.2. Le front polaire (FP).....	32
2.5.2.3. Le front intertropical (F.I.T).....	32
2.5.2.4. Le Front des Alizés (F.A.L).....	32
2.6. LES CENTRES D'ACTION, LES ANTICYCLONES ET LES PERTURBATIONS.....	33
2.6.1. Les Anticyclones.....	33

2.6.1.1. Les anticyclones Européens et Russes	33
2.6.1.2. Les anticyclones des Açores	33
2.6.1.3. Les anticyclones Sahariens	33
6.2. <i>Les Dépressions</i>	35
2.6.2.1. La dépression d'Islande	35
2.6.2.2. Les dépressions de la mer du nord et de la Baltique	35
2.6.2.3. La dépression atlantique	35
2.6.2.4. La dépression des Açores	35
2.6.2.5. Les dépressions sahariennes	35
2.6.2.6. Les dépressions méditerranéennes	36
CHAPITRE 03	38
L'INFLUENCE DU RELIEF SUR LE CLIMAT	38
3.1. <i>L'INFLUENCE DU RELIEF SUR LE CLIMAT</i>	39
3.1.1. <i>L'influence de la rugosité sur le climat</i>	39
3.1.1.1. La force de frottement	39
3.1.1.2. La vitesse et la direction des vents	39
3.1.1.3. L'humidité et les précipitations	40
3.1.2. <i>L'influence de l'altitude sur le climat</i>	40
3.1.2.1. La diminution de la pression.....	40
3.1.2.2. La modifications des masses d'air et des vents locaux	40
3.1.3. <i>Le climat des montagnes</i>	42
3.1.3.1. Le climat des fonds de vallées	42
3.1.3.2. Le climat sur les versants	43
3.1.3.3. Le climat sur les sommets des montagnes.....	43
3.1.4. <i>Le climat des collines</i>	43
3.1.5. <i>Le climat des plaines et des plateaux</i>	44
3.1.6. <i>Le climat des vallées et des dépressions</i>	44
3.2. <i>L'INFLUENCE DE LA MER SUR LE CLIMAT</i>	44
3.2.1. <i>L'interaction « mer – continent »</i>	44
3.2.1.1. L'influence de la mer sur les précipitations.....	44
3.2.1.2. L'influence de la mer sur la déviation des vents.....	45
3.2.1.3. La différence de rugosité et ses conséquences.....	45
3.2.2. <i>Le climat côtier</i>	45
3.2.2.1. Le climat du cordon littoral	45
3.2.2.2. Le climat des bandes intérieures	45
3.3. <i>L'INFLUENCE DU SOL ET DE LA VEGETATION SUR LE CLIMAT</i>	46
3.3.1. <i>L'influence du sol</i>	46
3.3.1.1. L'albédo du sol.....	46
3.3.1.2. La perméabilité du sol et sa teneur en eau	46
3.3.2. <i>L'influence de la végétation sur le climat</i>	46
3.4. <i>L'INFLUENCE DE L'HOMME SUR LE CLIMAT</i>	47
3.4.1. <i>L'urbanisation et la pollution</i>	47
3.4.1.1. Le climat urbain	47
3.4.1.2. L'influence de la pollution sur le climat	47
CHAPITRE 04	49
PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE	49
4.1. <i>DOMAINE DE DEFINITION DE LA REGION D'ETUDE</i>	49
4.2. <i>PRESENTATION GENERALE DE L'ALGERIE</i>	50
4.2.1. <i>L'Algérie géographique</i>	50
4.2.2. <i>L'Algérie climatique</i>	53
4.2.3. <i>L'Algérie géomorphologique</i>	55
4.2.3.1. Formations géologiques.	55

4.2.3.2. Les principaux lacs et cours d'eau.....	57
4.2.3.3. Les formations des sols	57
4.2.4. L'Algérie bioclimatique.....	58
4.2.4.1. Les domaines bioclimatiques.....	59
4.2.4.2. L'occupation des terres	61
CHAPITRE 05	67
LES PARAMETRES D'ANALYSE ET LES INDICES CLIMATIQUES.....	67
5.1. LA CARACTERISATION DE LA ZONE D'ETUDE	67
5.1.1. La localisation géographique des stations	67
5.2. L'ORGANISATION DES OBSERVATIONS.....	1
5.2.1. Le réseau météorologique	1
5.2.2. Le classement des stations climatologiques :	2
5.2.3. Sources et documents	2
5.2.4. Les températures.....	2
5.2.4.1. Critique des données	3
5.2.4.2. Correction des températures	3
5.2.4.3. Les températures moyennes annuelles	6
5.2.4.4. L'amplitude thermique.....	9
5.2.5. Les précipitations.....	9
5.2.5.1. Critique des données	9
5.2.5.2. Corrections des précipitations.....	9
5.2.5.3. La variabilité spatiale et temporelle des précipitations	11
5.3. LES INDICES CLIMATIQUES	16
5.3.1. Définition des indices climatiques	16
5.3.2. Les principaux indices climatiques	16
5.3.2.1. L'indice pluviométrique d'Angot	17
5.3.2.2. L'indice pluviométrique annuel (Moral)	17
5.3.2.3. L'indice d'aridité de De Martonne	18
5.3.2.4. L'indice de sécheresse de Mutin.....	20
5.3.2.5. L'indice Ombrothermique de Gaussen.....	20
5.3.2.6. L'indice Xérothermique de Gaussen.....	21
5.3.2.7. Le quotient pluviométrique d'Emberger	22
CHAPITRE 06	24
RESULTATS ET INTERPRETATIONS.....	24
6.1. INDICE D'ANGOT.....	25
6.1.1. Les variations saisonnières des précipitations	27
6.2. INDICE ANNUEL DE MORAL.....	30
6.3. INDICE MENSUEL DE MORAL	32
6.4. INDICE D'ARIDITE DE DE MARTONNE	33
6.5. L'INDICE DE MUTIN	35
6.6. LE DIAGRAMME OMBROTHERMIQUE DE GAUSSEN	37
6.7. CLIMAGRAMME D'EMBERGER	4
6.8. LES DOMAINES D'APPLICATIONS DES INDICES CLIMATIQUES.....	5
6.8.1. Application des indices dans la prévention des feux de forêts.....	6
6.8.2. Application d'indices dans la réalisation de cartes climatiques	7
6.8.3. Application des indices dans le domaine de l'agriculture.....	8
6.8.4. Application des indices dans le domaine des assurances climatiques	9
CONCLUSION.....	10
LISTE DES FIGURES.....	13
LISTE DES TABLEAUX	15
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	16