

## LES CONDITIONS DYNAMIQUES MOYENNES DU CLIMAT DE LA FRANCE

Marcel LEROUX

Laboratoire de Géographie Physique - URA 260  
Professeur à l'Université Jean Moulin - Lyon

### RÉSUMÉ :

*La diversité climatique française, conséquence de l'intervention de facteurs appartenant à de multiples échelles, masque l'unicité du facteur aérologique (à l'échelle considérée) et donc la relative simplicité fonctionnelle de la dynamique du climat. Le facteur météorologique fondamental des latitudes moyennes est l'Anticyclone Mobile Polaire ; il provient du bassin arctique et arrive sur la France, soit directement en passant à l'est du Groenland, soit le plus fréquemment de l'Amérique du nord en ayant traversé l'océan Atlantique. L'interférence entre ce facteur mobile et les conditions géographiques particulières offertes par le territoire français, notamment par le relief, détermine des modalités permanentes de circulation dans les basses couches et de distribution de la pluviogenèse. Des conditions particulières, à l'échelle saisonnière, modifient encore ces configurations, qui évoluent d'une situation hivernale caractérisée par un blocage du déplacement zonal des Anticyclones Mobiles Polaires, à une situation estivale au cours de laquelle les régions méridionales sont recouvertes par les mouvements subsidents des marges tropicales.*  
**MOTS CLÉS :** MÉTÉOROLOGIE, CLIMATOLOGIE, LATITUDES MOYENNES, ANTICYCLONE MOBILE POLAIRE, PERTURBATIONS, ÉVOLUTION DU TEMPS, CLIMAT DE LA FRANCE, DYNAMIQUE SAISONNIÈRE.

### ABSTRACT :

*The diversity of French climate, resulting from the effect of factors operating at numerous different scales, masks the unicity (at the scale analysed) of the aerological component and therefore the relative functional simplicity of the dynamics of climate. The key meteorological factor of middle latitudes is the Polar Mobile High : it originates from the arctic basin and arrives on French territory either directly by passing to the east of Greenland, or more frequently from the North American area after crossing the North Atlantic Ocean. Interaction between this mobile factor and the specific geographical conditions of France, particularly the relief, dictates the permanent patterns of low-level circulation and the spatial distribution of rain-making conditions. These patterns are further modified by particular seasonal conditions : they gradually change from a winter situation characterised by a blocking of the zonal movement of Polar Mobile Highs, to a summer situation during which the southern part of the country is affected by air subsidence from the tropical margins (subsidence from the North Tropical High Belt).*  
**KEY WORDS :** METEOROLOGY, CLIMATOLOGY, MIDDLE LATITUDES, POLAR MOBILE HIGH, DISTURBANCES, WEATHER EVOLUTION, CLIMATE OF FRANCE, SEASONAL DYNAMICS.

La dynamique du temps et du climat français apparaît dès l'abord - selon la littérature - d'une extrême complexité. Le climat de la France dépendrait en effet :

- d'une multitude de centres d'action : pas moins de 3 anticyclones et de 4 dépressions sur l'Atlantique nord, auxquels s'ajoutent un anticyclone et une dépression sur la Méditerranée, et encore 2 anticyclones et 2 dépressions sur le continent, selon par exemple P. Pédelaborde (1970), sans compter les "marais barométriques ... qui imposent des temps spécifiques ..." (P. Pagney, 1988),

- d'une multitude de "fronts" et notamment du "front polaire" (parfois dit atlantique, dérivé, ou interne, chaud, froid, occlus, stationnaire ou quasi-, rétrograde ou "rompu", voire "d'altitude" ...), et de "pseudo-fronts" : arctique, méditerranéen, atlantico-méditerranéen, euro-africain, aquitain, et même front des alizés, voire front saharien,

- du "jeu des linéaments du jet polaire d'altitude", et des "mouvements tourbillonnaires attachés au front polaire" qui "se surimposent au dispositif tri-cellulaire (cellule de Hadley, cellule de Ferrel, cellule polaire)" ... selon P. Pagney (1988).

Ces cellules (indépendantes), ces ondulations (d'altitude), ces

centres d'action ("fixes"), et ces fronts ("permanents"), sont évidemment tous susceptibles d'intervenir sur la France, même les plus éloignés, puisqu'il paraîtrait ... que le "front arctique" serait capable de traverser tout le pays pour "descendre jusqu'à la Méditerranée", tandis que dans l'autre sens le "front saharien" (d'ailleurs inconnu au Sahara ... mais dédaignant l'Atlas, la Méditerranée, les Pyrénées et les Alpes) "remonterait jusqu'à Paris" ! ...

Cette impression de très grande complexité (surtout artificielle) contraste fortement avec le vécu quotidien qui permet d'observer une répétition incessante de temps, dont les processus, le déroulement et les manifestations sont à des nuances près (souvent minimes) toujours identiques ; chacun dans sa région sait en effet empiriquement, par exemple, "d'où" vient le mauvais temps, ou à "quoi" on peut s'attendre dans une situation météorologique donnée, la gamme de ces situations étant généralement réduite. Cette relative simplicité est révélée par le vocabulaire spécialisé habituel (voire le vocabulaire médiatique courant) qui évoque inmanquablement, "l'anticyclone" (indéfini, ou dit "des Açores") lorsqu'il ne pleut pas, ou "les perturbations atlantiques" lorsqu'à l'inverse il fait mauvais. Cette évidente simplicité se manifeste encore, par exemple, dans les roses des vents de surface (cf. R. Arlery, 1979) dans lesquelles on reconnaît à l'échelle locale, en sus des brises chorologiques ou des directions imposées

par le relief, non les "westerlies" des navigateurs et de la littérature, mais les directions opposées de nord-est et de sud-ouest, directions dominantes dictées par le passage des perturbations. Elle est surtout démontrée par l'observation des cartes synoptiques et des images Météosat sur lesquelles on reconnaît des configurations répétitives, qui révèlent un perpétuel cortège de perturbations, se déplaçant presque toujours d'ouest en est, hiver comme été. Ce caractère apparaît encore en fin de compte dans la grande simplicité résultante du schéma climatique d'ensemble français, notamment dans la domination du caractère océanique, dans sa lente dégradation vers le continental, et dans la localisation précise du méditerranéen et du montagnard, nuances climatiques qui, en traduisant essentiellement le fait géographique, révèlent l'*unicité* du facteur aérologique.

Le hiatus entre la complexité des explications et l'apparente simplicité fonctionnelle du climat semble principalement résulter de la façon dont la météorologie des latitudes moyennes a été perçue et interprétée. Les phénomènes tempérés ont été, et sont encore, analysés à travers différentes écoles de pensée, qui se sont succédées en se juxtaposant ou/et en se superposant, l'une rejetant les principes de l'autre sans toutefois parvenir à s'imposer réellement ; ces écoles conditionnant encore la "façon de voir" les phénomènes météorologiques, il est nécessaire d'en rappeler les grands traits pour apprécier, d'une part la signification réelle des concepts, et d'autre part le contenu du vocabulaire par lequel est traduite la perception de la réalité physique.

## 1. LA PERCEPTION DES PHÉNOMÈNES MÉTÉOROLOGIQUES TEMPÉRÉS

La première école dite "climatologique", notamment représentée en France par les travaux de A. Angot (1897 à 1914), est encore vivace par les noms de centres d'action, déterminés à partir de moyennes, individus isobariques auxquels on fait encore constamment référence ; à ce titre, très schématiquement, la "dépression d'Islande" commande le mauvais temps, tandis que "l'anticyclone des Açores" est responsable du beau temps. Ainsi, par exemple, lorsqu'une haute pression se trouve située (même momentanément) à l'emplacement approximatif où des moyennes de pression ont individualisé "l'anticyclone des Açores", elle devient automatiquement ce dernier ; tel est le cas par exemple pour C.C. Wallén (1970) lorsqu'il décrit une situation typique d'hiver (les Hautes Pressions Tropicales étant pourtant alors plus au sud), situation caractérisée selon lui par une extension sur le continent européen du "système des hautes pressions des Açores, souvent en liaison avec l'anticyclone asiatique hivernal". La question de savoir de quoi (par quels phénomènes) a été faite la moyenne initiale n'est évidemment pas posée, la question de la nature réelle (tropicale, ou tempérée ?) de cette cellule anticyclonique ne l'étant pas toujours non plus. Par ailleurs, dans l'analyse d'une situation précise, et notamment dans la reconnaissance de ce qui est désigné "type de temps" mais qui n'est en fait qu'une situation momentanée, l'on ne remonte généralement pas "à la source" des phénomènes pour déterminer si les individus isobariques considérés sont - ou ne sont pas - des centres d'action mobiles, dont on n'examinerait alors (avec d'heureuses coïncidences) que des "arrêts sur image".

Soulignons qu'il est naturellement vain de rechercher sur les cartes synoptiques les multiples "centres d'action et fronts" cités ci-dessus, à poste "fixe" et "en embuscade" ... sauf en perpétuant la confusion entre, d'une part la situation réelle et évolutive, et d'autre part la définition "statistique" voire "statique" des phénomènes.

L'héritage de l'école "frontologique", "norvégienne", ou "massique", est encore dans la majorité des cas accepté en bloc et sans discernement. Les modèles fondamentaux, proposés par J. Bjerknes et H. Solberg (1922, p. 84), qui ont progressivement acquis un caractère dogmatique, sont ainsi constamment reproduits sans modification (par exemple par A. Viaut, 1942 (p. 62), et par A. Berroir, 1986 (p.73)). Ces modèles étaient incontestablement remarquables pour leur époque, compte tenu de l'état des techniques d'observation, de la qualité et de l'extension du réseau utilisé par l'école de Bergen ; mais ils ne pouvaient alors - par la force des choses - fournir qu'une vision *partielle* de la réalité, à la fois verticalement et horizontalement, mettant l'accent sur les basses couches (alors quasiment seules observées), et sur un secteur géographique limité dans lequel apparaît essentiellement la "dépression d'Islande" (T.W. Johannessen, 1970, G. Manley, 1970).

La "perturbation norvégienne" met ainsi en lumière le caractère dépressionnaire (le cyclone) qui n'est en fait qu'une petite partie d'un ensemble beaucoup plus vaste, tandis que le modèle classique - à "deux" fronts - présente en réalité deux fragments accolés de deux perturbations, c'est-à-dire d'abord la face postérieure de l'une (dite "front chaud") et ensuite la face antérieure d'une autre (dite "front froid"). Ce modèle n'a en outre ni "début", ni "fin" sur le plan horizontal, ni limite en altitude, la hauteur atteinte par le "front" n'étant pas précisée, ou pouvant parfois s'élever jusqu'à 6.000 mètres, voire même jusqu'à la tropopause (J.P. Triplet & G. Roche, 1988, p. 284-285, p. 259). Dans cet ordre d'idées les masses d'air, notion inséparable de la frontologie, sont également caractérisées (à partir des sondages) dans toute l'épaisseur de la troposphère, qui est ainsi considérée comme homogène, et en dépit de l'existence de surfaces frontales inclinées (mais non limitées), ou de la présence de vigoureuses inversions, l'éventualité d'une stratification aérologique n'est pas envisagée.

L'accroissement de l'observation en altitude (notamment par les radio-sondages) permet par la suite à l'école "cinématique" d'accorder la priorité aux couches supérieures de la troposphère. L'analyse des basses couches est alors complétée (J. Bjerknes, 1937 ; J. Bjerknes & E. Palmen, 1937), ou son influence rejetée, tandis qu'apparaît la théorie des "ondes planétaires" ou des "ondes de Rossby" (1939). Les ondulations du "courant-jet d'ouest" (qui atteint son maximum vers 300 hpa) deviennent alors "le phénomène de base de la circulation générale de l'atmosphère des régions tempérées" ... dont "dépendent largement le temps et le climat de l'Europe de l'ouest" (C.C. Wallén, 1970), transposition en étant faite à la France où "la position des centres d'action et des flux en altitude ... impose les conditions de surface et, en conséquence, les temps subis" (P. Pagney, 1988).

Sont invoquées des associations surface/altitude ("l'altitude"

étant le plus souvent appréhendée, sans justification convaincante, par le niveau 500 hpa), combinaisons momentanées, statiques mais non évolutives, ne démontrant pas vraiment comment s'exerce le contrôle invoqué. Même lorsqu'on se réclame de cette "doctrine", l'héritage frontologique n'est pas abandonné pour autant, et c'est encore essentiellement aux cyclones et aux fronts que l'on recourt pour expliquer le temps (avec d'éventuelles "concessions", souvent de pure forme, puisqu'alors un front "ondule"...).

En dépit d'apports ultérieurs (cf. J. Namias, 1983 ; C.W. Newton, 1988 ; H. Riehl, 1988 ; R.J. Reed, 1988), des "ondes baroclines instables" dans le courant d'ouest (J. Charney, 1947 ; R. Reed, 1979), jusqu'aux hypothèses convectives et la théorie de "l'instabilité conditionnelle du second type (CISK)" de J. Charney et A. Eliassen (1964) ou de E. Rasmusson (1979), l'articulation réelle entre "jet et front" n'est encore qu'approximative, et elle n'établit pas en particulier le sens de la relation : le jet est-il la cause ou la conséquence des phénomènes de basses couches ? Il n'existe donc pas encore de conception synthétique et de schéma d'ensemble satisfaisant, intégrant logiquement surface et altitude dans les trois dimensions de l'espace.

En raison de la multiplicité des théories et des divergences qui les opposent irrémédiablement, ainsi qu'il ressort par exemple de l'analyse de J. Comby (1988), et en dépit de l'apport décisif de l'imagerie satellitaire (M. Leroux, 1988-b) qui démontre clairement que l'organisation nuageuse des perturbations est rarement conforme aux schémas classiquement admis, dans une proportion étonnante ... de "1 sur 50 environ" selon R.M. Thépenier (1983), les météorologistes dénoncent eux-mêmes "la complexité du phénomène, ... et ... les insuffisances de ces différents concepts", et reconnaissent qu'ils "ne sont pas pleinement satisfaits des schémas qui leur sont proposés" (R.M. Thépenier, 1983), soulignant ainsi la nécessité d'une profonde remise en question.

Subsistent en effet de nombreuses ambiguïtés, des contradictions, et parfois même des propositions tout à fait surprenantes ; ainsi, par exemple :

- comment admettre, au mépris des lois élémentaires de la densité, que de l'air chaud puisse "pousser" de l'air froid (théorie du "front chaud"), ou qu'il existe des "coulées polaires d'altitude", ou qu'une "coulée froide pénètre en altitude" ?

- s'il est par ailleurs évident qu'une disposition dépressionnaire d'altitude est apte à favoriser une ascendance, on ne "comprend" pas vraiment comment des niveaux où l'atmosphère est raréfiée pourraient "provoquer" une advection d'air froid de basses couches, air froid beaucoup plus lourd, et par conséquent beaucoup plus puissant (d'où viendrait en outre cet air froid, et pourquoi serait-il ainsi, simplement, passif et "en attente" d'une commande venue des couches supérieures par nature inaptes à exercer ce contrôle ?).

- comment par ailleurs expliquer les contradictions contenues dans les relations "été : jet lent = fortes ondulations" (*low index*), mais "hiver : jet rapide = faibles ondulations" (*high index*) avec la réalité des saisons, lorsque l'on considère que

les ondulations du jet d'altitude sont indispensables aux échanges méridiens et notamment aux "coulées froides" ?...

- de la même façon comment expliquer qu'une dépression (c'est-à-dire un *cyclone*), par essence centre d'action récepteur, la dépression "d'Islande" en l'occurrence, pourrait "commander" une descente froide (c'est-à-dire un *anti-cyclone* thermique), alors qu'elle serait elle-même immédiatement comblée ?

- comment encore admettre que "tout le courant d'ouest" des couches supérieures puisse être "bloqué" ... par une cellule d'air "chaud" en altitude ! ... (cellule dont l'origine n'est pas déterminée) ... les causes présumées des ondulations (insolation différentielle, relief terrestre, rotation de la Terre) cesseraient-elles alors d'exister ? ... et avec l'arrêt des ondulations d'altitude les échanges méridiens de basses couches seraient-ils alors interrompus, précisément pendant l'hiver, pendant des périodes allant en Europe de "3 à 54 jours" ?

Il est donc souhaitable de faire le point. Tel est le but de cet article qui vise à exprimer de la façon la plus simple, et à l'échelle la plus générale d'espace et de phénomènes, la relative simplicité fonctionnelle de l'ensemble géographie/aérologie sur le territoire français.

Une telle démarche découle naturellement de l'*observation directe et suivie* de milliers de documents : l'imagerie satellitaire qui offre une vision complète des phénomènes, du Météosat Image Bulletin aux écrans de visualisation directe, les cartes synoptiques, émanant de services météorologiques divers, notamment de l'ASECNA (Dakar) qui analysent le fuseau Atlantique/Europe/Afrique, de la Météorologie Nationale, et du Bulletin Météorologique Européen ; les cartes hémisphériques du Deutscher Wetterdienst permettent en particulier de replacer l'Europe occidentale, et donc la France, dans le cadre météorologique le plus large, et de suivre en particulier dès leur origine (la plus lointaine) les facteurs aérologiques fondamentaux de son climat, c'est-à-dire les Anticyclones Mobiles Polaires (M. Leroux, 1986-b).

Ces individus isobariques ne sont pas (nommément) cités dans la littérature ; certes sont évoquées des "coulées" froides ou polaires, notamment "post-cycloniques" ou "post-frontales", ou de "fin de famille", qui semblent n'être qu'occasionnelles ou accessoires, étant présentées comme de simples conséquences ... néanmoins aptes à provoquer la "rupture du front polaire" ("explication" qui invalide la définition même donnée à ce front, qui serait ainsi "rompu" !) ... On a certes remarqué "l'incessante circulation" d'anticyclones au voisinage de Madagascar (P. Duvergé, 1949) mais en pensant qu'il s'agit d'un phénomène typiquement austral, ou de l'Australie ("travelling anticyclones") mais en estimant qu'ils sont une "conséquence de la force de Coriolis sur l'air subsident tropical" (J. Gentili, 1971, p. 58)... On a certes encore observé en Amérique du nord l'incessant défilé cyclone/anticyclone (S. Pettersen, 1956 ; W.H. Klein, 1957), mais en considérant que "les anticyclones ont tendance à disparaître le long des côtes orientales des Etats-Unis" (K.M. Zishka & P.J. Smith, 1980) ...

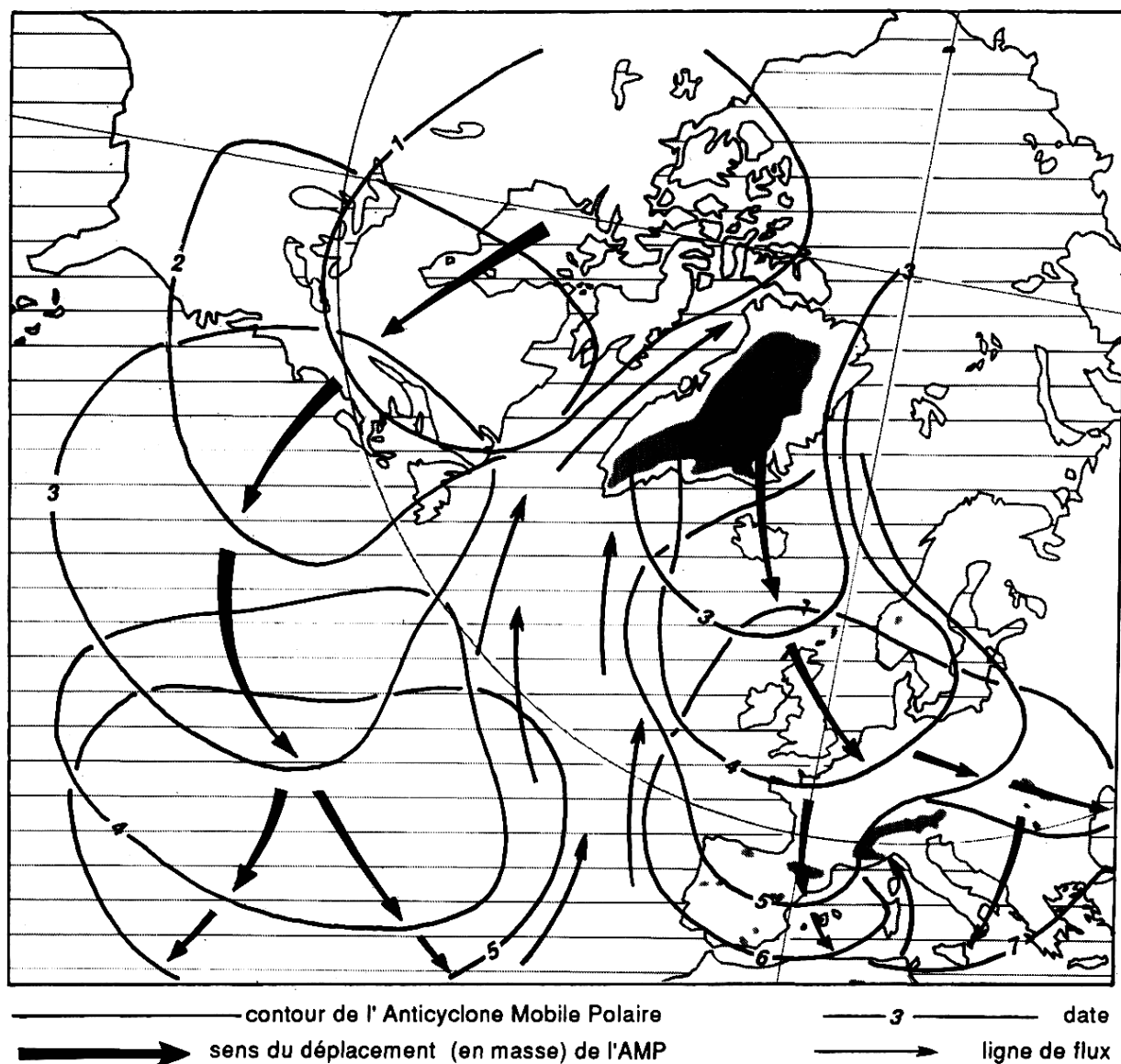


Figure 1 : Déplacement d'anticyclones mobiles polaires du 1 au 7 janvier 1990

Pourtant d'énormes masses anticycloniques défilent sans interruption sur les cartes synoptiques, leur mobilité qui n'est pas immédiatement évidente étant notamment démontrée par les cartes de tendance de pression ou de "var en 24". On constate également qu'un individu (statistique) comme l'anticyclone des Açores est susceptible, en hiver comme en été, de se "gonfler et de se dégonfler", voire de "remonter jusqu'à la Scandinavie", et de se "déplacer" notamment vers l'est sur la France, puis de se rétracter ; départ et retour, gonflement ou affaissement, déplacement, de même que refroidissement ou réchauffement ... apparemment sans raison ... Ces masses anticycloniques mobiles (qui sont implicitement prises en compte dans le traitement statistique) semblent ainsi "disparaître" (mais ce n'est qu'une apparence) dans les cellules anticycloniques océaniques qui appartiennent aux Hautes Pressions Tropicales, plus rapidement d'ailleurs en été qu'en hiver puisque les mouvements subsidents qui en sont à l'ori-

gine (branche descendante de la cellule de Hadley) sont alors remontés vers le nord, précisément à la rencontre des Anticyclones Mobiles Polaires.

Est-ce à cause du poids de la routine, est-ce parce que "l'adhésion de notre esprit à un système quelconque change l'aspect et la signification des phénomènes observés" (A. Carrel, 1935), et donc est-ce à cause du miroir déformant des méthodes de pensée que l'Anticyclone Mobile Polaire, bien réel, est encore un personnage "oublié" de la scène météorologique ? C'est une lacune qu'il convient de combler.

## 2. LE FACTEUR DYNAMIQUE ESSENTIEL : L'ANTICYCLONE MOBILE POLAIRE

L'Anticyclone Mobile Polaire est incontestablement le prin-

cial facteur météorologique des hautes et moyennes latitudes, où il est directement et indirectement responsable des variations, de pression, de direction et de vitesse du vent, de la température, de l'humidité, de la nébulosité et de la pluie (comme de son absence), et donc de la variabilité perpétuelle du temps, comme de la variabilité du climat, à différentes échelles de durée.

Les Anticyclones Mobiles Polaires sont formés, *en toutes saisons* mais avec une intensité plus forte en hiver qu'en été, par le refroidissement à la base et la subsidence résultante au-dessus des régions polaires. Par commodité ("pédagogique") on peut dire qu'ils sont issus (comme les icebergs le sont des inlandsis) des Hautes Pressions Polaires ... mais ces centres d'action "statistiques" apparaissent toutefois de façon moins nette dans les valeurs moyennes en hiver qu'en été (cf. J.P. Triplet & G. Roche, 1988, p.14-15), paradoxe que l'alternance hivernale d'anticyclones vigoureux mais aussi de dépressions très creusées explique aisément. L'exportation du froid polaire ne se réalise pas de manière continue mais par le détachement d'imposantes "masses" d'air, sous la forme d'anticyclones mobiles qui se déplacent vers l'est, tout en glissant progressivement vers les régions tropicales (fig.1).

Le refroidissement à la base (facilité sur le Groenland et surtout sur l'Antarctique par le relief polaire venant à la rencontre de l'air descendant) entraîne l'affaissement progressif de l'air et le solidarise avec la rotation de la Terre, qui lui confère ainsi la valeur maximale du tourbillon planétaire ; lorsque la masse froide anticyclonique quitte la région polaire, et tant qu'elle reste cohérente, l'excédent relatif de tourbillon (par rapport au tourbillon local) lui assure un déplacement d'ouest en est. G.J.F. van Heijst & J.B. Flor (1989) ont étudié expérimentalement les conséquences d'une injection comparable d'un fluide dans un autre (les deux fluides étant cependant dans l'expérience de même densité) : un *vortex dipole* (une branche anticyclonique et une branche cyclonique) se forme alors et "se déplace horizontalement selon une ligne droite, sans modification de forme appréciable", la structure du vortex mobile apparaissant ainsi à la fois *cohérente et stable*, et se maintenant même après une collision avec un autre vortex. En cours de déplacement l'Anticyclone Mobile Polaire qui conserve longtemps sa *masse* initiale, est soumis à la divergence (étalement) et au frottement ; il perd ainsi progressivement de sa cohérence et finit par se fragmenter, la canalisation par le relief accélérant cette fragmentation en *noyaux anticycloniques mobiles* qui se dirigent ensuite vers la zone tropicale, dont ils alimentent la circulation d'alizé dans les basses couches (M. Leroux, 1983, 1986-a).

L'Anticyclone Mobile Polaire est froid, en valeur absolue ou en valeur relative par rapport aux régions qu'il traverse ; il est dense et pelliculaire, d'environ 2.000 mètres au départ sur l'Océan Arctique (E. Vowinkel & S. Orvig, 1967), son épaisseur moyenne de l'ordre de 1.500 mètres varie suivant les individus, la latitude atteinte, et la saison sachant que les fréquences et les puissances maximales surviennent en période hivernale. Il est de forme grossièrement circulaire mais peut subir des déformations, et il est encore de vaste dimension, évidemment variable, son diamètre moyen étant de l'ordre de 3.000 kilomètres.

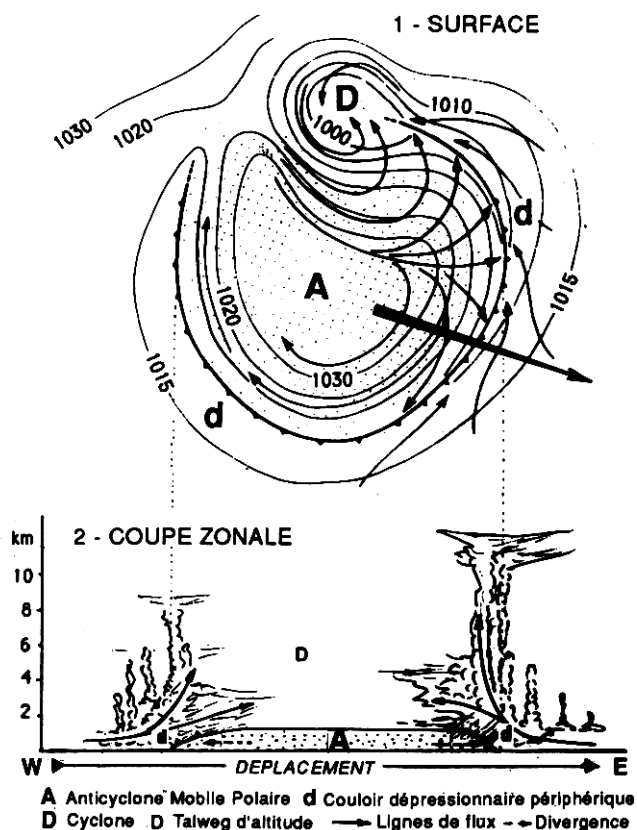


Figure 2 : Anticyclone mobile polaire, surface et structure verticale

Son propre champ de pression est naturellement anticyclonique (fig. 2, qui concerne l'hémisphère nord) ; grâce à l'avantage de la température et donc de la densité il est surmonté et entouré de pressions plus basses :

- *au-dessus* de lui-même la baisse de pression (qui est une *conséquence*) est fonction de sa propre température, la diminution de pression au-dessus de l'air froid s'accroissant avec l'altitude, et l'axe du talweg ainsi formé constituant "une région de mouvements verticaux ascendants maximaux" (J.P. Triplet & G. Roche, 1977) ; l'observation précise et suivie des cartes météorologiques (hémisphère nord) montre l'existence d'un talweg d'altitude ("ondulation d'ouest") surmontant et accompagnant dans son déplacement un anticyclone mobile froid de basses couches, la dépression ouverte vers le nord (talweg) se fermant éventuellement vers le sud sur les marges tropicales (goutte froide) lorsque l'Anticyclone atteignant des latitudes méridionales s'enfonce dans la structure tropicale ;

- *autour* de lui - tant que sa puissance lui permet d'écarter les autres flux de son passage en provoquant leur soulèvement - l'ascendance de l'air entraîne une baisse de pression ; le creusement du couloir dépressionnaire périphérique est fonction de la vigueur de l'ascendance et donc de la puissance de l'anticyclone et de son dynamisme, des différences de température entre les flux (de l'air chaud ayant naturellement tendance à s'élever) et du potentiel hydrique (c'est-à-dire énergétique) du flux soulevé ; la pression est ainsi d'une manière

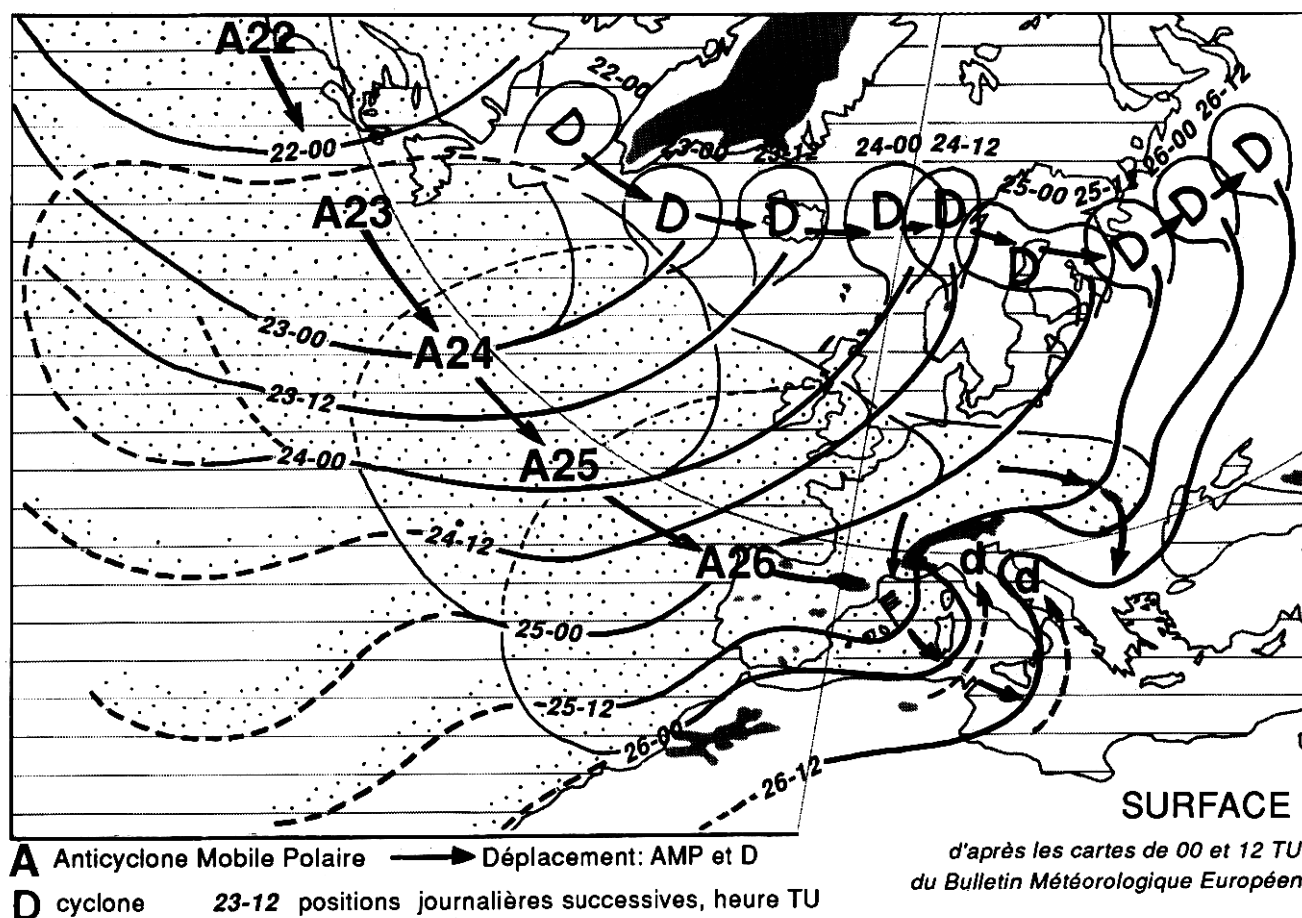


Figure 3 : Déplacement d'un AMP du 22 au 26 mars 1990

générale plus basse en avant de la face antérieure de l'AMP (face déterminée par le sens du déplacement), et d'autant plus creusée que le flux antérieur n'a pas d'autre alternative que de s'élever violemment (cause aérologique ou éventuellement cause orographique, auxquelles s'ajoute le renfort de l'énergie libérée), formant alors une dépression fermée ou cyclone.

Les Anticyclones Mobiles Polaires qui parviennent en France sortent du bassin arctique. Le Groenland, naturellement infranchissable (altitude moyenne : 2.135 m, supérieure à l'épaisseur des AMP), en "écrétant" le lent mouvement subsident et tourbillonnaire de l'air arctique entraîné d'ouest en est, provoque un départ préférentiel vers le Canada, où les Rocheuses constituent à l'ouest un autre rempart infranchissable ; des Anticyclones mobiles peuvent également sortir du bassin arctique à l'est du Groenland, ils sont comparativement moins nombreux, mais ils ont parcouru une distance beaucoup plus courte lorsqu'ils parviennent sur la France et sont alors nettement plus froids (fig. 1 & 6).

Dans le premier cas l'anticyclone mobile et le "cyclone" se dissocient progressivement (fig. 3 & 4) ; la dépression provoquée par l'ascendance forcée (dynamique et orographique) de l'air antérieur se creuse d'abord à l'ouest du Groenland, l'arrivée de l'air froid la comble et elle se reforme sur le versant oriental du relief, que l'anticyclone mobile ne peut attein-

dre puisqu'il est passé au sud du Groenland et qu'il s'éloigne lentement vers le sud-est. La surface "frontale" (frontale au sens propre sur la face avant de l'AMP, mais asymptote de confluence au nord de l'AMP) s'étire ainsi progressivement dans le sens méridien, tant que l'alimentation par le flux antérieur (dévié et soulevé par l'AMP) arrive à se maintenir. La dépression dite d'Islande, d'origine dynamique, n'est donc bien entendu qu'une *conséquence*, dont la position et le creusement dépendent de la migration et de la puissance du phénomène générateur, c'est-à-dire de l'aptitude d'un AMP à *dévier vers le nord* une quantité importante d'air chaud et humide (ou en d'autres termes, de son aptitude à provoquer un transfert méridien d'énergie). Cette dépression induite est d'ailleurs très rapidement comblée lorsqu'un AMP descend directement vers le sud, à l'est du Groenland.

L'Anticyclone Mobile Polaire, qui est lui-même d'autant plus sec qu'il est froid, provoque une confrontation avec les flux environnants (fig. 2). Sur la face avant le déplacement d'ensemble et l'étalement de l'air froid s'associent pour entraîner des nuages (dits "de front froid"), à grand développement vertical, accompagnés d'averses et de manifestations orageuses ; sur la face arrière où le sens du déplacement et l'étalement de l'air froid se contrarient et où les ascendances sont généralement moins fortes, les formations nuageuses (dites "de front chaud", appellation sujette à caution) sont



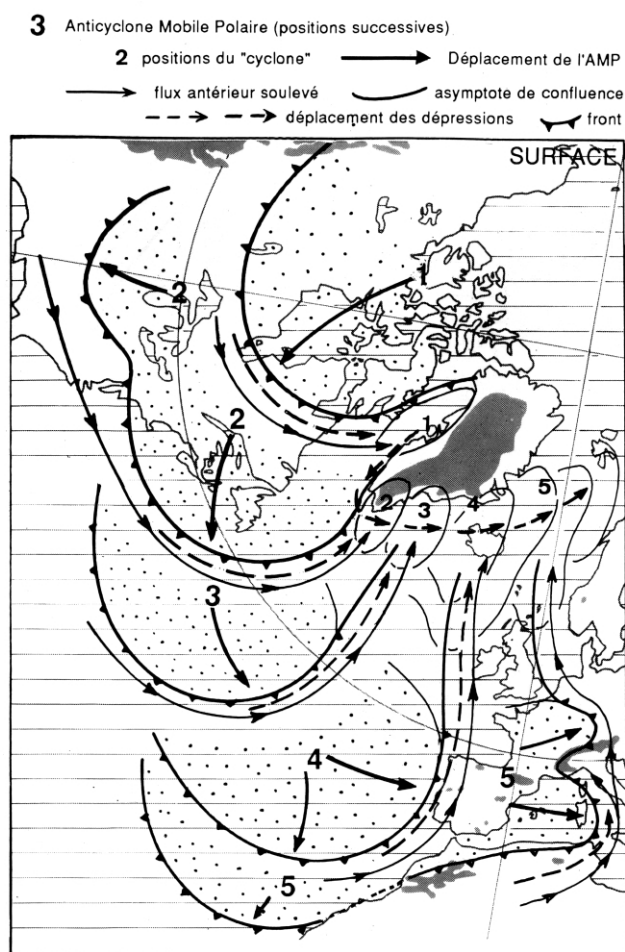


Figure 4 : Déplacements de l'AMP et des dépressions

moins développées et moins orageuses. L'imagerie satellitaire révèle (sur la figure 5 de façon presque parfaite) la disposition circulaire des formations nuageuses développées en altitude, qui sont calquées - comme les ascendances - sur le pourtour de l'anticyclone ; la partie centrale de l'AMP est libre de nuages ou faiblement nuageuse, les formations basses ou stratifiées étant (dans le schéma classique) dites "ciel de traîne", appellation qui traduit une appréhension tronquée des phénomènes.

La figure 4 souligne de manière schématique la diversité des mouvements associés à un Anticyclone Mobile Polaire. On doit en effet nettement distinguer :

- la migration d'ensemble du complexe anticyclone/dépressions, de l'ouest vers l'est, avec une composante méridienne plus ou moins prononcée ;

- la direction sud qui domine dans le couloir antérieur, dans l'air plus "chaud" (de façon absolue ou relative), tandis qu'une composante verticale ascendante s'affirme en direction du front (fig. 2-2) ; les formations nuageuses développées, et éventuellement des dépressions fermées à l'intérieur du couloir dépressionnaire, suivent ce mouvement et "remonent" en direction du nord avec le flux vecteur ;

- sur la face avant, mais dans l'Anticyclone mobile la rotation au nord du vent plus froid, avec affirmation d'une composante verticale subsidente ; à l'intérieur de l'anticyclone la stabilité peut se manifester par une absence de vent (favorable au brouillard et à l'évolution thermique diurne) ;

- sur les façades méridionale et occidentale la rotation du vent à l'est puis progressivement au secteur sud, la composante verticale ascendante s'imposant à nouveau à l'extérieur de l'AMP (fig. 2-2).

En résumé, le vent souffle de toutes les directions, les plus grandes vitesses concernent toutefois la façade avant de l'anticyclone où elles s'expriment essentiellement par les directions, d'abord sud-ouest, et ensuite nord-est.

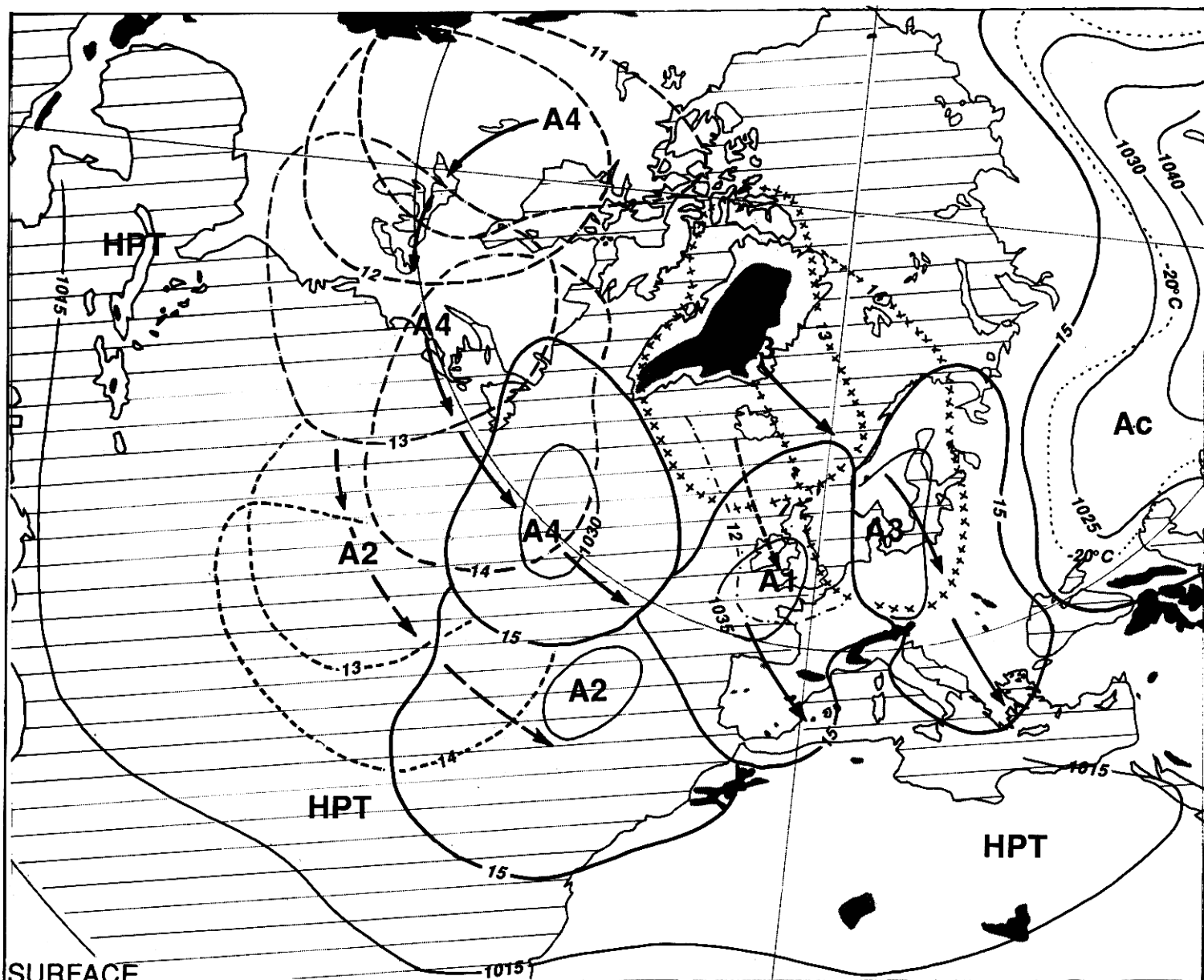
Au cours de leur translation les Anticyclones Mobiles Polaires rencontrent des conditions différentes, géographiques et aérologiques. Les océans leur offrent en permanence les conditions les plus favorables, et c'est ainsi au-dessus d'eux que s'observent les configurations les plus nettes (cf. fig. 5) ; les conditions sont plus difficiles sur les continents, directement à cause du frottement et du relief, et indirectement en raison des centres d'action thermiques dont le substratum continental favorise l'établissement saisonnier. Les Anticyclones mobiles peuvent par conséquent interférer : avec le relief, avec d'autres Anticyclones mobiles, avec des anticyclones continentaux et avec les Hautes Pressions Tropicales.

Les modalités des interférences aérologiques sont conditionnées par les densités respectives des centres d'action, l'air le plus lourd (le plus froid) conservant l'avantage ; les modalités sont par conséquent multiples et, en raison des évolutions thermiques respectives, elles sont *sans cesse remises en question* tout au long d'une trajectoire. Ces circonstances peuvent ainsi accroître l'impression de complexité des phénomènes.

Figure 5 : Disposition des formations nuageuses

—15— contours des centres d'action anticycloniques le 15 décembre 1988 (à 00 TU)    - - - - -13 + + + + positions précédentes des AMP

~~~~~ isobares    ..... isothermes    **HPT** Hautes Pressions Tropicales    **Ac** anticyclone sibéro-mongol



d'après les cartes de 00 TU du Bulletin Météorologique Européen

Figure 6 : Situation anticyclonique du 15 décembre 1988

nes, mais seulement lorsque l'identification des centres d'action n'est pas réalisée ; considérons à titre d'exemple la situation du 15 décembre 1988 sur l'Atlantique oriental et l'Europe (fig. 6) : on note dans cette configuration momentanée la présence de 6 centres anticycloniques, jointifs mais bien individualisés, 2 sont des AMP à trajectoire atlantique (A2 ayant précédé A4), 2 autres sont des AMP descendus directement à l'est du Groenland (A1, le plus ancien, plusieurs fois réalimenté, notamment par A3 plus récent), l'anticyclone continental (Ac) - le plus froid en son centre - bloque le déplacement zonal vers l'est, tandis que les AMP et les fragments

qui s'en détachent s'enfoncent dans les Hautes Pressions Tropicales (HPT) disposées en ceinture zonale continue.

Tel est, rapidement présenté, le facteur météorologique premier du climat français ; il interfère encore avec les conditions géographiques particulières rencontrées sur le territoire français.

### 3. LES CONDITIONS GÉOGRAPHIQUES DU CLIMAT FRANÇAIS

Le facteur chorologique, considéré à l'échelle de la France,



s'exprime essentiellement par la latitude, l'océanité, la position, la continentalité et le relief.

La *latitude*, le parallèle 45° suivant sensiblement une ligne Bordeaux-Grenoble, place le territoire français dans la zone dite tempérée (du moins dans les moyennes) ; en fonction de la latitude et de la saison, les variations résultantes de l'intensité de la radiation et de la durée du jour, déterminent la lente évolution thermique annuelle ; mais les variations rapides de la température sont plus directement dépendantes du facteur dynamique, et du remplacement incessant de masses ou de flux aux caractères différents élaborés en dehors du territoire.

La position de *finistère* ouest-européen donne une grande importance à l'océanité, expliquant encore sur le plan thermique la relative faiblesse des amplitudes. L'océan qui bénéficie d'eaux relativement chaudes amenées par la dérive nord-atlantique, et la Méditerranée surtout chaude en été, fournissent humidité et potentiel précipitable abondant, principalement en période estivale. Cette position, associée à la latitude, n'autorise en outre l'installation d'aucun centre d'action anticyclonique thermique stable sur le territoire, et en fait donc un lieu permanent d'échanges et de conflits.

La situation à l'ouest du continent européen place également la France dans une situation privilégiée, par rapport aux façades orientales et notamment par rapport à l'Amérique du nord concernée par les mêmes centres d'action mobiles ; cette dernière est en effet située au point de départ des Anticyclones Mobiles Polaires, la France se trouvant quant à elle en "bout de course" des trajectoires atlantiques, les recevant relativement affaiblis et moins froids, avec les conséquences climatiques que l'on sait : Montréal est à la latitude de Lyon. Cette position géographique privilégiée n'intervient cependant qu'à un moindre degré lorsqu'un Anticyclone mobile vient directement du nord à l'est du Groenland, trajectoire responsable des vagues de froid les plus sévères.

La *continentalité*, accroît progressivement les amplitudes thermiques en direction de l'est ; cette continentalité n'est cependant pas assez affirmée pour que le comportement thermique du sol autorise en période hivernale l'installation de hautes pressions froides, mais elle peut tolérer l'extension d'une apophyse d'un anticyclone continental centré plus à l'est.

Le *relief*, dessiné par les courbes de température et de précipitations, est modeste dans son ensemble, puisque les hauteurs sont rejetées sur les limites du territoire. Cette disposition bordière des reliefs vigoureux permet la pénétration sans entrave majeure (mais avec d'éventuelles canalisations préférentielles) des flux vecteurs d'humidité et de potentiel précipitable, ainsi que l'invasion aisée des Anticyclones mobiles ; une faible partie du territoire, riveraine de la Méditerranée, est relativement cloisonnée par le relief, mais sans être vraiment isolée sur le plan aérologique.

L'influence du relief, considérée de manière absolue lorsqu'il s'agit des températures, doit être estimée de manière relative, d'abord par rapport au sens du déplacement en masse, ensuite en fonction de l'épaisseur des Anticyclones Mobiles Polaires, épaisseur qui est à la latitude de la France en moyenne de l'ordre de 1.000 à 1.500 mètres.

Dans cette perspective relief/AMP :

- le Massif Central, modeste dans l'ensemble et morcelé, est aisément franchissable "en grand" ; il aligne en outre ses reliefs les plus élevés dans sa partie sud-orientale ;

- les Pyrénées sont sensiblement de même sens que le déplacement des centres d'action mobiles, et elles ne peuvent donc s'opposer à leur glissement en bloc ; elles sont cependant assez hautes et compactes pour influencer la trajectoire des flux de sens méridien ;

- sur les marges orientales les Vosges sont peu élevées, isolées et facilement contournables, le Jura est d'altitude modeste mais plus étiré dans le sens méridien ; les Alpes par contre massives et continues constituent un véritable barrage vers l'est, barrage qui s'oppose au déplacement zonal des AMP ; elles ne peuvent donc être que contournées par l'air anticyclonique subsident (c'est-à-dire incapable de s'élever), soit par le nord du Jura (avec éventuel "déversement" sur la ligne de faite, et déchirure de foehn sur le versant est des Vosges et du Jura), soit par le sud vers la Méditerranée (fig. 1, 3, 4 & 6).

Les transferts par grandes masses n'étant pas arrêtés, les Anticyclones Mobiles Polaires traversent tout le territoire, à l'exception de l'arc alpin infranchissable. A l'intérieur des grandes masses - et dans les basses couches - l'écoulement de l'air suit toutefois des trajectoires imposées, comme par exemple entre Pyrénées et Cévennes, ou comme dans la vallée du Rhône, s'infiltrant également dans les vallées plus étroites, voire dans des "impasses" comme la Limagne, ou des vallées alpines.

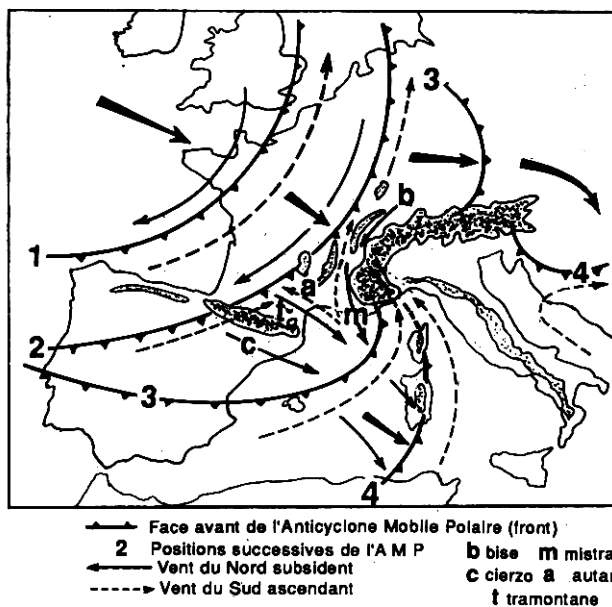


Figure 7 : Interférence relief/AMP sur la France

La figure 7 illustre de manière schématique les conséquences - *permanentes* - sur la circulation en France de l'interférence entre, le facteur fixe constitué par le relief, et les Anticyclones Mobiles Polaires.

Soulignons les faits essentiels, principalement associés à la partie antérieure des AMP où les phénomènes sont les plus vigoureux, voire les plus violents :

- La situation 1 rappelle qu'à l'avant de l'AMP la circulation est de type cyclonique (fig. 2, 3 & 4), l'effet attractif étant d'autant plus vigoureux que l'AMP est puissant, c'est-à-dire apte à accélérer les ascendances ; dans cette situation le potentiel précipitable provient essentiellement de l'Atlantique, sans entrave avant les reliefs espagnols ; les régions sans relief important (nord et ouest du pays au sens large) connaissent ainsi, en toutes saisons mais avec des vitesses plus élevées en hiver, une alternance de vents à forte composante sud (notamment sud-ouest), chauds et ascendants, et dans la partie orientale de l'AMP des vents à forte composante nord (notamment nord-est), froids et subsidents.

- La situation 2 schématise l'interférence avec les reliefs avant l'arrivée de l'AMP ; le flux de sud qui provient encore de l'Atlantique en traversant la péninsule ibérique s'élève le long du versant espagnol des Pyrénées, et redescend ensuite ("vent d'Espagne", ou *haize hegoa* du Pays Basque) sur le versant français avec un effet foehn prononcé (G. Viers, 1987). Dans le même temps le couloir dépressionnaire antérieur à l'AMP attire le potentiel hydrique de la Méditerranée : le littoral est alors envahi par le *marin*, qui se prolonge vers l'intérieur en vent d'*autan* (ou *altanus* : "originnaire du large") entre Pyrénées et Massif Central, et par la vallée du Rhône où le vent du midi entraîne une vague de chaleur en direction du nord, la canalisation accroissant les vitesses de ces flux instables, de turbulence naturelle ou forcée. La fermeture progressive du couloir entre l'AMP et les Alpes accélère d'abord le flux de sud, avec les conséquences "dévastatrices" associées au vent soulignées par M. Chardon et G.B. Castiglioni (1984), puis le soulève parfois violemment au-dessus de la masse anticyclonique et du relief.

- La situation 3 suit l'invasion du territoire par l'AMP, son déplacement en masse englobe les parties basses de tous les reliefs, et il est scindé par les Alpes. L'écoulement de l'air vers le sud dans les basses couches emprunte les couloirs : *bise* à l'ouest du Jura et sur le plateau suisse entre Jura et Alpes, *mistral* dans la vallée du Rhône, *tramontane* entre Pyrénées et Massif Central (*cers* en Narbonnaise ou *cierzo* en Catalogne) ; cet écoulement méridien rapide est favorisé sur la face antérieure de l'AMP par le sens de la rotation anticyclonique, mais la partie centrale ou occidentale d'un AMP, ou un AMP puissant et très stable glissant lentement sur la France, peuvent ne pas entraîner d'écoulement accéléré. Sur la face avant de l'AMP, le flux de sud humide provenant de Méditerranée s'élève en direction du nord au-dessus des Alpes, les parties basses des vallées françaises étant alors dans l'air froid et stable, les sommets dans l'air "chaud" et les versants sous le vent de ce flux de sud subissant en outre un effet föhn.

- La situation 4 concerne plus précisément la Méditerranée ; l'écoulement de l'air froid rejeté en mer vers le sud-est par le relief qui protège la Riviera du mistral, est ralenti ou momentanément arrêté par la façade ouest des reliefs corse et sarde (*maestrale* en Corse) ; la remontée de sud, dans le couloir formé d'un côté par les façades orientales des îles,

colmatées par la face avant de l'AMP, et de l'autre côté par la chaîne de l'Apennin est canalisée vers le nord jusque dans le bassin de Gênes ; le flux de sud chaud et humide n'a plus alors d'autre possibilité que de s'élever à cause du barrage aérologique et orographique, parfois avec violence en raison de sa température et de sa richesse énergétique, creusant ainsi la "dépression ligure" (qui n'est évidemment qu'une *conséquence dynamique* de la conjonction AMP/relief/énergie). L'air froid poursuivant sa progression vers le sud-est, la dépression "du golfe de Gênes" n'est pas immédiatement comblée, sa disparition intervenant lorsque l'alimentation en air chaud est coupée ; une nouvelle dépression peut encore, pour des raisons similaires, se former momentanément dans l'Adriatique (cf. fig. 3).

La circulation de surface étant ainsi caractérisée, les températures étant expliquées par la latitude et surtout par les advections, l'humidité par l'océanité et encore par les advections, il reste à rappeler brièvement les facteurs essentiels de la pluviogenèse, facteurs généraux et conditions particulières à la France.

La précipitation exige en effet la réunion simultanée de trois conditions principales :

- l'existence d'un potentiel précipitable, qui dépend des qualités du flux vecteur de vapeur d'eau, et des conditions d'acquisition et de renouvellement de ce potentiel ; sur ce plan la France occupe une position privilégiée qui lui assure une alimentation permanente en eau précipitable, mais cette fourniture est toutefois, à cause de la température, meilleure en été qu'en hiver ; en raison de l'inertie thermique des eaux marines ce potentiel est plus précisément optimal à la fin de l'été ;

- des conditions structurales favorables aux ascendances, c'est-à-dire sans cisaillement vertical de vent et sans subsidence, la subsidence s'opposant (par définition) à l'ascendance et favorisant (par compression et réchauffement) le pouvoir évaporateur de l'air (et la dissipation des nuages) ; dans les latitudes moyennes et donc généralement en France, l'absence de stratification aérologique stérilisante, permanente, permet aux phénomènes déclenchés dans les basses couches de se développer librement en hauteur, accroissant ainsi l'influence du substratum dans la genèse des phénomènes météorologiques ; en période estivale la remontée vers le nord des mouvements subsidents tropicaux place toutefois la partie méridionale du pays sous des conditions structurales spécifiques ;

- un facteur déclenchant les ascendances, facteur qui peut être fixe comme le relief, mais qui doit être mobile pour constituer le moteur d'une perturbation ; ce rôle déclencheur est joué par les Anticyclones Mobiles Polaires, plus puissants en hiver qu'en été ; soulignons encore que leur rôle est essentiellement *mécanique* provoquant l'attraction, la déviation (dépression antérieure), et le soulèvement du (des) flux environnant(s) ; la qualité des pluies dépend donc essentiellement du potentiel précipitable contenu dans le flux soulevé, les qualités hydriques propres des AMP n'ayant qu'une influence très secondaire, n'intervenant que par la fraction entraînée dans l'ascendance, et sauf naturellement lorsque l'un d'eux déjà évolué joue le rôle de l'air chaud. Soulignons que l'AMP

est aussi par nature responsable, dans un deuxième temps, de l'absence de pluies au-dessus des régions qu'il recouvre.

Ces conditions indispensables doivent être réunies simultanément, l'existence d'un potentiel précipitable notamment ne se traduisant pas obligatoirement par des pluies. Les contributions respectives de ces trois facteurs sont en outre très variables, l'un d'entre eux pouvant aggraver ou compenser la déficience d'un autre ; ainsi, la richesse du potentiel en eau du flux soulevé est susceptible, par la libération de l'énergie contenue sous forme latente et l'auto-entretien des ascendances, de relayer la relative faiblesse d'un facteur déclenchant, ou de compenser partiellement des conditions structurales stérilisantes.

Ces modalités moyennes de circulation et de pluviosité, imposées par des facteurs permanents, peuvent encore être remodelées par des circonstances météorologiques particulières appartenant à l'échelle saisonnière.

#### 4. LES CONFIGURATIONS MÉTÉOROLOGIQUES SAISONNIÈRES

Les physionomies saisonnières, en évolution constante et progressive, connaissent deux situations extrêmes bien caractérisées, celles des périodes hivernale et estivale, et deux situations intermédiaires, celles du printemps et de l'automne.

##### A) La dynamique hivernale

Pendant la période hivernale le potentiel précipitable enregistre ses valeurs minimales ; mais dans le même temps, en "compensation" pour le déclenchement des pluies, les Anticyclones mobiles Polaires atteignent leur plus forte puissance ; ils ont également au cours de cette période la trajectoire la plus méridionale, qui leur permet de dérouter vers le nord, sur leur face avant, un potentiel venu des marges tropicales.

Véhiculant les basses températures polaires ils sont aussi responsables des "coups de froid" hivernaux, plus vigoureusement lorsque leur trajectoire est directe, leur stabilité se traduisant par des brouillards de rayonnement, notamment dans leur partie centrale, moins ventilée et soumise à une évolution thermique diurne favorisée par la faible nébulosité. Dans les montagnes les vallées sont envahies par l'air froid, qui stagne plus longtemps lorsqu'elles n'ont pas de débouché aisément franchissable ; une couche de nuages stratifiés coiffe souvent le sommet de l'air polaire, atténuant ou annulant l'évolution diurne et conservant le froid de manière plus durable : les fonds de vallées (sous la "mer de nuages") sont ainsi généralement plus froids en hiver que les hauteurs environnantes, non atteintes par l'air d'origine polaire.

La physionomie barométrique moyenne est dominée par la présence, sur le nord de l'Europe, d'une apophyse de l'Anticyclone thermique continental eurasiatique (fig. 8) ; ce terme global désigne des hautes pressions saisonnièrement "stables", pelliculaires parce que résultant du comportement thermique du sol, mais qui sont composites et constamment traversées par des Anticyclones mobiles encore plus froids, venus directement du bassin arctique et se déplaçant vers l'est

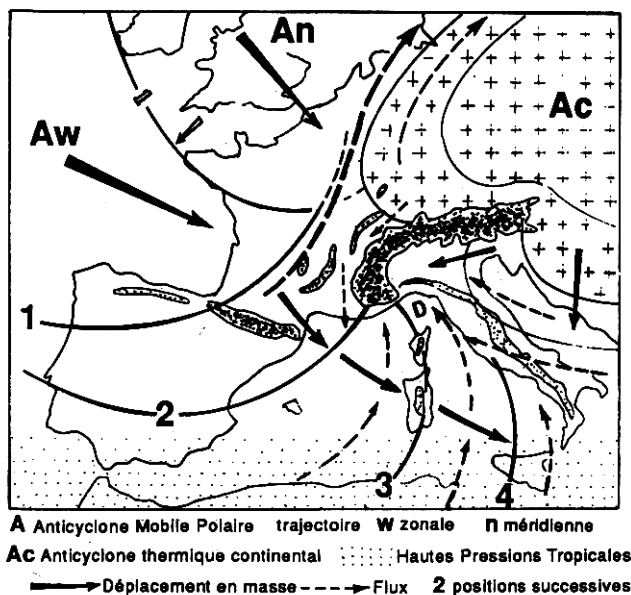


Figure 8 : Dynamique hivernale - Schéma de surface

renouvelant ainsi les départs d'AMP sur la façade orientale de l'Asie, au nord de la barrière Himalaya-Tibet, en direction du Pacifique (M. Leroux, 1986-b). Le bord occidental de cet Anticyclone continental forme avec le versant ouest du Jura et des Alpes un véritable "barrage" méridien pour les AMP, barrage dont l'efficacité est naturellement fonction des densités en présence. A ce titre le blocage par l'Anticyclone continental est plus facile lorsqu'il concerne des AMP à la trajectoire atlantique, qui arrivent déjà "réchauffés" (fig. 8 : Aw), et qui peuvent d'ailleurs perdre éventuellement sur leur face avant une partie de leur masse entraînée vers le nord ; le blocage est moins facile lorsqu'un AMP vient directement de l'est du Groenland (fig. 8 : An), car il est alors plus froid et souvent capable de poursuivre son déplacement vers l'est, en étant ralenti mais en repoussant les hautes pressions continentales et en s'y fondant progressivement au fur et à mesure que les températures s'équilibrent (fig. 6 : A3 & Ac).

Ce *blocage* des masses d'air de moindre densité est bizarrement attribué - dans la littérature - à la présence d'air "chaud" en altitude (présence d'ailleurs inexpliquée), alors qu'on observe surtout dans les basses couches une strate d'air froid, incontestablement révélé par les radio-sondages. Ce blocage peut avoir plusieurs effets :

- à l'approche d'un AMP le couloir dépressionnaire situé entre sa face avant et la façade occidentale de l'Anticyclone continental (prolongée au sud par Jura et Alpes) est progressivement rétréci (fig. 9) ; le flux qui vient du sud est alors de plus en plus accéléré (fig. 8, position 1), débordant sur les deux versants du couloir dépressionnaire (fig. 9 - coupe 1), vent fort et précipitations abondantes atteignant le stade de la tempête lorsque se conjuguent des facteurs aggravants (forte puissance de l'AMP, abondante fourniture d'énergie venue du sud, voire relief qui accroît la hauteur du barrage) ;

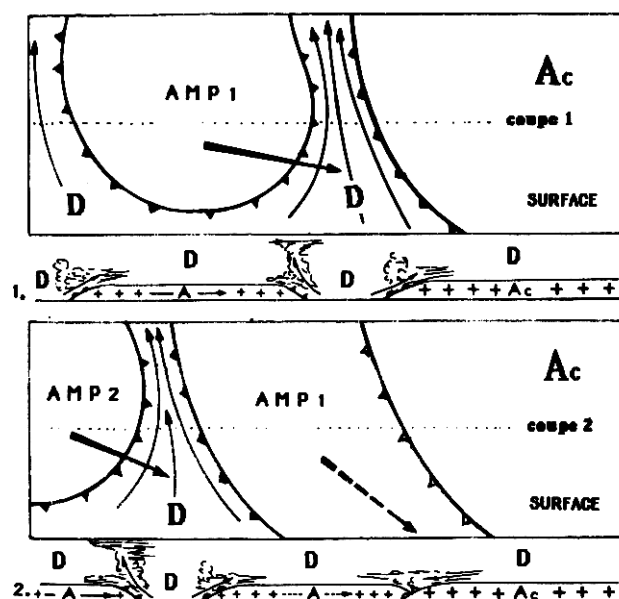


Figure 9 : Interférence AMP/Anticyclone continental

- la jonction de l'AMP et de l'Anticyclone continental ferme d'abord le couloir dépressionnaire, coupe l'alimentation de sud (dans les basses couches) et donc l'activité pluvieuse, les formations nuageuses restantes s'étalant alors au-dessus des hautes pressions ("front occlus", fig. 9 - coupe 2) ; l'AMP, poursuivant encore éventuellement sa marche vers l'est en fonction de sa densité, s'intègre partiellement aux hautes pressions continentales, tout en migrant en bloc vers le sud, et il décale vers l'ouest le bord de la masse anticyclonique (surface frontale parfois qualifiée de front "quasi-stationnaire") ; un AMP provenant directement du bassin arctique (fig. 8 : An) est plus apte à s'enfoncer en bloc vers l'est, mais une partie de son front peut alors momentanément (à contre-sens du mouvement général) se déplacer vers l'ouest, où l'étalement de l'air froid ne rencontre aucune entrave majeure ;

- pendant que le premier AMP (fig. 9 : AMP1) s'évacue lentement en direction du sud, un second AMP provoque une confrontation comparable, avec accélération et pluie, mais plus à l'ouest (fig. 9 - coupe 2) ; à l'échelle saisonnière la stabilité anticyclonique est ainsi plus grande dans la partie nord et est du pays (apophyse de l'Ac + AMP bloqués en cours d'évacuation), tandis que la fréquence des tempêtes hivernales est plus élevée dans sa partie occidentale, notamment dans la péninsule bretonne, où arrivent de nouveaux AMP et où se referment les couloirs dépressionnaires ;

- le glissement en masse vers le sud, avec les effets précédemment évoqués sur la circulation et le champ de pression (fig. 3 & 7), décale la pluviogenèse sur la Méditerranée ; un flux d'est issu de la face méridionale de l'Anticyclone continental débordant à l'est des Alpes, plus sec ou faiblement humidifié (fig. 8) est alors susceptible de concerner le littoral (le *levante* de la Côte d'Azur), en conjonction avec l'habituel flux de sud dévié par l'AMP, ou en alternance avec le flux de nord ; la pénétration profonde d'un AMP particulièrement puissant dans la ceinture des Hautes Pressions Tropicales (qui

occupent alors une position plus méridionale) peut en outre provoquer l'ouverture d'un talweg, par lequel remonte un flux d'origine saharienne (le *sirocco*), chargé de poussières (fig. 10 ; M. Leroux, 1983, 1990-b) ;

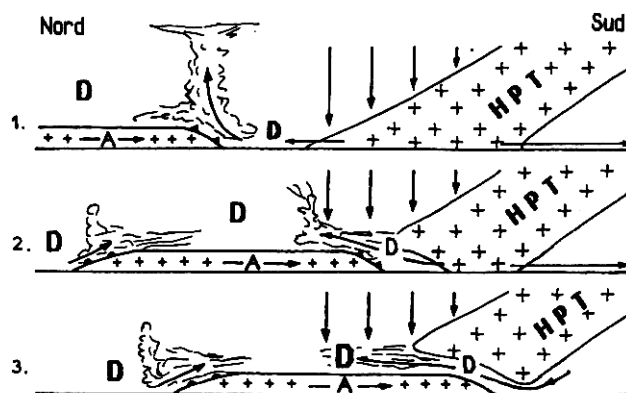


Figure 10 : Interférence entre AMP et HPT

- le ralentissement et le blocage de la migration des AMP est encore susceptible de provoquer le rassemblement de multiples centres d'action anticycloniques ; la situation de décembre 1988 présentée en exemple (fig. 6), au cours de laquelle le déficit pluviométrique a atteint "50 % sur l'ouest et le sud-ouest, 70 % sur le sud-est et la Corse" (La Météorologie, 1989), est également représentative de celle de décembre 1989 - janvier 1990, lorsque la France était noyée dans une énorme masse anticyclonique, d'origine diverse et en perpétuel renouvellement, les précipitations étant alors rejetées sur le pourtour de cette masse composite mais compacte (M. Leroux, 1990-c).

## B) La dynamique printanière

Le printemps est caractérisé par une lente remontée des températures, une amélioration modérée de la qualité du potentiel précipitable, et donc un léger accroissement du caractère orageux (traduit par les "giboulées", contrastant avec l'hiver qui enregistre le plus faible nombre d'orages ; R. Arlery, 1979, p. 104) ; mais dans le même temps les Anticyclones Mobiles Polaires voient progressivement leur puissance diminuer en liaison avec la moindre rigueur des températures arctiques.

Le fait essentiel est le retrait graduel de l'Anticyclone thermique continental, sa moindre résistance à la pénétration d'AMP, son recul vers l'est et sa disparition ; la fin du blocage rend alors aux AMP une liberté de déplacement beaucoup plus grande (au nord des Alpes), liberté qui se traduit sur le pays par un défilé de perturbations pluvieuses et de temps anticycloniques.

## C) La dynamique estivale

Pendant la période estivale le potentiel précipitable enregistre ses valeurs maximales, la température plus élevée et la richesse du potentiel énergétique accroissant fortement le caractère orageux des perturbations. Les Anticyclones Mobiles Polaires sont naturellement toujours présents, connaissant

une forte évolution thermique diurne dans les basses couches lorsqu'ils entrent en contact avec le continent ; ils possèdent toutefois leur plus faible puissance, sont moins épais et moins fréquents, et si leur aptitude à déclencher la pluviogenèse est relativement réduite, elle est largement compensée par la fourniture d'énergie qui entretient les ascendances. Les comportements thermiques locaux (notamment en montagne) se manifestent par des orages isolés d'évolution diurne, ou ajoutent éventuellement des épiphénomènes violents aux phénomènes organisés, comme par exemple la "tornado" du 11 juillet 1984 dans le nord-est de la France évoquée par I. Roussel (1984), ou le très puissant orage du Grand Bornand le 14 juillet 1987 analysé par J. Comby (ce volume).

Les Anticyclones Mobiles Polaires ont aussi au cours de cette période une trajectoire moyenne plus septentrionale, privilégiant ainsi le passage en masse au nord des Alpes, le glissement vers le sud se réalisant alors après l'arc alpin (entretenant la *bora* adriatique et plus à l'est les vents *étésiens* ou *meltemi* égéens) ; mais la déviation vers la Méditerranée n'est cependant pas exclue, tramontane et mistral bien qu'atténués étant également des faits estivaux (fig. 12 : le 28 août 1989, à midi, la force du vent est de 40 noeuds à Marignane et de 35 noeuds au Cap Corse, en liaison avec la descente directe, mais lente, d'un AMP entre Groenland et Scandinavie).

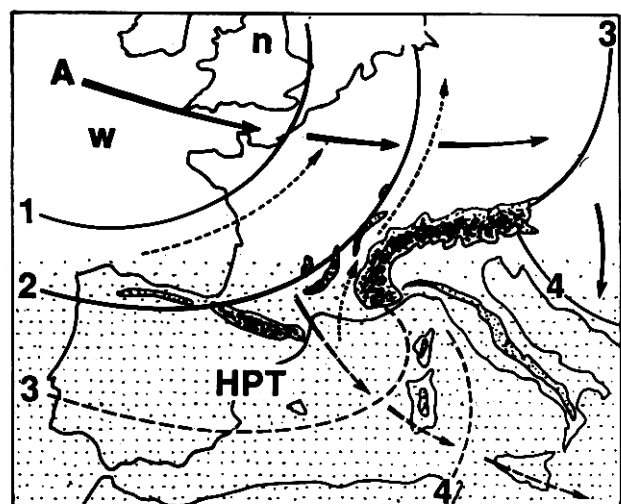


Figure 11 : Dynamique estivale, schéma de surface

La physionomie barométrique est caractérisée par la migration vers le nord des Hautes Pressions Tropicales, c'est-à-dire plus exactement par les mouvements subsidents de la marge tropicale nord (ou en d'autres termes par la branche descendante de la cellule, de circulation verticale, de Hadley nord), mouvements subsidents qui coiffent, l'océan, la Méditerranée et le sud du pays (fig. 11). Les Hautes Pressions Tropicales, individualisées statistiquement, forment une ceinture continue, divisée en cellules (mais uniquement dans les basses couches) par les différences de substratum, l'anticyclone dit "des Açores" constituant une de ces cellules de circula-

tion horizontale. Soulignons que l'importance, accordée par l'école climatologique, à de telles cellules statistiques est très surestimée, la contribution des mouvements subsidents (air chaud) à l'établissement du champ de pression de surface apparaît en effet relativement limitée, la valeur maximale atteinte étant de l'ordre de 1.020 hpa (mais de 1.015 hpa en été, à 1.012 hpa sur la marge sud où il fait plus chaud - cf. fig. 6), les valeurs dépassant cette puissance étant incontestablement associées au passage des Anticyclones mobiles à l'intérieur de la ceinture anticyclonique zonale.

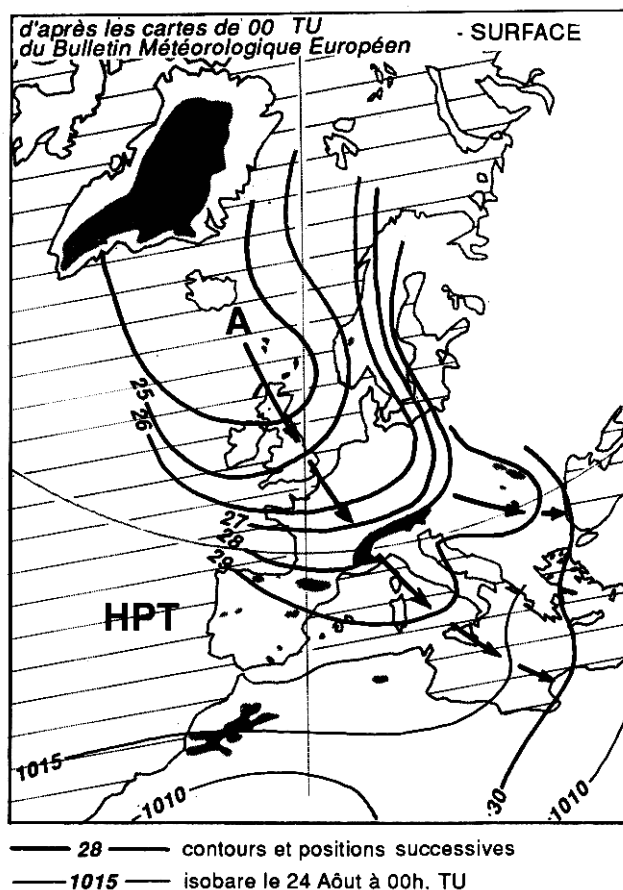


Figure 12 : Migration d'un anticyclone mobile du 24 au 30 août 1989

L'air subsident se réchauffant par compression adiabatique, les Anticyclones mobiles toujours plus froids (en valeur relative ou absolue) n'ont aucune difficulté à pénétrer (non pas "dans") mais sous la ceinture de subsidence (ou dans les HPT, et c'est alors qu'ils "disparaissent", du moins en apparence) ; la subsidence supérieure n'atteint ainsi le niveau surface qu'en l'absence, très momentanée, d'Anticyclones Mobiles Polaires dans les basses couches, qui finissent par se fragmenter pour alimenter la circulation tropicale. Une inversion de température, de mouvements verticaux, et d'humidité (la subsidence provoquant l'assèchement), située vers 1.000 mètres en été sur la Méditerranée, différencie nettement la double origine des hautes pressions puisqu'elle correspond au sommet de la strate extratropicale ; les mouvements subsidents, en évitant la dispersion vers le haut, contribuent à concentrer le potentiel précipitable dans les basses couches (M. Leroux, 1983).

Quand les densités sont peu contrastées, c'est notamment le cas en été, les dépressions qui cernent les AMP avant leur pénétration dans les Hautes Pressions Tropicales, sont peu marquées ou rapidement comblées, les formations nuageuses sont également étalées ou dissipées (le déficit de saturation étant élevé dans l'air subsident). Les masses anticycloniques, d'origine différente mais avec des caractères thermiques assez proches à la latitude où s'opère la jonction, sont ainsi responsables des périodes de beau temps estival. L'été méridional, ou méditerranéen, est ainsi peu pluvieux en dépit des importantes réserves hydriques (le minimum de pluie et de jours de pluie intervenant au mois de juillet) ; le passage du noyau mobile se manifeste toutefois par un rafraîchissement relatif de la température, et une accélération du vent plus ou moins prononcée.

Lorsque la différence de densité est plus forte, l'ouverture d'un couloir dépressionnaire dans la ceinture des HPT, sur la face avant et au-dessus d'un Anticyclone mobile plus puissant (fig. 10) autorise éventuellement une ascendance (limitée par la subsidence supérieure) et des pluies au caractère orageux. Comme en hiver une pénétration profonde est encore susceptible de provoquer sur la Méditerranée (et au-delà) une remontée d'air saharien, momentanément sec et chargé de poussières qui se mêlent à la pluie (M. Leroux, 1983 & 1990-b).

Au nord des Hautes Pressions Tropicales, le passage d'un AMP provoque avec plus ou moins de vigueur la remontée vers le nord d'une fraction du potentiel précipitable accumulé sous l'inversion méditerranéenne, potentiel qui s'écoule habituellement vers l'Afrique dans la circulation d'alizé ici naissante ; c'est dans de telles circonstances que le risque orageux est maximal au nord de la subsidence inhibitrice.

#### D) La dynamique automnale

La similitude est d'abord grande avec l'été, puis s'affirment quelques différences aux conséquences météorologiques importantes :

- le retrait vers le sud des mouvements subsidents a déjà commencé, de manière lente dès le mois d'août, s'accroissant en septembre et surtout en octobre où les HPT recouvrent à nouveau l'Afrique saharienne (M. Leroux, 1983),

- les Anticyclones Mobiles Polaires voient leur puissance se restaurer d'abord progressivement dès le mois d'août, plus rapidement ensuite, le bref "été" arctique s'achevant brutalement,

- l'inertie thermique de type océanique, décalée de 2 à 3 mois après le maximum cosmique, offre alors les conditions optimales à la fourniture de potentiel précipitable par l'Atlantique et la Méditerranée.

Ces conditions, notamment la richesse du potentiel précipitable et la chaleur (sensible) qui se maintient encore dans le sud, entretiennent le caractère orageux des précipitations, qui atteignent d'ailleurs à la fin de l'été, souvent même avec prolongation sur la fin de l'année, les totaux mensuels les plus élevés.

Le cumul de ces conditions favorables conduit parfois à des phénomènes paroxysmaux, comme par exemple en octobre 1987 sur la France de l'ouest et l'Angleterre (J. Mounier, 1989) où "l'ouragan" bénéficie de l'énergie atlantique déviée vers le nord ; sur l'Atlantique également des dépressions tropicales, déjà atténuées, happées par le couloir dépressionnaire creusé sur la face avant d'un AMP puissant (et donc déviées de leur trajectoire est-ouest ; cf. fig. 4), peuvent alors atteindre en remontant vers le nord les côtes occidentales du pays, avec encore quelque vigueur qui se manifeste dans la violence des vents.

A ces conditions optimales peut encore s'ajouter le facteur orographique qui accroît la concentration d'énergie et active l'ascendance. Tel est notamment le cas avec le relief pyrénéen (J.P. Vigneau, 1986), le rebord sud-est du Massif Central (G. Staron, 1986), les contreforts des Alpes (C. Chardon & al. 1984), ou le relief corse (E. Ascencio, 1983), où l'énergie méditerranéenne (libérée de la subsidence supérieure) nourrit des pluies orageuses d'intensité particulièrement élevée ; ces précipitations, parfois dites "cévenoles", sont très souvent considérées comme "exceptionnelles", "catastrophiques", voire traitées de "calamités" ... alors qu'elles sont tout à fait "naturelles" étant donné la conjonction de facteurs énergétiques et structuraux aussi favorables. Le 3 octobre 1988, par exemple, aux environs de Nîmes, la situation météorologique : un AMP barrant avec le relief la trajectoire de la colossale quantité d'énergie fournie par la Méditerranée (cf. Bull. Mété. Eur.) n'a pas vraiment de quoi surprendre, on sait d'ailleurs qu'entre "1951 et 1980, 134 événements de ce genre ont été enregistrés en Languedoc-Roussillon, Ardèche et Haute-Corse" (G. Fabre, 1990) ; ce qui est par contre ici "exceptionnel" ce n'est pas la Nature, mais simplement la méconnaissance (volontaire ?) des conditions régionales de la pluviogénèse.

#### CONCLUSION

En résumé, la dynamique du climat de la France, telle qu'elle est perçue par l'observation directe (et non au travers de la littérature), est donc relativement simple. Elle est dominée par l'interférence entre d'une part, les conditions géographiques particulières offertes par le territoire, notamment par le relief, et d'autre part le déplacement des Anticyclones Mobiles Polaires qui commandent les variations de pression, de vent, de température, d'humidité, de nébulosité et de pluviosité. A cette simplicité fonctionnelle correspond ainsi une première trame climatique relativement simple.

Il conviendrait encore pour préciser la division climatique d'intégrer des facteurs d'importance secondaire, facteurs chorologiques d'échelle plus fine comme l'altitude, l'exposition par rapport à l'ensoleillement ou l'orientation par rapport aux flux, la proximité d'un littoral, d'un lac, d'une forêt, l'influence des brises locales, la concentration urbaine ... mais nous n'envisageons ici que l'échelle la plus générale d'espace et de phénomènes.

L'individualisation des Anticyclones Mobiles Polaires, phénomène physique bien réel mais masqué par la routine ou le miroir déformant des écoles/doctrines, permet d'expliquer



de façon globale et rationnelle les processus du temps et du climat des moyennes latitudes. Mais il reste encore des analyses complémentaires à effectuer, sur la dynamique même de l'AMP et sur les conséquences climatiques de toutes échelles, notamment parce que cette façon de "regarder" la réalité ouvre des perspectives nouvelles dans l'explication des phénomènes.

Notre conception démontre en effet que le temps en France (comme on s'en doutait, évidemment) ne dépend pas, ou peu, des conditions strictement locales, puisque - en schématisant - les Anticyclones Mobiles Polaires font d'abord remonter sur le pays des flux chauds des marges tropicales, avant d'imposer directement eux-mêmes le froid (plus ou moins dégradé) des latitudes polaires. On comprend mieux ainsi l'alternance de périodes chaudes, ou froides, de durées variables, en mettant en relation le temps ouest-européen et le temps américain : sachant que les AMP "américains" (de l'est des Rocheuses puisque ceux du Pacifique ne peuvent pas franchir la barrière montagneuse) mettent en moyenne 4 à 5 jours pour parvenir sur l'Europe, quels sont les effets en Europe d'une vague de froid sur le Canada et les Etats-Unis ? une autre vague de froid (atténuée) ? un blocage anticyclonique par agglomération ? une vague de chaleur lorsque la trajectoire des AMP américains est plus méridienne et se dirige notamment vers le Golfe du Mexique ? Mais on doit également tenir compte de l'origine des AMP, et s'interroger sur la cause du partage initial entre la trajectoire canadienne, et la trajectoire islandaise responsable des froids les plus vifs : une descente directe à l'est du Groenland est-elle la conséquence d'une accumulation trop grande d'air froid dans le bassin arctique ? même en période estivale ?

La réflexion peut encore être étendue à d'autres échelles d'espace et de temps. A l'échelle de la planète les particularités climatiques sont encore aisément expliquées par l'intervention des Anticyclones Mobiles Polaires, à la condition toutefois de déterminer les trajectoires réellement suivies, notamment en fonction de l'effet canalisateur du relief ; ainsi par exemple lorsqu'on évoque "l'anticyclone sibérien" on ne peut certes pas écrire que "l'air expulsé de cette cellule ... subit un effet foehn aux flancs de l'Himalaya" (J.P. Triplet & G. Roche, 1988, p. 225), de l'air "très froid" qui serait préalablement capable de s'élever au-dessus de l'ensemble Tibet-Himalaya ! Bien qu'on semble le plus souvent l'oublier, *la météorologie est une discipline géographique*, simplement par exemple à cause de l'influence aérologique du relief, ou parce que c'est la surface du sol qui redistribue l'énergie solaire ...

Facteur premier de la météorologie tempérée les Anticyclones Mobiles Polaires, par leur déplacement d'ouest en est et leur "intégration" dans les Hautes Pressions Tropicales qui déterminent notamment le sens de la circulation (aérienne et marine) sur les façades est des océans tropicaux, leur fragmentation progressive et l'alimentation des flux tropicaux dans les basses couches, sont aussi responsables mais à des degrés différents de la dynamique tropicale, de la stratification des alizés, des accélérations qui les animent, de perturbations dont l'origine réelle est encore controversée (M. Leroux, 1983, 1986-a, 1988-a, 1990-b) ...

A l'échelle paléoclimatique les modalités réelles du transport de l'air froid expliquent encore par exemple la formation des inlandsis, et surtout leur localisation ; des situations comme celles du 12 mars 1888, le "Blizzard of 88" (P.J. Kocin, 1988), ou du 28 janvier 1977 au cours desquelles plus d'un mètre de neige fut accumulé sur le nord-est américain, étaient associées à des AMP particulièrement froids et puissants, mettant en oeuvre un riche potentiel d'origine tropicale (cf. fig. 4) ; une situation comme celle représentée sur la figure 8, dans laquelle l'Anticyclone continental et les AMP provoquent un transport préférentiel du potentiel précipitable vers le nord de l'Europe, constitue de la même façon (dans un "scénario froid") une configuration favorable à l'élaboration de l'inlandsis scandinave. Lorsqu'il s'agit encore des mécanismes thermiques planétaires les latitudes polaires apparaissent déterminantes dans les changements climatiques, car ce sont elles qui connaissent les plus fortes variations d'insolation, et ce sont elles qui exportent leur déficit radiatif jusque sous les Tropiques, précisément par l'intermédiaire des Anticyclones Mobiles Polaires (M. Leroux & al., 1990-a).

En conclusion, "l'Anticyclone Mobile Polaire" éclaire la dynamique du climat de la France ; mais il entraîne aussi la remise en cause de nombreuses théories, qui concernent les phénomènes météorologiques tempérés ou tropicaux, à différentes échelles d'espace et de temps ; cette remise en question - *nécessaire* - n'est encore qu'une question de temps ...

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANGOT, A. (1897 à 1914). Etudes sur le climat de la France. Température. Pression atmosphérique. Régime des vents. Régime des pluies. Ann. Bur. Central Météorol.
- ARLERY R. (1970). The climate of France, Belgium, the Netherlands and Luxembourg. Climates of northern and western Europe. World Survey of Climatology, vol. 5, Elsevier Pub. Co, 135-193.
- ARLERY R. (1979). Le climat de la France. Météorologie Nationale.
- ASCENCIO E. (1983). Aspects climatologiques des départements de la région Provence-Alpes Côte d'Azur. Monog. n° 2, Mété. Nat. Paris.
- ASCENCIO E. (1983). Aspects climatologiques de la région Corse. Monog. n° 3, Mété. Nat. Paris.)
- BERROIR A. (1986). La météorologie. Que-sais-je ? n° 89, PUF, Paris.
- BIBAUT A. (1985). Les orages dans la région niçoise. Note Tech. n° 9, Météo. Nat., Paris
- BJERKNES J. & SOLBERG H. (1923). Les conditions météorologiques de formation de la pluie (orig. 1921). L'évolution des cyclones et la circulation atmosphérique d'après la théorie du front polaire (orig. 1922). trad. fr. Off. Nat. Mété. (1) n° 6, Paris.
- BJERKNES J. (1937). Theorie der aussertropischen Zyklonenbildung. Met. Zeit. 54, 186-190.
- BJERKNES J. & PALMEN E. (1937). Investigations of selected European cyclones by means of serial ascents. Geophys. Publ., 12, 1-62.
- CARREL A. (1935). L'homme, cet inconnu. Plon, Paris.

- CHARDON M. & CASTIGLIONI G.B. (1984). Géomorphologie et risques naturels dans les Alpes. 25e Cong. Intern. de Géog., Paris, 13-41.
- CHARNEY J. & ELIASSEN A. (1964). On the growth of the hurricane depression. *Journ. of Atm. Sci.*, vol. 21(1), 68-75.
- COMBY J. (1987). Le temps dans les régions tempérées. Mém., Univ. J. Moulin,
- COMBY J. (1989). La catastrophe du Grand Bornand. Mém. DEA, Univ. J. Moulin, p.
- DAUPHINE A. & OTTAVI J.Y. (1986). Atlas structurel des climats de la France. GIP RECLUS.
- DOUGUEDROIT A. (1977). L'individualisation de la région climatique du Bas-Rhône. *Méditerranée*, 73-78.
- DUVERGE P. (1949). Principes de météorologie dynamique et types de temps à Madagascar. *Pub. Serv. Mét. de Madag.*, n° 13, Tananarive, p. 18.
- ESCOURROU G. (1982). Le climat de la France. Que sais-je ? n° 1967, P.U.F.
- FABRE G. (1990). La catastrophe hydrologique éclair de Nîmes (3 octobre 1988). *Bull. Assoc. Géogr. Franç.* (2), Paris, 113-122.
- GENTILLI J. (1971). Dynamics of the Australian troposphere. *Climates of Australia and New Zealand. World Survey of Climatology*, vol 13, Elsevier Pub. Cy, 53-17.
- JOHANNESEN T.W. (1970) The Climate of Scandinavia. *Climates of northern and western Europe. World Survey of Climatology*, vol. 5, Elsevier Pub. Cy, 22-79.
- KLEIN W.H. (1957). Principal tracks and mean frequencies of cyclones and anticyclones in the northern hemisphere. *Res. Pap. n° 40*, Weather Bureau, Washington DC, 60 p.
- KOCIN P.J. (1988). Meteorological analyses of the march 1888 "Blizzard of 88. *Eos, Am. Geoph. Un.*, vol. 69 n° 10, p. 137, 146-147.
- La Météorologie (1989). Résumé climatologique, décembre 1988, VII<sup>e</sup> série n° 27, p. 29.
- LEROUX M. (1983). Le climat de l'Afrique tropicale. Ed. H. Champion/M. Slatkine, Paris/Genève, t. 1 : 636 p., 349 fig., t. 2 : notice et atlas de 250 cartes.
- LEROUX M. (1986-a). The critical importance of the aerological stratification of the tropical troposphere. *Int. School of Met of the Medit., Trop. Met., WMO/TD*, Geneva.
- LEROUX M. (1986-b). L'Anticyclone Mobile Polaire : facteur premier de la climatologie tempérée. *Bull. Ass. de Géogr. Fr.*, (4), Paris, 311-328.
- LEROUX M. (1988-a). L'Anticyclone Mobile Polaire, relais des échanges méridiens : son importance climatique. *Géodynamique 2* (2), ORSTOM, 161-167.
- LEROUX M. (1988-b). The key contribution of satellite pictures to a new understanding of meteorological concepts relating to the middle latitudes : identification of the Polar Mobile High. 7th Meteosat Scientific Users Meeting, Eumetsat, Madrid, Abst. vol.
- LEROUX M., PETIT-MAIRE N. & DAVIS O.K. (1990-a). Differential insolation at north and south latitudes explains palaeoclimatic changes in tropical Africa for the last 30.000 years. in *Paleoclimate* (à par.)
- LEROUX M. (1990-b). Les perturbations sahariennes d'origine extratropicale. *Coll. PICG 252*, Djerba, Pub. Inst. Nat. de la Rech. Scient., Tunis.
- LEROUX M. (1990-c). Anatomie d'un "anticyclone" : la situation anticyclonique de décembre 1989-janvier 1990 sur l'Europe occidentale. Lannion, à par. in vol. 3 des *Publ. de l'Ass. Int. de Climatologie*.
- MANLEY G. (1970). The climate of the British Isles. *Climates of northern and western Europe. World Survey of Climatology*, vol. 5, Elsevier Pub. Cy, 81-133.
- Météorologie Nationale (1969). Atlas climatique de la France.
- Météorologie Nationale (1980). Atlas agroclimatique saisonnier de la France.
- MOUNIER J. (1989). L'ouragan du 15-16 octobre 1987 sur l'Europe du nord-ouest. *AFGP Bulletin n° 41*, 32-39.
- NAMIAS J. (1983). The early influence of the Bergen school on synoptic meteorology in the United States. in *Collected works*, vol III, *Am. Met. Soc.*, 280-289.
- NEWTON C.W. (1988). Erik Palmén's contributions to cyclone concepts : general circulation aspects. *Palmen Memorial Symposium on Extratropical Cyclones, Am. Met. Soc.*, 1-3.
- ORIEUX A. & POUGET E. (1984). Le mistral, contribution à l'étude de ses aspects statistiques, synoptiques et régionaux. *Monog. n° 5*, *Mét. Nat. Paris*.
- PAGNEY P. (1988). *Climats et cours d'eau de France*. Masson, Paris.
- PEDELABORDE P. (1970). Introduction à l'étude scientifique du climat. SEDES, Paris.
- PETTERSEN S. (1956). *Weather analysis and forecasting*. vol. 1, McGraw-Hill, 422 p.
- POUGET E. & VALETTE F. (n.d.). La tempête des 6, 7, 8 et 9 novembre 1982. Note mult., BCR/SE Aix-en-Provence.
- RASMUSSEN E. (1979). The polar low as an extratropical CISK disturbance. *Quart. Jour. Roy. Met. Soc.*, 105, 531-549.
- REED J.R. (1979). Cyclogenesis in airstreams. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 38-52.
- REED J.R. (1988). Advances in knowledge and understanding of extratropical cyclones during the past quarter century : an overview. *Palmen Memorial Symposium on Extratropical Cyclones, Am. Met. Soc.*, 6-9.
- RIEHL E. (1988). General circulation studies in Chicago from the 1940's into the 1950's. *Palmen Memorial Symposium on Extratropical Cyclones, Am. Met. Soc.*, 4-5.
- ROSSBY C.G. & WEIGHTMAN R.H. (1939). Relations between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacement of the semi-permanent centers of action. *Journ. Mar. Res.* 2 (1), 38-55.
- ROUSSEL I. (1988). L'orage du 11 juillet 1984 dans le nord-est de la France : une tornade ? *Climat et risques naturels, Ass. Fr. de Géog. Phys.*, 71-78.

STARON G. (1986). Exemples de calamités climatiques sur l'est du Massif Central. *Rev. de Géogr. de Lyon* (3), 283-290.

TRIPLET J.P. & ROCHE G. (1988). *Météorologie générale*. Ecole nationale de la météorologie.

THEPENIER R.M. (1983). Etudes des perturbations nuageuses de l'hémisphère nord : rôle de la convection dans la cyclogenèse. Th. Sc. Phys. Univ. Paris VI.

VAN HEIJST G.J.F. & FLOR J.B. (1989). Dipole formation and collisions in a stratified fluid. *Nature*, vol. 340, 212-214.

VIAUT A. (1942). *La météorologie*. Que-sais-je ? n° 89, PUF, Paris.

VIERS G. (1987). Observations sur les effets thermiques du foehn en Pays Basque (Pyrénées-Atlantiques, France). in "Le climat, la montagne, l'homme", 57-76.

VIGNEAU J.P. (1972). Le vent d'autan d'Aquitaine orientale. *Revue de Géographie des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 315-342.

VIGNEAU J.P. (1986). *Climats et climat des Pyrénées orientales*. Th. Univ. Toulouse.

VOWINCKEL E. & ORVIG S. (1967). The inversion over the Polar Ocean. *Polar Meteorology*, WMO - n° 211. TP. 111, Tech. Note n° 87, Geneva, 39-59.

WALLEN C.C. (1970). Introduction. *Climates of northern and western Europe*. *World Survey of Climatology*, vol. 5, Elsevier Pub. Cy, 1-21.

ZISHKA K.M. & SMITH P.J. (1980). The climatology of cyclones and anticyclones over north America and surrounding ocean environs for january and july, 1950-77. *Mon. Weather Rev.* vol. 108, n° 4, 387-401.