

Christopher Poizot
Gérard Pujol

FORMATION   L' AÉRO NAUTIQUE


TOUT LE PROGRAMME DU **BIA**,
PRÉPARATION AU **LAPL** ET AU **PPL**

2^e édition

DUNOD

Ce manuel d'apprentissage ne prétend pas se substituer à la réglementation en vigueur. L'auteur et l'éditeur ne peuvent être tenus responsables des évolutions de réglementation qui ne figureraient pas dans cet ouvrage.

Direction artistique : Elizabeth Hébert
Conception graphique couverture : Pierre-André Gualino
Mise en page : Belle Page

<p>Le pictogramme qui figure ci-contre mérite une explication. Son objet est d'alerter le lecteur sur la menace que représente pour l'avenir de l'écrit, particulièrement dans le domaine de l'édition technique et universitaire, le développement massif du photocopillage.</p> <p>Le Code de la propriété intellectuelle du 1^{er} juillet 1992 interdit en effet expressément la photocopie à usage collectif sans autorisation des ayants droit. Or, cette pratique s'est généralisée dans les établissements</p>	 <p>DANGER LE PHOTOCOPIAGE TUE LE LIVRE</p>	<p>d'enseignement supérieur, provoquant une baisse brutale des achats de livres et de revues, au point que la possibilité même pour les auteurs de créer des œuvres nouvelles et de les faire éditer correctement est aujourd'hui menacée. Nous rappelons donc que toute reproduction, partielle ou totale, de la présente publication est interdite sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du Centre français d'exploitation du droit de copie (CFC, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).</p>
--	--	---

© Dunod, 2018, 2019, 2020
11 rue Paul Bert, 92240 Malakoff
www.dunod.com

ISBN 978-2-10-080025-4

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2° et 3° a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

Table des matières

INTRODUCTION	2
CHAPITRE 1 – MÉTÉOROLOGIE ET AÉROLOGIE	3
1 Notre atmosphère	3
1.1 La composition	3
1.2 La température	4
1.3 La pression	5
1.4 L'humidité	6
1.5 Les échanges de chaleur	7
1.6 Les variations de température des masses d'air	8
1.7 La stabilité et l'instabilité	9
2 Les fronts	10
2.1 La circulation atmosphérique et les masses d'air	10
2.2 Les fronts	13
2.3 Naissance et évolution des ondulations du front polaire : les perturbations	14
3 Les nuages	16
3.1 Étude détaillée de la formation des nuages	16
3.2 La formation des deux familles de nuage	18
3.3 La constitution des nuages	19
3.4 La répartition verticale des nuages	21
3.5 Le classement des nuages	21
3.6 La nébulosité du ciel	26
4 Les précipitations	27
4.1 La formation des précipitations	27
4.2 Les différents types de précipitations et codification	29
5 Les vents et brises	30
5.1 Vent et champ de pression	30
5.2 Direction, vitesse et observation du vent	33
5.3 Les vents locaux	34
5.4 Les brises	35
6 Les nuages liés au front	36
6.1 Les fronts chauds	36

- 6.2 Les fronts froids 37
- 6.3 Les fronts occlus ou occlusion 38
- 6.4 La traîne 39
- 6.5 La répartition des vents au niveau des fronts 40
- 6.6 Une particularité en haute altitude :
le jet stream ou courant-jet 40
- 7 Les phénomènes dangereux pour l'aviation 41
 - 7.1 Les phénomènes réduisant la visibilité 41
 - 7.2 Les turbulences 43
 - 7.3 Le givrage 44
 - 7.4 Le cas particulier des cellules orageuses 47
- 8 L'organisation météorologique 49
 - 8.1 L'information météorologique 49
 - 8.2 Le dossier météorologique 50
 - 8.3 La carte des fronts 51
 - 8.4 Carte TEMSI / WINTEN 51
 - 8.5 Le METAR et le TAF 54
 - 8.6 SIGMET 57

— CHAPITRE 2 – AÉRODYNAMIQUE, AÉROSTATIQUE ET PRINCIPES DU VOL — 59

- 1 Aérodynamique et mécanique du vol 59
 - 1.1 Notions de physique 59
 - 1.2 L'aérodynamique 62
 - 1.3 Les écoulements 64
- 2 L'aérodynamique d'une aile 65
 - 2.1 Les caractéristiques d'une aile 65
 - 2.2 La force exercée sur une aile 68
 - 2.3 Les caractéristiques dynamiques d'une aile 68
 - 2.4 La polaire 69
- 3 La mécanique du vol 70
 - 3.1 La montée, la descente et le vol stabilisé 70
 - 3.2 Les axes de rotation de l'avion 71
 - 3.3 Les angles associés au vol 74
 - 3.4 Vol en virage 75
 - 3.5 Comprendre la mécanique du vol 76
 - 3.6 Les dispositifs hypersustentateurs 80
 - 3.7 Les spoilers et aérofreins 82
- 4 Application au vol 84
 - 4.1 Le décollage et l'atterrissage face au vent 84
 - 4.2 La turbulence de sillage 85
 - 4.3 Le centrage 85
 - 4.4 Les compensateurs 87

<hr/>	
CHAPITRE 3 – CONNAISSANCE DES AÉRONEFS	89
1 Les familles d'aéronefs	89
1.1 Les aérostats	89
1.2 Les aérodynes	90
2 La composition d'un avion	94
2.1 Rappels de mécanique	94
2.2 Composition	95
2.3 Les ailes	95
2.4 L'empennage	99
2.5 Le fuselage	100
2.6 Le train d'atterrissage	101
2.7 Le groupe motopropulseur	102
2.8 L'hélice	110
2.9 Les instruments de bord	113
3 Les fusées et les engins spatiaux	127
3.1 Principe de fonctionnement d'une fusée	128
3.2 Les technologies de propulsion	128
3.3 Guidage et pilotage	129
3.4 Les conditions de lancement	129
3.5 Les différentes phases de vol	130
4 Les hélicoptères	131
4.1 Description générale	131
4.2 La boîte de transmission principale	131
4.3 Les commandes de pilotage	132
4.4 Le rotor	132
4.5 Le plateau cyclique	133
4.6 Les instruments de bord	134
4.7 Le rotor anti-couple	134
<hr/>	
CHAPITRE 4 – NAVIGATION, SÉCURITÉ ET RÉGLEMENTATION	135
1 Préambule à la navigation et à la sécurité	135
1.1 Se repérer sur le globe terrestre	135
1.2 S'orienter sur le globe terrestre	137
1.3 Mesurer le temps et les distances	139
2 Les principes de la navigation	140
2.1 Les bases	140
2.2 Les cartes de navigation	142
2.3 L'aérodrome	144
3 La circulation aérienne	147
3.1 L'organisation administrative	147
3.2 Les règles de circulation aérienne	149
3.3 Division de l'espace aérien	151

3.4 Le calage altimétrique	153
3.5 Les conditions de vol	154
4 La navigation	156
4.1 La navigation par cheminement	156
4.2 La navigation à l'estime	156
5 La sécurité et les facteurs humains	158
5.1 La médecine aéronautique	159
5.2 Les licences de pilotage	160
5.3 Les fédérations	161
5.4 La sécurité	161

CHAPITRE 5 – HISTOIRE DE L'AVIATION 163

1 Du rêve aux premières tentatives	163
2 Les aéronefs plus légers que l'air : les aérostats	164
2.1 Les ballons à air chaud ou montgolfières	164
2.2 Les ballons à gaz	165
2.3 Les ballons dirigeables	166
3 Les pionniers : 1856-1910	168
4 Les premiers vols et les premiers records	170
5 La Première Guerre mondiale : 1914-1918	176
5.1 L'arme aérienne en début de guerre	176
5.2 Les forces en présence	177
5.3 Les missions aériennes	177
5.4 Les « as »	178
6 L'entre-deux-guerres : 1919-1939	179
6.1 L'époque des « grandes premières »	180
6.2 Développement de l'aviation civile commerciale	186
6.3 Les grands noms	187
7 La Seconde Guerre mondiale : 1939-1944	190
7.1 La préparation à la guerre	190
7.2 Les succès de la Luftwaffe (1939-1940)	191
7.3 Le rééquilibrage des forces : 1940-1941	191
7.4 L'assaut de l'aviation américano-britannique sur l'Europe : 1942-1945	192
7.5 La guerre aérienne dans le Pacifique	194
8 De 1945 à nos jours	195
8.1 Les progrès	195
8.2 Les avions à réaction	196
8.3 Le mur du son	197
8.4 Les avions de transport	198
8.5 La compétition technique	201
8.6 Une particularité française : Dassault	206

9 Les hélicoptères 208
 10 La conquête de l'espace 209
 11 Les aéronefs expérimentaux 217

————— CHAPITRE 6 – L'ANGLAIS POUR L'AÉRONAUTIQUE ————— 219

1 La conjugaison 219
 1.1 L'impératif 219
 1.2 Le présent 220
 1.3 Le passé ou prétérit 220
 1.4 Le futur simple 221
 2 Le vocabulaire de l'aéronautique 221
 2.1 La piste 221
 2.2 Connaissance des aéronefs 222
 2.3 Le tableau de bord 223
 2.4 La motorisation des aéronefs 224
 2.5 La météorologie 225
 2.6 Le circuit de piste 226
 2.7 Les axes de rotation 227
 2.8 La navigation 227
 3 Le vocabulaire nécessaire au BIA 228
 3.1 Français/anglais 228
 3.2 Anglais/français 231
 4 Exemples de mise en situation 234
 4.1 Vol fictif : tour de piste 234
 4.2 Vol fictif : navigation La Vèze-Dole 236

————— BIBLIOGRAPHIE ————— 239

————— CRÉDITS ICONOGRAPHIQUES ————— 241

————— INDEX ————— 243

Remerciements

Remerciements de Christopher Poizot

Je tiens tout d'abord à remercier mon adorable femme Valérie qui, avec grand cœur, m'a inscrit aux cours du samedi matin de l'école d'aviation de l'aérodrome de Besançon-La Vèze et qui m'a accompagné durant plusieurs mois avant l'obtention de la licence privée de pilotage (PPL) et de mon examen d'enseignant aéronautique (CAEA).

Je remercie aussi ma fille, Sarah, qui fut mon premier passager après l'obtention de ma licence de pilotage.

Je remercie l'aéroclub de l'aérodrome de Besançon-La Vèze et notamment Claude Domergue et Adriana son épouse ainsi qu'Yvan Torreadrado, Sylvain Dousse et les instructeurs, pour la transmission de leur passion et de leurs précieuses connaissances durant les cours du samedi et pour le partage de leurs riches anecdotes aéronautiques.

Je remercie aussi M. Lemarchand, responsable du Ciras de Franche-Comté, pour m'avoir permis de transmettre à mon tour les connaissances aéronautiques dans des établissements scolaires du Doubs, M. Philippe Rouillier, proviseur adjoint du lycée Jules Haag, et M. Christian Boucard, principal du collège Entre Deux Velles.

Je remercie aussi mon beau-père Christian pour les clichés qu'il m'a transmis pour agrémenter et illustrer ce livre.

Remerciements de Gérard Pujol

Ma passion pour l'aéronautique a débuté au-dessus de Rodez, dans un Jodel piloté par mon oncle Jean. Mes premiers modèles réduits suivront rapidement grâce au club de Pierre Corbières. Ces avions en balsa ne feront que du vol circulaire... mais cette fois, je tiens les commandes !

Je dois mes premières évolutions sur Piper PA 28 à Robert Marignol, un instructeur bénévole qui aura consacré toute sa vie à former les autres. Grâce à lui, j'obtiendrai mon brevet de pilote en 1983 à bord d'Alpha Zoulou.

Je dois surtout remercier mon complice depuis 25 ans, Laurent Lespiac, qui m'a impliqué dans la formation aéronautique de l'académie de Montpellier. À deux, on s'attaque à tout : ateliers BIA, formation des collègues au CAEA, innovation avec introduction de l'anglais au BIA, écriture pour les sujets nationaux BIA/CAEA. Il m'encourage à écrire des supports de

cours pour nos stagiaires (CAEA) et mes élèves (BIA), même si cela se fait bénévolement sur mon temps libre.

C'est Frédéric Willot qui va publier ces textes sur le site du CIRAS de Lille. La visibilité créée par Frédéric va diffuser ce travail dans toutes les académies et m'ouvrir de nouvelles portes pour de nouveaux challenges. J'ai été récompensé par des rencontres riches, passionnantes, et des expériences inoubliables. Merci à Pierre Olivier pour son invitation et mes rencontres avec les étudiants de la prestigieuse École des mines, merci à Nathalie grâce à qui j'ai pu écrire « Montpellier avec deux ailes », merci à Jean Pierre qui m'a transformé en conférencier pour la 3AF.

Un grand merci à tous ceux qui m'ont accompagné dans cette passion... et surtout à ma famille, mon épouse Marie José et mes enfants Audrey, Jean-Philippe et Céline.

Introduction

Que ce soit pour le plaisir d'apprendre ou de découvrir ou pour initier un projet, ce manuel vous apportera les connaissances de base en aéronautique. Il s'adresse à ceux qui souhaitent passer le brevet d'initiation aéronautique, diplôme délivré par l'Éducation nationale qui valide une formation théorique (météorologie, mécanique du vol, aérodynamisme, histoire de l'aéronautique et de l'espace et anglais) dispensée dans les établissements scolaires de toutes les académies (collèges et lycées). Cet ouvrage constitue également un premier pas dans l'apprentissage en vue de valider les licences de pilotes d'avion LAPL (*Light Aircraft Pilot Licence*) ou PPL (*Private Pilot Licence*).

Le livre que vous allez parcourir se décompose en six chapitres permettant d'acquérir les notions de base à l'aéronautique :

- **Météorologie et aérologie.** L'environnement dans lequel évolue un aéronef nécessite une bonne connaissance de la météorologie et de l'aérologie. La météorologie a pour objet l'étude de la formation et de l'évolution de phénomènes atmosphériques.
- **Aérodynamique, aérostatique et principes du vol.** Des phénomènes physiques permettent à un aéronef de voler. Grâce à l'étude des actions et des réactions de l'air en mouvement sur un corps, nous allons étudier les forces s'appliquant à un aéronef en vol.
- **Connaissance des aéronefs.** Des dispositifs permettent à un aéronef d'atteindre sa vitesse et de vaincre la traînée aérodynamique, notamment les forces de traction des systèmes propulsifs arrimés à la cellule (fuselage, ailes et empennages).
- **Navigation, sécurité et réglementation.** La liberté d'évolution dans l'air, un espace à trois dimensions, est différente du déplacement dans un espace à deux dimensions comme le sol.
- **Histoire de l'aéronautique.** La grande épopée de l'aviation, des premiers balbutiements à la conquête de l'espace : le rêve de l'homme-oiseau.
- **L'anglais pour l'aéronautique.** Les échanges et navigations internationales imposent une communication commune.

Chapitre 1

Météorologie et aérologie

1 Notre atmosphère

L'atmosphère est la mince couche gazeuse qui entoure la Terre. C'est le milieu dans lequel évoluent les aéronefs et il est important de bien connaître ses caractéristiques : sa composition, sa température, sa pression et son degré d'humidité. Ces paramètres sont étudiés par des observations et à l'aide d'instruments.

1.1 La composition

Un mélange d'air sec et de vapeur d'eau (quelques grammes par kilogramme d'air sec) constitue l'air atmosphérique. L'air sec est composé d'un mélange de nombreux gaz dont la proportion est pratiquement constante dans la couche inférieure appelée troposphère (seule la pression partielle de chaque constituant diminue avec l'altitude).

En plus du diazote et du dioxygène qui représentent 99 % des gaz de l'atmosphère, on trouve surtout un gaz noble : l'argon.

On rencontre aussi des particules solides : des poussières diverses (suie volcanique, cristaux de sable, cristaux de sel marin arrachés aux embruns par le vent, combustions industrielles, pollution...) constituent des impuretés qui servent de déclencheurs à la condensation de la vapeur d'eau. Celles-ci sont appelées « noyaux de condensation » et jouent un rôle essentiel dans la formation des nuages.

Tableau 1.1 – Composition volumétrique de l'air sec

Élément	Proportions
Diazote	78 %
Dioxygène	21 %
Argon	0,9 %
Hélium	Traces
Ozone	Traces (concentrées entre 10 et 50 km)
Gaz carbonique (dioxyde de carbone)	Traces
Dihydrogène	Traces
Poussières	Traces

1.2 La température

◆ Définition

La température est une grandeur physique. C'est une mesure indirecte du degré d'agitation microscopique des particules. En thermodynamique, elle est aussi définie à partir de l'énergie totale d'un système. On parle alors de température thermodynamique, qui se mesure en kelvins et dont le minimum est le zéro absolu ($-273,15\text{ °C}$).

◆ Instrument de mesure

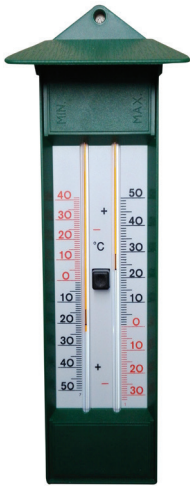


Figure 1.1

Un thermomètre (du grec *thermós*, chaud, et *métron*, mesure) est un appareil qui sert à mesurer et à afficher la valeur de la température. La mesure est fondée sur la dilatation et la pression des corps, qui varient en fonction de la température. Il en existe plusieurs types : à gaz, à cadran, à cristaux liquides, à liquides (alcool, mercure) (Fig. 1.1), électronique et magnétique.

De la combinaison des effets du soleil, de l'effet de serre et de la chaleur de la terre résulte la température de l'atmosphère. La température au niveau du sol est nettement influencée par la constitution du sol local, l'alternance des jours et des nuits et l'altitude, et les fluctuations sont plus marquées que celles de la pression. De plus, la température en surface décroît généralement lorsque la latitude augmente. Cela est dû à l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au soleil.

Au cours d'une journée, la température passe par une valeur minimale (une demi-heure après le lever du soleil) et par un maximum (deux heures après le passage du soleil au zénith). La différence entre ces deux mesures correspond à l'amplitude de variation journalière.

◆ Variation de la température selon les couches

La variation de la température (Fig. 1.2) avec l'altitude permet de diviser l'atmosphère en quatre grandes couches : la **troposphère**, la décroissance de la température est d'environ $6,5\text{ °C}$ tous les $1\ 000\text{ m}$ jusqu'à la tropopause soit, en unités aéronautiques, **2 °C tous les $1\ 000\text{ ft}$** ($1\text{ ft} = 1\text{ foot}$ en anglais = un pied = 30 cm environ) – les longs courriers volent à la limite supérieure de cette zone (tropopause) afin d'optimiser les performances de l'appareil ; la **stratosphère** ; la **mésosphère** ; la **thermosphère**.

On désigne par tropopause la surface de séparation entre la troposphère et la stratosphère. Elle est plus basse et moins froide dans les régions polaires (8 km et -50 °C), plus élevée et plus froide dans la région équatoriale (17 km et -80 °C). La **stratosphère** est la couche qui nous intéresse car il s'agit de :

- la zone où la vie existe ;
- la zone d'évolution des aéronefs ;
- le lieu où se produisent les phénomènes météorologiques.

1.3 La pression

◆ Définition

La pression atmosphérique correspond au poids d'une colonne d'air qui s'appuie sur un mètre carré de surface. La pression, dont l'unité est le pascal (Pa), est mesurée par un baromètre. En physique, l'unité de pression est le Pascal. En météorologie, on utilise les centaines de Pascal : l'hectopascal (hPa) est l'unité de référence. Certains baromètres sont gradués en millimètres de mercure (mmHg). La correspondance pour 760 mmHg est de 1 013,25 hPa au niveau de la mer.

La pression atmosphérique, en un lieu donné, dépend du poids de la colonne d'air au-dessus du lieu de mesure, donc de la densité et par conséquent, de la température.

La décroissance de pression est d'environ **1 hPa tous les 28 ft** (8,5 m) dans les basses couches de l'atmosphère. Cette décroissance évolue avec l'altitude ; elle n'est plus que de 1 hPa pour 10 m à 2 km d'altitude, puis de 1 hPa pour 14 m à 5 km d'altitude.

Au fur et à mesure que l'on s'élève, la hauteur et le poids de la colonne d'air diminuent. De cette manière, il ne reste plus que 1 % de la masse totale de l'atmosphère au-dessus de 30 km d'altitude. La pression y est de 10 hPa approximativement.

◆ Les cartes de pression

La pression varie lors d'un déplacement à la surface de la Terre. Ainsi, les météorologues corrigent la pression au niveau du sol à la valeur qu'elle aurait à l'altitude de la mer et dressent les cartes de pression.

Ainsi, on trace des cartes de pression (Fig. 1.3) avec des lignes de mêmes pressions que l'on appelle **isobares**. Par convention, entre deux lignes isobares la pression est différente de 5 hPa. La ligne isobare de 1 015 hPa partage les zones de hautes pressions de celles de basses pressions.

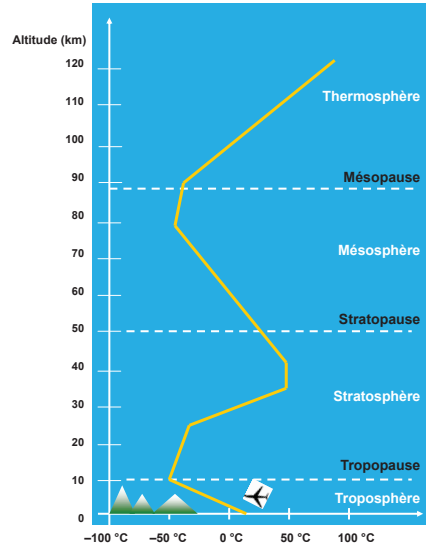


Figure 1.2 – Température et altitude

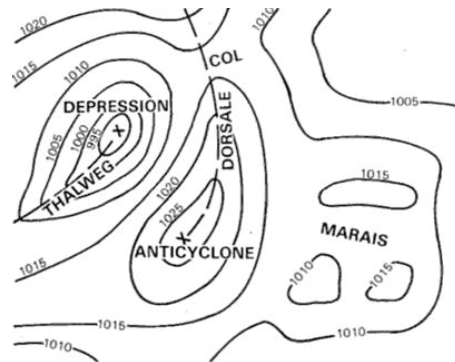


Figure 1.3 – Carte de pression

Une zone de haute pression est un anticyclone (A en français et H en anglais). Une zone de basse pression est une dépression. Un axe de basses pressions est un thalweg. Un axe de hautes pressions est une dorsale. Une zone où la pression varie peu est un marais barométrique.

◆ L'atmosphère standard

La variation de pression est significative en un point du globe terrestre. Pour pouvoir relier l'altitude à la pression atmosphérique, l'Organisation de l'aviation civile internationale (OACI) a défini une atmosphère standard théorique appelée atmosphère standard dont les caractéristiques au niveau de la mer sont : pression de 1 013,25 hPA, température de 15 °C et air sec (0 % d'humidité).

◆ Instrument de mesure

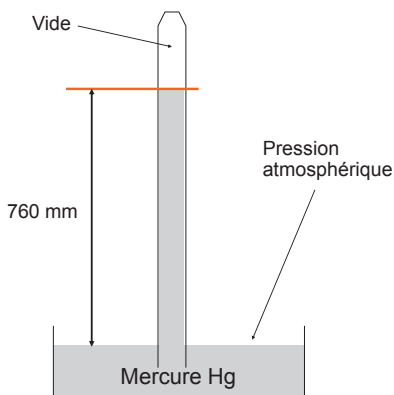


Figure 1.4 – Expérience de Torricelli

On mesure la pression à l'aide d'un **baromètre**. Le baromètre à mercure est le plus ancien et le plus précis. Le baromètre anéroïde est plus pratique mais moins fidèle.

En 1643, l'expérience de **Torricelli**, au cours de laquelle un vide d'air est créé dans un tube renversé rempli de mercure, a permis de dégager le principe de l'instrument type de mesure de la pression atmosphérique (Fig. 1.4).

De nos jours, des composants électroniques sensibles à la pression permettent de réaliser des stations météorologiques électroniques.

1.4 L'humidité

◆ Les différents états de l'eau

Il existe trois états physiques différents pour l'eau : l'état gazeux (vapeur d'eau, gaz invisible), l'état liquide (brouillard, mer, nuage, cours d'eau...) et l'état solide (glace, neige, grêle...). En météorologie, trois changements d'état sont importants à retenir : la condensation (passage de l'état gazeux à liquide) et la vaporisation (passage de l'état liquide à gazeux) et la solidification (passage de l'état liquide à l'état solide).

◆ Humidité absolue et relative

Quand la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air atteint son maximum, on parle de saturation. La vapeur d'eau commence alors à se transformer en eau liquide par le phénomène de condensation. Ce maximum dépend notamment de la température. Comme nous le montre le tableau suivant, l'air chaud contient plus de vapeur d'eau que l'air froid.

L'**humidité absolue** correspond à la masse de vapeur d'eau contenue par un kilogramme d'air humide (en moyenne 5 g/kg à 15 g/kg). Le rapport entre la quantité réelle de vapeur et cette quantité maximale indique l'**humidité relative** de l'air, que l'on exprime en pourcentage.

Tableau 1.2 – Masse de vapeur d'eau

Température (°C)	Contenu en vapeur saturante de 1 m ³ d'air à 1 000 hPa
-40	0,1
-20	0,7
0	4
+20	15
+40	46

◆ **Les instruments de mesure**

Pour mesurer l'humidité relative, on utilise un hygromètre. L'hygromètre à cheveu est basé sur l'allongement ou le raccourcissement du cheveu en fonction de l'humidité relative.

Le psychromètre est un instrument de mesure composé de deux thermomètres, l'un sec et l'autre humide (le réservoir est enveloppé d'une chaussette humide) qui servent à mesurer le taux d'humidité de l'air. Le thermomètre humide subit une évaporation de son eau, qui emprunte une partie de sa chaleur à l'air ambiant ; la différence des températures est alors convertie en une mesure hygrométrique. Lorsque l'air est saturé (100 %), aucune évaporation n'est possible et les deux thermomètres indiquent la même valeur.

1.5 Les échanges de chaleur

La thermodynamique est la science qui étudie les processus de transfert d'énergie.

Les masses d'air sont soumises à des transformations physiques (thermodynamiques, mécaniques...). Par exemple, la chaleur est une forme d'énergie mesurée par la température. Plus celle-ci est élevée, plus il y a d'énergie. Or, cette énergie est toujours diffusée vers des corps de température plus basse.

Ainsi pour l'atmosphère, le réchauffement de la Terre par le soleil conduit au réchauffement de l'atmosphère. Il en va de même pour son refroidissement. Ces transferts d'échanges de chaleur appelés échanges thermodynamiques peuvent exister sous trois formes (Fig. 1.5) :

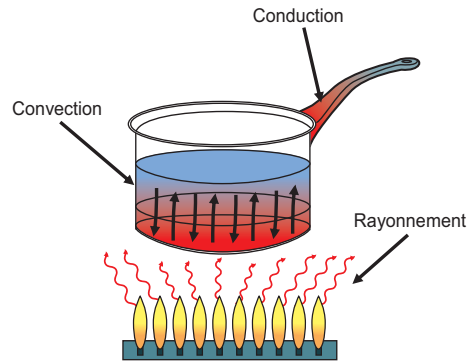


Figure 1.5 – Échanges thermodynamiques

- le mode de transfert par contact et à travers la matière s'appelle la **conduction**. Par exemple : si vous vous brûlez en tenant le manche métallique d'une casserole c'est que ce dernier vous a transmis de la chaleur par conduction.
- le mode de transfert par brassage des fluides s'appelle la **convection**. Par exemple, un chauffage électrique de type « convecteur » produit de l'air chaud qui circule dans la pièce.

- le mode de transfert sans contact s'appelle le **rayonnement** ou la radiation. Son principe repose sur l'émission d'ondes électromagnétiques notamment de type infrarouges (c'est le cas du soleil).

Une notion importante en thermodynamique est la chaleur latente de changement d'état notée **L**. En effet, lorsqu'on apporte de l'énergie à de l'eau liquide, elle se transforme en vapeur (c'est le cas d'une casserole d'eau sur la plaque électrique). Inversement, lorsque la vapeur se transforme en liquide, de l'énergie est libérée. Cette énergie est prise au milieu extérieur mais elle sera restituée au milieu extérieur lors de la transformation inverse. Ainsi, nous avons les relations suivantes :

Eau_(liquide) à température ambiante $t_{1(°C)}$ + **L** → Eau_(vapeur) à température ambiante $t_{1(°C)}$

Eau_(vapeur) à température ambiante $t_{1(°C)}$ → Eau_(liquide) à température ambiante $t_{1(°C)}$ + **L**

Pour expliquer ce phénomène de chaleur latente de changement d'état, prenons un exemple simple. Lorsqu'un baigneur sort de la mer par grand vent, il ressent une grande sensation de froid : cela correspond au changement d'état de l'eau (qui de liquide devient vapeur) qui s'accompagne d'un prélèvement d'énergie au corps.

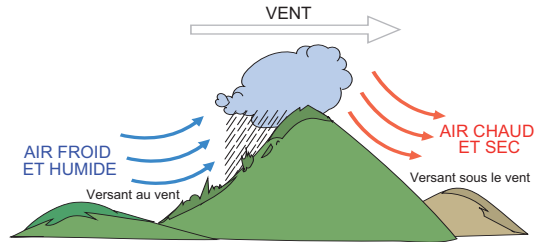


Figure 1.6

En météorologie, nous pouvons citer l'effet de foehn, typique des régions montagneuses (Fig. 1.6). Ce phénomène correspond au réchauffement d'une masse d'air après la purge du nuage sous forme de précipitation. On peut trouver des différences de température énormes, avec parfois plus de 10 °C d'écart entre les deux versants de la montagne.

1.6 Les variations de température des masses d'air

L'air est un très mauvais conducteur de la chaleur. Ainsi, un assez grand volume d'air, à une température donnée et se déplaçant dans une atmosphère de température différente, aura tendance à conserver ses caractéristiques propres sans céder ni prendre de chaleur au milieu ambiant.

♦ Détente adiabatique sèche

Ainsi, la température d'une particule d'air non saturé en eau ne varie que du fait des compressions et des détente qu'elle subit. De ce fait lorsqu'une particule d'air s'élève, sa pression diminue et son volume augmente. Elle subit une détente qui abaisse sa température. Il s'agit d'une détente adiabatique sèche. Inversement, lorsqu'une particule descend, elle se réchauffe par effet de compression.

Par conséquent, si l'air n'est pas saturé (c'est-à-dire en dehors des nuages), le fait d'élever une particule d'air de 100 mètres lui fait perdre 1 °C soit 3 °C tous les 1 000 ft.

♦ **Détente adiabatique saturée**

Au cours d'un soulèvement, une particule d'air saturé subit une détente et donc un refroidissement de 3 °C tous les 1 000 ft. Simultanément, le phénomène de condensation agit sur une partie de la vapeur d'eau, ce qui entraîne un réchauffement par exemple de 1,3 °C tous les 1 000 ft. À l'état final, la particule d'air aura perdu (3 °C – 1,3 °C) soit 1,7 °C. C'est une détente adiabatique saturée.

D'une manière générale, une particule d'air saturé (c'est-à-dire dans un nuage) subit un refroidissement moins important qu'une particule d'air non saturé soit environ 0,4 °C et 0,9 °C pour 100 mètres ou **1,2 à 2,70 °C tous les 1 000 ft.**

1.7 La stabilité et l'instabilité

L'air chaud monte. Lors de cette montée, la pression de l'air diminue, donc sa température s'abaisse. Par la suite, nous considérerons que le déplacement est adiabatique : c'est-à-dire qu'il n'y a pas d'échange de chaleur entre la « particule d'air » étudiée et l'air environnant.

♦ **La stabilité (Fig. 1.7)**

Considérons une atmosphère au sein de laquelle la décroissance verticale de température est de 2 °C tous les 1 000 ft, par exemple 20 °C au sol et 14 °C à 3 000 ft. Supposons qu'une particule située au niveau du sol à 20 °C dispose d'une énergie cinétique (courant d'air ascensionnel ou thermique) suffisante pour se déplacer jusqu'à une altitude de 3 000 ft. Suite à la détente adiabatique (3 °C/1 000 ft), elle se trouvera à 11 °C, soit 3 °C plus froide que l'air ambiant, donc plus dense. Dans ces conditions, et pour ces raisons, elle descendra d'elle-même à son niveau d'origine. Cette atmosphère est dite stable.

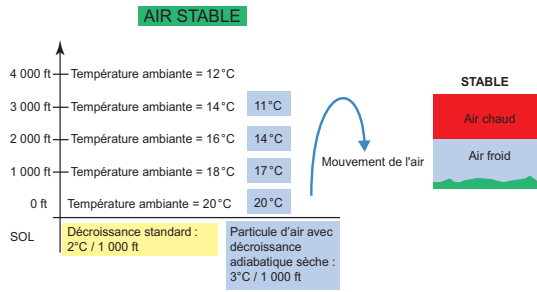


Figure 1.7

L'air est **stable** si la « particule » d'air a une température égale ou inférieure à celle de l'air environnant.

♦ **L'instabilité (Fig. 1.8)**

Considérons une atmosphère au sein de laquelle la décroissance verticale de température est de 4 °C tous les 1 000 ft, par exemple 20 °C au sol et 8 °C à 3 000 ft. Supposons qu'une particule située au niveau du sol à 20 °C dispose d'une énergie cinétique (courant d'air ascensionnel ou thermique) suffisante pour se déplacer jusqu'à

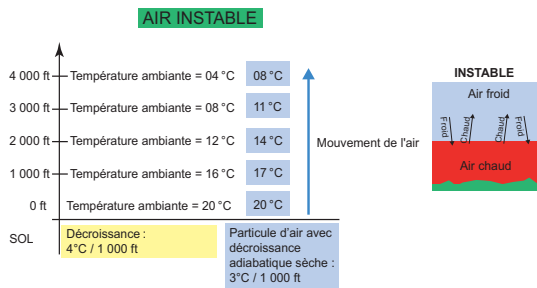


Figure 1.8

une altitude de 3 000 ft. À la suite de la détente adiabatique ($3\text{ }^{\circ}\text{C}/1\text{ 000 ft}$), elle se trouvera à $11\text{ }^{\circ}\text{C}$. Elle poursuivra alors son ascension car sa température est supérieure à celle du milieu environnant (la particule d'air est plus légère que le milieu). Cette tranche d'atmosphère est dite instable.

Si la particule d'air possède une température supérieure à celle de l'air environnant, on parle d'air instable.

2 Les fronts

2.1 La circulation atmosphérique et les masses d'air

Une grande étendue d'air au sein de laquelle les conditions de température et de pression sont presque identiques s'appelle une masse d'air. Les masses d'air en mouvement à la surface de la terre créent la circulation atmosphérique. La forme sphérique de la Terre engendre des réchauffements différentiels entre deux zones du fait de la différence d'inclinaison des rayons du soleil à la surface de la terre. Ce déséquilibre thermique a pour conséquence la création de **cellules de convection**, ou zones de circulation, à la surface de la terre.

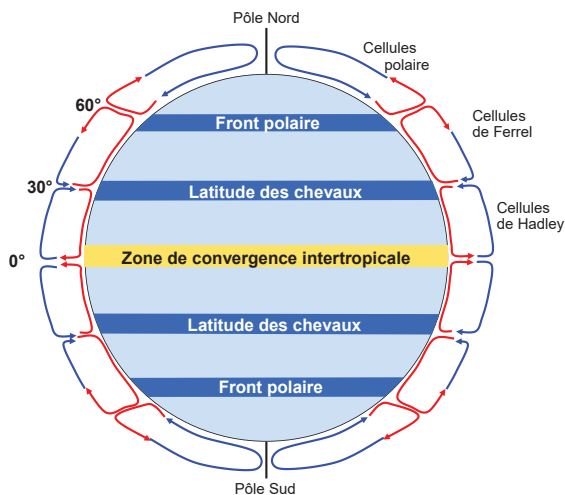


Figure 1.9

La circulation de l'air se fait en circuit fermé. On distingue trois cellules entre l'équateur et les pôles (Fig. 1.9) :

- les cellules polaires entre 60° au nord ou au sud et les pôles ;
- les cellules de Ferrel aux latitudes moyennes entre 30° au nord ou au sud et 60° au nord ou au sud ;
- les cellules dites de Hadley entre l'équateur et 30° au nord ou au sud.

♦ Les cellules de Hadley

Expliquons le mécanisme de la cellule de Hadley (Fig. 1.10). À l'équateur, l'air est très chaud car le rayonnement solaire arrive presque perpendiculairement à la surface, et l'eau de la mer s'évapore. L'air chaud et humide prend donc de l'altitude jusqu'à atteindre l'altitude maximum de la tropopause, à environ 17 km. Ce phénomène de montée d'air crée « un vide d'air » à la surface de la terre vers l'équateur : il y a formation d'une zone de basse pression dite « dépression ».

Cet air ne pouvant plus monter, et étant poussé par le flux d'air venant des basses couches, va s'écartier de l'équateur et s'orienter vers le nord ou le sud. En s'éloignant de l'équateur vers le nord, par exemple, d'une part la force de Coriolis va dévier la masse d'air vers la droite donc vers l'est et, d'autre part, l'air va se refroidir et donc commencer à perdre de l'altitude et s'alourdir. Ce phénomène de descente d'air crée « une surpression d'air » à la surface de la terre vers la latitude des chevaux à 30° au nord et au sud : il y a formation d'une zone de haute pression ou anticyclone.

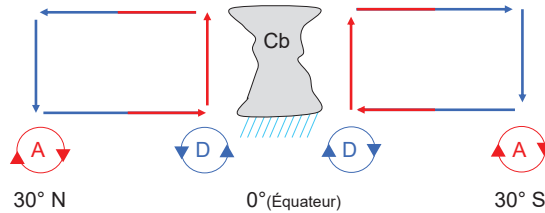


Figure 1.10 – Mécanisme de la cellule de Hadley

Finalement, l'air venant de la zone de haute pression se dirige vers l'équateur pour compléter le cycle mais est dévié à droite vers l'ouest par la force de Coriolis : ce sont les **alizés** qui soufflent de façon régulière depuis le nord-est dans l'hémisphère Nord et depuis le sud-est dans l'hémisphère Sud.

♦ Les cellules de Ferrel et les cellules polaires

Comme dans le cas des cellules de Hadley, les cellules de Ferrel et les cellules polaires impliquent un phénomène de circulation.

Dans le cas des cellules de Ferrel, la rotation des masses d'air se fait en sens inverse. En effet au niveau du 30° parallèle nord ou sud, l'air des cellules de Hadley descend, par conséquent la masse d'air des cellules de Ferrel doit descendre. C'est ainsi que l'air de la surface de la Terre s'oriente du 30° parallèle nord ou sud vers le 60° parallèle en étant dévié vers la droite du fait de la force de Coriolis. Les vents ont tendance à venir de l'ouest. Les systèmes dépressionnaires transitoires présentent généralement une circulation d'altitude d'ouest. Lors de la montée de la masse d'air au 60° parallèle nord ou sud, il y a création d'une zone de dépression.

Les cellules polaires ont par conséquent une rotation inverse aux cellules de Ferrel. Le vent à la surface de la terre en circulant du pôle Nord vers le 60° parallèle nord va être dévié vers la droite. D'une manière générale, la circulation de surface est d'est. Au niveau du pôle, il y a création d'une zone de surpression donc d'un anticyclone.

La figure 1.11 donne l'évolution des pressions dans l'hémisphère Nord de l'équateur au pôle Nord.

Il existe donc un centre anticyclonique au pôle Nord, un axe dépressionnaire aux environs du 60° parallèle, un axe anticyclonique aux environs du 30° parallèle et une bande dépressionnaire, à faible gradient, près de l'équateur.

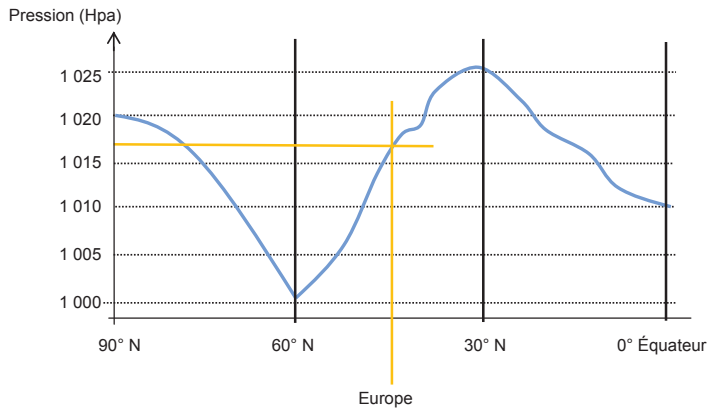


Figure 1.11

De façon globale, la pression est :

- décroissante du pôle Nord (1 020 hPa) au 60° parallèle (1 000 hPa) ;
- croissante du 60° parallèle (1 000 hPa) au 30° parallèle (1 025 hPa) ;
- décroissante du 30° parallèle (1 025 hPa) à l'équateur (1 010 hPa).

La circulation générale de l'air ou des vents généraux sur l'ensemble du globe est :

- calme au pôle ;
- d'est du pôle Nord au 60° parallèle nord (courant polaire d'est) ;
- d'ouest du 60° parallèle nord au 30° parallèle nord (courant tempéré d'ouest) ;
- calme sur le 30° parallèle nord (calmes subtropicaux) ;
- d'est du 30° parallèle nord au 5° parallèle nord (alizés) ;
- d'est très faible, puis presque nulle, au voisinage de l'équateur du 5° parallèle nord au 5° parallèle sud (calmes équatoriaux).

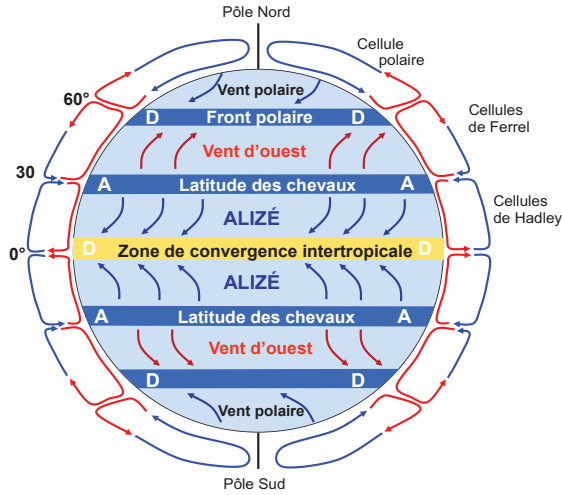


Figure 1.12

L'Europe est située entre le 30° parallèle et le 60° parallèle. Nous sommes soumis d'une manière générale à des vents d'ouest tempérés avec une pression d'environ 1 015 hPa et ballotés entre des anticyclones du sud et des dépressions du nord.

À nos latitudes (entre le 40° parallèle et le 50° parallèle nord), deux masses d'air coexistent, l'une sèche et froide d'origine polaire, l'autre humide et chaude d'origine tropicale.

On retrouve de façon synthétique les différentes cellules ainsi que la répartition des pressions et des vents au niveau de la surface de la terre (Fig. 1.12).

2.2 Les fronts

Lorsque deux masses d'air de qualités différentes se rencontrent, elles ne se mélangent pas mais la plus chaude est soulevée par la plus froide.

La surface frontale est la très mince zone intermédiaire qui sépare la masse d'air chaude de la masse d'air froide. Sa trace au sol s'appelle le front (Fig. 1.13).

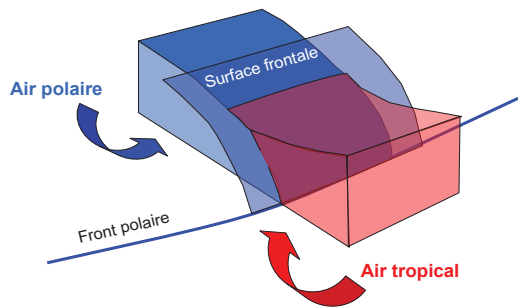


Figure 1.13

Une surface frontale est donc une zone au sein de laquelle la température, la pression, le vent, l'humidité, les nuages, la stabilité... varient brutalement.

La figure 1.14 donne la distribution des différents airs et fronts suivant les latitudes.

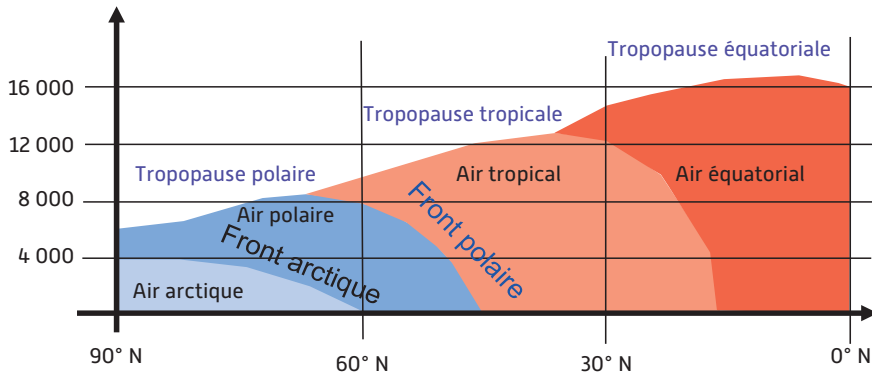


Figure 1.14

2.3 Naissance et évolution des ondulations du front polaire : les perturbations

Dans l'hémisphère Nord, nous avons vu dans les deux sections précédentes que les dépressions se formaient au niveau du front polaire vers le 60° parallèle entre les cellules polaires et les cellules de Ferrel.

Détaillons la formation de la perturbation initiée par l'ondulation du front polaire (Fig. 1.15).

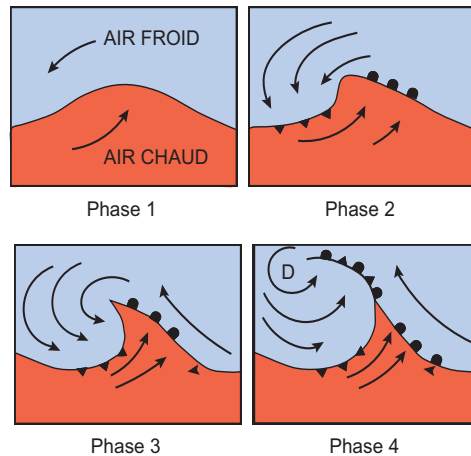


Figure 1.15

Phase 1. Le front polaire est soumis à une descente d'air polaire de direction nord-est qui enfonce le front polaire vers le sud-ouest et une montée d'air tropical vers le nord-est.

Cet air chaud, léger, surmonte l'air froid polaire, et engage ainsi une rotation des masses d'air dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (l'orientation des vents suit la loi de Buys-Balot que nous allons détailler à la page 31).

Phase 2. L'ondulation s'amplifie, ainsi que la rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre.

Phase 3. Une partie de cette ondulation donne à l'avant un front chaud et une autre partie produit à l'arrière un front froid. C'est l'ensemble de ces deux fronts qui constitue une perturbation (du front polaire).

La perturbation est représentée en trois dimensions sur la figure 1.16.

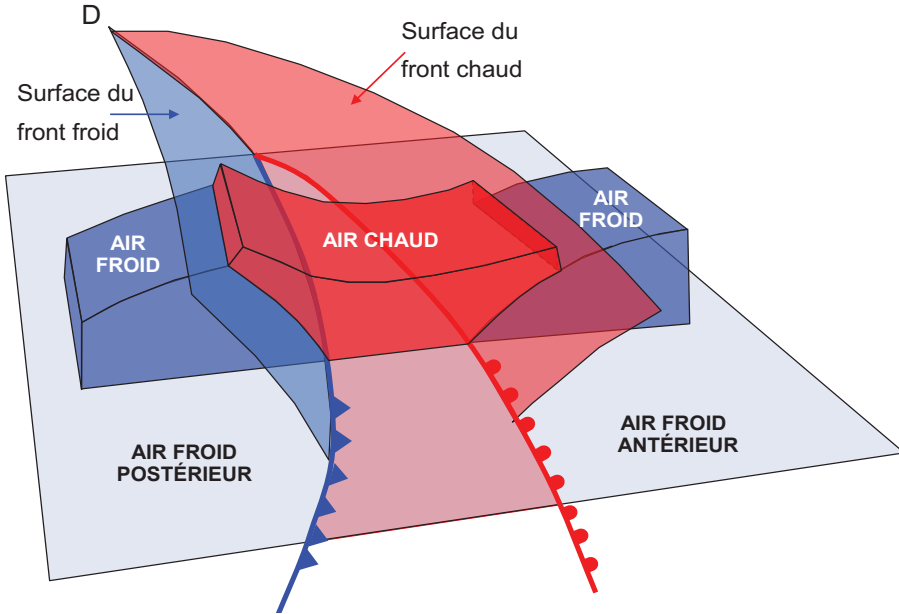


Figure 1.16

L'air froid pousse l'air chaud qui sera soulevé et subira le processus que nous connaissons (Fig. 1.17) : soulèvement, modification des pressions et des températures, refroidissement, condensation, nuages, précipitation. La surface de contact entre l'air froid et l'air chaud s'appelle « surface frontale froide » et sa trace au sol « le front froid ». Cette trace est schématisée sur les cartes par une ligne bleue ponctuée de triangles.

L'air froid a poussé l'air chaud au niveau du front froid mais l'air chaud ainsi poussé ne poussera pas l'air froid qu'il rencontrera (Fig. 1.18) : il y aura formation de nuages. Cette rencontre s'appelle « front chaud ». Sur les cartes, le front chaud est schématisé par une ligne rouge ponctuée de demi-sphères.

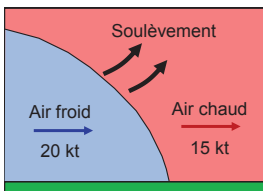


Figure 1.17

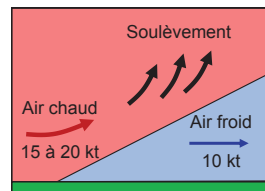


Figure 1.18

Phase 4. L'air froid à l'arrière du système se déplace plus vite que l'air chaud. Il arrive un moment où l'air froid postérieur rattrape l'air froid antérieur. La zone au sein de laquelle l'air chaud est en contact avec le sol s'appelle le secteur chaud. Ce dernier se réduit de plus en plus pour finalement être totalement rejeté en altitude. La partie dans laquelle le front froid a rattrapé le front chaud s'appelle front occlus ou occlusion (Fig. 1.19). L'occlusion est symbolisée par une ligne violette ponctuée alternativement de triangles et des demi-disques. L'occlusion s'enroule souvent autour du centre dépressionnaire en formant alors un vortex (ou spirale).

C'est la fin de la perturbation. La perturbation peut durer trois à six jours, au cours desquels elle parcourt plusieurs milliers de kilomètres.

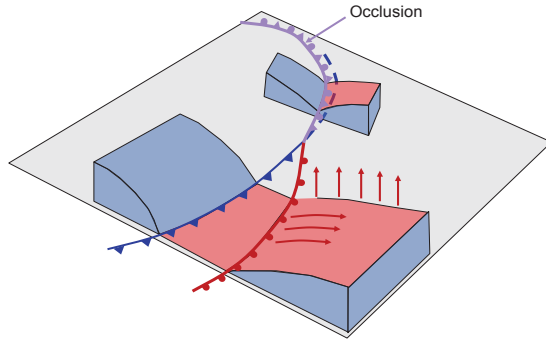


Figure 1.19

3 Les nuages

Un nuage correspond à une masse visible constitué d'un ensemble de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace en suspension dans l'air. Leur diamètre varie de 1 à 100 microns. Les nuages se forment lors de la condensation de la vapeur d'eau, soit par un refroidissement, soit par un apport d'humidité. Mais pour que la formation de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace ait lieu, il faut que des noyaux déclenchent le phénomène de condensation ou de formation des cristaux. Ces noyaux ont des origines diverses : cristaux de sable, cristaux de sels marins, pollution humaine, suie volcanique...

3.1 Étude détaillée de la formation des nuages

Pour qu'un nuage se forme, il faut avant tout que le système atteigne la pression partielle de vapeur saturante (c'est la matière première du nuage). La température pour laquelle la pression partielle de vapeur d'eau est égale à la pression de vapeur saturante est appelée **point de rosée**.

Pour mieux comprendre la formation des nuages, il est nécessaire de poser quelques formules un peu barbares. Les formules complexes de physique de Clapeyron et notamment de **Dupré** au sujet de la pression partielle conduisent au **rapport de mélange** (r) d'un volume d'air.

En météorologie, on désigne le rapport de mélange (r) par le rapport de masse de vapeur d'eau (calculé grâce à la pression de vapeur saturante) exprimée en grammes contenue dans une masse d'air sec exprimée en kilogrammes.

Pour quelques valeurs de température, la pression partielle saturante et le rapport (r) conduisant à Q la masse de vapeur d'eau en grammes contenu dans un kilogramme d'air sec pour obtenir un air saturé à 100 % d'humidité figurent dans le tableau 1.3.

Tableau 1.3

Température en °C	-20	-10	0	10	20	30	40
Q en grammes	0,7	1,6	3,8	7,6	14,7	27,2	48,9

La courbe de la figure 1.20 est tracée à partir des valeurs du tableau 1.3.

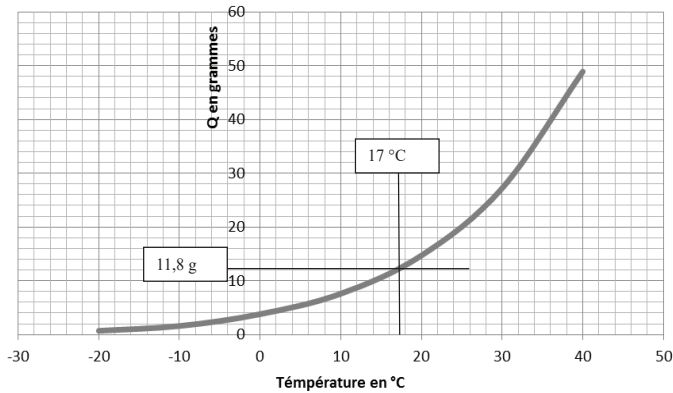


Figure 1.20

Ainsi à chaque température correspond une quantité de vapeur d'eau conduisant à un air saturé. Si cette valeur est dépassée, on assiste à une condensation correspondant à la **formation d'un nuage**.

Considérons une masse d'air dont la température est de 20 °C et située au niveau du sol. Cette masse d'air est entraînée par un mouvement ascendant (thermique ou cinétique). Nous nous proposons d'étudier l'altitude de formation des nuages dans les trois conditions suivantes :

- Cas n° 1 : l'humidité relative est de 80 %. À 20 °C, d'après la figure 1.20, la masse d'eau contenue dans cette masse d'air saturé est de 14,7 g. Une masse d'air à 80 % d'humidité contient donc $80\% \times 14,7\text{ g} = 11,8\text{ g}$ d'eau par kilogramme d'air. Sur la courbe, traçons pour $Q = 11,8\text{ g}$ une droite jusqu'à l'intersection de l'axe des abscisses, la température correspondante est de 17 °C. Cet air deviendra saturé (100 %) à 17 °C. La masse d'air a quitté le sol à 20 °C et a atteint 17 °C pour obtenir la formation du nuage. Or nous savons que la décroissance est de 2 °C tous les 1 000 ft (voir la page 5). Ici la décroissance est de 3 °C donc cela correspond à une altitude de 1 500 ft soit environ 500 m.
- Cas n° 2 : l'humidité relative est de 65 %. De même, un air chargé à 65 % d'humidité au niveau du sol atteint la saturation à 13 °C soit à 3 500 ft.
- Cas n° 3 : avec une humidité relative de 50 %, cette altitude sera à 5 500 ft soit 1 600 m (9 °C).

Ainsi, si votre station météo vous donne la température au sol et le pourcentage d'humidité, vous pourrez trouver l'altitude de formation des premiers nuages.



Figure 1.21

Un cas particulier se situe à haute altitude à plus de 6 000 m, c'est le phénomène de sursaturation. Le taux d'humidité peut atteindre 150 % à ces altitudes. Cet état instable est mis en évidence par les traînées qui persistent dans le ciel après le passage des avions (Fig. 1.21). En effet, les noyaux de condensation proviennent de la combustion dans le réacteur et les turbulences du flux engendrent le choc des particules nécessaires au changement d'état.

3.2 La formation des deux familles de nuage

Au sein d'une atmosphère instable, le nuage présente des contours très nets, l'aspect d'un chou-fleur, ou de petites balles bien séparées les unes des autres. On parlera de nuages instables et leur dénomination comportera le terme « cumulus ».

Dans une atmosphère stable, les nuages ont une forme allongée, un aspect flou, des contours diffus. Leur base est souvent mal définie. On parlera de nuages stables et leur dénomination comportera le terme « stratus ».

♦ La formation des nuages cumuliformes

La formation des nuages cumuliformes s'effectue lors d'un refroidissement adiabatique, par condensation de l'humidité de l'air, de trois façons différentes :

- par **convection** (Fig. 1.22) ou ascendances thermiques (mouvements verticaux de l'air) : l'air réchauffé par contact avec le sol s'élève et se refroidit par détente. Lorsque l'air est froid en altitude, ces nuages de convection apparaissent plus facilement,
- par **ascendance** (Fig. 1.23) ou ascendance orographique : c'est le contournement vertical d'une montagne sous l'action du vent,
- par **ascendance d'une masse d'air chaud sur une masse d'air froid** (Fig. 1.24). On retrouve ce phénomène au niveau du front chaud.

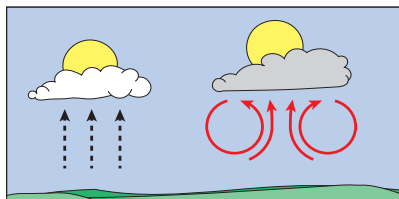


Figure 1.22

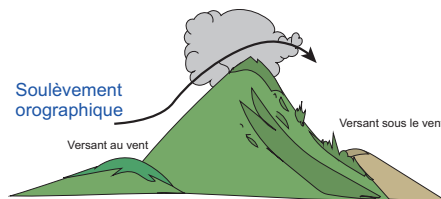


Figure 1.23

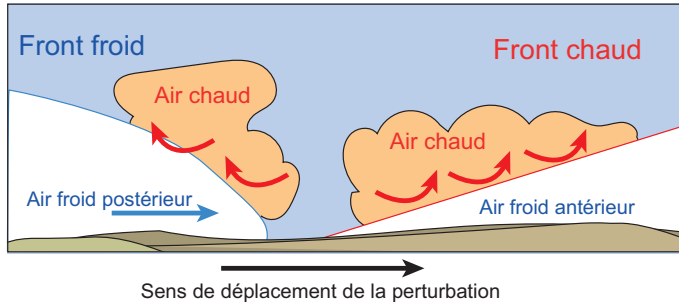


Figure 1.24

On rappelle ainsi que les nuages à forme isolée, non soudés ou à l'aspect de « choux-fleurs » ont un caractère instable, un développement vertical et une terminaison en « **cumulis** ».

Une particularité météorologique que l'on rencontre les jours venteux est la formation d'une **rue de nuage** cumuliforme qui permet notamment au planeur de parcourir de longues distances.

♦ La formation des nuages stratiformes

Soit la formation des nuages stratiformes s'effectue par condensation de l'humidité de l'air lors d'un refroidissement d'une masse d'air. Cela peut se faire de deux façons différentes :

- par advection (l'air chaud et humide se refroidit au contact d'un sol froid lors d'un déplacement horizontale) ou par refroidissement isobare (la nuit, le refroidissement conduit à une hausse de l'humidité et donc à la formation de rosée, de brume, de brouillard de rayonnement ou de stratus),
- par mélange de deux masses d'air presque à saturation ayant conduit à une masse d'air saturé (il s'agit d'un brouillard de mélange).

Soit les nuages stratiformes se forment par condensation de l'humidité de l'air lors d'un apport de vapeur d'eau (sol saturé en humidité ou zones aquatiques). On parle alors de brouillard d'évaporation. Soit, lors de précipitations, l'air devient saturé et des stratus se forment.

Les nuages de forme soudée, étalée, en couches superposées et en forme de banc ou de couche ont un caractère stable, leur développement est horizontal et ils présentent une terminaison en « **stratus** ».

3.3 La constitution des nuages

♦ Les gouttelettes d'eau

Nous avons vu qu'un nuage se forme en atmosphère saturée par condensation de la vapeur d'eau en présence de particules solides en suspension appelées noyaux de condensation (voir la page 16). Ces noyaux de condensation jouent le rôle de catalyseur et ont diverses origines :

- minérale (suie volcanique, cristaux de sable) ;
- marine (cristaux de sel marin arrachés des embruns par le vent) ;
- humaine (combustions industrielles, pollution).

Voici quelques données concernant les gouttelettes d'eau en suspension :

- leur diamètre est compris entre 2 et 200 micromètres (μm) ;
- leur nombre est de 300 gouttelettes à 600 gouttelettes par mètre cube environ ;
- la vitesse de chute est de l'ordre de 0,001 cm/s à 1 cm/s sans agitation ;
- la distance séparant deux gouttelettes est d'environ 1,4 millimètre soit soixante-dix fois leur diamètre en moyenne.

Selon le type de nuage, les compositions diffèrent. Les nuages stables (stratiformes) comportent de nombreuses gouttelettes de petit diamètre (inférieur à 10 microns) et l'eau condensée représente environ 0,5 gramme par kilogramme de nuage. Les nuages instables comportent des gouttelettes moins nombreuses mais de diamètre plus important (40 microns en moyenne) et l'eau condensée représente environ 5 grammes par kilogramme de nuage.

♦ Les cristaux de glace

Lors de la condensation de la vapeur d'eau, les gouttelettes d'eau formées sont de petite dimension. À mesure de leur élévation, elles passent sous le point de congélation mais restent à l'état liquide malgré une température négative comprise entre 0 °C et -42 °C, on parle alors d'**eau surfondue**.

La formation des gouttelettes d'eau dépend de la présence de noyaux de condensation (poussières ou grains de sel). Certaines de ces poussières sont à l'origine non pas de noyaux de condensation mais de noyaux de congélation. Chacune de ces poussières porte ainsi des propriétés de nucléation différentes. Les noyaux de congélation étant beaucoup moins disponibles que les noyaux de condensation, les gouttes d'eau surfondue se transforment en cristaux de glace bien plus tard lors de l'ascension.

Lorsque la cristallisation d'une gouttelette d'eau a lieu à des températures inférieures à 0 °C, les diamètres, vitesse et distance des cristaux formés sont voisins de ceux des gouttelettes d'eau. En revanche, leur nombre évolue en fonction des températures. Ainsi :

- à -3 °C, il y a apparition de cristaux ;
- à -12 °C, les cristaux augmentent en nombre (un cristal pour 10 m³ de nuage) ;
- à -32 °C, il y a une augmentation marquée de leur nombre (10 pour 10 m³ de nuage) ;
- à -41 °C, il y a une augmentation systématique et brutale (il n'existe plus d'eau en surfusion).