

CONCEPTS ET MÉTHODES pour le météorologiste

Christophe Calas

TOME 1



LES SAVOIRS : MODÈLES CONCEPTUELS ET DONNÉES DISPONIBLES

COURS ET MANUELS N° 21



METEO FRANCE
Toujours un temps d'avance

Avant-Propos

Un ouvrage « concepts et méthodes », pourquoi ? Et pour qui ?

Cet ouvrage a pour ambition de faire le lien entre la littérature scientifique traitant de météorologie générale et dynamique et les techniques opérationnelles d'analyse-prévision. En effet, même si la documentation à l'usage des prévisionnistes est aujourd'hui abondante au travers de supports variés, internet en particulier, force est de constater que fait défaut un ouvrage qui fédère l'ensemble des connaissances concernant les modèles conceptuels, outils, et méthodes utiles au météorologiste d'aujourd'hui. Nous utiliserons d'ailleurs le terme de météorologiste autant que celui de prévisionniste, qui nous semble parfois un peu réducteur : les activités de prévisions mobilisent une large gamme de savoirs et savoir-faire, depuis l'observation et l'identification de schémas conceptuels, jusqu'à l'interprétation des modèles de prévision numérique du temps, en passant par la climatologie, la prise de décision et la gestion de crise.

S'agit-il d'un manuel de prévision ? En fait, on se focalisera ici plutôt sur l'analyse des conditions météorologiques, le terme « analyse » ne devant pas être entendu au sens restrictif de la tâche consistant à tracer des fronts et isobares à une échelle synoptique (poste traditionnel de l'« analyste » dans la plupart des centres de prévision nationaux), mais dans une perspective beaucoup plus large. On entend par analyse le travail préalable nécessaire à toute activité de prévision opérationnelle, quelle que soit son échelle spatio-temporelle. Ainsi, l'analyse d'une situation doit permettre au météorologiste :

- de tracer des cartes d'analyse synoptiques de la situation météorologique, mais également,
- de décrire une situation météorologique observée à un instant donné, à quelque échelle que ce soit (du supra-synoptique à l'échelle aérologique), à l'aide de tous les moyens d'observation ou tous les outils numériques existants (imageries satellite et radar, modèles de prévision numérique du temps), en faisant appel à tous les modèles conceptuels connus ;
- d'étudier le calage et le comportement des modèles de prévision en les confrontant aux observations, et donc d'attribuer une confiance plus ou moins importante au scénario proposé par chacun d'eux ;
- d'effectuer un suivi temps réel de la situation météorologique, notamment pour les aspects « vigilance » et « alerte », ainsi que dans le cadre d'assistances (prévision-conseil) ;
- d'apporter une expertise en prévision immédiate ;
- de qualifier une situation en termes d'écarts à la normale et/ou de records ;
- de détecter rapidement des phénomènes dangereux et/ou exceptionnels.

On le voit, il s'agit là d'une grande part des compétences attendues du prévisionniste. En effet, même si elle fait appel à des savoir-faire que nous n'aborderons pas ici (choix de scénarios

ii CONCEPTS ET METHODES POUR LE METEOROLOGISTE

modèles, approches probabilistes, etc.), la prévision reste avant tout un travail d'analyse d'une situation prévue. Simplement, il s'agit d'une analyse qui s'effectue en l'absence d'observations (ce qui rend l'exercice en fait pas si simple), et pour laquelle il importe avant tout de faire le lien entre des champs de modèles et le temps sensible (et donc les modèles conceptuels associés) auquel on doit s'attendre.

Comment atteindre ces objectifs ? Nous proposons au lecteur une division en deux tomes :

- ce premier tome consacré aux « savoirs » est lui-même divisé en deux parties :
 - inventaire des modèles conceptuels utiles pour le prévisionniste d'une part ;
 - inventaire des données à disposition du prévisionniste et leur interprétation d'autre part ;
- un deuxième tome consacré aux « savoir-faire » ; techniques et méthodologie d'analyse : comment identifier les phénomènes, les tracer, assurer leur suivi, présentation de situations-types, etc.

Avertissements :

- Cet ouvrage traite de l'analyse des phénomènes intéressant les domaines de la prévision générale, et n'aborde en aucun cas les spécificités des domaines d'assistance plus particuliers, tels la prévision marine ou aéronautique.
- Il concerne les phénomènes intéressant les régions des moyennes latitudes, s'étendant approximativement entre 30 et 65 degrés de latitude (nord ou sud). En particulier, les modèles conceptuels spécifiques des zones intertropicales ne seront pas abordés dans le cadre de ce manuel. On renverra pour cela le lecteur vers l'ouvrage très complet de Florent Beucher (2010).
- La lecture de cet ouvrage suppose connues les principales lois de la météorologie générale et de la météorologie dynamique (géostrophisme, hydrostatisme, vent thermique, température potentielle, etc.) ; des rappels pourront être faits à l'occasion, mais ne seront ni systématiques ni exhaustifs.
- En fin d'ouvrage, un index pourra aider le lecteur à localiser des éclaircissements sur des notions qui lui poseraient problème à un endroit de la lecture.
- Signalons enfin qu'un ouvrage concernant les « Observations et Mesures Météorologiques » sera prochainement édité par l'Ecole Nationale de la Météorologie.

Remerciements

Si cet ouvrage présente quelques qualités de rigueur, de clarté, et d'exhaustivité des thématiques traitées, c'est en particulier grâce à la relecture attentive et éclairée de plusieurs collègues, que je tiens à remercier ici chaleureusement.

Je commence par Franck Ayrault, chercheur, prévisionniste, et chef de station -excusez du peu- qui a relu l'ensemble des chapitres de ce premier tome en accompagnant ses commentaires de moult suggestions d'ajouts, de compléments, ou de rectifications avec un souci de précision constant. Qu'il en soit ici vivement remercié, en espérant qu'il ait gardé quelque force pour le deuxième tome à venir.

Je dresserai à peu près le même portrait de mon collègue Michaël Kreitz, dont la modestie n'a d'égaux que la compétence et le souci du travail bien fait. Ses remarques et sa lecture attentive m'ont permis d'améliorer sensiblement le contenu et la présentation des différents chapitres.

Merci également à Patrick Santurette, qui m'a fait profiter des ses qualités de pédagogue, notamment pour tenter d'expliquer à peu près clairement et sans équations la vie des perturbations des latitudes tempérées.

Ce manuel a de surcroît bénéficié de la relecture d'experts, que je remercie ici : Pascale Dupuy-Piquin et Jean-Louis Champeaux pour le chapitre concernant l'imagerie radar, Françoise Honoré pour celui concernant la foudre, et Thierry Lefort pour les régimes de temps.

Du côté de la mise en page et de la présentation générale je suis très reconnaissant à Béatrice Pouponneau pour l'énorme travail qu'elle a fourni, en consacrant une grande partie de son temps précieux à rendre ces pages plus belles, tout en gardant son calme, et avec un professionnalisme sans failles. Merci également à Sylvie Rippert et Jean-Paul Billerot qui m'ont aidé à mieux cohabiter avec un traitement de texte parfois hostile.

Merci à Laurent Borrel pour son rôle essentiel de coordonnateur et relecteur, à Jean-Pierre Javelle et Patrick Dujardin qui ont effectué d'ultimes relectures, et à François Lalaurette qui a toujours cru en ce projet.

Mes remerciements s'adressent aussi à une entité difficile à décrire mais qui pourtant m'a été d'une aide précieuse pendant ces deux ans de rédaction : il s'agit du couloir A de l'ENM, couloir anti-coup de blues (quoique parfois au top pour les compositions de blues), avec ses lotos, ses bruits, ses odeurs, et surtout sa bonne humeur. Merci à tous ces amicaux collègues.

Je voudrais enfin terminer en remerciant tout spécialement et par dessus tout Sarah Puginier, responsable du département « Prévisions et Applications de la Météorologie de l'ENM », qui a initié ce travail et a permis que je puisse le réaliser dans les meilleures conditions possibles. Son enthousiasme, son efficacité, et son écoute toujours attentive m'ont permis de mener à bien ce premier tome.

Introduction au tome 1

« Les Savoirs : modèles conceptuels et données disponibles »

Ce premier tome propose un bilan des connaissances nécessaires au prévisionniste pour effectuer son travail d'analyse de la situation météorologique, qu'il s'agisse pour lui de tracer une frontologie, d'effectuer un suivi d'une situation de vigilance météorologique, de réaliser une assistance terrain, ou toute autre activité de prévision : prévision amont pour alimenter des bases de données, ou prévision conseil pour un usager ciblé. Nous l'avons écrit en introduction générale, la prévision consiste en effet essentiellement à « analyser » des champs fournis par les modèles de prévision numérique du temps en les reliant à des modèles conceptuels connus et donc à des éléments de temps sensible. Pour cela, ce livre est divisé en deux parties.

Une première partie est consacrée aux modèles conceptuels que le météorologiste doit connaître et s'approprier pour réaliser une analyse de la situation, et ce à toutes les échelles spatiales. Nous proposons un découpage en chapitres, avec une progression allant de l'échelle supra-synoptique (les régimes de temps) vers l'échelle locale, en passant par le synoptique et la méso-échelle. Ainsi, seront traités successivement :

- les régimes de temps de l'Atlantique nord ;
- les perturbations des moyennes latitudes ;
- la convection profonde ;
- les phénomènes de basses couches et locaux.

Une seconde partie traite de l'ensemble des données d'observation et d'analyse disponibles en conditions opérationnelles d'exploitation. Cette partie est également divisée en chapitres, chacun présentant un type de données spécifiques, à savoir :

- les observations de surface, c'est-à-dire des observations réalisées in situ avec un parc d'instruments et capteurs situé au sol ;
- les observations d'altitude, réalisées in situ également, à l'aide de différents types de sondes ;
- les données télédéteçtées, c'est-à-dire les mesures effectuées à distance :
 - données satellites ;
 - données radar ;
 - données foudre ;
- les champs météorologiques analysés issus des modèles de prévision numérique du temps ;
- les produits issus d'une fusion de données entre les différentes sources ci-dessus.

vi | CONCEPTS ET METHODES POUR LE METEOROLOGISTE

Pour chaque chapitre seront présentés les différents types de données, mais également les produits opérationnels disponibles pour les prévisionnistes. Notons que ce dernier aspect est celui qui est appelé à devenir obsolète le plus rapidement ; le lecteur veillera donc à s'informer des tous derniers développements concernant l'accès aux données.

Ce tour d'horizon doit permettre à l'étudiant en analyse-prévision de balayer l'ensemble des connaissances utiles au travail opérationnel, et au météorologiste en poste de trouver des compléments ou des rappels sur certains phénomènes ou types de données.

Table des matières

PREMIERE PARTIE : LES MODELES CONCEPTUELS	1
CHAPITRE 1. LES REGIMES DE TEMPS DE L'ATLANTIQUE NORD	3
1.1 L'approche dynamique	4
1.1.1 Le régime zonal	4
1.1.2 Le régime de blocage	4
1.1.3 Le régime de l'anticyclone groenlandais	5
1.1.4 Le régime zonal mou	5
1.2 L'approche statisticienne (ou « épisodique »)	6
1.2.1 Le régime NAO+	6
1.2.2 Le régime NAO-	6
1.2.3 Le régime de blocage scandinave (SB - Scandinavian blocking)	7
1.2.4 Le régime de dorsale atlantique (AR - Atlantic Ridge)	7
1.2.5 Les régimes d'été	8
1.3 Variabilité et transitions entre régimes	9
1.3.1 Eléments théoriques	9
1.3.2 Cas réels	10
1.4 En résumé	15
CHAPITRE 2. LES PERTURBATIONS DES MOYENNES LATITUDES	19
2.1 Perturbations, fronts, dépressions : terminologie	19
2.1.1 Rappels sur le champ de pression	19
2.1.2 Les dépressions	20
2.1.3 Les fronts	21
2.1.4 Les perturbations	23
2.1.5 L'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande : mythes ou réalités ?	24
2.2 Rappels sur les processus de cyclogénèse et frontogénèse	25
2.2.1 Notion d'échelles	26
2.2.2 La cyclogénèse par interaction barocline	27
2.3 Les différents types de perturbations des latitudes moyennes	38
2.3.1 Les perturbations synoptiques à développement barocline	38
2.3.2 Les autres types de perturbations	55
2.4 Synthèse	63
CHAPITRE 3. LES PHENOMENES ORAGEUX	69
3.1 Définitions	69
3.2 Mécanismes	70
3.2.1 La flottabilité : stabilité ou instabilité	71
3.2.2 Processus d'évolution d'une cellule orageuse ordinaire et terminologie associée	75
3.2.3 Le cisaillement de vent : types d'organisations orageuses	77
3.3 Systèmes convectifs et environnement synoptique	87

3.3.1	Les systèmes convectifs de méso-échelle (Mesocale Convective Systems)-----	87
3.3.2	Relation entre types d'orages et environnement synoptique-----	95
3.4	Phénomènes orageux et leur terminologie -----	102
3.4.1	Le vent-----	102
3.4.2	Les tornades-----	104
3.4.3	La foudre -----	106
3.4.4	La grêle-----	107
3.5	Climatologie des orages en France -----	108
3.5.1	Cycle saisonnier et influences régionales-----	108
3.5.2	Cycle diurne-----	110
CHAPITRE 4. LES PHENOMENES DE BASSES COUCHES ET LES PHENOMENES LOCAUX -----		113
4.1	Les brouillards et nuages bas-----	114
4.1.1	Le brouillard de rayonnement (ou brouillard radiatif)-----	114
4.1.2	Le brouillard d'advection -----	117
4.1.3	Le brouillard de mélange-----	119
4.1.4	Autres types de brouillards -----	120
4.1.5	Les entrées maritimes -----	121
4.1.6	Synthèse -----	126
4.2	Les phénomènes orographiques -----	128
4.2.1	Les nuages d'ondes -----	128
4.2.2	Blocages orographiques - mers de nuages -----	132
4.2.3	L'effet de fœhn -----	134
4.2.4	Les dépressions orographiques -----	136
4.2.5	L'effet du relief sur les précipitations-----	137
4.2.6	L'effet du relief sur les températures-----	141
4.3	Les brises et les vents régionaux -----	142
4.3.1	Les effets de brise-----	142
4.3.2	Les vents régionaux-----	144
4.4	Les pellicules froides de basses couches -----	152
CONCLUSION A LA PREMIERE PARTIE-----		154
SECONDE PARTIE : LES DONNEES DISPONIBLES-----		155
CHAPITRE 5. LES OBSERVATIONS DE SURFACE-----		157
5.1	Le pointage SYNOP -----	157
5.1.1	Les stations terrestres avec observation humaine -----	158
5.1.2	Les stations terrestres sans observation humaine-----	164
5.1.3	Les bateaux-----	166
5.1.4	Les bouées-----	167
5.1.5	Les observations d'aérodromes (METAR) -----	168
5.1.6	En conclusion -----	168
5.2	Les cartes d'observations de surface -----	169
5.2.1	Rappels de cartographie-----	169
5.2.2	Les différents types de cartes -----	173
5.2.3	Le tracé du TH -----	175

CHAPITRE 6. LES OBSERVATIONS D'ALTITUDE ET LES MASSES D'AIR--- 179

6.1	Le pointage des observations d'altitude	179
6.1.1	Les différents types d'observations	179
6.1.2	Le pointage des observations d'altitude	181
6.2	Les masses d'air	186
6.2.1	Les différents types de masse d'air	186
6.2.2	Les masses d'air dans leur contexte synoptique	192
6.2.3	L'utilisation opérationnelle des tampons masses d'air	196

CHAPITRE 7. LES OBSERVATIONS TELEDETECTEES ----- 199

7.1	L'imagerie satellite	199
7.1.1	Panorama général	199
7.1.2	L'imagerie visible	203
7.1.3	L'imagerie infrarouge	206
7.1.4	Les compositions colorées	209
7.1.5	La détection de phénomènes non nuageux	211
7.1.6	L'imagerie vapeur d'eau (ou WV – Water Vapor)	215
7.1.7	Autres produits	217
7.2	L'imagerie radar	223
7.2.1	Généralités	223
7.2.2	La détection des précipitations et l'image composite associée	225
7.2.3	La quantification des précipitations : les lames d'eau radar	235
7.2.4	Les applications Doppler	242
7.2.5	La double polarisation	246
7.2.6	La visualisation 3D	247
7.2.7	Synthèse	249
7.3	La détection de la foudre	251
7.3.1	Généralités	251
7.3.2	Les réseaux de détection	252
7.3.3	Les produits	253

CHAPITRE 8. LES CHAMPS METEOROLOGIQUES ISSUS DES MODELES DE PREVISION NUMERIQUE DU TEMPS ----- 257

8.1	Le contexte	257
8.2	Les paramètres de base	259
8.2.1	Le géopotential	260
8.2.2	La température	262
8.2.3	Le vent	265
8.2.4	La vitesse verticale et la divergence/convergence	267
8.2.5	L'humidité	271
8.3	Les champs principaux et leurs combinaisons pour l'analyse synoptique	274
8.3.1	La Pmer	274
8.3.2	La θ_w à 850 hPa	275
8.3.3	Le tourbillon absolu (T_a) à 850 hPa	277
8.3.4	La ZT500	278
8.3.5	La Z 1.5 PVU et autres champs liés au tourbillon potentiel	282
8.3.6	Les champs de précipitations	289
8.4	Conclusion	292

x | **CONCEPTS ET METHODES POUR LE METEOROLOGISTE**

CHAPITRE 9. LES DONNEES DE FUSION-----299

9.1 Analyses horaires méso-échelle de températures, vent, et humidités en surface, et diagnostics associés ----- 299

9.2 **Diagnostics de faibles visibilités ----- 301**

9.2.1 Spatialisation du risque de brouillard ----- 301

9.2.2 Quantification des faibles visibilités----- 303

9.3 La détection des précipitations intenses----- 304

9.4 Détection des chutes de neige----- 306

CONCLUSION DU TOME 1-----307

BIBLIOGRAPHIE. -----309

SITOGRAPHIE -----311

TABLE DES FIGURES-----313

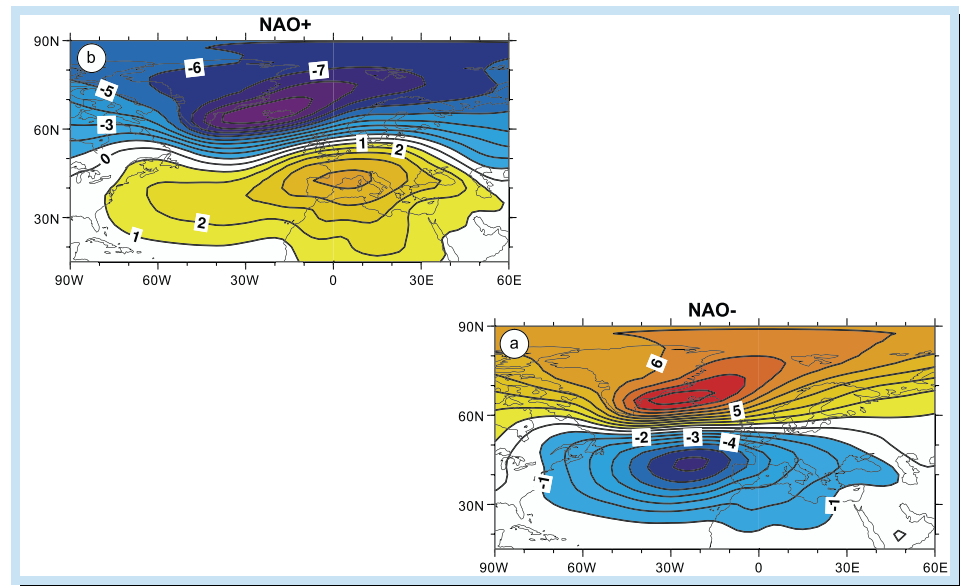
TABLE DES TABLEAUX-----326

INDEX ALPHABÉTIQUE -----ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.

Première partie :

Les modèles conceptuels

chapitre 1. Les régimes de temps de l'Atlantique Nord



Dans ce chapitre, nous allons nous concentrer sur l'espace climatique formé par l'Atlantique Nord et l'Europe occidentale, qui présente une identité forte en termes de dynamique atmosphérique.

Chacun de nous a pu constater les brusques changements de temps qui ponctuent plus ou moins régulièrement le climat de nos régions, et dont l'irruption alimente les conversations autant que les ventes de paracétamol.

Ces changements sont liés à une modification importante et rapide du champ de pression de grande échelle, et des centres d'actions associés. Ils interviennent selon une fréquence irrégulière, typiquement tous les sept à quinze jours. Entre ces changements, l'atmosphère présente des caractéristiques relativement stables à grande échelle, que l'on appelle les régimes de temps. Autrement dit, les régimes de temps représentent la variabilité basse fréquence de l'atmosphère.

Chaque régime est caractérisé par une structure isobarique (géopotentiel, voir paragraphe 8.2.1) typique sur l'Atlantique Nord et l'Europe de l'ouest, à laquelle sont associées des structures de champ de vent, de températures, et de précipitations particulières. Les conditions météorologiques sont alors largement pilotées par ces structures persistantes. Cela ne veut pas dire qu'en un lieu donné le temps ne varie pas pendant une période de régime donné, mais que sur cette période ce sont les caractéristiques du régime qui prédominent. Par exemple, tel régime sera associé à des températures supérieures à la normale sur l'Europe du Nord, tel autre à des précipitations abondantes sur le pourtour méditerranéen, etc.

Pour caractériser ces régimes de temps, il existe deux approches. Une approche « dynamique », utilisant le champ moyen de géopotentiel à 700 hPa, et l'approche « statistique » qui s'intéresse à l'anomalie de pression de surface (ou à 500 hPa) par rapport à une valeur de référence donnée.

1.1 L'approche dynamique

La classification est basée sur le géopotential à 700 hPa (Ayrault et al., 1995). Elle met en évidence quatre grands régimes de temps :

- le régime zonal ;
- le régime de blocage ;
- le régime de l'anticyclone groenlandais ;
- le régime zonal mou.

1.1.1 Le régime zonal

C'est le régime le plus célèbre, sur lequel était largement basée la théorie norvégienne des perturbations. Il est caractérisé par de forts vents d'ouest sur tout le bassin atlantique et sur l'Europe occidentale, dont l'intensité augmente avec l'altitude pour atteindre un maximum (jet d'altitude) vers la tropopause, entre 45°N et 60°N le plus souvent. Ce renforcement des vents d'ouest avec l'altitude est dû à la répartition en moyenne très méridienne des températures, avec de l'air chaud aux latitudes subtropicales et de l'air très froid aux latitudes polaires (cf. lois de Laplace et du vent thermique), avec un gradient maximal aux moyennes latitudes. Le champ de géopotential associé en altitude présente une ceinture de hautes pressions aux latitudes subtropicales, et une vaste zone dépressionnaire aux hautes latitudes (cf. figure 1.1).

Ce régime est associé à un défilé incessant de perturbations atlantiques, apportant pluies et vents forts sur l'Europe occidentale, à des latitudes plus ou moins septentrionales, suivant la localisation du « rail des dépressions », lui-même lié à la position du jet d'altitude. C'est le régime le plus favorable aux cyclogénèses intenses et donc aux coups de vent et tempêtes. Il est plus fréquent et surtout beaucoup plus intense en saison froide grâce aux contrastes thermiques plus marqués entre pôles et équateur.

1.1.2 Le régime de blocage

Ce régime est caractérisé par une vaste zone anticyclonique (hauts géopotentials) sur l'Europe occidentale, associé à une plage d'air chaud d'altitude. Ces hauts géopotentials repoussent le flux perturbé atlantique vers le nord des Iles britanniques et l'Islande, où le flux général prend une orientation sud-ouest. Les perturbations sont donc maintenues au large des côtes européennes, tandis que le continent connaît un temps généralement sec et calme.

En face sud-est de ces hautes valeurs, de l'air plus froid issu du bassin Arctique a contourné la zone de hautes pressions par l'est et stagne en altitude sur le bassin méditerranéen. Il est associé à un minimum relatif de géopotential plus ou moins marqué. Ceci renforce le gradient zonal de température entre les tropiques et la Méditerranée, et l'on observe généralement un jet d'altitude renforcé sur le nord de l'Afrique (jet subtropical).

Ce type de situations peut se rencontrer en toutes saisons. En hiver, ce régime engendre un temps froid et sec sur l'Europe occidentale (vagues de froid possibles jusqu'à la Péninsule ibérique), notamment en plaine, tandis que le temps est plus doux en montagne. Attention, temps sec ne signifie pas forcément temps ensoleillé car en plaine l'humidité de très basses couches peut être piégée sous une inversion de température et provoquer des brouillards persistants. Le temps est par contre perturbé sur l'est du bassin méditerranéen et sur l'Afrique du Nord. En été, ce régime peut conduire à des épisodes caniculaires sur une grande partie de l'Europe.

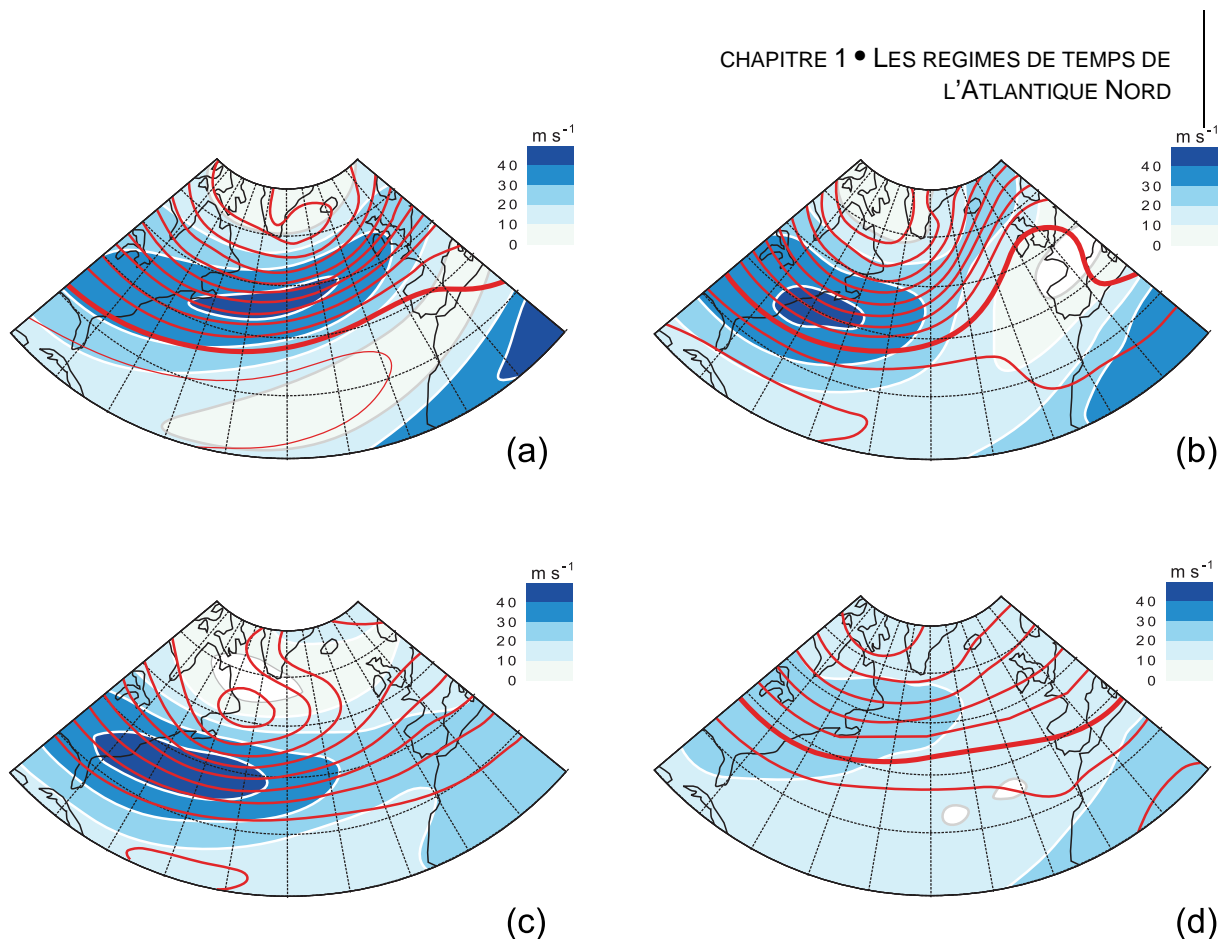


figure 1.1 : Géopotentiel moyen à 700 hPa (isolignes rouges) et vent zonal moyen à 300 hPa (plages bleues) pour les 4 types de régime : (a) zonal, (b) blocage, (c) anticyclone groenlandais, (d) zonal mou. D'après Ayrault et al., 1995.

1.1.3 Le régime de l'anticyclone groenlandais

Dans ce régime, le flux perturbé d'ouest est nettement décalé vers le sud, tandis qu'une zone anticyclonique tend à apparaître entre Groenland, Islande, et mer du Nord. Cette configuration génère des conditions plus humides que la normale sur l'Europe du Sud (bassin méditerranéen occidental notamment, où des épisodes de pluies diluviennes sont possibles), tandis que l'Europe du Nord connaît une période sèche et calme. En saison froide, cette configuration est synonyme de froid sur l'Europe du Nord, et de douceur autour de la Méditerranée.

Ce régime est relativement rare en été et en automne ; il est plus fréquent au printemps et en hiver, l'air froid de basses couches régnant sur l'Arctique facilitant l'installation d'un anticyclone stable.

1.1.4 Le régime zonal mou

Comme son nom l'indique, la configuration de ce régime est voisine de celle du régime zonal, mais avec des gradients (températures et pressions) beaucoup plus lâches. Alors que les régimes précédents sont très typés, ce régime mou permet d'englober beaucoup de situations, notamment en été, saison où les contrastes zonaux sont très affaiblis.

On remarquera quand même l'absence de zones de hautes pressions marquées, ce qui signifie que des perturbations peuvent toucher l'une ou l'autre région du domaine d'étude. En particulier l'été, cette situation est favorable au développement de systèmes orageux de grande étendue sur l'Europe occidentale.

1.2 L'approche statisticienne (ou « épisodique »)

La classification est ici basée sur l'anomalie de pression de surface moyennée sur une période donnée. Au premier abord, cette méthode peut sembler très différente de la classification à l'aide du géopotential à 700 hPa. En fait, il s'agit surtout d'une différence d'échelle temporelle : si l'on veut mettre en évidence un régime de temps dominant sur une période longue (typiquement un mois à un an), on utilisera plutôt l'approche en anomalie de pression de surface. S'il s'agit plutôt de mettre en évidence la succession des régimes sur quelques jours à quelques semaines, on utilisera plutôt l'approche dynamique. Cela dit, rien n'empêche de calculer un champ de géopotential à 700 hPa moyenné sur plusieurs semaines, ou à l'inverse de considérer un champ d'anomalie de pression de surface à un instant donné et de le comparer au champ d'anomalie du régime considéré.

La classification en anomalie de pression ramenée au niveau de la mer (P_{mer}) identifie quatre régimes de temps (D'Andrea, 2003). Ces régimes de temps sont également appelés « régimes climatiques » lorsqu'ils sont calculés sur de longues périodes.

1.2.1 Le régime NAO+

NAO signifie North Atlantic Oscillation, qui quantifie les variations de P_{mer} entre les latitudes subtropicales et les latitudes subpolaires (typiquement entre Açores et Islande). La configuration NAO+ correspond à une anomalie positive de pression de surface aux latitudes subtropicales (jusqu'à 45°N) et à une anomalie négative aux latitudes septentrionales, entre 55°N et 80°N. Cette configuration conduit à un renforcement de la circulation zonale d'ouest sur le bassin atlantique et l'Europe occidentale.

La similitude entre cette configuration NAO+ et le régime zonal défini au paragraphe précédent est flagrante. Ainsi, régime NAO+ est synonyme de pluies fréquentes sur l'Europe du Nord, souvent accompagnées de forts vents d'ouest, tandis que le bassin méditerranéen reste le plus souvent au sec.

Comme pour le régime zonal, ce régime NAO+ est beaucoup plus marqué en saison froide. D'une manière générale, les anomalies de pression de surface sont plus intenses en saison froide, toujours en liaison avec des gradients thermiques plus importants qu'en été. Pour illustrer les différents régimes on montre d'ailleurs ici (cf. figure 1.2) les anomalies de pression moyennées sur les 3 mois d'hiver.

1.2.2 Le régime NAO-

C'est quasiment le « négatif » du régime NAO+ en termes d'anomalie de champ de pression de surface. Cette fois, une anomalie négative s'étend des Açores au bassin méditerranéen occidental, tandis qu'une anomalie positive s'étire du Groenland à la mer du Nord.

Attention, on raisonne ici en termes d'anomalies, cela ne signifie pas forcément qu'on observe un dipôle nord-sud avec anticyclone au nord et dépression au sud, bien que cela soit possible, mais simplement que la zone dépressionnaire des hautes latitudes (dite « dépression d'Islande ») et la zone anticyclonique subtropicale (dite « des Açores ») sont moins marqués qu'en temps normal. Ce régime est à rapprocher du régime de l'anticyclone groenlandais défini plus haut.

Dans cette configuration, l'Europe du sud est beaucoup plus humide que l'Europe du Nord. En hiver, le régime NAO- engendre un temps sec et froid au nord et doux et humide au sud, la zone de transition entre l'air chaud et l'air froid de basses couches balisant la zone d'activité pluvieuse la plus intense. Ces pluies peuvent être violentes et donner lieu à des épisodes diluviens sur le bassin méditerranéen, la région touchée dépendant de la position en latitude du gradient thermique.

1.2.3 Le régime de blocage scandinave (SB - Scandinavian blocking)

Identique au régime de blocage identifié par l'approche dynamique, ce régime est caractérisé par une anomalie positive de pression sur l'Europe continentale, le flux perturbé atlantique étant rejeté sur le bassin atlantique nord-est (Islande, nord-ouest des Iles britanniques). On pourra se reporter au paragraphe 1.1.2 pour ce qui concerne les caractéristiques en termes de temps sensible.

Attention, en météorologie opérationnelle, on pourra parler de blocage, sans que cela implique nécessairement que ce blocage soit situé sur l'Europe occidentale. On pourra par exemple parler de blocage lorsqu'un anticyclone sera rivé sur le proche atlantique pendant plusieurs jours...

1.2.4 Le régime de dorsale atlantique (AR - Atlantic Ridge)

Comme le régime NAO- est le « négatif » du NAO+, le régime de dorsale atlantique peut être considéré comme le pendant du régime de blocage. Les hautes pressions subtropicales sont décalées vers le nord sur l'Atlantique, tandis que de l'air froid cyclonique s'enfonce depuis l'arctique vers la Scandinavie et l'Europe centrale. Cette disposition génère un temps sec sur l'Europe occidentale, et de plus en plus humide en allant vers l'Europe centrale. Les perturbations défilent dans un flux de nord-ouest, et, suivant la position en longitude de l'anomalie positive, concernent plus ou moins la France. En hiver, cette configuration est synonyme de neige abondante sur le nord des Alpes. Les températures sont en général inférieures aux normales sur l'Europe de l'ouest.

On notera que ce régime n'est pas décrit par l'approche dynamique, pas plus que le régime zonal mou n'apparaît dans cette classification statistique, qui s'attache à décrire les situations les plus contrastées en termes d'anomalies de pression.

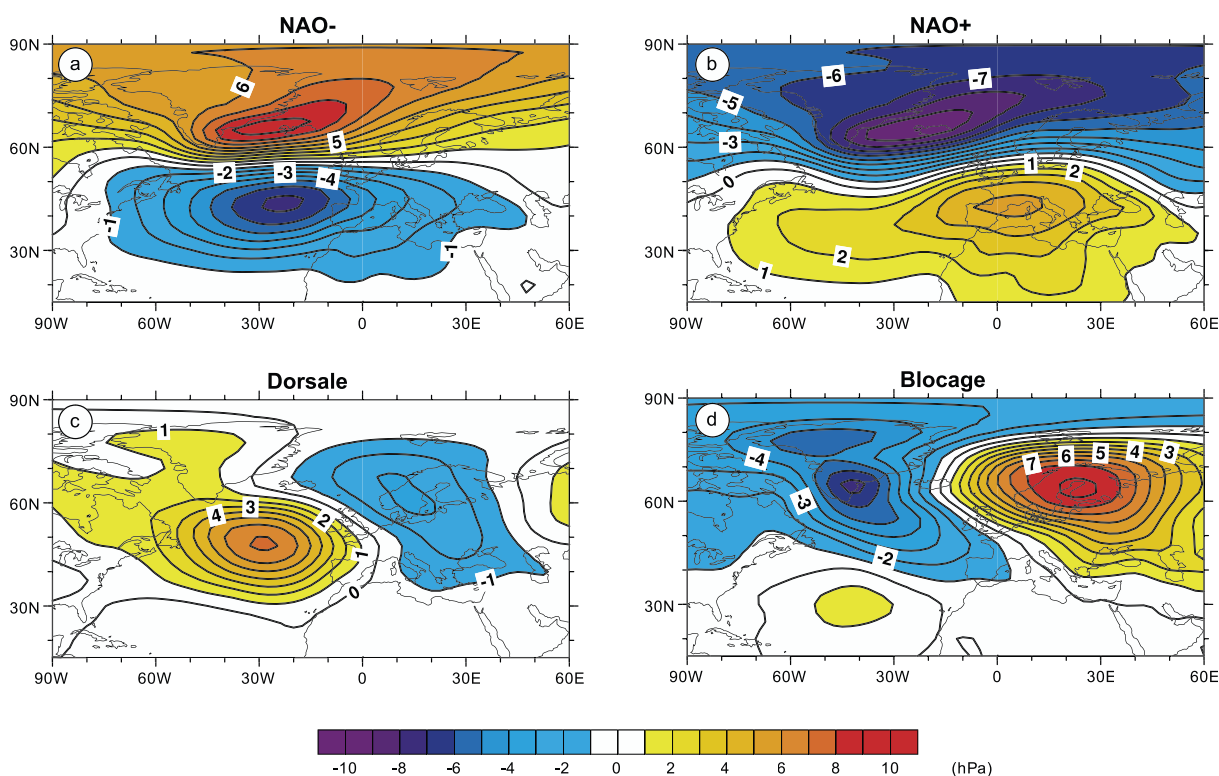


figure 1.2 : Les quatre régimes classifiés selon l'anomalie de pression de surface moyennée sur les 3 mois d'hiver (D – J – F) sur la période 1950 – 2001 (d'après Cassou, 2004).

1.2.5 Les régimes d'été

Le titre ne doit pas laisser croire que nous allons dévoiler ici quelque technique révolutionnaire d'amincissement : c'est encore de régime de temps dont il est question ici !

En fait, les régimes décrits aux paragraphes précédents sont surtout représentatifs de la saison froide. En d'autres termes, ils ne sont pertinents que sur la période s'étendant de début novembre à mars/avril. En saison chaude, de juin à septembre, les gradients de température et de pressions sont atténués, et la variabilité basse fréquence de l'atmosphère est mieux représentée par les régimes dits d'été. Ils sont au nombre de quatre, et certains d'entre eux sont identiques à ceux des mois d'hiver, tandis que d'autres présentent des structures différentes. Nous les listerons sans entrer dans les détails :

- régime de blocage ;
- régime de dorsale atlantique ;
- régime NAO- ;
- régime du minimum atlantique (ou atlantic low).

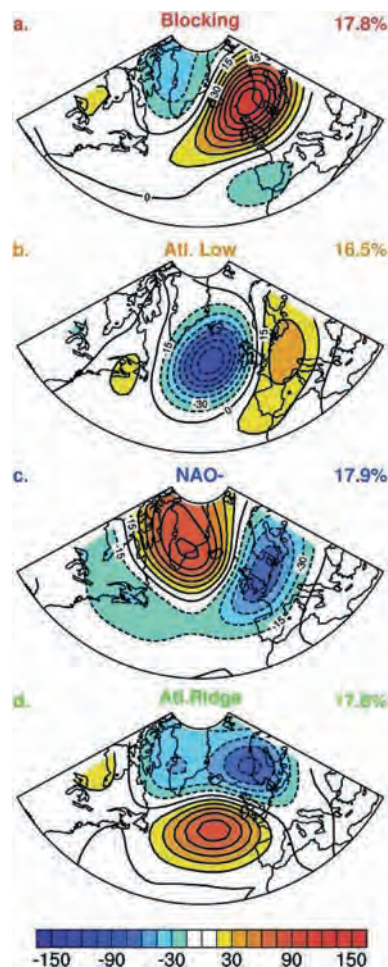


figure 1.3 : Les quatre régimes d'été : anomalies de géopotentiel à 500 hPa (en mètres) sur la période 1^{er} juin – 31 août. De haut en bas : régime de blocage, de minimum atlantique, de NAO-, et de dorsale atlantique (d'après Cassou et Terray, 2005). Les pourcentages indiquent les fréquences respectives de chaque régime (le total n'est pas égal à 100 car certaines périodes ne peuvent être rattachées à aucun de ces types).

Ces différents régimes, montrés sur la figure 1.3, impriment, suivant leur récurrence plus ou moins importante, le style de nos étés ouest-européens. Les régimes de blocage et de minimum atlantique (qui correspond aussi à un blocage chaud sur le bassin méditerranéen et l'Europe

centrale) favorisent des conditions chaudes et sèches, et notamment les épisodes de canicule. Les deux autres régimes sont à l'inverse plus fréquents lors d'été « pourris ».

Nous n'irons pas plus avant concernant les différents types de régime, mais il faut savoir que l'approche statistique a mis au point un grand nombre d'indices de circulation concernant toutes les régions du globe (Arctic Oscillation (AO) ; Pacific Decadal Oscillation (PDO), etc.) qui expliquent un part de la variabilité des régimes de temps observés en diverses régions du globe. On pourra trouver des informations détaillées sur ces indices sur le site de la NOAA : http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/teleconnections.shtml.

1.3 Variabilité et transitions entre régimes

Qu'en est-il de la réalité de ces différents régimes au jour le jour ? Comment s'opère la transition entre deux régimes ? Quelles sont les échelles de temps mises en jeu ?

Les réponses à ces questions restent encore largement du domaine de la recherche, mais quelques pistes commencent à se faire jour.

1.3.1 Éléments théoriques

Si l'on sait que les régimes durent entre quelques jours et quelques semaines, on sait en revanche beaucoup moins bien quels mécanismes président à leur succession dans le temps. Par ailleurs, une succession de régimes peut être dominée par un régime particulier pendant une période donnée : ainsi on peut avoir sur une période de 3 mois une succession de régimes zonaux et de blocage, mais avec une prédominance nette du régime zonal. Si l'on calcule une anomalie de pression sur 3 mois, on mettra donc en évidence un régime NAO+, même si quelques épisodes de blocages sont intervenus sur la période. Une NAO fortement positive sur 3 mois ne signifie donc pas qu'aucun autre régime n'est intervenu sur la période, mais plutôt que cet ou ces autre(s) régime(s) ont été minoritaires.

Les régimes déterminés à l'aide des anomalies de Pmer présentent plusieurs échelles de variabilité :

- une variabilité à l'échelle d'une ou plusieurs décennies (prédominance de régimes NAO- entre 1960 et 1980, de NAO+ de 1980 à 2000) ;
- une variabilité inter-annuelle (exemple : hiver 1995 à NAO fortement positif et hiver 1996 à NAO fortement négatif) ;
- une variabilité intra-saisonnière (exemple : décembre 1989 à NAO négatif et janvier 1990 à NAO fortement positif) ;
- une variabilité haute-fréquence (de quelques jours à une ou deux semaines) qui représente l'alternance entre régimes au jour le jour.

L'origine de ces régimes est complexe et reste aujourd'hui mal comprise. Leur structure géographique semble liée à la répartition continent – océans. L'alternance entre ces régimes est également du domaine de la recherche. On sait par exemple que ces différents régimes sont liés à la position et à la force du jet d'altitude, et que les dépressions atlantiques ont en retour une action sur la position du jet. Les ondes associées aux dépressions peuvent ainsi « déferler » (comme une vague sur la plage) et provoquer un déplacement du jet vers le nord ou vers le sud, suivant que le déferlement est respectivement de type anticyclonique ou cyclonique (Rivière et Orlandi, 2007). Les chercheurs s'attachent donc aujourd'hui à comprendre ce qui favorise le

déferlement d'un type donné, puisque selon le cas, cela peut renforcer le régime en place ou bien favoriser la transition vers un autre régime.

Le rôle des températures de surface de l'océan (SST – Sea Surface Temperature) est également mis en avant. Les anomalies de SST de l'Atlantique Nord sont notamment utilisées comme forçage des conditions aux limites atmosphère – océan dans les modèles de prévisions saisonnières. Néanmoins, leur influence sur les régimes de temps observés à nos latitudes semble plus limitée qu'imaginé au départ. En effet, il est maintenant montré que c'est davantage la circulation atmosphérique qui crée les anomalies de SST, plutôt que l'inverse. Cependant, on a mis en évidence l'influence des structures d'anomalie de températures à la fin de l'été dans l'Atlantique tropical, qui peut favoriser la prédominance de tel ou tel régime l'hiver suivant (Cassou, 2004). Ainsi, une anomalie froide sur l'Atlantique tropical favorise le régime NAO+ l'hiver suivant, tandis qu'une anomalie chaude favorise le régime NAO-.

L'influence des hautes latitudes est également pressentie, que ce soit en basses couches, ou plus haut dans la stratosphère, notamment pendant la nuit polaire : on suppose que le couplage surface – troposphère – stratosphère est l'un des éléments de prédictibilité des régimes, que les modèles ne prennent pas encore suffisamment en compte (Legras, 2007).

Enfin, il pourrait y avoir un lien entre les conditions régnant sur le Pacifique tropical et notamment entre les phases de l'oscillation de Madden-Julian (MJO), et les régimes préférentiellement observés ensuite sur l'espace de l'Atlantique Nord (Cassou, 2008).

Nous avons vu au paragraphe précédent (figure 1.3) les fréquences moyennes de chaque régime d'été. Pour les régimes d'hiver, cela donne la répartition suivante :

- NAO+ : 30 % ;
- NAO- : 20 % ;
- dorsale atlantique (AR) : 23 % ;
- blocage scandinave (SB) : 27 %.

1.3.2 Cas réels

Nous allons montrer ici quelques exemples réels des différents régimes, à diverses échelles temporelles (champs instantanés ou moyennés sur des durées plus ou moins longues). Il faut néanmoins garder à l'esprit que dans la réalité au jour le jour, les configurations isobariques peuvent être plus ou moins éloignées des schémas décrits ci-dessus.

a. Un hiver sous le signe du régime zonal : janvier à mars 1990

Durant cette période, le régime zonal, ou NAO+, s'est largement imposé sur l'Atlantique Nord et l'Europe occidentale, donnant lieu à de fréquentes tempêtes sur l'Europe, au nord du 45^e parallèle, en janvier et février : entre le 25 janvier et le 1^{er} mars, neuf tempêtes balayent les îles britanniques, France, Allemagne, Benelux, Scandinavie, faisant plusieurs centaines de victimes dans toute l'Europe.

La tempête du 25 janvier (cf. figure 1.4) s'inscrit parfaitement dans le schéma du régime zonal/NAO+ avec un rapide flux d'O sur tout le bassin atlantique, s'étendant même jusqu'à la Russie. Associée au vaste système dépressionnaire situé entre Islande, mer du Nord, et Baltique, une cyclogénèse s'opère sur l'ouest de l'Irlande le 25, renforçant le flux d'O à SO en Manche : la tempête balaye le nord de la France, avec des rafales atteignant 140 km/h à Roissy et jusqu'à 150 km/h sur les côtes.

De nouvelles tempêtes se produisent au cours des jours suivants, au sein du rapide flux d'W qui se maintient sur l'Atlantique. Le 3 février par exemple, un creusement intense et très rapide se produit au sud de la Bretagne, et la dépression associée se décale ensuite rapidement vers la mer du Nord, occasionnant une violente tempête sur le quart NW de la France. Les rafales atteignent 130 à 140 km/h dans l'intérieur (144 km/h à Chartres), et jusqu'à 167 km/h sur la côte, à

Barfleur (Manche). Cette tempête fera 23 victimes en France. Une période très perturbée donc, dont la signature se retrouve très nettement au niveau de l'anomalie de Pmer de la période janvier à mars 1990 (figure 1.5).

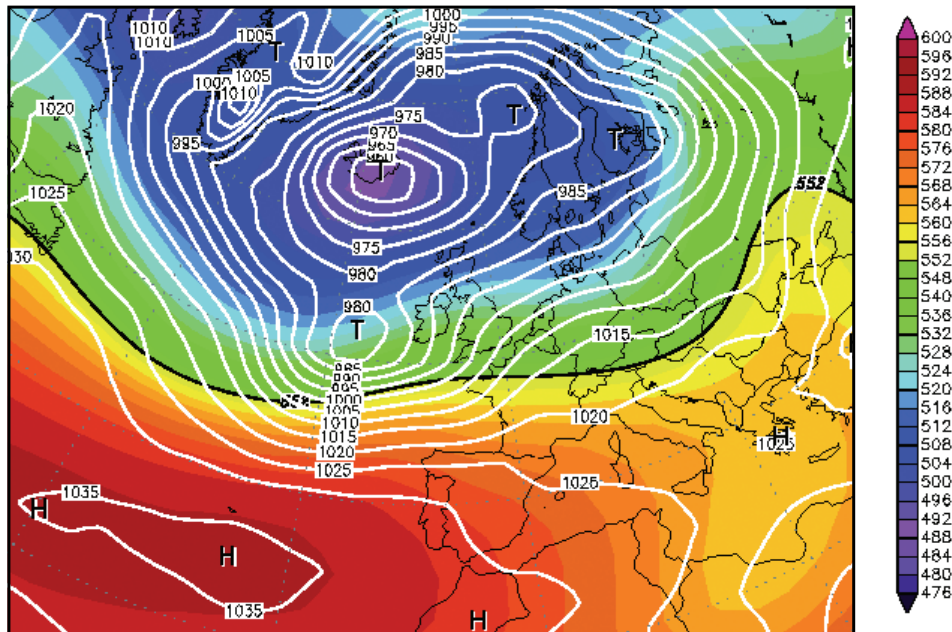


figure 1.4 : La tempête en formation au large de l'Irlande, le 25 janvier 1990 à 00 h UTC. Analyse Pmer + isohypses à 500 hPa (Source <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html>). T= Dépression ; H = Anticyclone.

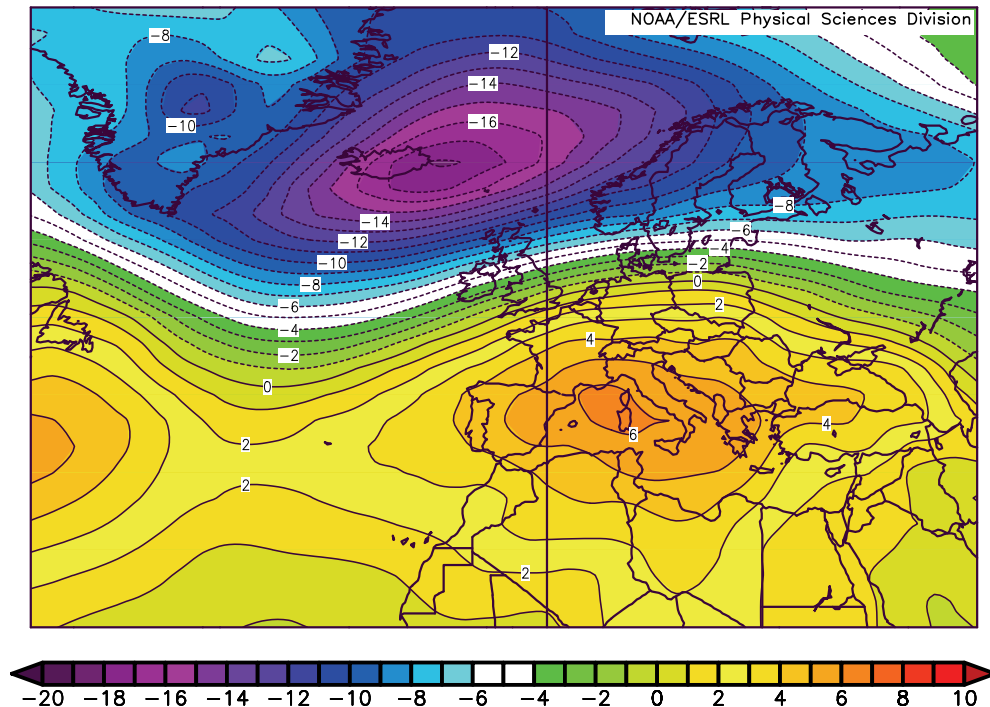


figure 1.5 : Anomalie de Pmer (en hPa) sur la période janvier–mars 1990 (réanalyse NCEP/NCAR 1981—2010), typique d'une structure NAO+ (régime zonal). On notera les anomalies remarquables entre Islande et Norvège, jusqu'à -18 hPa. Source <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>.

D'autres périodes de régime zonal, occasionnant de violentes tempêtes se sont bien sûr produites depuis 1990 (on pense notamment aux tempêtes de décembre 1999 et de janvier 2009), mais cette période reste remarquable par la très longue durée durant laquelle le régime NAO+ a prédominé.

b. Une saison aux antipodes de l'hiver 1989-1990 : l'hiver 1995-1996 sous le signe du régime NAO-

Alors que la décennie est dominée par des configurations de type NAO+, l'hiver 1995/1996 se distingue par une nette prédominance de hautes pressions entre Groenland et mer du Nord, et de basses pressions depuis les Açores jusqu'au bassin méditerranéen. Cette configuration entraîne une pluviométrie nettement supérieure à la normale sur toutes les régions voisines de la Méditerranée, avec des épisodes parfois diluviens. Sur le sud de la France, en décembre 1995 et janvier 1996, fortes pluies et inondations sont récurrentes et culminent fin janvier avec la catastrophe de Puisserguier dans l'Hérault, où le village est balayé par une vague faisant plusieurs victimes et de gros dégâts. Au Mont-Aigoual, on relève 1075 mm en janvier, ce qui représente environ 4 fois la pluviométrie normale et un peu plus de la moitié de la pluviométrie annuelle. De décembre 1995 à février 1996, il y tombe 2000 mm, soit l'équivalent de la normale annuelle, enregistré en 3 mois !

Au Maroc et en Espagne, les pluies sont également exceptionnelles. Près de Casablanca, il tombe 360 mm de pluie en janvier, pour une normale de 77 mm. Dans le même temps, l'hiver est froid et sec sur le nord de la France, les Iles britanniques, la Scandinavie. Les figure 1.6 et figure 1.7 illustrent cette situation respectivement sur une période de décembre 1995 à mars 1996, et pour la seule journée du 26 janvier 1996 à 00 h UTC, où des pluies diluviennes balayaient les plaines de l'ouest languedocien.

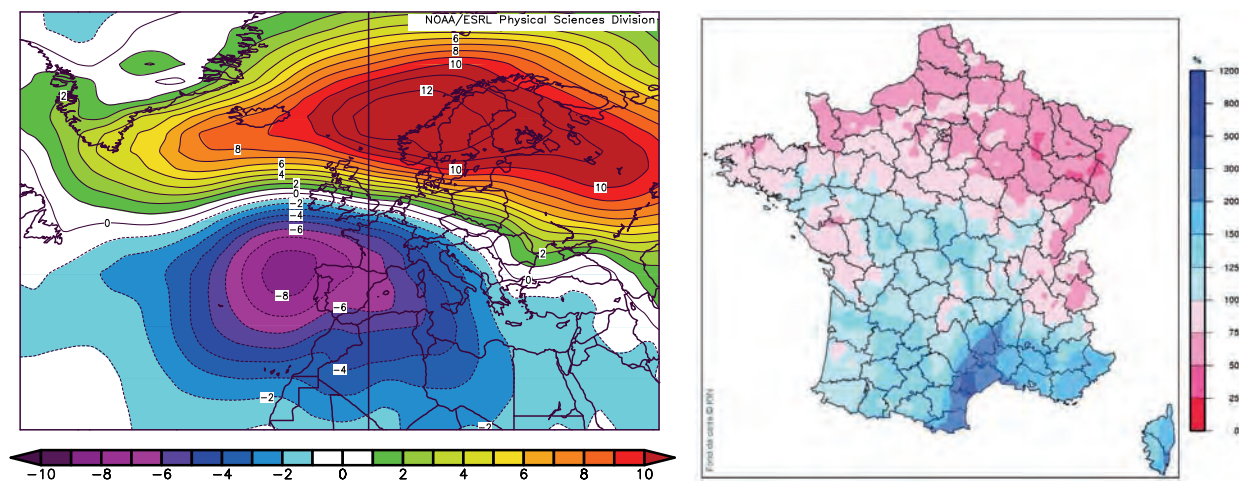


figure 1.6 : À gauche, anomalie de P_{mer} (hPa) sur la période décembre 1995 – mars 1996 (réanalyse NCEP/NCAR 1981—2010). On remarque nettement le dipôle caractéristique du régime NAO-, avec des valeurs d'anomalie jusqu'à +12 hPa entre Islande et Norvège, valeur exceptionnellement élevée pour une moyenne sur 4 mois. Source <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>. À droite, rapport à la normale 1971 – 2000 du cumul de précipitations entre le 1^{er} décembre 1995 et le 31 mars 1996 : noter le dipôle nord-sud. Source : Météo-France <http://climatheque.meteo.fr/>.

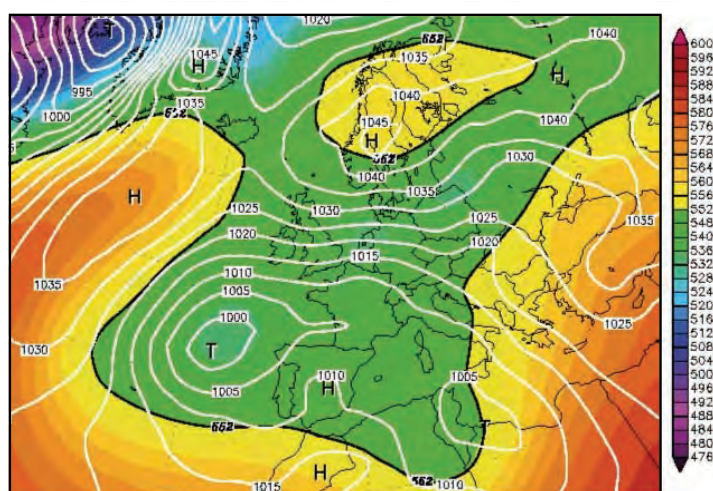


figure 1.7 : Situation du 26 janvier 1996 à 00 h UTC - Pmer et Z500 ; typique du régime NAO-/anticyclone groenlandais. Source : <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html>.

La situation de l'hiver 95 – 96 constitue (comme l'hiver 1990 dans sa catégorie) un cas extrême et tous les régimes NAO-/anticyclone groenlandais ne sont pas si marqués ni si persistants dans le temps. Cela permet néanmoins de montrer que ce régime est une réalité observable sur différentes échelles de temps et que ses conséquences ne sont pas neutres en termes de temps sensible.

c. Quelques exemples de situations de blocage

Lorsqu'il est installé, ce régime induit de longues périodes sèches sur l'Europe occidentale, notamment dans sa partie nord, tandis que le bassin méditerranéen est plus arrosé, à la faveur d'épisodes d'est à sud-est. Rappelons que la terminologie de « blocage » signifie surtout que cette configuration empêche les perturbations atlantiques de gagner l'Europe occidentale, en les déviant soit au nord des Îles britanniques, soit sur l'est et le sud du bassin méditerranéen. Des blocages peuvent en effet se produire en d'autres zones, mais les régimes associés prendront un autre nom (cf. régime de dorsale atlantique par exemple).

Il faut garder à l'esprit qu'en météorologie des latitudes tempérées, l'influence de la théorie norvégienne des perturbations et fronts atlantiques reste très prégnante et que la terminologie est souvent pensée en fonction d'elle.

On peut mettre en évidence des situations de blocage assez remarquables, comme celles de février 2003 où un anticyclone est resté vissé pendant plus d'un mois sur l'Europe continentale, ou encore en septembre 2008 (figure 1.8) où la dernière quinzaine fut placée sous le signe de conditions anticycloniques persistantes. Pour quel résultat en termes de temps sensible ? Février 2003 fut un mois froid et généralement sec, excepté sur la moitié sud où plusieurs épisodes neigeux furent observés jusqu'en plaine.

La deuxième quinzaine de septembre 2008 quant à elle fut très ensoleillée, avec des maximales de saison, mais des fins de nuit très fraîches dues au ciel clair par flux de NE. La série de minimales inférieures à 10 °C fut d'ailleurs remarquable sur bon nombre de stations, y compris sur la moitié sud de la France.

Enfin, signalons la situation de régime de blocage exceptionnellement longue, qui a marqué l'année 2011 sur l'Europe occidentale, et notamment en France (voir sur figure 1.9 l'anomalie de géopotential à 500 hPa). Il aura fallu attendre le mois de décembre pour voir un régime NAO+ lui succéder, et quelques pluies enfin arroser les ¾ nord du pays, alors que jusque là seules les régions méditerranéennes avaient bénéficié d'un arrosage à peu près dans les normes.

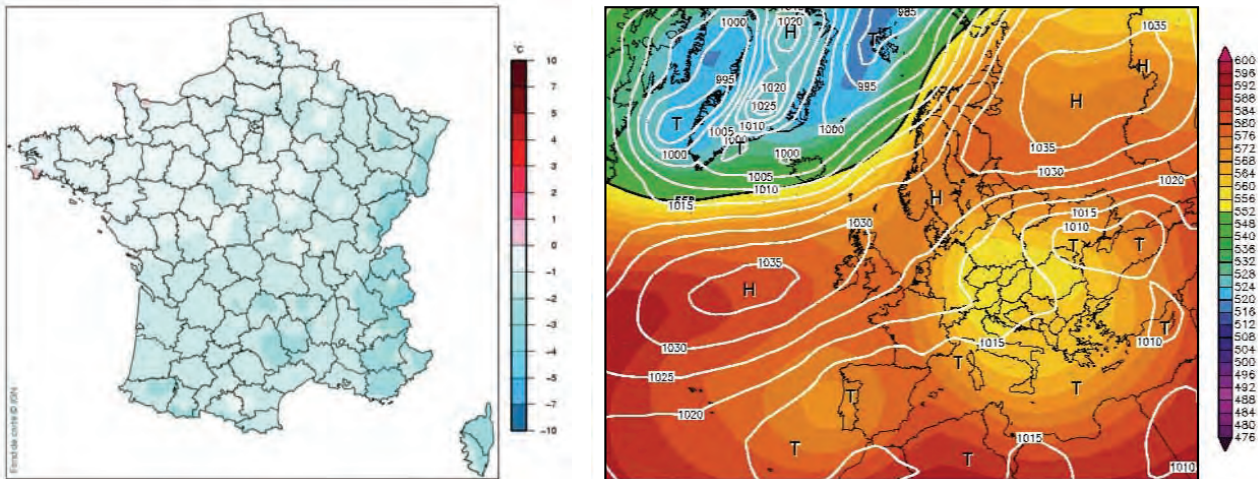


figure 1.8 : À gauche, anomalie de température en février 2003 pendant une période de régime de blocage persistant (flux de N à NE majoritaire). Source : Météo-France <http://climatheque.meteo.fr/>. À droite, un exemple de situation de blocage le 22 septembre 2008 : on remarque la goutte froide d'altitude qui a contourné l'anticyclone par l'est et qui descend sur l'Europe centrale. En France le ciel est dégagé mais les nuits sont fraîches. Source : <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html/>.

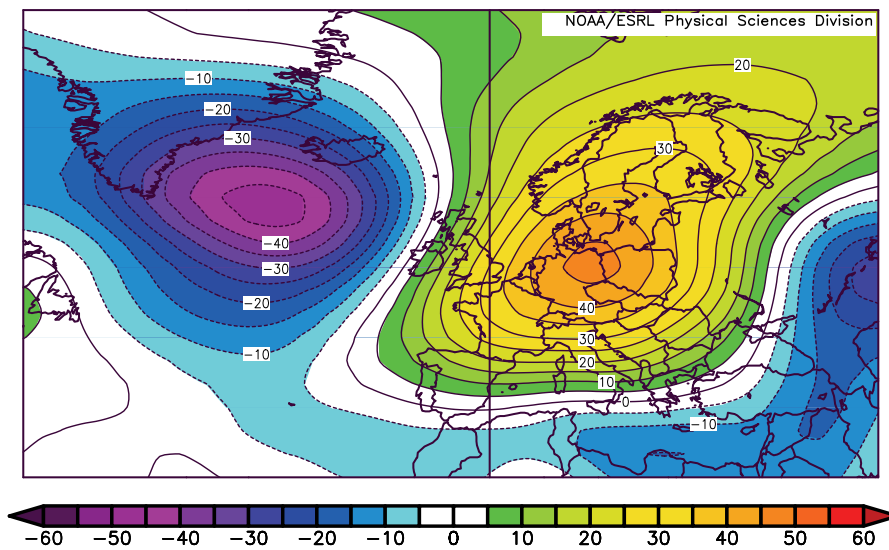


figure 1.9 : Anomalie de géopotentiel (en mètres) à 500 hPa sur la période janvier - novembre 2011, par rapport à la moyenne 1981-2010. Source : <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>.

d. Conclusion

On voit que la réalité permet d'illustrer l'existence de ces régimes à différentes échelles de temps. On pourrait également montrer de nombreux cas qui ne correspondent à aucun des régimes décrits. Néanmoins, les quatre régimes de l'approche statistique représentent bien les quatre configurations les plus typiques de l'espace atlantique nord, tandis que le régime « zonal mou » permet d'englober un large éventail de situations peu marquées, ne correspondant à aucun des quatre régimes précédents.

1.4 En résumé

Nous avons mis en évidence dans ce chapitre la notion de régime de temps, qui permet de mettre en évidence la variabilité (plus ou moins) basse fréquence de l'atmosphère. Quelle peut être l'utilité de la notion de régime de temps pour le travail d'analyse ?

En fait, l'analyse de la situation météorologique à grande échelle, préalable à toute analyse d'échelle plus fine, doit permettre d'appréhender quel type de régime est en place sur l'Atlantique Nord à un instant donné, et donc à quel type de temps on peut s'attendre suivant la région considérée. Par ailleurs, on pourra chercher à savoir depuis quand ce régime est en place, ce qui permettra de dire si la situation va perdurer, s'aggraver, ou bien si elle est en train de complètement changer.

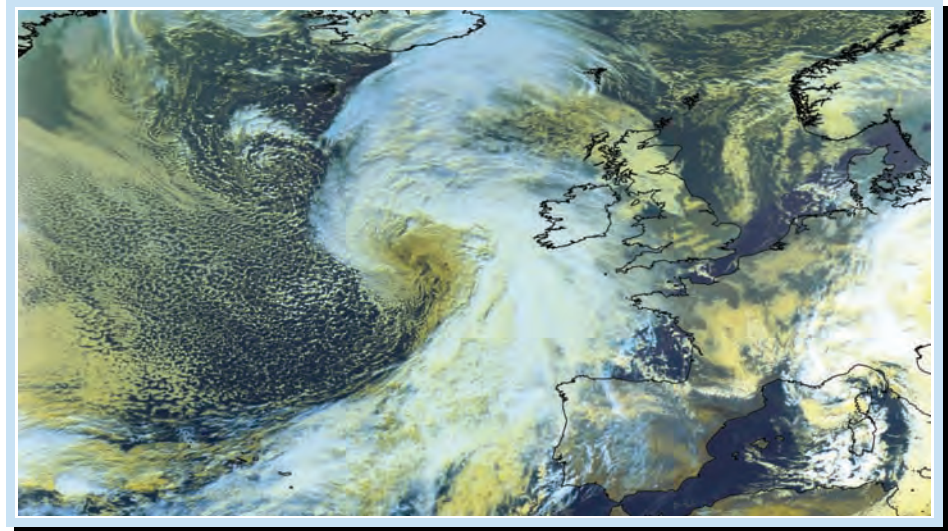
Il s'agit donc d'une approche globale, à la fois dans l'espace et dans le temps, qui permet de faire le lien avec le temps passé, que ce soit en termes de précipitations, de températures, et d'écart à la normale de ce paramètre. L'analyse effectuée par le prévisionniste doit en effet permettre de qualifier la situation par rapport à une climatologie de référence, et notamment de savoir détecter les situations exceptionnelles.

		Régime d'hiver		Caractéristiques sur l'Europe
Dénomination	Approche dynamique (moy Z500)	Approche statistique (anomalie Pmet)		
Zonal ou NAO+			<p>Pluies abondantes au nord du 50°N ; sec sur le bassin méditerranéen. En hiver, douceur généralisée. En été, fraîcheur au nord, fortes chaleurs sur le bassin méditerranéen. Tempêtes atlantiques probables sur l'Europe de l'ouest.</p>	
Anticyclone groenlandais (GA) ou NAO-			<p>Pluies abondantes et douceur sur le bassin méditerranéen. Sec et froid au nord en hiver. Forte probabilité d'épisodes diluviens autour de la Méditerranée.</p>	
Dorsale atlantique (AR)	<p>Non décrit</p>		<p>Plutôt sec sur l'Europe occidentale, humide sur l'Europe centrale. Partout frais. Neige abondante sur les Alpes.</p>	

Régime d'hiver		Caractéristiques sur l'Europe	
		Dénomination	Approche statistique
Blocage (SB)	<p>Approche dynamique</p>	<p>Approche statistique</p>	<p>Sec sur l'Europe continentale ; humide sur l'extrême ouest (Portugal, Irlande, Islande) et sur l'Afrique du Nord. Vagues de froid possibles en hiver. Vagues de chaleur possibles en été.</p>
Zonal mou	<p>Approche dynamique</p>	<p>Non décrit</p>	<p>Grande variété possible de types de temps. En été, situations orageuses possibles sur l'Europe de l'ouest. En hiver, perturbations de faible activité.</p>

tableau 1.1 : Synthèse des principaux régimes de temps sur l'Atlantique Nord.

chapitre 2. Les perturbations des moyennes latitudes



*Image composition colorée METOP-A du 16 novembre 2010.
Source : Météo-France.*

Qu'est-ce qu'une perturbation ? Est-ce un triptyque front chaud – front froid – occlusion ? Quelle est la différence entre dépression et perturbation ? Un front est-il systématiquement associé à une dépression ? Peut-il pleuvoir sous un anticyclone ? Les fronts occlus existent-ils vraiment ? La liste n'est bien sûr pas exhaustive, mais il s'agit d'un échantillon de questions auxquelles nous tenterons de répondre dans les pages qui suivent, en dressant un portrait des différents types de perturbations des latitudes tempérées (cycle de vie, structure, modèles conceptuels). Ces descriptions seront plus ou moins détaillées, selon ce qu'autorise l'état de l'art au début des années 2010.

Dans ce chapitre, on s'attachera à fournir une approche essentiellement descriptive. Les mécanismes et processus physiques de formation/évolution ne seront pas explicités dans le détail. On se reportera pour cela aux ouvrages de météorologie dynamique des moyennes latitudes (Malardel, 2005).

2.1 Perturbations, fronts, dépressions : terminologie

Nous commençons par fixer la signification de différents termes couramment employés, afin de voir plus clair dans le jargon de la météorologie synoptique.

2.1.1 Rappels sur le champ de pression

On rappelle ici quelques ordres de grandeur, ainsi que quelques points de vocabulaire.

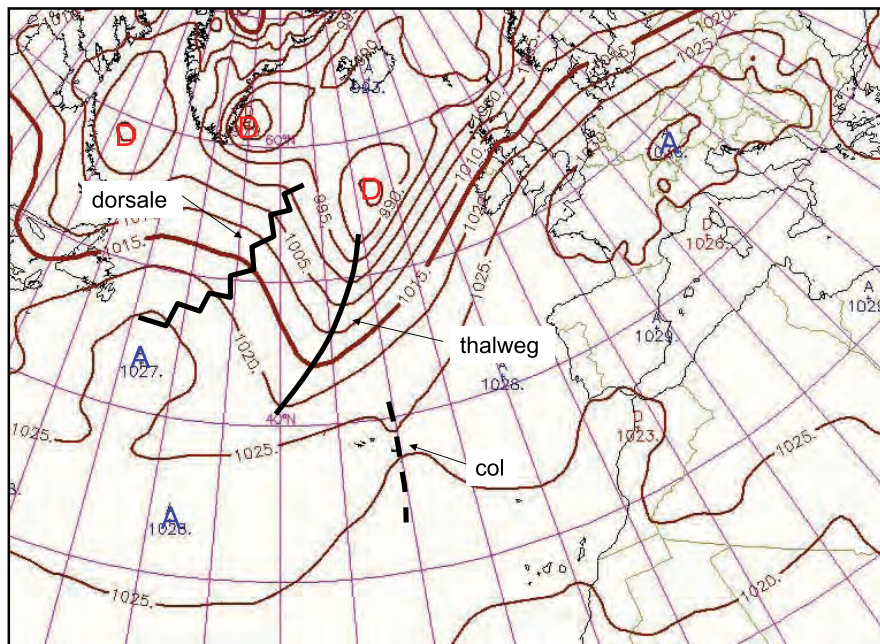


figure 2.1 : *Champ de pression ramené au niveau de la mer (P_{mer}), et terminologie associée. Source : Météo-France.*

- Pression ramenée au niveau de la mer : P_{mer}
- lignes d'égalité pression à une altitude donnée : isobares ;
- lignes d'égalité altitude à une pression donnée : isohypses ;
- altitude d'une surface d'égalité pression : géopotential (voir paragraphe 8.2.1) ;
- valeur moyenne du champ de pression en surface : 1013.25 hPa ;
- décroissance moyenne de la pression sur la verticale :
 - 1 hPa tous les 8 mètres dans les très basses couches ;
 - 1 hPa tous les 25 mètres vers 9000 m.

2.1.2 Les dépressions

On parle de dépression (en altitude, on parle plutôt de bas géopotential, ou encore de « minimum » d'altitude) lorsque le champ d'isobares (à altitude constante) ou d'isohypses (à pression constante) présente un minimum relatif. En surface, la valeur moyenne du champ de pression étant de 1013 hPa, on qualifie de champ dépressionnaire tout champ de pression inférieur à ce seuil, et d'anticyclonique tout champ présentant des valeurs supérieures. On rencontre toutefois en surface des dépressions qui peuvent présenter des valeurs supérieures à 1013 hPa en leur centre. Elles sont en général de petite taille, et se rencontrent souvent au début de la phase de creusement, ou bien perdues au sein d'un champ anticyclonique étendu.

Le diamètre des dépressions couramment rencontrées sur l'Atlantique Nord est de l'ordre de 2000 km, dimension que l'on retrouve via les théories des cyclogénèses en atmosphère barocline (voir paragraphe 2.2.2). Ces dépressions sont appelées dépressions synoptiques. Les valeurs de pression usuelles au sein de ces minimums sont de l'ordre de 970 à 990 hPa, mais peuvent parfois descendre jusqu'à 930 à 950 hPa dans les dépressions les plus creuses (voir exemple figure 2.2). Les valeurs les plus basses sont toujours observées pendant la saison froide, lorsque les contrastes thermiques horizontaux, qui sont une cause essentielle de la formation des dépressions, sont les plus intenses. On dit qu'une dépression se creuse lorsque la pression en son centre diminue au fil des heures. La phase de creusement est appelé phase de **cyclogénèse**.

Il faut noter que l'on rencontre sous les latitudes tempérées des dépressions de dimensions pouvant être nettement inférieures aux valeurs mentionnées ci-dessus, et dont la formation ne peut pas être expliquée (du moins pas uniquement) par le développement de type barocline. Nous verrons plus loin quels sont ces différents types de dépressions, et à quels types de perturbations ils peuvent être associés.

2.1.3 Les fronts

Les fronts sont parfois présentés comme des surfaces de discontinuité séparant deux masses d'air aux caractéristiques très différentes (température, humidité, vent...). En fait, il ne s'agit pas de véritables surfaces de discontinuité, mais de zones de très forts gradients horizontaux pour plusieurs paramètres :

- forts gradients de température, de l'ordre de 10 °C en 100 km, tandis que le gradient moyen de grande échelle est plutôt de l'ordre de quelques degrés pour 1000 km ;
- forts gradients de vent, notamment en direction, ce qui correspond à un fort tourbillon, orienté selon une bande parallèle au front ;
- ces zones de forts gradients ne sont pas uniformément réparties sur la verticale mais sont concentrées aux extrémités de la troposphère, c'est-à-dire près du sol et au niveau de la tropopause. À ces niveaux, les vitesses verticales deviennent très faibles (voire nulles au niveau du sol), et ne peuvent plus jouer efficacement leur rôle de « régulateur » (amener de l'air froid là où il y a trop d'air chaud par exemple). Cela ne veut pas dire qu'il n'existe pas de zones de forts gradients en moyenne troposphère, mais que ces gradients y sont plus lâches qu'au sol et qu'à la tropopause ;
- un front actif est notamment caractérisé par des vitesses verticales ascendantes qui génèrent des bandes nuageuses porteuses de précipitations de grande étendue, de l'ordre du millier de kilomètres sur l'horizontale, voire davantage. Ces ascendances s'étendent verticalement sur plusieurs milliers de mètres, sinon sur l'ensemble de la troposphère. Dans la suite de ce manuel, nous désignerons par « front » une structure nuageuse active en termes de pluviométrie, donc soumise à des ascendances de grande échelle.

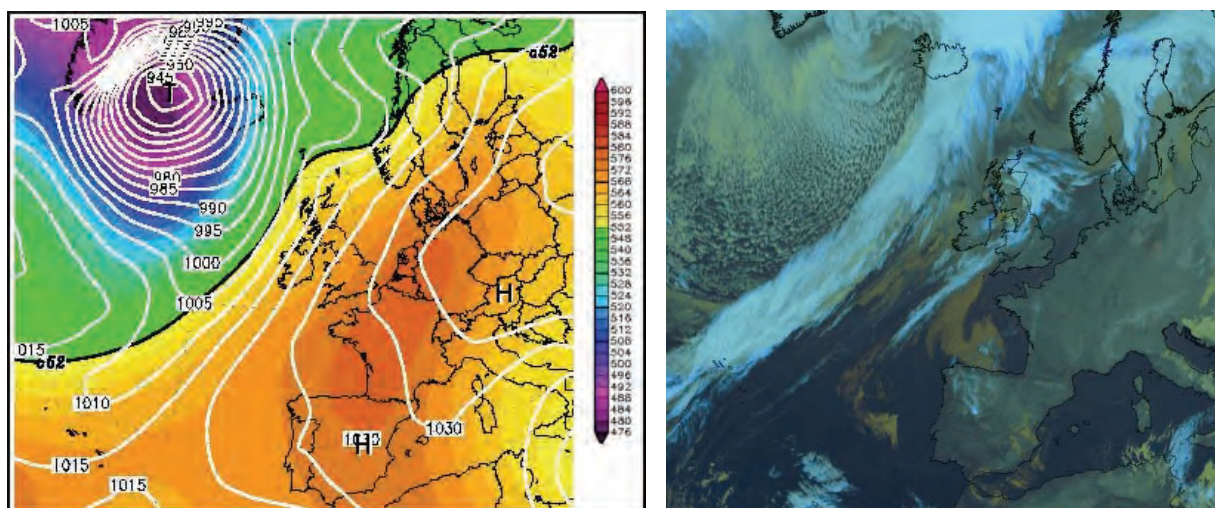


figure 2.2 : Exemple de creusement dépressionnaire à 945 hPa entre Groenland et Islande le 9 février 2008 à 00 h UTC, par régime de blocage. À gauche, analyse Pmer (hPa) + isohypses à 500 hPa (dam) ; source : www.wetterzentrale.de. À droite, image satellite Meteosat 9 composition colorée. On notera la zone nuageuse frontale qui s'enroule autour du minimum et qui s'étend très loin vers le sud-ouest, jusqu'aux Açores, le long du thalweg de basses couches. Source : Météo-France.

Observe-t-on systématiquement des fronts dans une dépression ?

- Tout dépend du type de dépression auquel on a affaire. Pour les dépressions synoptiques :
- il n'y a pas forcément présence de fronts dans la première phase de cyclogénèse ;
 - mais des fronts existent toujours dans les dépressions synoptiques arrivées à maturité.

Ainsi, le cycle de vie d'un front est souvent intimement lié au cycle de vie d'une dépression, mais avec un certain décalage temporel. Lorsque la dépression est en fin de vie (comblement), les fronts associés ne vont pas tarder à perdre de leur activité (phase de frontolyse). Notons également que dans la phase mature de la dépression, les fronts (notamment le front froid) peuvent s'étendre très loin du centre dépressionnaire qui leur a donné naissance, et rencontrer alors éventuellement des conditions favorables à leur réactivation, dans le cadre d'une nouvelle perturbation.

Pour les autres types de dépressions, d'échelle sous-synoptique, la situation est plus nuancée : certaines peuvent donner des pluies sans être associées à des structures frontales bien organisées, d'autres encore peuvent ne pas donner de pluies, ni de formations nuageuses. Tout dépend du contenu en vapeur d'eau des masses d'air associées, et de l'épaisseur de troposphère concernée par les ascendances. Par exemple, en été, sur une surface continentale très chaude, une dépression dite « thermique » peut se former l'après-midi près du sol (de façon très simplifiée, on peut dire que le poids de la colonne d'air a diminué dans l'air chaud), et n'est en général associée à aucun phénomène pluvieux, ni même nuageux : la dépression s'estompe avec l'altitude et peut avoir disparu dès 3000 à 4000 m. Des dépressions peuvent également se former en surface par effet dynamique sous le vent d'un relief : ce genre de dépression n'est pas non plus forcément associé à des fronts ou à des précipitations.

Un front est-il toujours associé à une dépression ?

Non, car il peut y avoir frontogénèse sans cyclogénèse. Nous verrons cela plus en détails plus loin. On peut dire que la cyclogénèse synoptique conduit à la formation de fronts, mais que des fronts peuvent se former sans qu'il y ait cyclogénèse, essentiellement par des mécanismes de déformations dû au champ de vent, qui peuvent contribuer à renforcer les gradients thermiques horizontaux et à créer des vitesses verticales. Ces phénomènes de déformation sont parfois le résultat de l'action d'une zone de col isobarique mais ils sont le plus souvent dus au relief et à la topographie : ce type de front sans cyclogénèse se rencontrera donc préférentiellement sur les surfaces continentales plutôt que sur les océans.

Par ailleurs, un front peut persister avec une certaine activité, plusieurs heures après que la dépression qui lui a donné naissance ait disparu (cf. phase de frontolyse mentionnée précédemment). Néanmoins, les fronts que nous rencontrerons le plus fréquemment sous les latitudes moyennes sont associés à des dépressions.

Un front est-il toujours associé à du « mauvais temps » ?

Oui car un front donne toujours ascendances, condensation de la vapeur d'eau, et au final précipitations. Si une zone de fort gradient thermique horizontal n'est associée à aucune activité, on parlera en général de pseudo-front ou de zone barocline.

Peut-on rencontrer un front dans un anticyclone ?

La réponse est « oui mais... ». On peut observer des zones frontales dans des anticyclones, mais il s'agira alors de fronts en perte d'activité (frontolyse), les mouvements subsidents observés dans les zones de hautes pressions favorisant l'assèchement de la masse d'air et la disparition des nuages, du moins au dessus de la couche limite atmosphérique. Cette subsidence est associée à de la divergence près du sol, qui favorise la diminution des gradients horizontaux (de température notamment). On pourra également observer au sein d'anticyclones des zones de liaisons entre

deux fronts actifs (entre deux perturbations), qui sont souvent caractérisées par des gradients horizontaux de températures importants, mais sans activité pluvieuse et avec une trace en nuages bas seulement (pas de vitesses verticales ascendantes associées). Bref, dans un anticyclone, nous rencontrerons essentiellement des pseudo-fronts.

2.1.4 Les perturbations

Le terme de « perturbation » doit être compris à la base comme un écart à la circulation de grande échelle. Cette circulation de grande échelle respecte les grands équilibres du vent géostrophique, de l'hydrostatique, et du vent thermique. Tout écart à ces équilibres doit être envisagé comme une perturbation, une anomalie. Néanmoins, on n'emploie à présent le terme de perturbation que pour désigner du « mauvais temps », c'est-à-dire toute zone nuageuse d'étendue significative générant des précipitations, associée ou pas à des fronts et/ou à une dépression. En revanche, on n'emploiera pas le terme de perturbation pour désigner des phénomènes locaux ou de basses couches, comme des bruines côtières locales sous entrées maritimes, ou encore pour un orage d'été isolé en montagne.

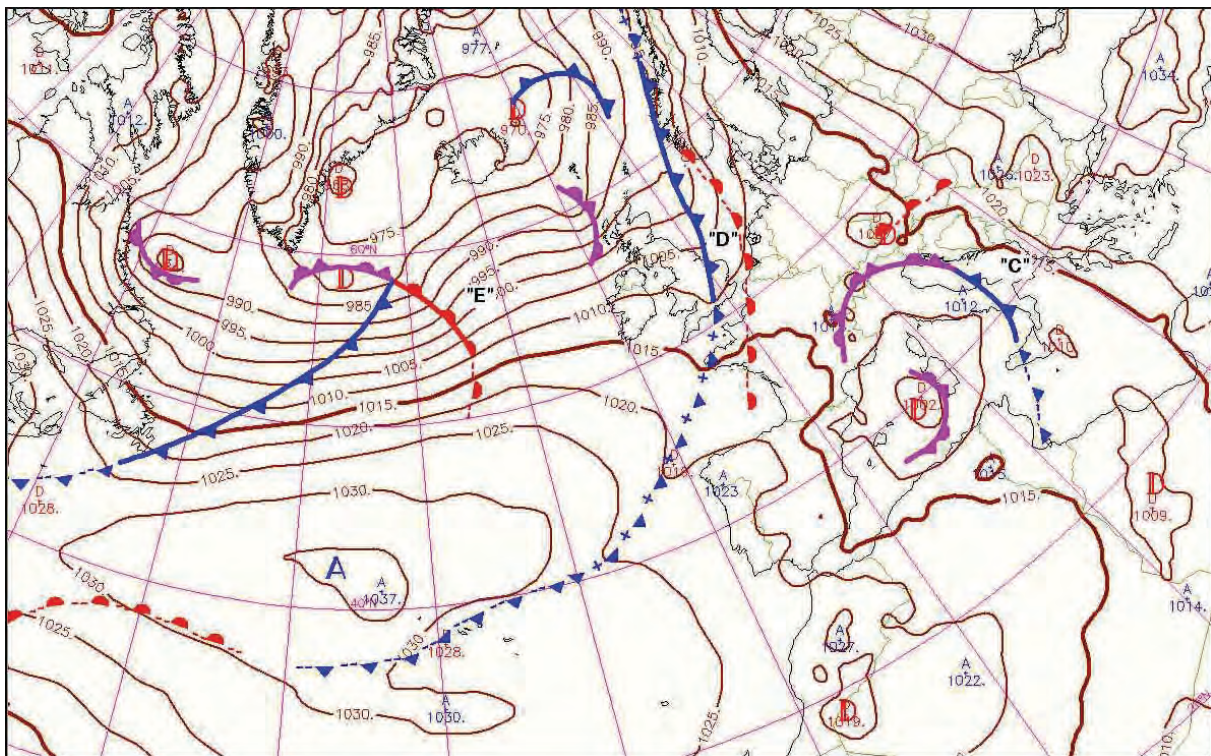


figure 2.3 : Exemple d'analyse des fronts et perturbations – Analyse Météo-France (isofront) du 17 décembre 2008 à 00 h UTC. Les perturbations sont repérées par une lettre de l'alphabet. On remarquera la diversité des types de fronts représentés ainsi que l'étendue et l'intensité très variable des dépressions. On remarque également un front traversant une zone anticyclonique au niveau des Açores (front en frontolyse et pseudo-front, sans activité ou activité faible). Source : Météo-France.

Par « perturbations des latitudes tempérées », on entend principalement « perturbations associées aux dépressions d'échelle synoptique et associées à des structures frontales ». Ce sont elles que nous décrivons le plus longuement et le plus en détail, car ce sont celles qui ont été le plus largement étudiées, et pour lesquelles la théorie fournit une approche à peu près en phase avec la réalité. Ce sont aussi des perturbations qui concernent fréquemment l'Europe occidentale. Nous verrons cependant qu'il existe d'autres types de perturbations relativement fréquents et

ayant un impact notable sur le temps de l'Europe occidentale. En fait, on peut dire que, en venant de l'Atlantique, plus on se rapproche de la Méditerranée ou de l'Europe continentale, plus les perturbations rencontrées vont s'éloigner du schéma conceptuel traditionnel, notamment par déformation de l'écoulement dû à la topographie.

On peut donc dire pour résumer, que :

- un front est une perturbation ;
- une dépression synoptique est une perturbation ;
- à l'échelle synoptique, une perturbation est le plus souvent constituée d'une dépression principale autour de laquelle circule(nt) un ou plusieurs front(s), s'étendant souvent très loin du centre de la dépression.

2.1.5 L'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande : mythes ou réalités ?

Comme bien souvent en météo, la réalité est souvent subtile et ne peut être facilement résumée en quelques formules lapidaires. C'est le cas pour notre célèbre anticyclone des Açores, et notre non moins fameuse dépression d'Islande, tenus pour responsables de nos été pourris ou caniculaires, de nos hivers doux ou froids, tour à tour espérés ou maudits. Mais ces personnages météorologiques ont-ils une réalité ? Tout dépend de l'échelle temporelle à laquelle on se place. Ainsi, en moyenne annuelle, le champ de Pmer (figure 2.4) fait nettement apparaître un dipôle nord-sud, avec une cellule de hautes pressions au niveau des Açores, s'étendant par une dorsale vers la Péninsule ibérique, et une vaste zone dépressionnaire centrée à l'ouest de l'Islande.

Mais si l'on se place à un instant donné, la réalité peut être toute différente et il n'est pas rare qu'une zone dépressionnaire traverse les Açores ou qu'un anticyclone glisse au dessus de l'Islande (cf. figure 2.5).

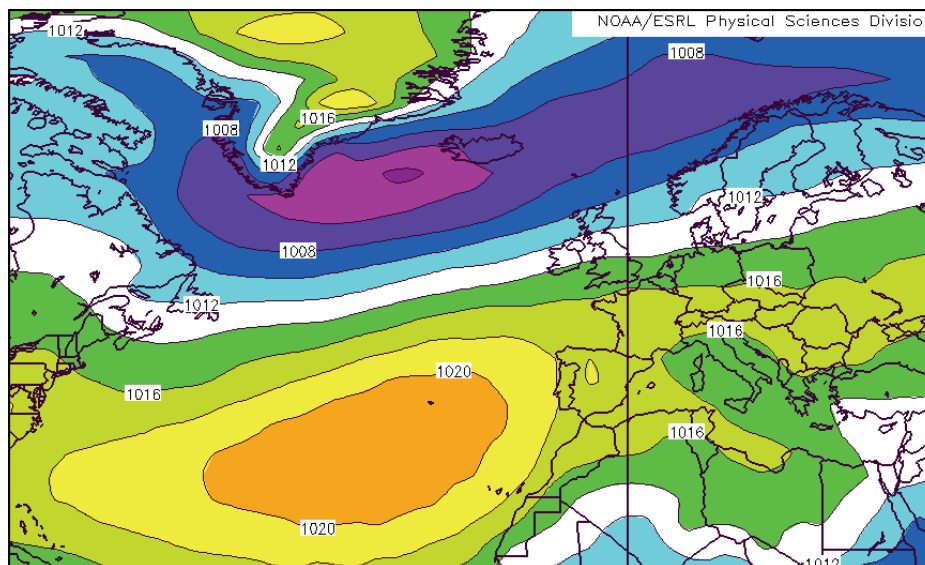


figure 2.4 : Champ de Pmer moyen (hPa), période 1948 – 2008. Source : NOAA.

En fait, dépression d'Islande et anticyclone des Açores sont des objets essentiellement statistiques, mais qui ne représentent pas la réalité au jour le jour. Anticyclones et dépressions sont toujours plus ou moins mobiles, et il n'existe pas d'anticyclone éternellement rivé sur les Açores, dont les oscillations plus ou moins importantes protégeraient plus ou moins l'Europe occidentale des dépressions atlantiques, ni de dépression vissée au dessus des Islandais qui ne verraient jamais de répit dans les épisodes pluvieux.

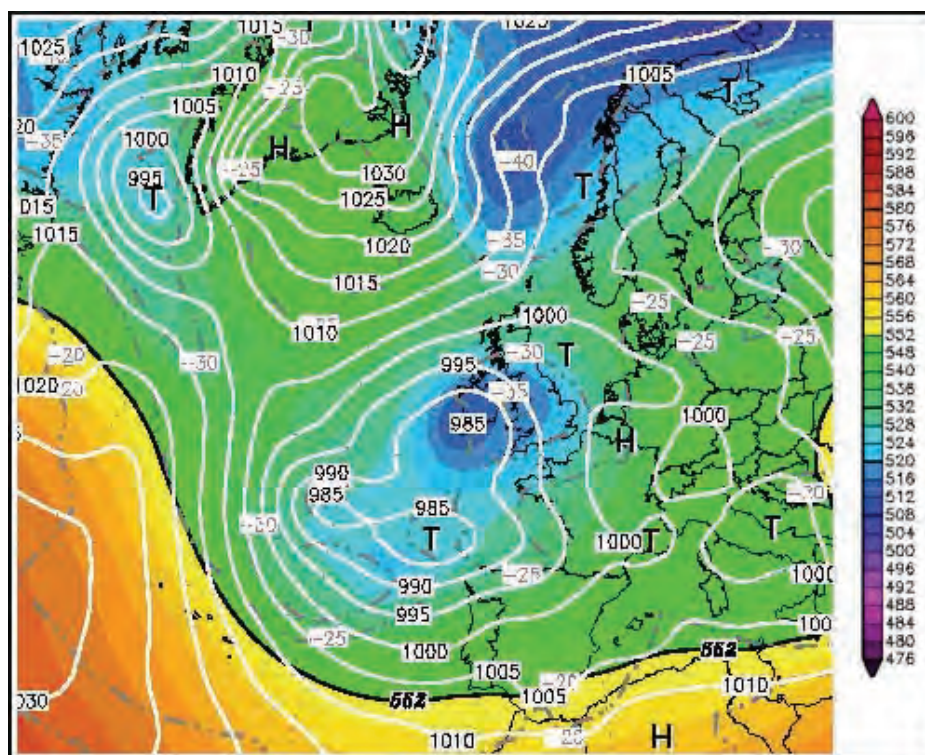


figure 2.5 : *Champ Pmer et isohypses à 500 hPa (dam), le 4 février 2009 à 00 h UTC. Source : www.wetterzentrale.de.*

Cependant, il est vrai que la zone située entre Ecosse, Islande, et est du Groenland est une zone préférentielle pour la trajectoire des dépressions atlantiques. De même, les Açores voient défiler de nombreux anticyclones ayant une origine à la fois subtropicale (branche descendante de la circulation de Hadley (voir Beucher, 2010)) et polaire, car alimentés en air frais de basses couches à l'arrière des perturbations circulant plus au nord.

En fait, la fréquence de passage de ces centres d'actions au dessus des régions considérées est largement inféodée aux régimes de temps, que nous avons décrits au chapitre 1. Le régime zonal est celui qui se rapproche le plus du champ moyen de la figure 2.4 mais avec des gradients beaucoup plus importants : ce régime, dont la fréquence est relativement élevée en hiver (30 % des cas) est caractérisé par un fort courant d'ouest sur l'atlantique, et donc par une anomalie positive de pression s'étendant des Açores au bassin méditerranéen et une anomalie négative du sud Groenland à la Scandinavie. Il est donc largement responsable de cette perception dipolaire « anticyclone des Açores – dépression d'Islande ». En régime NAO-, moins fréquent, c'est l'inverse, et les pressions peuvent parfois même être plus basses sur les Açores qu'en Islande.

Nous terminerons ce paragraphe en indiquant les pluviométries annuelles de Ponta Delgada aux Açores et de Reykjavik en Islande : 870 mm et 830 mm respectivement ! Anticyloniques les Açores ?

2.2 Rappels sur les processus de cyclogénèse et frontogénèse

Dans cette partie, nous ferons le point sur les connaissances actuelles concernant les processus de cyclogénèse et frontogénèse. Nous resterons très qualitatifs et nous cantonnerons aux processus liés à la formation des dépressions synoptiques, dites à développement barocline. Nous

verrons dans les paragraphes suivants qu'il existe bien d'autres types de dépressions et de cyclogénèses, mais qu'ils sont en général moins bien connus à ce jour.

Les perturbations correspondent à des organisations nuageuses de grande étendue générant des précipitations. Ces formations nuageuses sont rendues possibles par les mouvements ascendants de l'air à grande échelle (on parlera dans la suite de vitesses verticales ascendantes, ou par extension de vitesses verticales). La question est donc de savoir comment sont générés ces mouvements ascendants dans une troposphère globalement stable et équilibrée à grande échelle ? On pense bien sûr en premier lieu aux ascendances créées par le chauffage diurne, et donnant parfois naissance à des cumulus voire à des orages. Si ce processus crée effectivement de la vitesse verticale, il concerne plutôt l'échelle aérologique (extension horizontale de l'ordre de la dizaine de kilomètres) et ne saurait expliquer la formation de perturbations s'étendant sur plusieurs milliers de kilomètres : à l'échelle synoptique, l'atmosphère est en effet stable (la température potentielle augmente avec l'altitude, la stabilité statique est positive). D'autres mécanismes sont donc en jeu, qui vont forcer l'apparition de vitesses verticales, et que nous allons évoquer ci-après.

2.2.1 Notion d'échelles

Avant d'entamer cette synthèse, tâchons de fixer la terminologie relative aux échelles spatiales des phénomènes. En météorologie, les échelles étudiées sont multiples selon les phénomènes, et des transferts d'énergie ont lieu en permanence entre elles (figure 2.6). Les perturbations sont généralement associées à l'échelle synoptique, avec des dimensions de l'ordre de 10^3 km, et une échelle temporelle allant de la journée à quelques jours. L'ordre de grandeur supérieur (10^4 km) correspond à l'échelle planétaire (circulation générale), tandis que l'ordre de grandeur inférieur (10^2 km) correspond à la méso-échelle. Toutefois, il arrive que l'on entende parler d'échelle « supra-synoptique » ou encore d'échelle « sous-synoptique ». Qu'en est-il ?

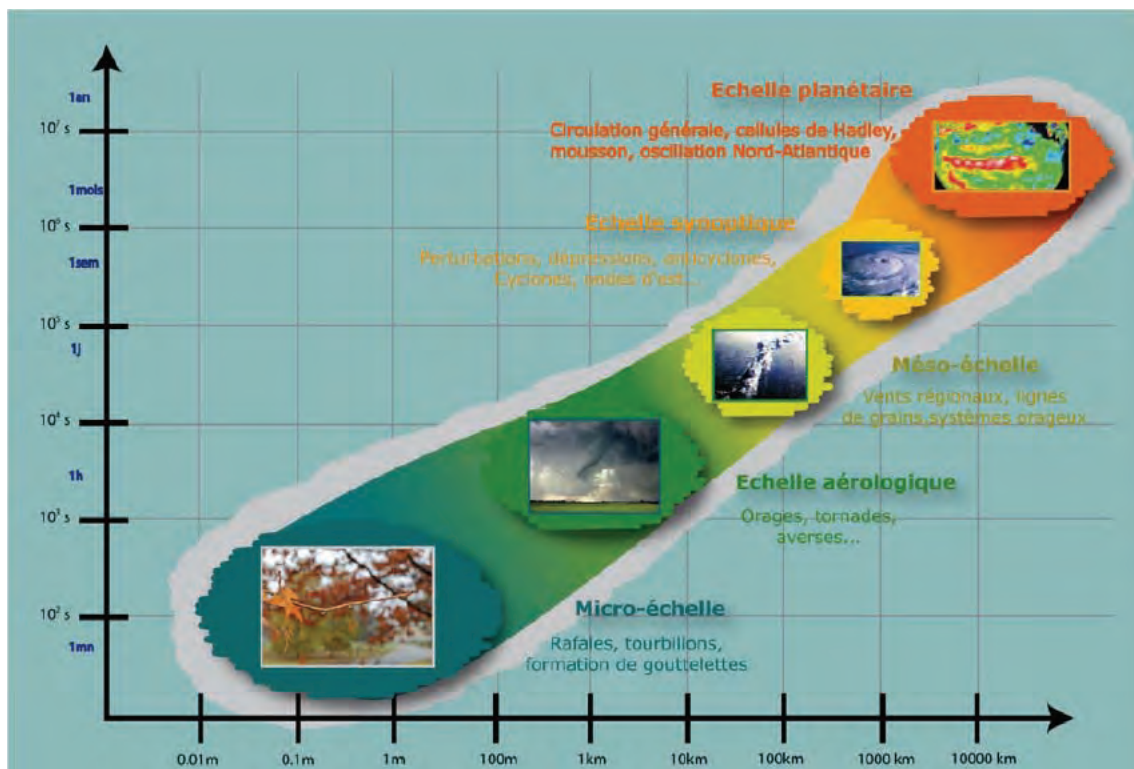


figure 2.6 : Échelles spatio-temporelles représentatives de divers phénomènes atmosphériques. Source : Météo-France.

L'échelle supra-synoptique s'intéresse aux phénomènes dont la variabilité spatio-temporelle est supérieure à celle des perturbations, sans pour autant atteindre l'échelle de la planète. Il s'agit en quelque sorte d'un intermédiaire entre échelle synoptique et échelle planétaire. Les régimes de temps dont nous avons parlé au chapitre précédent font partie de cette échelle supra-synoptique. **L'échelle sous-synoptique** est quant à elle une transition avec la méso-échelle : en fait, nous verrons que bon nombre de perturbations et dépressions présentent des échelles spatio-temporelles se rapprochant davantage de la méso-échelle que de l'échelle synoptique : elles sont parfois désignées comme dépressions sous-synoptiques.

Au final, on retiendra que les notions d'échelles synoptiques et de méso-échelle sont largement utilisées au niveau international (« synoptic scale » et « mesoscale » respectivement, en anglais), tandis que les notions d'échelles supra-synoptique et sous-synoptique sont plutôt utilisées par la communauté francophone.

2.2.2 La cyclogénèse par interaction barocline

a. Quelques rappels :

1. Aux latitudes tempérées (disons entre 30°N et 70°N), l'écoulement atmosphérique de grande échelle est déterminé par la combinaison des trois forces que sont les forces de Coriolis – Pression – Gravité. Combinées au chauffage différentiel pôle – équateur et sol – altitude, l'équilibre qui en résulte est représenté par les trois grandes relations hydrostatisme – géostrophisme – vent thermique, et conduit à une structure atmosphérique barocline. Cette atmosphère barocline présente une inclinaison des surfaces isobares par rapport aux surfaces isothermes (voir figure 2.7). En d'autres termes, l'air le plus froid ne se trouve pas totalement près du sol, et l'air le plus chaud totalement à haute altitude, comme ce serait le cas pour un système à énergie potentielle minimale. Il existe donc un gradient horizontal de température et l'atmosphère barocline possède une énergie potentielle qui pourra être éventuellement transformée en énergie cinétique, donc en vitesses verticales. La figure 2.8 illustre la structure barocline dans l'atmosphère réelle : le champ de θ'_w à 850 hPa (grandeur se conservant lors du déplacement adiabatique des particules d'air, à la différence de la température brute, voir paragraphe 8.3.2 pour plus de détails) met en évidence une zone de gradient de température plus intense correspondant à la zone entourée de noir : on passe de 4 °C à 10°C en 200 km seulement. La coupe verticale (au sud de Terre-Neuve) montre l'inclinaison des isothermes par rapport aux isobares.

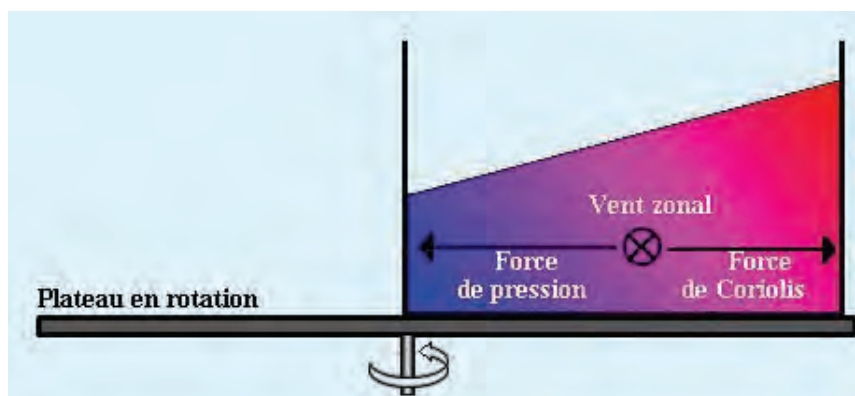


figure 2.7 : Équilibre d'un fluide en rotation soumis à un chauffage différentiel. Source : EAO Anasyg – Presyg, Météo-France. <http://www.meteorologie.eu.org/anasyg/>

- On désigne par interaction barocline l'ensemble des mécanismes qui vont permettre de transformer l'énergie potentielle de l'atmosphère barocline en énergie cinétique. C'est cette énergie cinétique, via les vitesses verticales (ascendances et subsidences), qui va conduire au creusement des dépressions.

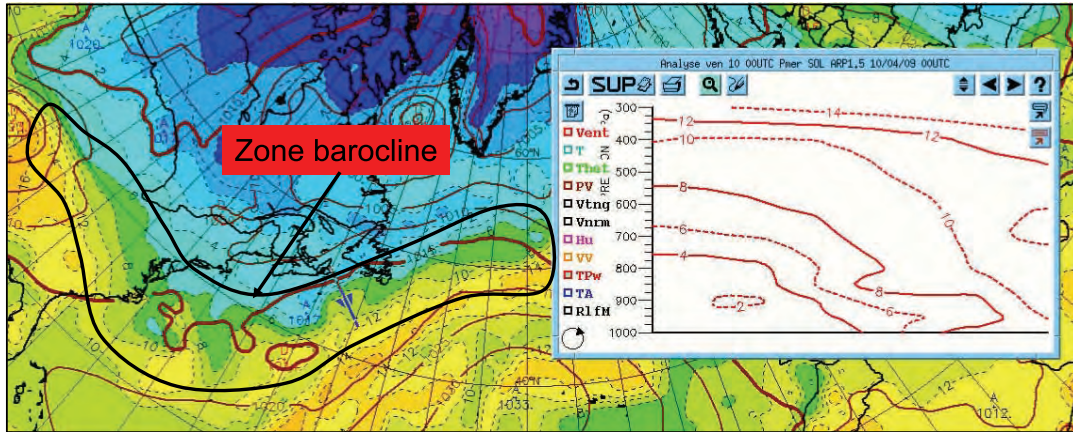


figure 2.8 : Zone barocline ($P_{mer} + \theta w$ 850 hPa); analyse ARPEGE du 10 avril 2009, 00 h UTC, + coupe verticale du champ de θw . L'axe de coupe est matérialisé par un trait gris sur la carte. Source : Météo-France.

- Dans une atmosphère barocline idéalisée, où les trois forces seraient en équilibre, on montre que la vitesse verticale est nulle, et donc qu'il serait impossible d'y fabriquer des perturbations.
- En fait, toutes les anomalies, tous les écarts à cet état d'équilibre, vont générer des vitesses verticales destinées à le rétablir : en gros, il s'agit d'apporter de l'air chaud là où les anomalies ont tendance à créer ou à amener de l'air froid, et vice-versa. Reste à savoir quelles sont ces anomalies, et dans quelles conditions elles vont générer des ascendances suffisantes pour créer dépressions et fronts.
- Les vitesses verticales sont étroitement liées, via l'équation de continuité, à la convergence/divergence du vent. Par exemple, dans les basses couches, convergence = ascendance, le sol étant une surface rigide, tandis que près de la tropopause, qui agit comme une sorte de couvercle pour les mouvements verticaux, convergence = subsidence (voir figure 2.9).

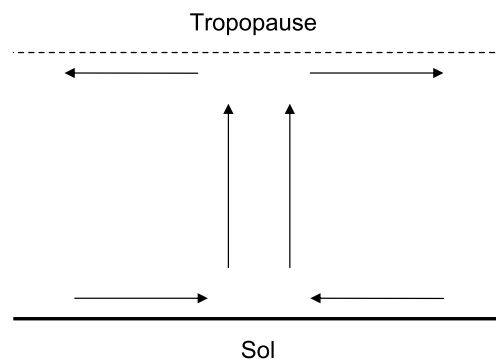


figure 2.9 : Convergence au sol et/ou divergence près de la tropopause = ascendances.

- Le vent géostrophique étant un vent non divergent, ce sont les composantes du vent agéostrophique qui vont permettre la création de convergence/divergence et donc de mouvement vertical.
- On peut donc résumer tout ceci par la phrase suivante : les anomalies de pression, température, tourbillon, vent, ou encore humidité, perturbent l'équilibre de l'atmosphère,

laquelle répond en créant des circulations agéostrophiques, donc du mouvement vertical, afin de retrouver une structure compatible avec les grands équilibres.

b. La cyclogénèse : développement barocline des dépressions

L'effet d'une anomalie de température, de tourbillon, de géopotential peut être déduit des relations fondamentales de l'échelle synoptique (hydrostatisme – géostrophisme – vent thermique).

Il est par exemple montré qu'une anomalie chaude en basses couches est associée à une anomalie positive de tourbillon (tourbillon cyclonique), à une anomalie négative de pression (dépression), et à une anomalie négative de stabilité statique (l'arrivée d'air plus chaud près du sol tend à instabiliser la masse d'air). Près de la tropopause, c'est l'inverse, c'est une anomalie froide qui est associée à un tourbillon cyclonique, à un minimum de géopotential, et à une anomalie de stabilité statique négative (de l'air froid en altitude instabilise la masse d'air).

Il faut cependant bien comprendre que l'effet de ces anomalies va être surtout important :

- lorsqu'elles se produisent au niveau d'une zone barocline ;
- lorsque les anomalies de surface interagissent avec celles d'altitude.

Nous allons illustrer pourquoi.

Effet d'une anomalie froide d'altitude dans une zone barocline rectiligne (gradient zonal nord-sud de températures et jet d'ouest associé, cf. relation du vent thermique) : une anomalie froide d'altitude est associée à une anomalie cyclonique (on peut retrouver ce résultat avec la loi de Laplace : les bas géopotentials (i.e. le cyclonisme) coïncident avec l'air froid). Placée dans notre zone barocline, la circulation cyclonique fait remonter de l'air plus chaud vers le nord (voir figure 2.10) et descendre de l'air plus froid vers le sud. Ces advections tendent à détruire l'équilibre du vent thermique (modification de la stabilité statique) et des vitesses verticales apparaissent : côté advection chaude, il s'agit d'ascendances (flèche verte sur la figure) pour amener de l'air plus froid en provenance des basses couches (rappelons qu'à grande échelle, l'atmosphère est stable et que la température potentielle croît avec l'altitude). Côté advection froide, c'est l'inverse, et une subsidence apparaît.

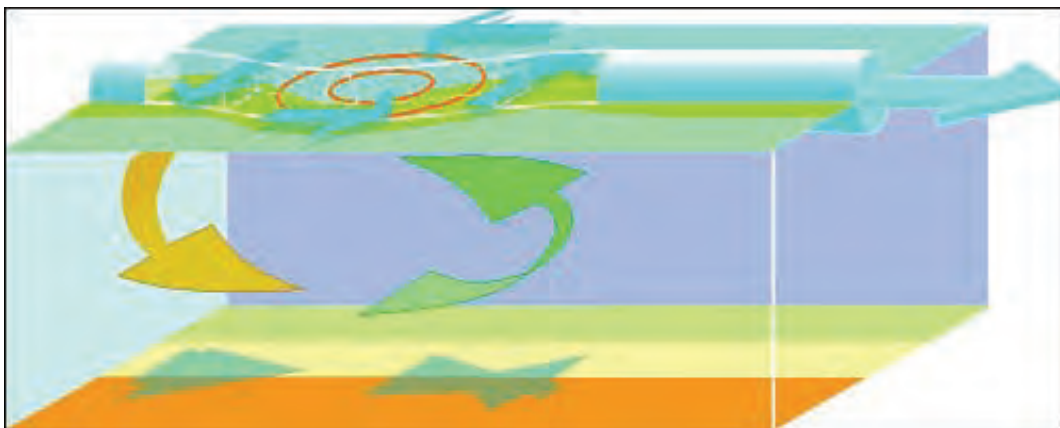


figure 2.10 : *Effet d'une anomalie froide (cyclonique) à la tropopause dans une zone barocline rectiligne (air chaud au sud, air froid au nord). Source : Malardel, 2005.*

Effet d'une anomalie chaude en basses couches : de la même façon on montre que l'anomalie chaude s'accompagne d'une circulation cyclonique, et génère des vitesses verticales avec ascendance à l'aval de l'anomalie et subsidence à l'amont (figure 2.11).



figure 2.11 : Identique à la figure précédente, pour une anomalie chaude en surface. Source : Malardel, 2005.

Ces anomalies se propagent sans s'amplifier si elles restent isolées les unes des autres. Dans le cas des basses couches par exemple, le tourbillon cyclonique a tendance à être étiré par les ascendances à l'aval et compressé par les subsidences à l'amont : il diminue donc à l'amont et croît à l'aval (voir figure 2.12) : l'anomalie se déplace alors vers l'aval (vers l'est dans notre exemple). C'est l'inverse pour l'anomalie à la tropopause.

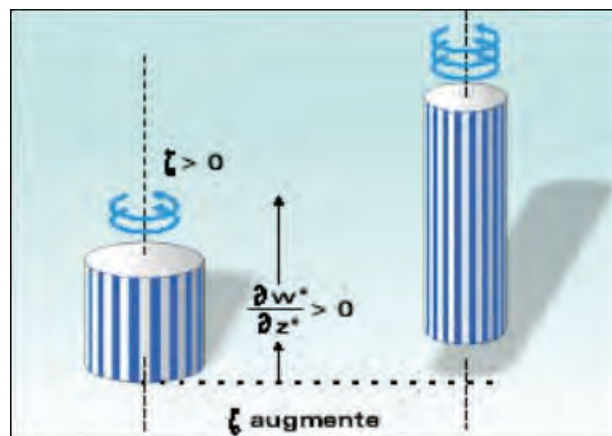


figure 2.12 : Effet sur le tourbillon de l'étirement par les ascendances près du sol. Source : Malardel, 2005.

D'une manière générale, ces anomalies prises de façon isolée ne sont pas suffisantes pour engendrer des creusements dépressionnaires significatifs. Il faut pour cela qu'une interaction se produise entre des anomalies situées dans les basses couches et des anomalies d'altitude, situées au voisinage de la tropopause. C'est le couplage entre ces anomalies qui va permettre aux vitesses verticales de s'étendre sur toute l'épaisseur de l'atmosphère.

Lorsque les anomalies décrites précédemment se retrouvent dans la configuration montrée par la figure 2.13, les effets se conjuguent et se renforcent mutuellement : l'ascendance située à l'aval de l'anomalie d'altitude étire le tourbillon de basses couches, ce qui a pour effet de le renforcer et de faire diminuer la pression en son centre. De même, la subsidence située à l'amont de l'anomalie de surface étire et donc renforce le tourbillon d'altitude. Ce renforcement des tourbillons augmente à son tour les advections thermiques (cf. figure 2.10 et figure 2.11) qui avaient donnée naissance aux vitesses verticales : ces vitesses verticales ont donc tendance à se renforcer aussi : le phénomène s'amplifie. C'est cette boucle de rétroaction positive qui est associée au creusement rapide de la dépression et donc à la phase de cyclogénèse.

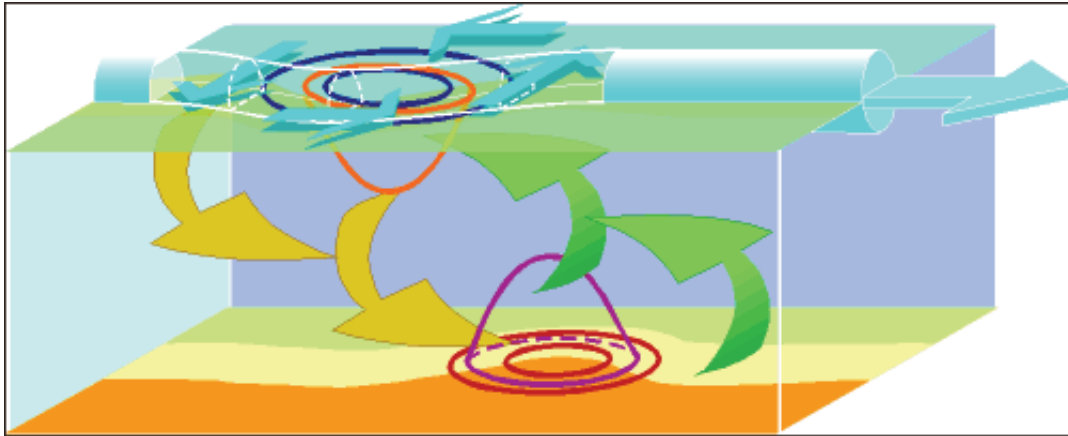


figure 2.13 : *Couplage des effets des anomalies d'altitude et de basses couches dans une zone barocline rectiligne.*
Source : Malardel, 2005.

On observera les amplifications maximales (en particulier un creusement important) lorsque les anomalies de surface et d'altitude resteront dans la configuration décrite précédemment durant plusieurs heures. En revanche, quand l'anomalie d'altitude se retrouve en aval de l'anomalie de surface, le creusement est stoppé et la dépression commence à se combler. En effet, dans ces conditions, la vitesse verticale descendante située à l'arrière de l'anomalie d'altitude s'oppose au tourbillon de surface et contribue à l'atténuer. Inversement, la vitesse verticale située à l'avant de l'anomalie de surface s'oppose au tourbillon d'altitude.

De quelles natures sont les anomalies qui vont générer les vitesses verticales et circulations agéostrophiques?

- Anomalies de nature dynamique :
 - déviation/déformation du flux et/ou anomalie de pression créés par l'orographie ;
 - advections d'anomalies de tourbillon, température, humidité, par le vent géostrophique ;
- Anomalies de nature diabatique :
 - cycle thermique diurne (chaleur sensible) ;
 - changements de phase de l'eau : évaporation, condensation (chaleur latente).

Toutes ces anomalies peuvent être d'intensité et d'échelle très variable. Pour être efficaces, elles doivent cependant être d'une échelle suffisante : des anomalies d'échelle aérologique n'auront pas d'influence sur la cyclogénèse. Il faut considérer au moins la méso-échelle voire l'échelle sous-synoptique pour trouver des anomalies significatives.

Les anomalies les plus déterminantes pour initier la cyclogénèse sont celles advectées par le vent horizontal. Ainsi, on retiendra donc la situation la plus favorable :

- advection d'air chaud cyclonique en basses couches ;
- advection d'air froid cyclonique en haute troposphère ;
- interaction barocline : couplage des deux anomalies avec anomalie (encore appelée précurseur) d'altitude située en amont (dans le sens du jet lié à la zone barocline) de l'anomalie de surface.

La figure 2.14 illustre bien cette configuration. L'anomalie cyclonique de surface est balisée par le champ de Pmer, celle de haute troposphère (ou d'altitude) par le champ d'altitude de la surface 1.5 PVU (Potential Vorticity Unit) : nous étudierons ce champ au chapitre 8, paragraphe 8.3.5, mais disons doré et déjà qu'il s'agit d'un traceur de l'air froid cyclonique de haute troposphère car il représente l'altitude de la tropopause dynamique (fort tourbillon et forte stabilité statique).

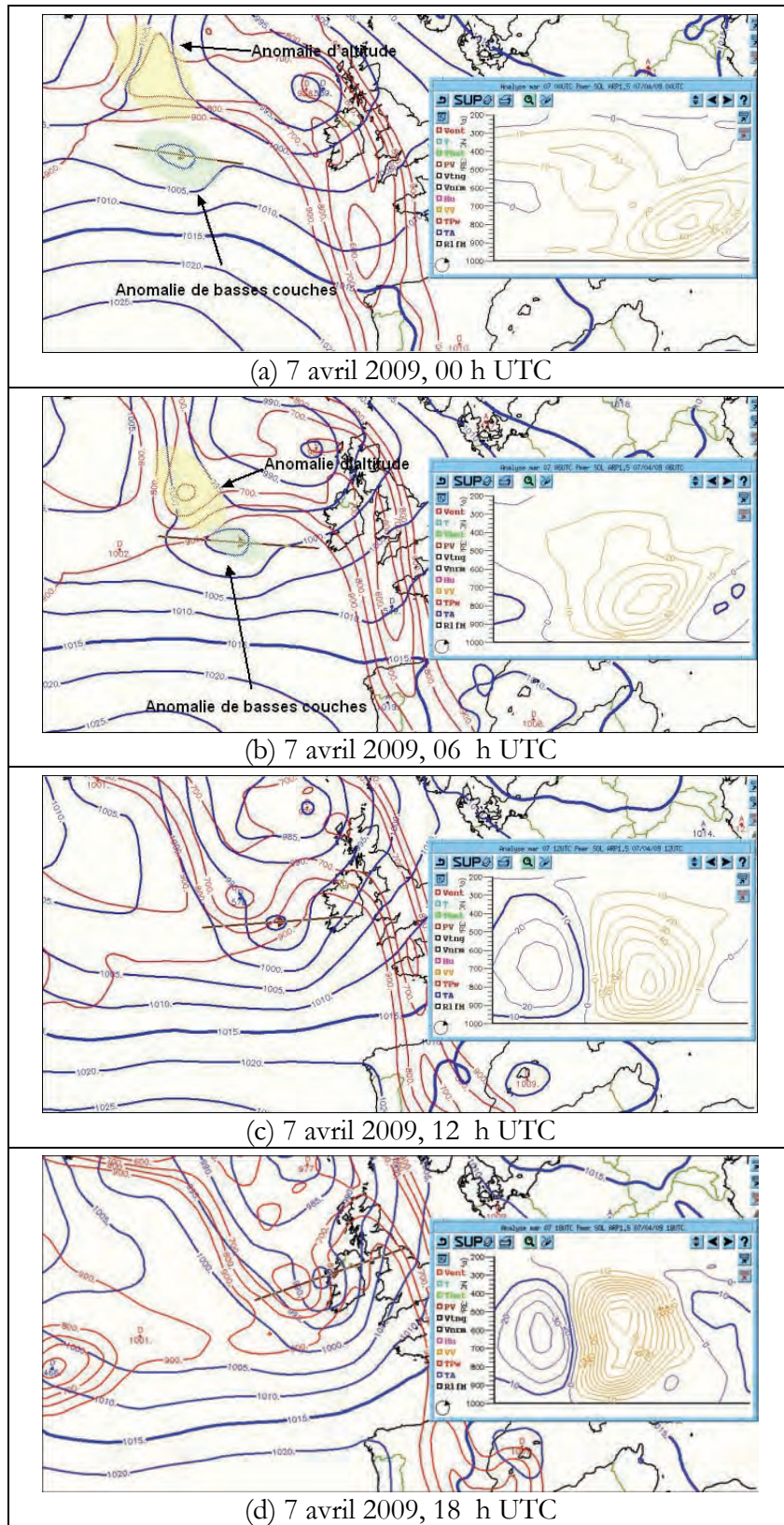


figure 2.14 : Analyse ARPEGE Pmer (en bleu) + altitude de la surface 1.5 PVU (en rouge, seuil 900 dam) + coupe verticale des vitesses verticales (en 10^2 Pa/s, ascensions en rouge, subsidences en bleu). Source : Météo-France.

Les zones de minimum d'altitude correspondent (en première approche) aux zones d'air froid cyclonique à fort tourbillon (air d'origine polaire). Sur la figure 2.14, on peut voir, à 00 h UTC,

que les deux anomalies sont indépendantes et la dépression de surface (anomalie cyclonique) peu marquée : depuis les 12 dernières heures, le creusement a été insignifiant. Les vitesses verticales sont déjà assez conséquentes, mais sont surtout cantonnées aux basses couches (en dessous de 700 hPa pour les plus fortes valeurs). Entre 00 et 06 h UTC, l'anomalie d'altitude se rapproche de celle de basses couches, et l'interaction barocline débute : la dépression de surface s'est creusée de plus de 5 hPa et un dipôle ascendance-subsidence tel que montré par la figure 2.11 apparaît sur la coupe verticale. Entre 06 et 12 h UTC, le phénomène s'amplifie, les deux anomalies commençant à présenter une configuration très favorable à la cyclogénèse. Le dipôle ascendances – subsidences s'est nettement renforcé lui aussi. Entre 12 et 18 h UTC, le couplage est optimal (anomalie d'altitude juste à l'amont de la dépression de surface) : le dipôle ascendances – subsidences devient intense (ascendances atteignant jusqu'à 1 Pascal par seconde, soit environ 15 cm/s, ce qui représente une valeur élevée pour des ascendances synoptiques) et la dépression s'est encore creusée de plus de 5 hPa, pour atteindre moins de 985 hPa en son centre.

D'où viennent ces anomalies ?

En altitude, les anomalies cycloniques proviennent des régions polaires, associées à des masses d'air froid à fort tourbillon, et à tropopause basse. En basses couches, les advections d'air chaud proviennent plutôt des zones maritimes tropicales, notamment en hiver, mais, durant la saison chaude peuvent également être issues des continents surchauffés. En outre, des anomalies de température ou de tourbillon peuvent être des résidus d'anciennes dépressions, qui vont constituer des précurseurs pour une nouvelle cyclogénèse.

Profitons-en pour fixer la terminologie que nous emploierons dans la suite de ce manuel. Par la suite, les expressions suivantes seront équivalentes :

Anomalie d'altitude = forçage d'altitude = thalweg d'altitude = zone de basse tropopause dynamique = anomalie de tropopause = anomalie de tourbillon potentiel = anomalie de PV (Potential Vorticity) ; voir également le paragraphe 8.3.5.

Quelles sont les saisons les plus favorables ?

L'interaction barocline a d'autant plus de chances d'être intense que le gradient thermique horizontal est important. En effet, dans ce cas, les moindres anomalies de circulation et de température vont fortement déséquilibrer l'atmosphère et nécessiter des ajustements rapides via les vitesses verticales.

La saison la plus propice aux cyclogénèses d'échelle synoptique est donc l'hiver : les gradients de température y sont maximum entre l'air froid venu des régions arctiques et l'air doux en repli vers les tropiques. Dans l'Atlantique Nord, ce gradient est exacerbé au large de la côte est des Etats-Unis, entre l'air froid continental, et l'air doux remontant des tropiques en contournant la zone anticyclonique subtropicale.

Cela ne veut pas dire qu'il n'existe pas de cyclogénèse de ce type en saison chaude, mais d'une part la zone barocline est décalée vers le nord (au nord de 50°N, voire 60°N), d'autre part les contrastes thermiques sont moindres qu'en hiver, notamment entre océan et continent. Enfin, et c'est lié, les anomalies d'altitude sont moins dynamiques, c'est-à-dire moins alimentées en air froid cyclonique qu'en hiver.

Quel est le rôle du jet ?

On entend souvent parler de « rapide de jet » et notamment d'« entrée droite » et de « sortie gauche » de jet comme zones favorables à la cyclogénèse. De quoi s'agit-il ? En fait, les zones de maximum du jet correspondent aux axes de maximum de vent à un niveau donné. Ces zones de maximum sont intrinsèquement liées aux zones d'anomalies de tourbillon. Sans rentrer dans les détails, on peut visualiser ceci en raisonnant sur le champ de tourbillon : un axe maximum de vent dans l'hémisphère nord est forcément associé à une zone de tourbillon cyclonique sur sa gauche, et de tourbillon anticyclonique sur sa droite (tourbillon de cisaillement). Cela signifie qu'un rapide du jet est donc entouré d'une anomalie de tourbillon positive sur sa gauche (du côté

de l'air froid) et négative sur sa droite (côté chaud), comme le montre la figure 2.15. Or, comme nous l'avons vu précédemment, une anomalie de tourbillon positive (resp. négative) vers la tropopause est associée à des ascendances (resp. subsidence) à l'aval, et à de la subsidence (resp. ascendances) à l'amont.

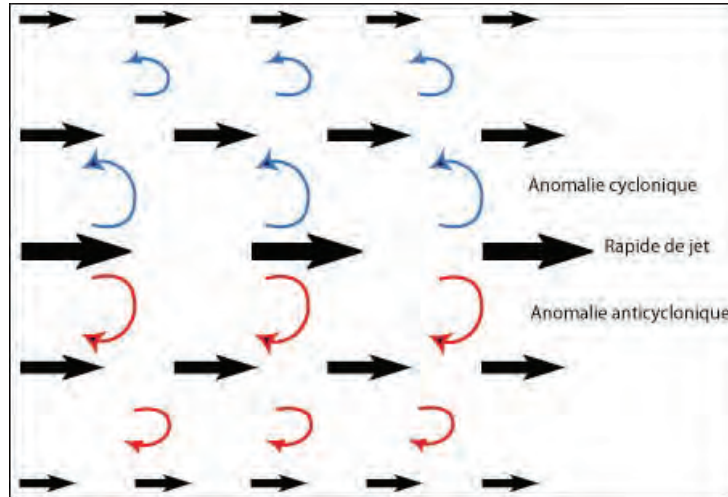


figure 2.15 : Un maximum de jet est associé à du tourbillon cyclonique côté froid (à gauche du vent) et anticyclonique côté chaud.

Ainsi, au niveau de la tropopause, l'aval de l'anomalie positive de tourbillon correspondant à l'aval du rapide de jet sur son côté gauche (ou sortie gauche de jet), nous observons un couple ascendance – divergence (cf. figure 2.9 pour l'association ascendance – divergence à la tropopause) en sortie gauche du jet, tandis que sur la droite, correspondant à l'aval de l'anomalie négative de tourbillon, nous obtenons un couple subsidence – convergence. C'est exactement l'inverse en amont du rapide (entrée de jet) : subsidence et convergence à gauche, ascendance et divergence à droite. C'est pour cela que l'on parle des sorties gauche ou entrées droites de jet comme des zones favorables à la cyclogénèse. On notera cependant que, dans la réalité, la majorité des cyclogénèses explosives se produit en sortie gauche car les anomalies de tourbillon cycloniques et les circulations verticales associées sont souvent plus intenses dans l'air froid (côté gauche du jet).

Et l'humidité dans tout ça ?

Le processus de cyclogénèse a été décrit précédemment via une approche purement dynamique, sans se préoccuper de l'influence de la vapeur d'eau. Or, cette influence est cruciale. Lorsque les vitesses verticales initiées par les anomalies sont à l'œuvre, la détente adiabatique subie par l'air ascendant finit par provoquer la condensation de la vapeur d'eau et la formation de nuages. Or, cette condensation libère de la chaleur, ce qui contrarie l'effet recherché qui est précisément d'apporter de l'air plus froid vers les couches supérieures (dans le cas d'une anomalie d'altitude), ou d'enlever de l'air chaud des basses couches (dans le cas d'une anomalie de basses couches). Pour être aussi efficaces qu'en l'absence de condensation, les ascendances doivent donc s'intensifier, ce qui a bien sûr tendance à renforcer le creusement dépressionnaire via les mécanismes cités précédemment.

La cyclogénèse est ainsi grandement facilitée dans les zones dont le contenu en vapeur d'eau est élevé. C'est donc au dessus des océans que l'on va retrouver les zones favorables.

Par ailleurs, des campagnes de mesures (campagne FASTEX durant l'hiver 1997) ont montré que si l'interaction barocline est le processus prépondérant pour l'initiation de la cyclogénèse, dès que nuages et pluies apparaissent dans la dépression, les effets diabatiques deviennent très importants pour l'évolution du système perturbé (dépression + fronts).

Peut-on avoir cyclogénèse sans l'interaction d'une anomalie d'altitude et d'une anomalie de basses couches ?

Comme l'atmosphère n'est jamais à court d'idée, la réponse est « oui dans certains cas ». En fait, le phénomène de cyclogénèse peut se produire en l'absence d'anomalie d'altitude ou en l'absence d'anomalie de surface, mais dans les deux cas, le creusement sera lent et jamais très intense aux latitudes tempérées. Les cyclogénèses explosives donnant lieu aux violentes tempêtes atlantiques sont de toutes façons toujours associées à une combinaison surface – altitude.

Il ne faut pas croire que ces anomalies ou précurseurs sont des entités totalement indépendantes les unes des autres : le jet, son intensité, et sa position sont fortement dépendants des gradients thermiques horizontaux et les anomalies de tourbillon (elle-même liées aux anomalies thermiques) peuvent le déformer. En retour, le jet influence sur la trajectoire des anomalies d'altitude. Il est ainsi souvent difficile de distinguer les effets des causes.

En conclusion :

Nous avons vu que les conditions favorables à la cyclogénèse des latitudes tempérées mettent en jeu l'interaction entre des précurseurs (ou anomalies) de haute troposphère et des précurseurs de basses couches. Cette interaction est favorable :

- si une anomalie froide et cyclonique d'altitude vient se positionner en amont (dans le sens du jet) d'une anomalie chaude, cyclonique (et humide) de basses couches ;
- si elle se produit dans une zone fortement barocline (fort gradient horizontal de température) et riche en vapeur d'eau de basses couches.

c. La frontogénèse

La frontogénèse est un phénomène d'augmentation rapide des gradients horizontaux de température, vent (tourbillon), et humidité, notamment près du sol et de la tropopause, et aboutissant à la formation de fronts et de précipitations. Quels sont les mécanismes générateurs, et quel est leur lien avec les processus de cyclogénèse évoqués précédemment ? En fait, ces mécanismes sont de deux natures différentes.

Le premier, la frontogénèse, est intrinsèque à l'atmosphère barocline : les isothermes étant inclinées par rapport aux isobares, cela signifie que le vent géostrophique, parallèle aux isobares, présente un angle non nul par rapport aux isothermes : il déforme donc en permanence le champ de gradient horizontal de température. Dans certaines zones, il va resserrer le gradient, dans d'autres il va avoir tendance à le relâcher, ou encore à la faire changer de direction. **C'est donc la déformation du champ thermique par le vent géostrophique qui est la cause initiale de la frontogénèse.**

À tout champ de vent horizontal correspond à un instant donné un champ de déformation. Ce champ de déformation est caractérisé par un axe de contraction et un axe de dilatation qui lui est perpendiculaire.

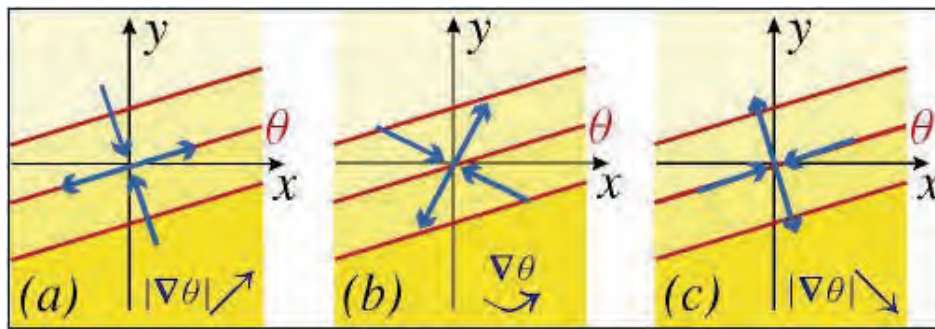


figure 2.16 : Exemple d'effets d'un champ de déformation sur le gradient de température potentielle. Les flèches bleues indiquent les axes de contraction et de dilatation (attention, il ne s'agit pas du champ de vent lui-même).
Source : EAO Anasyg-Presyg, Météo-France. <http://www.meteorologie.eu.org/anasyg/>

La figure 2.16 montre l'effet de ce champ sur le gradient d'une grandeur scalaire (ici la température potentielle, mais on pourrait aussi raisonner sur l'humidité). La déformation due au vent géostrophique va donc avoir une action plutôt frontogénétique dans certaines zones, ou plutôt frontolytique dans d'autres. En particulier, lorsque l'axe de contraction se retrouve perpendiculaire aux iso-valeurs, cela tend à renforcer le gradient (figure 2.16-(a)).

On comprend aisément que l'effet de la déformation sera plus sensible dans une zone où le gradient de température est déjà important : les zones baroclines des latitudes tempérées sont donc des zones favorables à l'initiation de la frontogénèse par pincement des isothermes. Des simulations numériques ont montré que, dans le cas d'un gradient zonal de température, le champ de vent géostrophique lié à une anomalie cyclonique de tourbillon (dépression) est frontogénétique au sud-ouest et au nord-est de la dépression, c'est-à-dire qu'il augmente le gradient de température dans ces zones, correspondant respectivement à une amorce de front froid et de front chaud (figure 2.17). Ces renforcements de gradient induisent une circulation agéostrophique transverse au front naissant (pour conserver l'équilibre du vent thermique) qui vient pincer encore davantage les isothermes, notamment en basses couches. Il s'agit là d'une rétroaction positive, qui constitue le deuxième mécanisme de frontogénèse. Cette rétroaction positive se maintient tant que la dépression continue de se creuser, c'est-à-dire tant que les anomalies de surface et d'altitude sont couplées comme décrit dans le paragraphe précédent. Dès que la dépression cesse de creuser, le processus de frontogénèse est lui aussi stoppé, les gradients cessent de se renforcer.

En moyenne troposphère, à la différence du sol et de la tropopause, les vitesses verticales sont efficaces et le renforcement des gradients horizontaux plus modérés. Parallèles aux zones de gradient déformées par le vent, les zones nuageuses associées aux fronts acquièrent une structure fortement anisotrope avec des dimensions de l'ordre de 10^3 km dans la direction perpendiculaire au flux général, et de l'ordre 50 à 100 km dans la direction parallèle au flux.

Comme pour la cyclogénèse, les effets diabatiques sont très importants et l'alimentation en air doux et humide de basses couches est primordiale. La condensation de la vapeur d'eau dans les ascendances contribue à renforcer la rétroaction positive sur la convergence dans les basses couches et sur la divergence en haute troposphère.

En conclusion :

- 1^{er} mécanisme de frontogénèse : le champ de vent associé à la dépression déforme le champ de température, renforçant le gradient dans deux zones privilégiées.
- 2nd mécanisme de frontogénèse : le renforcement du gradient de température induit une circulation agéostrophique transverse au front naissant, qui vient pincer davantage les isothermes, notamment en basses couches.
- Lorsqu'il y a cyclogénèse, la frontogénèse est consécutive à la cyclogénèse, elle ne la précède pas.

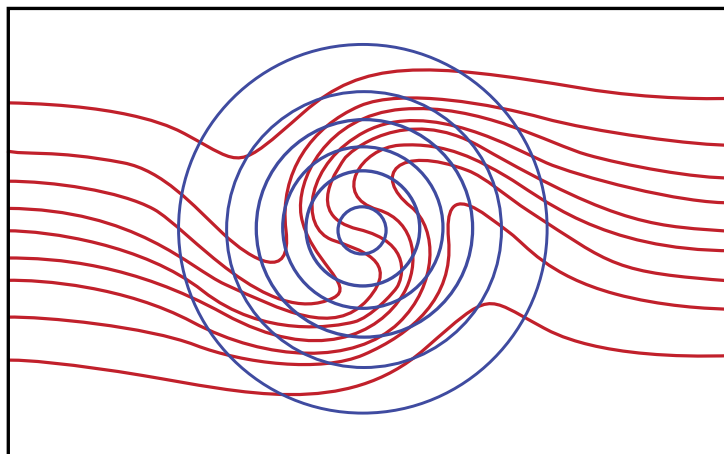


figure 2.17 : Déformation des isentropes (en rouge) sous l'effet du vortex du vent géostrophique dans une zone barocline à symétrie zonale (d'après Keyser et al, 1988).

- La cyclogénèse d'échelle synoptique est toujours associée à une frontogénèse.
- La frontogénèse peut se produire sans cyclogénèse, si le champ de déformation du vent sur les gradients de températures et d'humidité est favorable. Il faut pour cela que le champ de déformation soit intense et qu'il s'exerce sur une zone barocline assez marquée : c'est le cas dans les zones de fort contraste thermique de basses couches (mer – continent en hiver par exemple) notamment celles présentant un relief marqué (Europe méditerranéenne). Ce genre de frontogénèse est souvent associé à des zones de cols isobariques. Dans ce cas, la frontogénèse est moins dynamique que celle liée à une dépression, mais les fronts ainsi créés sont en général peu mobiles et peuvent déverser d'importants cumuls de précipitations sur une zone donnée : les fronts les plus dangereux en termes hydrologiques ne sont pas forcément ceux associés aux dépressions synoptiques.
- En résumé, dans l'espace Atlantique Nord – Europe occidentale, la plupart des frontogénèses se produisent au dessus de l'Atlantique et de la Méditerranée (essentiellement par interaction barocline), mais peuvent dans certains cas se produire sur l'Europe continentale (essentiellement par processus de déformation d'une zone barocline).

d. La propagation des perturbations

Les perturbations synoptiques (ensemble dépression + fronts) ne sont pas immobiles mais se déplacent à une certaine vitesse, différente de celle du vent environnant. Nous avons vu au paragraphe 2.2.2b que les anomalies cycloniques de basses couches se déplaçaient vers l'aval du flux général, et celles situées à la tropopause vers l'amont. Ce déplacement des anomalies peut être modélisé par des théories ondulatoires (ondes de Rossby notamment), et la vitesse de déplacement résultante est donc la composition des vitesses de l'onde et de la vitesse du flux général au niveau considéré. Pendant la phase de cyclogénèse, le couplage entre les anomalies de surface et d'altitude leur confère une vitesse quasi-identique. Typiquement, ces perturbations voyagent vers l'est avec une vitesse de l'ordre de 10 à 20 kt, mais les vitesses et les trajectoires peuvent varier considérablement en fonction de la direction et de la force du jet associé.

Une dépression peut-elle se déplacer vers l'ouest ? La réponse est oui. Il suffit que flux moyen d'ouest soit faible devant la vitesse de phase de l'onde, voire orienté à l'est (jet d'est en face sud d'anticyclones par exemple, et/ou au nord d'une goutte froide).

La propagation des ondes en altitude est-elle indépendante de la propagation en surface ? On peut répondre oui, mais seulement en première approximation. En effet, les théories des ondes de Rossby permettent de définir une vitesse de phase pour des ondes générées à une altitude donnée, vitesse a priori indépendante de ce qui se passe plus bas ou plus haut. Néanmoins, nous avons vu que ces ondes sont engendrées par des anomalies (de température, tourbillon, etc.), anomalies dont les effets se font sentir sur une épaisseur plus ou moins grande de la troposphère, et qui vont à leur tour créer des ondes à des altitudes différentes de l'altitude initiale : l'interaction entre les couches troposphériques fait que ces ondes de grande échelle ne sont pas complètement indépendantes les unes des autres. Surtout, il faut garder à l'esprit que les grands équilibres atmosphériques doivent toujours être respectés.

2.3 Les différents types de perturbations des latitudes moyennes

2.3.1 Les perturbations synoptiques à développement barocline

Nous avons abordé au paragraphe précédent les mécanismes de formation des perturbations baroclines synoptiques et des fronts associés. Faisons à présent un point des connaissances quant à la structure et au cycle de vie de ces perturbations, en n'oubliant pas que le modèle ci-après, s'il fournit une bonne description des perturbations fréquemment observées dans les régions de l'Atlantique Nord et de l'Europe occidentale, est loin d'être valable pour l'ensemble des perturbations que l'on peut rencontrer sous les latitudes tempérées.

Nous nous attachons ici à décrire de façon très qualitative ces perturbations, selon les schémas conceptuels en vigueur en ce début de XXI^e siècle. La description plus détaillée à l'aide des champs météorologiques, des différents types d'imageries et d'observations, sera abordée plus loin, dans le tome 2.

a. Cycle de vie et climatologie des perturbations

i - Cycle de vie

Les perturbations ne sont pas des objets statiques dans le temps et l'espace, et leurs caractéristiques évoluent sans cesse depuis une (re)naissance jusqu'à une mort ou à une mise en sommeil temporaire.

Un cycle de vie des perturbations baroclines classiques a été proposé très tôt (première moitié du XX^e siècle) par l'école norvégienne (figure 2.18). Dans ce modèle, le front chaud et le front froid naissent d'une ondulation du gradient horizontal de température puis se rejoignent rapidement pour former une occlusion, qui devient prépondérante lorsque la dépression associée devient mature, tandis que le secteur chaud, situé entre le front chaud et le front froid, s'amenuise avant de disparaître complètement.

Une vision plus récente a été proposée par Shapiro et Keyser (1990). Elle est résumée sur la figure 2.19.

1. Les fronts chauds et froids naissent selon les processus décrits au paragraphe précédent, associés à une anomalie de tourbillon en basses couches (prémices d'un creusement dépressionnaire). À ce stade, la dépression associée est cantonnée aux basses couches et située du côté chaud du jet (à sa droite). Les ascendances se situant à l'aval de l'anomalie, l'activité pluvieuse naissante se concentre au niveau du front chaud, tandis que le front froid n'est généralement pas actif (il s'agit plutôt d'un pseudo-front).

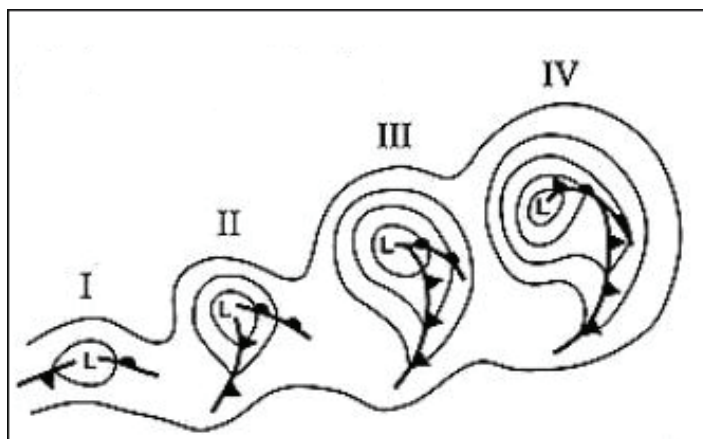


figure 2.18 : Modèle norvégien du cycle de vie d'une perturbation (années 1920). Source : <http://www.cimms.ou.edu/~schultz/papers/marvealog.html>.

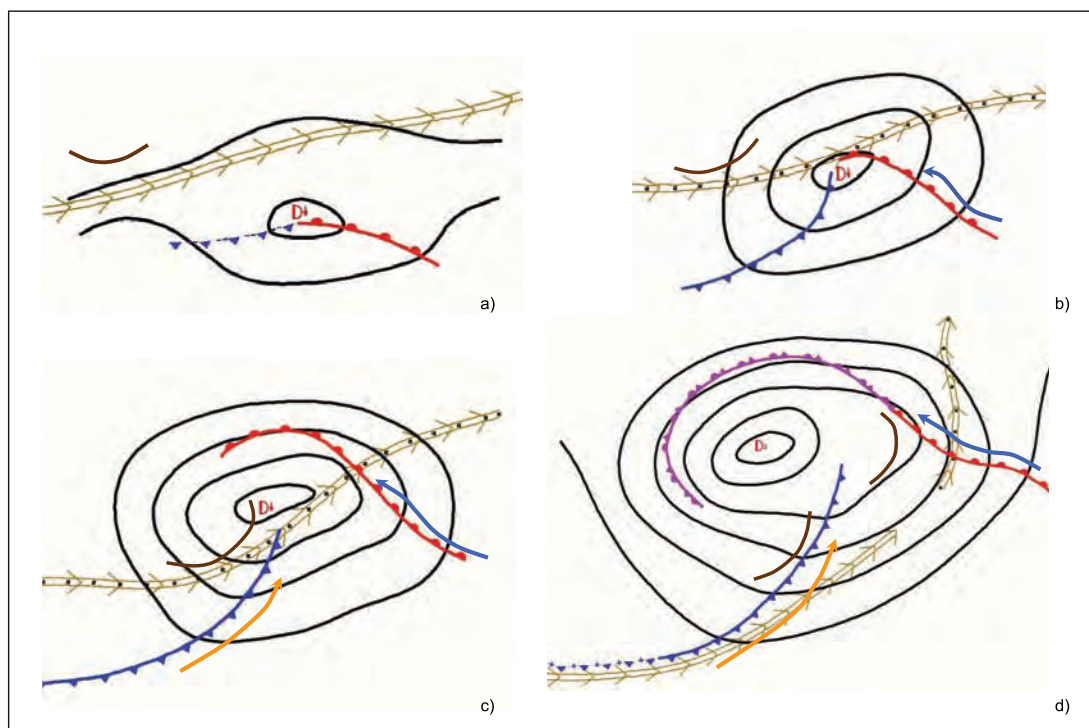


figure 2.19 : Les 4 étapes d'évolution d'une perturbation synoptique selon le modèle de Shapiro et Keyser (1990). Les traits noirs représentent les isobares de la Pmer, les traits marrons matérialisent une anomalie d'altitude, les flèches bistres figurent la position du jet d'altitude, les flèches orange et bleue celles des jets de basses couches à l'avant des fronts froid et chaud respectivement.

2. Durant la phase de creusement, la dépression se rapproche peu à peu de l'anomalie d'altitude, et donc du maximum de jet. L'orientation des isobares impose à l'air chaud de s'enrouler progressivement autour du minimum, tandis que l'air froid pousse le front froid dans la direction opposée. La dépression se décalant en direction de son front chaud, elle a tendance à « grignoter » celui-ci, tandis qu'elle laisse derrière elle un front froid de plus en plus étendu, pouvant atteindre les 1000 km de long, voire davantage.

3. Lorsque la dépression passe du côté froid du jet, l'intensité du creusement est à son maximum, car le couplage avec l'anomalie d'altitude est le plus favorable. L'air chaud qui s'enroule autour du minimum porte le nom de « front chaud rétrograde ».
4. La perturbation atteint sa maturité et cesse de se creuser : le jet et les anomalies d'altitude associées sont maintenant loin du minimum dépressionnaire. L'air chaud qui s'enroule autour du minimum est transporté en altitude par les ascendances : la trace au sol du front chaud s'estompe, les gradients diminuent, le front chaud évolue en occlusion. Loin du minimum, les fronts chauds et froids continuent leur vie, plus ou moins active selon leurs interactions avec la dynamique d'altitude et avec les forçages liés à la topographie et aux autres centres d'actions (dorsales, autres dépressions, etc.). L'activité pluvieuse principale, à l'échelle de la perturbation, est généralement située au niveau du front chaud dans l'alignement du jet de basses couches situé à l'avant du front froid (maximum d'alimentation en air chaud et humide de basses couches et de convergence par le vent agéostrophique).
5. La dépression se comble (plus d'alimentation en air doux et humide) et l'activité de la perturbation diminue progressivement (non montré). Le jet d'altitude est souvent scindé en deux parties. L'air chaud de basses couches a disparu près de la dépression, les vitesses verticales ont fait leur travail d'homogénéisation. Des éléments dynamiques résiduels (bandes ou noyaux de forts tourbillons notamment, plages d'humidités élevées, etc.) perdurent de façons éparses, prêtes à servir de précurseurs à de nouveaux développements. Notons que loin de minimum, au niveau du jet, de nouvelles ondulations peuvent apparaître dans l'air chaud situé à l'avant du front froid. Si elles se combinent à de nouveaux forçages d'altitude, ces ondulations peuvent donner naissance à une nouvelle cyclogénèse et/ou frontogénèse. En fait, le front froid d'une perturbation ancienne vit sa vie de façon plus autonome et peut donner lieu à de nouveaux développements de perturbations. Un front froid en frontolyse peut jouer le rôle de précurseur (anomalie de tourbillon cyclonique) pour une future cyclogénèse et/ou frontogénèse.

Les tracés opérationnels actuels proposent souvent une sorte de mélange entre la nouvelle approche de Shapiro-Keyser, et celle plus traditionnelle du modèle norvégien. La différence essentielle provient de ce que, pour l'école norvégienne, le front chaud est rapidement rattrapé par le front froid pour former une occlusion, tandis qu'avec la nouvelle approche les deux fronts évoluent dans des directions différentes, montrant une structure en « T » (Appelée « Tee Bone » par les anglo-saxons), le front froid devenant quasi-perpendiculaire au front chaud. Dans la réalité, il semble (Schultz et al., 1998) que certains environnements synoptiques soient plus favorables à tel ou tel type d'évolution : dans des flux plutôt diffluent (souvent en sortie de rapide de jet), les perturbations semblent plutôt se rapprocher du modèle norvégien, tandis que dans les flux rapides et confluent, le modèle de Shapiro-Keyser est le plus pertinent. Quoi qu'il en soit, certains aspects du modèle norvégien ont été définitivement contredits par l'observation satellite :

- on n'a jamais observé de front froid « rattrapant » un front chaud et réduisant le secteur chaud à néant ;
- l'occlusion qui s'enroule autour de la dépression, est souvent associée à des couches nuageuses situées à une altitude plus basse que les couches nuageuses des fronts chaud et froid connexes, ce qui laisse supposer une origine totalement différente pour l'occlusion qu'un simple rattrapage du front chaud par le front froid.

Pour résumer, on peut dire que la notion de front chaud rétrograde de Shapiro-Keyser doit être à présent prise en compte, et que l'occlusion ne doit pas être vue comme un front froid

rattrapant un front chaud, mais comme de l'air chaud s'enroulant autour d'un minimum de pression et rejeté en altitude à force d'ascendances.

La figure 2.20 montre quatre analyses synoptiques opérationnelles du mois de janvier 2009, permettant de suivre l'évolution de plusieurs perturbations synoptiques. Entre le 22, 00 h UTC, et le 23, 12 h UTC, on remarque notamment la perturbation « Q » vieillissante, avec un minimum centré entre Ecosse et Islande, peu mobile, et des fronts associés en perte progressive d'activité. On suit également les jeunes perturbations « R » et « S », qui sont d'abord situées côté chaud du jet, avant de le traverser et de subir de forts creusements en se couplant avec les anomalies d'altitude, côté froid. On notera que le tracé des perturbations « Q » et « S » correspond plutôt au modèle de Shapiro-Keyser. La figure 2.21, image satellite du 22 à 12 h UTC montre bien la différence entre la perturbation « Q » vieillissante, s'enroulant autour du minimum, et les jeunes perturbations « R » et « S » matérialisées par des formations nuageuses quasi-rectilignes, orientées dans la direction du jet.

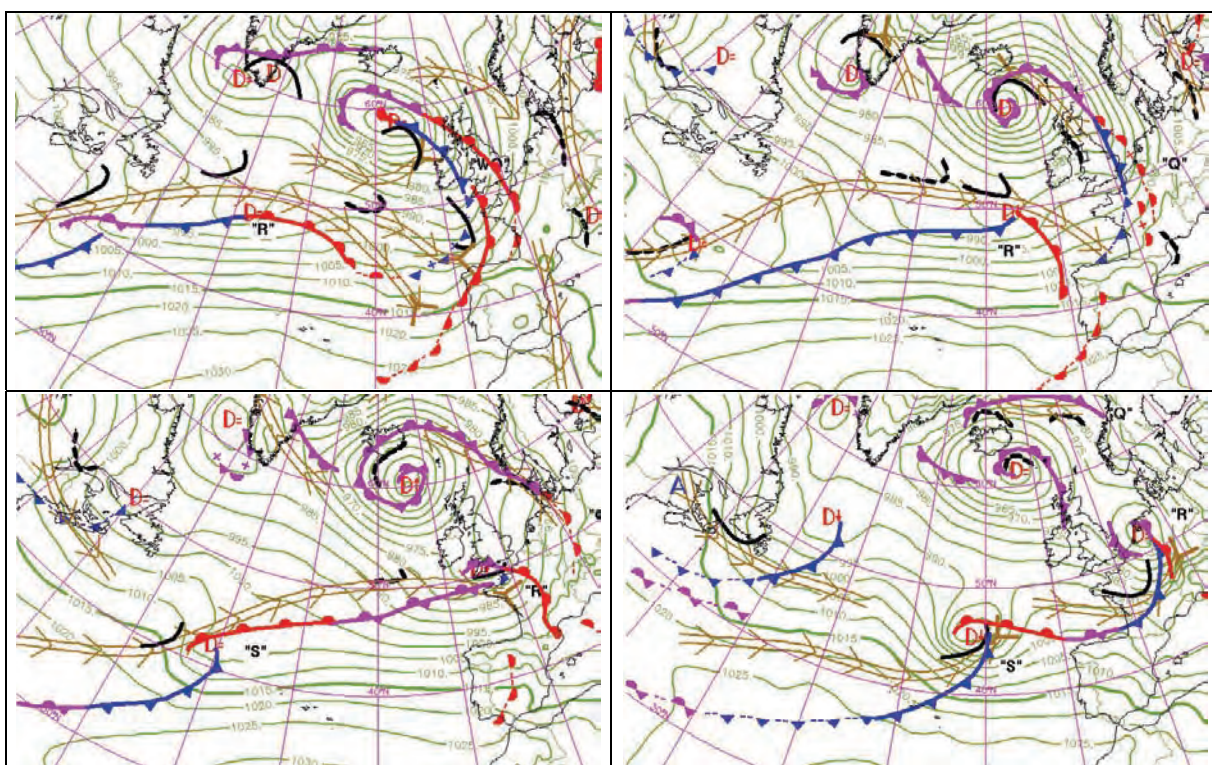


figure 2.20 : 4 analyses successives Météo-France (ANASYG) sur l'Atlantique Nord avec tracé des fronts, isobares, jets (flèches marrons) et anomalies d'altitude (trait noir épais). En haut : 22 janvier 2009, 00 h UTC et 12 h UTC. En bas, 23 janvier 2009, 00 h UTC et 12 h UTC. Source : Météo-France.

Nous avons décrit ici un cycle de vie idéalisé, correspondant au cas le plus simple pour une perturbation d'échelle synoptique. Ce schéma conceptuel est typique de l'ouest de l'Atlantique Nord avec une trajectoire classique depuis la côte est des USA jusqu'à quelque part entre Ecosse – Islande et mer du Groenland. Cette approche doit être complétée afin d'avoir une vue plus juste de la réalité :

- les cycles de vie réels sont souvent bien plus complexes que le schéma classique initiation – maturation – dissipation ;
- de nombreuses perturbations sont associées à des dépressions d'échelle sous-synoptique (voire de méso-échelle), qui ne présentent pas exactement les mêmes caractéristiques et le même cycle de vie que les dépressions synoptiques.

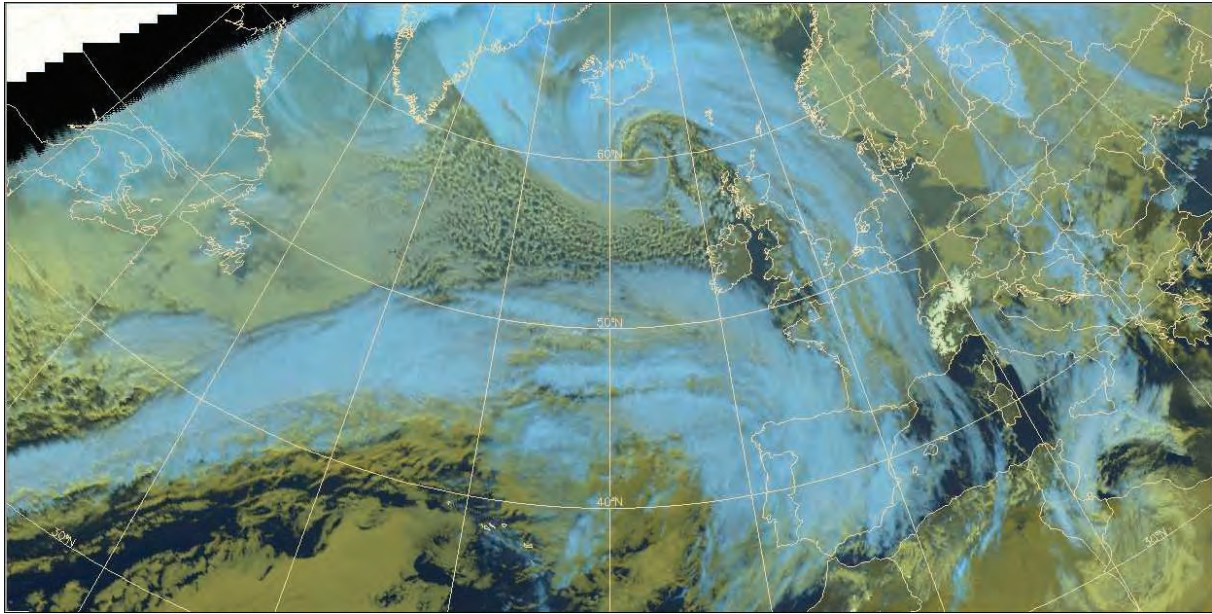


figure 2.21 : Image satellite composition colorée Meteosat 9, du 22 janvier 2009, à 12 h UTC. Source : Météo-France.

Les cycles de vie peuvent par ailleurs être très complexes avec deux ou plusieurs phases d'amplification entrecoupées de phases d'atténuation : en effet, si la phase d'amplification est liée à une mise en phase des anomalies d'altitude et de surface, d'autres facteurs vont intervenir : nature des surfaces survolées, phénomènes diabatiques influant sur la vitesse verticale (changements de phase de l'eau, précipitations). Ces phénomènes vont pouvoir contribuer à l'accentuation du creusement ou au contraire favoriser un affaiblissement. Par ailleurs, altitude et surface peuvent ne plus être en interaction favorable temporairement, avant de le redevenir quelques heures après, ou encore avant qu'une nouvelle association se fasse avec une nouvelle anomalie d'altitude par exemple.

Les travaux de Ayrault (1998) ont permis de mettre en évidence la formidable diversité des types d'initiation et de maturation des dépressions des moyennes latitudes. Il a ainsi été mis en évidence, à partir d'une climatologie réalisée sur la période 1980 – 1995 :

- 12 cas types de phases d'initiation ;
- 7 cas types de phases de maturation ;
- soit 84 scénarios d'évolution possibles, les phases d'initiation et de maturation ayant été prouvées comme largement indépendantes l'une de l'autre.

Parmi ces nombreux scénarios se dégagent quelques grandes familles.

Pour *la phase d'initiation*, il a été mis en évidence 4 grandes familles :

- combinaison (mise en phase) d'anomalies structurées en altitude et en surface. Interaction barocline classique ;
- formation d'un nouveau système à partir d'un rapide du jet associé à un front existant ;
- formation d'un nouveau système dans l'air froid cyclonique d'une traîne, au nord d'un jet et de sa zone barocline associée ;
- formation d'un nouveau système à partir d'une ondulation d'un front existant ou en aval d'une dépression existante.

Pour *la phase de maturation*, on retiendra 3 familles principales :

- développement modéré à fort, voire explosif (au moins 10 hPa en 24 heures, voire plus de 20 hPa pour les creusements les plus intenses) ;

- développement faible à modéré (de l'ordre de 5 hPa en 24 heures) ;
- absence de développement : un creusement a été initié mais cesse rapidement après la phase d'initiation.

Nous ne rentrerons pas ici dans les détails du pourquoi une dépression va subir tel ou tel type d'initiation – maturation, mais nous mentionnerons quand même les résultats obtenus par l'étude climatologique de Ayrault concernant le lien entre intensité du creusement et intensité du gradient de température zonal (baroclinie). On voit clairement sur la figure 2.22 que le développement explosif est associé un fort gradient barocline. Par contre, fort gradient ne signifie pas forcément développement explosif (cf. type « vert »). On voit également que l'absence de développement est associée à une faible baroclinie (mais l'inverse n'est pas vrai non plus).

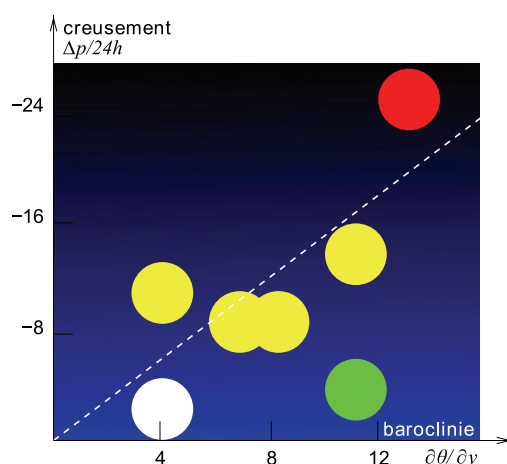


figure 2.22 : creusement en 24 heures vs gradient zonal de température pour les 7 types de phases de maturation. En jaune, développement modéré à fort, en vert développement faible à modéré, en rouge, développement explosif, en blanc, absence de développement. D'après Ayrault, 1998.

On peut retenir que la présence d'un fort gradient horizontal de température constitue un environnement nécessaire à la formation de cyclogénèses explosives, mais qu'il ne s'agit pas d'une condition suffisante. Enfin, on notera que dans les quatre familles d'initiation, seule l'une d'entre elles correspond au processus barocline classique, les autres faisant appels à des processus de nature parfois différente. Nous en verrons des exemples plus loin.

Quelle est la durée de vie d'une perturbation ?

Elle est très variable, et peut varier de plusieurs heures à plusieurs jours. Généralement, les perturbations d'échelle synoptique ont un cycle de vie qui s'étale sur au moins 48 à 72 heures. Elles donnent parfois naissances à de nouvelles perturbations en cours de route (ondulations de fronts, cyclogénèses secondaires...). À l'inverse, un front orageux pourra ne persister que quelques heures avant de disparaître.

ii - Eléments de climatologie

Dimensions :

Les dépressions synoptiques en phase de maturité ont un diamètre typique de l'ordre de 1000 à 2000 km. Les fronts associés peuvent s'étendre très loin de la dépression, notamment le front froid qui peut mesurer plusieurs milliers de kilomètres.

Trajectoires :

Les ondes baroclines auxquelles sont associées les perturbations synoptiques sont le plus souvent soumises à un déplacement vers l'est (combinaison de la vitesse de phase et du jet d'altitude, de signes opposés, mais avec un jet d'ouest d'un ordre de grandeur supérieur en général). Ainsi, dans l'Atlantique Nord en saison froide, la plupart des dépressions naissent sur l'ouest du bassin, où existe une zone fortement barocline entre un océan relativement doux et un continent nord-américain très froid, et elles se déplacent vers l'est du bassin, à des latitudes pouvant être très variables. Les latitudes préférentielles sont essentiellement déterminées par l'alternance des régimes de temps et déterminent une zone appelée « rail des dépressions » (cf. paragraphe 1.1.1).

En régime zonal, les dépressions vont facilement atteindre l'Europe occidentale, notamment entre 50 et 65 °N, tandis qu'en régime de blocage, on voit clairement (figure 2.23 en haut à droite, sur la période 1985 – 1994) que les dépressions évitent soigneusement tout l'ouest européen, pour être déviées vers l'Islande. Sur des périodes plus courtes (un seul hiver) on remarque également des différences importantes entre un hiver marqué par le régime zonal (1989 – 90) et un autre marqué par le régime NAO- (ou anticyclone groenlandais) comme en 1995 – 1996. Dans ce dernier cas, le rail des dépressions descend beaucoup plus sud sur l'Atlantique, avec notamment un noyau au large du Portugal.

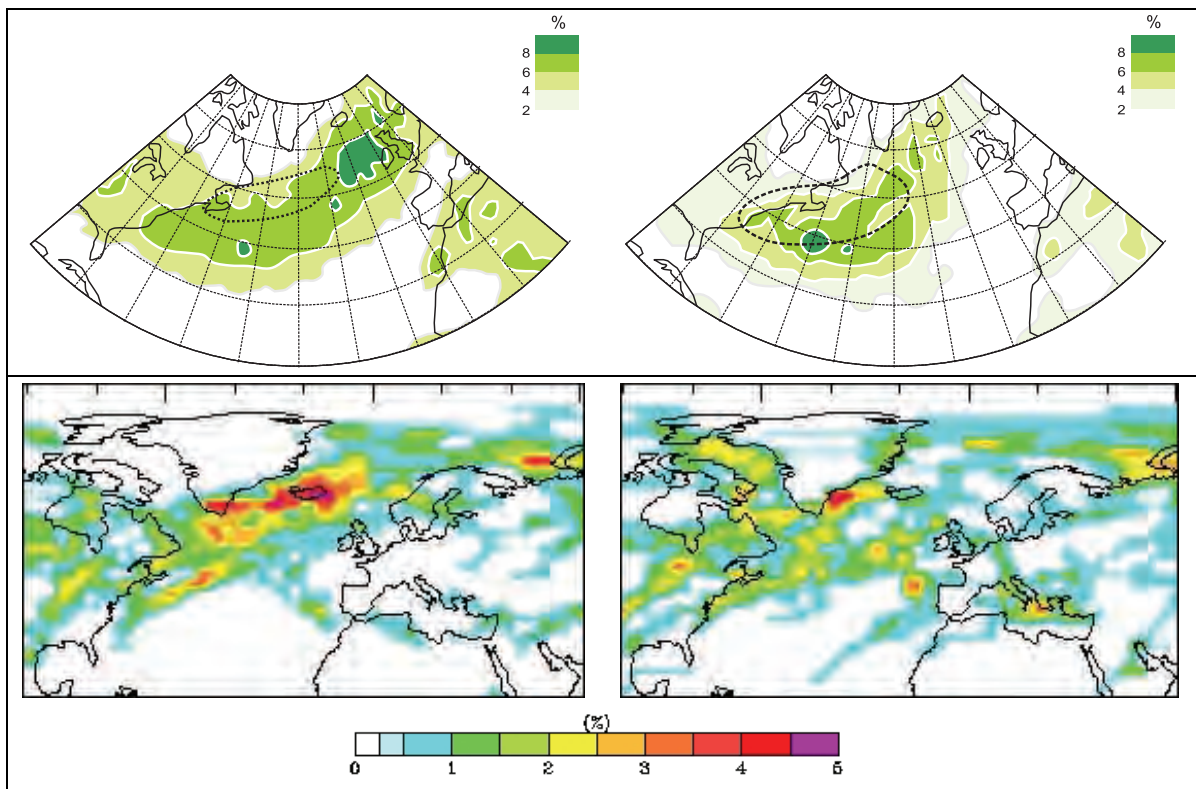


figure 2.23 : En haut : distribution géographique (en % de journées d'occurrence) sur 14 hivers des dépressions en régime zonal (à gauche) et en régime de blocage (à droite). Source : Ayrault, 1998. En bas à gauche, fréquence des dépressions sur la période décembre 1989 – janvier 1990 (régime zonal, NAO +), à droite sur la période décembre 1995 – janvier 1996 (régime NAO-). Source : NCEP/NCAR.

Dépressions synoptiques, dépressions sous-synoptiques et leurs zones de prédilection

Les dépressions d'échelle synoptique, fruits de l'interaction barocline, se développent nous l'avons dit de façon préférentielle sur l'ouest du bassin Atlantique Nord. Nous avons vu que leur

trajectoire et leur évolution sont fortement dépendantes du régime de temps. Quoiqu'il en soit, il apparaît que l'est du bassin Atlantique est une zone de comblement de ces dépressions.

Depuis quelques années d'autres types de dépressions, d'échelle inférieure, et dont les mécanismes de formation ne sont pas exclusivement liés à la baroclinie, ont été étudiés et décrits (Ayrault, 1995 notamment). Pour ces dépressions d'échelle sous-synoptique, il a été montré :

- que les zones de développement préférentiel sont situées sur l'est de l'Atlantique, dans la zone où les dépressions synoptiques ont plutôt tendance à se combler ;
- que ces zones de développement se situent souvent au niveau des zones d'activité frontales, c'est-à-dire au sud du rail des dépressions d'échelle synoptique.

L'activité pluvieuse d'une perturbation est-elle liée à l'intensité du creusement dépressionnaire ? L'intensité du creusement va essentiellement avoir une influence sur le vent. Néanmoins, l'activité d'une perturbation dépend avant tout du contenu en vapeur d'eau de l'air soulevé et de l'intensité des ascendances : plus ces ascendances sont intenses, plus le creusement a des chances de l'être lui aussi. On peut donc dire qu'une dépression se creusant fortement va être associée à des fronts actifs donnant des précipitations abondantes. Toutefois, si un creusement intense est une condition suffisante pour engendrer des fronts actifs, ce n'est absolument pas une condition nécessaire : nous avons vu que la frontogénèse peut s'opérer sans cyclogénèse notable. Enfin on notera qu'en termes de lame d'eau en un point donné, ce sont surtout les fronts peu mobiles qui vont donner les plus forts cumuls, ce qui a priori n'a pas de lien direct avec l'intensité du creusement.

b. Les fronts

Nous allons décrire ici les modèles conceptuels des fronts associés aux perturbations synoptiques, dans leur phase de maturité. Les modèles de « courants transporteurs » (chauds ou froids) ont permis de décrire les structures frontales de façon plus réaliste qu'avec le seul modèle norvégien. Il s'agit bien sûr d'une version simplifiée de la réalité mais qui permet de se faire une idée des structures et mécanismes mis en œuvre.

La variation des différents paramètres météorologiques au passage des fronts sera vue en détail dans le tome 2. On propose tout de même à la fin de ce chapitre un tableau de synthèse des principales évolutions à connaître.

Enfin, il faut noter que la représentation cartographique des fronts correspond à leur trace au sol, alors que les secteurs nuageux et pluvieux associés peuvent s'étendre très à l'avant ou à l'arrière de cette trace.

i - Le front chaud (ou anafront chaud)

Le front chaud correspond à un forçage du champ de vent sur une zone de gradient thermique, qui se déplace de telle manière que l'air chaud repousse l'air froid. Il est associé à une zone de fort gradient horizontal de température et de forts noyaux de tourbillon cyclonique, notamment en basses couches. La zone de gradient de température présente une pente très faible sur la verticale, de l'ordre de 1 km pour 150 km. Ainsi, l'air chaud progresse en altitude très à l'avant de la trace au sol du front, de même que la nébulosité et les précipitations associées.

Vus de dessus, les flux relatifs au front peuvent être décrits de la façon suivante (figure 2.24) :

- à l'avant du front, dans l'air froid de basses couches, apparition d'un jet, d'autant plus intense que l'on se rapproche du front (courant transporteur froid). Ce jet, d'origine agéostrophique (cf. section 2.2), est quasiment parallèle au front chaud. Dans le sens de déplacement du front, ce courant transporteur provient de la droite du front. Il est atténué en surface à cause des frottements.

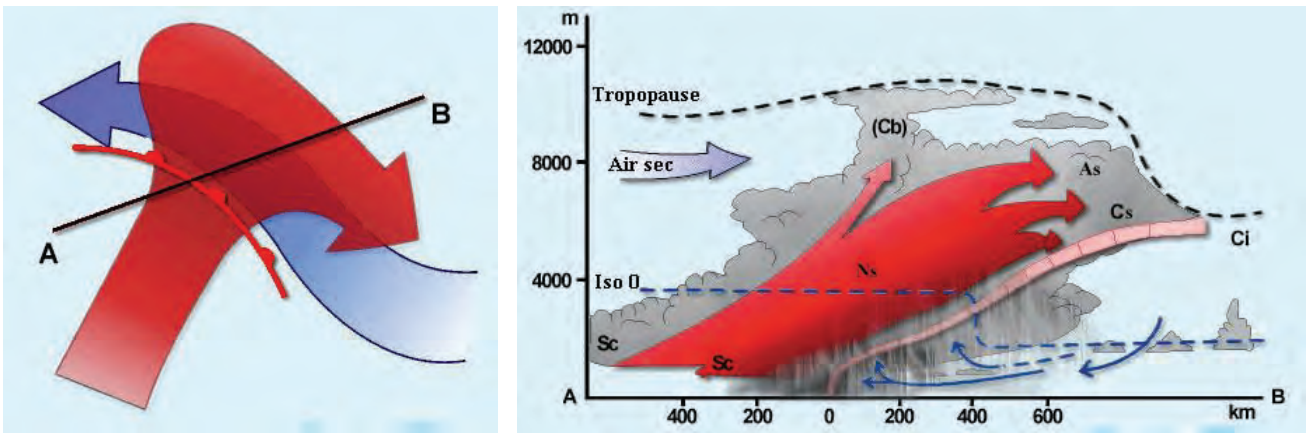


figure 2.24 : À gauche, vue horizontale des flux associés au front chaud ; à droite, coupe verticale selon l'axe AB. Source : EAO anasyg-presyq, Météo-France. <http://www.meteorologie.eu.org/anasyg/>

- le courant transporteur chaud quant à lui « escalade » la limite frontale. Cette ascendance de l'air chaud provoque la formation de bandes nuageuses précipitantes loin à l'avant du front. Le jet d'altitude a donc tendance à être perpendiculaire au front chaud dans sa phase mature. À l'avant du front, le courant transporteur chaud est en général dévié vers la droite car il est alors situé à haute altitude, au niveau de l'axe de dorsale associé à l'advection chaude d'altitude.

Les nuages associés au front chaud sont de type stratiforme, et donnent des précipitations continues, généralement faibles à modérées, pouvant localement être soutenues. Le schéma de la figure 2.24 indique la formation occasionnelle de cumulonimbus si la masse d'air chaud est instable. Ce cas est rarement observé dans la réalité. Cela peut arriver lorsque l'air chaud d'une perturbation s'enroule autour de la dépression associée, mais dans ce cas, le trace au sol du front a disparu (brassage dû aux vitesses verticales) et le front est tracé sous forme d'occlusion (cf. figure 2.19).

Retenons enfin qu'au sol, l'essentiel des pluies liées au front se produit à l'avant de celui-ci. Cette zone de précipitations s'organise en bandes pluvieuses parallèles au front appelées « **bandes larges de front chaud** ». Après le passage de la trace au sol, on se situe dans le **secteur chaud** de la perturbation, où, en l'absence de gradient thermique et donc de vitesses verticales marquées, l'activité pluvieuse est bien moindre, se faisant sous forme de pluies ou bruines intermittentes.

ii - Le front froid classique (ou anafont froid)

Le front froid correspond à un forçage du champ de vent sur une zone de gradient thermique, qui se déplace de telle manière que l'air froid repousse l'air chaud. Le préfixe « ana » signifiant en grec « vers le haut », on qualifie d'anafont, le front froid pour lequel l'air chaud situé à l'avant du front est soumis à un mouvement ascendant le long de la surface frontale (figure 2.25). Cette surface est inclinée vers l'arrière, relativement au déplacement du front, et la pente est beaucoup plus forte que celle du front chaud. Comme le front chaud toutefois, l'anafont froid est précédé d'un jet de basses couches (courant transporteur chaud), d'origine agéostrophique, à peu près parallèle au front, et venant de la droite dans le sens de déplacement du front. Les ascendances sont plus fortes que celles associées au front chaud (cf. pente plus forte) et les pluies associées au passage du front sont en général de brève durée mais d'intensité modérée à forte, prenant parfois même un caractère orageux : cette zone pluvieuse est appelée « **bande étroite de front froid** ». Dans la phase mature de la perturbation, l'anomalie cyclonique d'altitude est située un peu à l'amont du front, co-localisée avec le maximum de jet. Ce jet est à peu près parallèle au front et souffle depuis la droite dans le sens de déplacement du front.

Plus à l'arrière, l'inclinaison des ascendances en altitude peut encore générer des pluies, mais plus faibles que celles associées à la bande étroite : les ascendances sont moins étendues sur la verticale puisqu'en basses couches, on se situe dans l'air froid subsident. Dans cette zone, les précipitations, de type stratiforme, s'organisent en bandes appelées « **bandes larges de front froid** ». Cette zone est plus ou moins étendue à l'arrière du front (figure 2.26). Si l'on s'éloigne encore du front, l'épaisseur d'air froid devient de plus en plus importante et s'opère alors la transition vers le secteur de la perturbation appelée « **traîne** ». L'activité de la traîne dépend des caractéristiques de son air froid (stabilité statique, cyclonisme plus ou moins important du flux d'altitude), mais il s'agit en général d'un temps souvent qualifié de « variable », avec alternance d'éclaircies et passages de nuages cumuliformes, pouvant donner des averses plus ou moins fortes.

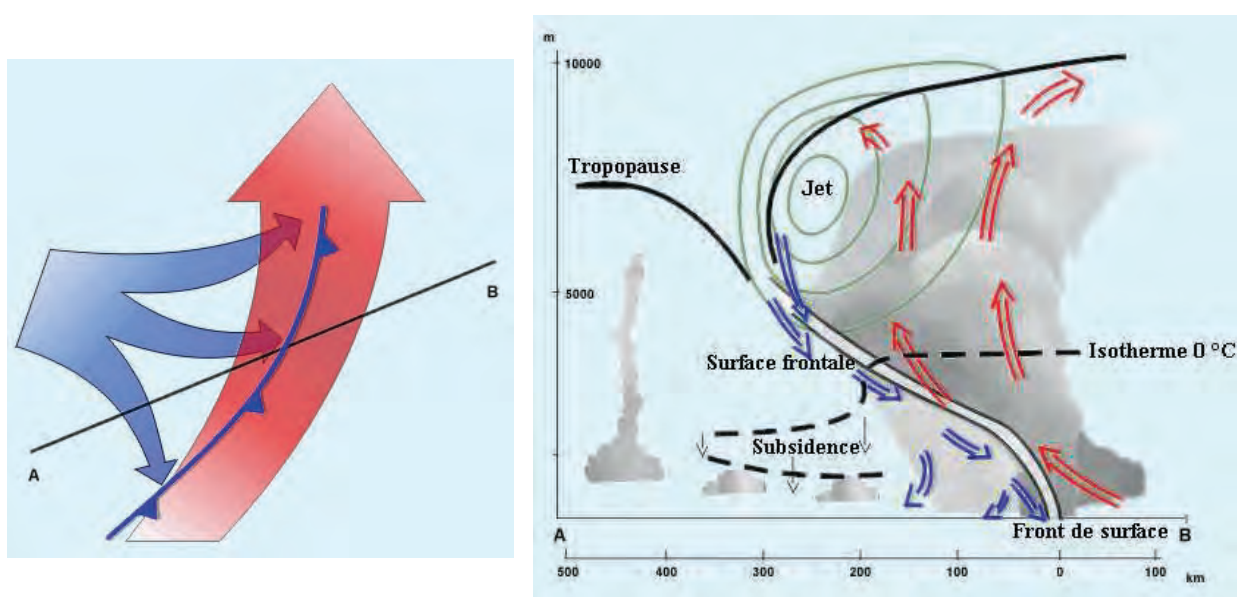


figure 2.25 : À gauche, vue horizontale des flux associés à un anafont froid ; à droite coupe verticale selon l'axe AB. Source : EAO anasyg-presyng, Météo-France. <http://www.meteorologie.eu.org/anasyg/>

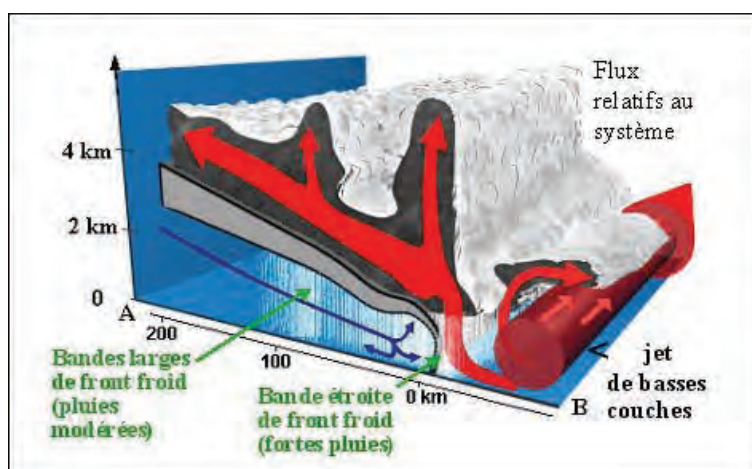


figure 2.26 : Vue 3D des bandes pluvieuses et des flux associés à un anafont froid. Source : EAO anasyg-presyng, Météo-France. <http://www.meteorologie.eu.org/anasyg/>

iii - Le front froid dédoublé

C'est un front froid pour lequel la trace en altitude a dépassé la trace au sol (figure 2.27). Généralement, il s'agit de l'évolution classique d'un anafront, lorsque l'anomalie cyclonique d'altitude dépasse l'anomalie de surface. Dans ce cas, le courant transporteur chaud se retrouve coiffé d'une intrusion d'air sec, et le jet d'altitude associé présente alors un angle important avec la trace frontale de surface. Nous avons vu aussi qu'alors, les mécanismes propices à la frontogénèse disparaissent, et qu'au contraire la configuration devient favorable à la frontolyse : au niveau de la trace de surface, le front perd rapidement de son activité, les ascendances étant bloquées par l'air froid surplombant : les pluies faiblissent et deviennent éparses. Rapidement, la nébulosité au niveau du front de surface se réduit à une trace en nuages bas ou moyens (figure 2.28).

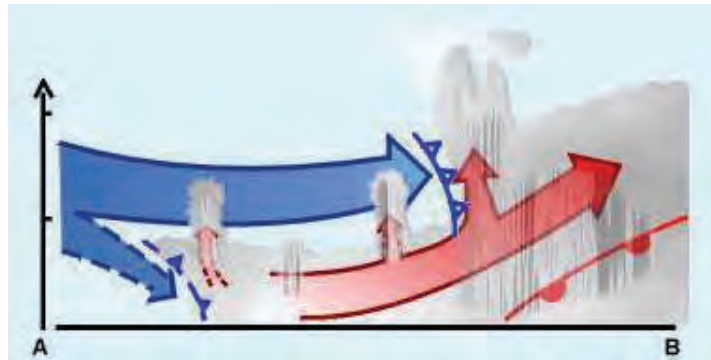


figure 2.27 : coupe verticale d'un front froid dédoublé. Source ; EAO anasyg- presyg, Météo-France. <http://www.meteorologie.eu.org/anasyg/>

Au niveau de la limite frontale d'altitude, les gradients thermiques sont moins marqués qu'en surface (cf. section précédente, où nous avons vu que les gradients maximaux se trouvent en surface et près de la tropopause), néanmoins des ascendances persistent encore, moins étendues sur la verticales, et présentant une inclinaison vers l'avant. Des précipitations peuvent encore se produire, notamment en été sur le continent, lorsque l'air chaud de basses couches se retrouve instabilisé par l'arrivée de l'air froid d'altitude, ce qui donne lieu à des évolutions orageuses. Plus les deux traces s'éloignent, plus elles perdent de leur activité, par annihilation progressive des vitesses verticales.

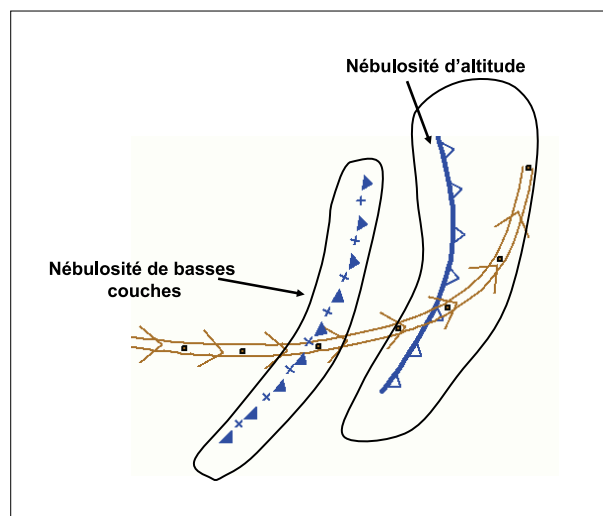


figure 2.28 : Vue horizontale d'un front froid dédoublé. La trace d'altitude est symbolisée par les triangles évidés ; le jet d'altitude par la flèche bistré. Le front principal est en général en frontolyse ou en voie de l'être.

Et le katafront dans tout ça ?

Le katafront est un front froid pour lequel l'air froid d'altitude se situe en surplomb par rapport à la trace frontale de basses couches. Cet air froid et généralement sec vient limiter les ascendances de l'air chaud à l'avant du front, et les formations nuageuses associées ont donc une épaisseur plus faible que dans le cas de l'anafont. Les précipitations associées sont donc d'intensité moindre. Cependant, durant la saison chaude notamment, ce surplomb d'air froid, s'il se conjugue avec de l'air humide surchauffé en basses couches, peut conduire à des évolutions orageuses.

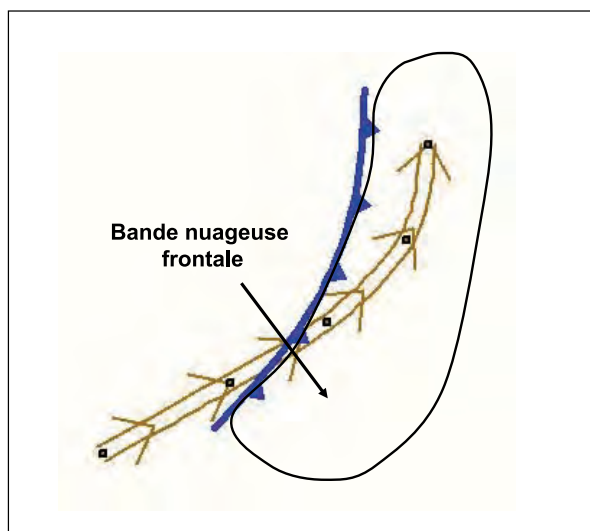


figure 2.29 : *Katafront vu de dessus. Le jet d'altitude est matérialisé par la flèche bistr. La zone nuageuse est située à l'avant du front plutôt qu'à l'arrière (cas d'un anafont).*

La katafront résulte en général de l'évolution d'un anafont : lorsque l'onde associée à la perturbation se déplace, la trace frontale de surface est ralentie du fait des frottements, notamment au dessus des surfaces continentales. Ainsi, les fronts froids d'échelle synoptiques présentent le plus souvent une structure de type « ana » sur l'ouest de l'Atlantique, puis tendent vers le type « kata » au fur et à mesure de leur cycle de vie, et particulièrement lorsqu'ils abordent le continent. Il ne faudrait cependant pas croire que le katafront est une sorte de phase intermédiaire entre l'anafont et le front froid dédoublé : en effet, la différence entre ces 2 types de fronts est liée à l'orientation du jet par rapport au front. Dans le cas du front froid dédoublé, le jet présente un angle important avec la trace frontale, tandis que pour le katafront, le jet reste quasi-parallèle au front (figure 2.29).

Il n'en reste pas moins qu'un front froid peut présenter, de par sa grande extension horizontale et sa longévité, plusieurs structures à la fois, que ce soit dans le temps ou dans l'espace. Par ailleurs, il est beaucoup plus sensible que le front chaud aux effets de la topographie (l'air chaud progresse d'abord à haute altitude, tandis que l'air froid avance en basses couches), et va pouvoir subir moult déformations et ondulations.

iv - L'occlusion

Nous avons vu au paragraphe 2.3.1a qu'il existe aujourd'hui encore un certain flou autour du concept d'occlusion, du moins quant à sa genèse. On parle d'occlusion, lorsque l'air chaud d'une perturbation a été rejeté en altitude et qu'on ne distingue plus sa trace en surface. On parle aussi de « vallée chaude » car une coupe verticale dans le champ d'isentropes montre un profil en V (figure 2.30).

La question est donc de savoir dans quel secteur de la perturbation on va retrouver cette configuration. L'école norvégienne suppose qu'il s'agit d'un amincissement du secteur chaud, le

front froid se déplaçant plus vite que le front chaud et finissant par le rattraper. Dans la réalité, nous l'avons déjà dit, on n'observe pas vraiment ce type d'évolution, puisque le front chaud tend à s'enrouler autour de la dépression (laquelle s'éloigne du jet en se décalant sur sa gauche, vers l'air froid d'altitude) tandis que le front froid tend à s'en éloigner en suivant plutôt le jet d'altitude. En fait, il semble plus réaliste de considérer l'occlusion comme l'évolution de la partie du front chaud qui s'enroule autour du minimum : les ascendances (devenant très importantes autour du minimum) finissent par estomper la trace au sol du front chaud : les gradients thermiques se desserrent.

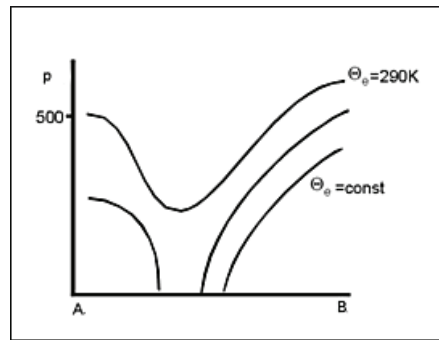


figure 2.30 : Profil vertical type du champ d'isentropes d'une occlusion. L'axe vertical représente la pression en hPa. Les isolignes représentent la température potentielle en Kelvin. Les iso-valeurs croissent avec l'altitude. Source : www.zamg.ac.at.

Par contre, l'activité pluvieuse de l'occlusion peut être importante car les vitesses verticales sont bien développées ainsi que les formations nuageuses associées. Un aspect orageux peut également exister en cas de présence d'air froid à haute altitude (ce qui est fréquemment le cas). La trace au sol de l'occlusion va donc être difficile à déterminer à partir du champ de température et de vent, et sera plutôt détectée grâce aux enroulements nuageux et aux précipitations associées.

Par ailleurs, l'occlusion s'enroulant autour du minimum montre parfois une structure nuageuse bien différente de celle des fronts chaud et froid supposés lui avoir donné naissance : les nuages observés peuvent n'appartenir qu'aux niveaux bas ou moyens, les nuages élevés, pourtant présents au niveau des fronts chaud et froid, peuvent ne pas exister.

Dans les tracés opérationnels actuels, si les enroulements nuageux tels que nous les avons décrits sont effectivement matérialisés par une occlusion, ce symbolisme est également utilisé pour figurer des limites nuageuses qui ne présentent pas forcément la structure en vallée décrite plus haut. Il peut s'agir par exemple de fronts chauds circulant sur une pellicule froide, ou de la trace d'altitude d'un front froid dédoublé. Dans la suite de ce manuel, nous prendrons le parti de ne nommer « occlusion » que les limites frontales associées à la structure en vallée chaude.

Notons enfin que les occlusions qui s'enroulent autour d'une dépression finissent souvent par en faire le tour complet en peuvent se retrouver reprises dans une advection froide venue de l'Arctique (généralement flux de N à NW). On parle alors d'occlusion rétrograde (« back-bent occlusion » pour les anglo-saxons), qui peut parfois prendre les caractéristiques d'un front froid ou d'un amas convectif (voir point vii ci-après).

v - Le front quasi-stationnaire

Comme son nom l'indique, ce front est caractérisé par des vitesses de déplacement très faibles, par convention inférieures à cinq nœuds. Comme il sépare deux masses d'air aux caractéristiques très différentes, il n'est jamais complètement immobile, mais présente de petites ondulations, sans mouvement d'ensemble résultant. Il peut avoir des origines très diverses et donc être associé à des formations nuageuses et pluvieuses assez variées. Il peut s'agir :

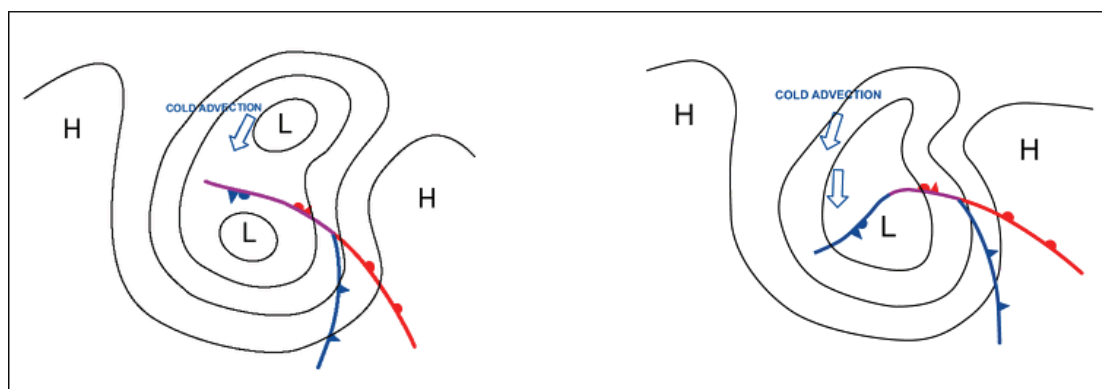


figure 2.31 : Schéma d'évolution d'une occlusion rétrograde. Source : www.zamg.ac.at.

- d'un front froid (plus rarement d'un front chaud ou d'une occlusion) finissant par être bloqué dans sa progression par un axe de dorsale ou par un relief ; dans ce cas, le front commence à onduler et devient quasi-stationnaire ;
- d'une zone nuageuse active formée à l'interface entre un anticyclone et une dépression peu mobiles ou entre deux anticyclones (situation de col) : ce genre de configuration est très fréquent sur l'Europe continentale, notamment en hiver, entre une zone anticyclonique située entre Russie et Europe centrale et une zone dépressionnaire en Méditerranée. Les contrastes thermiques de part et d'autre du front peuvent être très importants, et l'activité pluvieuse ou neigeuse marquée. Souvent, les gradients les plus forts sont cantonnés aux basses couches, et il arrive qu'aucune anomalie ne soit associée en altitude. Ce type de front est d'ailleurs souvent déconnecté de tout phénomène de cyclogénèse et peut être actif dans des champs de pression réputés anticycloniques. Les mécanismes de déformation sont alors suffisamment intenses pour créer une frontogénèse. Les flux d'altitude sont le plus souvent parallèles au front. La pente frontale est faible et rappelle celle du front chaud (figure 2.32). Les bandes nuageuses et pluvieuses associées sont étendues, notamment du côté de l'air froid de basses couches, où les conditions sont très mauvaises (plafonds, visibilité, précipitations). La neige est fréquente en hiver sur l'est de l'Europe, jusqu'aux Balkans et à la Grèce.

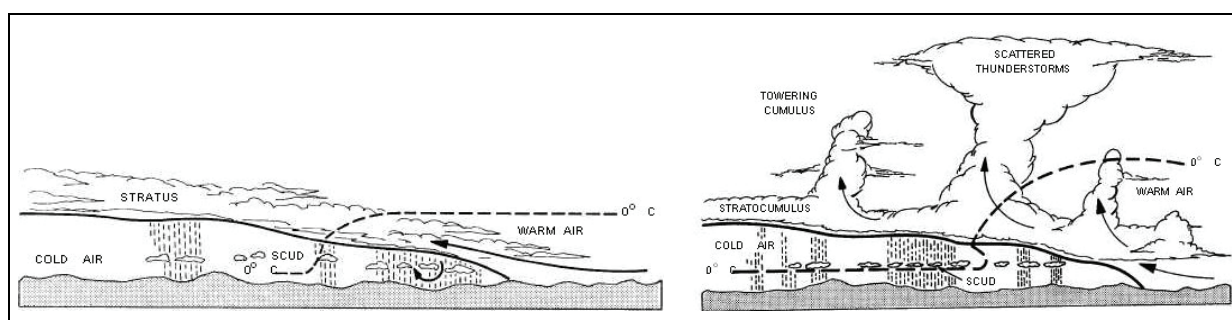


figure 2.32 : Coupe verticale conceptuelle d'un front quasi-stationnaire (air chaud stable à gauche, instable à droite). Source : www.tpub.com/content/aerographer/14312/.

vi - Les pseudo-fronts

Les pseudo-fronts correspondent à des zones de gradient thermique horizontal (zones baroclines) en surface, pour lesquelles l'activité pluvieuse est faible ou inexistante. Ces zones peuvent être matérialisées par des formations nuageuses de basses couches, mais peuvent également être associées à du ciel clair. En gros il s'agit de zones baroclines pour lesquelles il n'y a pas (ou plus) de vitesses verticales de grande échelle sur l'épaisseur de la troposphère. Elles peuvent par contre être associées à du cisaillement de vent dans les basses couches, et donc à du

tourbillon. Ces zones sont de toutes façons importantes pour l'analyse car elles matérialisent des zones de frontogénèse potentielle.

Le **pseudo-front froid** peut correspondre à deux situations bien différentes :

- soit le résidu d'un anafont froid qui s'est frontolysé. Dans ce cas le pseudo-front froid est fréquemment associé à des formations nuageuses de basses couches (St, Sc), l'humidité et les vitesses verticales n'étant plus significatives que près du sol (la configuration en altitude est favorable aux subsidences). Dans certains cas, ces pseudo-fronts peuvent être associés à de faibles précipitations (souvent sous forme de bruine ou pluie faible). On observe fréquemment un cisaillement de vent de part et d'autre du pseudo-front, marquant un tourbillon résiduel dans les basses couches ;
- soit être le marqueur d'une ondulation dans une zone barocline, pouvant potentiellement être suivie de frontogénèse. En général, dans ce cas, le cisaillement de vent est inexistant ou peu marqué (la frontogénèse n'a pas eu lieu), mais on peut observer de la nébulosité de basses couches (peu organisée), ainsi que des nuages d'altitude si la zone barocline est située à la verticale du jet.

Le **pseudo front chaud** correspond le plus souvent à une zone barocline pouvant potentiellement être suivie de frontogénèse, comme pour le pseudo-froid, mais, à la différence de ce dernier on n'observe pas de pseudo-front chaud dans une perturbation en frontolyse : en général, la trace frontale s'est soit dissipée, soit transformée en occlusion. Par contre, il peut arriver en été, sur des sols surchauffés, que de l'air chaud soit advecté par le vent et crée une zone de gradient barocline en ciel clair (air chaud arrivant d'Espagne sur le sud de la France en flux de SW par exemple) ou associée à des nuages instables de moyenne altitude (Ac cas) pouvant donner des ondées orageuses. Conjuguée à un apport d'air froid en altitude (front froid dédoublé, anomalie d'altitude), cette zone peut donner lieu à des développements orageux plus marqués.

Enfin, le **pseudo front quasi-stationnaire** marque une zone barocline peu mobile au cours du temps, associée ou pas avec de la nébulosité de basses couches. Là aussi, il peut s'agir du résidu d'un ancien front et/ou d'une zone de frontogénèse potentielle.

vii - Les amas convectifs en virgule

Bien que ne présentant pas une réelle structure frontale (pas de fort gradient horizontal de température), ces organisations nuageuses sont mentionnées ici car elles sont relativement fréquentes sur l'Europe occidentale. Il s'agit de limites nuageuses prenant la forme d'une virgule et s'organisant au sein de traînes actives. Elles sont associées à de la nébulosité à tous niveaux, avec cumulus congestus ou cumulonimbus noyés dans la masse. Elles donnent fréquemment des averses, parfois orageuses, ainsi que de fortes rafales de vent. On les qualifie aussi parfois de « limites secondaires » dans la traîne. Les mécanismes qui président à leur formation sont un peu différents des mécanismes frontogénétiques décrit plus hauts. Ici, c'est l'instabilité de la masse d'air conjugée au dynamisme d'altitude qui favorise des zones préférentielles où la convection va pouvoir s'organiser. Les gradients thermiques horizontaux sont peu marqués et l'effet barocline n'est pas prépondérant, même s'il peut jouer un rôle. Associés à de forts noyaux de tourbillons d'altitude, ces amas peuvent parfois générer des rotations de vents et des rafales marquées au sol, l'anomalie d'altitude étendant son influence jusqu'en surface. En général, ils sont bien individualisés en mer, mais perdent rapidement de leurs caractéristiques en entrant sur le continent (coupure de l'alimentation douce et humide de basses couches). Ce sont donc des phénomènes essentiellement maritimes et côtiers. Les occlusions rétrogrades mentionnées précédemment peuvent également évoluer en amas convectif en arrivant sur des surfaces maritimes plus chaudes, en se couplant à de l'air froid dynamique d'altitude.

c. Secteurs nuageux et temps sensible associés

Une perturbation synoptique classique à son stade de maturité est en général constituée d'un ensemble front chaud – front froid – occlusion, même si parfois le front chaud ou l'occlusion peut être absent(e). On appelle corps de la perturbation, les bandes nuageuses et pluvieuses associées aux fronts. Le schéma proposé sur la figure 2.33 est le plus classique, mais ne doit pas faire oublier l'immense variété que l'on rencontre dans l'atmosphère.

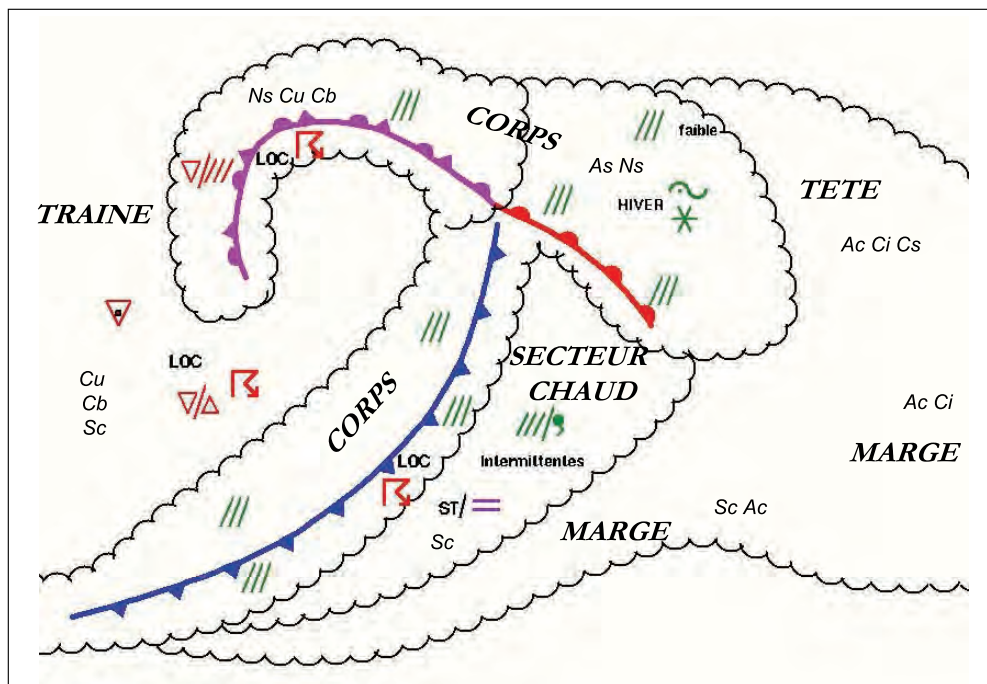


figure 2.33 : Les différents secteurs nuageux d'une perturbation synoptique arrivant en phase de maturité.

La tête de la perturbation est associée à l'arrivée de l'air chaud en altitude. Cet air chaud ascendant se matérialise par des nuages d'altitude (Ci, Cs) devenant de plus en plus épais lorsque l'on se rapproche de la trace au sol du front. Les cirrus et cirrostratus évoluent lentement en altostratus qui finit par donner des précipitations, annonçant l'arrivée du **corps pluvieux**. Ces précipitations se font parfois d'abord sous forme de virga puis atteignent le sol. Elles sont généralement d'intensité modérée, et s'étendent loin à l'avant du front chaud car celui-ci présente une faible pente. Les premières pluies peuvent ainsi être observées jusqu'à 200 à 300 km à l'avant du front. Il s'agit de pluies à caractère stratiforme, les profils verticaux associés au front chaud étant très stables (air chaud surmontant de l'air froid et stabilité statique de l'air chaud lui-même).

Au passage du front chaud, le vent vire à droite (typiquement il passe du SE au SW). A l'arrière, l'air chaud a envahi toute la troposphère et les vitesses verticales sont beaucoup plus faibles qu'au niveau de la trace frontale. Ainsi, le plus souvent, le **secteur chaud** n'est saturé que dans les basses couches (air chaud et humide de la zone barocline), et les précipitations généralement faibles et intermittentes, fréquemment sous forme de bruine. Les plafonds et visibilité y sont médiocres. La hausse des températures après le passage du front est plus ou moins sensible, selon la température de l'air froid antérieur. Elle est le plus souvent de faible amplitude, mais peut-être plus importante en hiver dans le cas où la perturbation arrive après une longue période de froid (notamment sur les continents).

À l'approche du front froid, le vent se renforce (le gradient de pression s'intensifie et il y a présence d'un jet de basses couches), et des pluies parfois fortes se produisent (**corps pluvieux** du front froid) de durée relativement brève. Le vent vire brusquement à droite (typiquement

passant de W /SW à W /NW). À l'arrière, **la traîne** s'installe, associée à de l'air froid à tous niveaux, air beaucoup plus sec que l'air chaud antérieur. Les visibilitées s'améliorent rapidement, la pluie cesse. Puis, à mesure que l'épaisseur de l'air froid devient plus importante, des cumulus se développent, pouvant atteindre le stade du Cu Con ou Cb, la masse d'air ayant un profil instable (de l'air froid cyclonique est advecté en altitude). L'intensité et la fréquence des averses (l'activité de la traîne) est fonction de l'instabilité de la masse d'air, du cyclonisme plus ou moins important, et de la rapidité du flux (jet d'altitude notamment) : un jet intense favorise l'apparition de zones de rapides, qui, nous l'avons vu précédemment, favorisent à leur tour l'apparition de zones d'ascendances en sortie gauche. Par ailleurs, l'arrivée de l'air froid sur un sol plus chaud va renforcer l'instabilité : ainsi, les traînes sont d'une manière générale plus actives en mer et sur les côtes en hiver, alors qu'en été c'est l'inverse. L'activité de la traîne diminue lorsque la dorsale succédant à la perturbation commence à arriver par l'ouest : de l'air chaud gagne en altitude, ce qui atténue rapidement l'instabilité ; de plus le flux d'altitude a tendance à prendre une courbure anticyclonique, ce qui, nous l'avons vu également, tend à augmenter la stabilité statique.

De part et d'autre de cet ensemble tête – corps – secteur chaud – traîne, on parle de **marge nuageuse** : il s'agit d'une zone plus ou moins étendue vers le nord et vers le sud, et plus ou moins organisée. Des couches nuageuses peuvent exister à différents niveaux, mais ne sont jamais assez épaisses pour donner des précipitations, les gradients de températures et donc les vitesses verticales y étant faibles. Cette marge peut s'étendre assez loin à l'avant du front chaud suivant l'orientation et la force du jet associé.

Au sein de la perturbation, l'activité pluvieuse la plus intense se retrouve le plus souvent dans la zone du front chaud située dans le prolongement du front froid (i.e. dans le prolongement du jet de basses couches associé à chacun des fronts). Cette zone qui se retrouve souvent dans la zone de transition entre le front chaud et l'occlusion est parfois appelée point triple de la perturbation. Cette notion de point triple est très ambiguë car elle laisse supposer qu'il s'agit d'un point fixe situé à l'interface des deux fronts. Or, nous avons vu que le schéma du front froid rattrapant le front chaud n'était pas vraiment pertinent. En fait, l'intensité des précipitations dépend avant tout de la position des ascendances, elle même liée aux circulations agéostrophiques (jets de basses couches notamment). Nous n'utiliserons donc pas cette terminologie de point triple dans la suite du manuel.

La succession des secteurs nuageux pour un observateur immobile au sol dépendra de sa position par rapport à la dépression, mais aussi du stade de développement de la perturbation et de ses caractéristiques :

- si la dépression passe très au nord de l'observateur (cas le plus fréquent en France), celui-ci ne verra pas passer le front chaud et subira une alternance marge –secteur chaud (éventuellement) – front froid – traîne ; souvent, il verra seulement le front froid et la traîne ;
- si le centre de la dépression passe près de l'observateur, ce dernier verra passer le front chaud mais il a de grandes chances de ne pas voir passer de front froid : il s'agira plutôt d'un secteur chaud, suivi de l'occlusion ou du front chaud rétrograde, tous deux s'enroulant autour du minimum. On aura donc une succession tête – front chaud – secteur chaud – occlusion (ou front chaud rétrograde) puis éventuellement traîne ;
- le cas intermédiaire, où l'observateur voit passer les deux fronts successivement est donc moins fréquent. En France, il correspondra souvent aux situations de sud-ouest, pour lesquelles des fronts chauds peuvent remonter depuis la Péninsule ibérique, suivis de secteur chauds et de fronts froids parfois orageux.

La figure 2.34 montre un cas réel, que l'on pourra comparer au schéma conceptuel de la figure 2.33 à 12 h UTC le 8 octobre 2008, le centre de la dépression est passé à gauche du jet, et la perturbation entre dans sa phase mature. Le front chaud commence à s'enrouler autour du

minimum de pression. La traîne est encore peu visible à 12 h UTC, ce qui est fréquent dans les premières phases de la perturbation : c'est surtout l'ondulation chaude qui est active, tandis que le front froid et l'advection froide associée sont peu actifs. Entre 12 et 22 h UTC, on remarquera l'activation de la traîne (apparition de nuages cumuliformes à l'arrière du front froid), et l'extension plus importante du front froid. L'enroulement de l'ensemble front chaud-occlusion se trouve de plus en plus éloigné du jet, côté air froid.

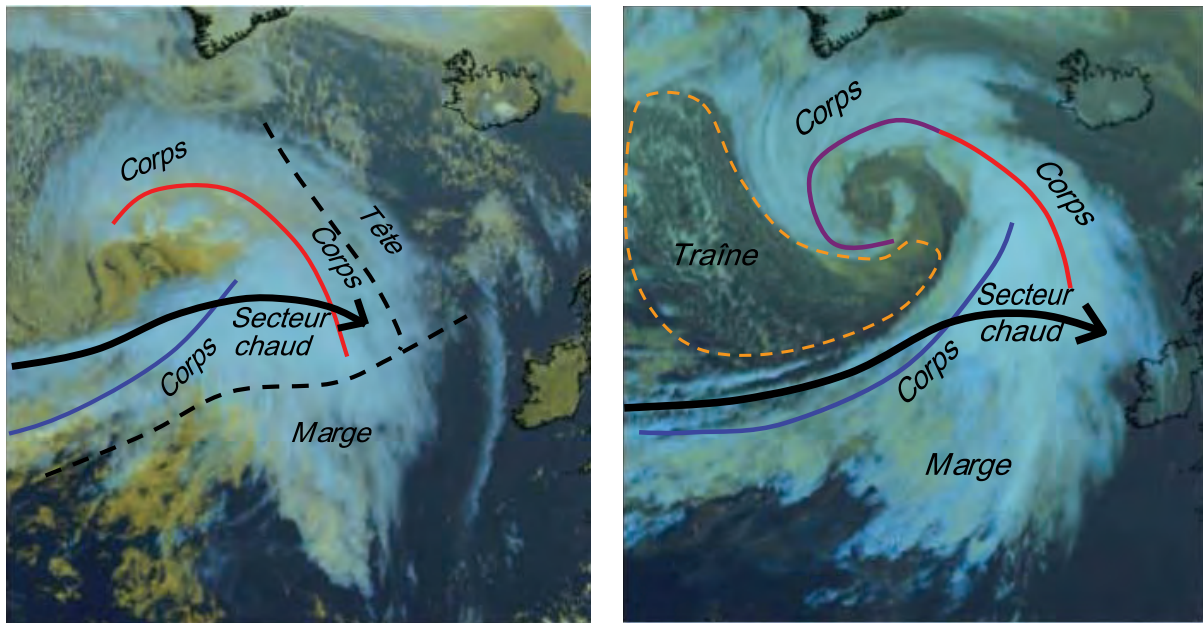


figure 2.34 : Un cas réel de perturbation synoptique barocline : images composition colorée Meteosat 9 du 8 octobre 2008. À gauche, image de 12 h UTC. À droite, image de 22 h UTC. Les différents secteurs nuageux sont mentionnés, ainsi que la position des fronts (rouge : front chaud, bleu : front froid, violet : occlusion) et du jet d'altitude (flèche en trait noir épais). Les nuages bas apparaissent en ocre jaune, les nuages élevés en blanc. Source : Météo-France.

2.3.2 Les autres types de perturbations

Nous avons déjà entrevu aux paragraphes précédents qu'il pouvait exister des perturbations de nature et/ou de structures différentes de celles des systèmes d'échelle synoptique largement pilotés par les processus de développement barocline. En particulier, il a été montré que l'ouest du bassin Atlantique était favorable aux cyclogénèses baroclines d'échelle synoptique, tandis que l'est du bassin (nous intéressant plus directement) est plutôt une zone de comblement de ces dépressions synoptiques, mais également une zone de formation de dépressions d'échelle sous-synoptique.

Nous allons présenter ici plusieurs types de perturbations, sans avoir l'ambition d'être exhaustifs, tant la variété offerte par l'atmosphère est grande. Par ailleurs, les processus de formation et cycle de vie sont parfois mal connus et relèvent encore souvent du domaine de la recherche. Nous mettons en lumière les principaux concepts décrits à ce jour avec plus ou moins de détails et de certitudes.

a. Développement à partir d'une ondulation de front froid

Ces cas sont relativement fréquents sur le centre et l'est du bassin atlantique. Ils sont associés à des cyclogénèses faibles à modérées, plus rarement explosives, et sont le plus souvent d'échelle sous-synoptique.

On rencontre plusieurs configurations différentes :

- une ondulation se crée sur le front à l'approche d'un rapide de jet, côté entrée droite (donc en amont du rapide, du côté de l'air chaud d'altitude). Ces ondulations sont en général associées à des creusements de faible amplitude, mais elles renforcent notablement l'activité pluvieuse du front. Les mécanismes expliquant ces ondulations et creusements sont encore aujourd'hui mal connus. Il semble toutefois qu'en plus des processus baroclines (dus au gradient horizontal de température, donc au gradient vertical de vent) soient présents des processus barotropes, dus au gradient horizontal de vent (gradient particulièrement élevé au voisinage des fronts), mais également des interactions avec la topographie pour les fronts survolant les surfaces continentales. Les dépressions associées ont un faible diamètre, souvent de l'ordre de 200 à 300 km ;
- une ondulation peut également se créer par interaction entre une anomalie d'altitude et un front froid. Dans ce cas, il semble que les processus baroclines soient prédominants, et les creusements associés plus intenses que dans le cas précédent. La taille des dépressions ainsi créées est également plus importante (500 à 600 km de rayon). Le cas de la tempête Klaus du 24 janvier 2009 qui a circulé sur le Sud-ouest de la France semble pouvoir être rangé dans cette catégorie (perturbation « S » sur la figure 2.20) ;
- enfin, l'absorption d'un ancien cyclone par la circulation extratropicale tempérée peut conduire à faire onduler un front froid et à provoquer un creusement dépressionnaire, par apport d'air chaud et humide (voir figure 2.35, exemple du cyclone Gordon en septembre 2006).

Quoi qu'il en soit, ces deux types de développements se produisent au sud des dépressions d'échelle synoptique (cf. localisation du front froid), donc au sud du rail des dépressions.

b. Développement sous une ondulation du jet

Des développements peuvent se produire sous une ondulation du courant-jet, souvent à l'aval d'un système préexistant, dans un contexte généralement faiblement barocline, mais sans front préexistant. Il en résulte souvent une cyclogénèse de faible intensité, et la formation quasi-simultanée d'un front chaud de méso-échelle, en général très actif en termes de précipitations. La présence d'une anomalie d'altitude semble quasi-systématique, ce qui, malgré une faible baroclinie, laisse penser que les processus baroclines prédominent, souvent renforcés par des processus diabatiques dans la masse d'air chaude et humide de basses couches associée. Ce genre de développement se produit en général à des latitudes plutôt méridionales. Les fronts chauds ainsi formés sont d'une échelle inférieure à celle des fronts chauds classiques : 600 à 800 km de longueur en général. Les fronts froids sont souvent absents de ce genre de configuration.

c. Développement en air froid

Des cyclogénèses se produisent fréquemment dans de l'air froid à tous niveaux, au nord du jet d'altitude et de la zone barocline, parfois non loin de la dépression principale vieillissante (notamment sur sa face ouest, qui véhicule un flux de N à NW). En général, il s'agit d'air froid cyclonique à l'intérieur d'une traîne active, dans lequel circulent des anomalies de tourbillon d'altitude plus ou moins dynamiques. Ces anomalies de tourbillon conjuguées à une très faible stabilité statique de la masse d'air peuvent être suffisantes pour entraîner des creusements dépressionnaires jusqu'en surface. Cet effet peut notamment être renforcé par la présence d'amas convectifs en virgule (cf. section 2.3.1) qui favorisent le dégagement de chaleur latente et donc la création de vitesses verticales.

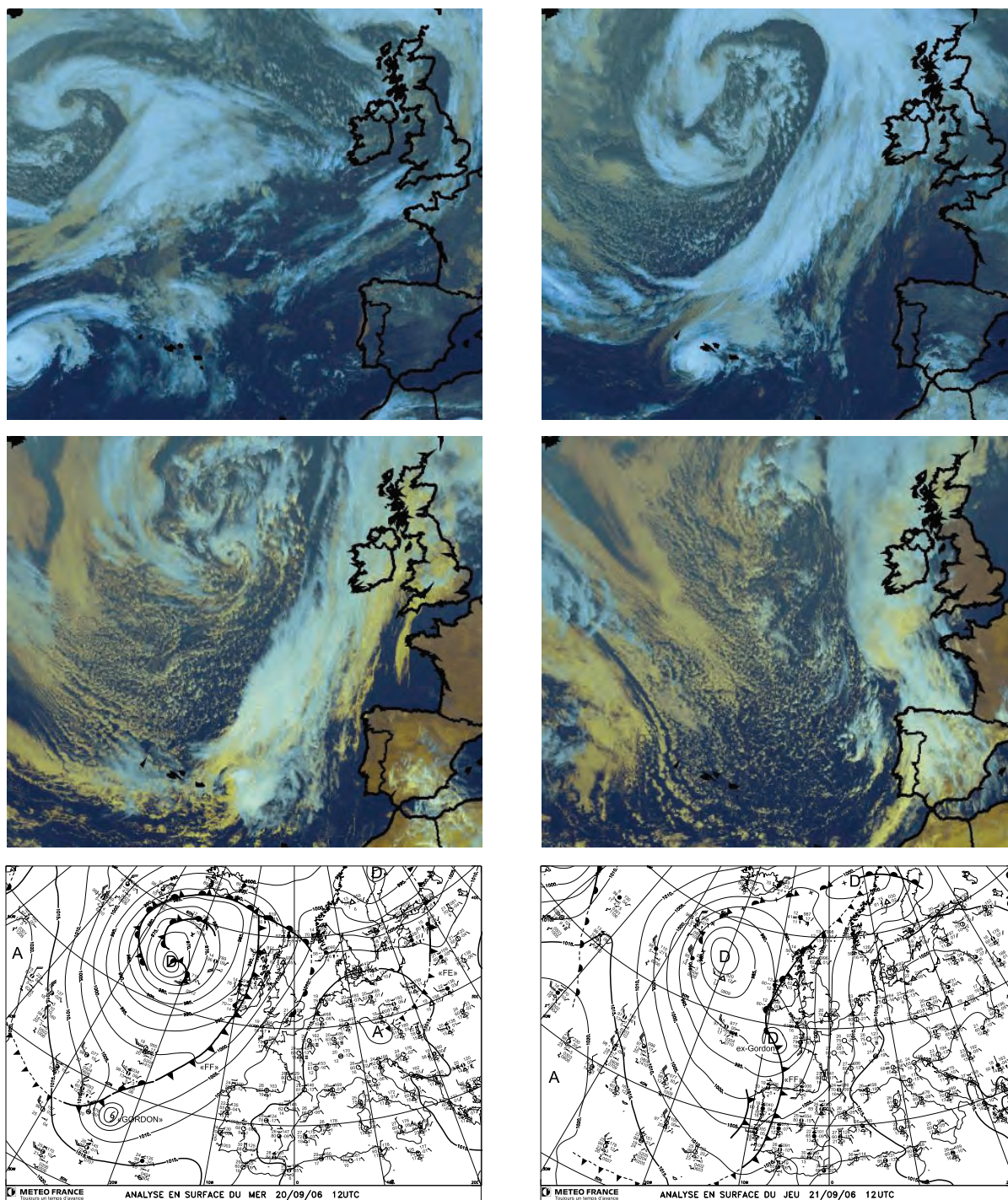


figure 2.35 : En haut, compositions colorées Meteosat 8, septembre 2006 (source : Météo-France) : à gauche, le 19 à 00 h UTC, à droite, le 20 à 00 h UTC. Au milieu, à gauche, le 20 à 12 h UTC, à droite, le 21 à 12 h UTC. En bas, analyses isofront Météo-France du 20 à 12 h UTC (à gauche), et du 21 à 12 h UTC (à droite). Source : Météo-Hebdo.

Les dépressions développées en air froid ont un rayon modeste de l'ordre de 500 à 600 km, parfois moins, mais les gradients de pression associés peuvent parfois être intenses et générer de forts coups de vent.

Un exemple de développement en air froid est proposé sur la figure 2.36. À 12 h UTC le 28, un profond thalweg associé à de l'air froid à tous niveaux s'étend de la mer de Norvège au large du Cap Finistère. Associée à cette zone dépressionnaire, une vaste traîne concerne le proche

Atlantique, dans laquelle sont plus ou moins organisés des amas convectifs. Le jet d'W à NW est situé beaucoup plus au sud, de Lisbonne au nord de l'Algérie.

Entre 12 h UTC le 28 et 00 h UTC le 29, une dépression se creuse au nord de la Galice dans l'air froid, et une frontogénèse s'opère autour de ce minimum, prenant la structure d'un front froid. À 12 h UTC le 29, le creusement est à son maximum à 985 hPa dans le golfe de Gascogne. Cette valeur apparemment anodine ne doit pas conduire à considérer ce genre de dépression comme inoffensive : de part ses petites dimensions spatiales, les gradients de pression mis en jeu peuvent être très élevés et ce jour-là, il a été relevé des rafales à 130 km/h au Cap Ferret sur le bassin d'Arcachon, où les dégâts dus au vent ont été importants.

d. Redéveloppement d'une dépression existante

Dans certaines conditions, notamment en arrivant sur des zones où le jet d'altitude est dédoublé, on observe le creusement d'un nouveau centre dépressionnaire en aval du centre dépressionnaire originel, qui tend alors à se combler.

e. Les dépressions et perturbations méditerranéennes

Et en Méditerranée, que se passe-t-il ? Nous ne rentrerons pas dans les détails car la météorologie de ce bassin est encore plus complexe que celle de l'Atlantique Nord, eu égard à ses dimensions réduites et aux reliefs qui l'entourent et qui interagissent sans arrêt avec les écoulements et les ondes de grande échelle. La taille des dépressions y est en tout cas beaucoup plus réduite que celle des dépressions synoptiques. Les diamètres méditerranéens sont de l'ordre de 300 à 800 km, contre 1500 km pour leurs homologues atlantiques. Les dépressions d'échelle synoptique finissent en général leur vie entre Groenland et Norvège. Elles ne pénètrent que rarement en Méditerranée, et n'y arrivent de toutes façons jamais intactes.

En fait, dans le bassin occidental, les perturbations méditerranéennes peuvent avoir trois origines principales :

- développement (cyclogénèse + frontogénèse) à partir de l'ondulation d'un front froid ou front quasi-stationnaire issu d'une perturbation synoptique atlantique ;
- cyclogénèse secondaire en flux de S à SW, à l'avant d'un profond thalweg ou d'une goutte froide ibérique ;
- développement sur place, par interaction barocline entre air froid d'altitude et air chaud et humide de basses couches (perturbations souvent orageuses).

Dans le premier cas, il s'agit de situations méridiennes de secteur S à SW pour lesquelles un front froid atlantique est bloqué dans sa progression vers l'est par de hautes pressions continentales et commence à onduler sur la France. Lorsque l'ondulation se produit entre golfe du Lion et Italie, on observe très souvent un creusement dépressionnaire associé et une nouvelle frontogénèse, avec parfois apparition d'un front chaud, et très souvent réactivation du front froid originel. L'ondulation et donc le développement sont favorisés par l'arrivée d'air froid d'altitude du thalweg lié à la perturbation synoptique. Ce genre de configuration est fréquent en saison froide, mais beaucoup plus rare voire absent en saison chaude. L'exemple d'un tel développement est montré en figure 2.37, où l'on peut voir un front ondulant très méridien, bloqué par un anticyclone sur l'Europe centrale, se scinder en deux parties et s'enrouler autour d'une dépression se creusant entre Provence et Corse. On notera les différences de dimensions et d'intensité de creusement entre la perturbation « U » au sud du Groenland (qui montre d'ailleurs un bel exemple de front froid dédoublé) et la perturbation méditerranéenne. Ne pas pour autant en déduire une moindre activité de la perturbation méditerranéenne, qui peut être tout aussi dangereuse, notamment en termes d'intensité de précipitations.

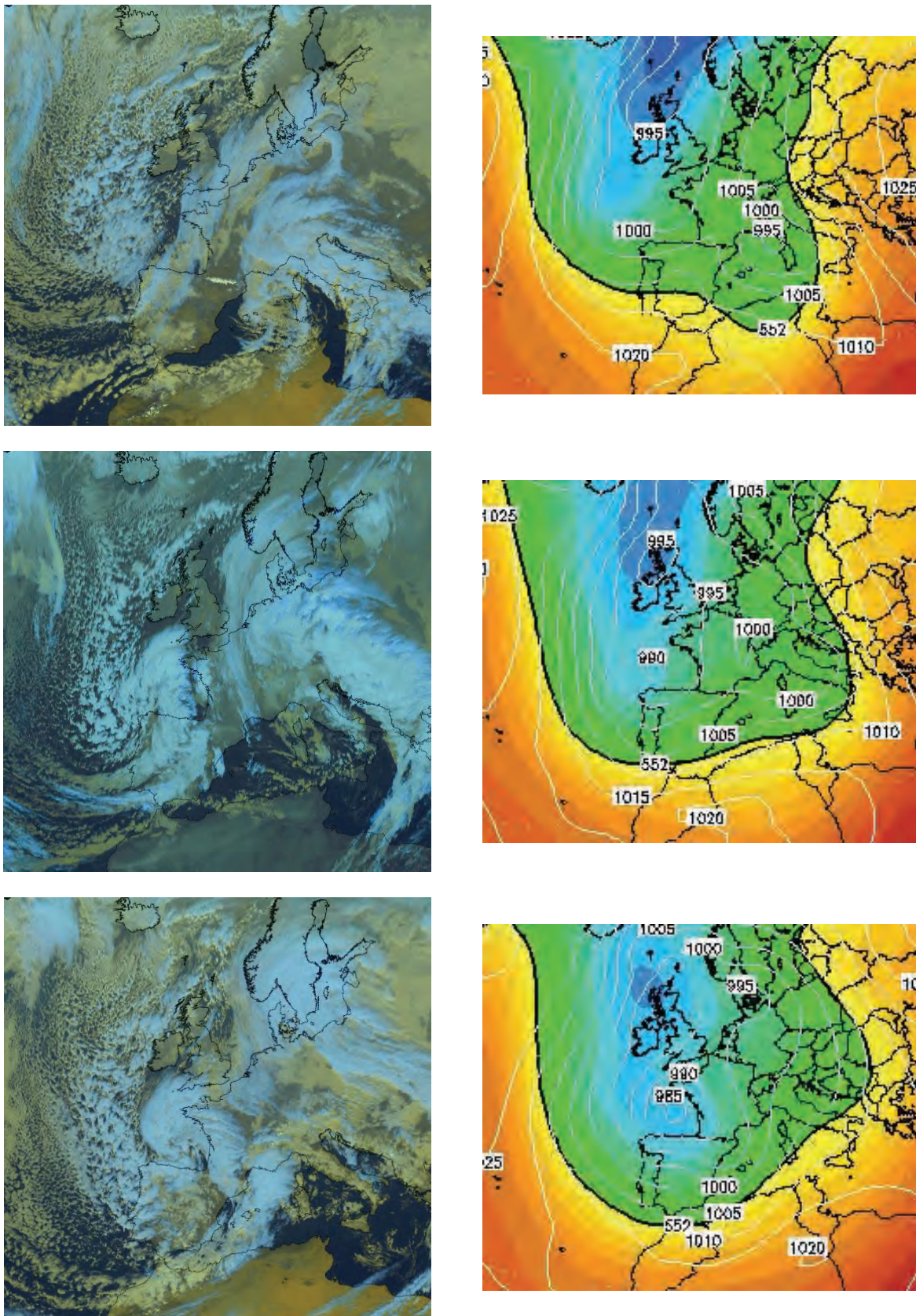


figure 2.36 : Cyclogénèse et frontogénèse en air froid : à gauche, composition colorée Meteosat 9 ; source : Météo-France. À droite analyse Pmer (hPa) + isohypses à 500 hPa (dam) ; source : www.wetterzentrale.de. En haut, 28 novembre 2008, 12 h UTC ; au milieu, 29 novembre, 00 h UTC ; en bas, 29 novembre, 12 h UTC.

Le deuxième cas est relativement fréquent depuis l'automne jusqu'en première moitié de printemps. Il s'agit de dépressions se formant en flux de S à SW, à l'avant d'un thalweg ou d'une goutte froide (une dépression principale d'échelle synoptique est parfois présente sur le golfe de Gascogne).

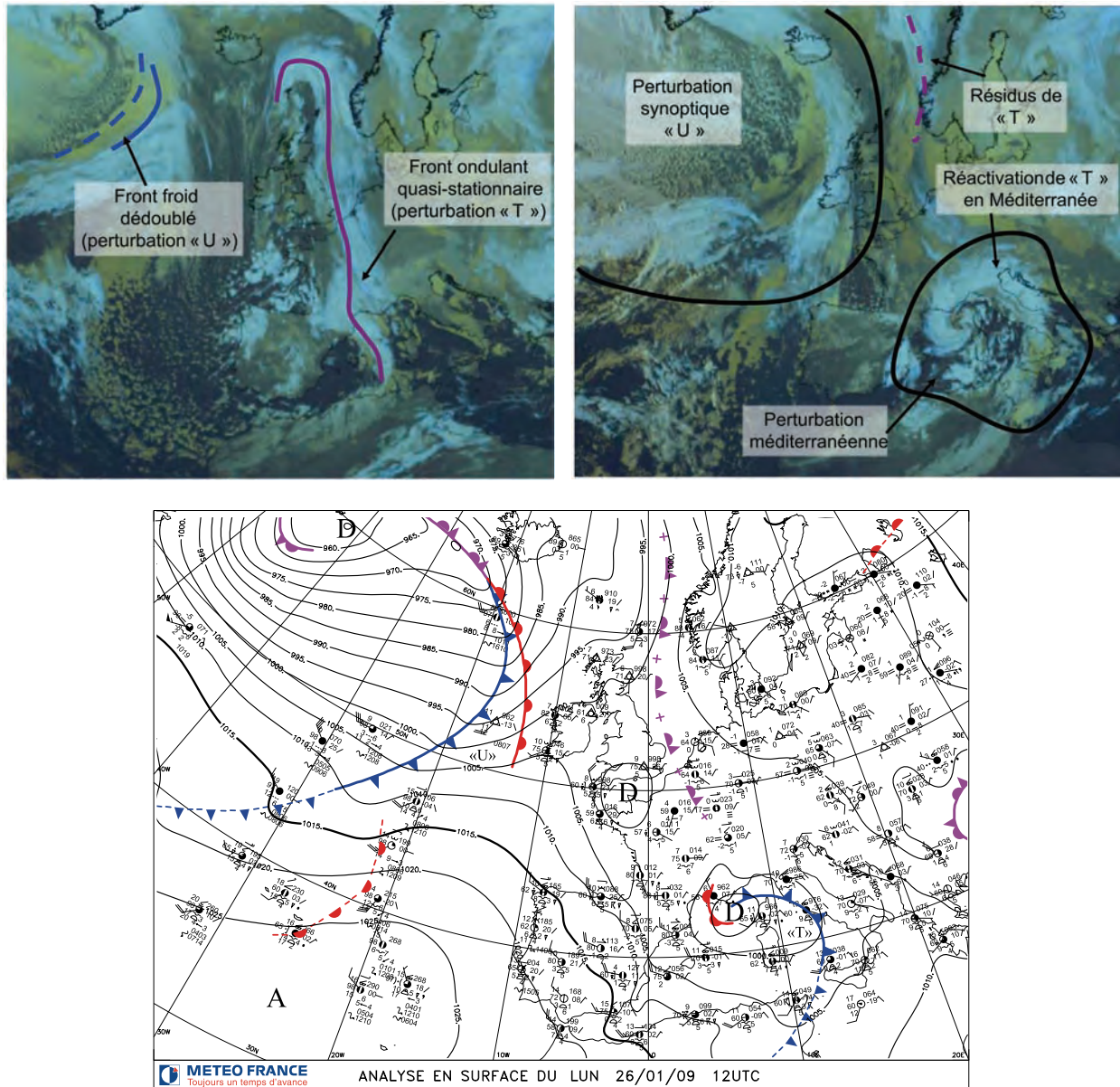


figure 2.37 : En haut, compositions colorées Meteosat 9 le 26 janvier 2009, à 00 h UTC (à gauche) et 18 h UTC (à droite) ; source : Météo-France. La trace au sol du front froid dédoublé de la perturbation « U » est matérialisée par des tirets, la trace d'altitude par un trait plein. En bas, analyse isofront Météo-France du 26 janvier à 12 h UTC ; source : Météo-Hebdo.

Ce type de situation se produit souvent sur le golfe du Lion en flux de S à SE de basses couches (figure 2.38) : l'air doux et humide de basses couches advecté depuis le sud peut se mettre à onduler entre Catalogne, Baléares, Delta du Rhône (à cause des reliefs environnants, ou d'air froid continental résistant dans l'intérieur...). Si cette anomalie chaude entre en phase avec des anomalies froides d'altitude pivotant autour du minimum centré sur Golfe de Gascogne/Péninsule ibérique, un creusement peut se produire sur les zones méditerranéennes,

entre le delta du l'Ebre et celui du Rhône. Les creusements associés sont le plus souvent de faible amplitude (on peut même rester dans des valeurs supérieures à 1015 hPa). Néanmoins, ce type de configuration est souvent associé à de fortes pluies sur le Languedoc et les Cévennes.

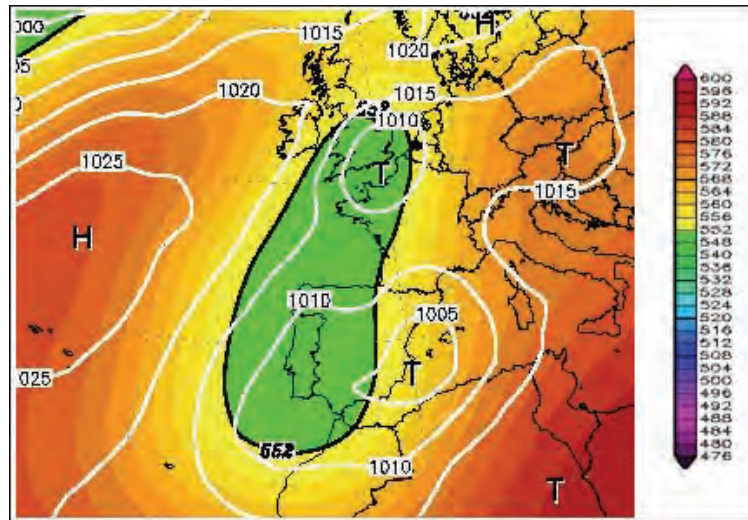


figure 2.38 : Analyse Pmer (hPa) + isobypses à 500 hPa (dam) du 2 novembre 2008 à 00 h UTC. Source : www.wetterzentrale.de.

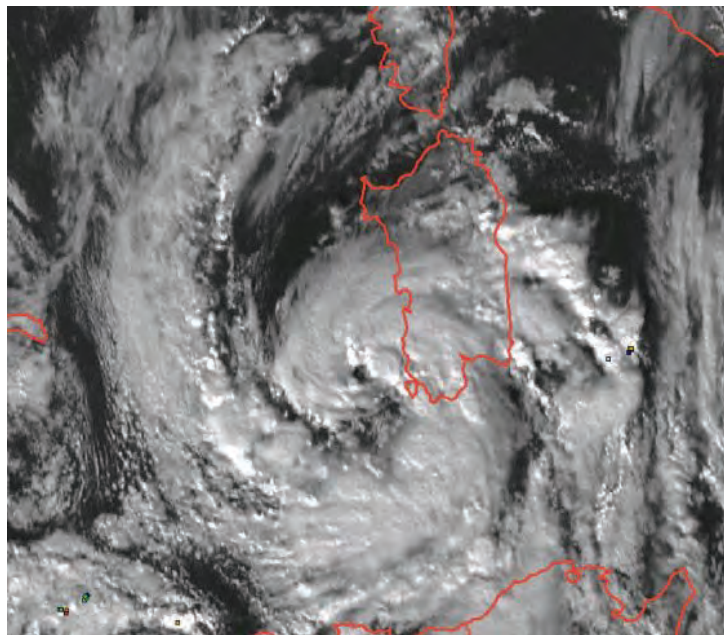


figure 2.39 : Un "medicane" au large des côtes sardes le 17 décembre 2008 à 13 h 45 UTC. Image canal visible Meteosat 9. Source : Météo-France.

Enfin, le troisième cas regroupe une grande variété de perturbations. Il peut s'agir simplement de zones pluvieuses ou pluvio-orageuses organisées en bandes frontales, sans creusement de surface, et associées à des flux maritimes rapides, bien alimentés en air doux et humide se conjuguant aux effets orographiques pour donner des pluies abondantes sur le pourtour méditerranéen. Dans certains cas cependant, un creusement peut se produire, notamment en cas de contraste important entre la température de l'air en altitude et la température de la mer. Lorsqu'une masse d'air très froide en altitude arrive sur une mer beaucoup plus chaude, des dépressions de faible diamètre présentant une structure type « dépression tropicale » peuvent apparaître. Ces dépressions ont une forme très circulaire, avec une zone centrale en forme d'œil

(voir figure 2.39) : les processus convectifs deviennent alors prépondérants comme dans les phénomènes tropicaux. Les anglo-saxons nomment parfois ces phénomènes « mediane », contraction de « mediterranean » et « hurricane » (ouragan), ou encore TMS : Tropical-like Mediterranean Storms.

f. « polar lows » et dépressions subtropicales

Le titre de ce paragraphe peut paraître déroutant, car on semble là bien loin des latitudes tempérées, et l'association dépressions « polaires »/dépressions « subtropicales » peut paraître étrange. En fait, ces deux types de dépressions ont été rassemblés car ils présentent des caractéristiques voisines en termes de développement et de structure, même s'ils ne fréquentent pas les mêmes zones.

Pour ces dépressions, le processus pilotant la cyclogénèse est la convection profonde, due à une forte instabilité de la masse d'air. Cette instabilité est elle-même due à deux facteurs que sont la présence d'air froid ou très froid en altitude, et d'une mer et/ou des basses couches à température comparativement très élevée. La forte instabilité qui en résulte (suradiabatisation possible) provoque une intense convection, alimentée en humidité par l'intense évaporation qui se produit près de la surface.

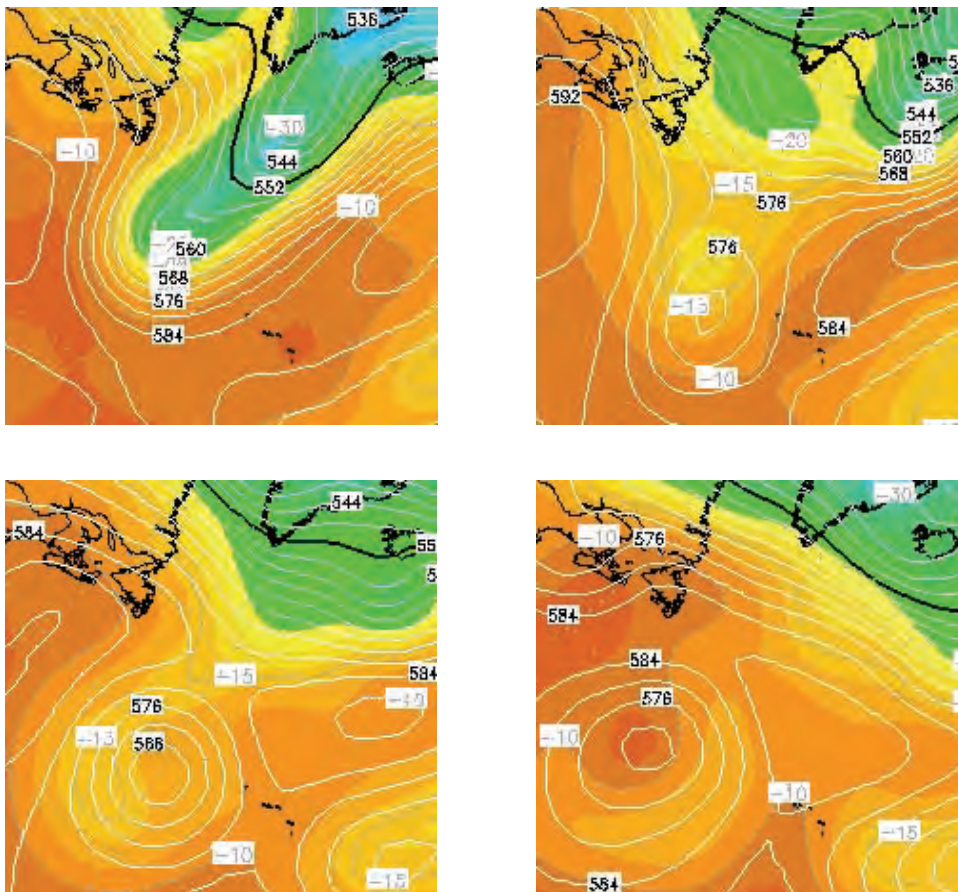


figure 2.40 : Analyse géopotiel et température à 500 hPa à 00 h UTC les 26, 27, 28, et 29 septembre 2008. Source : Wetterzentrale.de.

Les **dépressions subtropicales**, selon le National Hurricane Center de Miami, sont "des systèmes de basses pressions, non frontaux, qui possèdent des caractéristiques à la fois tropicales et extratropicales" : il s'agit typiquement de systèmes non baroclines, associés à de l'air froid

d'altitude, et à une circulation cyclonique en surface, et d'une taille en général très supérieure à celle des cyclones tropicaux.

Dans la pratique, le plus souvent, ces dépressions ont en fait une origine extratropicale et se forment à des latitudes situées vers 35 à 40°N, lorsque de l'air froid d'altitude venu de latitudes septentrionales s'isole en goutte froide au dessus d'un océan beaucoup plus chaud (situation favorable : fin d'été et début d'automne). Si la convection qui en résulte est suffisamment forte pour permettre l'apparition d'une circulation cyclonique en surface, sans structure frontale organisée, le système devient une dépression subtropicale (ou tempête subtropicale si les vents dépassent les 34 kt). Si les mouvements convectifs finissent par faire disparaître totalement l'air froid d'altitude par brassage vertical, et si l'étendue de la zone convective est suffisamment réduite, le système passe du statut "subtropical" au statut "tropical", et ce quelle que soit la latitude à laquelle il se trouve.

Sur la figure 2.40, correspondant à la tempête subtropicale puis tropicale « Laura », on voit un thalweg associé à de l'air froid d'altitude évoluer en bas géopotentiel associé à de l'air de plus en plus chaud en altitude (qu'on ne peut donc plus appeler « goutte froide »). Cette évolution est exactement inverse de celle des perturbations baroclines classiques pour lesquelles le bas géopotentiel d'altitude est associé à de l'air froid. Une telle structure « à cœur chaud d'altitude » est typique des phénomènes tropicaux, mais dans ce cas, sa formation est d'origine extratropicale.

Les « polar lows » naissent quant à eux aux hautes latitudes lorsque des descentes d'air arctique très froid (à tous niveaux) atteignent des mers beaucoup plus chaudes : le surdiabatement devient alors très fort et la masse d'air très instable. L'intense convection qui se produit alors (alimentée en humidité par la forte évaporation) peut là encore conduire à des cyclogénèses marquées, notamment dans les basses couches, dont la structure rappelle celle des phénomènes tropicaux. Les « medicanes » mentionnés au paragraphe précédent présentent des caractéristiques assez voisines en termes d'organisations nuageuses.

2.4 Synthèse

Ce chapitre nous a permis de balayer plusieurs aspects des perturbations des latitudes tempérées : formation, cycle de vie, typologie, structures nuageuses associées. Ce panorama sera complété dans les chapitres ultérieurs, lorsque seront abordées les techniques d'analyse proprement dites : savoir repérer un front froid, un front chaud, une frontogénèse, etc. Pour synthétiser ce chapitre (voir également tableaux ci-après), on peut dire que dans l'espace Europe occidentale – Atlantique Nord :

- les perturbations baroclines d'échelle synoptique se forment préférentiellement sur l'ouest du bassin atlantique, notamment près de la côte est des Etats-Unis. Les dépressions associées ont tendance à terminer leur vie sur l'est du bassin, qui apparaît donc comme une zone de comblement pour ces dépressions. Les fronts associés peuvent par contre indifféremment voir leur activité se renforcer ou s'affaiblir en gagnant l'est du bassin, suivant les interactions avec les anomalies d'altitude et/ou de surface, ainsi qu'avec la topographie des surfaces continentales ;
- l'est du bassin est une zone de cyclogénèse pour les dépressions d'échelle sous-synoptique. Ces dépressions peuvent avoir des origines très diverses, et les mécanismes baroclines peuvent parfois ne pas être seuls en cause dans les processus de développement ;
- le concept d'occlusion résultant d'un front chaud rattrapé par un front froid est largement remis en cause par les schémas conceptuels actuels, et l'occlusion doit être vue comme de l'air chaud rejeté en altitude. Cette configuration se rencontre essentiellement lorsqu'un front chaud s'enroule autour d'une dépression ;
- trajectoires et climatologie des perturbations sont conditionnées par les régimes de temps.

Localisation	Traîne	Corps front froid	Secteur chaud	Corps front chaud	Tête	Occlusion	Amas convectif
Nébulosité, plafonds	Nuageux à très nuageux Cu- Sc loc Cb, plafonds souvent supérieurs à 1500 m	Couvert, Ns, parfois Cb, plafonds bas, puis Ns, Sc à l'arrière (zone stratiforme)	Très nuageux à couvert, Sc – St, plafonds bas à très bas	Couvert, As puis Ns, plafonds en baisse à l'approche du front	Ciel voilé, Ci évoluant en Cs à l'approche du corps du front chaud	Couvert à tous niveaux, loc Cb. plafonds bas	Couvert Cu loc Cb
Précipitations	Sous forme d'averses (parfois grêle, grésil)	Fortes, mais généralement brèves, puis continues après le passage du front, faibles à modérées.	Faibles, intermittentes, bruines	Faibles au début, s'intensifiant progressivement à l'approche du front, durables. Neige ou pluies verglaçantes possibles en hiver.	Néant puis virga locales	Irrégulières, mais temporairement fortes.	Averses orageuses
Température	En baisse puis stable	En baisse	Stable	En hausse après le passage du front	Stable	Stable	En baisse
Vent	W à NW en général ; rafales sous averses	Virant à droite au passage du front, avec brèves mais fortes rafales possibles	Régulier, de secteur SW à W en général	Tournant à droite au passage du front (en général de S à SE vers SW à W)	Faible (généralement S à E)	Aucune direction privilégiée. Souvent modéré à assez fort.	Fortes rafales possibles
Pression	En hausse lente	Brusque hausse au passage du front	Stationnaire	En baisse	En baisse	Pas de tendance privilégiée.	En baisse
Visibilité	Bonne sauf sous averses	Médiocre à mauvaise	Mauvaise	Médiocre	Bonne	Médiocre	Mauvaise sous averses
Durée moyenne	Plusieurs heures à plusieurs jours	15' à plusieurs heures	Plusieurs heures	Plusieurs heures	Plusieurs heures	Quelques heures à quelques jours	Quelques heures

tableau 2.1 : Évolution des paramètres météorologiques dans les divers secteurs des perturbations.

Type de front	Précipitations	Issu de	Evolue en	Dénomination anglo-saxonne
chaud	<p>Zone pluvieuse de 100 à 200 km de large à l'avant du front. Précipitations modérées, de type stratiforme.</p> <p>Virga loin à l'avant</p> <p>Neige ou pluies verglaçantes possibles</p> <p>A l'arrière du front: pluies ou bruines faibles intermittentes (secteur chaud).</p>	<p>Zone barocline (parfois matérialisée sous forme de pseudo front chaud mais pas systématiquement si la zone barocline est diffuse) ou ondulation de front froid</p>	<p>Occlusion ou frontolyse (plus rarement front quasi-stationnaire)</p>	<p>Warm front</p>
anafront froid	<p>Bande pluvieuse étroite (10 km) : pluies modérées à fortes (bande étroite de front froid), parfois orageuses, éventuellement suivies d'une zone de pluies stratiformes plus ou moins étendue (50 à 100 km, bandes larges de front froid).</p> <p>Neige rare (sous les latitudes tempérées)</p>	<p>Zone barocline (parfois matérialisée sous forme de pseudo front froid mais pas systématiquement si la zone barocline est diffuse) ou évolution d'une occlusion rétrograde</p>	<p>frontolyse, katafront, front froid dédoublé, front quasi-stationnaire, pseudo-front froid ou pseudo quasi-stationnaire (zone barocline)</p>	<p>Cold front</p>
katafront	<p>Orages noyés dans la masse ; Verticalité de la pente frontale</p>	<p>Anafront, pseudo-front</p>	<p>frontolyse, front froid dédoublé, front quasi-stationnaire, pseudo-front froid ou pseudo quasi-stationnaire (zone barocline)</p>	<p>Kata-cold front</p>
froid dédoublé	<p>Plusieurs bandes pluvieuses : l'une à l'avant de l'anomalie d'altitude (précipitations souvent issues de l'étage moyen, à caractère orageux, notamment en été), l'autre au niveau de la trace de basses couches : pluies ou bruines, d'autant plus faibles que l'anomalie d'altitude est loin devant le front de surface.</p>	<p>Anafront ou katafront froid</p>	<p>Frontolyse, réactivation de la trace au sol en anafront froid, pseudo front froid, instabilisation du front chaud si la trace froide d'altitude surplombe celle du front chaud.</p>	<p>Split-front</p>

Type de front	Précipitations	Issu de	Evolue en	Dénomination anglo-saxonne
occlusion	Bande pluvieuse de 50 à 100 km de large. Précipitations modérées à fortes, parfois orageuses autour des dépressions. Neige possible.	Front chaud s'enroulant autour d'une dépression, air chaud rejeté en altitude à l'avant d'un front froid	Frontolyse, amas convectif en virgule, front froid	Occluded front Occlusion
quasi-stationnaire	Bande pluvieuse de 50 à 100 km de large. Précipitations abondantes. Forts cumuls possibles en un point donné. Neige probable en hiver.	Front froid (plus rarement front chaud) ou zone barocline avec forte déformation.	Frontolyse, front froid, front chaud, pseudo froid ou pseudo chaud	Stationary front
pseudo chaud	Bande nuageuse éventuellement associée à de faibles précipitations, ou ciel clair, parfois ondées sous Ac, voire orages à base élevée	Zone barocline	Front chaud, front quasi-stationnaire, ligne orageuse, dissipation	-
pseudo froid	Bande nuageuse, éventuellement associée à de faibles précipitations (pluie ou bruine)	Zone barocline, frontolyse d'un anafront ou trace au sol d'un front froid dédoublé	Front froid, front quasi-stationnaire, dissipation	-
pseudo quasi stationnaire	Bande nuageuse, éventuellement associée à de faibles précipitations (pluie ou bruine), ou fort gradient horizontal de température en ciel clair	Frontolyse d'un front quasi-stationnaire, d'un front froid, zone barocline	Tous types de fronts (sauf occlusion).	-
amas convectif en virgule	Bande nuageuse en forme de virgule, avec nuages à tous niveaux. Pluies modérées ou averses, parfois de grêle ou de neige. Orages possibles.	Occlusion/ front chaud rétrograde, zones les plus dynamiques des traînes	Front froid, front froid dédoublé	Comma cloud

tableau 2.2 : Synthèse des différents types de limites frontales.

Types de perturbations	Diamètres caractéristiques des dépressions associées	Zones de formation – Périodes.	Trajectoires – durées de vie	Fronts associés	Remarques
Perturbations synoptiques baroclines	1000 à 2000 km	Ouest du bassin atlantique ; Est des Etats-Unis. Saison froide surtout (plus fréquentes et plus intenses)	Dépendent du régime de temps ; mais zone préférentielle de comblement entre Groenland – Ecosse – Norvège. Plusieurs jours.	A maturité : front chaud puis occlusion, front froid	Coups de vent ou tempêtes possibles, mais surtout sur Iles Britanniques – Norvège – et plus au nord
Perturbations sous-synoptiques atlantiques : ondulation front froid	200 à 600 km	Est et centre du bassin atlantique. Saison froide surtout.	Fréquemment entre 40° et 55°N ; latitude dépendant du régime de temps. Quelques heures à quelques jours.	Front froid, front chaud, rarement occlusion	Coup de vent ou tempêtes possibles notamment sur les côtes d'Europe occidentale, du Portugal aux Iles Britanniques
Perturbations sous-synoptiques atlantiques : ondulation jet	Inférieur à 500 km	Est et centre du bassin atlantique. Saison froide surtout.	Latitudes souvent méridionales (sud du 55°N). Quelques heures à quelques jours.	Front chaud principalement	Forte activité pluvieuse du front chaud
Dépressions en air froid	500 à 600 km	Toutes zones océaniques avec arrivée d'air froid cyclonique d'altitude. De novembre à avril principalement.	Trajectoires variables, comblement rapide en arrivant sur surfaces continentales. Quelques heures à un ou deux jours.	Amas convectifs, parfois front froid	Orages possibles, ainsi que forts coups de vent en mer et sur le domaine côtier

Types de perturbations	Diamètres caractéristiques des dépressions associées	Zones de formation – Périodes.	Trajectoires – durées de vie	Fronts associés	Remarques
Perturbations méditerranéennes classiques	300 à 800 km	Toutes zones, mais préférentiellement sur Baléares et golfe de Gênes. De septembre à mai.	Peu mobiles, trajectoires variables. Quelques jours.	Front froid et/ou front chaud, parfois occlusion ou quasi-stationnaire	Importants cumuls pluvieux possibles. Aspect orageux fréquent
Dépressions méditerranéennes type « medicanne »	300 à 800 km	Toutes zones, mais plus fréquent sur le sud du bassin. De septembre à mars.	Trajectoires aléatoires, variables. Quelques heures à quelques jours.	Occlusions ou front chaud	Pluies orageuses, parfois coups de vent
Dépressions subtropicales	500 à 1000 km	Au sud du 45°N. D'août à décembre.	Aléatoire, souvent peu mobile. Plusieurs jours.	Pas de structure frontale bien identifiée ; convection prédominante	Fortes pluies et forts cumuls possibles. Vents forts.

tableau 2.3 : Synthèse des différents types de perturbations des latitudes tempérées.

chapitre 3. Les phénomènes orageux



Photo : Sébastien Laflorencie.

Au chapitre précédent, nous avons traité des perturbations d'échelle synoptique ou sous-synoptique. Ici, nous descendons d'un ou plusieurs ordres de grandeur pour nous intéresser aux phénomènes de méso-échelle que sont les systèmes orageux. Ces systèmes sont associés aux processus de convection profonde qui concernent la troposphère sur tout ou partie de son épaisseur et mettent en jeu des échelles horizontales allant d'une dizaine à quelques centaines de kilomètres. Ces échelles variables s'expliquent par la multiplicité des structures et des organisations existantes : de la simple cellule orageuse isolée au système convectif de méso-échelle regroupant plusieurs cellules, en passant par les orages frontaux, les orages de traîne, etc.

L'objet de ce chapitre est de présenter les différents modèles conceptuels d'organisations orageuses connus à ce jour. Les processus responsables de la convection profonde sont supposés connus et ne seront que brièvement rappelés. L'identification des phénomènes à l'aide des différentes imageries sera quant à elle abordée dans le tome 2.

3.1 Définitions

Voici les différentes définitions des phénomènes orageux que l'on trouve selon les sources :

Littre : agitation violente de l'atmosphère avec vent, éclair et tonnerre.

Wikipédia : de l'ancien français « ore » qui signifiait « vent ». Perturbation d'origine atmosphérique d'origine convective, associée à un type de nuage particulier : le cumulonimbus.

OMM : Une ou plusieurs décharges brusques d'électricité atmosphérique, se manifestant par une lueur brève et intense (éclair), et par un bruit sec ou un roulement sourd (tonnerre).

Brassens (Georges) : « ...par un soir de novembre, à cheval sur les toits, un vrai tonnerre de Brest, avec ses cris de putois, allumait ses feux d'artifices... », dans « L'orage, 1960 ». Très proche de la définition OMM finalement.

Et en Anglais, « thunderstorm » signifie littéralement « tempête de tonnerre ».

Bref, quoi qu'il en soit, il est évident au travers de ces définitions diverses, que nous sommes en présence d'un phénomène atmosphérique violent. Violent certes, mais dont l'importance est capitale pour le système terre – atmosphère :

- les orages apportent souvent l'essentiel des précipitations dans les régions tropicales, parfois même les seules précipitations des régions très sèches (déserts subtropicaux notamment) ;
- ils permettent un réajustement rapide des déséquilibres thermiques qui apparaissent dans l'atmosphère, en amenant de la chaleur et de l'humidité depuis les basses couches vers le sommet de la troposphère, et de l'air froid et plus sec depuis la haute altitude jusque vers le sol ;
- ils permettent une redistribution des charges électriques entre la terre et l'atmosphère, la terre se déchargeant en permanence hors des zones orageuses.

3.2 Mécanismes

L'orage est associé à un type de nuage unique, le cumulonimbus. Nous avons vu au chapitre précédent que les nuages liés aux perturbations synoptiques étaient le résultat d'ascendances de grande échelle, de grande étendue horizontale (de l'ordre de plusieurs milliers de kilomètres), de l'ordre du centimètre par seconde. Pour les orages, les vitesses verticales mises en jeu sont largement supérieures en intensité, de l'ordre du mètre par seconde, mais sur des échelles horizontales beaucoup plus réduites (de l'ordre de la dizaine de kilomètres). Ces mouvements verticaux intenses sont rendus possibles grâce à **l'instabilité convective**. En fait, on peut distinguer trois phases dans les développements convectifs :

1. **phase d'instabilisation** du profil vertical de l'atmosphère, c'est-à-dire l'apparition d'un profil vertical avec décroissance de la température potentielle avec l'altitude ;
2. **phase de déclenchement de la convection profonde**, c'est-à-dire l'ensemble des phénomènes qui vont permettre d'initier les mouvements verticaux lesquels vont ensuite s'amplifier grâce au profil instable ;
3. **phase d'organisation de la convection profonde**, à savoir les facteurs qui vont piloter la structure, l'intensité, et l'évolution des cellules orageuses formées.

Détaillons un peu ces trois points.

1. Tandis que l'atmosphère aux latitudes moyennes est stable à l'échelle synoptique, des zones d'instabilité, généralement d'échelle aérologique voire de méso-échelle (figure 2.6) peuvent apparaître. Il faut pour cela avoir de l'air chaud et humide en basses couches, et de l'air froid et sec en altitude. Cela est possible grâce à trois facteurs principaux :
 - par chauffage et apport d'humidité en surface : principalement l'été sur les surfaces continentales (pourvu que le sol soit suffisamment humide), et plutôt en automne/hiver au dessus des océans (la mer est plus chaude que l'air) ;
 - par ascendances forcées de la masse d'air (effet dynamique), que ce soit au niveau synoptique ou de méso-échelle. Ces ascendances peuvent être forcées par

l'environnement synoptique (cf zone aval des anomalies d'altitude ou de basses couches, vues au chapitre précédent) de grande échelle ou par le relief, et ont tendance à augmenter l'instabilité de la masse d'air. De faible intensité et d'échelle horizontale étendue, elles ne doivent pas être confondues avec les ascendances qui apparaissent lorsque la convection est déclenchée, ces dernières étant d'intensité beaucoup plus forte ;

- par advection d'air froid en altitude (au dessus de 600 hPa typiquement) ; on retrouve là nos anomalies d'altitude, mais cette fois pour leur effet thermique et non dynamique.
2. Lorsque l'atmosphère est instabilisée, un « forçage » extérieur va être nécessaire pour rompre l'équilibre. Ce forçage va initier des mouvements verticaux ascendants qui vont se trouver amplifiés par l'instabilité de l'atmosphère. Quels sont donc ces processus initiateurs d'ascendances ?
 - Convergence en basses couches : convergence de brises (de pente, de mer), déviation/canalisation par un relief, convergence liée aux courants de densité de cellules orageuses pré-existantes (voir plus loin dans ce chapitre).
 - Soulèvement frontal : au niveau d'un front froid, les ascendances de la bande étroite sont d'intensité suffisante pour rompre l'équilibre.
 - Soulèvement par propagation d'ondes de gravité en aval d'un relief, d'un front.
 3. Une fois la convection profonde déclenchée, l'organisation, l'intensité, et la trajectoire des cellules orageuses formées va être déterminée par plusieurs facteurs d'échelles diverses. Par exemple, la trajectoire des cellules va être pilotée par le flux de moyenne altitude, leur régénération par la localisation des zones de convergence de basses couches, et leur organisation principalement par le **cisaillement de vent**, qui représente la variation du vent en direction et intensité sur la verticale.

Dans la suite de ce chapitre, nous allons expliciter ces trois aspects de la convection, sans avoir une approche trop compartimentée, chacun d'eux étant fortement lié aux deux autres.

3.2.1 La flottabilité : stabilité ou instabilité

Considérons un volume d'air élémentaire, encore appelé « particule d'air », dans une tranche d'atmosphère en équilibre sur la verticale : si l'on soulève ce volume (par exemple par action du relief ou d'un forçage par le vent), que se passe-t-il ? La particule retourne-t-elle à sa position initiale ou bien le mouvement impulsé s'amplifie-t-il ? Tout dépend du poids de cette particule par rapport à celui de l'air environnant. Si la particule est plus légère, elle continue sa course vers le haut (instabilité), sinon, elle redescend vers son point d'équilibre (stabilité).

- **La flottabilité** est la force résultante du poids de ce volume d'air (dépendant de sa température et de son humidité) et de la force d'Archimède à laquelle il est soumis (dépendant de la température et de l'humidité de l'air environnant).
- À température égale, l'air humide non saturé est plus léger que l'air sec (la vapeur d'eau a une masse molaire inférieure à celle de l'air sec).
- À température égale, la particule contenant de l'eau liquide ou solide est plus lourde que la particule d'air sec ou d'air humide non saturé.
- À grande échelle, nous avons vu au chapitre précédent que l'atmosphère est stable, ce qui signifie que la température potentielle croît avec l'altitude : une particule d'air soulevée sur la verticale l'est selon des processus pouvant être considérés comme adiabatiques, et sa température potentielle reste ainsi constante au cours du soulèvement. Comme celle de l'environnement croît, la particule se retrouve plus froide que son environnement et dès

- que le soulèvement forcé cesse, la particule revient vers son point d'équilibre : la convection profonde ne peut se développer.
- Si la particule soulevée atteint son point de condensation (Niveau de condensation ou « Condensation Level »), tout change, car cette condensation libère de la chaleur. Même si elle s'alourdit (apparition d'eau liquide), l'effet de libération de chaleur latente l'emporte, et la particule se refroidit moins vite que lorsqu'elle n'est pas saturée. Elle peut finir par se retrouver plus chaude que l'environnement (Niveau de convection libre ou « Level of Free Convection ») : l'instabilité peut alors se déclencher et la particule va pouvoir atteindre spontanément des niveaux très élevés (voir figure 3.1) : c'est la formation du cumulus ou du cumulonimbus.

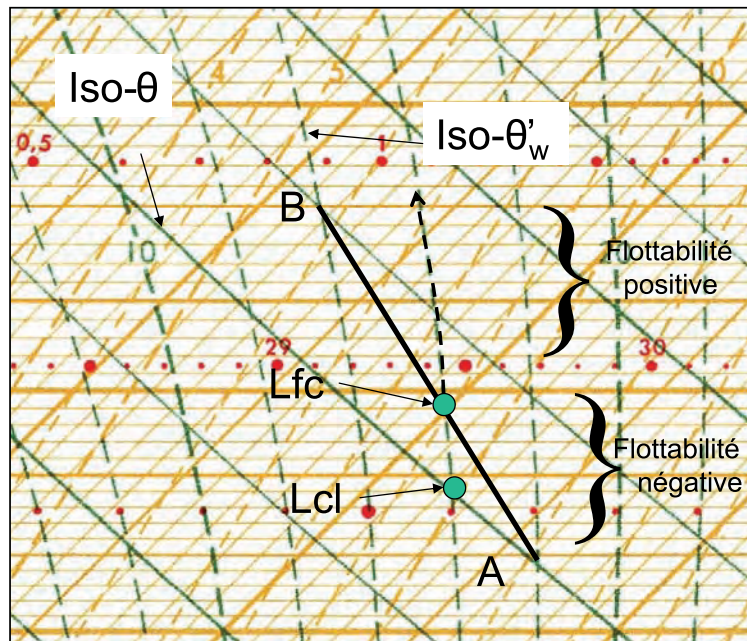


figure 3.1 : Exemple de profil de température (AB) sur émagramme oblique. Si la particule est soulevée depuis le point A jusqu'au niveau de convection libre (Lfc), l'instabilité pourra se déclencher : la particule ne reviendra plus à son point d'équilibre.

Dans l'atmosphère réelle, l'instabilité convective ne se déclenche le plus souvent que lorsque la particule d'air atteint la saturation. De l'instabilité peut se produire spontanément en atmosphère non saturée lorsque l'évolution diurne chauffe le sol et crée un profil suradiabatique, mais ce phénomène est alors limité aux très basses couches et la convection « spontanée » ne concerne qu'une faible épaisseur de la troposphère, ne permettant pas le développement de nuages à forte extension verticale.

Ainsi, pour déclencher l'instabilité sur une grande épaisseur, un forçage sera le plus souvent nécessaire, qui amènera les particules d'air, après saturation, à leur niveau de convection libre. Rappelons que **ce forçage sera d'échelle aérologique ou de méso-échelle**, les forçages d'échelle synoptique, de par leur faible intensité et grande extension horizontale, n'agissant que sur les profils thermodynamiques verticaux des couches atmosphériques (effet instabilisant ou stabilisant).

Le potentiel instable d'une couche d'atmosphère peut être quantifié à l'aide de multiples indices, prenant en compte la température et l'humidité de la masse d'air à un instant donné et en un point donné. Ils peuvent fournir une indication sur le risque d'orages dans les heures à venir.

Néanmoins, ils présentent plusieurs défauts, car, étant déterminés pour une atmosphère figée (photographie à un instant donné) ils ne prennent pas en compte :

- les advections horizontales et les différents forçages associés (forçages d'altitude, de basses couches) ;
- le cisaillement de vent, crucial quant au type d'organisation orageuse ;
- les mouvements subsidents qui vont apparaître dès que le nuage d'orage se forme (subsidence de compensation) et qui vont grandement influencer l'organisation et l'évolution orageuses.

Nous ne parlerons ici que des trois indices principaux (le troisième indice sera abordé au paragraphe 3.2.2) les plus pertinents et largement utilisés par la communauté internationale. Pour ce qui est de la pléthore des autres indices, nous n'en parlerons pas ici, et le lecteur intéressé pourra consulter l'inventaire de Sénési et Thépenier (1997).

a. La CAPE

La CAPE, énergie convective potentielle disponible (Convective Available Potential Energy), est une mesure du travail des forces de flottabilité entre le niveau de convection libre (Lfc) et le niveau d'équilibre thermique (Ptop, voir figure 3.2). Elle représente **l'énergie potentielle susceptible d'être transformée en énergie cinétique pour les ascendances**. Sur l'émagramme, cette énergie est matérialisée par l'aire comprise entre la courbe d'état (profil thermique vertical de l'environnement), et la pseudo-adiabatique saturée (θ'_w) suivie par la particule entre le Lfc et le Ptop. Il s'agit d'une énergie maximale théorique, qui ne tient pas compte de certains processus tels l'entraînement d'air environnant par exemple, ou bien encore les freins dus aux forces de pression. Elle s'exprime en J/kg. La force de flottabilité et donc l'accélération verticale de la particule sont d'autant plus importantes que la CAPE est élevée. Notons que les ascendances d'échelle synoptique contribuent à augmenter la valeur de la CAPE : en effet, comme la température potentielle croît avec l'altitude (atmosphère stable à cette échelle), les ascendances synoptiques advectent des θ plus faibles depuis les couches inférieures et tendent donc à refroidir les couches supérieures : la courbe d'état de l'émagramme est donc décalée vers la gauche et la surface représentant la CAPE s'en trouve augmentée (du moins tant que rien ne change au sol ou au niveau de la tropopause).

b. La CIN

Nous avons vu sur la figure 3.1 que l'instabilité ne se déclenche que lorsque la particule atteint son niveau de convection libre. Pour cela, de l'énergie doit lui être fournie par un mécanisme extérieur. Cette énergie, appelée CIN (Convective Inhibition) est quantifiable. Elle est représentée sur l'émagramme par l'aire comprise entre la courbe d'état et l'adiabatique, puis la pseudo-adiabatique, suivies par la particule depuis son niveau initial jusqu'au Lfc, en passant par le niveau de condensation (figure 3.2). Elle s'exprime également en J/kg. La CIN représente donc une barrière au déclenchement de l'instabilité, qui pourra être franchie si des forçages extérieurs fournissent un soulèvement suffisant de la particule d'air. Rappelons que ces forçages sont notamment :

- la convergence de basses couches (créée ou non par le relief) ;
- le soulèvement par le relief ;
- le soulèvement frontal (front froid principalement) ;
- le soulèvement dû aux ondes de gravité.

Rappelons enfin que la CIN va être diminuée par tous les processus contribuant à déstabiliser la masse d'air, à savoir :

- les forçages synoptiques d'altitude (anomalies de tourbillon potentiel/thalwegs et/ou anomalies froides), selon les processus vus au chapitre précédent. En particulier, comme pour la CAPE, les ascendances synoptiques décalent la courbe d'état vers la gauche : elles diminuent donc la surface représentant la CIN ;
- le réchauffement (au sens des θ'_w) des basses couches.

c. Exemples

La figure 3.2 montre un exemple de profil vertical d'atmosphère (voir paragraphe 6.1.2b page 47 pour davantage de détails) pour lequel la CAPE et la CIN ont été représentées. T_v et T_{v0} représentent les températures virtuelles de la particule et de l'environnement respectivement. Ces températures virtuelles incluent l'effet de la vapeur d'eau et/ou de l'eau liquide sur le poids de la particule : par exemple une particule ayant la même température brute que son environnement mais contenant davantage de vapeur d'eau aura une température virtuelle supérieure à celle de son environnement, donc sera plus légère.

On voit que CAPE et CIN correspondent bien à l'aire décrite plus haut, et représentent l'intégrale des forces de flottabilité. P_{top} représente le niveau moyen du sommet des nuages convectifs (niveau à partir duquel l'accélération devient négative, et la particule freinée), et P_{topbis} le niveau théorique maximal atteint par la particule (sommet maximal du Cb). En pratique ce niveau n'est jamais atteint à cause des effets d'entraînements et de frein de pression déjà évoqués. En moyenne, le cumulus ou cumulonimbus va se développer entre le niveau de condensation et le niveau P_{top} , matérialisé par l'étalement du nuage sous la forme d'une enclume cirriforme. Toutefois, le niveau P_{top} peut être dépassé par endroits, au niveau des plus fortes ascendances : on parle alors d'« overshoot ».

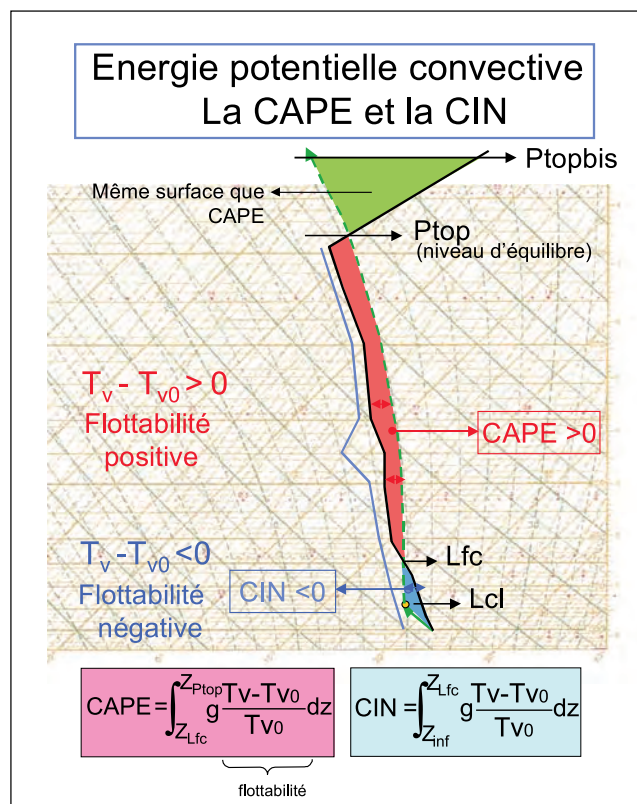


figure 3.2 : Exemple de profil vertical de l'atmosphère avec matérialisation de la CAPE et de la CIN et des différents niveaux importants. T_v et T_{v0} représentent respectivement les températures virtuelles de la particule et de l'environnement (courbe d'état en noir). Source : Plan de Formation des Prévisionnistes, Météo-France, 2001.

Si la valeur de la CAPE détermine l'intensité de l'accélération verticale, nous avons vu qu'il s'agit d'une valeur maximale théorique. L'effet d'entraînement d'air environnant (plus sec et plus frais) ainsi que l'effet de la charge en eau liquide lorsqu'il se met à pleuvoir diminuent fortement la flottabilité positive de la particule. Ainsi, l'allure du profil vertical va être déterminante pour déterminer l'intensité des ascendances. Sur la figure 3.3, deux profils présentant la même valeur de CAPE sont présentés. Théoriquement, ils devraient aboutir aux mêmes valeurs de vitesses verticales ascendantes. Dans la réalité, ce n'est pas le cas : avec le sondage A, la particule subit une accélération beaucoup plus forte dès qu'elle atteint le niveau de convection libre : cela réduit la durée de l'effet d'entraînement d'air sec environnant. De plus, les ascendances plus fortes dès les bas niveaux vont être plus efficaces pour réduire la quantité de précipitations parvenant à tomber dans l'ascendance et à la contrario. Cela permet donc de conserver de fortes valeurs d'ascendance plus longtemps que dans le cas B, où les accélérations sont plus faibles et donc les précipitations plus efficaces pour détruire les ascendances. Nous verrons d'ailleurs plus loin l'effet de ces précipitations sur la flottabilité.

Ainsi, la valeur absolue de CAPE n'est pas l'unique critère à prendre en compte : sa répartition verticale est également importante pour estimer la capacité des ascendances à résister aux précipitations.

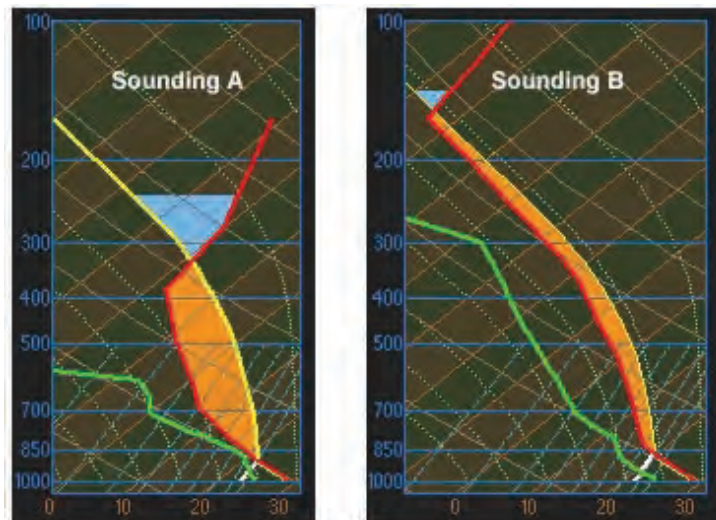


figure 3.3 : Exemple de profils verticaux présentant des valeurs de CAPE (plage orangée) identiques. La courbe d'état est représentée en rouge, la courbe des points de rosée est représentée en vert. Source : programme COMET (www.comet.ucar.edu).

3.2.2 Processus d'évolution d'une cellule orageuse ordinaire et terminologie associée

Lorsque l'instabilité convective débute, on assiste à la formation d'un nuage cumuliforme. Si le niveau P_{top} est suffisamment élevé, ce nuage devient rapidement un Cumulus congestus ou un Cumulonimbus. Dans un environnement non perturbé (cisaillement de vent faible, pas de forçages d'altitude), le nuage orageux se développe verticalement et connaît un cycle de vie relativement bref, qui peut se décomposer en trois phases :

- **phase de développement** : le nuage orageux se forme grâce aux ascendances et prend de l'ampleur sur la verticale. Les gouttes de pluie grossissent puis des cristaux de glace se forment à l'intérieur du nuage. Les premiers éclairs apparaissent ;
- **phase de maturité** : les gouttes et les cristaux commencent à chuter vers la base du nuage puis jusqu'au sol sous l'effet de leur propre poids. Plus les ascendances sont fortes, plus le poids des gouttes devra être élevé pour leur permettre de précipiter. Le poids de ces

précipitations, conjugué à leur évaporation plus ou moins importante (surtout hors nuage), contribue à alourdir l'air et à créer des mouvements descendants dans le nuage, venant s'opposer aux ascendances. Ce courant subsident s'étale au sol en un **courant de densité**, accompagné de brusques rafales de vent et d'un refroidissement sensible. Le bord d'attaque de ce courant de densité est associé à un **front de rafales**, qui peut se situer jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres de la cellule. Par ailleurs, une **enclume** se forme au sommet du nuage, au niveau de la tropopause (niveau P_{top}), et s'étale horizontalement selon la direction des vents à ce niveau. Enfin, à l'interface entre le courant de densité et l'air chaud soulevé juste au dessus de lui se forme parfois un nuage en forme de rouleau, portant le nom d'**arcus** ;

- **phase de dissipation** : lorsque les mouvements subsidents ont complètement coupé l'alimentation en air chaud et humide, les ascendances disparaissent et il n'y a plus de production de précipitations dans le nuage : celui-ci commence à se désagréger progressivement. La pluie faiblit puis cesse complètement pour ne laisser que des vestiges nuageux (le plus souvent sous la forme d'une enclume cirriforme, voire de stratus ou cumuls fractus en basses couches).

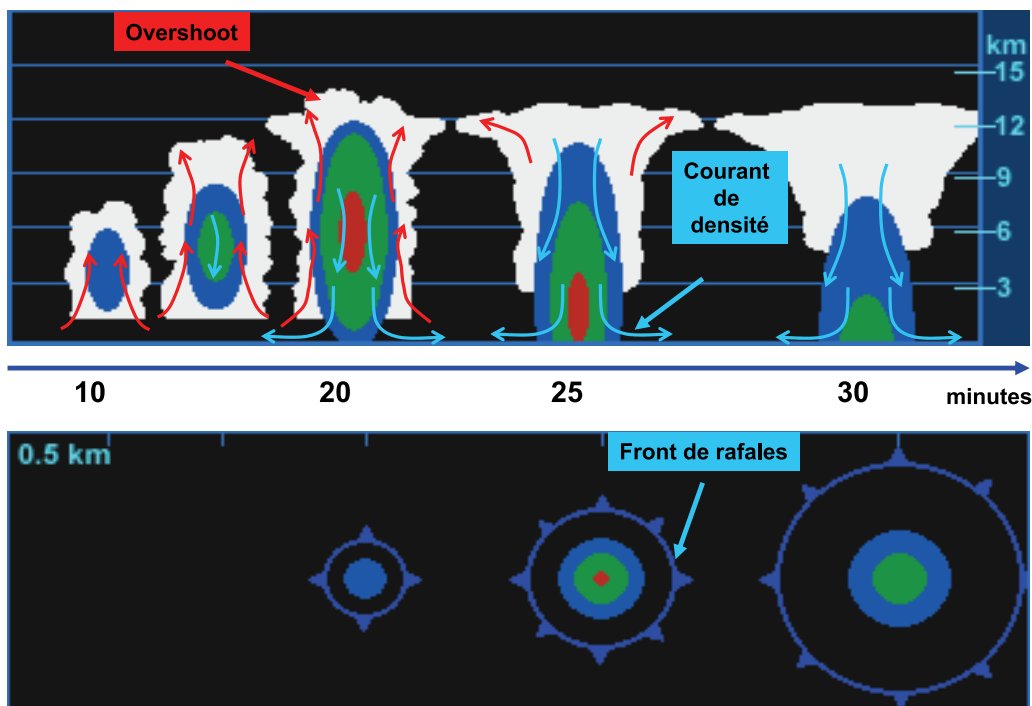


figure 3.4 : Schéma conceptuel du cycle de vie d'une cellule ordinaire. En haut, vue en coupe verticale avec réflectivités radar idéalisées. En bas, coupe horizontale à une altitude de 500 mètres avec réflectivité radar idéalisée. Le front de rafales est matérialisé par le symbolisme d'un front froid ; il s'étale de façon isotrope autour du Cb en l'absence de flux de basses couches significatif. D'après programme COMET (www.deved.meted.ucar.edu).

La figure 3.4 montre une schématisation de ces différentes étapes. On notera que les « overshoots », parfois francisés en « dômes surplombants », sont présents en fin de phase de développement et début de phase de maturité lorsque les ascendances sont à leur maximum, suffisamment intenses pour pouvoir transpercer le couvercle constitué par la tropopause.

Au sol, l'arrivée du front de rafales se traduit par :

- des rafales de vent plus ou moins fortes (inférieures à 100 km/h pour une cellule ordinaire, mais pouvant être plus fortes pour d'autres types de cellules), en général de direction opposée au vent alimentant l'orage : le vent change donc brusquement de direction ;

- une baisse sensible de la température (pouvant atteindre jusqu'à 10 °C en quelques minutes) ;
- une hausse rapide de la pression (jusqu'à plusieurs hPa en moins d'une heure).

Ces variations sont plus ou moins marquées selon l'intensité du courant de densité, et sont le plus souvent faibles pour une cellule orageuse ordinaire. Le courant de densité est d'autant plus intense que le nuage d'orage a la capacité de générer des mouvements subsidents intenses, c'est-à-dire d'alourdir les particules d'air associées aux précipitations. Cet alourdissement dépend :

- du poids des précipitations (liquides ou solides) ;
- de l'intensité de l'évaporation qui se produit d'une part dans le nuage par entraînement d'air non nuageux, d'autre part hors du nuage lorsque les précipitations se trouvent au dessous de la base du Cb.

Si le premier effet n'est pas directement quantifiable à partir d'un profil vertical (même s'il est indirectement lié à l'intensité des ascendances), le second par contre peut être quantifié via **l'indice DCAPE** (D pour « Downdraft » signifiant courant descendant). Ce troisième indice est calculé selon le même principe que la CAPE, mais cette fois, on imagine qu'une particule d'air (située par exemple en milieu de troposphère, vers 700 hPa) est saturée par l'apport des précipitations, ce qui la rend plus froide que son environnement. Elle acquiert donc un mouvement descendant : si au cours de ce mouvement, elle reste plus froide que son environnement, elle continue d'être accélérée vers le bas, et ainsi de suite jusqu'au sol, où elle aura atteint une vitesse maximale. On se trouve là dans un cas d'instabilité dû à une flottabilité négative ! Ceci est notamment le cas lorsque des précipitations tombent dans des couches d'air plus sèches (hors du nuage par exemple), ce qui provoque leur évaporation et donc le refroidissement de la particule d'air et le renforcement du courant subsident associé.

La vitesse d'étalement du courant de densité augmente avec son épaisseur et avec la différence de température relativement à l'environnement. Les épaisseurs sont généralement comprises entre 1 et 3 km. Plus la DCAPE est élevée, plus la capacité du courant de densité à produire de fortes rafales est importante : la présence d'air sec en moyenne troposphère favorise donc l'apparition de fortes rafales au sol. Notons enfin que la progression du courant de densité tend à soulever l'air chaud qui se dirige vers le nuage pour en alimenter les ascendances. Ce soulèvement peut parfois permettre la génération de nouvelles cellules orageuses.

Et dans la réalité, que se passe-t-il ? Les mécanismes de la cellule orageuse ordinaire décrits ici sont les mécanismes de base de tout système orageux. Néanmoins, on rencontre rarement dans la nature une cellule orageuse isolée, vivant une demi-heure puis disparaissant sans laisser de traces, du moins en zone de plaine. Au contraire, on observe souvent de nombreuses cellules coexistant simultanément, à différents stades de vie, parfois organisées en lignes ou en amas, et associées à des systèmes orageux pouvant vivre plusieurs heures. C'est que nous avons négligé ici tous les éléments extérieurs à la cellule orageuse tels que les différents forçages atmosphériques ou topographiques, ou encore le cisaillement vertical de vent, représentant la variation du vent sur la verticale, élément clé déterminant l'organisation et le cycle de vie des cellules orageuses.

3.2.3 Le cisaillement de vent : types d'organisations orageuses

Le cisaillement vertical du vent doit être également interprété comme du tourbillon à axe horizontal (figure 3.5). C'est là un point très important qui va nous permettre d'étudier l'interaction de ce tourbillon avec les cellules orageuses.

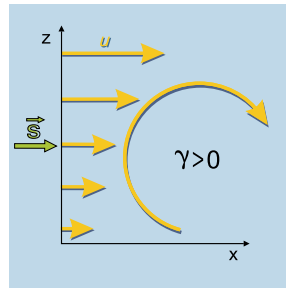


figure 3.5 : Exemple de profil vertical de vent, et de cisaillement et tourbillon horizontal associés. *S* représente le vecteur cisaillement. Source : Malardel, 2005.

Le cisaillement vertical du vent va principalement interagir :

- avec le courant de densité, ce qui va conditionner les phénomènes de génération de nouvelles cellules ;
- avec les ascendances liées à l’orage, ce qui va conditionner la structure que va acquérir la cellule orageuse.

Le cisaillement pertinent pour l’étude de l’interaction avec les cellules orageuses est celui des couches inférieures de l’atmosphère typiquement entre le sol et 3 à 5 km (couche d’air chaud et humide alimentant le Cb). Ce vecteur cisaillement peut varier ou pas en intensité et/ou en direction avec l’altitude. Lorsque il varie peu en direction, on parle de cisaillement unidirectionnel, sinon, on parle de cisaillement tournant. Attention, on peut avoir un vent tournant avec l’altitude avec du cisaillement unidirectionnel (figure 3.6 (b)).

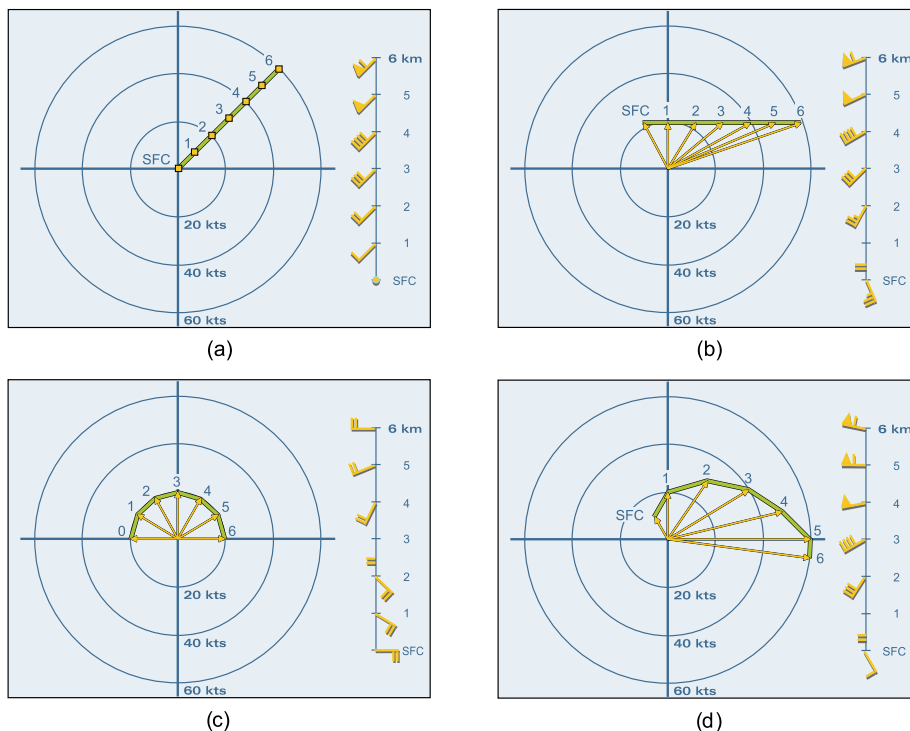


figure 3.6 : Exemples de profils de vent et de cisaillement. Vecteur cisaillement en vert. Intensité des vents en nœuds. (a) cisaillement et vent unidirectionnel ; (b) cisaillement unidirectionnel, vent tournant ; (c) cisaillement et vent tournants, module du vent constant ; (d) cisaillement et vent tournants. Source : Malardel, 2005.

a. Cisaillement faible, cellule ordinaire

Lorsque le vent varie peu sur la verticale, en intensité comme en direction, et en l'absence de forçages synoptiques marqués, les développements orageux sont du type « cellule ordinaire » décrit dans le paragraphe précédent. De nouvelles cellules peuvent parfois se former en périphérie grâce au soulèvement induit par le courant de densité, mais le plus souvent ce soulèvement n'est pas suffisant pour former un nouveau Cb. C'est dans les zones de relief que l'on pourra trouver le plus fréquemment ce genre d'organisations et de régénération, les versants montagneux pouvant tour à tour favoriser les ascendances (convergence de brises) ou canaliser les courants de densité en les renforçant. La cellule ordinaire donne classiquement des pluies pouvant être fortes mais de durée relativement brève. Parfois aussi, de la grêle est possible, mais la taille des grêlons reste modeste, les ascendances n'étant ni assez intenses ni assez durables pour fabriquer de très gros grêlons. Ces orages sont plus forts et plus fréquents en montagne qu'en plaine.

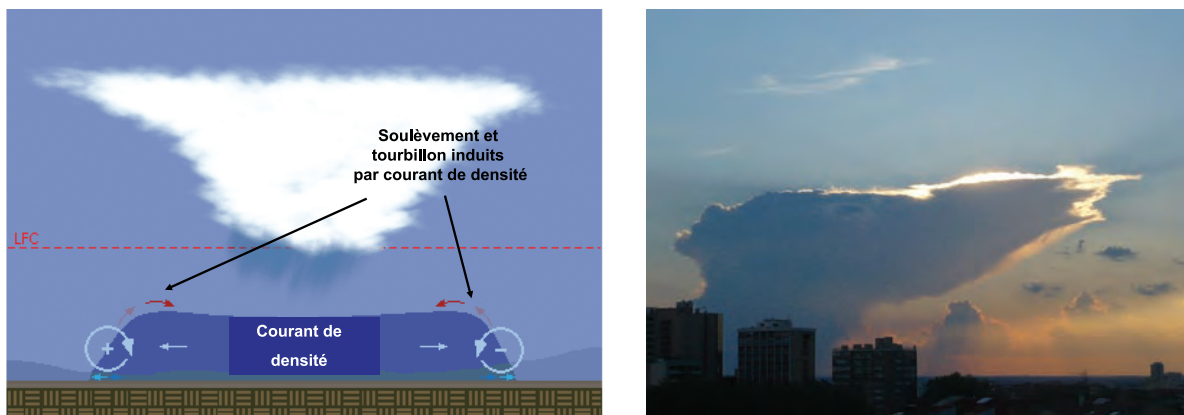


figure 3.7 : À gauche, effet du courant de densité sur l'air environnant pour une cellule orageuse dans un environnement non cisailé et dans un repère lié à l'orage. D'après programme COMET (www.deved.meted.ucar.edu). À droite, une cellule orageuse ordinaire sur le Gers, vue depuis Toulouse, le 30 mai 2009 (photo : Christophe Calas).

b. Cisaillement unidirectionnel, système multicellulaire

Lorsque existe un cisaillement vertical du vent horizontal, le tourbillon généré va se combiner d'une part au courant de densité, d'autre part aux ascendances.

Pour ce qui est du courant de densité, les tourbillons vont se combiner pour renforcer les ascendances dans la partie aval (dans le sens du cisaillement) du bord d'attaque, tandis que les effets vont se contrarier à l'amont (figure 3.8). Ainsi, le développement de nouvelles cellules convectives est favorisé à l'aval du vecteur cisaillement de basses couches. On peut aussi expliquer ceci en raisonnant sur la convergence. En effet, si l'on suppose que la cellule orageuse se déplace selon le vent de moyenne troposphère (vecteur u sur la figure 3.8), on voit qu'avec le profil de vent proposé par la figure (très fréquent dans l'atmosphère réelle), le vent de basses couches vient de la droite de la figure si l'on se place dans un repère lié à l'orage. Il est donc de sens opposé au courant de densité dans sa partie aval, renforçant ainsi la convergence au niveau du bord d'attaque, tandis qu'il est de même sens dans sa partie amont.

Le cisaillement engendre donc une dissymétrie au niveau du bord d'attaque du courant de densité, favorisant la convergence sur un des bords. Dans le cas d'un cisaillement unidirectionnel et avec un vent augmentant avec l'altitude, les régénérations sont favorisées à l'avant de l'orage. Ce serait l'inverse pour un vent diminuant d'intensité avec l'altitude : les ascendances seraient favorisées à l'arrière (dans le sens du déplacement de l'orage). C'est par exemple le cas lorsqu'existe un jet de basses couches, qui favorise une régénération rétrograde du système.

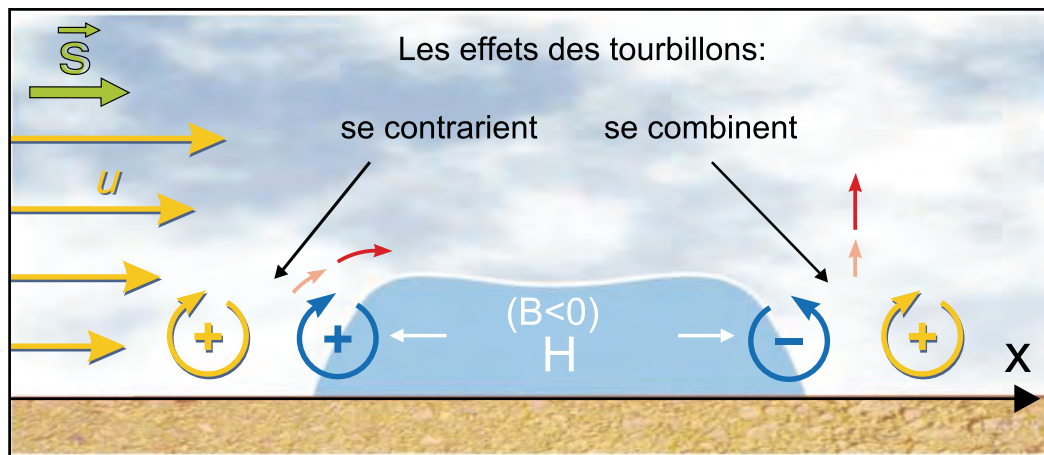


figure 3.8 : Interaction du courant de densité (repère lié à l'orage) avec le cisaillement vertical. Vecteur cisaillement en vert. Les tourbillons se combinent sur le bord d'attaque du courant de densité situé en aval du cisaillement. D'après Malardel, 2005.

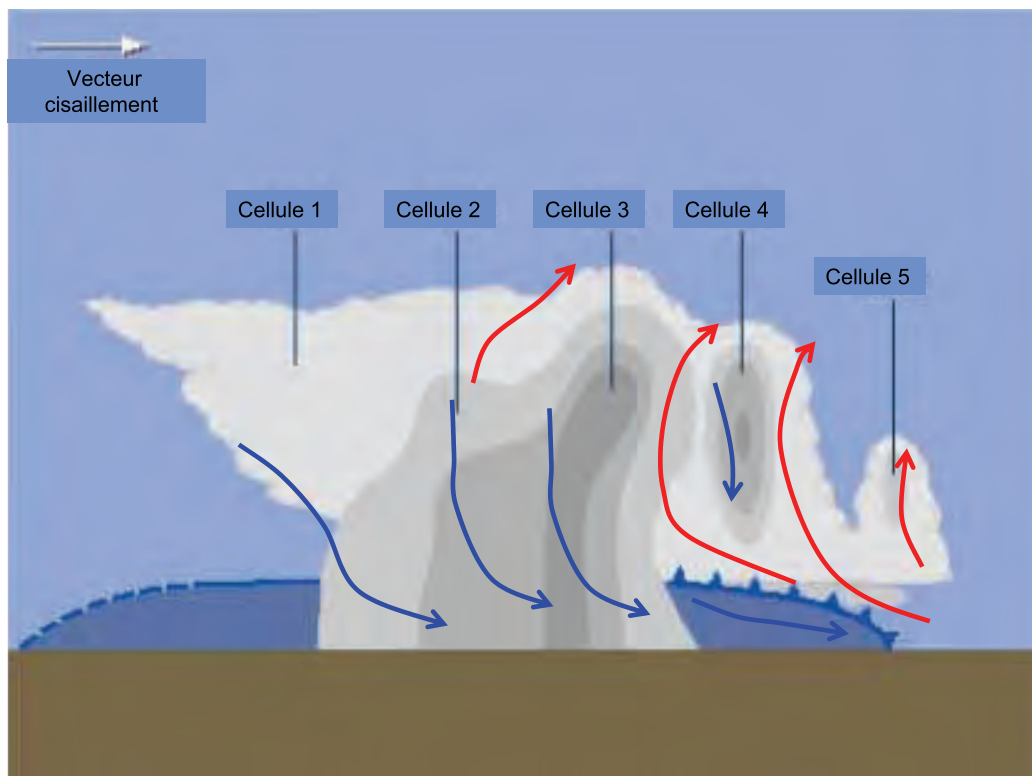


figure 3.9 : Schéma conceptuel de système multicellulaire. Les cellules sont numérotées de la plus ancienne à la plus récente. Les flèches indiquent les mouvements ascendants et subsidents. Les plages grisées représentent les réflectivités radar typiquement associées. D'après programme COMET (www.deved.meted.ucar.edu).

Par ailleurs, le cisaillement vertical va induire un effet sur les ascendances : toujours dans le cas de la figure 3.8, on imagine aisément qu'un tel cisaillement va incliner les ascendances, ce qui va permettre de les découpler partiellement des zones de précipitations créatrices de mouvement subsident. Ainsi, les ascendances vont pouvoir se maintenir plus longtemps que dans le cas non cisailé. Toutefois, l'effet de l'inclinaison ne sera bénéfique que si les ascendances sont suffisamment fortes comparées au cisaillement. Si le cisaillement est trop fort (ou les ascendances trop faibles), les ascendances seront trop inclinées et le nuage ne pourra se former ou alors sera rapidement détruit par mélange avec l'air environnant.

La combinaison du cisaillement unidirectionnel avec le courant de densité et les ascendances va donc permettre à la cellule de se maintenir plus longtemps, et de générer de nouvelles cellules à sa périphérie plus facilement que dans le cas non cisailé. Ce type de configuration est favorable à une **structure multicellulaire** du système orageux :

- à un instant donné, plusieurs cellules coexistent, à différents stades de développement, très proches les unes des autres ;
- de nouvelles cellules apparaissent à l'aval du cisaillement, c'est-à-dire le plus souvent (ie dans le cas d'un vent se renforçant avec l'altitude) à l'avant du système dans le sens de déplacement de celui-ci (figure 3.9 et figure 3.10).



figure 3.10 : Un exemple de système multicellulaire, le 16 avril 2009 sur l'arrière-pays languedocien. Les cellules les plus jeunes se trouvent à gauche de la photo, les plus anciennes à droite (photo : Alain Herrault).

Les valeurs de cisaillement requises pour la formation d'un système multicellulaire sont de l'ordre de 10 à 20 m/s sur la couche 0 – 3000 m. On estime qu'un cisaillement de 5 m/s est par exemple insuffisant pour générer un tel système.

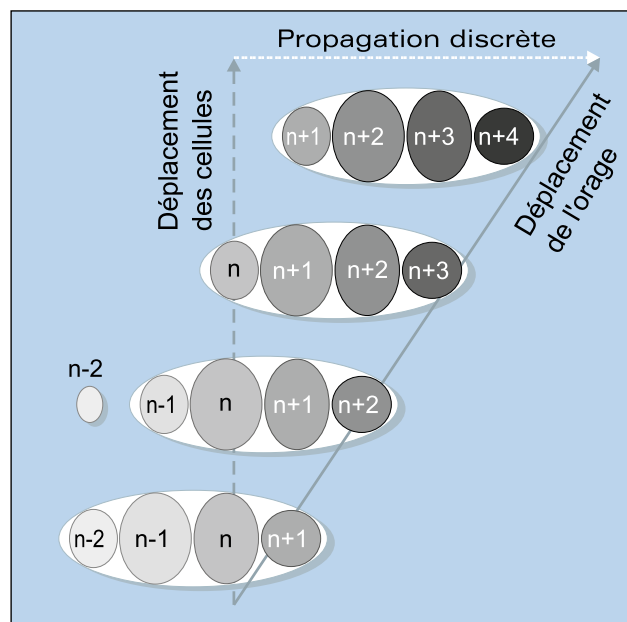


figure 3.11 : Schéma conceptuel de déplacement d'un système orageux multicellulaire. La flèche blanche indique la direction de formation de nouvelles cellules (aval du cisaillement). Les cellules sont numérotées de n-2 à n+4 selon leur ordre d'apparition. Source : Malardel, 2005.

Par rapport à la cellule ordinaire, ce type d'organisation produit des pluies généralement plus durables, et surtout des rafales de vent plus fortes, liées au front de rafales et au courant de densité plus intenses. Par ailleurs, le déplacement du système est la résultante de la vitesse des cellules (en première approximation, il s'agit du vent en moyenne troposphère, vers 600 hPa) et du vecteur « propagation discrète », indiquant la vitesse et la direction de génération des nouvelles cellules, généralement à l'aval du cisaillement (figure 3.11). Suivant la vitesse de déplacement du système, les cumuls de pluie en un point donné pourront être importants : en particulier, si la vitesse de propagation est égale et opposée à la vitesse de déplacement, le système peut devenir stationnaire, de nouvelles cellules naissant constamment au même endroit : des épisodes diluviens sont alors possibles. Cela peut notamment se produire lorsqu'un **jet de basses couches** est présent : si ce jet est à peu près de même direction que le flux d'altitude (direction de déplacement des cellules) alors le vecteur cisaillement au dessus du jet est de direction opposée au déplacement et les cellules se régénèrent depuis l'amont du flux de basses couches, dans le sens opposé au déplacement.

c. Fort cisaillement (unidirectionnel ou tournant), supercellule

Aux paragraphes précédents, nous avons décrit les cellules orageuses ordinaires ainsi que les systèmes multicellulaires, qui ne sont finalement que des juxtapositions de cellules ordinaires (ou presque : on a vu quand même que la présence de cisaillement permettait une durée de vie plus longue grâce au découplage entre ascendances et subsidence). En quoi donc la supercellule se distingue-t-elle des autres ?

- L'orage supercellulaire est constitué d'une (rarement deux) cellule orageuse de grande extension horizontale (jusqu'à 50 km), et de durée de vie allant d'une à plusieurs heures, c'est-à-dire davantage qu'une cellule ordinaire.
- La supercellule est le siège d'ascendances beaucoup plus intenses que la cellule ordinaire, et pouvant atteindre jusqu'à 50 m/s. La zone d'ascendance est largement découplée des zones de précipitations et de subsidence. Ces ascendances ont souvent une structure inclinée et tourbillonnaire (présence d'un **mésocyclone ou mésoanticyclone** de moyenne troposphère).
- Sa structure est largement tridimensionnelle, c'est-à-dire qu'une vue 2D ne suffit pas à la décrire correctement. Vue en coupe horizontale, l'imagerie radar présente une forme en crochet sur son flanc droit (dans le sens de déplacement), la zone de maximum de réflectivité voisinant avec une zone de faibles échos (voire une absence d'échos) correspondant à la zone de plus fortes ascendances (figure 3.12). En coupe verticale, les réflectivités présentent également une structure en crochet, avec une zone de faibles échos (BWER pour « Bounded Weak Echo Region » = zone délimitée à faibles réflectivités) entourée de deux zones de forts échos, la première surplombante (n'atteignant pas le sol), la deuxième associée aux plus fortes précipitations et souvent à de la grêle.
- Une fois arrivée à son stade mature, la supercellule acquiert sa dynamique propre : sa vitesse de déplacement se fait le plus souvent sur la droite (entre 20 et 30°) du flux général de moyenne troposphère et à une vitesse plus rapide que les cellules ordinaires. Sa durée de vie est nettement supérieure à celle des autres cellules, et peut atteindre jusqu'à plusieurs heures.
- La supercellule est responsable des phénomènes convectifs les plus violents : grêle (pouvant atteindre des tailles monstrueuses), violentes rafales, tornades. Les pluies associées sont de forte intensité, mais le déplacement rapide de la cellule limite les cumuls en un point donné.
- Même si elles sont moins fréquentes et moins violentes que dans les grandes plaines d'Amérique du Nord, les supercellules ne sont pas rares en France.

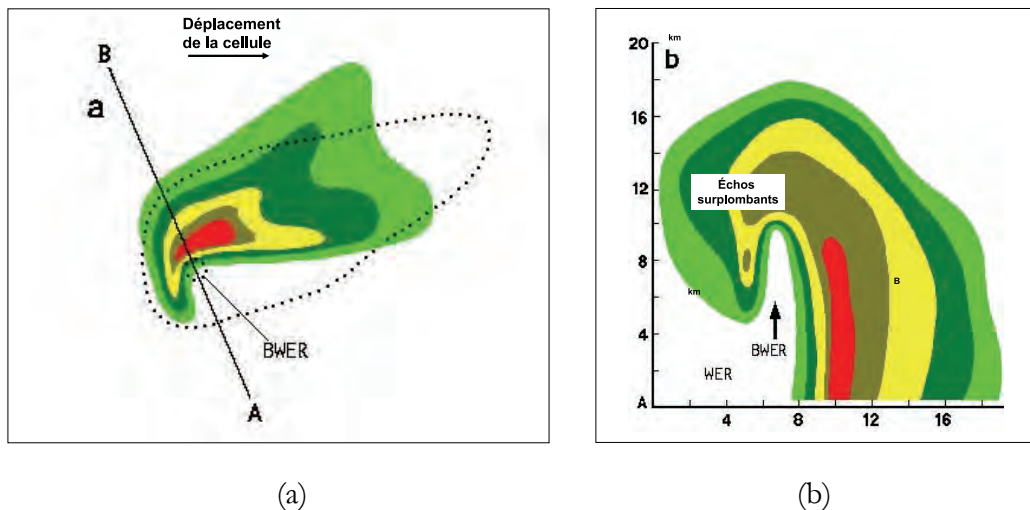
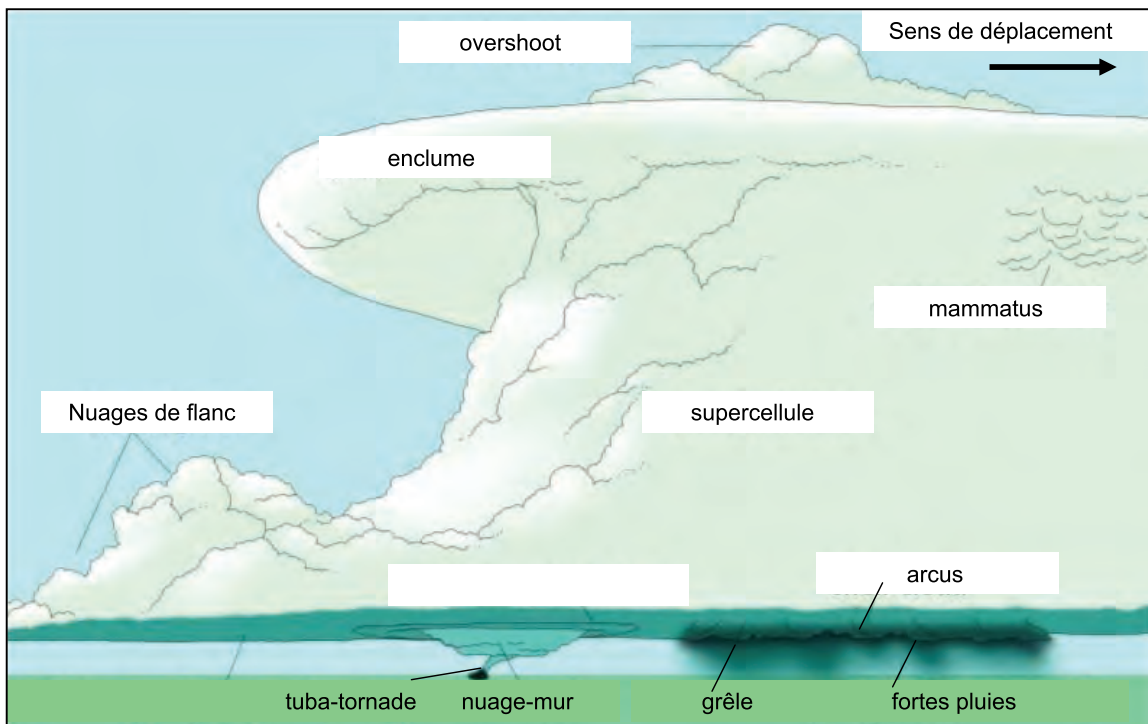


figure 3.12 : Schéma conceptuel des réflectivités radar associées à une supercellule. (a) réflectivités observées en basses couches ; en gris tireté, réflectivités en milieu de troposphère. (b) coupe verticale selon l'axe AB. Les échos les plus forts apparaissent en rouge. BWER = « Bounded Weak Echo Region ». D'après Branick, 1992.

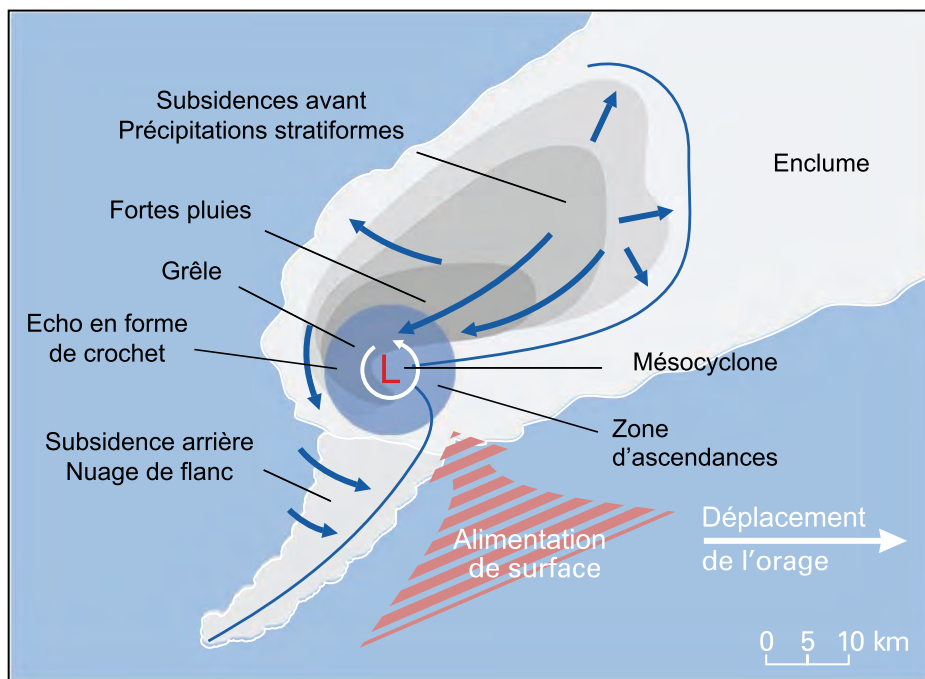
En plus des structures associées aux cellules orageuses classiques les supercellules présentent des particularités propres. Ainsi, on observe fréquemment un nuage-mur (parfois nommé « buisson ») qui se forme sous la BWER. Ce nuage-mur peut donner naissance à un tuba pouvant à son tour évoluer en tornade. Egalement typiques des supercellules sont les nuages de flanc, sorte de ligne de gros cumulus non précipitants situés sur le flanc droit de l'orage. Quant aux overshoots, ils sont souvent plus prononcés que pour les cellules classiques. La figure 3.13 indique la position des différents éléments. Attention cette figure doit être appréhendée dans sa globalité, c'est-à-dire dans sa structure 3D. En effet, sur la figure (a), les différents éléments ne sont pas nécessairement situés dans le même plan relativement au déplacement, et un observateur au sol ne les verra pas forcément défiler dans l'ordre indiqué : il pourra par exemple voir arriver la grêle sans avoir eu de pluie auparavant !

Suivant l'environnement dans lequel elles se développent, les supercellules peuvent présenter des caractéristiques différentes. La littérature américaine (Bluestein and Parks, 1983) distingue quatre catégories de supercellules :

- supercellules classiques ;
- supercellules HP (High Precipitation), se développant dans des environnements humides, avec une zone de précipitations beaucoup plus étendue que pour le cas classique. Ces supercellules peuvent générer des inondations-éclair ;
- supercellules LP (Low Precipitation), se développant dans des environnements plutôt secs (notamment en basses couches), et pouvant ne donner que des précipitations éparses. Les chutes de grêle peuvent par contre être destructrices (grêlons peu nombreux mais de grande taille), et les rafales de vent plus violentes qu'avec les autres types de supercellules (rafales descendantes renforcées par la forte évaporation des précipitations) ;
- supercellules LT (Low Topped), qui ont un développement vertical plus limité que les autres types, à cause d'une tropopause basse (cas notamment de saison froide; début de printemps par exemple). Les dimensions de la cellule sont également plus modestes. En général, tous les phénomènes associés aux supercellules classiques peuvent survenir, mais de façon atténuée.



(a)



(b)

figure 3.13 : (a) Schéma conceptuel de la supercellule et terminologie associée (d'après www.photolib.noaa.gov).
 (b) Vue de dessus ; les zones grisées représentent les réflectivités radar. D'après Malardel, 2005.

Comment se forment les supercellules et quel est leur lien avec le cisaillement de vent ?

Nous avons vu que le cisaillement de vent se combine avec le courant de densité et avec les ascendances, et que cela pouvait aider à maintenir une cellule orageuse plus longtemps qu'en l'absence de cisaillement, ainsi qu'à créer de nouvelles cellules.

En fait, l'interaction entre cisaillement et ascendances produit un autre phénomène : le basculement du tourbillon horizontal (dû au cisaillement) en tourbillon vertical. Comme on peut le voir sur la figure 3.14, les ascendances ont tendance à déformer et à incliner l'axe du tourbillon sur la verticale. Cet effet d'inclinaison est maximal en périphérie de l'ascendance initiale (ie dans la zone où la vitesse verticale varie rapidement et où donc le tube de tourbillon horizontal est le plus déformé). Plus l'ascendance initiale est intense et plus le cisaillement est fort, plus le tourbillon vertical créé sera fort lui aussi. Ainsi, on voit que les structures tourbillonnaires (mésocyclone et mésoanticyclone) caractéristiques des supercellules vont être favorisées par un tel environnement fortement cisailé et instable. On peut montrer (cf. Malardel, 2005) que les deux zones de tourbillon ainsi créées vont avoir tendance à générer deux nouvelles zones d'ascendances qui vont finir par détruire l'ascendance initiale : la cellule orageuse va alors se séparer en deux cellules filles se propageant l'une sur la droite, l'autre sur la gauche de l'axe de cisaillement, associées respectivement à une structure de type mésocyclone et à une structure de type mésoanticyclone.

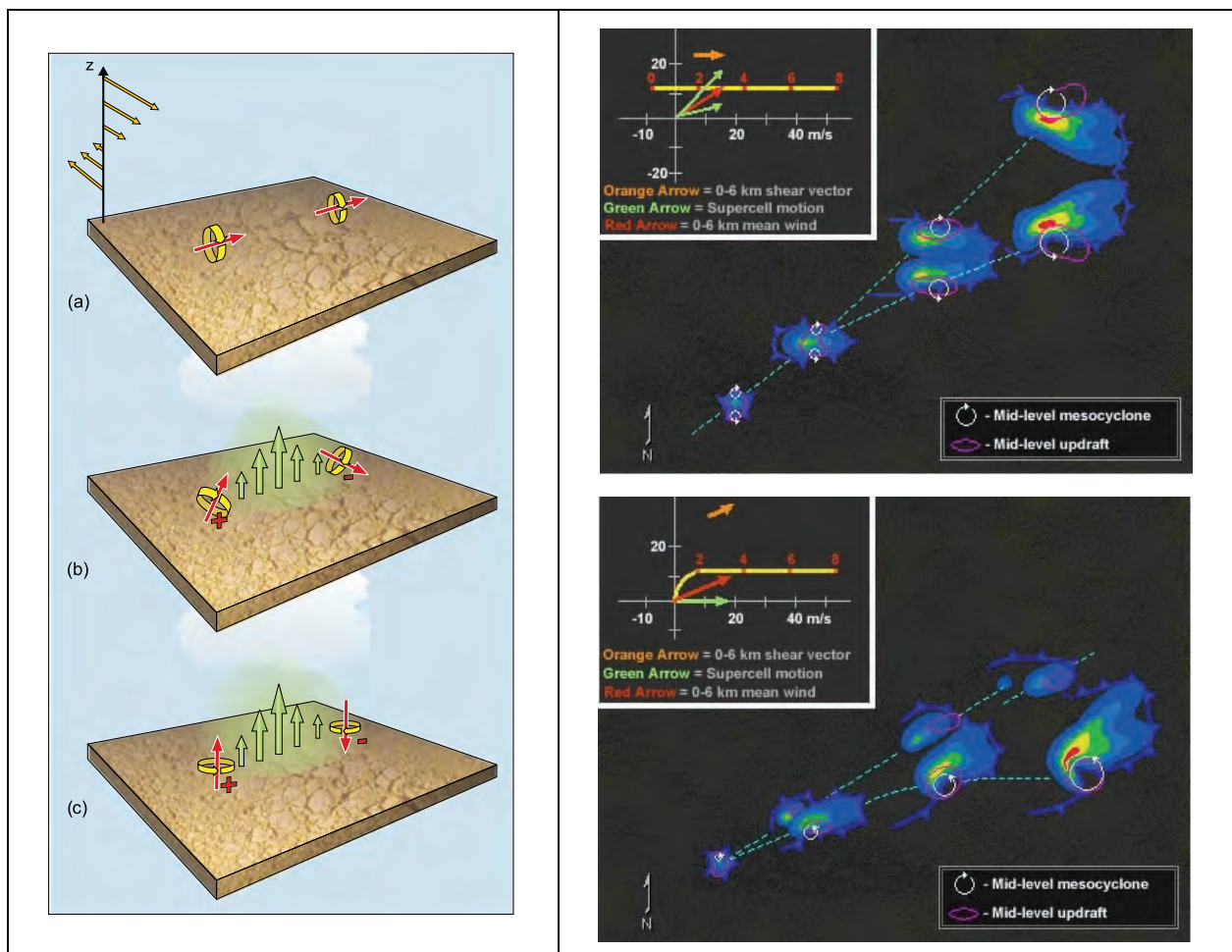


figure 3.14 : À gauche, basculement du tourbillon horizontal (dû à un cisaillement unidirectionnel) en tourbillon vertical par interaction avec les ascendances ; source : Malardel, 2005. À droite, division d'une supercellule vue au travers des réflectivités radar : en haut, cas d'un cisaillement unidirectionnel ; en bas, cisaillement tournant (dans les basses couches). D'après le programme COMET (www.deved.meted.ucar.edu).

Lorsque le cisaillement est **tournant**, on peut également montrer qu'alors une des deux cellules filles est favorisée dans son développement. Dans le cas d'un cisaillement tournant dans le sens des aiguilles d'une montre (figure 3.6 (d)), qui est le cas le plus fréquent sous les latitudes tempérées, c'est la cellule de droite qui est favorisée au détriment de celle de gauche. Si le cisaillement est suffisamment fort, la cellule acquiert alors une dynamique propre, associée à un intense mésocyclone en moyenne troposphère : la supercellule est née. Si le cisaillement tourne en sens inverse, c'est la cellule de gauche qui est favorisée, et sera associée à un mésoanticyclone : les tornades qui se formeront éventuellement auront une rotation anticyclonique. Ce type de profil de cisaillement étant plutôt rare, cela explique pourquoi la majorité des tornades de l'hémisphère nord présentent une rotation cyclonique (la force de Coriolis n'est pour rien dans le sens de rotation à ces échelles-là, inférieures au km).

La notion de cisaillement est surtout importante dans les basses couches (disons en dessous de 600 hPa), qui correspondent aux couches d'alimentation du Cb en air chaud et humide. On estime que des développements supercellulaires sont possibles pour des valeurs de cisaillement d'au moins 25 m/s sur les 4 à 6 premiers kilomètres de l'atmosphère. Des valeurs inférieures ne sont pas suffisantes pour produire des supercellules. Même s'ils donnent un ordre de grandeur, il convient toutefois de relativiser ces chiffres qui ont été déterminés essentiellement sur des cas de supercellules des grandes plaines américaines.

d. Conclusion, nombre de Richardson

Ce paragraphe a permis de souligner l'influence du cisaillement de vent sur le type de cellule orageuse. Weisman et Klemp (1982) ont montré sur des simulations numériques de cellules orageuses que le type d'organisation dépend notamment du ratio entre intensité de l'instabilité convective (flottabilité) et intensité du cisaillement. Ce ratio peut s'exprimer via le nombre de Richardson global :

$$R = \frac{CAPE}{\frac{1}{2}\bar{s}^2}$$

où \bar{s} représente le cisaillement moyen dans les six premiers kilomètres de la troposphère.

Leurs résultats ont permis de montrer que :

- lorsque R est faible (faible flottabilité et/ou cisaillement très fort), aucun développement orageux n'est possible ;
- lorsque R est fort (forte instabilité et/ou cisaillement faible) on a plutôt tendance à voir apparaître des cellules ordinaires ou des systèmes multicellulaires. Si le cisaillement est trop faible, seul le type monocellulaire ordinaire est simulé ;
- les supercellules sont favorisées lorsque CAPE et cisaillement sont dans un rapport compris entre 10 et 50 pour R (chiffres littérature américaine) ; c'est-à-dire qu'il doit y avoir un certain équilibre entre l'instabilité et le cisaillement.

On retiendra également que, pour un niveau d'instabilité donné :

- un cisaillement faible conduit à la formation de cellules de type ordinaire ;
- un cisaillement fort conduit au développement de systèmes multicellulaires (si l'effet flottabilité l'emporte sur effet du cisaillement) ou supercellulaires (si les effets cisaillement/flottabilité sont plus équilibrés) ;
- le développement d'une supercellule est souvent associé à la division d'une cellule mère en deux cellules filles, se propageant à droite et à gauche du flux en moyenne troposphère. Si

le cisaillement est tournant, le développement d'une des deux cellules est favorisé, tandis que l'autre disparaît. Dans le cas le plus fréquent (dans l'hémisphère nord) d'un vent tournant dans le sens des aiguilles d'une montre avec l'altitude, c'est la cellule de droite qui est favorisée, se déplaçant entre 20 et 30° sur la droite du vent de moyenne troposphère.

Enfin, notons que cette approche ne tient pas compte de l'environnement synoptique et topographique des cellules orageuses, qui vont eux aussi déterminer le type de système orageux qui va se développer. En particulier, nous allons voir que les orages s'organisent souvent en groupes de cellules beaucoup plus étendus et complexes que les systèmes décrits ici, fussent-ils multicellulaires.

3.3 Systèmes convectifs et environnement synoptique

3.3.1 Les systèmes convectifs de méso-échelle (Mesocale Convective Systems)

a. Généralités

Sous les latitudes tempérées, les orages se produisent rarement de façon isolée, et ont tendance à s'organiser en groupes de cellules orageuses dont l'extension horizontale peut être considérable : on les désigne alors par le nom de « **systèmes convectifs de méso-échelle** » (Mesoscale Convective Systems ou MCS). Ils ont été définis précisément par Houze (1993) comme des « systèmes nuageux liés à un ensemble d'orages et produisant une zone continue de précipitations sur 100 km ou plus dans au moins une direction selon l'horizontale ». Cette définition autorise l'existence d'une large variété de MCS différents. Néanmoins, on peut identifier des caractéristiques communes :

- longue durée de vie (comparée aux cellules individuelles vues précédemment), oscillant entre 6 et 12 heures, parfois jusqu'à 24 à 36 heures ;
- le MCS est constitué de groupes de cellules orageuses organisées en ligne ou en amas, avec des zones de précipitations convectives jouxtant des zones de précipitations stratiformes souvent plus étendues ;
- les zones convectives consistent en un groupement de cellules orageuses de type multicellulaire. Des supercellules peuvent parfois faire partie de ce groupement ;
- les caractéristiques des MCS (structure, durée de vie, intensité) sont largement dictées par l'environnement de grande échelle, notamment par les forçages (ou anomalies) d'échelle synoptique, que ce soit en altitude ou en surface.

Les systèmes multicellulaires vus précédemment sont des éléments constitutifs des MCS, et sont ainsi d'une échelle spatiale nettement inférieure. Nous allons décrire ci-après les différents types d'organisation des MCS, à l'aide de modèles conceptuels plus ou moins détaillés suivant l'état de l'art.

b. MCS organisés en ligne : lignes de grain

Il s'agit du modèle conceptuel décrit le plus en détail et ce depuis longtemps grâce notamment à de nombreuses campagnes de mesures dans les régions intertropicales où les lignes de grains sont un phénomène relativement courant.

Caractéristiques :

- ligne convective étroite (en général 10 à 20 km), constituée de systèmes multicellulaires, caractérisée par de fortes précipitations, s'étirant sur plus de 100 km (parfois jusqu'à plus de 500 km), et relativement symétrique en termes de réflectivités radar ;
- zone de précipitations stratiformes à l'arrière (atteignant parfois plusieurs centaines de km), plus développée dans la phase mature (voir figure 3.16) ;
- vent violent au passage du front de rafales, avec rotation marquée « à droite » (veering). Il s'agit du phénomène le plus dangereux associé aux lignes de grains ;
- hausse très rapide de la pression sol au passage de la ligne, puis baisse lente dans la partie stratiforme ;
- forte baisse de la température au sol ;
- en coupe verticale, présence d'un courant ascendant incliné vers l'arrière du système, et d'un courant descendant situé au dessous (jet arrière), alimentant le nuage en air froid et sec, et venant renforcer le courant de densité au sol (figure 3.15) ;
- au fur et à mesure de son évolution, la ligne a tendance à perdre son aspect symétrique (apparition de circulations tourbillonnaires aux extrémités) ;
- l'apparition de structures tourbillonnaires peut favoriser la formation de supercellules aux extrémités de la ligne.

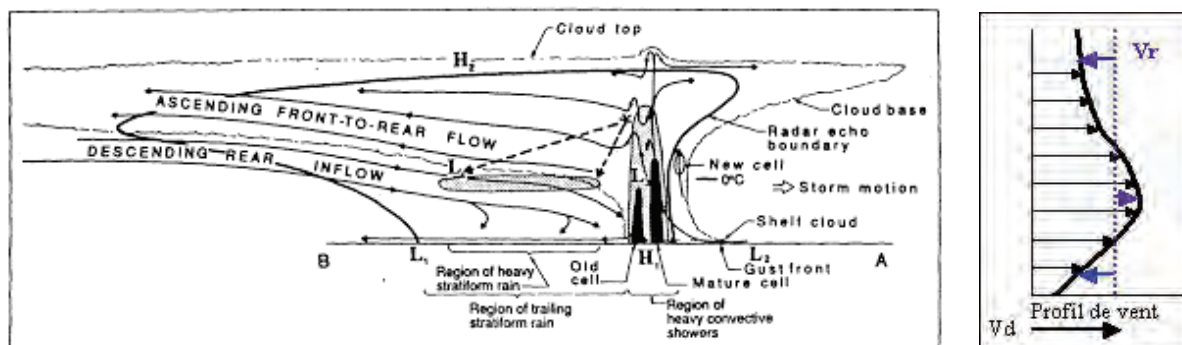


figure 3.15 : À gauche, coupe verticale d'une ligne de grains (d'après Houze et al., 1989). À droite, profil de vent type associé à une ligne de grains. Les flèches en bleu représentent le vent dans un repère lié au système (d'après le Plan de Formation des Prévisionnistes, Météo-France).

Cisaillement de vent :

- les lignes de grains peuvent parfois se former sans cisaillement de vent marqué dans les basses couches ;
- un fort cisaillement aura par contre pour effet de renforcer l'organisation de la ligne et d'augmenter sa longévité. Ce cisaillement sera de préférence unidirectionnel ;
- dans un repère lié au système, le profil de vent le plus fréquent d'une ligne mature correspond à un flux entrant dans les basses couches, un flux sortant (venant de l'arrière) dans les couches moyennes, et à nouveau entrant dans les couches supérieures (figure 3.15).

Formation – environnement favorable :

- l'environnement synoptique est caractérisé par un flux rapide en altitude, notamment dans les couches moyennes, de direction S à SW. La circulation d'une anomalie (thalweg) d'altitude marquée d'échelle sous-synoptique est quasi-systématique (déstabilisation par soulèvement à l'aval), la ligne se formant bien à l'aval du thalweg, dans l'air chaud de basses couches. Les lignes de grains des latitudes tempérées sont associées à un **dynamisme marqué** en altitude. Un front froid (ou pseudo front froid) est généralement associé au thalweg d'altitude ;
- se forme le plus souvent à partir de cellules convectives discontinues se développant à l'avant d'un front froid, au niveau d'une ligne de convergence de basses couches, plus ou moins marquée. Plus le forçage frontal sera intense plus l'organisation en ligne sera rapide et durable ;
- la ligne se développe en général assez loin à l'avant du front froid: ainsi, après avoir subi une baisse rapide, la température remonte lentement à l'arrière de la zone stratiforme (tandis que la pression diminue) ;
- le déplacement de la ligne est rapide compte tenu du fort flux d'altitude ;
- en phase de développement, la zone stratiforme peut être réduite en superficie voire absente. Au contraire, un système mature présentera une large zone stratiforme, qui pourra d'ailleurs persister après que la partie convective ait disparu. Cette zone stratiforme peut parfois être séparée de la zone convective par une zone sans précipitations ;
- le système se dissipe lorsque les conditions environnementales ne sont plus favorables (affaiblissement du forçage d'altitude ou de basses couches), et/ou si un découplage s'opère entre courant de densité et ligne convective.

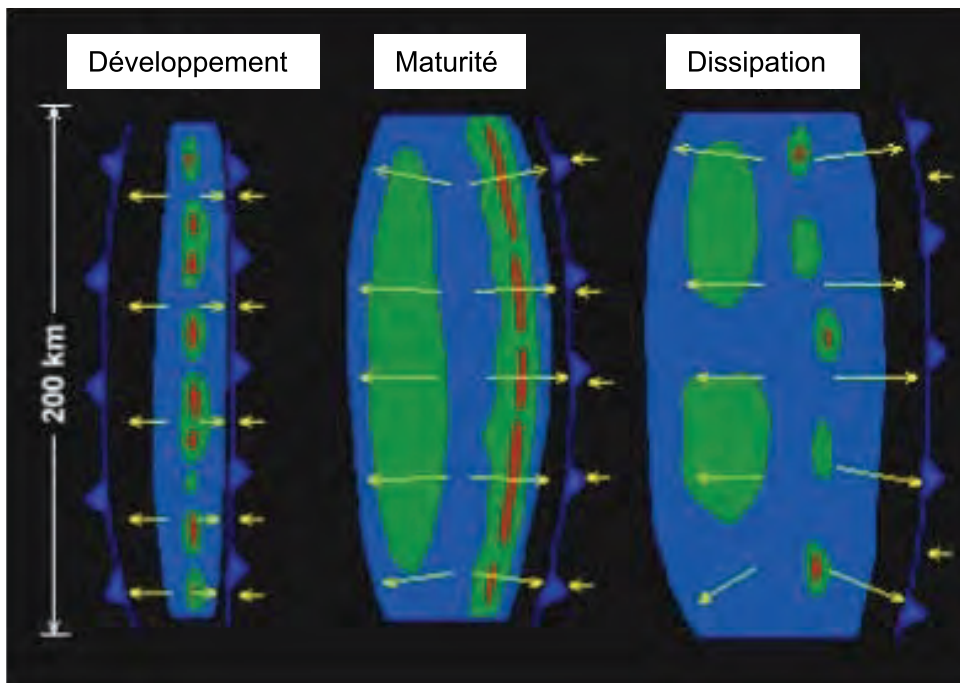


figure 3.16 : Schéma conceptuel de réflectivités radar à différents stades d'évolution d'une ligne de grains. Les réflectivités les plus fortes apparaissent en rouge, les plus faibles en bleu (d'après www.deved.meted.ucar.edu). Les flèches représentent les vents dans un référentiel lié au système.

Exemples (voir figure 3.17)

- 6 juin 1987 sur les plaines d'Aquitaine : rafales subites supérieures à 100 km/h sur la côte landaise : 5 morts ;
- 11 juin 1997 sur la région parisienne ;
- 19 septembre 2000 sur le Berry et le val de Loire ;
- 6 juillet 2001 sur Strasbourg : violentes rafales dues au courant de densité. Un arbre est déraciné dans un parc de la ville et sa chute tue 14 personnes.

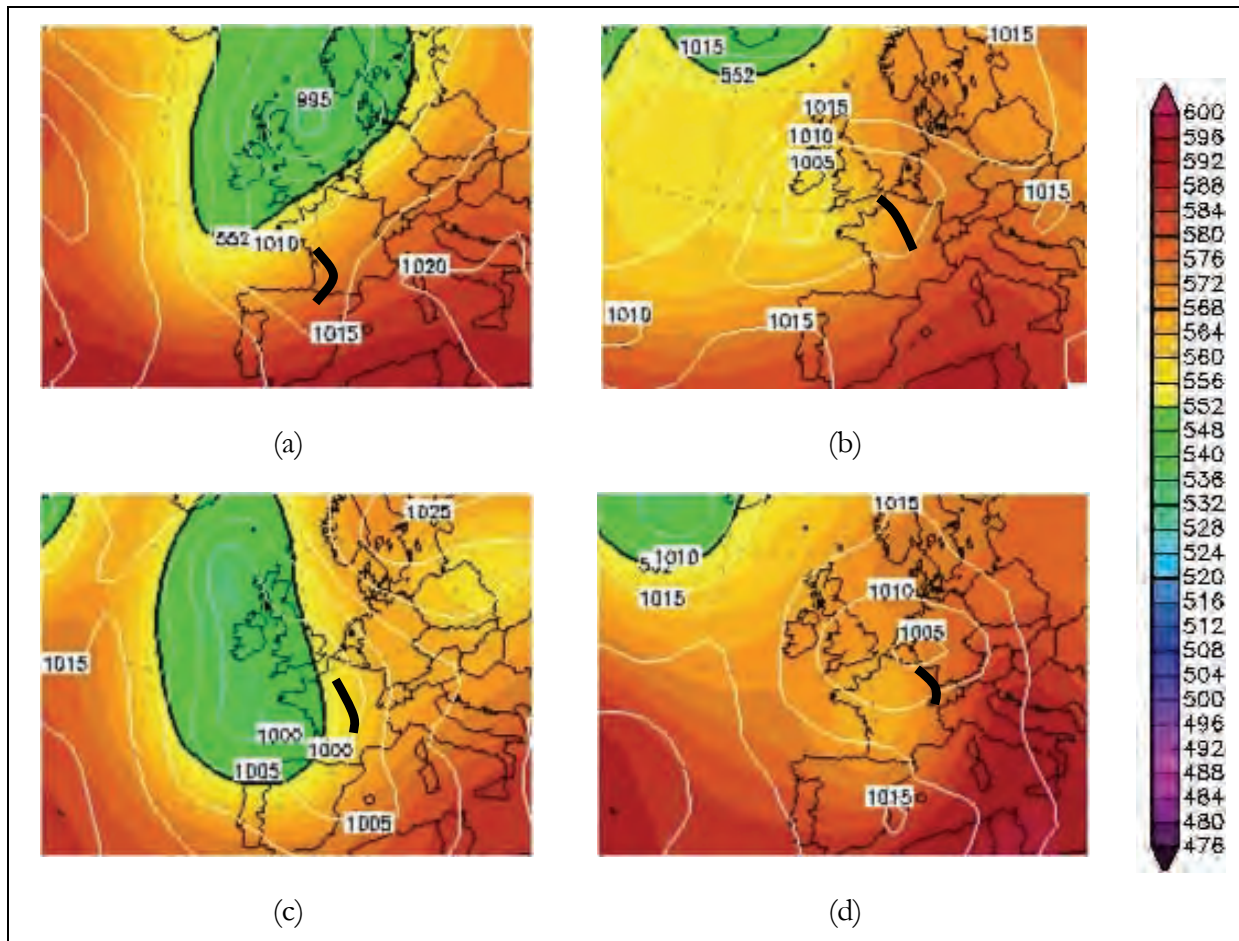


figure 3.17 : Champs de Pmer (en hPa) et géopotential à 500 hPa (en dam) pour 4 situations avec ligne de grains. (a) 7 juin 1987, 12 h UTC. (b) 11 juin 1997, 12 h UTC. (c) 19 septembre 2000, 12 h UTC. (d) 7 juillet 2001, 00 h UTC. La position de la ligne de grains est matérialisée par le trait noir. Source : www.wetterzentrale.de.

c. MCS organisés en ligne : lignes arquées

Caractéristiques :

- ligne convective avec signature en forme d'arc au niveau des réflectivités radar ;
- dimensions inférieures à la ligne de grain, allant de quelques dizaines à 100/150 km maximum ;
- durée de vie plus faible également, allant de quelques dizaines de minutes à quelques heures ;
- peut parfois constituer une sous-structure d'une ligne de grains ou d'une ligne convective quelconque ;

- fortes rafales de vent (courant de densité) et tornades possibles, surtout aux extrémités de la ligne où se développent des tourbillons cyclonique (côté gauche) et anticyclonique (côté droit) ;
- ces lignes arquées peuvent donner localement des phénomènes plus violents que les lignes de grains en termes de rafales et de grêle. L'évolution de tout ou partie d'une ligne convective rectiligne en ligne arquée doit donc être considérée comme une aggravation des conditions pour les régions concernées.

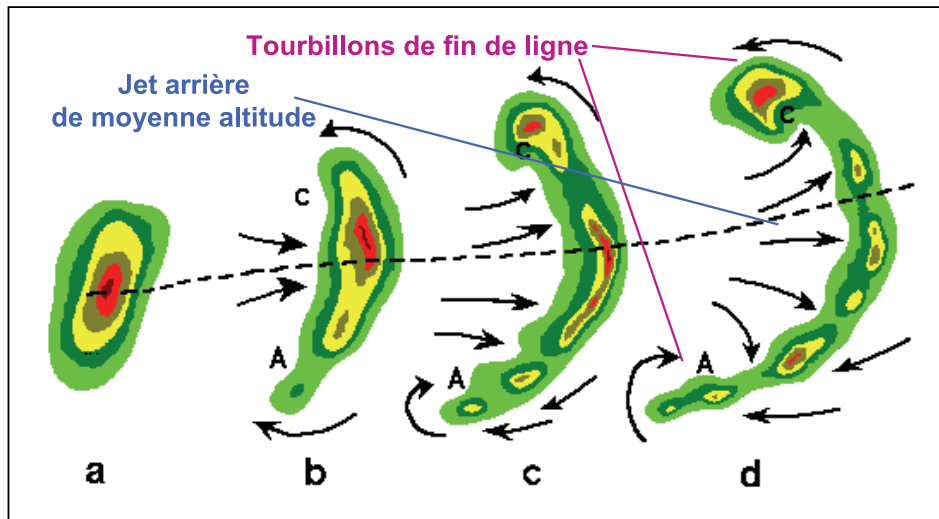


figure 3.18 : Évolution typique d'un système arqué en termes de réflectivités radar. Echos les plus forts en rouge, les plus faibles en vert. Les flèches représentent le flux relatif à l'orage ; d'après Branick, 1992.

Cisaillement de vent :

- les lignes arquées se développent dans des environnements fortement cisailés, notamment dans les basses couches (en général entre le sol et 3000 m). Ce cisaillement est le plus souvent unidirectionnel voire légèrement tournant ;
- plus ce cisaillement sera tournant et concernera une grande épaisseur de la troposphère, plus l'organisation en supercellule sera favorisée par rapport à la ligne arquée ;
- dans la réalité, toute en nuances, on pourra observer des cas où supercellules et lignes arquées coexistent. Néanmoins les grandes tendances décrites ci-dessus peuvent donner une idée du type de système favorisé ;
- l'environnement de grande échelle reste néanmoins prépondérant dans l'organisation orageuse de ce type de MCS ;
- les lignes arquées se propagent rapidement, dans la direction du vecteur cisaillement représentatif des basses couches.

Formation – environnement favorable :

- la ligne arquée se forme souvent à partir d'une ou plusieurs cellules orageuses faiblement organisée qui fusionnent et s'agrègent (45 % des cas, d'après une étude, valable pour les USA, de Klimowski et al., 2004) ou bien à partir d'une ligne convective type ligne de grains (40 % des cas), plus rarement à partir d'une supercellule. La forme arquée est au départ plutôt symétrique en termes de réflectivités, avant d'évoluer vers une forme en virgule ou en crochet tendant à perdre cette symétrie, le côté gauche, cyclonique, étant favorisé par rapport au côté droit ;
- l'environnement synoptique favorable est proche de celui de la ligne de grains, toutefois des systèmes arqués peuvent se développer dans des environnements moins dynamiques : en particulier, la présence d'un forçage d'altitude de grande échelle n'est pas aussi

systématique. En revanche, le flux d'altitude est toujours rapide, conférant ainsi au système un déplacement rapide, et l'instabilité toujours élevée.

d. MCS organisés en ligne : autres lignes

Parmi les MCS, les lignes de grains et arquées représentent des cas particulièrement remarquables d'organisation. Dans beaucoup de situations cependant, les systèmes en ligne ne présentent pas une organisation aussi nette et l'on trouve une gamme quasi-infinie de structures, notamment en termes de réflectivités radar. Ces lignes orageuses présentent généralement une zone convective suivie d'une zone de précipitations stratiformes, tout comme la ligne de grains, mais les cellules convectives peuvent être organisées de diverses façon. Plusieurs classifications ont été proposées, essentiellement issues de la littérature nord-américaine. Ces classifications, basée sur les réflectivités radar, opposent lignes symétriques et lignes asymétriques d'une part, et lignes continues et discontinues d'autre part. La réalité est souvent une combinaison de toutes ces structures (voir figure 3.19), et un MCS peut prendre plusieurs formes différentes au cours de son existence.

En général, les lignes présentant un faible degré d'organisation sont associées à des conditions synoptiques sans forçage d'altitude très dynamique avec un flux relativement faible. La figure 3.19 en est une bonne illustration, qui montre que la ligne est constituée de trois zones convectives distinctes séparées par des zones de faibles réflectivités. En fait, plus le dynamisme d'altitude est marqué (flux rapide, thalweg barique et thermique très creux), plus le degré d'organisation du MCS est important.

Cela ne signifie pas que les MCS moins organisés ne constituent pas une menace : au contraire, leur vitesse de déplacement plus faible peut conduire à des cumuls de pluie beaucoup plus importants qu'avec la ligne de grains ou arquée.

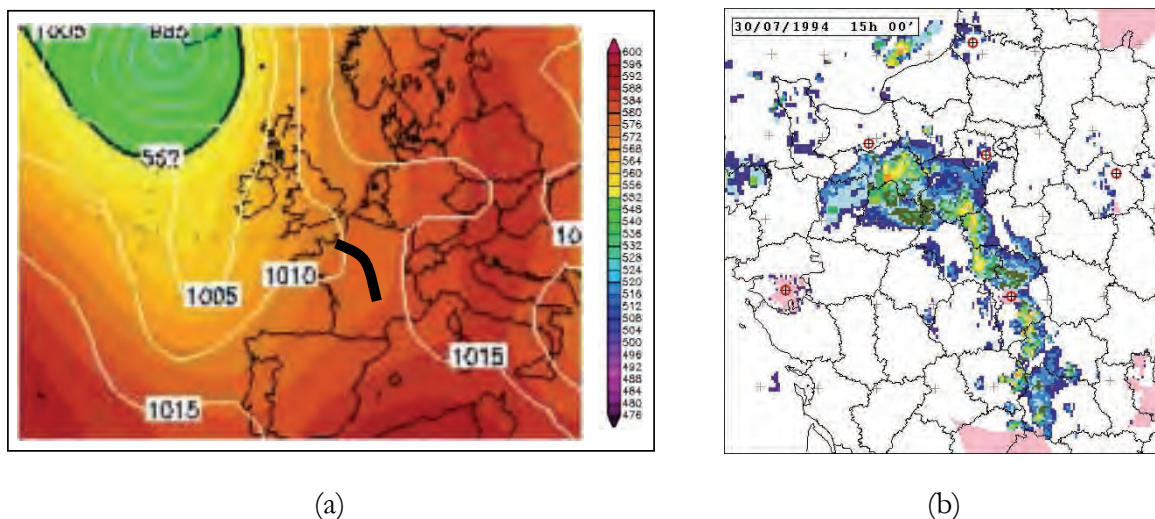


figure 3.19 : Un cas de ligne asymétrique discontinue, le 30 juillet 1994. (a) Pmer (hPa) et géopotiel à 500 hPa (dam) à 12 h UTC (source www.wetterzentrale.de). Le trait plein noir indique la position de la ligne. (b) Réflectivités radar à 15 h UTC. Source : Météo-France.

e. MCS en amas – MCC

Enfin, certains MCS dotés d'un degré d'organisation encore moindre, présentent une structure en amas (ou groupes) de cellules convectives ayant une forme plus ou moins circulaire en imagerie satellite. La littérature américaine (Maddox, 1980) définit la notion de Complexe Convectif de Méso-échelle (Mesoscale Convective Complexes – MCC), comme un amas de cellules convectives quasi-circulaire satisfaisant plusieurs critères en termes de surface des

sommets de Cb inférieurs à une certaine température (par exemple, la zone où le sommet des Cb est à une température inférieure à $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$ doit avoir une superficie supérieure à $50\ 000\ \text{km}^2$, soit l'équivalent d'une grande région française). En Europe, les dimensions des systèmes convectifs sont plus modestes, et les MCC tels que définis par Maddox n'y sont quasiment jamais observés. En revanche, il existe bel et bien des MCS de forme plus ou moins circulaire dans nos régions.

La forme circulaire de l'amas indique que les cellules se forment et évoluent de façon isotrope sans direction de propagation privilégiée, ce qui est le signe de l'absence de flux bien organisé. Les apparitions de nouvelles cellules dépendent alors essentiellement des zones de convergence pré-existantes ou créées par les courants de densité des cellules plus anciennes.

Les MCC peuvent produire tous les phénomènes liés aux orages, mais c'est la menace d'inondations – éclair qui est la plus sérieuse avec ce type de système, qui a tendance à se déplacer lentement.

f. Systèmes en panache, à régénération rétrograde

Ces systèmes multicellulaires sont caractérisés essentiellement par l'imagerie satellite. Ils présentent une structure typique en forme de « V » ou de panache, de nouvelles cellules se formant à la pointe du « V » et se déplaçant ensuite dans la direction du flux de moyenne troposphère, indiquée par la direction du panache.

La forme en panache est due d'une part au fait que les nouvelles cellules se forment dans l'alignement des cellules précédentes, et d'autre part à de la diffuence à haute altitude. Si l'on se réfère à la figure 3.11 on voit que pour obtenir un tel système il faut que les vecteurs « propagation des cellules » et « vitesse de déplacement des cellules » soient de sens opposés. Ainsi, ces systèmes sont également appelés « à régénération rétrograde », car les nouvelles cellules se forment dans le sens opposé à leur déplacement. Nous avons vu au paragraphe 3.2.3b, que cela était notamment possible en présence d'un **jet de basses couches**. Si, de surcroît, les vecteurs « propagation » et « déplacement » sont de même intensité, alors le système sera quasi-stationnaire et pourra déverser des trombes d'eau en un point donné : tant que l'environnement synoptique ne change pas, le système se régénère sur place.

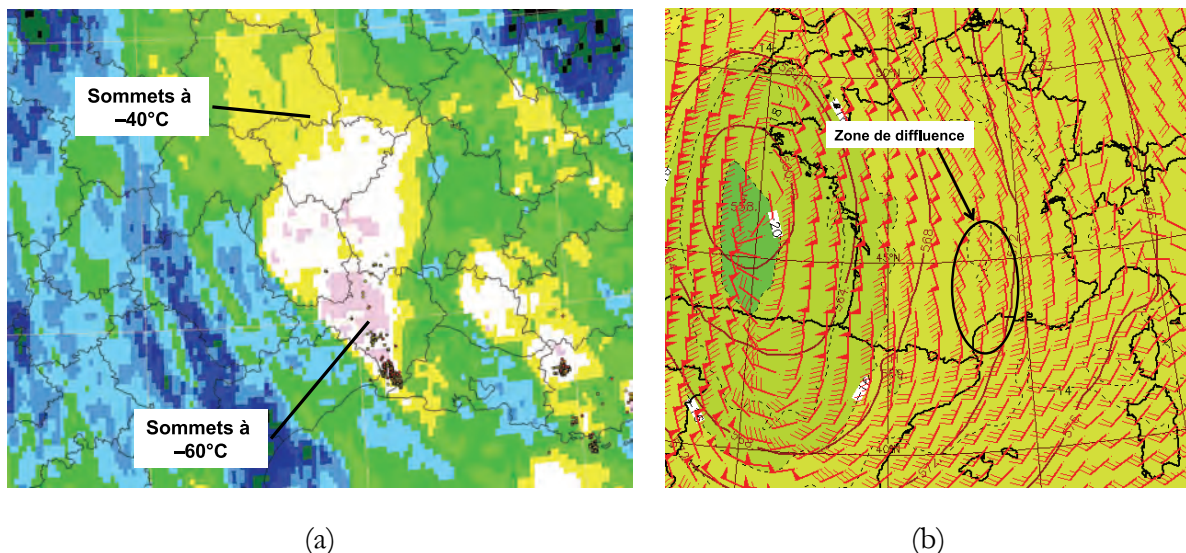


figure 3.20 : Un MCS en panache sur le Gard le 6 septembre 2005, 11 h 00 UTC. (a) Image satellite infrarouge et impacts de foudre sur 1 heure. (b) Géopotential et température à 500 hPa + Vent à 300 hPa ; prévision échéance 12 heures. ALADIN. Source : Météo-France.

Caractéristiques :

- le panache nuageux s'étend sur quelques centaines de km. Les sommets les plus froids sont situés à l'amont du « V » (cf. sommets inférieurs à -60 °C sur la figure 3.20). C'est dans cette zone que se concentrent les pluies les plus fortes ;
- les impacts de foudre sont concentrés sur l'amont du système. Lorsqu'on s'éloigne de la pointe du « V » les pluies prennent un caractère stratiforme, souvent d'intensité soutenue, mais sans manifestations orageuses ;
- les pluies sous la pointe du « V » peuvent être diluviennes et sont souvent à l'origine d'inondations-éclair catastrophiques. Les épisodes orageux les plus meurtriers et destructeurs en France ont été générés par ce type de systèmes.

Environnement – Formation :

- Les zones d'entrée droite ou de sortie gauche de rapide de jet (voir figure 2.15), associées à des zones de divergence à la tropopause, et donc à des ascendances d'échelle synoptique, sont des zones favorables à la formation de ces systèmes (figure 3.20) ;
- La forme en panache nécessite en outre de la diffluence au voisinage de la tropopause, diffluence n'étant pas synonyme de divergence (voir figure 8.7) ;
- Ces systèmes nécessitent surtout une alimentation soutenue en air chaud et humide dans les basses couches, pour permettre la génération de nouvelles cellules : un jet de basses couches est le plus souvent observé, qui en plus favorise la régénération amont (ou rétrograde) ;
- Cette alimentation de basses couches doit se focaliser sur une zone limitée : cela est rendu possible par des zones de convergence et par le relief. Ceci explique que le pourtour méditerranéen soit en France le lieu privilégié d'apparition de ces systèmes : alimentation en air chaud et humide de basses couches en provenance de la mer + focalisation de la convergence par les premiers contreforts du Massif central ou des Alpes + jet de basses couches ;
- Ne pas en conclure que ces systèmes ne peuvent se former sur d'autres régions, l'orage de la Nivelle (Pyrénées Atlantiques) en mai 2007 en est un exemple frappant, avec un flux d'altitude orienté au NW. L'important est bel et bien la focalisation de l'alimentation en air chaud et humide de basses couches, peu importe la direction (voir figure 3.21).

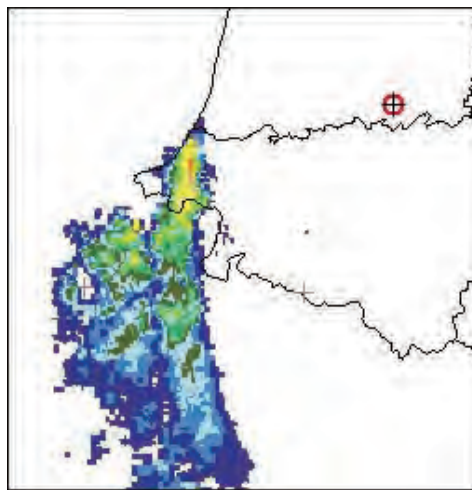


figure 3.21 : Le MCS en panache sur la vallée de la Nivelle (64) le 4 mai 2007 par flux de NW. Réflectivités radar à 03 h UTC. Source : Météo-France.

Exemples :

- 3 octobre 1988 sur Nîmes. 420 mm en 8 heures. 8 morts ;
- 22 septembre 1992 sur Vaison-la-Romaine (84). 300 mm en 24 heures, dont 150 mm en 2 heures. 34 morts ;
- 28 janvier 1996 sur Puisserguier (34). 200 mm en 12 heures. 4 morts ;
- 6 septembre 2005 sur le sud du Gard. Jusqu'à 300 mm au sud de Nîmes. Pas de victimes mais de gros dégâts dus aux inondations.

Remarques :

- Les systèmes en « V » ou en panache sont des systèmes à régénération rétrograde, mais l'inverse n'est pas vrai.
- Ces systèmes peuvent être quasi-stationnaires, mais cela n'est pas systématique, et certains systèmes peuvent être quasi-stationnaire sans présenter la forme en « V ».
- Enfin, notons que la quasi-stationnarité peut n'être que temporaire : dès que les conditions de méso-échelle ou synoptiques sont modifiées (i.e. dès que les flux de basses couches et/ou de moyenne troposphère le sont), le système va se déplacer en suivant la loi de composition des deux vecteurs, en gardant sa forme en panache.

g. Conclusion

Nous avons vu dans cette partie que les MCS pouvaient offrir différents types d'organisations. Cette organisation est largement dictée par les conditions d'échelle synoptique, que ce soit en altitude ou en basses couches. Quelques résultats sont à retenir :

- les MCS se développent en ligne lorsque le dynamisme d'altitude est marqué (présence d'une anomalie de tropopause (thalweg) de grande échelle, flux rapide en altitude) ;
- cisaillement et instabilité vont quant à eux avoir une influence sur l'organisation de la ligne, sur sa longévité et son intensité. Un fort cisaillement unidirectionnel favorise des degrés d'organisation élevés, tandis qu'un cisaillement plus tournant va avoir tendance à favoriser l'apparition de supercellules et de lignes asymétriques ;
- un faible dynamisme d'altitude et/ou un flux plus lent vont favoriser des développements en amas plus ou moins organisés et plus ou moins intenses suivant l'instabilité de la masse d'air associée. Les situations à circulation lente, avec goutte froide d'altitude (pas forcément très dynamique), sont également propices à la formation de systèmes en « V » dans les zones où se focalise une forte advection chaude et humide de basses couches, et en sortie gauche ou entrée droite de jet d'altitude.

3.3.2 Relation entre types d'orages et environnement synoptique

Nous l'avons vu aux paragraphes précédents, les orages se développent en présence d'ingrédients bien identifiés (air chaud et humide convergent en basses couches, air froid et divergence en altitude). Néanmoins, les types d'organisations orageuses dépendent également des configurations synoptiques et il est important pour le météorologiste de savoir les identifier rapidement.

Orages d'air chaud ? Orages d'air froid ?

Que signifie exactement ceci ? La notion de chaud et froid dans l'atmosphère est plus relative qu'absolue : une masse d'air peut être plus chaude qu'une autre, certes, mais connaître le seuil à

partir duquel on décrète une masse d'air comme étant de l'air chaud ou de l'air froid, est une autre paire de manches.

Pour fixer les idées cependant on parle plutôt de **convection en air chaud** lorsque les orages se produisent dans une masse d'air d'origine tropicale ou subtropicale, associée à des **tropopauses élevées**. En Europe, le cas le plus courant se rencontre en flux de SW, notamment à l'avant de fronts froids et/ou d'anomalies d'altitude. On parle à l'inverse de **convection en air froid** lorsque les orages se produisent dans une masse d'air d'origine polaire, associée à des **tropopauses plutôt basses**. Là aussi, tropopause « haute » et « basse » doit être compris de façon relative, les valeurs différant notamment suivant la saison.

a. Orages d'évolution diurne

Pour ce type d'orage, c'est essentiellement le chauffage des basses couches qui va permettre à l'instabilité convective de se développer. Deux cas peuvent se présenter :

1. Situation de **marais barométrique** (convection en air chaud) en saison chaude (avril à septembre), avec air chaud de basses couches, et, en altitude, pas de flux bien organisé, ni trop d'air chaud (sinon le développement de la convection profonde est inhibé) :
 - orages principalement sur le relief dans l'après-midi, s'estompant rapidement au coucher du soleil. Déclenchement dû essentiellement aux convergences créées par les brises de pente et/ou suite à la déviation des vents par le relief ;
 - orages pouvant parfois déborder sur les piémonts, voire en plaine, mais très atténués, en général cellules en fin de vie. Ce sont les convergences générées par les courants de densité d'anciennes cellules qui peuvent expliquer ces débordements ;
 - cellules orageuses ordinaires et isolées, voire systèmes multicellulaires, suivant cisaillement (qui n'est jamais très intense compte tenu du caractère relativement homogène de la masse d'air et du faible flux d'altitude) ;
 - pluies parfois fortes mais jamais très durables, grêle possible, peu dommageable. Des cumuls relativement importants (40 à 80 mm) sont possibles compte-tenu du caractère peu mobile des cellules, mais très ponctuellement ;
 - les rafales de vent restent en général modestes, sauf si très forte DCAPE.
2. Situation de **goutte froide peu dynamique** (convection en air froid) en saison chaude (mars à septembre), associée à une tropopause basse (le cas des gouttes froides dynamiques sera abordé plus loin). Champs plutôt cycloniques, mais pas de forçage d'altitude significatif ; caractère relativement barotrope du minimum d'altitude. L'air est plutôt frais en basses couches :
 - averses ou orages d'évolution diurne. Cellules orageuses parfois nombreuses, mais de taille modeste, sans phénomènes violents ;
 - parfois grêle (petite taille) ou grésil, non dommageable.

b. Orages pré-frontaux

Ce sont des orages qui se développent à l'avant de limites ou pseudo-limites frontales. Il s'agit le plus souvent de fronts froids précédés d'advection d'air tropical à tropopause haute (convection en air chaud). Typiquement le développement se produit de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres à l'avant de la trace frontale. Il est principalement piloté par les lignes de convergence de basses couches qui apparaissent à l'avant du front, en association avec les premières anomalies d'altitude qui précèdent le thalweg principal associé au front (le front froid dédoublé peut entrer dans cette catégorie). Le schéma de la figure 3.22 propose une vue conceptuelle de ce type de situation.

Ces orages s'organisent volontiers en MCS, sous forme de lignes parallèles au forçage d'altitude associé (exemple du 30 juillet 1994, voir figure 3.19). Lignes de grains et lignes arquées

sont fréquemment observées dans ce type de situation. Leur dimension est donc étroitement liée à la dimension du forçage. Il s'agit d'orages relativement fréquents dans nos régions l'été, et souvent violents. En général, leur déplacement est rapide, et les cumuls de pluies restent modérés. C'est alors le vent (front de rafales, rafales descendantes, tornades), la foudre, et la grêle qui provoquent le plus de dégâts.

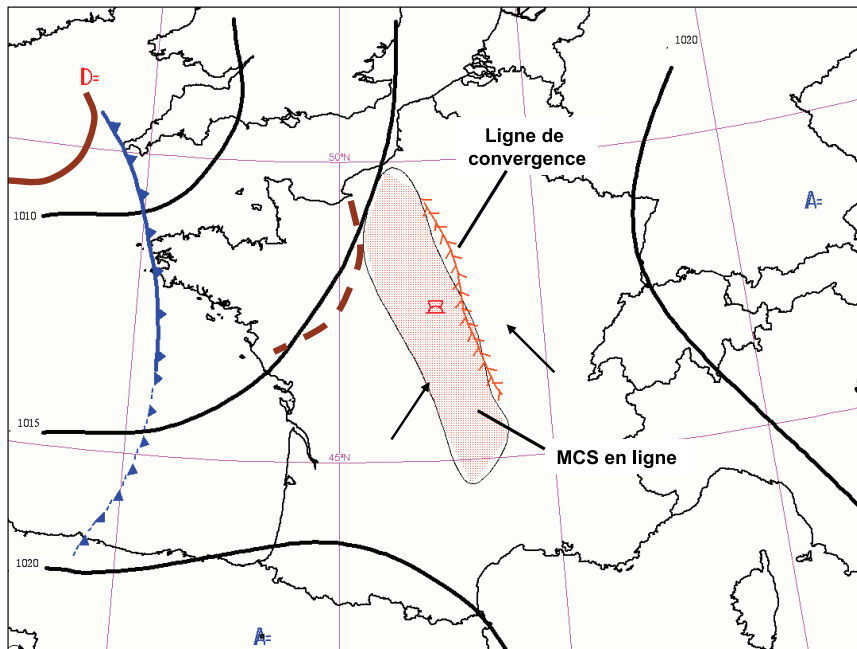


figure 3.22 : Schéma conceptuel d'une situation à orages pré-frontaux. Les isobares P_{mer} sont tracées en noir, les anomalies de tropopause en bistre (tireté pour une anomalie latente, voir paragraphe 8.3.5b). Les flèches représentent la direction du flux de basses couches.

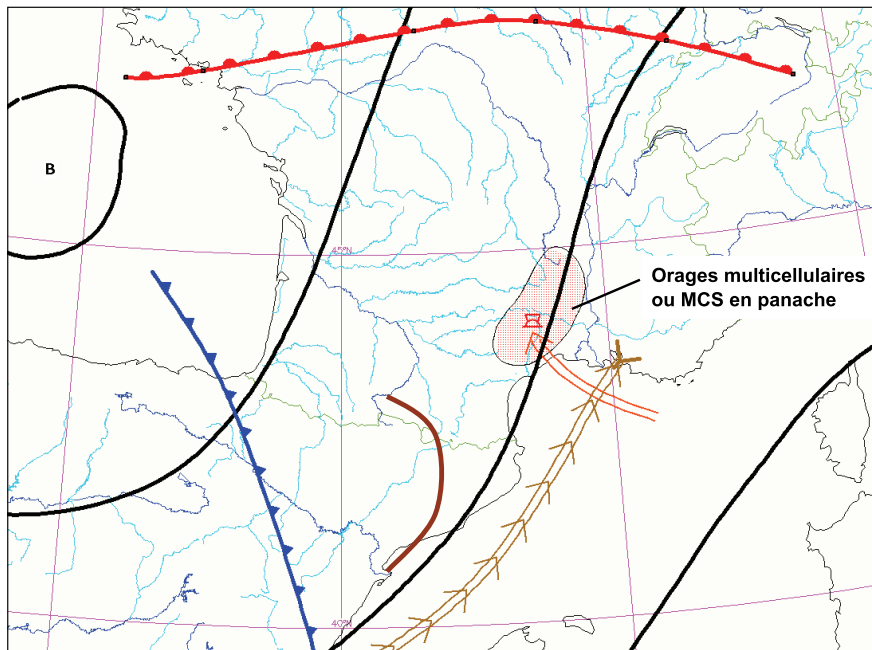


figure 3.23 : Schéma conceptuel d'orages méditerranéens pré-frontaux. Les isohypses à 500 hPa sont représentées en trait noir. Les anomalies de tropopause, en trait marron, le jet d'altitude en bistre, et le jet de basses couches en orange.

En résumé pour les orages pré-frontaux :

- type de flux le plus favorable en altitude : flux de SW ;
- types de flux possibles : S à W, plus rarement NW ;
- saison de prédilection : mai à septembre (plus rarement, avril, octobre).

À noter que les MCS en panache sont parfois associés à des situations pré-frontales. Dans ce cas le forçage d'altitude doit s'enfoncer plus au sud sur la Péninsule ibérique et l'on observe en basses couches une focalisation de l'alimentation chaude et humide avec un jet associé, plutôt qu'une zone de convergence sans flux très marqué (cf. figure 3.23). Les régions méditerranéennes sont particulièrement exposées à ce genre de phénomène, même s'il peut survenir sur une grande partie du territoire, pourvu que l'alimentation en air chaud et humide soit assez intense et focalisée.

c. Orages frontaux

Nous avons vu au chapitre précédent que les fronts pouvaient parfois présenter une évolution instable, orageuse. Cela est particulièrement fréquent en saison chaude pour les fronts froids (ana ou katafront), qui permettent le déclenchement de l'instabilité convective par soulèvement de l'air chaud situé à l'avant (soulèvement frontal, figure 3.24). Dans ce cas, la bande nuageuse frontale voit apparaître des Cb en son sein : on parle alors d'orages noyés dans la masse (« embedded CB » en aéronautique). Du coup, ces fronts orageux prennent l'aspect de lignes convectives, généralement moins organisées que les lignes orageuses pré-frontales (mais des structures type ligne arquée sont toujours possibles), parfois plus étendues et donnant ainsi des cumuls de pluie plus conséquents. Là aussi, des phénomènes violents type grêle et fortes rafales sont possibles.

Les orages frontaux, de par leur définition, sont plutôt à classer dans la catégorie « orages en air chaud ». Néanmoins pour des fronts de saison froide associés à un fort dynamisme d'altitude et pouvant générer des orages, cette appellation paraît un peu abusive.

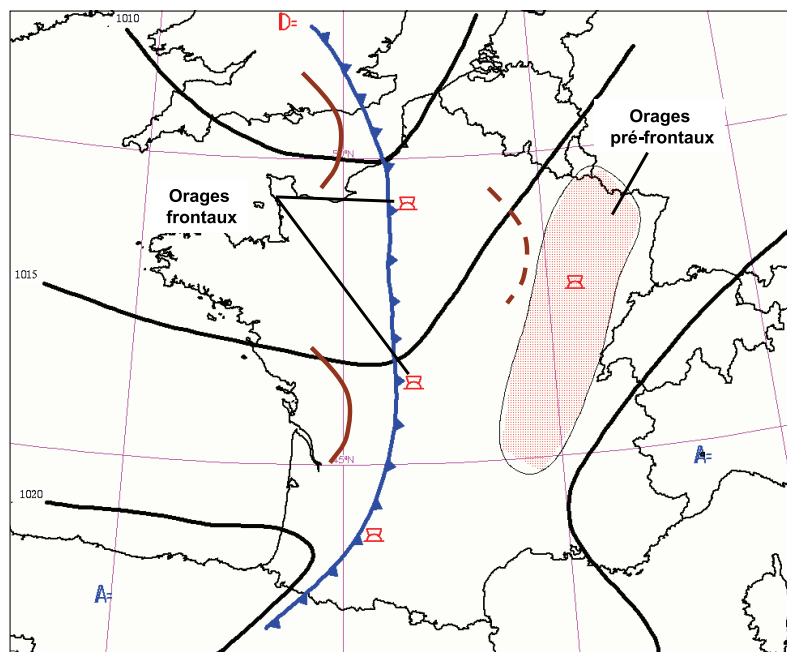


figure 3.24 : Schéma conceptuel d'une situation à orages frontaux. Les isobares P_{mer} sont tracées en noir, les anomalies de tropopause en bistre (tirets pour une anomalie latente).

En résumé pour les orages frontaux :

- type de flux le plus favorable en altitude : flux de SW ;
- types de flux possibles : SE à W ;
- saison de prédilection : surtout été, mais possible en toutes saisons.

d. Orages de traînes

Nous avons déjà parlé des traînes dans le chapitre précédent. Il s'agit du cas typique d'orages d'air froid. Il est couramment admis que les orages de traîne sont de faible intensité et rarement générateurs de phénomènes violents. En effet, si rafales et grêle (ou grésil) sont possibles, ils restent plutôt de faible intensité. Il existe quelques exceptions cependant : dans le cas d'un flux rapide en altitude (jet intense d'WSW à NW) conjugué à des anomalies de tropopause, et à une bonne alimentation en air doux et humide de basses couches (forte instabilité, CAPE élevée), les cellules orageuses peuvent alors avoir un potentiel destructeur (Robert et Calas, 2004) :

- au niveau du vent : violentes rafales possibles, voire tornades si le cisaillement tournant est très marqué. Exemples : tornades du 10 décembre 2000 à Mourmelon-le-Grand (51), ou du 11 février 2007 à Equeurdreville (50), ou du 15 décembre 2012 à Combourg (35).
- au niveaux des pluies : inondations-éclair possibles sur de très petits bassins versants, si l'advection chaude et humide de basses couches se focalise sur une zone réduite orientée parallèlement au flux de basses couches. D'importants cumuls peuvent alors se produire en un point donné.

En résumé pour les orages de traînes :

- types de flux les plus favorables en altitude : du secteur SW au secteur N ;
- saison de prédilection : hiver, printemps.

Un deuxième cas où les orages de traîne peuvent être dangereux : au printemps, en traîne de S à SW, on peut avoir de l'air très froid en altitude et déjà de l'air relativement chaud en basses couches. La forte instabilité conjuguée au dynamisme d'altitude peut générer des supercellules associées à de la grêle d'autant plus dévastatrice qu'elle survient en période de réveil de la végétation (le 16 avril 2009 dans le Lauragais), voire à des tornades (par exemple le 28 avril 2012 en région toulousaine).

Enfin, nous avons vu que dans les traînes pouvaient s'organiser des amas convectifs prenant l'allure de lignes convectives relativement intenses, surtout en mer. Néanmoins, ce type d'organisation est plus rare et moins virulent à l'intérieur des terres.

e. Situations de cols ou gouttes froides

Cette classe regroupe une grande variété d'orages, non associés à des systèmes frontaux organisés, mais pouvant être tout aussi violents. On retrouvera dans ce cas les ingrédients classiques :

- forçage d'altitude (anomalie de tropopause, air froid d'altitude) ;
- air chaud et humide de basses couches, zones de convergence.

Ces conditions sont notamment réunies au niveau de gouttes froides ou thalwegs d'altitude, associés à des anomalies de tourbillon potentiel. Les caractéristiques de ces orages vont largement dépendre du ratio instabilité/cisaillement et de l'intensité des forçages. Toutes les organisations orageuses sont alors possibles, mais les organisations en ligne sont plus rares, notamment les lignes les plus organisées (lignes de grains, lignes arquées). Dans le cas où l'advection chaude et humide de basses couches est focalisée et intense, les MCS en panache sont favorisés. Dans le cas d'une absence de focalisation, on observera plutôt des systèmes multicellulaires ou MCS en amas, au gré des convergences locales de basses couches.

En résumé pour ces situations atypiques :

- types de flux les plus favorables en altitude : tous types de flux
- saison de prédilection : printemps, été.

Dans ce genre de situations, tous les types de flux sont possibles, notamment en altitude. Sur la figure 3.25 (a), on voit que des orages peuvent se développer par flux de NE : il suffit qu'une goutte froide soit centrée entre Sardaigne, Alpes et Italie. En effet, dans ce cas, on se trouve en présence d'air froid d'altitude, tandis que l'air chaud de basses couches venu d'Europe continentale contourne le minimum par le nord et rentre sur le pays dans un flux d'E à NE. Deux types d'orages peuvent alors se produire : des systèmes souvent vigoureux, organisés en lignes, à la convergence entre le flux d'air chaud venu de l'est et le flux d'air frais atlantique d'une part, et d'autre part, des orages type multicellulaires dans l'air chaud de basses couches surmonté d'air froid d'altitude.

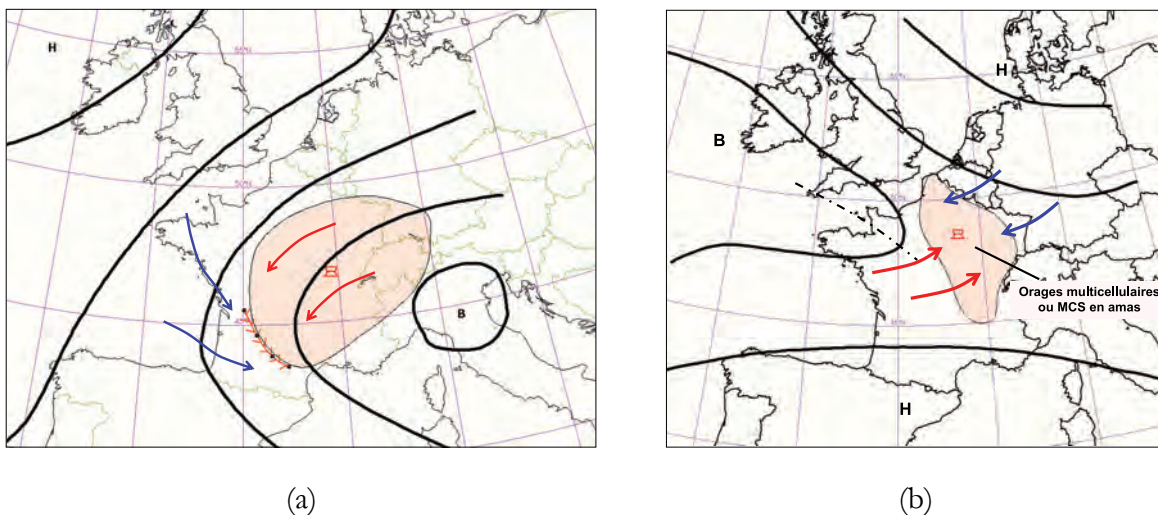


figure 3.25 : Exemples de situations atypiques favorables à des développements orageux. (a) Situation de NE. (b) situation de col, avec flux de SW au sud, flux d'E au nord. Les traits noirs représentent les isohypses à 500 hPa. Les flèches rouges et bleues matérialisent le flux de basses couches respectivement chaud et froid (ou frais).

Sur la figure 3.25 (b), il s'agit d'un exemple plus classique de convergence entre un flux de SW chaud et humide et un flux d'E à NE (un peu) plus frais et surtout plus sec. Cette convergence, conjuguée au passage d'un thalweg d'altitude génère une vaste zone d'orages multicellulaires, qui s'atténue en général durant la nuit.

f. Orages de l'atmosphère libre

Dans les paragraphes précédents, nous n'avons traité que de la convection profonde trouvant son origine près du sol, ou du moins dans la couche limite atmosphérique. Il existe cependant des orages qui se développent au dessus de la couche limite (en atmosphère libre), alors que les basses couches ne sont pas en état d'instabilité latente, voire même sont stables. Dans ce cas, si la masse d'air située au dessus présente un profil instable et que cette instabilité soit libérée par un soulèvement quelconque, des Cb à base élevée, supérieure à 2000 m et pouvant atteindre 3000 à 4000 m, peuvent se développer et donner pluies et orages, sans influence de l'évolution diurne.

Ce type d'orage a été relativement délaissé par la littérature scientifique française. Ce qui suit est largement inspiré des travaux de Damien Griffaut et Jean-Frédéric Bondet, techniciens-

prévisionnistes à Météo-France. Les conditions favorables à la formation de ces orages sont les suivantes :

- présence d'une anomalie de tropopause (même peu marquée), contribuant à instabiliser le profil vertical et à générer des ascendances de grande échelle ;
- alimentation en air chaud de la moyenne troposphère (typiquement entre 800 et 600 hPa), contribuant également à instabiliser le profil : sur l'Europe occidentale, cette advection chaude provient en général de l'élévation progressive en altitude d'une masse d'air chaud subtropical : air chaud en provenance de Péninsule ibérique ou du Sahara. Ces panaches d'air chaud s'élèvent au sein de dépressions thermiques formées au dessus des continents surchauffés puis sont transportés vers le nord par le flux d'altitude. La littérature anglo-saxonne parle de « spanish plume », que nous traduirons ici par « **panache ibérique** », auquel Griffaut et Bondet ajoutent le « **panache saharien** » qui se dirige directement vers la Provence et les Alpes en traversant la Méditerranée.

Il suffit alors qu'un forçage provoque un soulèvement de cette masse d'air pour que la convection profonde démarre. Outre la présence d'une anomalie de tropopause, ces mécanismes, bien que mal connus, pourraient être les suivants :

- ondes de gravité, liées notamment à des systèmes orageux antérieurs, et/ou créées à l'interface entre la couche limite (stable) et le « panache » sus-jacent.
- ondes de relief (on pense notamment à l'influence des Pyrénées sur le panache ibérique)

Ce type d'orage se produit plutôt dans la nuit ou en fin de nuit et début de matinée, lorsque les basses couches sont stables. Avec le chauffage diurne, ces basses couches s'instabilisent et les orages élevés ont tendance à disparaître rapidement, tandis que de nouvelles cellules, cette fois formées avec des particules d'air soulevées depuis la surface, vont naître dans les heures qui suivent. En France, toutes les régions peuvent être concernées par ces orages, mais le Sud-ouest est plus particulièrement touché (influence des Pyrénées sur le panache ibérique). La trajectoire et la chronologie typiques étant les suivantes (figure 3.26) : orages élevés en fin de nuit/début de matinée sur Aquitaine – Midi-Pyrénées se décalant vers Massif central ou Languedoc (suivant flux d'altitude) en fin de matinée, voire sur PACA en mi-journée. Quelle que soit la région touchée, le flux d'altitude est toujours orienté au secteur S à SW (présence d'air chaud obligatoire en moyenne troposphère !).

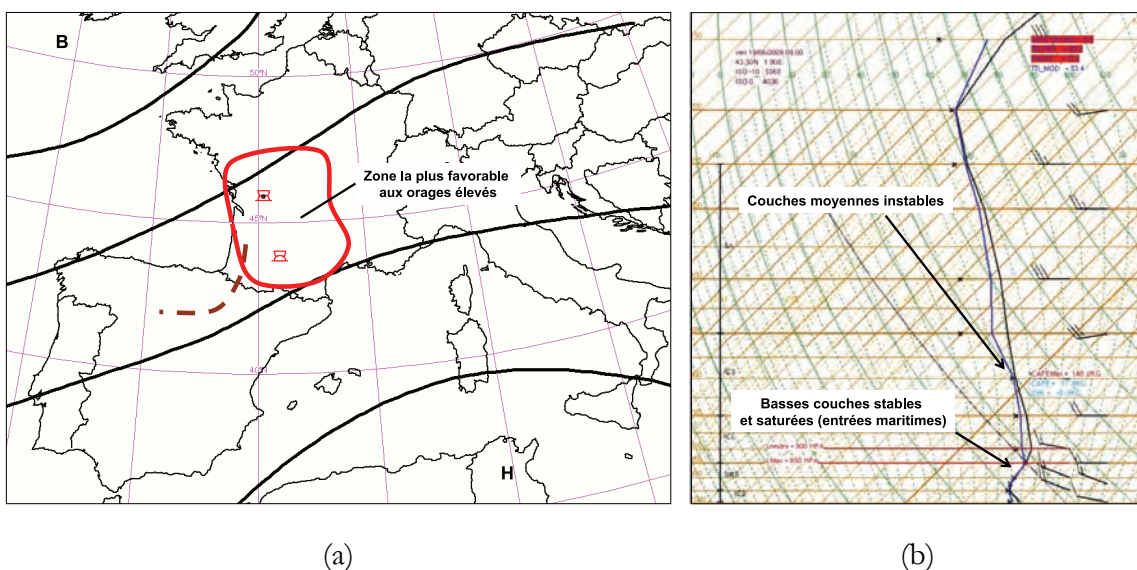


figure 3.26 : (a) Situation-type associée aux orages de l'atmosphère libre. Isohypses à 500 hPa en trait noir. Anomalie de tropopause en tirets bistres. (b) Profil vertical typique associé, sur les plaines du Sud-ouest.

Notons que sur les plaines d'Aquitaine, ces orages peuvent se produire alors même qu'un faible vent d'ouest a advecté des entrées maritimes atlantiques sous forme de stratus ou stratocumulus, nuages a priori peu réputés pour leur potentiel orageux ! L'aspect du ciel est alors trompeur, car toute l'agitation orageuse se déroule au dessus de la couche de nuages bas.

Advectés par le flux de moyenne troposphère, ces orages se déplacent rapidement et ne génèrent pas de cumuls de pluie importants. De plus leur extension verticale plus faible que celle des orages classiques les prive d'un fort potentiel précipitant.

Enfin, il faut signaler que ces orages d'atmosphère libre se rencontrent volontiers dans des situations pré-frontales, notamment à l'avant d'un pseudo-front.

3.4 Phénomènes orageux et leur terminologie

Il ne s'agit pas ici d'entrer dans le détail des mécanismes de chaque phénomène, mais de rappeler la terminologie consacrée, car l'on constate souvent des abus de langage voire des inexactitudes dans les termes couramment employés par les médias.

3.4.1 Le vent

Nous l'avons vu aux paragraphes précédents, le vent est l'une des manifestations orageuses parmi les plus destructrices. Les rafales à l'origine des dégâts les plus sévères sont essentiellement dues au courant de densité. Néanmoins ces rafales se produisent à des échelles et avec des intensités différentes suivant le type de phénomène considéré.

Front de rafales

Le front de rafales, qui marque la limite entre l'air chaud ascendant et l'air froid subsident, s'étend sur plusieurs kilomètres de long, et peut donner des rafales de l'ordre de 100 à 120 km/h, à l'origine de dégâts aux arbres et bâtiments. Le plus souvent cependant, ces rafales sont plus modestes, comprises entre 50 et 80 km/h. Les intensités les plus fortes se rencontrent au niveau des systèmes présentant une organisation en ligne.

Rafales descendantes

Les rafales descendantes (« downburst » en anglais) se produisent par intermittence aux endroits où l'air froid subsident atteint le sol et s'étale violemment dans toutes les directions (vent divergent). Ces rafales sont d'échelle très inférieure à celles créées par le front de rafales, mais elles sont volontiers plus violentes. La littérature (Fujita, 1981) distingue les **micro-rafales** (« microburst »), de diamètre inférieur à 4 km et de durée inférieure à 5 minutes, des **macro-rafales** (« macroburst ») dont la durée peut atteindre 20 minutes et dont l'étendue est supérieure à 4 km. Ces rafales sont particulièrement dangereuses pour l'aviation car générant de très forts cisaillement horizontaux et verticaux sur de faibles distances. Les rafales descendantes peuvent être sèches (« dry microburst »), ce qui signifie que les précipitations s'évaporent avant d'atteindre le sol (virga). Elles peuvent atteindre jusqu'à 250 km/h. Leur potentiel destructeur est renforcé par le cisaillement très élevé (variation spatio-temporelle très rapide en direction et intensité).

La présence d'air plus sec en moyenne troposphère favorise l'évaporation des précipitations et contribue à renforcer le courant de densité et donc les rafales associées. Le potentiel destructeur des fronts de rafales et surtout des rafales descendantes est très élevé, mais il est parfois occulté par les dommages attribués aux tornades.

« Microburst » ou tornade ?

Dans de nombreux cas, ce ne sont pas des tornades, mais bien des micro-rafales qui sont responsables des dommages. A moins que le tuba de la tornade ait été observé, il est souvent difficile de déterminer quel phénomène est à l'origine des dégâts, d'autant qu'un même système orageux peut générer à la fois tornades et « microbursts ». Pourtant, il existe des indices qui permettent de trancher dans certains cas (voir figure 3.27 et tableau 3.1).

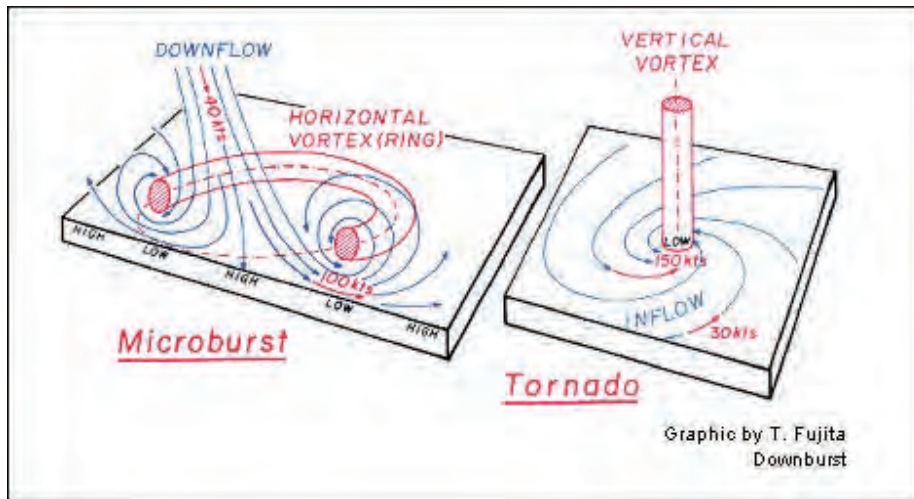


figure 3.27 : schéma conceptuel des vents associés à une micro-rafales (à gauche) et à une tornade (à droite). D'après Fujita, 1981.

	Rafale descendante	Tornade
Vents associés	Vents subsidents, fortement divergents au sol.	Vents ascendants, tourbillonnaires au sol (généralement cycloniques).
Type de dégâts	Etendus et dispersés ; répartis de façon aléatoire. Arbres souvent cassés à mi-hauteur ou couchés sans aucune direction préférentielle.	Dégâts souvent concentrés dans une zone linéaire (trajectoire de la tornade) de quelques dizaines à quelques centaines de mètre de large maximum. Arbres déracinés ou couchés en spirale. Projectiles encastrés.
Remarques	Les micro-rafales sèches peuvent également être très destructrices.	Le vent n'est pas le seul responsable des dégâts : la forte baisse de pression au passage de la tornade peut faire exploser des bâtiments.

tableau 3.1 : Comparaison des caractéristiques respectives des tornades et rafales descendantes.

À bas les « mini-tornades » !

Dans tous les cas, même s'il n'est pas possible de trancher entre tornade et micro-rafales, il faut absolument proscrire l'utilisation du terme de « mini-tornade » qui revient régulièrement dans les

médias et qui ne veut strictement rien dire. Un phénomène de vent violent sous orage appartient à l'une des catégories suivantes : front de rafales, micro (ou macro) rafale, ou tornade. Une tornade n'est pas « mini » ou « maxi » et son intensité est déterminée par l'échelle de Fujita. Par ailleurs, ce terme fourre-tout de « mini-tornades » est employé pour désigner les trois phénomènes, pourtant de natures très différentes.

3.4.2 Les tornades

Nous n'avons pas classé les tornades dans le paragraphe consacré au vent, car les dégâts qu'elles occasionnent sont aussi causés par la forte chute de pression associée. Par ailleurs, nous n'abordons pas ici les mécanismes à l'origine de la formation des tornades. Nous rappelons simplement que les tornades sont largement associées aux structures orageuses de type supercellule.

Les paramètres météorologiques étant très difficiles à mesurer au sein d'une tornade (l'immense majorité passe au travers des mailles du réseau d'observation, qui aurait par ailleurs de grandes chances d'être détruit s'il venait à en subir une), leur intensité est caractérisée par une échelle liée aux dommages : l'échelle de Fujita, élaborée en 1971. Cette échelle relie les dégâts observés à une force probable des vents associés. Depuis 2007, elle a été modifiée par le National Weather Service américain, pour mieux tenir compte des types de dégâts observés : 28 indicateurs sont utilisés au total, alors que l'échelle originelle ne distinguait pas vraiment le type d'habitations touchées (matériaux notamment). Actuellement, c'est donc **l'échelle de Fujita améliorée** (EF, Enhanced Fujita) qui est utilisée (voir tableau 3.2).

Malgré une idée encore largement répandue, les tornades ne sont pas rares en France. Certes, elles sont en moyenne d'une intensité moindre que celles des grandes plaines américaines, mais leur nombre est loin d'être négligeable. Elles peuvent se produire en toutes saisons, y compris l'hiver (figure 3.28) :

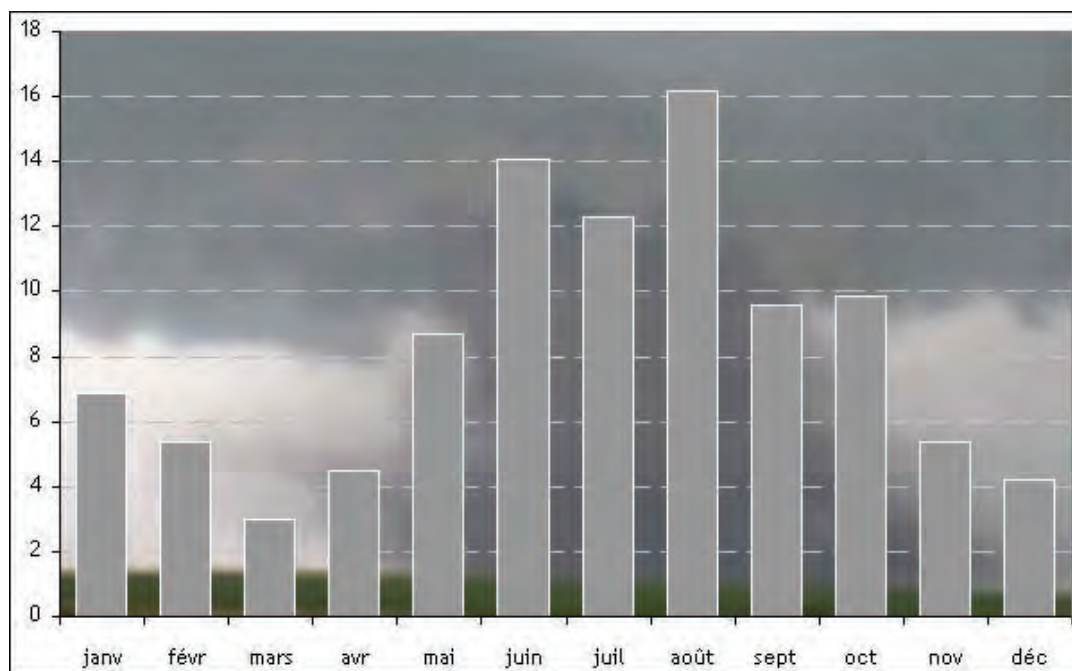


figure 3.28 : Répartition mensuelle (en %) des tornades en France (source www.keraunos.org). D'après les inventaires de Dessens et Paul.

- saison chaude : associées à des MCS (souvent sous une supercellule) ou à une supercellule isolée, dans situations orageuses de S à SW, voire WSW ;
- saison froide : associées à traînes dynamiques d'WSW à WNW le plus souvent (cf. paragraphe 3.3.2d).

Un inventaire aussi exhaustif que possible a été réalisé par Dessens (1989) puis par Paul (2000). À présent, l'observatoire Kéraunos des tornades et orages violents effectue un suivi minutieux des tornades observées sur le territoire métropolitain (voir tableau 3.2).

Catégorie	Vitesse des vents (km/h)	Dommages	Description
EF0	100-140	légers	Dégâts légers aux toitures, cheminées, gouttières, ainsi qu'aux habitations légères. Quelques branches cassées. Les tubas ou tornades sans dommages constatés sont classées EF0.
EF1	140-180	modérés	Dégâts importants aux toitures, aux mobil-homes. Dégâts aux éléments vitrés. Quelques arbres déracinés ; grosses branches cassées.
EF2	180-220	importants	Toitures arrachées, mobil-homes détruits, bâtiments avec fondations légères déplacés, nombreux arbres déracinés, objets légers transformés en projectiles, automobiles déplacées.
EF3	220-270	sévères	Bâtiments « en dur » détruits sur plusieurs étages, dommages importants aux édifices publics. Gros véhicules déplacés, habitations légères soufflées à distance, objets lourds transformés en projectiles.
EF4	270-320	dévastateurs	Maisons complètement détruites, véhicules transformés en projectiles.
EF5	> 320	incroyables	Automobiles projetées à plus de 100 m d'altitude ; dommages importants aux gratte-ciels, et aux bâtiments à structure renforcée.

tableau 3.2 : Échelle de Fujita améliorée (d'après NOAA/NWS).

La répartition géographique met en évidence plusieurs zones (figure 3.29) :

- un grand quart nord-ouest du pays, depuis la Charente-Maritime jusqu'au Nord-Pas-de-Calais, concerné à la fois par les tornades d'été et d'hiver ;
- le littoral et les plaines côtières méditerranéens, surtout concernés par des tornades d'automne voire d'hiver ;
- les zones de montagne, où les tornades semblent être relativement rares, ce qui peut provenir pour une part d'un manque d'observations, mais qui peut aussi s'expliquer par l'effet inhibant du relief concernant l'organisation durable des tourbillons nécessaires à la formation des tornades ;
- une zone modérément concernée, allant du Sud-ouest au Lyonnais et au Nord-est : Orageuses en saison chaude, ces régions ne sont que peu concernées par les tornades de saison froide.

Trombe ou tornade ?

Les tornades sont parfois désignées par le terme de « trombe ». Historiquement, ce terme était largement employé, mais à présent on préfère le réserver aux phénomènes se déroulant au dessus des surfaces maritimes, le tuba étant alors essentiellement constitué d'eau (« waterspout » en anglais).

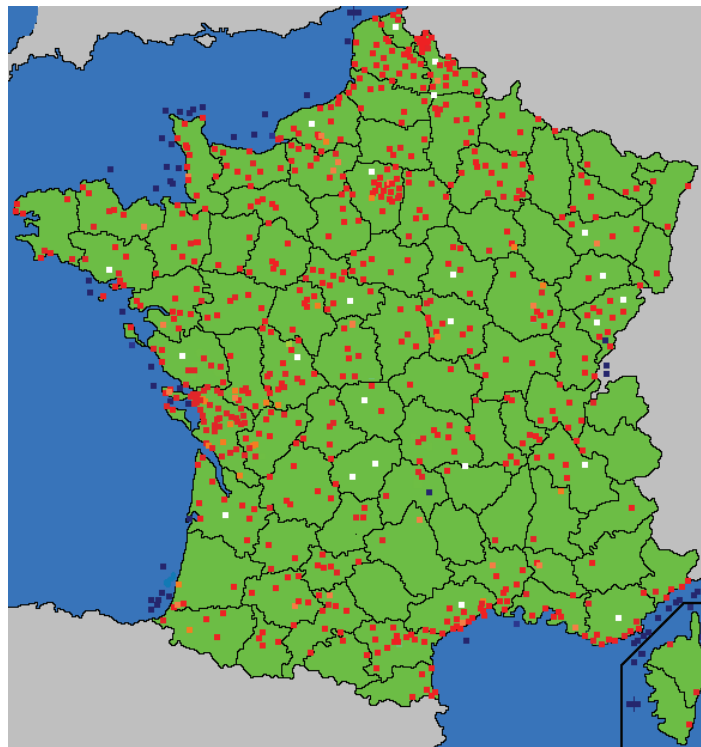


figure 3.29 : Répartition des tornades répertoriées en France entre 1680 et 2008. Source : www.keraunos.org. D'après l'inventaire de Dessens et Paul.

Gustnado, qu'es acquo ?

Un (ou une) gustnado – contraction de gust (rafale) et tornado (tornade) – ne sont pas de véritables tornades : en effet, il s'agit de tourbillons constitués de débris et poussières se développant au niveau du front de rafales, dans de l'air subsident, à l'inverse des tornades qui se développent dans les zones d'ascendances. Ces tourbillons se distinguent également des tornades par le fait qu'ils n'atteignent pas la base du Cb et sont donc plutôt cantonnés près du sol (figure 3.30), alors que les tornades ont tendance à se manifester par un tuba, qui a pour origine la base du nuage. La durée de vie des gustnados est également plus courte. Néanmoins, ils peuvent produire de violentes rafales destructrices, et les dégâts associés peuvent être difficilement discernables de ceux produits par les tornades.

3.4.3 La foudre

Systématiquement associés aux cellules orageuses, les phénomènes électriques peuvent être divisés en plusieurs catégories :

- éclairs intra-nuages, qui sont les plus nombreux mais qui n'atteignent pas le sol. Ces éclairs apparaissent dès la phase de développement de la cellule orageuse ;
- éclairs nuages-sol, qui représentent environ 30 % des éclairs, et qui sont à l'origine des dégâts au sol. Ils apparaissent plutôt lors de la phase mature de la cellule. Parmi ces éclairs

nuages-sol, les uns sont des « éclairs négatifs », lorsque la zone nuageuse dont ils sont issus est chargée négativement, tandis que les autres sont des « éclairs positifs ». Les éclairs positifs sont plus rares que les négatifs et ont tendance à devenir plus nombreux à la fin de la vie de la cellule. Ils sont également plus destructeurs que les négatifs ;

- éclairs nuages-haute atmosphère, découverts plus récemment. Il s'agit d'éclairs se produisant entre le sommet du Cb et l'ionosphère (couche supérieure de l'atmosphère située entre 80 et 1 000 km d'altitude), et dotés de noms tels que « red sprite », « blue jet » ou encore « elves ». Les connaissances sur ces éclairs sont aujourd'hui réduites et font l'objet de recherches nombreuses.



figure 3.30 : Exemple de "gustnado" sur les plaines américaines. Photo NOAA.

Eclairs de chaleur ? Orages de chaleur ?

Voici des expressions encore couramment employées aujourd'hui. Ces phénomènes ont-ils une existence réelle ? Peut-il y avoir des éclairs sans Cb ni orage ?

La réponse est clairement non : un éclair est systématiquement associé à un nuage du type Cb, lequel donne forcément au moins quelques précipitations en quelque endroit. Cette « croyance » est alimentée par le fait que lorsqu'il fait très chaud, et lorsque la masse d'air est sèche en basses couches, l'activité électrique des orages peut être très intense, tandis que les pluies ne concernent qu'une zone très réduite sous le Cb à cause notamment de la forte évaporation. Ainsi, les éclairs sont visibles depuis de nombreux endroits où il peut ne pas tomber une seule goutte de pluie.

3.4.4 La grêle

Apanage du cumulonimbus, la grêle est une précipitation solide qui peut occasionner des dégâts importants (à la végétation surtout). La taille des grêlons dépend essentiellement de l'intensité des ascendances : plus celles-ci seront fortes, plus les grêlons devront acquérir un poids important avant de chuter.

Grêle et type de cellules :

Cellule ordinaire : grêle possible, plus fréquente en montagne, mais généralement de faible taille, et de courte durée (la pluie remplace rapidement la grêle).

Orages multicellulaires : grêle possible, grêlons de taille faible à moyenne. Quelques dégâts possibles. Durée des chutes pouvant être relativement longue.

Supercellules : grêle très probable, souvent de forte intensité et/ou avec grêlons de grande taille (plus de 2 cm de diamètre). Gros dégâts à la végétation, aux véhicules, aux toitures et éléments vitrés.

Grêle et situation synoptique :

Toutes les cellules orageuses pouvant donner de la grêle, toute situation orageuse pourra en première approche présenter un risque de grêle. Y a-t-il des éléments supplémentaires pour discriminer de façon plus fine ?

- Le risque de grêle sera plus élevé pour toutes les situations favorisant la formation de supercellules.
- Les situations à fort dynamisme d'altitude, propices à la formation de MCS et donc à la formation de supercellules sont les situations les plus favorables.
- Les orages se développant dans de l'air à tropopause élevée (typiquement air tropical) auront un potentiel grêligène accentué, car les ascendances peuvent se développer sur une grande épaisseur d'atmosphère et donc atteindre des valeurs importantes.
- Ne pas en déduire pour autant que les orages d'air froid, à tropopause basse, ne peuvent pas donner de grêle : au printemps notamment, lorsque de l'air encore très froid en altitude, venu de l'arctique, se retrouve au dessus des premières masses d'air doux de basses couches, le cocktail peut être explosif et donner des orages de grêle remarquables. En général, la taille des grêlons est inférieure à celle des orages d'air chaud, mais leur nombre et leur densité au sol peuvent être beaucoup plus élevés.

3.5 Climatologie des orages en France

Les orages sont-ils vraiment plus nombreux en montagne ? Sont-ils rares la nuit ? Certaines régions sont-elles plus orageuses que d'autres ? On propose dans ce paragraphe quelques éléments statistiques concernant le cycle diurne et saisonnier des orages à l'échelle de la France.

3.5.1 Cycle saisonnier et influences régionales

Les statistiques des impacts de foudre du réseau Météorage sont un bon indicateur de l'activité orageuse.

De la figure 3.31, on peut tirer les constatations suivantes :

- à l'échelle annuelle :
 - un maximum d'activité sur les régions montagneuses (Alpes du Sud, Cévennes, Pyrénées principalement) mais surtout sur les zones exposées aux flux de SW à SE, et pas forcément sur les plus hauts sommets : les hauts massifs intérieurs alpins (Vanoise, Mont-Blanc, Ecrins) sont beaucoup moins concernés que les pré-alpes. Ceci peut s'expliquer à la fois par un effet d'abri et d'altitude élevée qui limitent la convection ;
 - pour les zones de plaine, les maxima se situent d'une part en Aquitaine, du Béarn aux Landes, à l'ouest de l'Armagnac et au Périgord, très exposés aux orages en flux de SW car ne bénéficiant pas de l'effet d'abri des Pyrénées (à la différence du Midi Toulousain) ; et d'autre part en vallée du Rhône et sur le Lyonnais soumis à la fois aux orages venus du SW mais aussi aux pluies orageuses méditerranéennes ;
 - le quart nord-ouest du pays, aux influences maritimes marquées, est la zone de française la moins orageuse, avec un minimum encore plus marqué sur le Finistère, ce qui dénote son caractère péninsulaire.
- au niveau saisonnier :
 - sans surprise, les densités sont plus importantes en saison chaude : on remarquera sur la carte de juillet l'orientation SW-NE des axes de plus fortes densités, marquant la suprématie des flux de SW concernant les orages ;

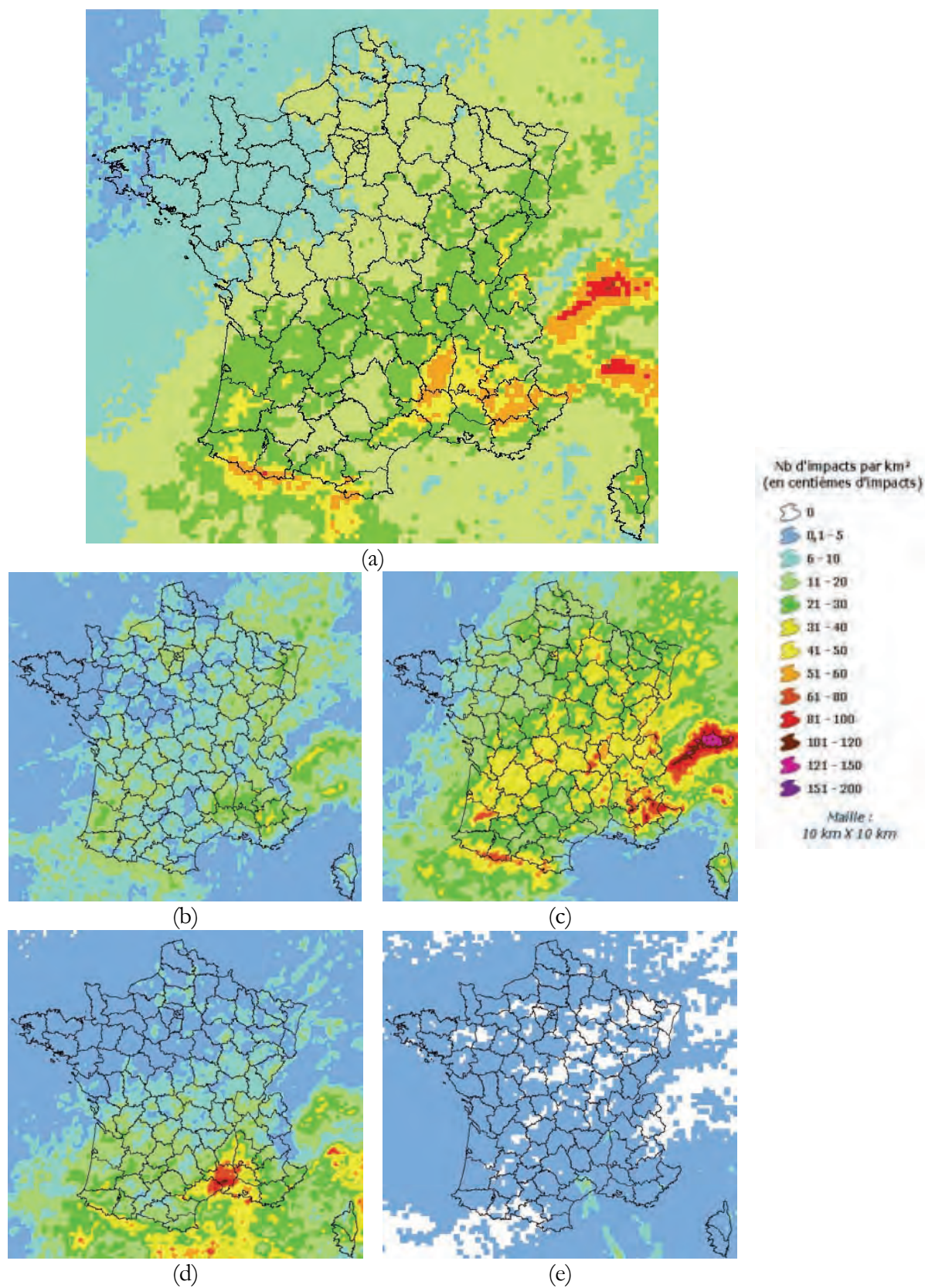


figure 3.31 : Densité d'impacts de foudre sur la période 1997 – 2008. (a) moyenne annuelle; (b) mois de mai ; (c) mois de juillet ; (d) mois de septembre ; (e) mois de décembre. Source : Météo-France, Direction des Systèmes d'Observations.

- la carte de septembre met en évidence les pluies orageuses méditerranéennes d'automne, avec un maximum marqué sur les Cévennes et surtout sur leur piémont et en vallée du Rhône. Les contrastes thermiques entre une mer chaude et les premières descentes froides d'altitude sont à leur paroxysme, tandis que la convection devient plus rare sur le relief ;
- la carte de décembre montre encore un maximum sur les régions méditerranéennes, la mer jouant encore le rôle de réservoir d'air doux et humide.

3.5.2 Cycle diurne

Il est communément admis que les orages se développent dans l'après-midi, puis s'atténuent en soirée pour disparaître la nuit. C'est là une vision basée sur la seule évolution diurne comme moteur de la convection. Or, nous avons vu que si la convection diurne joue un rôle plus ou moins important dans l'évolution des orages et leur déclenchement, nous avons vu aussi que de nombreux autres facteurs entrent en jeu.

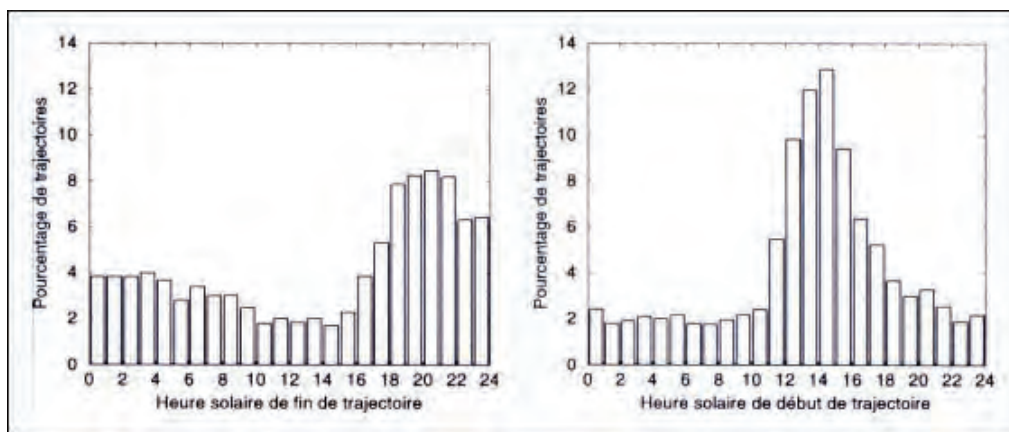


figure 3.32 : *Distribution des heures de début et de fin de trajectoires d'un échantillon de MCS européens ; d'après Morel et Sénési, 2002.*

Morel et Sénési (2002) ont proposé une climatologie très intéressante des MCS européens à partir de l'imagerie satellite. En particulier, ils montrent que si la plupart des déclenchements (75 %) se produisent entre 11 et 21 h UTC, un quart d'entre eux se forment quand même pendant la période nocturne ou le début de matinée (figure 3.32)

En particulier en France, les orages de fin de nuit et de début de matinée ne sont pas rares (cf notamment orages à base élevée), et il semblerait que le creux de l'activité orageuse se situe plutôt en fin de matinée et mi-journée.

Type de situation	Type d'organisation privilégié	Caractéristiques	Flux d'altitude, Saison, localisation
Evolution diurne	Cellule ordinaire (plus rarement, multicellulaire).	Courte durée (inférieure à 1 heure). Déplacement peu rapide. Pluies temporairement fortes. Grêle et rafales possibles, mais non dommageables.	Flux faible en altitude, pas de direction privilégiée. Saison chaude, avril à septembre. Influence prépondérante de l'évolution diurne. Toutes zones, mais surtout relief.
Pré-frontaux	Multicellulaire. Souvent MCS en ligne (parfois ligne de grains et/ou arquée). Système en « V » ou supercellule possible.	Déplacement plutôt rapide. Fortes pluies, mais cumuls en un point donné modérés (sauf système en « V »). Fortes rafales (front de rafales, micro-rafales, et tornades) et grêle dévastatrice possibles.	Flux du quadrant SW modéré à rapide. Mai à septembre (plus rarement avril, octobre). Influence importante de l'évolution diurne, des conditions de surface (convergences, relief) et de la dynamique d'altitude. Toutes zones.
Frontaux	Multicellulaire ou MCS en ligne, souvent moins bien organisé que les pré-frontaux.	Déplacement à la vitesse du front ; orages noyés dans la masse. Fortes rafales et grêle possibles. Cumuls pouvant être élevés.	Flux des quadrants SW et SE, plus rarement NW, modéré à rapide. Possible en toutes saisons, mais plus fréquent en saison chaude. Influence de l'évolution diurne non prépondérante. Forte influence de la dynamique d'altitude. Toutes zones.
Trânes	Cellule ordinaire ou amas convectif plus ou moins organisé en ligne. Plus rarement supercellule.	Déplacement rapide. Pluies parfois fortes mais brèves. Grésil ou grêle rarement dommageable. Rafales (parfois tornades).	Flux des quadrants NW à SW, rapide. Surtout hiver et printemps. Toutes zones, sauf régions méditerranéennes.
Situations atypiques	Multicellulaire et/ou MCS en amas ou ligne. Système en « V » possible.	Déplacement plutôt lent. Risque d'importants cumuls de pluie et d'inondations.	Tous types de flux cycloniques, faibles à modérés. Surtout printemps et été. Toutes zones.
A base élevée	Pas d'organisation particulière.	Déplacement plutôt rapide. Activité électrique parfois intense. Cumuls en général faibles. Peu ou pas de rafales.	Essentiellement flux de SW assez rapide. Mai à août. Toutes zones, mais surtout quart sud-ouest.

tableau 3.3 : Synthèse des différents types de situations favorables aux orages.

Type d'organisation	Environnement synoptique	Environnement méso-échelle	Caractéristiques, phénomènes associés
Cellule ordinaire	Flux faible, sans forçage d'altitude. Marais barométrique.	Faible cisaillement de vent. Chauffage diurne + convergences de basses couches créées par relief ou courants de densité d'anciennes cellules.	Breve durée de vie (inférieure à 1 heure). Déplacement peu rapide. Pluies temporairement fortes. Grêle et rafales possibles, mais non dommageables
Multicellulaire	Pas d'environnement type, mais flux d'altitude suffisamment rapide pour avoir du cisaillement dans les basses couches.	Cisaillement de vent modéré à fort, unidirectionnel. Chauffage diurne + convergences de basses couches. Génération de nouvelles cellules par interaction du courant de densité des anciennes cellules avec air chaud ascendant.	Durée de vie de chaque cellule plus longue que pour les cellules ordinaires. Le système peut persister quant à lui plusieurs heures. Fortes pluies, grêle possible, rafales. Importants cumuls voire inondations si déplacement lent.
Supercellulaire	Flux d'altitude plutôt rapide avec forçages (thalwegs, anomalies de PV).	Cisaillement de vent modéré à fort, souvent tournant.	Souvent, déplacement sur la droite du flux de moyenne troposphère (cisaillement tournant dans sens horaire). Grêle dommageable probable, fortes rafales, risque de tornades. En général, cumuls de pluie modestes (déplacement rapide).
MCS : ligne de grains	Flux d'altitude rapide, avec forçage synoptique d'altitude de secteur S à SW.	Cisaillement de vent indifférent. Ligne plus durable si cisaillement fort et unidirectionnel.	Ligne étroite de fortes réflectivités radar, s'étendant sur plusieurs centaines de km, suivie d'une zone de précipitations stratiformes plus large. Fortes rafales, forte baisse de la température, hausse rapide de pression.
MCS : ligne arquée	Flux d'altitude rapide, avec forçage synoptique d'altitude de secteur S à SW.	Cisaillement de vent modéré à fort, unidirectionnel ou légèrement tournant.	Ligne étroite de fortes réflectivités radar en forme d'arc, s'étendant sur quelques dizaines à une centaine de km. Violentes rafales. Grêle possible. Tornades possibles aux extrémités de la ligne (formation de supercellule).
MCS en « V »	Flux d'altitude modéré à rapide, avec diffuence, et entrée droite ou sortie gauche de jet.	Focalisation de l'alimentation en air chaud et humide de basses couches. Jet de basses couches. Convergence.	Système souvent quasi-stationnaire. Forme en panache sur imagerie infra-rouge. Très forts cumuls de pluie probables en un point donné. Risque d'inondations-éclair. Supercellules et tornades possibles.

tableau 3.4 : Synthèse des différents types d'organisations orageuses.

chapitre 4. Les phénomènes de basses couches et les phénomènes locaux



Photo : Sébastien Laflorencie.

Si l'on descend encore dans l'échelle spatiale, après les régimes de temps, les perturbations synoptiques, et la convection profonde, voilà que l'on aboutit à l'échelle aérologique, de l'ordre du kilomètre à la dizaine de kilomètres, spécifique des phénomènes locaux.

Levons tout de suite une ambiguïté sémantique : on confond souvent phénomènes de basses couches, phénomènes locaux, et phénomènes influencés par l'environnement géographique (topographie notamment). Il faut pourtant apporter les précisions suivantes :

- les phénomènes locaux, d'échelle aérologique, sont effectivement fortement influencés et conditionnés par l'environnement géographique ;
- mais les phénomènes locaux ne sont pas tous des phénomènes de basses couches (exemple : nuages d'ondes à l'aval d'un relief) ;
- enfin, l'environnement exerce une influence à toutes les échelles, et pas seulement à l'échelle locale (influence par exemple des Montagnes Rocheuses sur les ondes planétaires).

Autrement dit, les conditions géographiques locales conditionnent fortement les phénomènes météorologiques locaux, qui sont souvent des phénomènes de basses couches. Mais il existe des phénomènes de basses couches qui ne sont pas de petite échelle (par exemple une situation de brouillard généralisé où les nappes peuvent recouvrir plusieurs dizaines de milliers de km²) et les conditions locales peuvent parfois influencer des phénomènes concernant la moyenne ou la haute troposphère. Dans ce chapitre, nous allons parler de phénomènes très influencés par la géographie, c'est-à-dire le plus souvent les phénomènes locaux et de basses couches. Il s'agit comme aux chapitres précédents de présenter les modèles conceptuels sous-jacents à chacun des phénomènes sans entrer dans les détails des processus physiques.

4.1 Les brouillards et nuages bas

4.1.1 Le brouillard de rayonnement (ou brouillard radiatif)

Commençons donc par le plus célèbre et le plus fréquent des phénomènes nébuleux de basses couches : le brouillard de rayonnement. Il se forme par refroidissement nocturne radiatif du sol, se propageant dans les très basses couches atmosphériques par conduction et surtout turbulence. Pour une particule d'air, ce refroidissement s'opère de façon isobare, à humidité spécifique constante. La saturation survient lorsque la température a atteint la valeur du point de rosée ($T=T_d$). Il s'agit d'un phénomène exclusivement continental. On distingue trois phases :

- le refroidissement amenant la saturation près du sol ;
- l'apparition du brouillard près du sol et son extension progressive vers le haut ;
- l'effet de l'évolution diurne sur sa dissipation.

Lorsque la saturation est atteinte près du sol par refroidissement nocturne, des gouttes d'eau vont s'y déposer sous forme de rosée mais vont également se condenser dans les premiers centimètres au dessus du sol, maintenues en suspension par une légère turbulence de l'air : les premiers bancs de brouillard se forment de façon d'abord éparse, et n'excédant pas une hauteur 1 à 2 mètres (codage aéronautique : MIFG = brouillard mince). À ce moment là, la visibilité est extrêmement variable pour un observateur qui se déplacerait en voiture, passant de très bonne à très mauvaise en quelques mètres. Parfois, le processus peut s'arrêter à ce stade, notamment si la saturation n'est atteinte qu'en fin de nuit : le brouillard n'a pas le temps de s'épaissir et les bancs peu épais sont vite dissipés par le réchauffement diurne. Si le processus de refroidissement/condensation se poursuit, les bancs ont tendance à devenir de plus en plus nombreux et étendus. Lorsqu'ils recouvrent toute la surface ou presque, le sol cesse de se refroidir (effet radiatif des gouttelettes d'eau vers le sol), mais c'est par contre l'atmosphère en contact avec le sommet de la couche de brouillard qui, elle, se refroidit par rayonnement de cette couche (qui se comporte comme le sol auparavant). Ce phénomène, conjugué à l'effet de la turbulence, conduit donc de proche en proche à la formation de brouillard sur des hauteurs de plus en plus importantes. Cet épaississement se poursuit jusqu'au lever du jour, à partir duquel les flux de chaleur sensible s'inversent à la surface du sol et vont avoir tendance à détruire la couche par le bas, par élévation de la température et désaturation.

Quelles sont les caractéristiques de ce brouillard ?

- Souvent dense (le plus dense de tous les types de brouillards), avec des visibilités pouvant s'abaisser à 50 mètres ou moins.
- S'étend sur une hauteur de 100 à 400 mètres (maximum). Cette épaisseur est maximale en hiver, le refroidissement nocturne étant plus long.
- Dès que le brouillard dépasse les 30 à 50 mètres d'épaisseur, le ciel devient invisible.
- Dans la couche de brouillard, le profil de température correspond au gradient pseudo-adiabatique saturé (la θ'_w est constante dans la couche).

Quelles sont les conditions locales de sa formation ?

- Ciel clair ou peu nuageux (pour avoir un refroidissement nocturne efficace).
- Vent très faible au sol (mais pas complètement nul sinon la turbulence est insuffisante et on observe seulement de la rosée).
- Très basses couches et sol très humides.
- Si la température est négative lorsque le brouillard se forme, il devient givrant : les gouttelettes d'eau surfondues se congèlent immédiatement au contact d'un obstacle.

Quelles sont les conditions synoptiques favorables à du brouillard de rayonnement étendu ?

- Conditions anticycloniques de saison froide (octobre à mars principalement) avec inversion de température dans les basses couches : l'inversion piège l'humidité en la concentrant au dessous d'elle et en empêchant le brassage turbulent sur une grande épaisseur, qui aurait pour effet de contrarier la formation du brouillard en diminuant l'humidité spécifique de la couche. L'automne et le début de l'hiver sont les saisons les plus favorables car le refroidissement nocturne est important avec l'allongement des nuits, ce qui favorise la formation de fortes inversions dans les très basses couches.
- En particulier, arrivée d'une dorsale, en saison froide, après un épisode pluvieux.
- La couche située sous l'inversion ne doit pas être trop épaisse, sinon la quantité d'air à saturer est trop importante : brouillards plus rares et/ou moins denses, voire formation de stratus.

Quelles sont les phases de sa dissipation ?

- Le rayonnement solaire réchauffe le sol, lequel réchauffe à son tour les basses couches de l'atmosphère, ce qui tend à assécher la masse d'air et finit par provoquer la fin de la saturation : le brouillard commence donc à se dissiper par le bas. Ensuite, les mouvements turbulents et convectifs propagent ce réchauffement aux couches supérieures, et le brouillard finit par se dissiper après être éventuellement passé par le stade d'une couche de stratus, avec des plafonds s'élevant progressivement.
- Lors de la dissipation, la durée de la phase stratus dépend du profil atmosphérique immédiatement au dessus de la couche : si ce profil est très humide voire saturé, les stratus pourront persister longtemps (et ce d'autant plus que la couche humide sera épaisse, et le chauffage diurne faible) ; si ce profil est plutôt sec, la phase stratus sera éphémère voire absente : le brouillard se dissipe sans passer par une phase de ciel couvert.
- Si le vent se renforce, la dissipation du brouillard pourra être très rapide et éventuellement intervenir avant le lever du jour.
- Dans certains cas, essentiellement au cœur de la saison hivernale, le brouillard de rayonnement peut persister toute la journée (chauffage diurne insuffisant, couche trop épaisse et trop dense), voire plusieurs jours d'affilée si les conditions synoptiques n'évoluent pas. Il peut également évoluer en stratus qui perdurent jusqu'au soir. Dans ces conditions, la nuit suivante, le brouillard a du mal à se reformer, car les stratus inhibent le refroidissement nocturne.
- La dissipation est en général plus rapide au niveau des grandes agglomérations avec la conjonction de deux phénomènes : effet d'îlot de chaleur urbain et turbulence plus importante qu'en zones rurales (figure 4.1).

La figure 4.2 présente quelques profils verticaux de température et de vent mesurés lors de la campagne « Paris-Fog » durant l'hiver 2006-2007. Sur la vignette (a) on remarque la présence à 18 h UTC d'une inversion « synoptique » vers 250 à 300 m d'altitude, et d'une deuxième inversion tout près du sol, liée au début de refroidissement nocturne. À 03 h UTC, le brouillard atteint une épaisseur de 200 m environ (au niveau de l'inversion de température) avec un profil thermique qui suit la pseudo-adiabatique saturée. À 08 h UTC, le brouillard atteint 300 m d'épaisseur avec le profil caractéristique à θ_w constante dans la couche. On remarque sur le profil de vent à 18 h UTC la présence de deux jets de basses couches au sommet de chacune des inversions. Ensuite, à 03 et 08 h UTC, la première inversion a disparu et seul le jet synoptique subsiste.



figure 4.1 : Effet d'un îlot de chaleur industriel (usine sidérurgique d'Isbergues – 62) sur la dissipation d'une nappe de brouillard de rayonnement, le 13 octobre 2006. Photo : Cédric Labaeye.

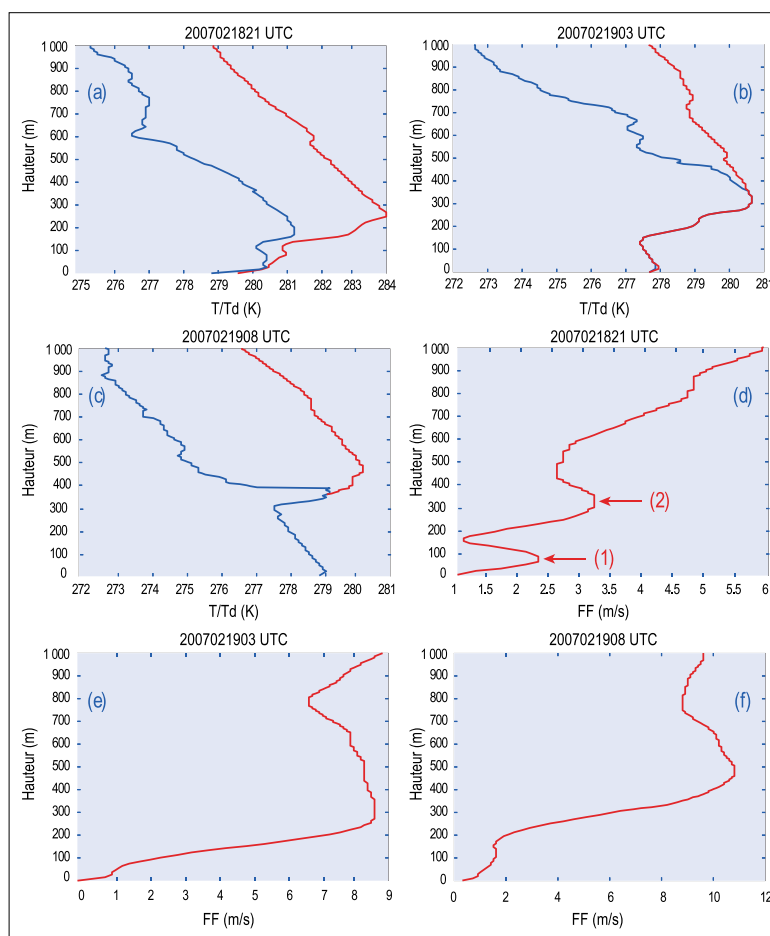


figure 4.2 : Exemples de radiosondages lors de la campagne "Paris-Fog" en février 2007. Profil de T et Td : (a) 21 h UTC le 17, (b) 03 h UTC le 18, (c) 08 h UTC le 18. Force du vent : (d) 21 h UTC le 17, (e) 03 h UTC le 18, (f) 08 h UTC le 18. D'après Bergot et al., 2008.

Le brouillard radiatif ne doit pas être considéré comme un phénomène anodin : outre le danger qu'il représente pour la circulation automobile, c'est aujourd'hui sous nos latitudes une cause majeure d'annulation de vols pour l'aviation commerciale, devant les orages, la neige, ou le vent. C'est dire l'enjeu économique que sa détection et sa prévision recouvrent. Enfin, selon les situations météorologiques, ce brouillard peut être généralisé à une zone plus ou moins vaste ou alors simplement localisé dans des vallées tandis que les zones alentour restent dégagées (cf. figure 4.3).

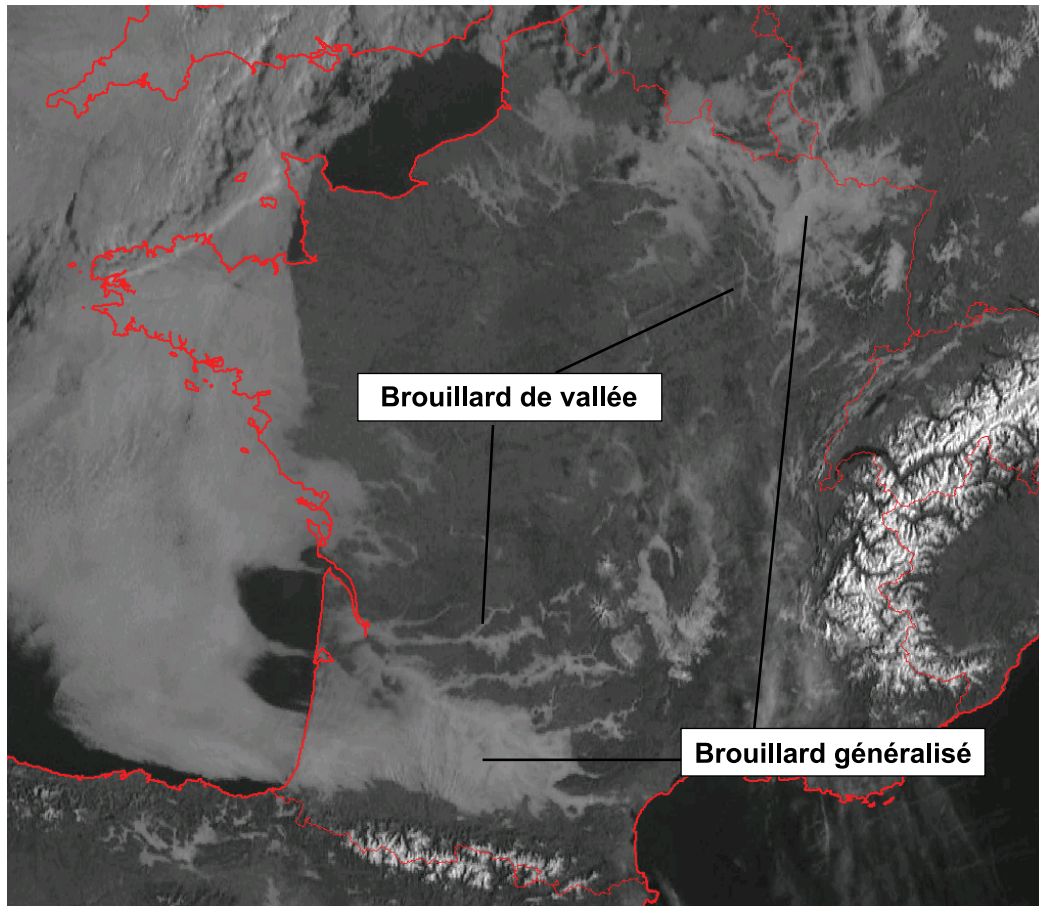


figure 4.3 : Image satellite visible Meteosat 9 du 7 février 2008 à 09 h UTC. Source : Météo-France.

4.1.2 Le brouillard d'advection

Il se forme lors du déplacement d'une masse d'air chaud et humide, au dessus d'une surface à température beaucoup plus basse. Cette surface provoque ainsi un refroidissement de l'air à sa base, qui, s'il est suffisant, peut entraîner la saturation et la formation de brouillard. Le brouillard d'advection se forme typiquement lorsqu'une masse d'air d'origine tropicale maritime arrive sur une mer ou sur un continent plus froid. Cette situation se rencontre notamment à la marge des secteurs chauds des perturbations, dans des champs plutôt anticycloniques, hors des zones de pluies. La figure 4.4 montre un exemple de situation où du brouillard d'advection est apparu sur la Bretagne en marge sud d'un secteur chaud, avec un vent de S à SW soufflant entre 10 et 15 kt. On notera que ce jour-là (cf. figure 4.3) du brouillard de rayonnement était également présent sur plusieurs régions de France. La distinction entre brouillard de rayonnement et brouillard d'advection peut parfois être délicate : ici par exemple, le brouillard présent sur le golfe de Gascogne au large des côtes landaises est un brouillard d'origine radiative, qui s'est formé sur les plaines du Sud-ouest et a été « advecté » en mer par le léger flux d'est : il n'a donc pas la même

origine que le brouillard breton, lequel est un véritable brouillard d'advection, formé par contact entre l'air doux et humide et l'océan plus froid.

- À la différence du brouillard de rayonnement, le brouillard d'advection se forme par vent modéré, parfois même assez fort. En effet, c'est l'apport constant d'air humide et chaud sur la surface froide qui permet de maintenir la saturation. Dans les zones de courants marins froids (courant du Labrador par exemple au large du Québec), les brouillards d'advection venus du sud peuvent persister plusieurs heures avec des vents atteignant parfois les 100 km/h.
- À la différence du brouillard de rayonnement, le brouillard d'advection est un phénomène de préférence maritime et côtier : c'est en effet sur les zones marines des latitudes moyennes que l'air chaud tropical maritime arrive sans avoir subi trop de modifications et sans être gêné dans sa progression par l'orographie. C'est là que les secteurs chauds présentent leurs caractéristiques les plus typiques. Dès que l'air chaud arrive sur un continent, il subit des modifications importantes, et notamment en hiver, si la surface continentale est très froide, l'air chaud s'élève au dessus de la pellicule froide qu'il ne parvient pas à déloger et il se forme alors plutôt des stratus que du brouillard.
- Le brouillard se dissipe ou s'évacue avec l'arrivée d'une masse d'air plus sèche ou plus fraîche ou bien lorsque la surface se réchauffe (cas fréquent des surfaces continentales)
- Ce brouillard est en général moins dense que le brouillard de rayonnement mais peut concerner des épaisseurs plus importantes dans les basses couches (jusqu'à 1000 m d'altitude). Il est plus dense au sommet qu'à la base.
- En France, ce type de brouillard est principalement observé sur le quart nord-ouest par flux de sud-ouest dans le secteur chaud des perturbations. La Bretagne et les côtes de la Manche sont plus particulièrement exposées.

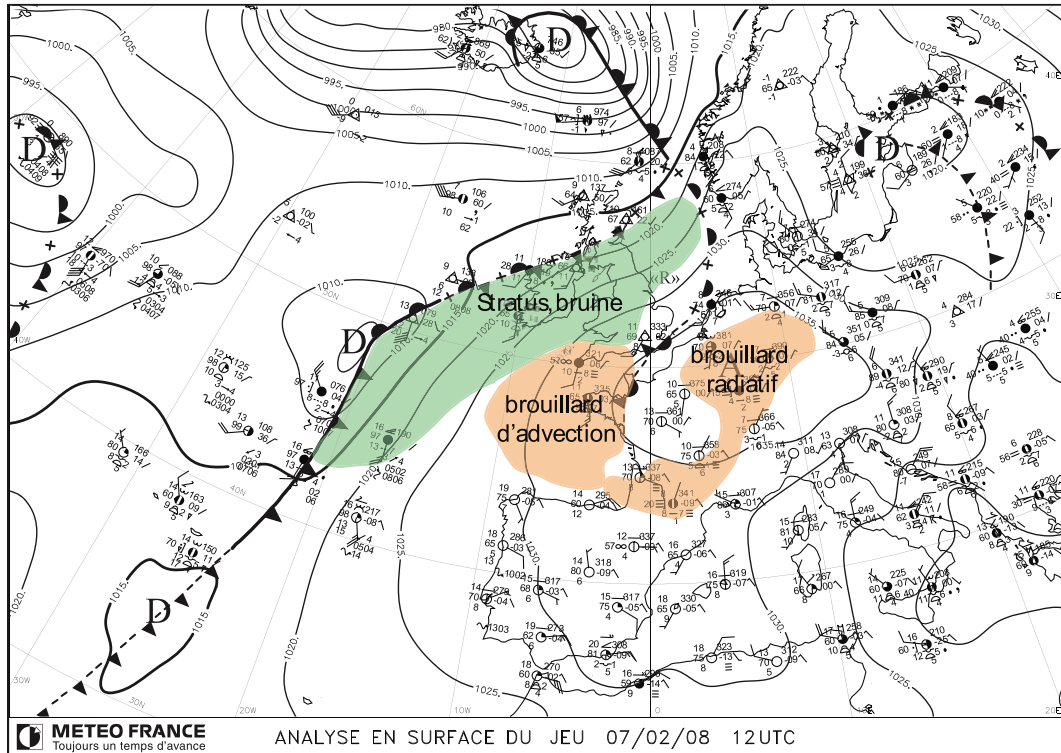


figure 4.4 : Carte isofront du 7 février 2008 à 12 h UTC, avec matérialisation des zones de brouillards et stratus. On pourra également se reporter à la figure 4.3 pour l'image visible correspondante. Source : Météo-France.

4.1.3 Le brouillard de mélange

Il survient lorsque deux masses d'air non saturées (mais d'humidité spécifique assez élevée) se rencontrent : la masse d'air résultante présente alors un rapport de mélange et une température correspondant en gros à la moyenne arithmétique des deux masses d'air initiales. Cela peut parfois conduire à la saturation (voir figure 4.5) et à la formation de brouillard. Ce brouillard peut être dense, mais il est en général d'extension spatiale plutôt limitée : le mélange s'opère à l'échelle aérologique (sinon on rentre dans le cadre des advections synoptiques), souvent à l'interface entre deux milieux très différents, terre-mer notamment. L'aspect « advection » entre en compte dans la formation de ce type de brouillard, mais il s'agit d'une advection d'échelle et d'intensité bien plus réduites que dans le cas précédent. En fait, le brouillard de mélange correspond à une advection locale de masses d'air aux caractéristiques différenciées, tandis que le brouillard d'advection correspond à une advection d'air chaud et humide à grande échelle, arrivant sur une surface froide.

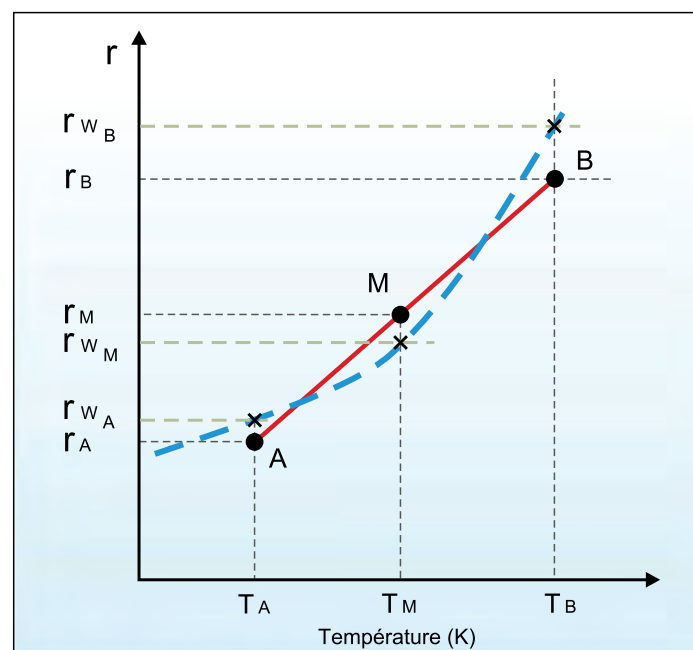


figure 4.5 : Exemple de saturation par mélange de 2 masses d'air, de rapports de mélange r_a et r_b et de températures T_a et T_b . Avec un rapport de mélange r_m et une température T_m , la nouvelle masse d'air se retrouve saturée. Source : Malardel, 2005.

Ce brouillard n'est pas si rare qu'il pourrait y paraître. Les brouillards côtiers qui se forment dans les régions de courants marins froids jouxtant des zones continentales surchauffées se forment selon ce mécanisme. On pense aux brouillards des côtes californiennes, portugaises ou marocaines : lorsque l'air chaud issu du continent vient se mélanger à l'air frais et très humide situé au dessus de la mer, des brouillards tenaces peuvent se former, parallèles à la bande côtière.

C'est là la différence essentielle avec le brouillard d'advection, auquel il est souvent assimilé à tort : le brouillard de mélange concerne le plus souvent une frange côtière, dans des situations non perturbées, sans advection de masse d'air d'échelle synoptique. Par ailleurs, si le vent est trop fort, on observera plutôt la formation de stratus, à la différence de cas de brouillard d'advection.

En France, ce brouillard s'observe surtout sur le golfe du Lion et les côtes avoisinantes. Il se forme par situation anticyclonique, sans flux synoptique bien défini, pendant des épisodes de fortes chaleurs. Lorsque l'air très chaud situé au dessus des terres est poussé en mer la nuit par la brise de terre, des brouillards peuvent apparaître en mer par mélange entre cet air chaud, et l'air plus frais situé au dessus de la mer. Dans la journée, avec l'établissement de la brise de mer, ils

peuvent revenir vers les côtes et envelopper tout le littoral en cours d'après-midi, tandis qu'un soleil de plomb se maintient à 2 ou 3 km dans l'intérieur des terres. Ce brouillard peut également se former en Manche par flux de NE anticyclonique lorsque de l'air frais d'origine maritime vient se mélanger à de l'air chaud continental (situation fréquente en fin de printemps et début d'été).

4.1.4 Autres types de brouillards

Deux autres types de brouillards sont également observés, qui font intervenir des processus radiatifs ou advectifs, mais dont les mécanismes d'apparition au sol diffèrent sensiblement des autres types déjà mentionnés.

a. Le brouillard par affaissement de stratus

Tout est dans le titre ou presque. Il s'agit de brouillard se formant par abaissement progressif de la base d'une couche de stratus. Il semble que cet abaissement puisse être de deux types différents :

- abaissement en bloc de la couche nuageuse (la base et le sommet s'abaissent simultanément) ;
- abaissement de la seule base, donc épaissement de la couche (il semble que ce soit là le cas le plus fréquent).

Il faut noter qu'à l'heure actuelle, on connaît mal les processus physiques qui mènent à la formation de ce type de brouillard. Pour le 1^{er} type, il semble que cela soit lié à de la subsidence de méso-échelle ou d'échelle synoptique. Durant la campagne « Paris-fog », ces affaissements de stratus ont été observés dans 15 cas sur 36 au total, ce qui montre que ce type de brouillard peut être relativement fréquent dans certaines régions de France et pour certaines configurations synoptiques. Les situations associées dans Paris-Fog étaient toutes des situations anticycloniques, souvent en marge du secteur chaud d'une perturbation, avec de l'air très doux à 850 hPa (fréquents flux d'ouest à sud-ouest).

Quelle différence avec le brouillard d'advection ?

- Le flux est faible, notamment en altitude, on est loin du secteur chaud, dans une zone anticyclonique, avec forte subsidence.
- Il a existé un aspect advectif à un moment donné puisque la couche de stratus s'est formée au niveau de l'inversion, entre l'air chaud anciennement advecté vers 850/900 hPa et l'air plus frais de basses couches.
- Notons que les stratus qui se forment lors de la dissipation du brouillard de rayonnement peuvent parfois passer par une phase d'affaissement (turbulence et/ou subsidence) qui leur fera atteindre le sol pendant quelques heures.

En France, ce type de brouillard semble plus fréquent sur un grand quart nord-ouest du pays, de la Bretagne au Bassin parisien ; il est beaucoup plus rare dans le Sud-ouest où ce sont les brouillards de rayonnement qui dominent largement.

b. Le brouillard de précipitations

Il est largement associé à des processus d'advection, mais sa formation elle-même est due à des mécanismes différents. Ce brouillard se forme, comme d'ailleurs les nuages « de mauvais temps » du type stratus ou cumulus fractus, par apport de vapeur d'eau suite à l'évaporation des gouttes de pluie. Cette évaporation est rendue possible lorsque les gouttes atteignent une couche d'air située près du sol, plus froide et plus sèche que les couches supérieures, souvent donc à

l'avant d'un front chaud. C'est donc l'apport de vapeur d'eau dans la couche qui provoque sa saturation, et non pas, comme dans le cas purement advectif, son refroidissement au contact du sol. En fait, la situation typique que proposent Tardif et Rasmussen (2008) ressemble fort à l'arrivée d'un front chaud sur une pellicule d'air plus froid et plus sec (voir figure 4.6).

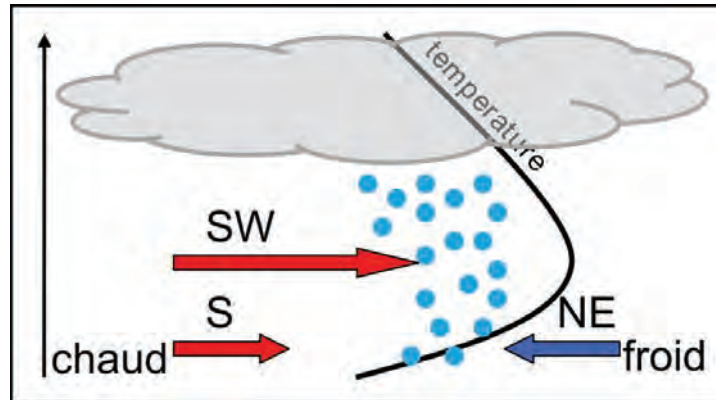


figure 4.6 : Situation-type pouvant être associée à du brouillard de précipitations : le brouillard se forme alors dans la zone de précipitations, dans l'air froid, sous l'inversion ; d'après Tardif et Rasmussen, 2008.

4.1.5 Les entrées maritimes

Il s'agit de nuages bas type stratus ou stratocumulus advectés depuis la mer vers l'intérieur des terres, hors de toute zone frontale. La progression à l'intérieur des terres peut varier de quelques centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres. Les conditions favorables à leur formation sont :

- présence d'un flux maritime bien établi dans les basses couches, prenant sa source bien au large (il ne s'agit pas de brises), et advectant de l'air doux et très humide ;
- présence d'une inversion de température dans les basses couches, piégeant l'humidité au dessous ;
- la présence d'une inversion suggère des conditions plutôt anticycloniques, tandis que l'advection d'air doux et humide suggère des conditions plus perturbées. En France, ce phénomène s'observe surtout dans deux cas :
 - en Méditerranée, à la fin d'une période anticyclonique, lorsque le flux s'oriente au secteur S à SE dans les basses couches ;
 - sur l'Atlantique, lorsque le flux s'oriente à l'ouest à l'avant d'un front froid peu actif ou passant plus au nord, cas fréquent en fin de printemps et en été ;
 - ces conditions sont parfois réalisées simultanément, dans ce cas les deux types d'entrées maritimes coexistent (cf. figure 4.8).

a. Cas des entrées maritimes méditerranéennes

Elles se forment par flux maritime modéré à assez fort dans les basses couches (voir figure 4.10 pour exemple de configuration isobarique type). Suivant l'orientation précise du flux, différentes zones seront touchées. Par flux de S à SW, ce sera plutôt la vallée du Rhône et PACA ; par flux de S à SE, plutôt le Gard et les Cévennes, et par flux de SE à E, plutôt l'Aude et les Pyrénées-Orientales. L'extension vers l'intérieur des terres augmente avec l'intensité du flux. Dans tous les cas, les nuages se disloquent passée la ligne de crête séparant les bassins versants atlantiques et méditerranéens (ligne de partage des eaux allant de la montagne Noire aux Cévennes, voir figure 4.7) ; ils peuvent pénétrer jusqu'à Toulouse à l'ouest et jusqu'à Montélimar au nord.

À moins que le flux ne se renforce à l'approche d'une perturbation, les entrées maritimes ont tendance à se morceler avec l'évolution diurne et à évoluer en cumulus, voire à disparaître totalement, notamment en saison chaude. Notons que parfois, les nuages peuvent se former seulement sur le continent tandis que le ciel reste dégagé en mer : cela se produit surtout en saison froide lorsque le flux est faible et que le continent se refroidit la nuit : la masse d'air maritime se sature au contact du sol plus froid.

Le golfe du Lion est davantage concerné par ce phénomène que les zones provençales ou que la Catalogne espagnole car :

- lorsque le flux est maritime, les vents ont tendance à y converger entre un vent d'est le long des côtes provençales et un vent de sud le long des Pyrénées orientales. Cela favorise les mouvements ascendants et donc la condensation dans les basses couches (ascendances bloquées par l'inversion) ;
- il s'agit d'une zone d'upwellings (remontées d'eau froide à la surface suite aux épisodes de Mistral et Tramontane) avec des SST fréquemment plus basses que sur les zones alentours. L'air doux et humide venu du sud, en rencontrant un substrat plus froid, tend à condenser sa vapeur d'eau plus rapidement qu'ailleurs.

b. Cas des entrées maritimes atlantiques

Elles se forment par flux d'ouest en saison chaude (avril à septembre) le long des côtes Cantabriques, sont advectées jusque sur les côtes d'Aquitaine, et pénètrent fréquemment assez loin à l'intérieur des terres (parfois jusqu'au Midi toulousain), en progressant d'abord sur le piémont pyrénéen, où le flux est accéléré (figure 4.7). Ces stratus ou stratocumulus sont généralement épais et parfois tenaces : si la situation reste anticyclonique (pas de passage frontal, pas de renforcement du flux), ils peuvent persister toute la journée des Landes au Lauragais en plein mois de juillet. Le mécanisme de formation est assez différent de celui du cas méditerranéen :

- en saison chaude, par vent de sud-ouest, de l'air très chaud issu des plateaux ibériques est advecté en mer : l'évaporation est alors intense et cet air chaud se charge en humidité ;
- à l'avant d'un front froid approchant par l'ouest (voir figure 4.9) de l'air humide plus frais est advecté dans un flux d'ouest : le mélange avec l'air chaud et humide provoque la condensation rapide au large de la Galice (même processus que pour le brouillard de mélange, mais avec un flux plus marqué). De larges bancs de St/Sc se forment alors et sont rapidement advectés vers les côtes d'Aquitaine par le vent d'ouest. ;
- ces nuages se forment préférentiellement au sud du 45 N (sud de Bordeaux) car le mélange air chaud – air frais y est plus efficace, et la présence du relief Cantabrique contribue à canaliser le flux d'ouest et à le renforcer (advection d'air maritime humide plus importante). Néanmoins ils peuvent remonter parfois jusque sur le littoral et les plaines charentaises.

En général, ces entrées maritimes sont précédées d'une brusque rotation du vent à l'ouest. Parfois cette rotation prend la forme d'un coup de vent pouvant provoquer des dégâts à la côte ou mettre des embarcations en difficulté au large. Ce coup de vent est connu sous le nom de **galerie**. Dans certains cas, avec l'arrivée d'air de plus en plus frais et sec dans les basses couches, les nuages bas finissent par se disloquer totalement en mer tandis qu'ils persistent sur le continent par faute de flux suffisant. Il faudra alors attendre le lendemain pour revoir le soleil.

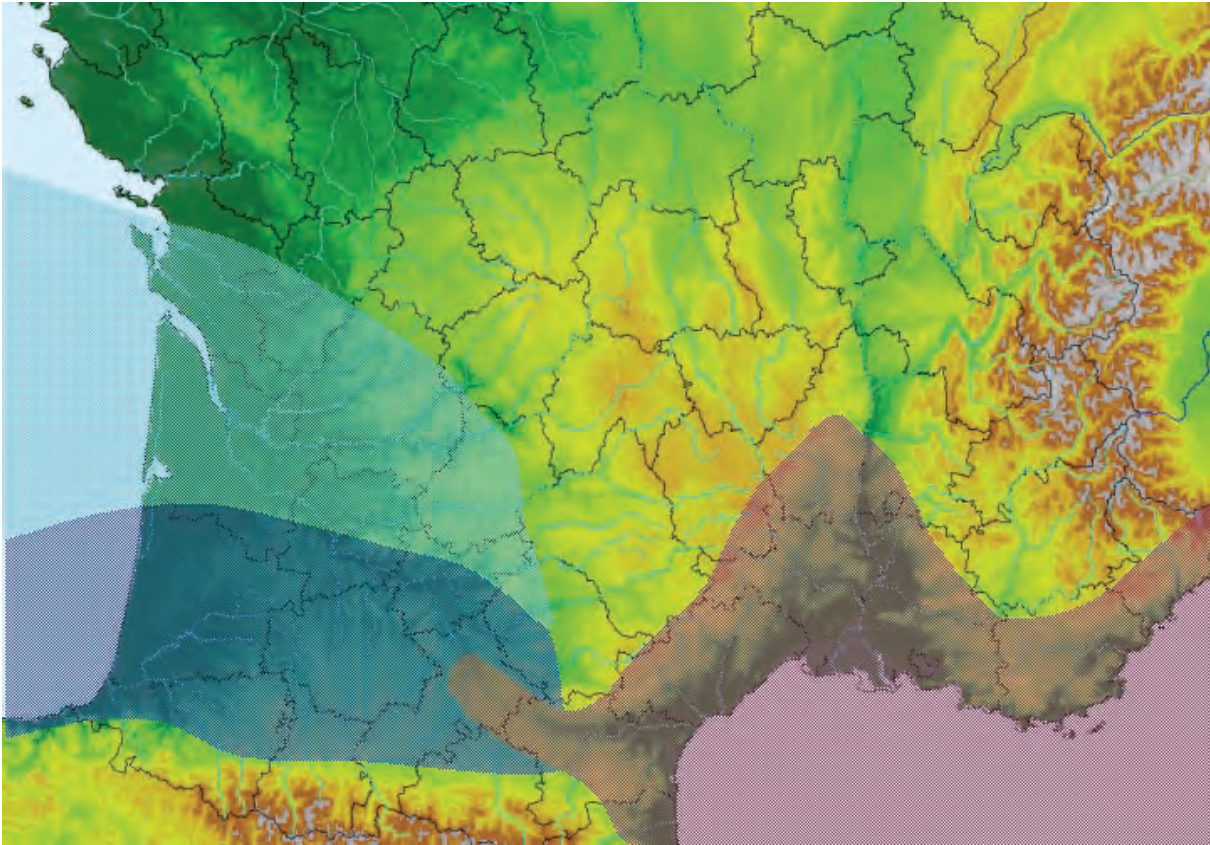


figure 4.7 : Zones concernées par des entrées maritimes. En mauve, entrées maritimes méditerranéennes (flux de SE à SW). En bleu, entrées maritimes atlantiques (flux d'W) ; en bleu foncé apparaît la zone le plus fréquemment concernée. La zone Lauragais – Toulousain peut être touchée par les deux types de phénomènes.

Il arrive également que les entrées maritimes méditerranéennes et atlantiques soient présentes simultanément, lorsque le flux s'oriente à l'ouest par le golfe de Gascogne tandis qu'un flux de sud-est est encore présent en Méditerranée. Sur la région toulousaine, il se peut alors que les stratus atlantiques succèdent aux stratus méditerranéens après une éventuelle éclaircie entre les zones de nuages bas. La figure 4.8 montre un tel exemple pour la journée du 3 septembre 2005 : on remarque l'advection classique des nuages bas le long de la côte Cantabrique dans l'après-midi du 3, tandis que des stratus abordent les côtes du golfe du Lion. Le lendemain à 08 h UTC les nuages bas atlantiques ont envahi un quart sud-ouest du pays, tandis que côté Méditerranée, les nuages ont gagné les plaines languedociennes, jusqu'au Toulousain. A noter sur l'image visible des orages d'évolution diurne sur Alpes, Massif central, et Pyrénées le 3, et des nuages cumuliformes le 4 au matin sur l'Aquitaine, au dessus de la couche de nuages bas : un front froid approche par l'ouest, associé à une rotation du vent à l'ouest à l'avant (d'où les entrées maritimes) et à de l'instabilité en altitude (voir paragraphe 3.3.2f sur les orages élevés).

Quelle est la différence avec le brouillard d'advection ?

Le brouillard d'advection se forme lorsqu'une masse d'air doux et très humide arrive au contact d'un substrat beaucoup plus froid (voir paragraphe précédent). Pour les entrées maritimes, la différence de température air-mer ou air-terre a une influence nous l'avons vu, mais ce n'est pas le processus primordial de formation, lequel est largement inféodé à la présence dans les basses couches d'un flux maritime assez fort et d'une inversion.

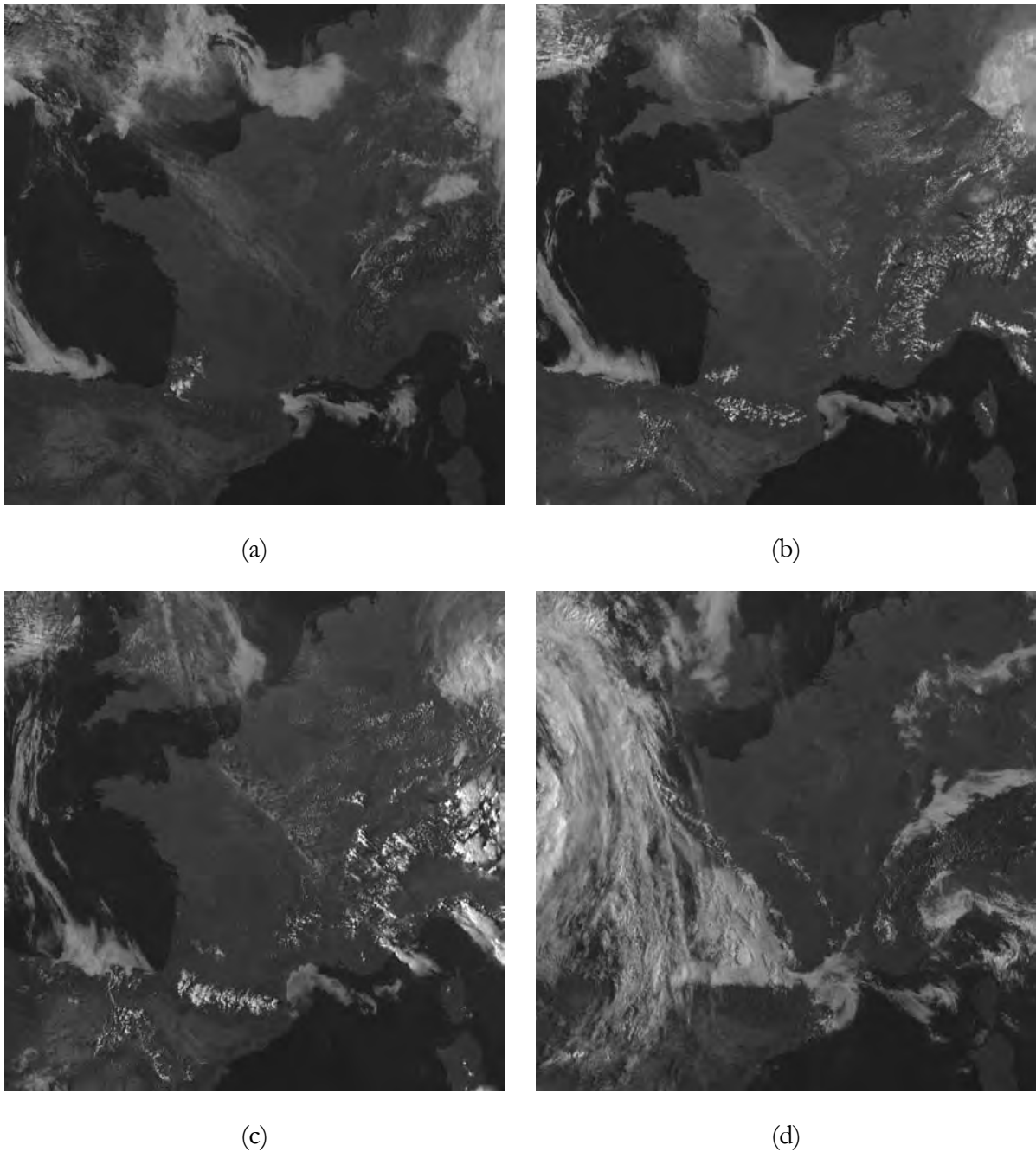


figure 4.8 : Entrées maritimes atlantiques et méditerranéennes : images visibles du 3 septembre 2005 : (a) 09 h UTC, (b) 12 h UTC, (c) 15 h UTC, (d) 4 septembre 08 h UTC. Source : Météo-France.

Les entrées maritimes peuvent-elles donner de la pluie ?

Dans certains cas, on peut observer de la bruine, notamment sous les entrées maritimes atlantiques en général très compactes et épaisses. Du côté méditerranéen, elles peuvent donner de la pluie sur les contreforts sud du Massif central par soulèvement orographique, si le flux est assez rapide. Néanmoins, dès que les pluies deviennent conséquentes ont est alors en conditions perturbées et les entrées maritimes sont sans doute doublées de nuages de l'étage moyen.

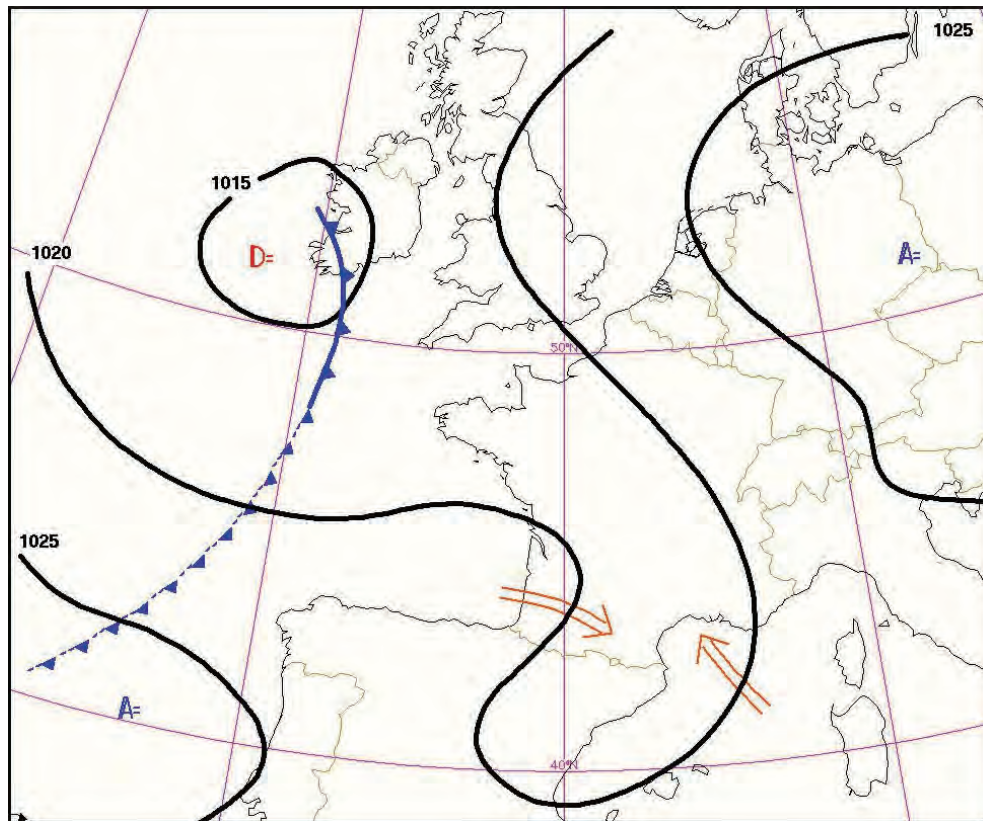


figure 4.9 : Champ de Pmer typique favorable à des entrées maritimes atlantiques. Dans certains cas des entrées maritimes méditerranéennes peuvent être présentes. Les flèches bistres matérialisent les flux de basses couches.

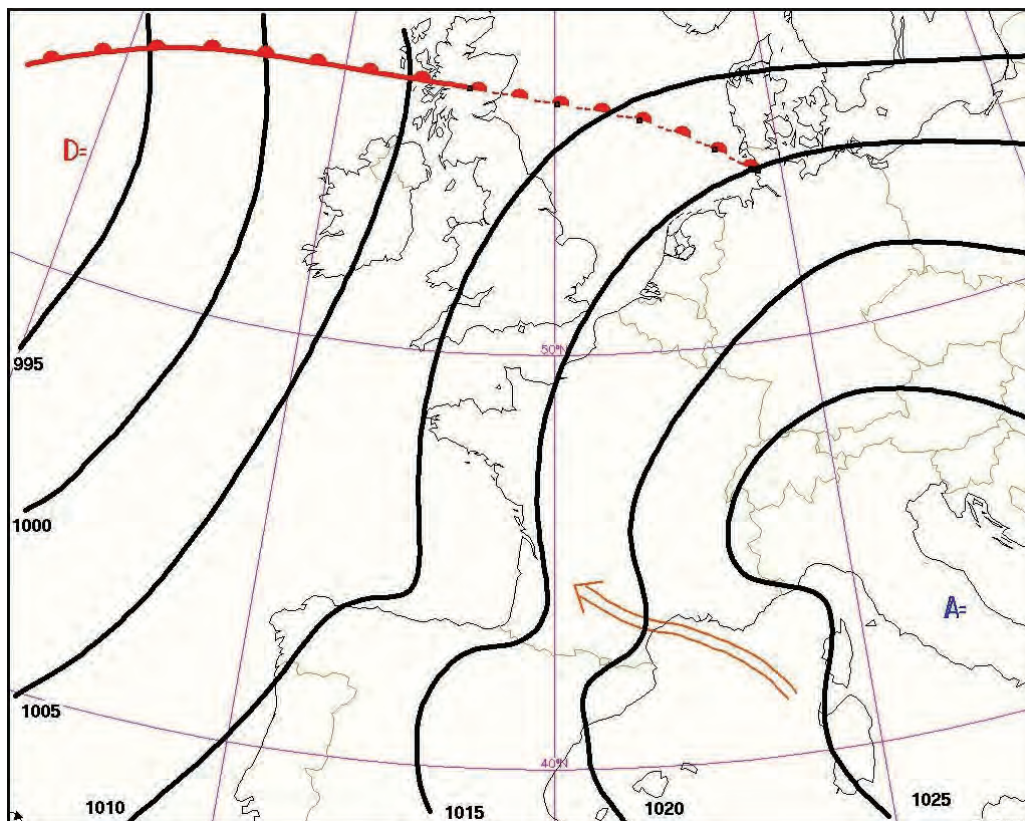


figure 4.10 : Champ de Pmer typique favorable à des entrées maritimes méditerranéennes. La flèche bistrée matérialise le flux de basses couches.

4.1.6 Synthèse

Les brouillards et nuages bas sont des phénomènes relativement fréquents sous nos latitudes. De part la gêne qu'ils occasionnent sur les réseaux de transport, notamment aérien, leur détection et la prévision de leur apparition, de leur déplacement, et de leur dissipation, restent aujourd'hui un des défis majeurs de la science météorologique.

Ces phénomènes sont dus soit à la condensation de la vapeur d'eau par refroidissement de la masse d'air à sa base (phénomènes radiatifs), soit à la condensation par différences de températures et d'humidités entre deux masses d'air ou entre une masse d'air et une surface continentale ou maritime (phénomènes de mélange et phénomènes advectifs) ou encore par apport d'humidité (phénomènes advectifs), les différents processus pouvant coexister.

Pour terminer cette section, la figure 4.11 propose une cartographie des régions françaises subissant les occurrences les plus élevées ou les plus faibles de journées avec brouillard. Pour les occurrences fréquentes, on n'a considéré que les régions d'altitude inférieure à 300 mètres pour ne pas être perturbé par les cas où le relief se retrouve sous les nuages bas. La zone située entre Mont-de-Marsan, Agen, et Libourne est celle qui subit le plus de journées avec brouillard, tandis que les plaines méditerranéennes et la côte charentaise ne sont que rarement concernées. Les grandes vallées fluviales, notamment celles de la Garonne, de la Saône, et du Rhin figurent parmi les plus propices, avec une domination quasi-exclusive des brouillards de rayonnement.

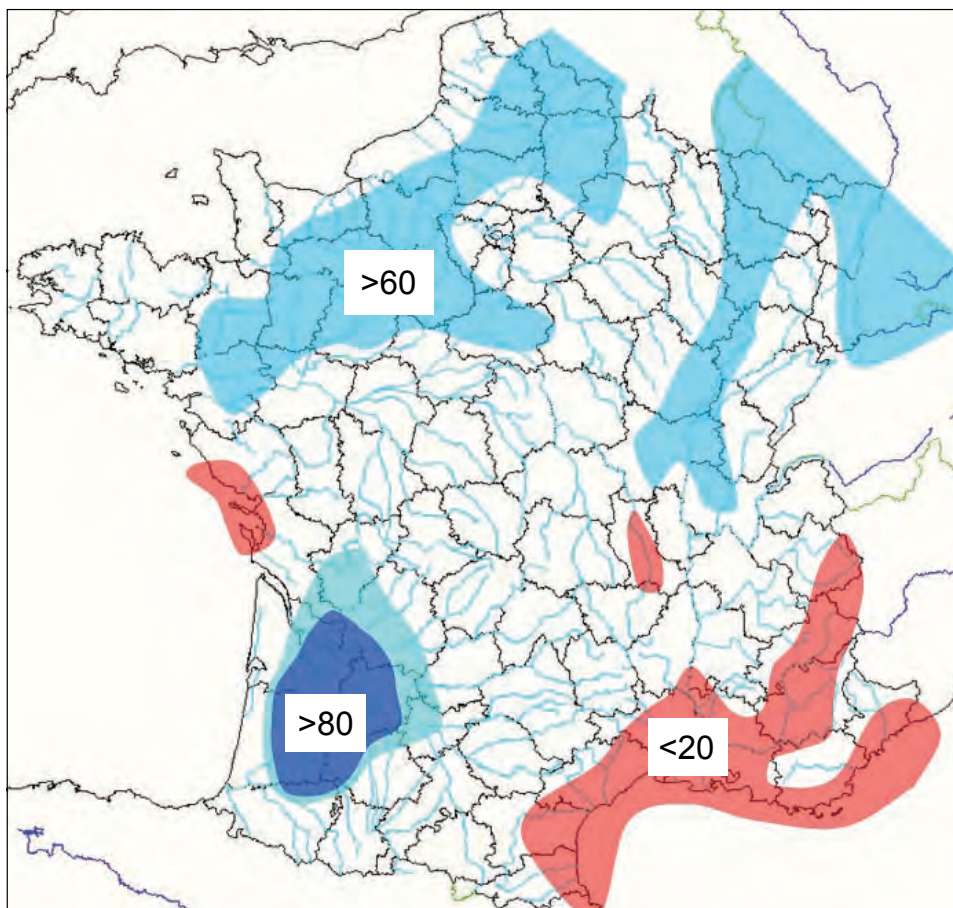


figure 4.11 : Répartition annuelle des zones de brouillard, en nombre moyen de jours. Pour les occurrences supérieures à 60 jours ; seules les zones d'altitude inférieure à 300 m ont été prises en compte ; d'après Kessler et Chambraud, 1990.

Phénomène	Formation	Zones concernées	Périodes favorables	Dissipation	Remarques
Brouillard de rayonnement	Par refroidissement de la masse d'air au contact du sol. Conditions anticycloniques avec flux faible.	Toutes zones de plaine ou vallées. Rare en zone méditerranéenne (trop venté et/ou trop sec)	Sur le Sud-Ouest, plutôt octobre à mars. Sur Centre-Est, Nord-Est et Nord, septembre à avril (rarement l'été).	Evolution diurne, renforcement du vent	Parfois givrant. Parfois advecté en mer par un vent faible (Manche par vent d'E à SE, Atlantique par vent d'E à NE).
Brouillard de mélange	Par mélange entre 2 masses d'air non saturée mais d'humidités spécifiques élevées et de températures différentes. Conditions anticycloniques avec flux faible.	Bordures littorales	Fin printemps et été, lorsque le contraste continent – océan est élevé.	Renforcement du vent, changement de masses d'air.	
Brouillard d'advection	Par advection d'une masse d'air doux et humide sur une surface plus froide (souvent maritime), par situation de secteur chaud (flux de SW à W).	Ouest et nord de la France. Bretagne et ouest des côtes de Manche plus particulièrement concernés.	Toute l'année en mer, plutôt hiver et printemps sur le continent.	Changement de masse d'air (passage d'un front froid ou pseudo-front froid), réchauffement progressif de la surface (sur continent).	Plus fréquent et plus tenace en mer que sur terre.
Entrées maritimes	Par advection d'humidité sous une inversion de basses couches après un long trajet maritime. Effets de convergence, de mélange, et de différentiel de température air-mer ou air-terre favorisent également la formation. En fin de conditions anticycloniques ou marges de flux perturbés.	Le plus fréquemment : plaines du Languedoc (flux de S à SE), plaines du Sud-Ouest (flux d'ouest). Mais également côtes de Manche en flux de NE.	Atlantique : saison chaude Méditerranée : toutes saisons Manche : surtout printemps et été	Arrêt de l'alimentation maritime, passage d'un front froid et arrivée d'une masse d'air plus sèche.	

tableau 4.1 : Synthèse des principaux types de brouillards et d'entrées maritimes en France.

4.2 Les phénomènes orographiques

Il ne s'agit pas ici de décrire en détails tous les effets de l'orographie sur l'écoulement atmosphérique, notamment la multitude de processus d'échelle aérologique. On se limitera à une description des principaux phénomènes météorologiques détectables à l'aide des outils d'analyse traditionnels. Le relief provoque sur les flux atmosphériques :

- des phénomènes de contournement, accélération ou ralentissement, donc de modification du vent horizontal ;
- des phénomènes de soulèvement ou de subsidences forcés, d'origine mécanique ou thermique, influant sur les vitesses verticales et sur la formation ou la dissipation de nuages ;
- des phénomènes ondulatoires, avec là aussi une influence sur les vitesses horizontales et verticales.

Les échelles de ces phénomènes sont extrêmement diverses, et dépendent de l'altitude et de la taille des massifs montagneux (de la colline aux grandes chaînes dépassant les 2000 m d'altitude), de la vitesse du vent et de son orientation par rapport relief, et enfin de la stabilité et de l'humidité de la masse d'air.

4.2.1 Les nuages d'ondes

Ce sont des nuages dus à des ondes de gravité stationnaires générées par le relief et qui apparaissent en aval de celui-ci. Ces ondes sont appelées « ondes piégées ». Dans la zone ascendante de ces ondes, il peut arriver qu'il y ait condensation et apparition de nuages qui restent sur place et ne se déplacent pas avec le flux. Ces nuages bien connus sous le nom d'Alto cumulus (ou stratocumulus suivant leur altitude) lenticularis prennent une forme caractéristique de « soucoupe volante », et sont disposés parallèlement au relief. Les conditions pour leur apparition sont (voir figure 4.12) :

- un flux rapide en altitude, perpendiculaire au relief (à la ligne de crêtes) ;
- une atmosphère stable, pour permettre le développement des ondes à l'aval (s'il existe des couches instables, les mouvements ascendants seront amplifiés et il n'y aura pas de rappel vers le bas). C'est la force de flottabilité qui pilote le rappel vers le bas puis vers le haut, la particule devenant tour à tour plus froide et plus chaude que son environnement.

En France, ces nuages d'onde apparaissent essentiellement :

- au nord des Pyrénées (de l'Aquitaine au Languedoc) par régime de sud à sud-ouest ;
- sur le Languedoc et le Golfe du Lion par régime de nord-ouest ;
- sur PACA par régime de nord ;
- sur l'Alsace, la Limagne, la vallée du Rhône par régime d'ouest.

De quoi dépend la longueur d'onde de ces ondes piégées ?

En simplifiant, on peut dire que :

- dans l'atmosphère, il existe une longueur d'onde (longueur d'onde de résonance naturelle également appelée longueur d'onde de coupure) qui ne dépend que de la vitesse du vent et de la stabilité statique. Cette longueur d'onde est d'autant plus grande que le vent est fort et que la stabilité est faible ($\lambda_c = 2\pi U/N$ où U est le module du vent horizontal et N la stabilité statique) ;
- les longueurs d'onde que peut générer un relief dépendent de son altitude et de ses dimensions horizontales. Lorsque les longueurs d'onde générées par un relief sont

inférieures à λ_c (relief trop étroit, flux trop rapide, ou faible stabilité), il se forme des **ondes évanescentes**, c'est-à-dire s'amortissant très vite avec l'altitude ;

- lorsque les longueurs d'onde générées par un relief sont supérieures à λ_c , il se forme des **ondes propagatives** dirigées vers le haut avec un plan isophase incliné vers l'amont du flux. Lors de leur propagation, le λ_c de l'environnement varie (variation de vent et/ou de stabilité statique). S'il augmente et devient égal à la longueur d'onde des ondes propagatives, la propagation vers le haut n'est plus permise et les ondes deviennent des **ondes piégées** qui se propagent sur l'horizontale ;
- en gros, on peut dire que les ondes piégées ont des longueurs d'onde voisines des longueurs d'onde de résonance naturelle ;
- ainsi, chaque relief pourra créer des ondes en aval dans des conditions bien précises de vent et de stabilité ;
- pour un vent horizontal de 30 m.s^{-1} et une valeur standard de stabilité statique, la longueur d'onde naturelle vaut 20 km ;
- pour les reliefs importants (supérieurs à 1000 m), les ondes se font sentir jusqu'à une hauteur de 8 à 10 fois celle du relief et jusqu'à une distance de 30 à 40 fois cette hauteur. Ainsi une ligne de crêtes de 2000 m d'altitude aura une influence jusqu'à 20 km d'altitude, et jusqu'à 80 km en aval. La figure 4.13 montre un exemple d'altocumulus lenticularis qui se sont développés sur le Languedoc dans un flux rapide de NW. Les nuages se développent en bandes parallèles à la ligne de crête cévenole, jusqu'à une distance de 150 km environ du relief (les crêtes culminant vers 1500 m). Le vent à 500 hPa est compris entre 60 et 70 kt .

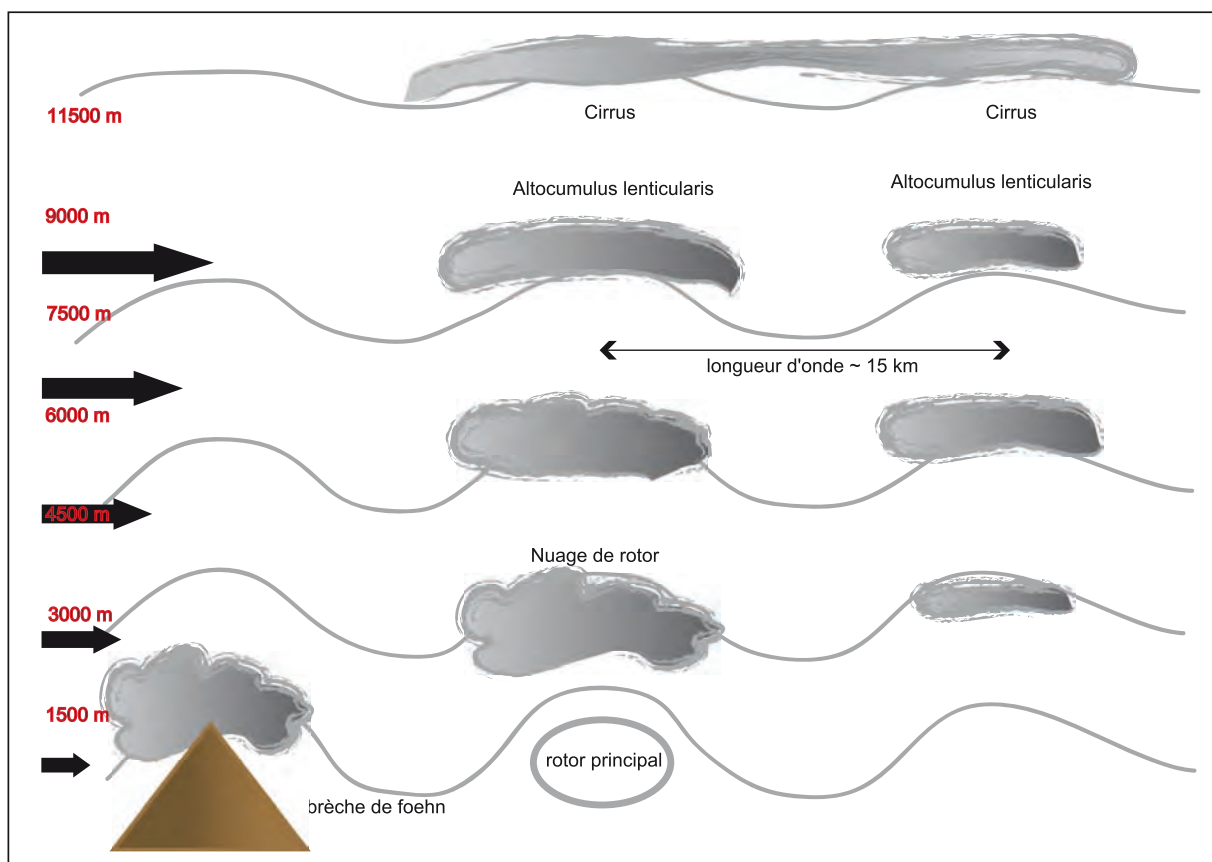


figure 4.12 : Schéma conceptuel de situation à nuages d'ondes. Avec un relief de 1500 m d'altitude, la longueur d'onde est d'environ 15 km et l'effet se fait sentir jusqu'à 8 fois la hauteur.

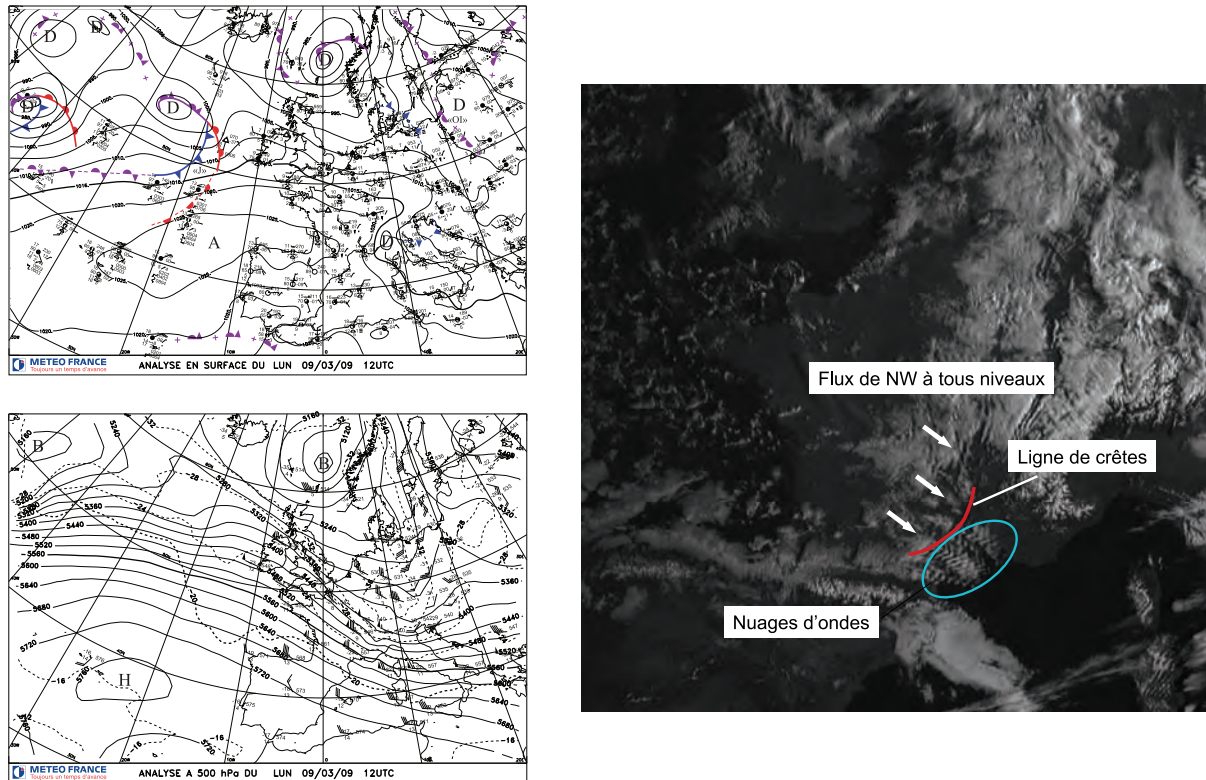


figure 4.13 : Situation d'*W* à NW du 9 mars 2009. À gauche, analyses en surface et à 500 hPa (source : Météo-Hebdo). À droite, image visible haute-résolution de 7 h 30 UTC (source : Météo-France).

Notons que des phénomènes ondulatoires peuvent être créés par du relief d'altitude modeste : les ondes auront simplement une amplitude et une longueur d'onde plus faible, et l'influence sur la verticale sera amoindrie. On peut ainsi trouver des nuages d'ondes en toute région, mais l'effet visuel sera moins spectaculaire que dans le cas d'un massif imposant.

Cas particulier : nuage de Moazagotl

Il s'agit de nuages cirriformes épais (*Cirrus spissatus*) et de grande étendue se formant à l'aval du relief comme les nuages d'ondes classique. Entre la ligne de crêtes et le début du nuage se trouve une zone de ciel clair correspondant à la trouée de foehn (voir figure 4.14), tandis que le bord d'attaque du nuage est quasi-rectiligne comme découpé au cordeau. La dénomination Moazagotl proviendrait du nom d'un berger du sud-est de l'Allemagne qui les aurait le premier identifiés et décrits lors d'un épisode de vent de sud (foehn) sur les montagnes de Silésie. En fait, le processus de formation de ces nuages est comparable à celui des altocumulus lenticulaires. Ils apparaissent lorsque le flux d'altitude est très rapide, transverse au relief, pourvu que la masse d'air soit suffisamment humide et stable à cette altitude : ces nuages se formeront donc de préférence à proximité d'une perturbation (en général à l'avant, lorsque l'air s'humidifie à haute altitude). A ces niveaux, du fait de la rapidité du flux et de l'éloignement du relief, l'amplitude des ondes est nettement atténuée par rapport aux couches inférieures, et la couche saturée peut s'étendre sur une très longue distance sans présenter les trouées que l'on observe entre les altocumulus situés au dessous.

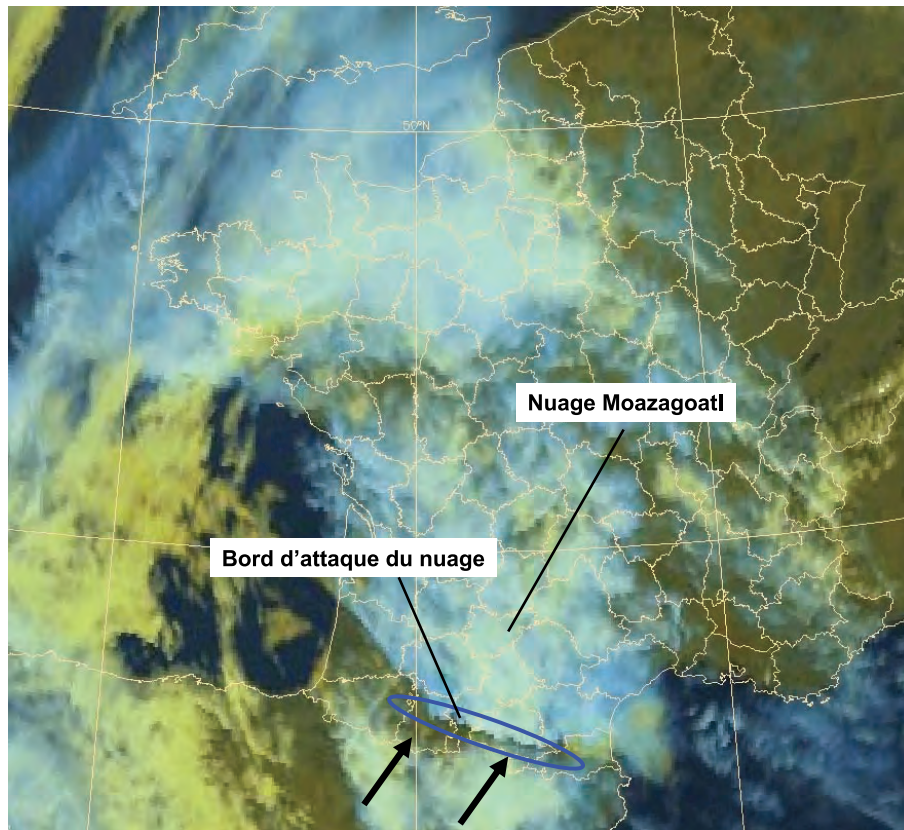


figure 4.14 : Exemple de nuage de Moazagoatl le 20 mai 2009. Image satellite Meteosat 9 composition colorée. Les flèches noires indiquent la direction du flux à 500 hPa.

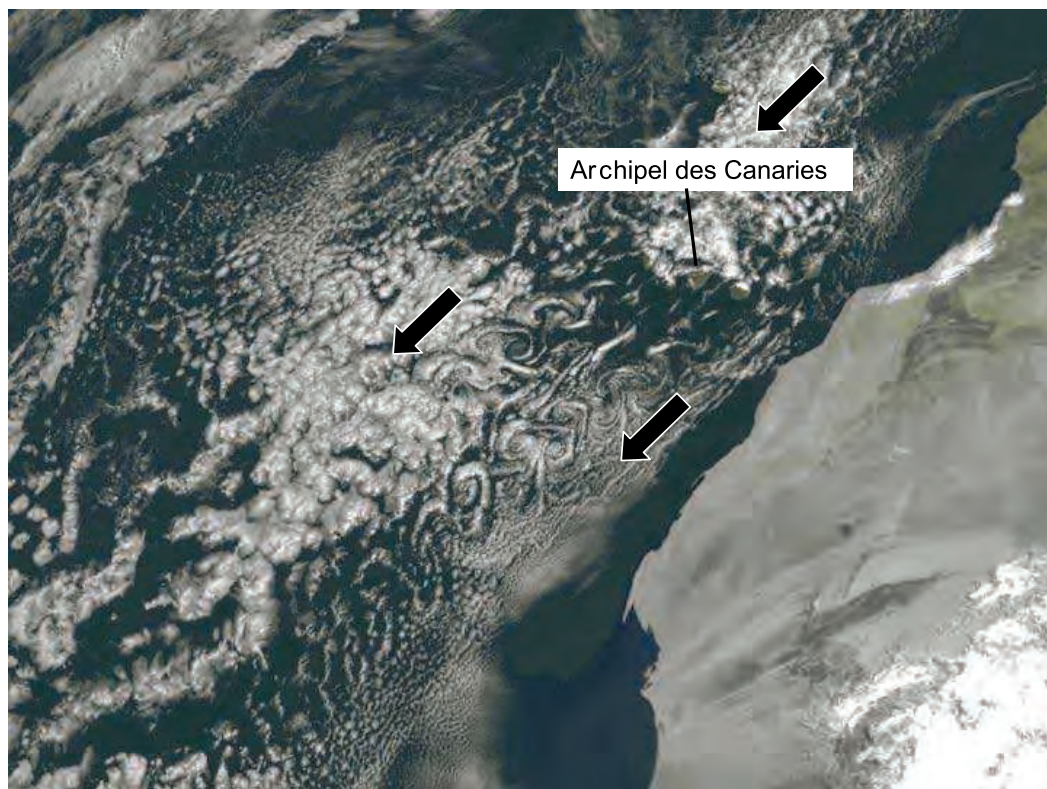


figure 4.15 : Exemple d'allées de Von Karman (Stratocumulus en forme de spirales) sous le vent des Canaries le 24 mai 2006. Les flèches indiquent la direction du flux de basses couches. Source : Meteosat 9, Météo-France.

Cas particuliers : allées de Von Karman

Les reliefs élevés peuvent aussi provoquer des phénomènes ondulatoires visibles sur la nébulosité de basses couches (figure 4.15). C'est notamment le cas dans les situations où le flux est relativement faible en altitude mais régulier (laminaire) et assez fort en basses couches. Dans nos régions, cela se produit essentiellement en Méditerranée sous le vent de Corse ou de Sardaigne, mais également dans l'Atlantique sous le vent des Açores, de Madère, ou des Canaries. Les conditions favorables sont les suivantes :

- masse d'air instable en basses couches surmontée d'une couche stable (inversion) ;
- vent modéré à assez fort en basses couches ;
- couche instable d'épaisseur comparable à la hauteur du relief.

À l'aval du relief, sous le vent, se créent une dépression et du tourbillon cyclonique qui se propagent ensuite dans le flux.

4.2.2 Blocages orographiques - mers de nuages

Si les nuages d'ondes sont des phénomènes observés sous le vent (en aval) du relief, le **blocage orographique** se produit sur les versants au vent : lorsque le flux est transversal au relief et que la masse d'air est suffisamment humide en basses couches, le soulèvement forcé peut conduire à la saturation et à la formation de nuages qui s'accumulent sur les versants au vent. Ce phénomène apparaît régulièrement sur tous les massifs montagneux, mêmes modestes. En France, on l'observe fréquemment après le passage d'une perturbation, dans la traîne, surtout lorsque celle-ci devient subsidente à l'approche d'une dorsale d'altitude : le relief force le soulèvement, et l'apparition d'une inversion de subsidence bloque le développement vertical des nuages, lesquels s'amoncellent au dessous. Ces blocages orographiques s'observent :

- par flux d'ouest sur les Préalpes du nord, les Vosges, le Jura, le Massif central ;
- par flux de nord-ouest à nord sur les Pyrénées, le Massif central, les Alpes du Nord ;
- par flux de sud sur les Alpes du sud, les versants espagnols des Pyrénées, et les contreforts sud du Massif central (où ils prennent la forme d'entrées maritimes).

La figure 4.16 montre un exemple de blocage par flux de nord à nord-est sur le nord du Massif central, les pré-Alpes du Nord, et les Pyrénées. Les premiers sommets sont sous les nuages, pas seulement les vallées.

Les **mers de nuages** ne sont pas des phénomènes directement créés par le relief, mais simplement des phénomènes observables en montagne lorsque vallées et/ou plaines sont sous les stratocumulus et les sommets montagneux sous un ciel d'un bleu limpide. Cela se produit en situation anticyclonique en présence d'une inversion de subsidence très marquée (en général d'origine synoptique), la couche située sous l'inversion étant très humide et assez épaisse. L'altitude de l'inversion détermine le sommet de la couche nuageuse. Ce niveau est crucial pour déterminer l'altitude à partir de laquelle on passera de la purée de pois au grand beau temps. Les blocages orographiques évoluent souvent en mers de nuages lorsque le flux de basses couches faiblit et qu'une dorsale avec inversion de subsidence s'installe : les zones de relief sont donc plus fréquemment concernées que les zones de plaine. Sur la figure 4.17, on voit que seules les vallées sont sous les stratocumulus tandis que les sommets émergent au dessus de 2000 m. Le flux de basses couches est faible et les conditions nettement anticycloniques.

En résumé, en situation de blocage orographique, le flux de basses couches est assez rapide, l'inversion est haute ou absente, et la couche nuageuse englobe les sommets (au moins jusqu'à 2500 / 3000 m). En situation de mer de nuages, l'alimentation de basses couches est coupée ; le flux est faible, l'inversion est basse, les sommets sont dégagés, et seules les vallées et les versants

proches sont sous les nuages. Si la mer de nuages succède au blocage, on passera bien sûr par tous les stades, avec un sommet de la couche perdant progressivement de l'altitude, à mesure que l'inversion s'abaisse.

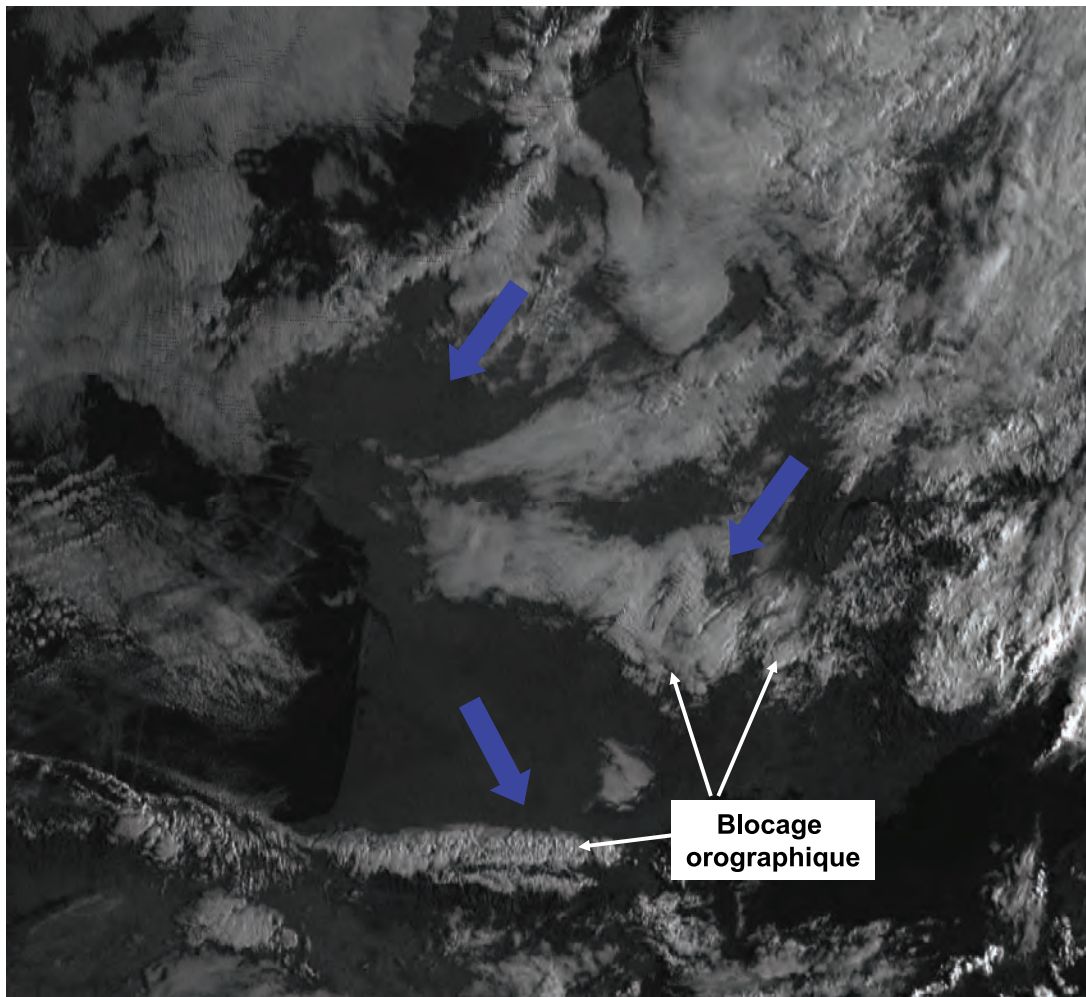


figure 4.16 : Image satellite visible haute-résolution Meteosat 9, du 14 septembre 2009, 07 h UTC. Les flèches bleues indiquent la direction du flux de basses couches. Source : Météo-France.

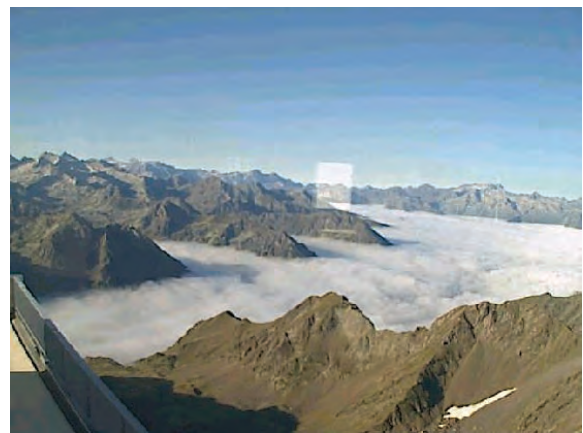
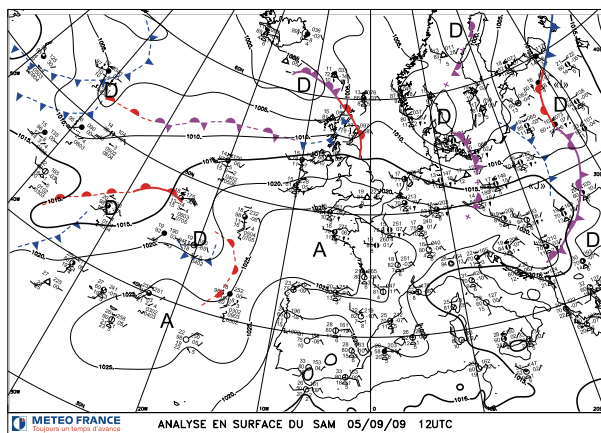


figure 4.17 : À droite, exemple de mer du nuages vue depuis le Pic du Midi, le 5 septembre 2009 (source : Webcam Pic du Midi : <http://bagn.obs-mip.fr/webcam/webcam88.jpg>). À gauche, analyse en surface de la situation correspondante (source Météo-Hebdo).

4.2.3 L'effet de fœhn

Le fœhn était un nom donné originellement dans les Alpes suisses et autrichiennes au vent sec, chaud et turbulent qui descendait le long des versants montagneux après avoir franchi une ligne de crêtes. Ce vent était réputé pour faire grimper les températures de plusieurs degrés en quelques heures voire quelques minutes, et pour être un redoutable « mangeur de neige ». Par extension, on désigne aujourd'hui par ce nom tout vent franchissant une chaîne de montagne (même d'altitude modeste) et redescendant de l'autre côté en soufflant en rafales (vent catabatique). Soulignons que l'effet de fœhn ne se traduit pas que sur le vent, mais aussi sur la température, l'humidité, et, ainsi que nous l'avons vu au paragraphe précédent, sur les nuages.

Le mécanisme traditionnellement invoqué est le suivant :

- flux perpendiculaire à la ligne de crêtes, masse d'air stable ;
- sur le versant au vent, la particule d'air est soulevée (détente) selon une adiabatique puis une pseudo-adiabatique si la saturation intervient (refroidissement par détente). Des précipitations sont possibles ;
- lorsque la particule d'air atteint la ligne de crêtes, elle tend à redescendre le long du versant « aval » (masse d'air stable) selon une pseudo-adiabatique saturée si la saturation a eu lieu sur l'autre versant, puis selon une adiabatique sèche lorsque l'élévation de température due à la compression stoppe la saturation. Comme une partie de l'humidité de la particule d'air s'est condensée (voire a précipité) sur le versant au vent, la désaturation sur l'autre versant intervient beaucoup plus haut et la température augmente alors selon le gradient adiabatique sec : on se retrouve alors avec une température nettement supérieure au pied de la chaîne sous le vent, à ce qu'elle était au pied de la chaîne au vent.

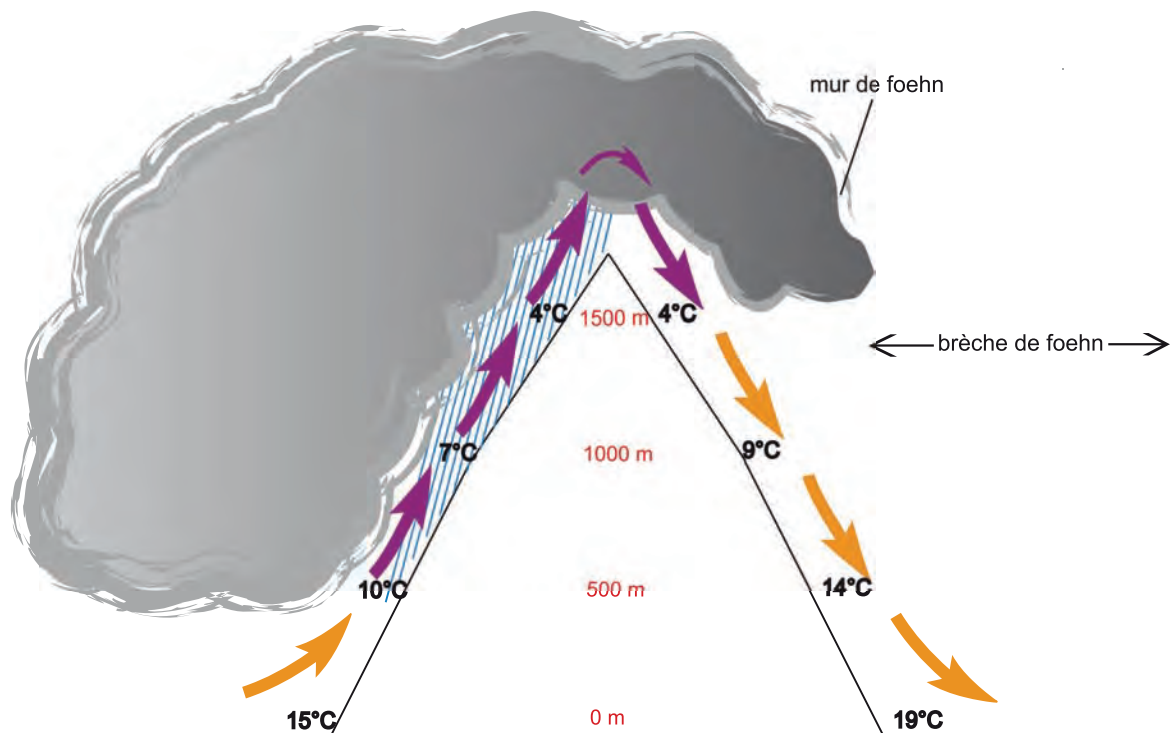


figure 4.18 : Schéma conceptuel traditionnel d'un effet de fœhn humide. Les flèches oranges indiquent un mouvement vertical selon l'adiabatique sèche (gradient d'environ $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ par 100m) ; les flèches violettes, un mouvement selon la pseudo-adiabatique saturée (gradient en moyenne de $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ par 100m).

La figure 4.18 présente un schéma classique de l'effet de fœhn qui met en évidence la différence de température entre les deux versants, pour une même altitude. Dans ce cas on suppose que la condensation se produit sur le versant au vent. Il s'agit d'un fœhn « humide ».

Dans ce cas, du côté sous le vent, on observe fréquemment une barre nuageuse le long des crêtes en forme de rouleau, et appelée « mur de fœhn ». Les précipitations éventuelles ne débordent que très peu côté versant sous le vent. Toutefois, les fortes rafales peuvent souffler quelques pluies ou bruines plus en aval : il pleut alors tandis que le ciel est clair sous la brèche de fœhn. Cette brèche peut être suivie de nuages d'ondes (rotors, lenticulaires, ou Moazagotl, cf. paragraphe précédent). **Effet de fœhn n'est donc pas toujours synonyme de ciel clair !**

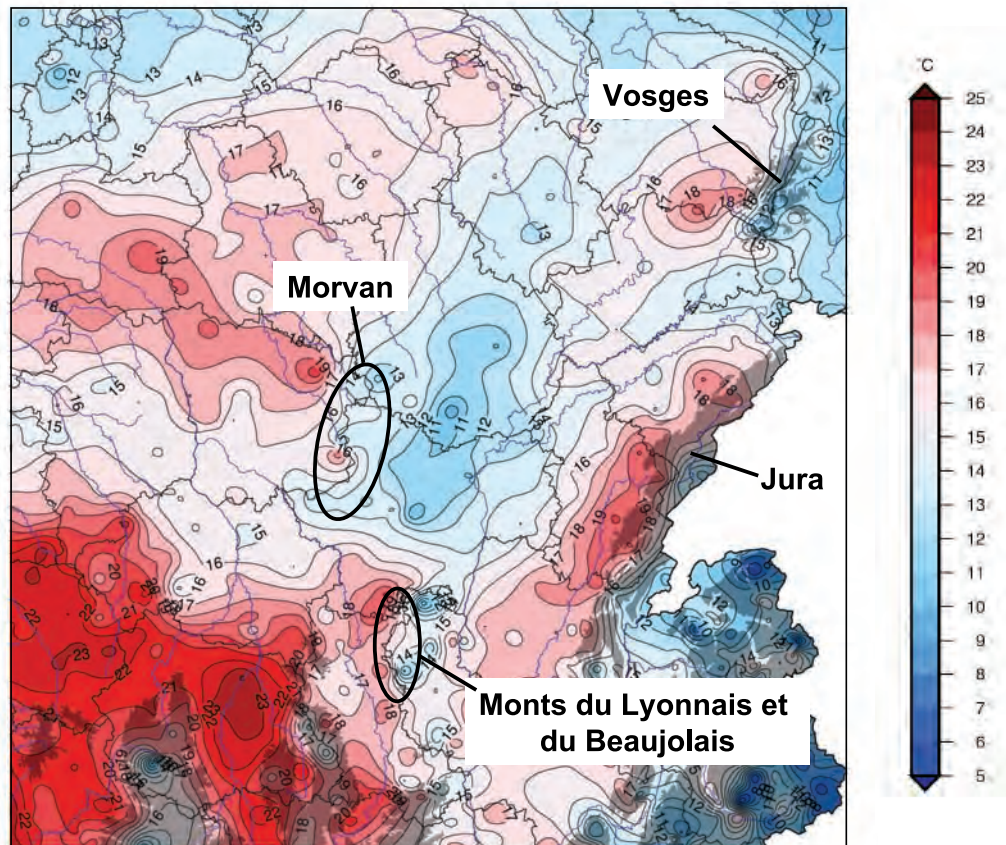


figure 4.19 : Températures maximales relevées le 16 février 2007 par vent de sud-est et conditions anticycloniques, sans nébulosité de basses couches. Le relief supérieur à 800 m figure en gris, le relief plus modeste est entouré par les ellipses. Source : Météo-France.

Il faut de plus préciser que ce schéma est très simplificateur et ne rend pas compte de toutes les formes possibles de fœhn :

- dans le schéma traditionnel, on suppose que l'air est soulevé depuis le sol. Pourtant, cet air soulevé le long de la montagne trouve son origine non seulement près du sol mais également aux niveaux supérieurs (pourvu que le flux à ces altitudes soit orienté en direction du relief) ; l'air qui est soulevé possède donc des caractéristiques thermodynamiques résultant du mélange de ces masses d'air ;
- il arrive assez fréquemment que des épisodes de fœhn se produisent sans qu'il y ait condensation sur le versant au vent (fœhn sec). Dans ce cas, le versant sous le vent sera plus chaud que le versant au vent si c'est de l'air issu des couches supérieures qui redescend sous le vent, atteignant le sol. Ce phénomène est en particulier observé lorsque l'atmosphère est très stable, avec présence d'une inversion thermique. La présence d'une grande chaîne de montagne n'est pas nécessaire : du fœhn sec peut être observé sous le vent de n'importe quel relief, si modeste soit-il. L'exemple de la figure 4.19 est particulièrement éloquent qui met en évidence des différences de 6 °C à 8 °C entre les

- versants au vent et sous le vent du Morvan, des Monts du Lyonnais et du Beaujolais, des Vosges, et du Jura, en régime de sud-est ;
- qu'il s'agisse de fœhn humide ou de fœhn sec, les schémas traditionnels sont insuffisants pour expliquer l'aspect très turbulent et les fortes rafales parfois observées. En fait, comme nous l'avons vu au paragraphe précédent, le fœhn est souvent associé à des phénomènes d'ondes en aval du relief. C'est le **déferlement de ces ondes** qui peut provoquer de violentes rafales ainsi qu'une augmentation spectaculaire de la température en quelques dizaines de minutes. Sans ces phénomènes de déferlement, il est difficile pour l'air descendant des crêtes d'atteindre le sol car la pellicule froide ou fraîche de basses couches est souvent très résistante.

Notons enfin que dans les régions montagneuses les vents de fœhn sont souvent baptisés : ainsi la Lombarde souffle de l'est ou sud-est dans les vallées Alpines proches de la frontière italienne (et de la ligne de crêtes associée), tandis que la Balaguère et l'Espanine soufflent du sud dans les vallées pyrénéennes.

4.2.4 Les dépressions orographiques

Ces dépressions apparaissent sous le vent du relief, et peuvent parfois atteindre des tailles importantes au niveau des grandes chaînes montagneuses telles que les Alpes. Elles peuvent être facilement expliquées par les équations de la dynamique des fluides. Leur processus de formation et le temps sensible associé n'ont donc rien à voir avec ceux des dépressions synoptiques d'origine barocline étudiées aux chapitres précédents.

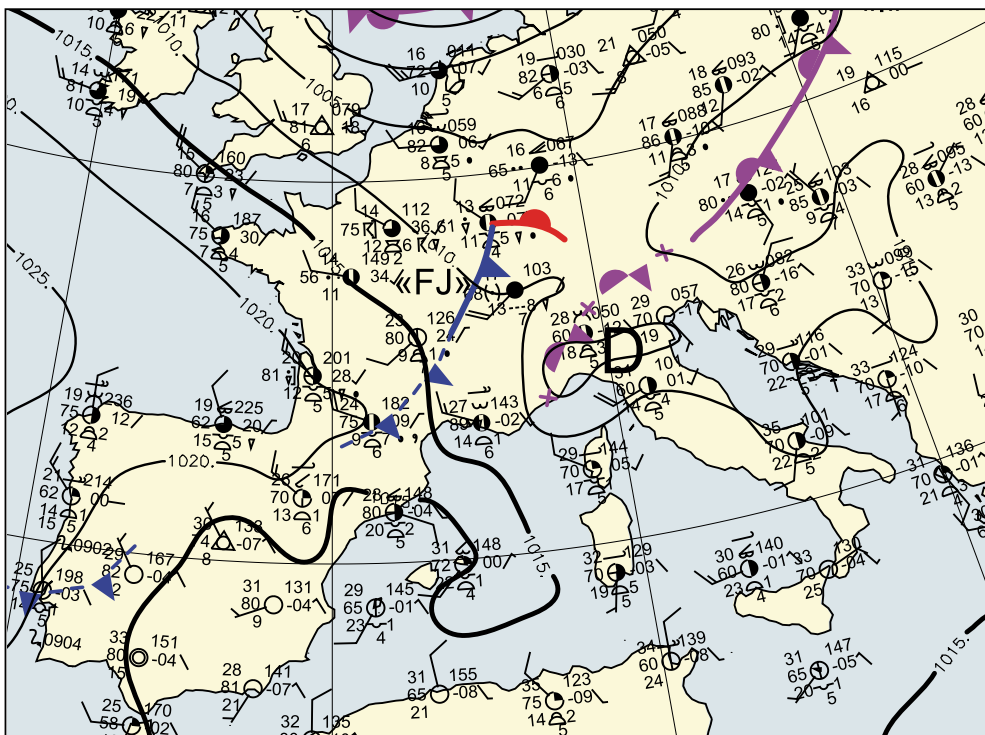


figure 4.20 : Exemple de dépression orographique par flux d'ouest rapide sur la plaine du Pô sous le vent des Alpes, le 4 septembre 2009. Source : Météo-Hebdo.

En amont du relief, le blocage du flux provoque une compression et on voit ainsi apparaître (notamment lorsque la masse d'air est stable) un anticyclone ou du moins une dorsale orographique. C'est l'inverse en aval, une dépression se crée sous le vent des montagnes : le flux

contourne en partie la montagne et une partie de la colonne d'air est « manquante » immédiatement à l'aval de la chaîne. Par ailleurs, à cet effet dynamique peut s'ajouter un effet thermique, notamment si de l'air froid arrive à l'amont, et que de l'air plus chaud résiste sous le vent du relief. Ces dépressions ne sont en général pas associées à des bandes nuageuses frontales (s'il y a des nuages ils sont du type nuages d'ondes ou rotors), mais elles peuvent générer des vents forts de part le resserrement de gradient qu'elles impriment au champ de Pmer.

Sur nos régions, les dépressions orographiques les plus fréquentes et surtout les plus marquées sont observées sous le vent des Alpes par régime d'ouest (cf. figure 4.20), et sur le Golfe du Gènes par régime de nord-ouest. Par régime sud à sud-ouest, on trouvera des basses pressions orographiques (en général pas de dépression fermée) au nord des Alpes et des Pyrénées.

4.2.5 L'effet du relief sur les précipitations

a. Généralités

Nous avons déjà suggéré cet effet en abordant les phénomènes de fœhn d'une part et de blocage orographique d'autre part. Entrons davantage dans le détail concernant les précipitations. Les différences de pluviométrie peuvent en effet être considérables entre une région au vent et une région sous le vent d'un même relief. Au vent d'un relief, en conditions perturbées, on observe en général :

- une forte humidité en basses couches (phénomène de blocage ou d'accumulation orographique) ;
- une stabilité statique plus faible qu'ailleurs (due au soulèvement forcé de la masse d'air) ;
- un vent fort en basses couches surtout si ce vent « attaque » le relief avec une composante latérale et non pas perpendiculairement.

Tout cela contribue à favoriser la formation de nuages sur les zones au vent, et donc les précipitations (alimentation en humidité par le flux de basses couches).

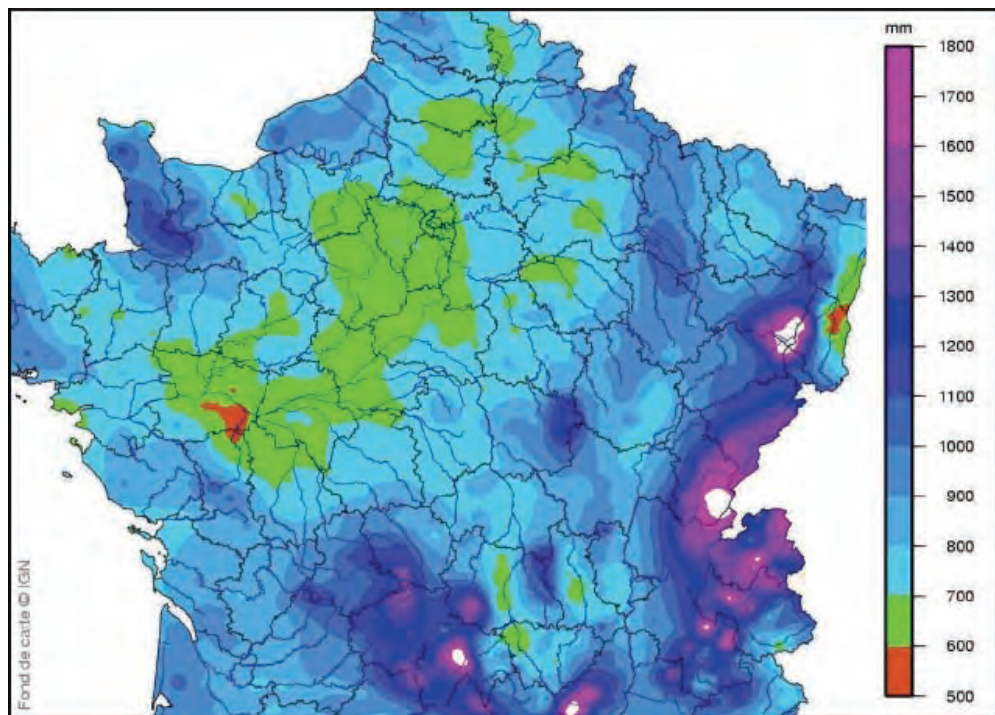
Cet effet est particulièrement sensible dans deux cas :

- traînes actives : dans ce cas le relief renforce l'instabilité de la masse d'air par soulèvement forcé et bloque l'humidité au vent, ce qui donne des pluies continues entrecoupées d'averses plus fortes. Sous le vent ou loin du relief, les averses sont plus rares et les précipitations discontinues : les cumuls y sont donc beaucoup moins importants ;
- secteurs chauds actifs : de part leur nature (masse d'air très humide essentiellement en basses couches), les secteurs chauds ne donnent que des précipitations intermittentes sous forme de pluies faibles ou bruines (voir paragraphe 2.3.1c) mais lorsque le flux vient buter sur un relief, le blocage ainsi créé conjugué au soulèvement forcé et à l'alimentation continue en air doux et humide, renforce considérablement les pluies qui deviennent souvent continues et peuvent durer plusieurs heures. Ainsi, il n'est pas rare que des secteurs chauds d'ouest puissent donner 80 à 100 mm en 24 heures sur l'ouest du Massif central (Monts du Cantal, Chaîne des Puys) ou des Vosges (Ballon d'Alsace), tandis que les zones éloignées du relief ne reçoivent dans le même temps que 10 à 20 mm. Quant aux zones sous le vent elles ne reçoivent en général rien du tout, la masse d'air étant totalement fœhnée.

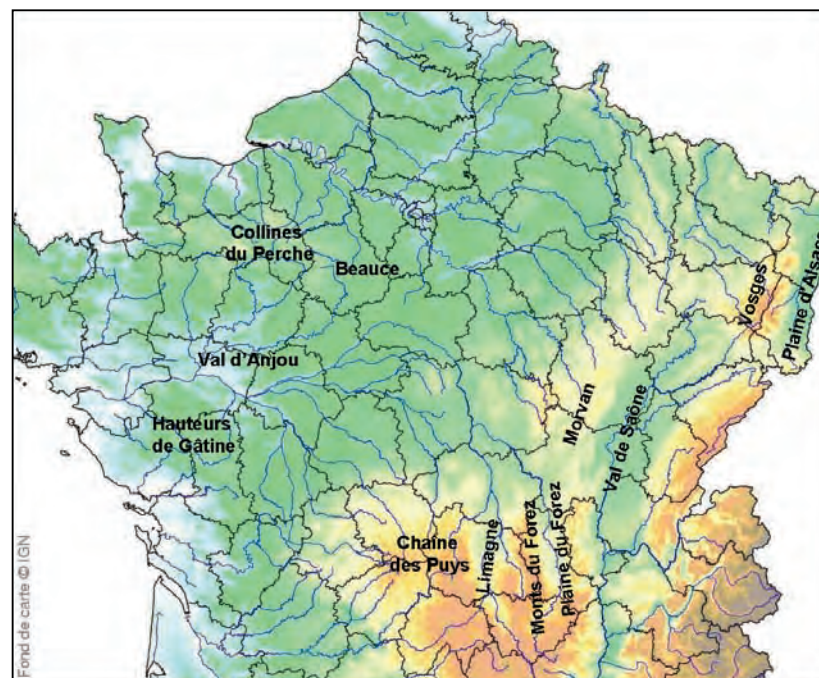
L'effet du relief sur l'intensité et les cumuls de précipitations est-il sensible sur tous les types de fronts et de structures précipitantes ?

L'influence la plus importante en termes de cumuls se retrouve sur les traînes et les secteurs chauds. Cependant, le relief influence l'activité d'à peu près tous les types de fronts et

perturbations : renforcement de l'activité des fronts froids et ralentissement ou blocage de ces fronts, renforcement (le plus souvent) de l'activité orageuse.



(a)



(b)

figure 4.21 : (a) Précipitations annuelles moyennes (référence 1971 – 2000, source : Météo-France <http://climatheque.meteo.fr/>). (b) Relief et zones géographiques au vent/sous le vent.

Seul un type de front est relativement insensible à l'action des montagnes (du moins pour des altitudes inférieures à 3000 m) : il s'agit du front chaud. Pour ce front, l'activité pluvieuse principale se situe à l'avant du front et la masse d'air chaud ascendante et saturée contribuant aux précipitations est située en altitude (cf. pente du front chaud). Elle n'est donc pas vraiment influencée par le relief, et les cumuls liés au front lui-même (i.e. hors secteur chaud) sont en général du même ordre de grandeur en plaine ou sur les versants au vent, et même parfois sous le vent : les fronts chaud d'ouest peuvent donner des pluies sur des zones totalement foehnées en secteur chaud (plaines du Languedoc, d'Alsace, de Limagne...).

En revanche, le relief aura un effet sur le type de précipitations liées au front chaud : en hiver par exemple, dans les vallées Alpines, l'air froid de basses couches peut résister dans les vallées et cette pellicule froide peut entraîner la chute de neige à basse altitude, tandis que loin du relief il pleuvra à une altitude comparable. Nous étudierons plus en détails ce type de situation dans le tome 2.

b. Effet sur les précipitations annuelles moyennes

L'effet du relief sur les cumuls de précipitations peut être mis en évidence sur différentes échelles de temps. À l'échelle annuelle, en France, ce sont les régimes perturbés d'ouest qui dominant (WSW à WNW). Ainsi les zones situées sur les versants ouest du relief sont copieusement arrosées, tandis que les zones sous le vent subissent un effet d'abri (sinon de föhn) et bénéficient de cumuls bien moindres. La figure 4.21 illustre de façon éloquent ce phénomène.

Lorsque la chaîne montagneuse présente des altitudes élevées (supérieures à 1000 m typiquement), les différences entre les cumuls au vent et sous le vent peuvent atteindre un rapport de 4. La pluviométrie annuelle atteint par exemple les 2000 mm au Ballon d'Alsace dans les Vosges, tandis qu'il tombe moins de 600 mm à Colmar en plaine d'Alsace. Mais cet effet, bien qu'atténué, se fait sentir sous le vent de reliefs beaucoup plus modestes, par exemple entre les collines du Perche, qui culminent (si on peut dire) vers 400 m, et les plaines de la Beauce qui sont une fois et demie moins arrosées, ou encore entre les hauteurs de Gâtine dans les Deux-Sèvres et la vallée de la Loire Angevine où les cumuls sont réduits de moitié (il s'agit d'ailleurs d'une des zones les moins arrosées de France en termes de cumuls). Et bien d'autres exemples sont visibles sur les cartes de la figure 4.21.

c. Effet à l'échelle mensuelle : exemples de janvier 1995 et janvier 1996

À l'échelle d'un mois entier, les effets peuvent être exacerbés si un type de circulation domine pendant la période. Par exemple, nous l'avons déjà évoqué au chapitre 1, un mois dominé par les circulations d'ouest (régime zonal/NAO+) va présenter des structures de cumuls voisines de la moyenne annuelle mais avec des contrastes exacerbés entre versants au vent et versants sous le vent. La figure 4.22 montre les cumuls du mois de janvier 1995 au cours duquel le régime zonal fut omniprésent. Les zones sous le vent reçurent alors des cumuls 10 à 15 fois inférieurs aux autres : par exemple la plaine d'Alsace avec moins de 40 mm par endroits, tandis que le ballon d'Alsace recevait plus de 400 mm, ou alors la plaine Héraultaise avec moins de 20 mm quand la montagne Noire dépassait les 200 mm !

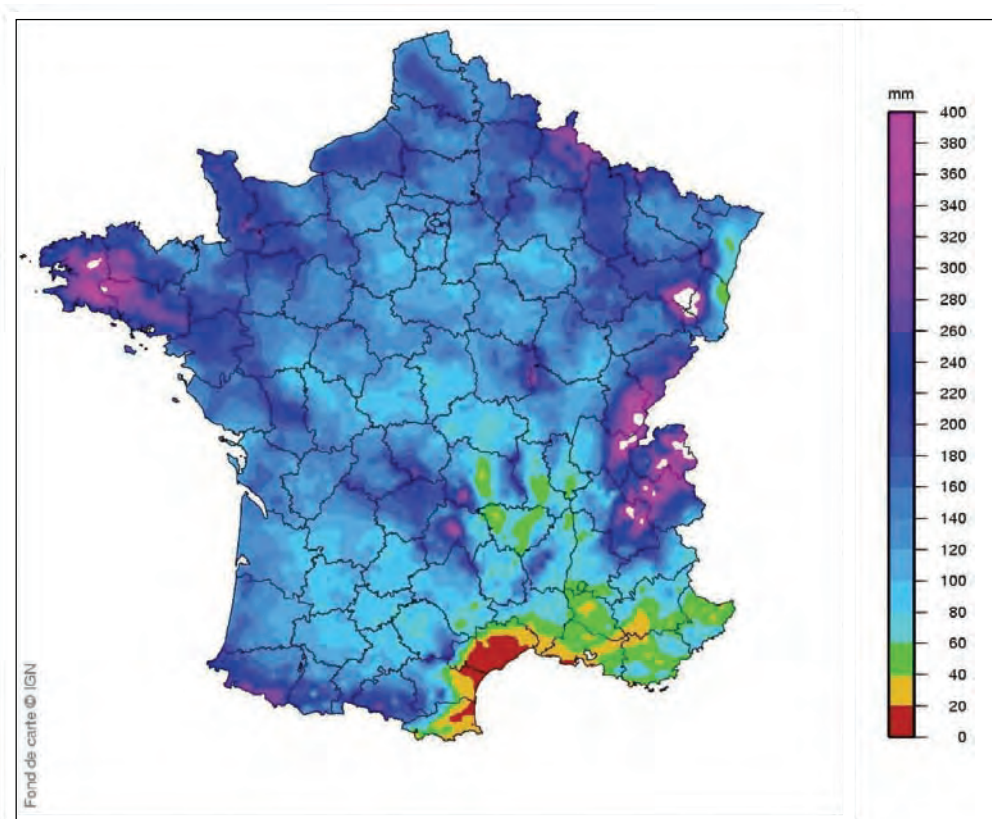


figure 4.22 : Cumul de précipitations de janvier 1995. Source : Météo-France <http://climatbeque.meteo.fr/>.

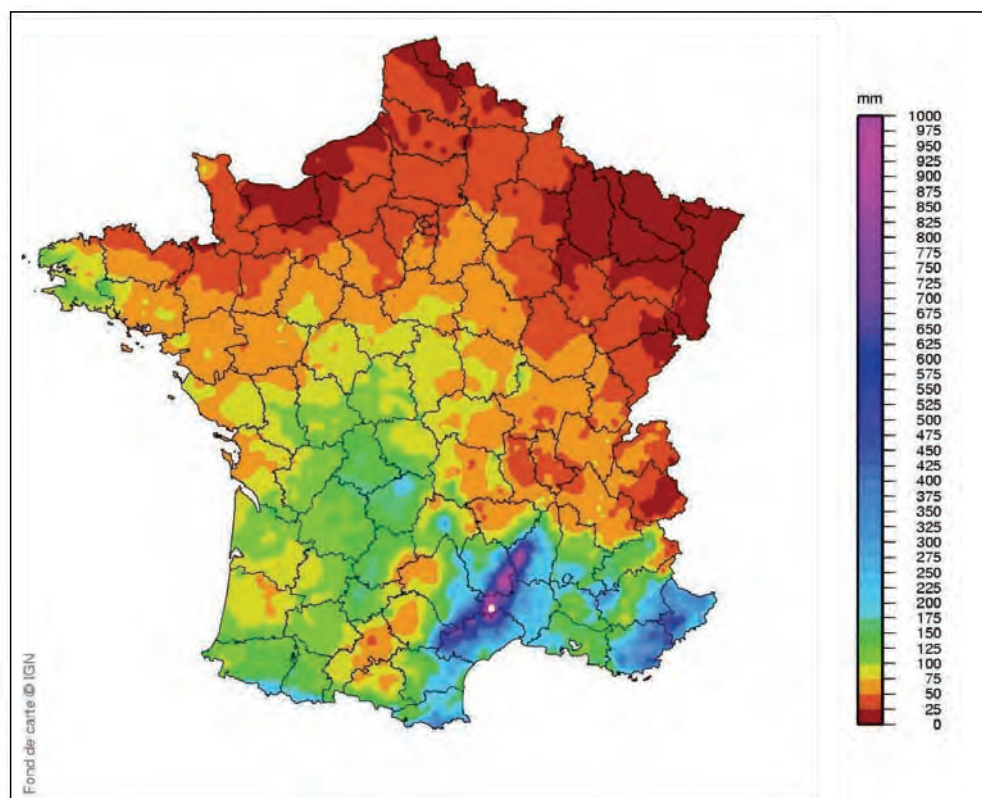


figure 4.23 : Cumuls de précipitations de janvier 1996. Source : Météo-France <http://climatbeque.meteo.fr/>.

En janvier 1996, à l'inverse, ce sont les circulations méridiennes de S à SE qui ont dominé, et les cumuls de précipitations mettent également en évidence le contraste entre versants exposés et versants sous le vent (figure 4.23). Par exemple, les plaines du Tarn recueillent moins de 75 mm, quand les plaines héraultaises enregistrent plus de 150 mm, et les hauteurs du Haut-Languedoc et des Cévennes entre 800 et 1000 mm ! Mêmes effets sur le nord Bretagne par rapport au sud, sur le piémont pyrénéen, l'ouest de la Corse, ou encore la vallée de la Durance par rapport aux Alpes maritimes. Tous ces phénomènes seraient encore amplifiés si l'on se plaçait à l'échelle d'un seul épisode pluvieux de 24 à 48 heures.

4.2.6 L'effet du relief sur les températures

L'effet le plus connu est la décroissance de température avec l'altitude, qui est en moyenne de 6.5 °C tous les 1000 m. Mais la réalité est comme toujours beaucoup plus compliquée et subtile, et dans beaucoup de cas ce gradient moyen est loin d'être observé, du moins dans les basses couches. Nous avons déjà parlé de l'influence du relief sur les températures en abordant l'effet de fœhn. Mais il existe d'autres phénomènes en apparence anodins qui peuvent devenir cruciaux en situation hivernale ou au contraire en situation caniculaire. En zone montagneuse ou même dans des régions de collines, par conditions anticycloniques, le refroidissement nocturne conduit l'air froid qui se forme près du sol à s'écouler vers les fonds de vallée, puis vers l'aval de celles-ci (voir paragraphe suivant sur les brises). Ainsi, il fait beaucoup plus froid (ou frais) dans les vallées ou cuvettes que sur les versants ou coteaux avoisinants. En fin de nuit, il peut ainsi y avoir un écart de plusieurs degrés entre les deux zones. C'est notamment le cas lorsque s'installent de hauts géopotentiels en altitude (associés à de l'air chaud) avec une inversion dans les basses couches : l'hiver, les versants situés au dessus de l'inversion peuvent connaître des températures minimales positives, tandis que le fond de vallée grelotte par -5 °C ou -6 °C ! Inversement en situation de fortes chaleurs, tandis que les cuvettes et vallées se rafraîchissent un peu la nuit, les zones situées sur les hauteurs connaissent les minimales les plus élevées.

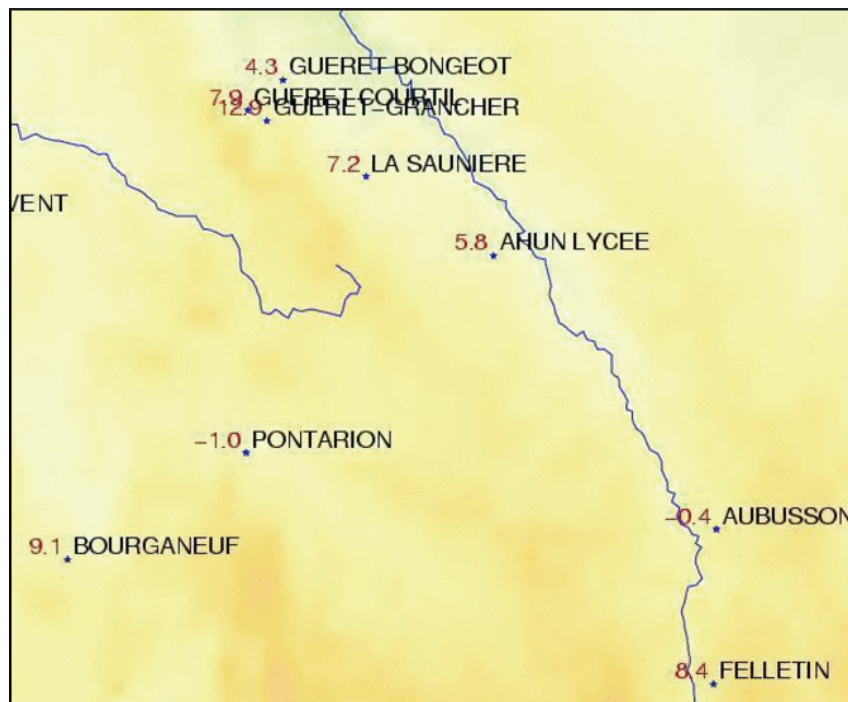


figure 4.24 : Températures minimales relevées dans la région de Guéret (Creuse) le 28 octobre 2009. Source : Météo-France <http://climatbeque.meteo.fr/>.

Une illustration est proposée par la figure 4.24 qui correspond à une situation anticyclonique d'automne sous une dorsale d'altitude bien alimentée en air doux subtropical, avec une puissante inversion dans les très basses couches. Ainsi, les stations situées en fond de vallée enregistrent des gelées (exemple : $-0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ à Aubusson), tandis qu'il fait jusqu'à $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ sur les stations situées en altitude. La station de Felletin à une altitude de 635 mètres (contre 486 mètres pour Aubusson dans la vallée de la Creuse) enregistre $9\text{ }^{\circ}\text{C}$ de plus qu'Aubusson. Plus spectaculaire encore, les 3 stations situées sur la commune de Guéret à 402, 464, et 546 mètres enregistrent respectivement 4.3, 7.9, et 12.9 degrés comme minimales, soit un écart de près de $13\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour 150 m d'altitude de différence. Le même phénomène est mis en évidence sur la figure 4.25 pendant la canicule d'août 2003 : pendant qu'il fait 14 agréables degrés en fin de nuit sur Aubusson, les hauteurs de Guéret étouffent avec un minimum ne descendant pas au dessous de $23\text{ }^{\circ}\text{C}$!

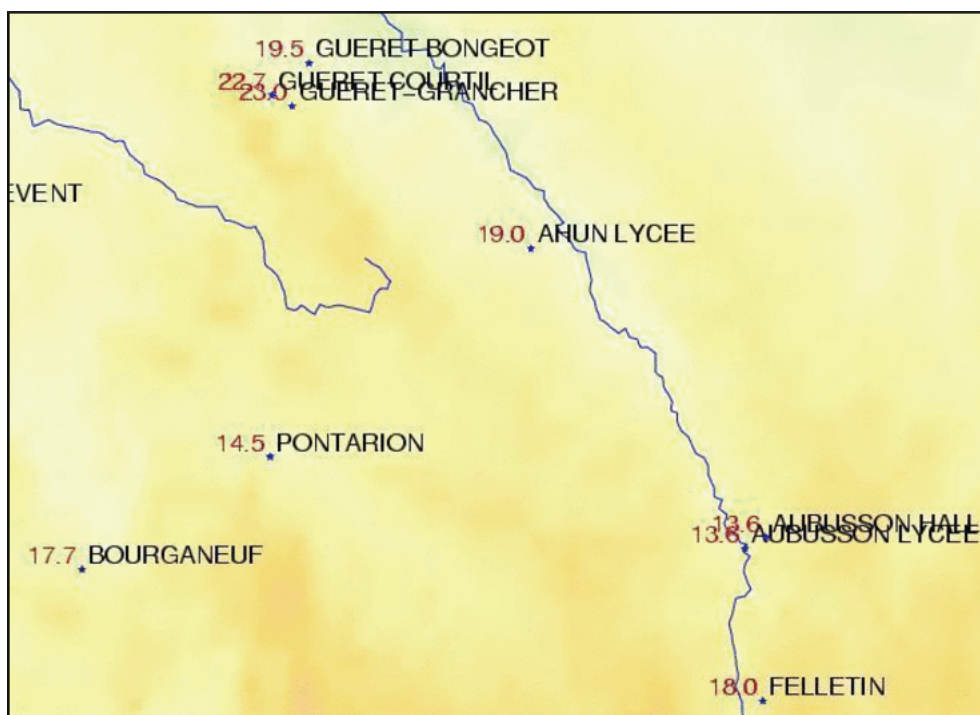


figure 4.25 : Températures minimales relevées dans la région de Guéret (Creuse), le 8 août 2003. Source : Météo-France <http://climatbeque.meteo.fr/>.

4.3 Les brises et les vents régionaux

4.3.1 Les effets de brise

Les brises sont des phénomènes de vent déclenchés par de forts contrastes thermiques de mésoéchelle ou d'échelle aérologique. Fortement influencés par le cycle thermique diurne, ces phénomènes ne sont détectables que lorsque les conditions sont anticycloniques (flux synoptique faible). De ce fait, ils sont surtout observés en saison chaude sous nos latitudes.

a. La brise de mer

Elle est due aux différences de températures qui apparaissent entre la terre et la mer tout au long du cycle diurne. Dans la journée, la surface de la mer se réchauffe plus lentement que la surface terrestre et un différentiel thermique important peut apparaître sur une distance de quelques kilomètres l'après-midi. La nuit, c'est le contraire, la terre se refroidit plus rapidement et

le différentiel s'inverse. Quel est le mécanisme qui cause l'établissement de la brise ? En fait, les différences de températures induisent une déformation des isobares dans la couche limite (voir figure 4.26). Dans la journée, sur terre, les isobares tendent à s'écarter davantage sur la verticale que sur mer (air plus chaud). Cette inclinaison des isobares induit une circulation d'abord en altitude, au sommet de la couche limite, suite au gradient de pression qui est apparu. Ensuite, le sommet de la couche limite agissant comme un couvercle, la pression baisse au niveau du sol ce qui crée de la convergence et donc de l'ascendance, et enfin la mise en place de la branche basse de la brise, orientée de la mer vers la terre.

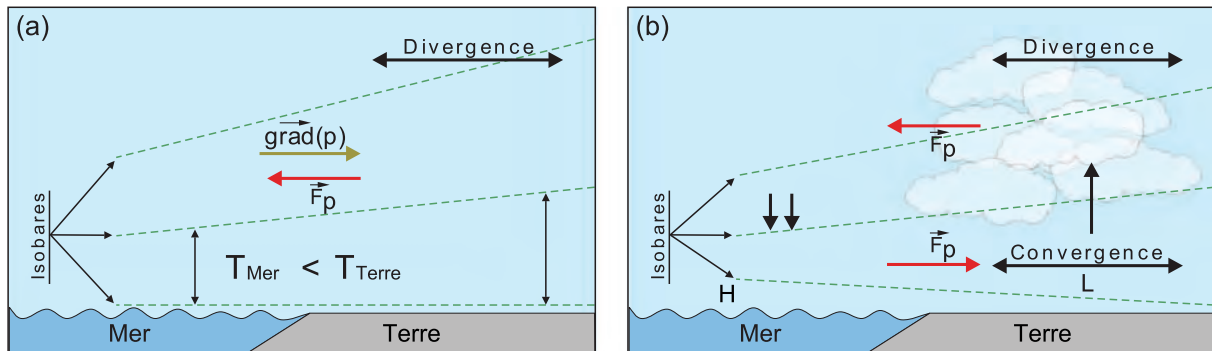


figure 4.26 : Mécanisme de mise en place de la brise de mer en journée. (a) Apparition de la divergence en altitude et de la branche supérieure de la brise. (b) Apparition de l'ascendance, de la baisse de pression de surface et de la branche de surface de la brise (brise vraie). Source : Malardel, 2005.

La nuit le processus s'inverse et c'est une brise de terre qui apparaît, d'intensité moindre que la brise diurne, car les contrastes thermiques terre-mer sont moins importants qu'en journée et le refroidissement nocturne près du sol induit des frottements plus importants qu'en journée sur terre.

Qu'appelle-t-on front de brise ?

Le front de brise marque la limite de pénétration de la brise vers l'intérieur des terres. Il ne s'agit en aucun cas d'un véritable front au sens vu au chapitre 2, mais il est matérialisé par un gradient de température et d'humidité dans les basses couches. Cette limite fluctue dans la journée : elle a tendance à s'enfoncer vers l'intérieur des terres au fil des heures au fur et à mesure que l'air marin plus frais pénètre sur le continent (le gradient de pression responsable de la circulation recule lui aussi). Associé à des ascendances, ce front est parfois matérialisé par une zone de cumulus si les basses couches sont suffisamment humides. Le contraste thermique de part et d'autre de la limite peut atteindre plusieurs degrés. Sur le littoral méditerranéen notamment, au cœur de l'été, on peut passer brusquement d'une température de 33 °C à 35 °C, à une température de 28 °C quand la brise s'établit. En Languedoc, on dit alors que « le Marin rentre ». Sur le littoral atlantique et sur celui de la Manche, le phénomène donne souvent lieu à l'apparition d'une ligne de cumulus à quelques kilomètres à l'intérieur des terres, tandis que le littoral est complètement dégagé. C'est plus rare en Méditerranée car l'air en été y est beaucoup plus sec en basses couches.

A quelle vitesse souffle la brise ? A quelle distance pénètre-t-elle vers l'intérieur ?

Ces paramètres dépendent des conditions de topographie locale des côtes, des conditions de vent synoptique et de stabilité de la masse d'air. Les ordres de grandeur les plus fréquents pour les vitesses de brise de mer sont compris entre 15 et 30 km/h en vent moyen, pouvant atteindre exceptionnellement 5 à 6 Beaufort (40 à 50 km/h). La brise pénètre en général de 10 à 20 km vers l'intérieur des terres, et plus rarement jusqu'à 30 à 50 km.

Quelle est la direction de la brise de mer ?

La question peut paraître curieuse, car on a envie de répondre que la brise de mer vient de la mer. Or ce n'est pas si simple. En fait, lorsqu'elle s'établit, la brise souffle perpendiculairement à la côte comme on peut s'y attendre. Mais, au fil des heures, la force de Coriolis intervient et fait dévier le flux vers la droite, et en fin de journée, la brise a tendance à être quasiment parallèle à la côte en laissant les basses pressions sur sa gauche (dans l'hémisphère nord). Ainsi en fin d'après-midi, la brise souffle du secteur N à NNW sur la façade atlantique, de secteur NE sur la Manche, et du secteur S à SW sur le golfe du Lion.

Signalons enfin que ce phénomène peut se produire autour de n'importe quelle étendue d'eau, notamment autour des lacs. Bien sûr, l'effet sera d'autant plus fort que le lac sera étendu, mais en situation anticyclonique sans vent synoptique, on pourra observer des effets de brise sur les rives d'un lac de 1 km² seulement.

b. Les brises de pente ou de vallée

En montagne, le chauffage différentiel entre les versants et l'atmosphère libre située à la même altitude provoque également un phénomène de brise avec cycle diurne. Les **brises de pente** sont dues à un échauffement plus rapide des versants orientés au sud (adrets dans Alpes, soulanes dans les Pyrénées) que les versants orientés au nord ou même que les fonds de vallée où l'air froid s'est accumulé pendant la nuit. Ce chauffage différentiel induit des mouvements ascendants le long des versants les plus ensoleillés, mouvements ascendants souvent matérialisés par l'apparition de cumulus sur les sommets et crêtes l'après-midi, pouvant aller jusqu'au cumulonimbus (voir chapitre sur les phénomènes convectifs). La nuit, c'est l'inverse : l'air se refroidit près du sol le long des versants et s'écoule par gravité vers les fonds de vallée où il s'accumule : une brise de pente descendante apparaît alors. Comme pour la brise de mer, les brises ascendantes en journée sont plus fortes que les brises nocturnes. Elles peuvent atteindre 15 à 20 km/h, parfois davantage lorsqu'elles sont accélérées par des effets locaux (cols, goullets). Les **brises de vallée** ont la même origine mais soufflent parallèlement à la vallée, de l'aval vers l'amont durant la journée, et de l'amont vers l'aval la nuit, l'air froid accumulé près du sol s'écoulant vers le bas. Les brises de vallée nocturnes sont alimentées en air froid par les brises de pente, tandis que la brise de vallée diurne alimente les brises de pente ascendantes. Ces brises des régions montagneuses ont un rôle important dans la formation des orages d'évolution diurne de part les convergences ou divergences qu'elles impriment à l'écoulement. Elles interagissent également avec les courants de densité de cellules orageuses déjà formées et sont donc un facteur déterminant de la génération ou pas de nouvelles cellules.

4.3.2 Les vents régionaux

L'appellation « vent régional » est plutôt ambiguë. En effet ce terme peut aussi bien désigner une appellation locale d'un vent synoptique qui ne présente aucune caractéristique régionale particulière, qu'un vent réellement typique d'une région donnée. Dans ce paragraphe, nous allons nous intéresser aux principaux vents régionaux qui soufflent en France à relativement grande échelle. L'examen de tous les vents locaux d'échelle aérologique sortant du cadre de ce manuel.

a. Le Mistral et la Tramontane

Commençons par les plus célèbres, connus dans la France entière même s'ils ne soufflent que sur une portion limitée du territoire.

- Ce sont des vents de secteur nord à nord-ouest soufflant de l'est du Languedoc à la vallée du Rhône et à l'ouest de la Provence pour le premier, et du Roussillon à la vallée de l'Aude

et à l'ouest de l'Hérault pour le second (voir figure 4.27). On opère une distinction entre eux car il peut arriver (même si ce n'est pas le cas le plus fréquent) que l'un souffle fort tandis que l'autre reste plus discret. Par ailleurs, dans la zone de la Tramontane, l'air est issu du Bassin aquitain, des Corbières et de la montagne Noire, tandis que pour le Mistral, il est largement issu de la vallée du Rhône. Une zone partiellement déventée est d'ailleurs souvent observée dans la région de Montpellier et Sète, qui constitue une zone de transition entre les deux compères.

- Ce sont des vents très turbulents, soufflant le plus souvent en fortes rafales.
- Ce sont des vents qui soufflent en moyenne 1 jour sur 3 (on note environ 10 jours par mois en moyenne de Mistral et Tramontane sur la plupart des stations exposées), tout au long de l'année.

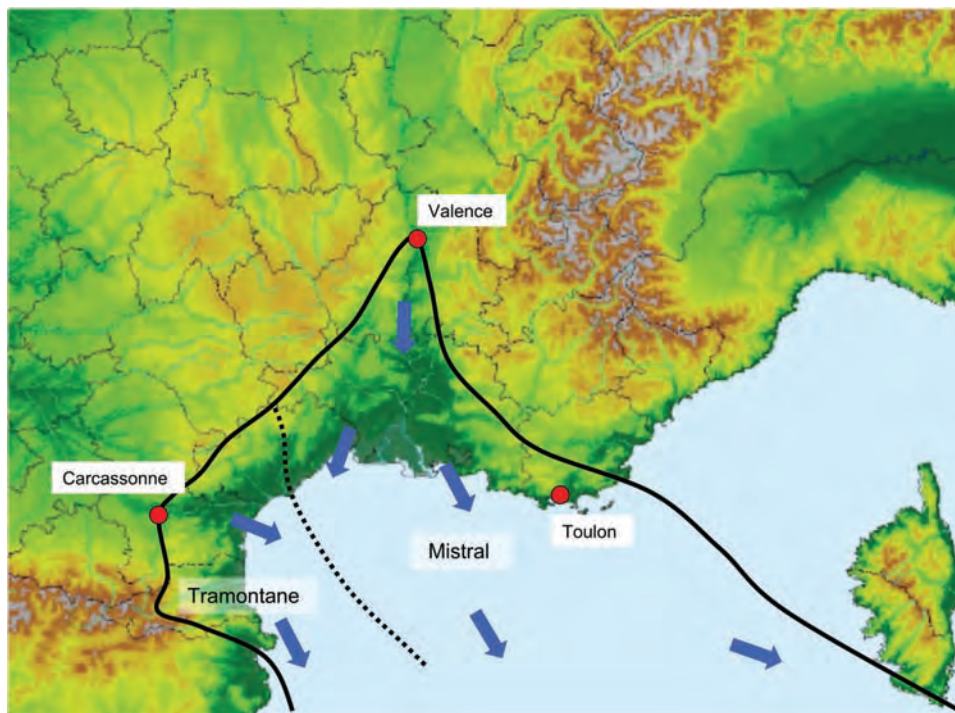


figure 4.27 : Aires d'influences du Mistral et de la Tramontane, en trait plein. Le trait pointillé figure la limite « virtuelle » entre Tramontane et Mistral.

On explique souvent qu'ils sont dus aux goulets d'étranglements que représentent les Pyrénées et le Massif central pour la Tramontane, et les Alpes et le Massif central pour le Mistral. Ce resserrement provoquerait un « effet Venturi » que l'on peut schématiser de la sorte : d'après le théorème de Bernoulli, le débit d'un fluide incompressible animé d'un mouvement horizontal reste constant le long de son parcours. Or, le débit est le produit de la vitesse par la section traversée : ainsi comme la section diminue au passage d'un rétrécissement, la vitesse du vent doit nécessairement augmenter pour le conserver. Cette théorie convient à peu près pour l'échelle aérologique : lors du passage d'un col ou dans des vallées étroites, le vent accélère effectivement. Par contre à une échelle plus grande, le théorème est mis en défaut : l'air est loin d'être incompressible, et ses mouvements ne sont pas qu'horizontaux. Ainsi, Mistral et Tramontane n'atteignent pas leur maximum à l'endroit le plus étroit de resserrement, mais bien en aval de celui-ci. En fait, à l'effet Venturi s'ajoutent :

- des effets de subsidence de l'air en aval du relief (cas d'une atmosphère stable, le plus fréquent). Cette subsidence provoque de la divergence au sol (l'air s'étale) et donc un renforcement du vent ;
- les effets d'ondes de gravité qui lorsqu'elles déferlent renforcent le caractère subsident de l'air et provoquent de violentes rafales, d'où l'aspect très turbulent de ces vents.

La canalisation par les vallées explique que ces vents ont des directions bien définies et qu'ils peuvent donc sensiblement s'éloigner de la direction qu'imposerait le vent géostrophique, même en incluant les effets de frottements au sol.

Quelles sont les conditions synoptiques associées ?

Le cas le plus fréquent correspond à Mistral et Tramontane soufflant simultanément (situations d'ouest à nord-ouest), mais il existe des cas où seul le Mistral souffle (situation de nord à nord-est), et d'autres où c'est seulement la Tramontane (situations d'ouest à ouest-sud-ouest). Balayons un peu les situations synoptiques associées.

Situations à Mistral et Tramontane généralisés

Il s'agit de la situation la plus typique d'évacuation vers l'est du front froid d'une perturbation atlantique avec arrivée d'un anticyclone sur le proche atlantique. Le flux synoptique de N à NW est alors canalisé par le relief et renforcé par les effets de subsidence à l'aval des reliefs (figure 4.28).

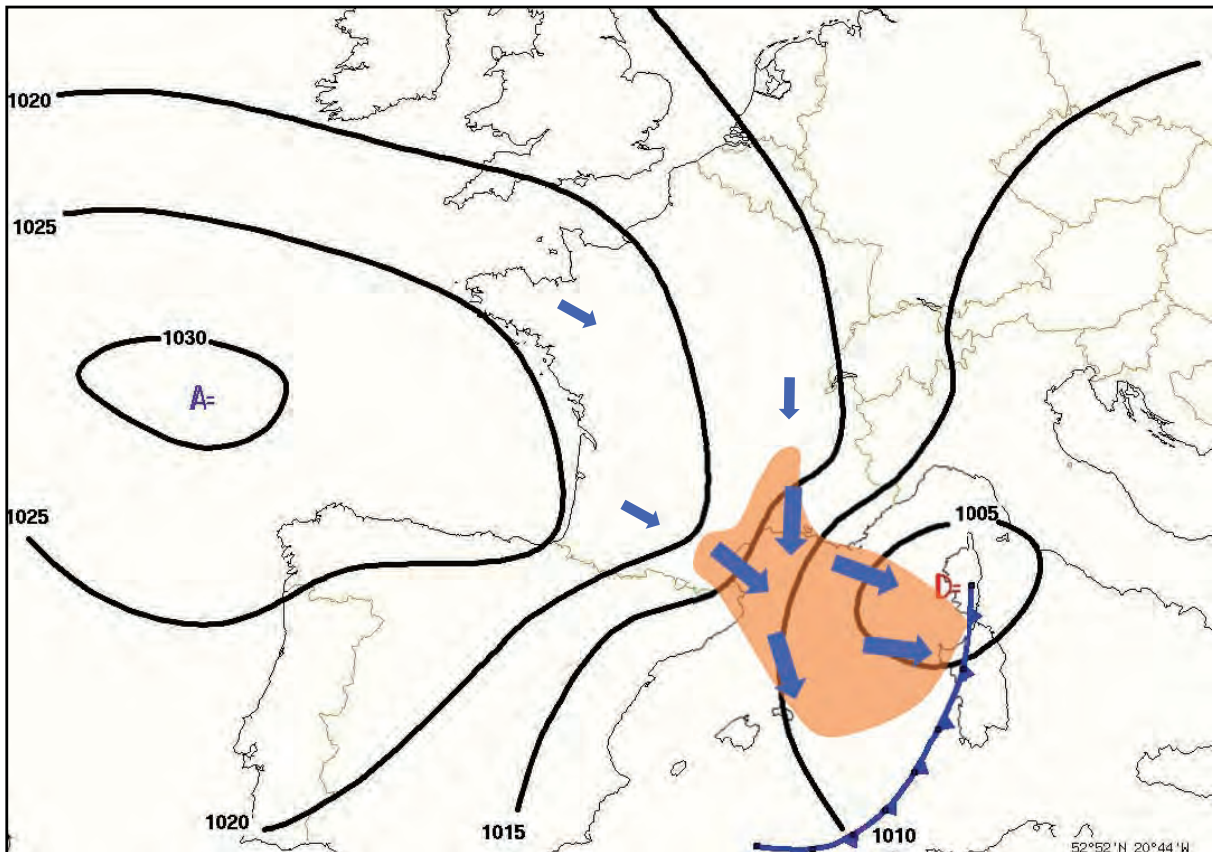


figure 4.28 : Situation isobarique type associée à un régime de Mistral et Tramontane forts. La région orangée matérialise la zone de vents forts et turbulents. Les flèches bleues indiquent la direction générale du vent.

Les vents sont d'autant plus forts que le gradient de pression entre golfe de Gascogne et Golfe de Gênes est important. Cette situation peut perdurer plusieurs jours même après l'évacuation de la perturbation vers l'est. Il suffit que le flux se maintienne au NW en altitude avec de hautes pressions sur l'Atlantique et de basses pressions vers le Golfe de Gênes (la dépression résiduelle associée a alors une origine de type orographique). Ainsi, Mistral et Tramontane peuvent persister plusieurs jours d'affilée sur ces régions. La règle parfois invoquée des 3-6-9 (le Mistral et la Tramontane seraient censés souffler selon ces séquences de journées), n'est absolument pas vérifiée par les statistiques. La fréquence décroît continûment avec la durée de l'épisode.

Le temps sensible associé à cette situation sur les zones concernées par ces vents turbulents sont du type « traîne + effet de foehn ». En effet on se situe alors dans la traîne des perturbations, mais sous le vent des reliefs, qui génèrent un important effet de foehn sur les plaines du Languedoc, la basse vallée du Rhône, et la Provence. Cette traîne peut parfois se réactiver en mer par apport d'humidité dû à l'évaporation. Les nuages observés sont souvent de type lenticulaire ou rotor. En général, la nébulosité des plaines n'excède pas 2 à 3/8° et le temps reste sec, les averses s'arrêtant vers Carcassonne pour le domaine Tramontane et vers Montélimar pour le domaine Mistral. Bien sûr tout ceci dépend de la vitesse du vent, de l'humidité, et de la stabilité de la masse d'air et des averses peuvent exceptionnellement atteindre les plaines littorales alors que soufflent ces vents turbulents.

Situations à Mistral seul

Ces situations se produisent lorsque le flux synoptique en basses couches est orienté E à NE sur la France, avec présence d'un anticyclone sur Iles Britanniques ou mer du Nord et avec une zone de basses pressions plus ou moins marquée en Méditerranée (figure 4.29). Dans ce cas, le Mistral souffle en vallée du Rhône, tandis que le vent est plutôt de secteur NE entre Provence et Corse, et que dans le secteur de la Tramontane, le vent reste faible, généralement de secteur NW mais sans turbulence. L'hiver, ce genre de situation est associé à l'advection d'air très froid en basses couches et le Mistral est alors glacial tandis que dans le reste de la France souffle la bise, moins turbulente et moins forte (il s'agit là du vent synoptique) mais glaciale elle aussi. Le ciel est en général bien dégagé sur les zones concernées par le Mistral.

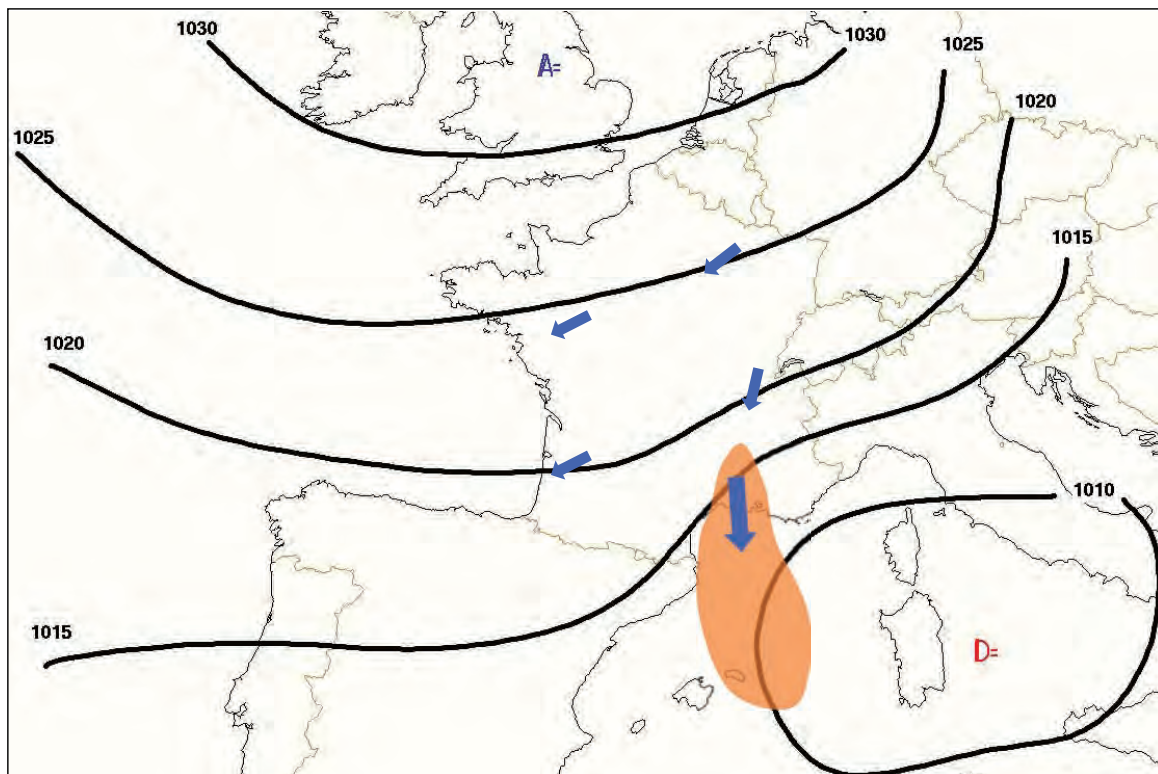


figure 4.29 : Situation isobarique type associée un régime de Mistral seul. Même légende que pour la figure 4.28.

Situations à Tramontane seule

Dans certains cas, le Mistral peut se faire très discret tandis que la Tramontane souffle fort. C'est principalement le cas en flux d'ouest, souvent en situation de secteur chaud (figure 4.30). Les vents sont orientés W à SW sur la France : la vallée du Rhône est protégée par le Massif central, tandis que la vallée de l'Aude canalise et renforce le vent d'ouest venu du Midi

Toulousain le transformant en Tramontane turbulente en aval de Carcassonne. Le plus souvent les plaines du Roussillon et du Languedoc sont bien dégagées tandis que le relief des Corbières de la Montagne Noire sont plus accrochés avec des bruines ou pluies faibles possibles (temps de secteur chaud). Ces situations peuvent générer des effets de fœhn importants et les températures minimales et maximales peuvent être très élevées du Roussillon à l'ouest du Languedoc. Il n'est pas rare que le thermomètre y dépasse les 20 °C en plein hiver !

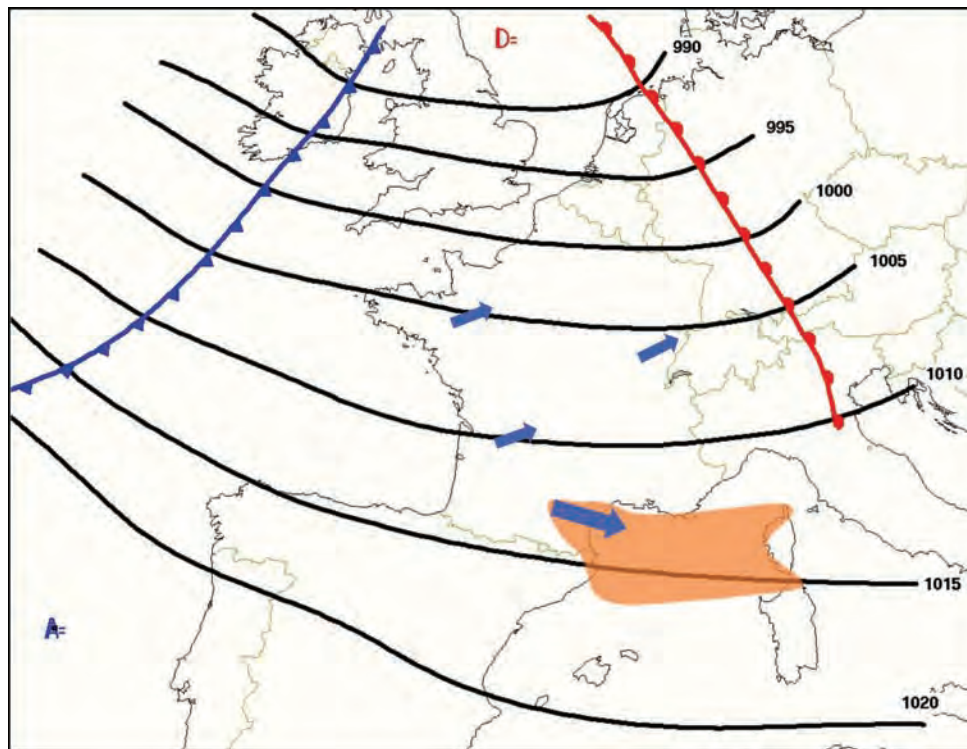


figure 4.30 : Situation isobarique type associée à un régime de Tramontane seule. Même légende que pour la figure 4.28.

Mistral blanc, Mistral noir ?

Que veulent dire ces expressions souvent entendues ? En fait, le Mistral blanc est le plus fréquent car c'est un vent qui est associé à un ciel clair ou peu nuageux ce qui est le cas pour toutes les situations décrites précédemment. Il existe cependant une configuration, relativement rare mais pas exceptionnelle, pour laquelle le Mistral et la Tramontane sont associés à de la pluie. La situation isobarique (figure 4.31) ressemble alors à celle de la figure 4.29, mais la dépression méditerranéenne est alors plus creuse et plus proche des côtes, et associée à une frontogénèse. La proximité de la dépression génère alors des vents de N à NW autour du golfe du Lion, tandis que les vents sont d'E à NE sur le reste du pays. Dans ce cas il n'y pas d'effet de fœhn (dépression trop proche et pas de trajectoire sous le vent d'un relief), et il pleut tandis que le vent souffle du nord. On notera que dans ce cas, ces vents sont beaucoup plus réguliers qu'en temps normal, les mécanismes leur donnant naissance n'ayant rien à voir avec ceux générant de la turbulence et de fortes rafales. Ils sont plus forts en mer que sur terre.

Ces vents soufflent-ils plus forts la nuit ou la jour ?

Ces vents soufflent plus fort dans la journée car la turbulence est plus importante lorsque le chauffage diurne détruit les inversions thermiques qui se forment pendant la nuit. Le maximum se situe en moyenne vers le milieu de l'après-midi, et le minimum en fin de nuit lorsque le refroidissement des basses couches est à son maximum (formation d'une pellicule froide). Dans certains endroits abrités, les vents peuvent même cesser complètement la nuit.

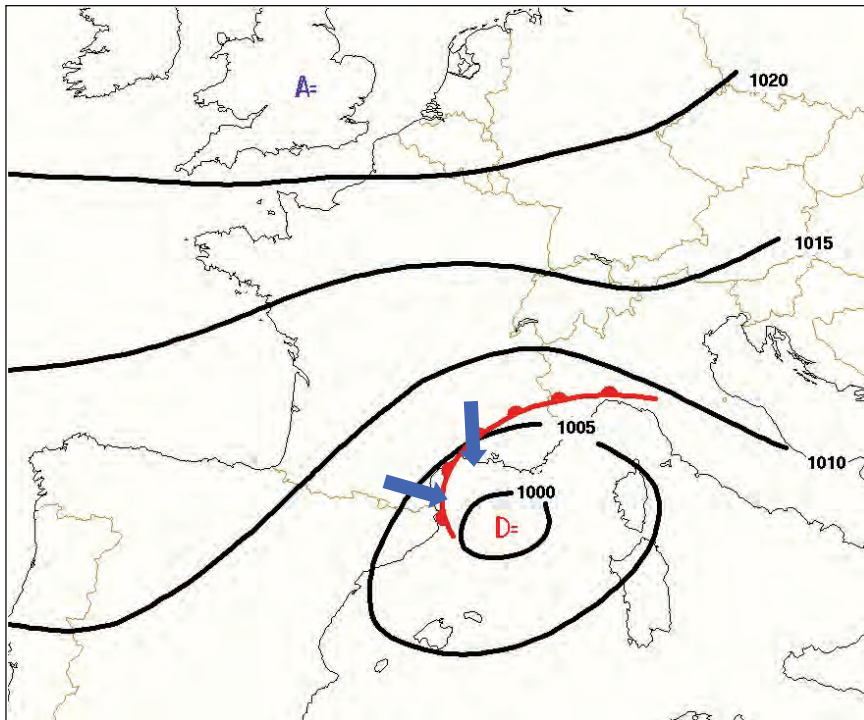


figure 4.31 : Situation isobarique type associée à Mistral et Tramontane "noirs". Même légende que pour la figure 4.28.

Quelles sont les rafales maximales enregistrées ?

Pour les situations telles que celles décrites précédemment, les valeurs fréquemment observées en plaine sont de l'ordre de 60 à 80 km/h. Elles peuvent atteindre plus rarement des pointes de 100 à 120 km/h et provoquer quelques dégâts lors d'épisodes particulièrement violents. Les zones les plus exposées (Camargue, basses plaines de l'Aude, Cap Béar en Roussillon, Cap Cépet dans le Var) enregistrent fréquemment des rafales supérieures à 120 km/h. Pour la Tramontane les valeurs les plus fortes ont été relevées lors du passage de la tempête Martin en décembre 1999 et de Klaus en janvier 2009, mais il s'agit là de situations exceptionnelles, ne relevant plus du simple phénomène de turbulence en aval d'un relief. Néanmoins, le relief a pu dans ce cas permettre d'enregistrer des rafales encore plus fortes que dans les zones situées plus à l'amont. Ainsi, Toulouse enregistrait une rafale maximale à 126 km/h sous Martin, tandis que Perpignan montait à 140 km/h. Ce fut encore plus impressionnant sous Klaus avec 120 km/h pour Toulouse et 183 km/h pour Perpignan !

b. Le vent d'Autan

Ce vent peut être vu comme l'antagoniste des deux précédents car il s'agit d'un vent de SE turbulent soufflant sur le Midi Toulousain et le piémont atlantique de la montagne Noire (figure 4.32). Il accélère d'une part après son passage entre montagne Noire et Corbières/Pyrénées et d'autre part lors du franchissement de la ligne de crêtes de la montagne Noire et du Haut-Languedoc. Les situations isobariques associées sont en quelque sorte des « négatifs » des situations de Mistral et Tramontane avec de hautes pressions sur l'Europe Centrale et des basses pressions sur l'Atlantique (figure 4.33). De plus, si la Tramontane prend son élan à partir de Carcassonne en direction du littoral, pour le vent d'Autan c'est l'inverse : on passe d'un vent Marin régulier et généralement modéré, à une brusque accélération à partir de

Carcassonne, en direction du Lauragais et de Toulouse. Les mécanismes sont les mêmes que pour le Mistral et la Tramontane. Le flux est accéléré par le resserrement de l'orographie entre montagne Noire et Pyrénées d'une part, et par la subsidence forcée du flux sous le vent de la montagne Noire dont les versants sont très abrupts côté Tarnais (d'où notamment le caractère très turbulent de ce vent) d'autre part.

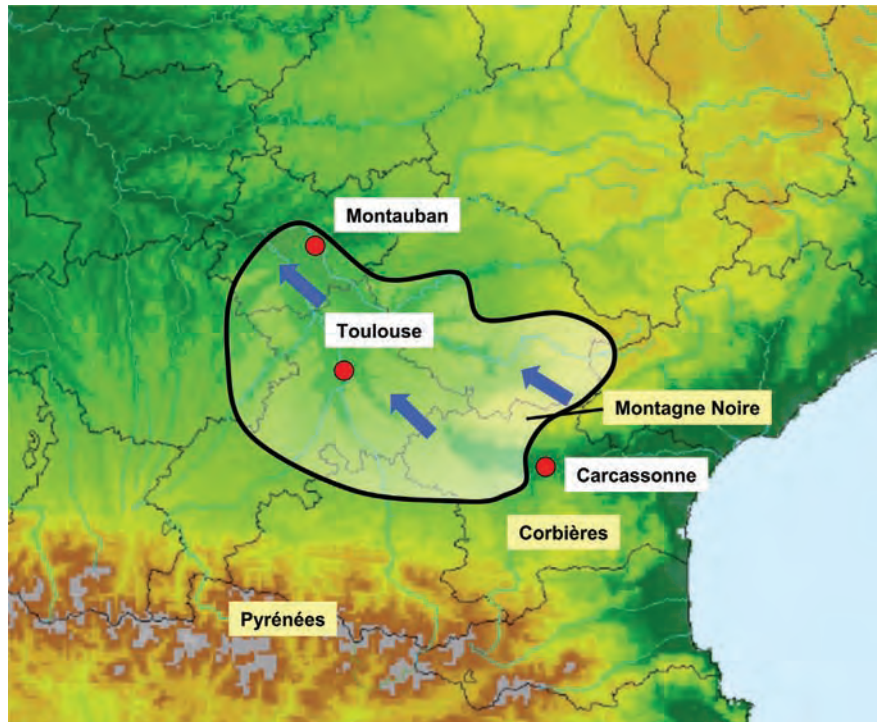


figure 4.32 : Aire d'influence de l'Aude.

Quelques caractéristiques :

- Le vent d'Aude est un vent de basses couches : il souffle sur une épaisseur de 1500 à 2500 mètres (suivant les conditions de stabilité de l'atmosphère). Au dessus, on retrouve le vent imposé par l'échelle synoptique (fréquemment un flux de SW).
- Le vent d'Aude souffle en moyenne moins fort, et surtout moins souvent que le Mistral et la Tramontane ; on le retrouve dans 15 % des cas à la station de Toulouse-Blagnac.
- Les zones de vent les plus fortes sont situées dans la région de Castres (81) – Revel (31), au pied de la montagne Noire ; l'Aude y souffle quasi-systématiquement plus fort que sur le Lauragais ou le Midi Toulousain. Une étude réalisée par le centre météorologique d'Albi a montré que sur la période 1989 – 1992 on a compté 30 jours avec vent de SE supérieur à 100 km/h sur Castres contre seulement 2 jours sur Toulouse-Blagnac.
- Comme le Mistral et la Tramontane, la force du vent d'Aude suit un cycle diurne avec une force maximale en milieu d'après-midi et minimale en milieu de nuit.
- La variabilité saisonnière est en revanche plus marquée : un net minimum d'occurrence se produit pendant la période estivale, ainsi qu'un autre minimum, secondaire, en hiver. Les maxima se situent ainsi aux saisons intermédiaires (maximum en octobre) au cours desquelles les situations méridiennes sont plus fréquentes.
- Les rafales maximales sont fréquemment comprises entre 60 et 80 km/h sur la région toulousaine, entre 80 et 100 km/h sur la région de Castres. Les maxima atteints sont de :
 - pour Toulouse : 122 km/h le 14 avril 2003, et 119 km/h le 26 février de la même année (2 records battus à 2 mois d'intervalle). Ces épisodes tempétueux ont occasionné des dégâts, tandis que des rafales de 100 km/h n'ont pas d'effets significatifs ;

- pour Castres : 122 km/h le 14 avril 2003 et le 19 février 2003. A noter que si les 100 km/h sont plus fréquemment dépassés qu'à Toulouse, les records n'y sont pas supérieurs.

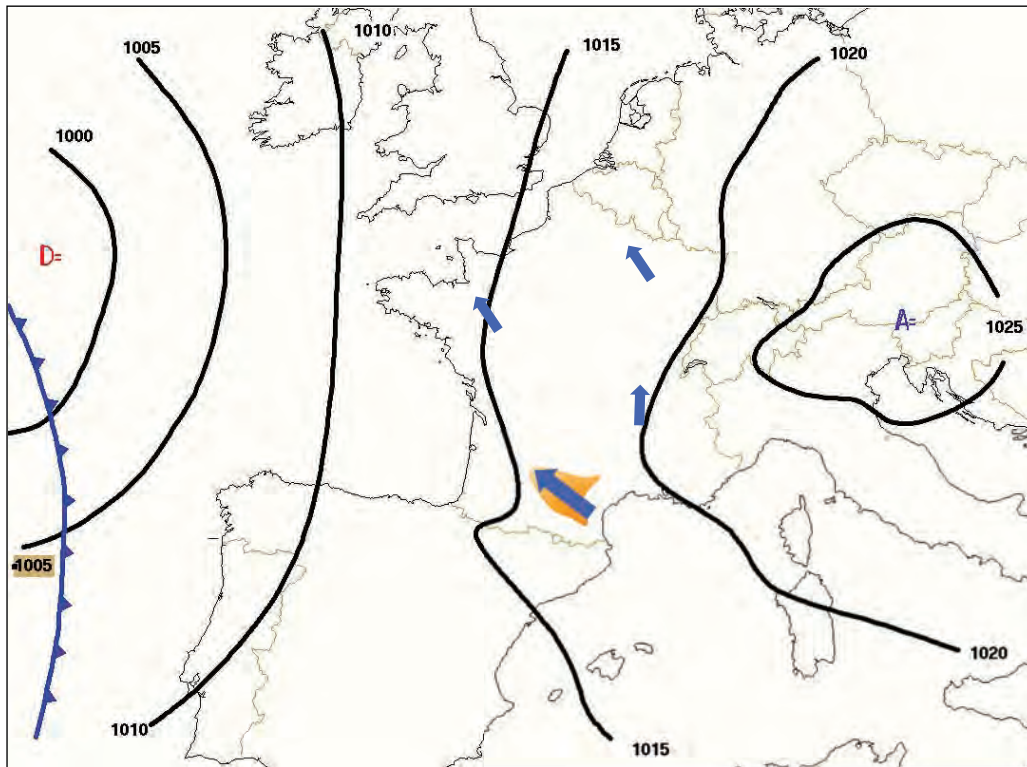


figure 4.33 : Situation isobarique type associée au vent d'Autan. Même légende que pour la figure 4.28.

Le temps sensible associé

Comme pour le Mistral et la Tramontane, le vent d'Autan est associé à des phénomènes de fœhn sur la région où il souffle. Cela ne signifie pas forcément que le ciel est tout bleu, mais que les nuages fréquemment rencontrés quand ce vent souffle sont du type nuages d'ondes. Suivant les positions relatives de l'anticyclone continental et des basses pressions atlantiques le ciel sera plus ou moins nuageux. Lorsque les champs sont franchement anticycloniques, le ciel est en général limpide. Il peut toutefois arriver que les entrées maritimes méditerranéennes advectées par le vent Marin vers le seuil de Naurouze parviennent jusqu'à l'agglomération toulousaine avant de se désagréger complètement plus à l'ouest (cf. paragraphe 4.1.5).

Autan noir ou Autan blanc ?

Comme pour le Mistral, l'Autan est dit blanc lorsqu'il est associé à un temps ensoleillé et sec, et noir lorsqu'il est associé à un temps perturbé. Plus exactement, l'Autan est dit noir lorsqu'il précède l'arrivée d'une perturbation (front froid, perturbation orageuse...). Lorsque la pluie débute, l'Autan cesse en général quasi-immédiatement. D'où le proverbe régional occitan « Vent d'Autan, pluèja demàn » (Vent d'Autan, pluie demain).

Et en vallée du Rhône ?

L'Autan étant la réplique inversée de la Tramontane, que se passe-t-il du côté de la vallée du Rhône par flux de sud ? En fait, tous les vents des secteur SW à SE prennent une direction sud dans la vallée du Rhône, canalisés par ce couloir naturel, mais ils n'acquièrent pas le caractère turbulent de ses cousins. Ceci notamment parce que ses vents ne subissent pas de subsidence forcée derrière une ligne de crêtes : jusqu'à Lyon et même au delà en vallée de Saône, la pente est plutôt ascendante : il n'y a donc pas ce caractère catabatique caractéristique des autres vents et qui

leur confère leur célébrité. Preuve en est que les populations locales n'ont attribué aucun nom particulier au pauvre vent de sud qui restera à jamais dans l'anonymat !

c. Cartographie des vents régionaux

Nous n'allons pas décrire ici tous les vents régionaux de France, mais nous proposons quand même une cartographie des principales appellations régionales (figure 4.34). Nous avons distingué sur la carte les vents régionaux présentant des particularités liées à la topographie, et ceux qui correspondent à l'appellation locale d'un vent synoptique.

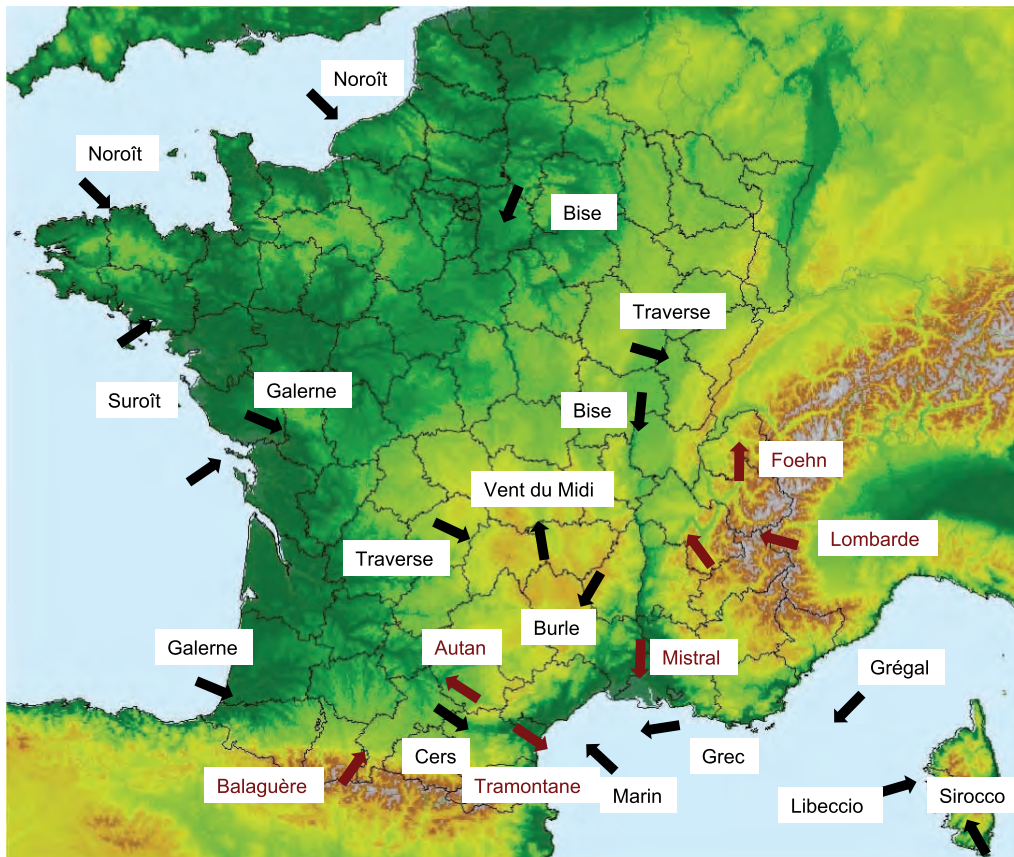


figure 4.34 : Carte des principaux vents régionaux de France. Les vents turbulents fortement influencés par la topographie sont mentionnés en marron.

4.4 Les pellicules froides de basses couches

Pour clore ce chapitre, nous allons évoquer un phénomène de basses couches qui peut s'avérer crucial pour l'analyse et la prévision de la neige ou du verglas : il s'agit des pellicules d'air froid qui peuvent résister sur quelques dizaines (voire centaines) de mètres au dessus du sol, tandis que de l'air doux et humide arrive en altitude. Nous étudierons plus en détail ces mécanismes dans le tome 2, mais nous en décrivons les grandes lignes ici.

En situation hivernale anticyclonique, nous l'avons vu précédemment, l'air froid s'accumule dans les points bas chaque nuit (vallées, cuvettes, basses plaines), et ce d'autant plus que l'inversion thermique est marquée. Lorsqu'un déblocage d'échelle synoptique survient (arrivée d'un front chaud ou occlus atlantique le plus souvent), l'air chaud finit par repousser l'air froid de basses couches et balaye ainsi la pellicule froide située près du sol. Toutefois, cette pellicule froide peut parfois persister plus longtemps que ce que laisseraient prévoir les conditions synoptiques

dans les zones abritées du vent, c'est-à-dire dans les vallées, cuvettes, etc. Cela peut conduire à la formation de précipitations sous forme de neige ou de pluies verglaçantes selon l'altitude de l'isotherme 0 °C.

Précisons que ces phénomènes glissants peuvent se produire n'importe où sur le continent : en effet, à l'avant d'un front chaud, si les températures sont négatives, les précipitations peuvent tomber sous forme de neige ou de pluies verglaçantes. Simplement, dans les zones abritées, l'air froid peut résister plus longtemps après que la trace au sol du front chaud soit censée être passée et ce sont donc sur ces zones que les problèmes risquent d'être accentués. Les vallées alpines intérieures sont très exposées à ce genre de phénomènes car très abritées du flux d'ouest océanique, l'air doux ayant du mal à y pénétrer et à déloger l'air froid de basses couches. Pour une vallée, on peut estimer le risque plus ou moins important de résistance de l'air froid avec l'orientation des isobares : si elles sont parallèles à la vallée, le vent aura du mal à s'installer (le vent a tendance à être perpendiculaire aux isobares près du sol) et l'air froid résistera bien. Si elles sont perpendiculaires à l'axe de la vallée, le vent synoptique pourra plus facilement s'établir et chasser l'air froid.

Conclusion à la première partie

Ces quatre premiers chapitres nous ont permis de broser un panorama des principaux phénomènes météorologiques rencontrés aux moyennes latitudes, depuis l'échelle supra-synoptique jusqu'à l'échelle locale. Nous y avons décrit les régimes de temps de l'Atlantique nord, puis les différents types de perturbations, fronts, et dépressions que l'on y rencontre. Le troisième chapitre était consacré aux phénomènes orageux, et le quatrième aux phénomènes locaux, essentiellement liés aux basses couches de l'atmosphère ou encore aux effets du relief.

Dans la suite de ce manuel (chapitres 5 à 9), on se propose de faire le tour des moyens mis à disposition du météorologiste pour détecter, identifier, et assurer le suivi de l'évolution de ces différents phénomènes. Nous décrivons ainsi tour à tour les réseaux d'observation de surface, d'altitude, et d'observations télédétectées (satellite, radar, foudre). Enfin, nous terminons par une présentation des principaux champs météorologiques disponibles via les modèles de prévision numérique du temps (PNT) et par un aperçu des produits de fusion de données, combinant moyens d'observations conventionnels et données issues des modèles.

Seconde partie :

Les données disponibles

chapitre 5. Les observations de surface



Photo : Sébastien Laflorencie.

On regroupe ici l'ensemble des observations temps réel fournies par les stations sol des services météorologiques nationaux.

Ces stations effectuent un certain nombre de mesures, parfois entièrement automatisées, parfois faisant intervenir l'observation humaine. Ces mesures sont ensuite diffusées sur le réseau météorologique mondial et sont disponibles en temps quasi-réel sur les consoles des prévisionnistes.

Les observations de surface sont transmises sous forme de message codé et peuvent être pointées sur des cartes, ce qui permet de visualiser rapidement plusieurs stations à la fois. Dans un premier temps, nous décrirons les différents types d'observations pointées que l'on peut trouver sur les cartes de surface, puis nous verrons quels sont les différents produits cartographiques disponibles dérivés de ces observations.

5.1 Le pointage SYNOP

Ce pointage est affiché selon une norme internationale définie par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM). Pour en comprendre certaines caractéristiques actuelles, il est bon de connaître un peu l'histoire du processus. À l'origine, les pointages étaient réalisés manuellement : les observations étaient pointées à la main sur les cartes utilisées ensuite par les prévisionnistes et analystes. Il s'agissait donc d'un travail long et fastidieux, et ainsi, les observations pointées n'étaient disponibles que toutes les 6 heures aux **heures synoptiques principales, encore appelées réseaux synoptiques principaux**. Puis, avec l'automatisation des observations et des tracés de cartes, les observations ont pu être pointées toutes les 3 heures (réseaux synoptiques secondaires). Aujourd'hui, ces pointages sont disponibles toutes les heures via les consoles de visualisation des prévisionnistes, voire même toutes les 6 minutes pour une

partie du réseau d'observations. Pourtant, on continue de parler encore de « synops principaux » et de « synops intermédiaires », ce qui a encore un sens dans certains cas, nous le verrons plus loin. Pour mémoire :

- Réseaux synoptiques principaux : 00, 06, 12, 18 h UTC.
- Réseaux synoptiques secondaires : 03, 09, 15, 21 h UTC.

5.1.1 Les stations terrestres avec observation humaine

Il s'agit d'observations effectuées de façon partiellement automatique par des capteurs (température, pression, vent, etc.) et complétées par des observations humaines de temps sensible, de nébulosité, de visibilité, et d'état du sol. Le pointage se fait sous la forme d'un cercle correspondant à la position de la station sur la carte et à la nébulosité totale en octas. Ce cercle est complété par une hampe donnant la direction du vent, et par des barbules indiquant son intensité. Tout autour, d'autres symboles numériques ou graphiques donnent des informations sur la température, la pression, la visibilité, le genre de nuages et leur altitude, et sur le temps sensible (cf. figure 5.1).

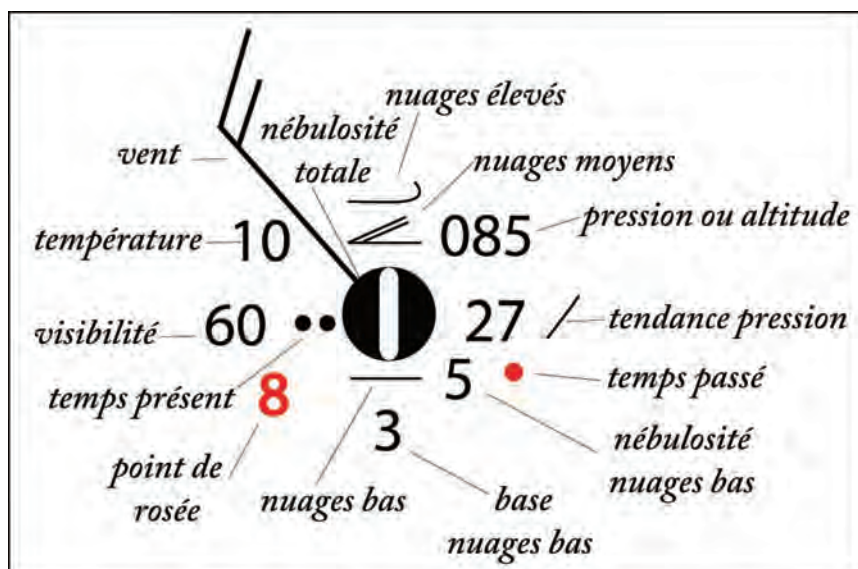


figure 5.1 : Exemple de pointage d'une observation avec intervention humaine.

Dans cet exemple on a l'observation suivante (totalement fictive) :

- nébulosité totale de 7/8°;
- 5/8° de stratus avec une base comprise entre 200 et 300 m au dessus du sol ;
- de l'altostratus opacus ou du nimbostratus ;
- des Cirrus en forme de filaments ;
- une température de 10 °C (entre 9.5 °C et 10.4 °C) ;
- une température du point de rosée de 8°C (entre 7.5 °C et 8.4 °C) ;
- un vent de NW à 15 nœuds (entre 13 et 17 kt) ;
- de la pluie faible continue ;
- de la pluie pendant les heures précédentes ;
- une pression réduite au niveau de la mer de 1008.5 hPa, en hausse de 2.7 hPa sur les 3 heures précédentes.

Nous allons à présent détailler ces différents points.

a. La nébulosité totale

Elle est représentée en octas par le cercle central et prend en compte l'ensemble des nuages présents dans le ciel (figure 5.2). Lorsque ce cercle est barré d'une croix, cela signifie que le ciel est invisible (présence de brouillard ou autre phénomène occultant).

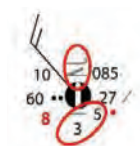
NEBULOSITE TOTALE

Code	Symbole
0 0	
1 1 octa ou 1/10 ou moins, mais pas sans nuages	
2 2 octas ou 2/10-3/10	
3 3 octas ou 4/10	
4 4 octas ou 5/10	
5 5 octas ou 6/10	
6 6 octas ou 7/10-8/10	
7 7 octas ou 9/10 ou plus, mais pas 8 octas ou 10/10	
8 8 octas ou 10/10	
9 Ciel obscurci, ou impossibilité d'évaluer l'étendue des nuages	
/ Aucune mesure n'a été effectuée	

figure 5.2 : Correspondance entre symbole et nébulosité totale (le code indiqué est celui porté dans le message SYNOP ; il n'apparaît pas sur le pointage). Source : Météo-France.

b. Les nuages

Les nuages sont pointés à plusieurs endroits autour du cercle de nébulosité totale (voir figure 5.1). Immédiatement au dessous du cercle sont indiqués les nuages bas (Stratus, Stratocumulus) ou cumuliformes (cumulus, cumulonimbus) ; immédiatement au dessus du cercle figurent les nuages de l'étage moyen (altocumulus, altostratus, nimbostratus), et encore au dessus les nuages de l'étage élevé (cirrus, cirrostratus, cirrocumulus). Pour chacun des étages, un seul symbole nuageux est autorisé, mais certains symboles peuvent signifier la présence de plusieurs types de nuages, comme par exemple la coexistence de cumulus et de stratocumulus n'ayant pas leur base au même niveau (voir figure 5.3).



Base des nuages bas :

La hauteur de la base des nuages est indiquée sous la forme d'un **code allant de 0 à 9** (figure 5.4). On peut retenir le principe que plus le chiffre est petit, plus la base du nuage est proche du sol. La plupart du temps, il s'agit de la base des nuages bas ou cumuliformes pointée sous le symbole de ces nuages. Il peut toutefois arriver qu'une hauteur de base soit indiquée même s'il n'y a que des nuages moyens ou élevés. Mais dans ce cas, le code sera le plus souvent égal à 9 (base supérieure à 2500 m). Quoi qu'il en soit, en présence de nuages à différents niveaux, c'est toujours la hauteur de la couche la plus basse qui est pointée.




























Nuages des genres stratocumulus, stratus, cumulus et cumulonimbus	Nuages des genres altostratus, altostratus et nimbostratus	Nuages des genres cirrus, cirrocumulus et cirrostratus
 Cumulus à faible extension verticale et paraissant aplatis ou cumulus déchiquetés autres que de mauvais temps, ou les deux	 Altostratus dont la majeure partie est semi-transparente et laisse apparaître faiblement le soleil ou la lune, comme au travers d'un verre dépoli	 Cirrus en forme de filaments, de brins ou de crochets, n'envahissant pas progressivement le ciel
 Stratocumulus formés par l'étalement de cumulus; des cumulus peuvent également être présents	 Altostratus dont la majeure partie est suffisamment dense pour masquer le soleil ou la lune, ou nimbostratus	 Cirrus denses, en bancs ou en gerbes enchevêtrées qui, en général n'augmentent pas et semblent parfois être les résidus de la partie supérieure d'un cumulonimbus; ou cirrus présentant des bourgeonnements en forme de petites tours ou crêneaux, ou cirrus ayant l'aspect de flocons cumuliformes
 Stratus en nappe ou en couche plus ou moins continue, ou en lambeaux déchiquetés, ou les deux, mais pas de stratus fractus de mauvais temps	 Altostratus présentant des bourgeonnements en forme de petites tours ou de crêneaux, ou amcumulus ayant l'aspect de flocons cumuliformes	 Cirrus denses ayant souvent la forme d'enclume; ces cirrus sont les résidus des parties supérieures de cumulonimbus
 Stratocumulus ne provenant pas de l'étalement de cumulus	 Altostratus formés par l'étalement de cumulus (ou de cumulonimbus)	 Cirrus en forme de crochets ou de filaments, ou les deux, envahissant progressivement le ciel; ces nuages deviennent généralement plus denses dans leur ensemble
 Stratus fractus de mauvais temps ou cumulus fractus de mauvais temps, ou les deux (pannus), généralement en dessous d'un altostratus ou d'un nimbostratus	 Altostratus dans un ciel d'aspect chaotique; ils sont généralement situés à plusieurs niveaux	 Cirrocumulus seuls, ou cirrocumulus coexistant avec des cirrus ou des cirrostratus, ou avec les deux, les cirrocumulus étant prédominants
 Cumulus ayant une extension verticale modérée ou forte, avec généralement des protubérances en forme de dôme ou de tours, accompagnés ou non par d'autres cumulus ou stratocumulus ayant tous leur base au même niveau	 Altostratus dont la majeure partie est semi-transparente; les divers éléments du nuage ne se modifient que lentement et sont tous situés à un seul niveau	 Cirrus (souvent en bandes convergeant vers un point ou vers deux points opposés de l'horizon) et cirrostratus, ou cirrostratus seul; dans les deux cas, ces nuages envahissent progressivement le ciel et deviennent généralement plus denses dans leur ensemble; le voile continu n'atteint pas 45 degrés au dessus de l'horizon
 Cumulonimbus dont les sommets ont perdu, au moins partiellement, la netteté de leurs contours mais qui ne sont ni nettement fibreux (cirriforme) ni en forme d'enclume; des cumulus, stratocumulus et stratus peuvent aussi être présents	 Altostratus en bancs (souvent sous forme de lentilles ou de poissons) dont la majeure partie est semi-transparente; ces bancs se présentent à plusieurs niveaux et l'aspect de leurs éléments constitutifs se modifie constamment	 Cirrus (souvent en bandes convergeant vers un point ou vers deux points opposés de l'horizon) et cirrostratus, ou cirrostratus seul; dans les deux cas, ces nuages envahissent progressivement le ciel et deviennent généralement plus denses dans leur ensemble; le voile continu dépasse 45 degrés au dessus de l'horizon, sans que le ciel soit totalement couvert
 Cumulus et stratocumulus autres que ceux formés par étalement de cumulus; la base des cumulus est à un niveau différent de celle des stratocumulus	 Altostratus semi-transparents en bande, ou altostratus en une ou plusieurs couches sensiblement continues (semi-transparentes ou opaques), envahissant progressivement le ciel; ces altostratus deviennent, en général, plus épais dans leur ensemble	 Voile de cirrostratus couvrant complètement la voûte céleste
 Cumulonimbus, dont la région supérieure est nettement fibreuse, souvent en forme d'enclume; accompagné ou non de cumulonimbus sans enclumes ou sans région fibreuse, de cumulus, de stratocumulus, de stratus ou de pannus	 Altostratus en deux ou plusieurs couches, généralement opaques par endroits et n'envahissant pas progressivement le ciel; ou couche opaque d'altostratus, n'envahissant pas progressivement le ciel; ou altostratus présents simultanément avec de l'altostratus ou du nimbostratus	 Cirrostratus n'envahissant pas progressivement le ciel et ne couvrant pas complètement la voûte céleste

figure 5.3 : Table des symboles nuageux. Colonne de gauche : nuages bas ou cumuliformes. Colonne du milieu : nuages de l'étage moyen. Colonne de droite : nuages de l'étage élevé. Source : Météo-France.

HAUTEUR DES NUAGES	
h	
0	Moins de 50 m
1	50 à 100 m
2	100 à 200 m
3	200 à 300 m
4	300 à 600 m
5	600 à 1000 m
6	1000 à 1500 m
7	1500 à 2000 m
8	2000 à 2500 m
9	2500 m ou plus ou pas de nuages
/	Hauteur de la base des nuages inconnue ou base des nuages à un niveau inférieur sommets à un niveau supérieur à la station

figure 5.4 : Pointage de la hauteur de la base des nuages : correspondance code – intervalles de hauteurs. Source : Météo-France.

Nébulosité en nuages bas (ou de la couche la plus basse) :

Elle est mentionnée **en octas** (de 1 à 8 donc) et indique la nébulosité de la couche de nuages la plus basse. On peut ainsi avoir un ciel couvert (nébulosité totale de 8 octas), et seulement 2 octas de stratocumulus. Le pointage correspondant sera alors de la forme suivante :



Dans cet exemple on ne connaît pas la nébulosité en altocumulus. Pour les nuages élevés observés ici (cirrostratus) on connaît indirectement cette nébulosité puisque par définition ce symbole signifie que le nuage couvre entièrement le ciel (figure 5.3) !

c. La pression

Pointage de la pression ou de l'altitude géopotentielle :



La pression (ou l'altitude géopotentielle pour les stations de montagne) est indiquée en haut à droite du cercle de pointage. Plus précisément, il s'agit :

- pour les stations d'altitude inférieure à 750 m : pression ramenée au niveau de la mer (P_{mer}), codée sur 3 chiffres. Il s'agit des 3 derniers chiffres incluant la première décimale : par exemple 1008.5 hPa sera codé 085, tandis que 994.3 hPa sera codé **943**). Les pressions mer usuellement rencontrées à la surface du globe sont comprises entre 950 hPa et 1050 hPa : pour qu'il y ait risque de confusion, il faudrait que la station pointe une valeur inférieure à 950 hPa ou supérieure à 1050 hPa, mais dans ce cas il semble que la situation météo associée permette de trancher facilement ! Si un doute subsiste, pour retrouver la pression à partir de la valeur pointée, il faut ajouter mentalement un « 9 » puis un « 10 » devant, diviser par 10, et voir quelle est la valeur plausible parmi les deux ;
- pour les stations d'altitude comprise entre 750 m et 2300 m : altitude en mètres de la surface 850 hPa avec pointage des 3 derniers chiffres. Par exemple, 1453 m sera codé 453 ;
- pour les stations d'altitude supérieure à 2300 m : altitude en mètres de la surface 700 hPa avec pointage des 3 derniers chiffres. Par exemple, 3012 m sera codé 012.

Attention, pour les stations de montagne (altitude supérieure à 750 m), le codage se fait sur 3 chiffres sur les documents papier. En revanche, sur certaines visualisations sur écran le codage est parfois sur 4 chiffres : l'intégralité de l'altitude est alors indiquée.

Pointage de la tendance de pression :

La tendance de pression sur les 3 dernières heures est indiquée à droite du cercle station et comporte deux informations :

- la valeur de tendance en dixièmes d'hectopascals sur 2 ou 3 chiffres ;
- l'allure de la tendance au cours des 3 dernières heures.

Ceci est valable pour toutes les stations, qu'elles soient situées en plaine ou en altitude. L'allure de la tendance est représentée par un trait dont la pente indique le sens de variation (baisse, hausse, ou stationnaire). Plusieurs tendances peuvent être observées pendant les 3 heures et sont alors indiquées (figure 5.5).

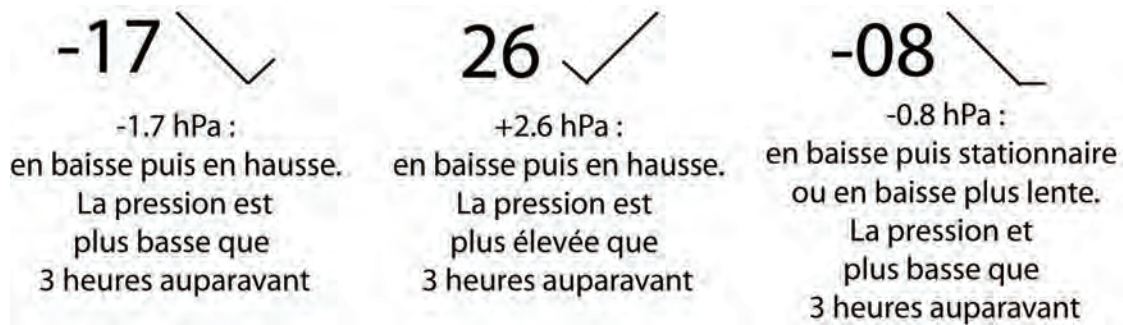
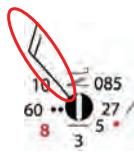


figure 5.5 : Trois exemples de pointage de tendances pression sur 3 heures.

d. Le vent



Il s'agit du vent moyen sur 10 minutes arrondi à 5 kt près (au plus proche ou à l'inférieur), et mesuré à 10 mètres. Il est représenté par une hampe et des barbules représentant chacune une intensité de 10 kt ; ces barbules pouvant être divisées en demi-barbules de 5 kt. Un triangle représente 50 kt, puis on rajoute des barbules jusqu'à 100 kt, représenté par 2 triangles, etc. La hampe indique la direction d'où vient le vent. Barbules et triangles sont tracés à gauche de la hampe en se plaçant dos au vent (figure 5.6). C'est l'inverse dans l'hémisphère sud (figure 5.7).

VITESSE DU VENT

○	Calme
—○	1 ou 2 nœuds
└─○	3 à 7 nœuds
└─└─○	8 à 12 nœuds
└─└─△	48 à 52 nœuds
×—○	ff = //

figure 5.6 : Représentation des intensités de vent moyen à 10 mètres dans l'hémisphère nord. Source : Météo-France.

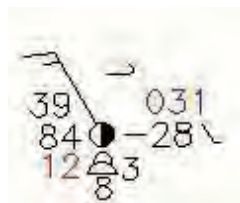
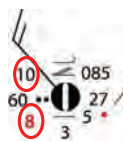


figure 5.7 : Exemple de pointage pour une station de l'hémisphère sud (Australie). Les barbules sont à droite de la hampe lorsqu'on se place dos au vent.

Rappel :

- 1 nœud = 1 kt = 1 mille nautique à l'heure = 1852 mètres à l'heure = 0.1° de latitude en 6 heures
- 1 m/s = 3.6 km/h ≈ 2 kt

e. La température



Les températures de l'air (T, en haut à gauche) et du point de rosée (Td, en bas à gauche) sont pointées en degrés entiers, et sont arrondies au degré le plus proche ou supérieur (exemple : 8.5 °C est arrondi à 9 °C et -8.5 °C à -8 °C). Le point de rosée représente mieux les caractéristiques intrinsèques de la masse d'air que la température brute, plus influencée par le cycle diurne. L'écart entre T et Td mesure l'humidité de la masse d'air.

f. La visibilité

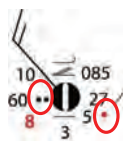


Il s'agit de la visibilité horizontale, paramètre crucial pour les stations aéronautiques. Le codage se fait toujours sur 2 chiffres et n'est donc pas très intuitif :

- de 0 à 5 km, pointage en hectomètres : codes 00 à 50 (exemple 25 = 2.5 km) ;
- de 6 à 30 km, pointage en kilomètres + 50 : codes 56 à 80. Par exemple 56 signifie visibilité de 6 km (56 - 50), et 79 signifie visibilité de 29 km ;
- de 35 à 70 km, pointage de 5 en 5 km : codes 81 à 88. 81=35 km, 88=70 km ;
- plus de 70 km : code 89 ;
- les codes 51 à 55 sont inusités. ;
- les codes 90 à 99 sont exclusivement réservés aux observations effectuées par les bateaux (90 = moins de 50 m ; 99 = 50 km ou plus).

On retiendra que plus le chiffre est petit, plus la visibilité est faible.

g. Temps sensible: présent et passé



Temps présent :

Il s'agit du temps observé au moment de l'observation ou au cours de l'heure précédente, la distinction se faisant grâce à un symbole spécial (voir figure 5.8). Le temps sensible pointé correspond à l'observation :

- des hydrométéores (précipitations liquides ou solides) ;
- des phénomènes réduisant la visibilité (brumes, brouillards, chasse-neige, sable, poussières) ;
- de tout autre phénomène remarquable pouvant présenter un danger pour la sécurité des personnes et des biens (orage, grain, tornade...).

Pour les précipitations, le pointage permet de connaître la nature solide, liquide, ou surfondue (donc verglaçante) des précipitations ainsi que leur caractère convectif ou non, leur intensité et leur caractère continu ou intermittent. Pour les phénomènes de brouillard, le pointage donne une idée de la tendance à l'amélioration ou à la détérioration des visibilité, ainsi qu'une information

sur un éventuel caractère givrant. Il existe un certain nombre de symboles de base qu'il est important de connaître (figure 5.8) et qui sont ensuite déclinés en plusieurs variantes pour exprimer l'intensité, l'évolution, etc. (voir figure 5.9 et figure 5.10 pour la liste complète).

● Pluie	☾ Bruine
⚡ Orage	✖ Neige
▽ Averse	▲ Grêle
≡ Brouillard	⌋ Au cours de l'heure précédente

figure 5.8 : les symboles de base du temps sensible.

Temps passé :

Le pointage du temps passé ne revêt pas la même signification selon le réseau considéré :

- pour les réseaux principaux (00, 06, etc.): phénomènes observés au cours des 6 heures précédentes ;
- pour les réseaux intermédiaires (03, 09, et) : phénomènes observés au cours des 3 heures précédentes ;
- pour les autres réseaux : phénomènes observés au cours de l'heure précédente.

Pour le temps passé, le pointage ne permet pas tous les détails et raffinements du temps présent. Les symboles utilisés sont les symboles de base de la figure 5.8, à l'exception du symbole grêle. Il n'est donc fait aucune mention de l'intensité des phénomènes ou de leur caractère continu, intermittent, en amélioration, etc. En revanche, dans certains cas (pluie, bruine, neige, brouillard), si le phénomène a eu lieu pendant toute la période, il sera mentionné deux fois (deux points de pluie apparaîtront par exemple pour signaler qu'il a plu pendant toute la période).

Dans tous les cas (temps présent et temps passé), en cas d'occurrence simultanée de plusieurs phénomènes, c'est le phénomène ayant le code le plus élevé dans le tableau de Washington (tableaux de la figure 5.9 et de la figure 5.10 sur lesquels les codes n'ont pas été indiqués) qui est prioritaire. La priorité la plus élevée est attribuée à « orage fort accompagné de grêle » pour le temps présent, et « orage » pour le temps passé).

5.1.2 Les stations terrestres sans observation humaine

Cela concerne les stations automatiques sans présence humaine ou bien les stations avec observation humaine mais en dehors de leurs heures d'ouverture (nuit et/ou jours non ouvrés). Ces stations sont représentées par un cercle entouré d'un triangle.

Le codage est identique à celui des stations avec observation humaine, à l'exception de la pression, sa tendance, la visibilité, et surtout de la nébulosité et le temps présent qui ne sont pas systématiquement pointés. Ils peuvent l'être si la station est équipée des capteurs ad hoc.





























































































Symboles du type 	Symbole du type •	Symboles du type 
<p> Orage, mais pas de précipitations au moment de l'observation</p> <p> Orage faible ou modéré, sans grêle mais avec pluie au moment de l'observation</p> <p> Orage faible ou modéré, sans grêle* mais avec neige au moment de l'observation</p> <p> Orage faible ou modéré, avec grêle* au moment de l'observation</p> <p> Orage avec tempête de poussière ou de sable au moment de l'observation</p> <p> Orage fort, sans grêle* mais avec pluie au moment de l'observation</p> <p> Orage fort, sans grêle* mais avec neige au moment de l'observation</p> <p> Orage fort, avec grêle* au moment de l'observation</p> <p> Orage à la station avec ou sans précipitations, au cours de l'heure précédente, mais non au moment de l'observation</p> <p> Pluie faible au moment de l'observation, orage dans l'heure précédente</p> <p> Pluie modérée ou forte au moment de l'observation</p> <p> Neige faible ou pluie et neige mêlées au moment de l'obs.</p> <p> Faible chute de grêle* au moment de l'observation</p> <p> Chute de grêle* modérée ou forte au moment de l'observation</p> <p> Chute modérée ou forte de neige, ou pluie et neige mêlées au moment de l'observation</p> <p> Eclairs visibles, tonnerre non entendu</p>	<p> Précipitations en vue n'atteignant pas le sol ou la surface de la mer</p> <p> Précipitations en vue atteignant le sol ou la mer, mais distante (>5km) de la station</p> <p> Précipitations en vue atteignant le sol ou la surface de la mer, mais pas à la station même</p> <p> Pluie intermittente, ne se congelant pas</p> <p> Pluie continue, ne se congelant pas</p> <p> Pluie intermittente, ne se congelant pas</p> <p> Pluie continue, ne se congelant pas</p> <p> Pluie intermittente, ne se congelant pas</p> <p> Pluie continue, ne se congelant pas</p> <p> Pluie et neige, ou bruine et neige, faible</p> <p> Pluie et neige, ou bruine et neige, modérée ou forte</p> <p> Pluie (ne se congelant pas) pas sous forme d'averses</p> <p> Pluie et neige mêlées ou granules de glace, pas sous forme d'averses</p>	<p> Brume</p> <p> Mince couche de brouillard ou de brouillard glacé, au point d'observation, que celui-ci soit en banc</p> <p> Brouillard ou brouillard glacé à distance au moment de l'obs., mais non au lieu de l'obs. dans l'heure précédente (et atteignant un niveau supérieur à l'observateur)</p> <p> Brouillard ou brouillard glacé en bancs</p> <p> Brouillard ou brouillard glacé, ciel visible</p> <p> Brouillard ou brouillard glacé, ciel invisible</p> <p> Brouillard ou brouillard glacé, ciel visible</p> <p> Brouillard ou brouillard glacé, ciel invisible</p> <p> Brouillard ou brouillard glacé, ciel visible</p> <p> Brouillard ou brouillard glacé, ciel invisible</p> <p> Brouillard ou brouillard glacé, ciel visible</p> <p> Brouillard ou brouillard glacé, ciel invisible</p> <p> Brouillard déposant du givre, ciel visible</p> <p> Brouillard déposant du givre, ciel invisible</p> <p> Brouillard ou brouillard glacé, à la station, au cours de l'heure précédente mais non au moment de l'observation</p>
<p>Symboles du type ▽</p> <p> Averse(s) de pluie faible(s)</p> <p> Averse(s) de pluie modérée(s) ou forte(s)</p> <p> Averse(s) de pluie violente(s)</p> <p> Averse(s) de pluie et neige mêlées, faible(s)</p> <p> Averse(s) de pluie et neige mêlées, modérée(s) ou forte(s)</p> <p> Averse(s) de neige faible(s)</p> <p> Averse(s) de neige modérée(s) ou forte(s)</p> <p> Averse(s) de grésil ou de neige roulée avec ou sans pluie et neige mêlées</p> <p> Averse(s) de grêle avec ou sans pluie ou pluie et neige mêlée sans tonnerre</p> <p> Averse(s) de pluie</p> <p> Averse(s) de neige ou de pluie et neige mêlées</p> <p> Averse(s) de grêle* ou de pluie et de grêle*</p> <p>* Grêle, grésil ou neige roulée</p>	<p>Symboles du type ^ (stations automatiques)</p> <p> Précipitations</p> <p> Précipitations, faibles ou modérées</p> <p> Précipitations, fortes</p> <p> Précipitations au cours de l'heure précédente</p>	<p>Symboles du type ʹ</p> <p> Bruine intermittente ne se congelant pas</p> <p> Bruine continue ne se congelant pas</p> <p> Bruine intermittente ne se congelant pas</p> <p> Bruine continue ne se congelant pas</p> <p> Bruine intermittente ne se congelant pas</p> <p> Bruine continue ne se congelant pas</p> <p> Bruine et pluie, faible</p> <p> Bruine et pluie, modérée ou forte</p> <p> Bruine ne se congelant pas ou neige en grains à la station au cours de l'heure précédente, mais non au moment de l'observation</p>
	<p>Symboles du type S</p> <p> Poussières en suspension dans l'air d'une manière généralisée, non soulevée par le vent au point d'observation et alentours au moment de l'observation</p> <p> Poussière ou sable soulevés par le vent au point d'observation et alentours au moment de l'observation et pas de tourbillons ni de tempête de poussière ou sable observés</p> <p> Tempête de poussière ou sable observée au moment de l'observation en vue du point d'observation, ou à ce point pendant l'heure précédente</p> <p> Tempête de poussière ou de sable légère ou modérée / violente</p> <p> Tempête de poussière</p> <p> ou de sable, légère ou modérée</p> <p> Tempête de poussière</p> <p> ou de sable, violente</p>	<p>Symboles du type *</p> <p> Chute intermittente de flocons de neige</p> <p> Chute continue de flocons de neige</p> <p> Chute intermittente de flocons de neige</p> <p> Chute continue de flocons de neige</p> <p> Chute intermittente de flocons de neige</p> <p> Chute continue de flocons de neige</p> <p> Etoile de neige isolée (avec ou sans brouillard)</p> <p> Neige (pas sous forme d'averses), à la station au cours de l'heure précédente, mais non au moment de l'observation</p>
	<p>Symboles du type ~</p> <p> Bruine faible, se congelant</p> <p> Bruine modérée ou forte, se congelant</p> <p> Pluie faible, se congelant</p> <p> Pluie modérée ou forte, se congelant</p> <p> Bruine ou pluie se congelant à la station dans l'heure précédente (mais non au moment de l'observation)</p>	

figure 5.9 : Tableau des symboles de temps sensible utilisé pour les pointages SYNOP. Source : Météo-France.

Symboles du type ↗		Symboles divers			
↗	Chasse-neige faible ou modérée	☁	Visibilité réduite par fumée, feu de brousse ou de forêt, fumées industrielles ou cendres volcaniques	☄	Tourbillon(s) de poussière ou de sable caractérisé(s), observé(s) au point d'obs. ou ses alentours durant l'heure précédente ou au moment de l'observation, mais pas de tempête de poussière ou de sable
↗	Forte chasse-neige	∞	Brume sèche	▽	Grains
↗	Chasse-neige faible ou modérée	☁	Embruns observés à la station, lorsqu'il s'agit de navires	⌋	Trombe terrestre ou marine
↗	Forte chasse-neige	☁	Granules de glace	←	Poudrin de glace (avec ou sans brouillard)
	généralement basse (au dessus du niveau de l'oeil)			↗	Neige en grain (avec ou sans brouillard)
	généralement élevée (au dessous du niveau de l'oeil)				

figure 5.10 : Tableau des symboles de temps sensible utilisés pour les pointages SYNOP (suite). Source : Météo-France.

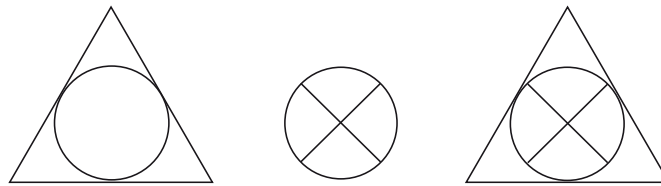


figure 5.11 : Symboles utilisés pour pointer les stations en l'absence d'observation humaine. À gauche pointage officiel diffusé sur le réseau mondial. Au centre et à droite, pointage sur consoles de visualisation à Météo-France.

La figure 5.11 indique les symboles utilisés pour pointer les stations en l'absence d'observations humaines. Le symbole à gauche, utilisé pour les pointages papier diffusés sur le réseau mondial, est le seul validé par l'OMM. Les deux autres sont utilisés en interne à Météo-France notamment pour l'affichage sur les consoles des prévisionnistes. Celui du milieu permet de distinguer les stations du réseau RADOME de Météo-France. Celui de droite est utilisé pour le pointage de toutes les autres stations.

5.1.3 Les bateaux

Les bateaux émettent également des messages d'observations nommés messages SHIP, qui sont intégrés dans le pointage SYNOP. La symbologie est identique à celle des stations terrestres, mais elle est enrichie de renseignements complémentaires.

- Cap et vitesse du navire : le cap est indiqué par une flèche, la vitesse par un code de 0 à 9 :
 - 0 : vitesse nulle ;
 - 9 : vitesse supérieure à 40 kt ;
 - 1 à 8 : vitesse en nœuds comprise entre $(\text{code}-1)*5$ (exclu) et $(\text{code}*5)$. Un code 2 indique ainsi une vitesse comprise entre 5 et 10 kt.
- Température de surface de la mer : indiquée en °C.
- Période et hauteur de la mer du vent :
 - les 2 premiers chiffres indiquent la période en secondes (00 = pas de mer du vent, 99 = mer confuse, // = non mesuré) ;
 - les 2 derniers la hauteur en H/2 mètres. 02 signifie une hauteur de 1 mètre (00 = pas de mer du vent, // = non mesuré ou confuse) ;
 - la direction n'est pas indiquée car identique à celle du vent.
- Période et hauteur de la houle :
 - la flèche indique la direction de la houle ;
 - périodes et hauteur sont pointées de façon identique à la mer du vent.

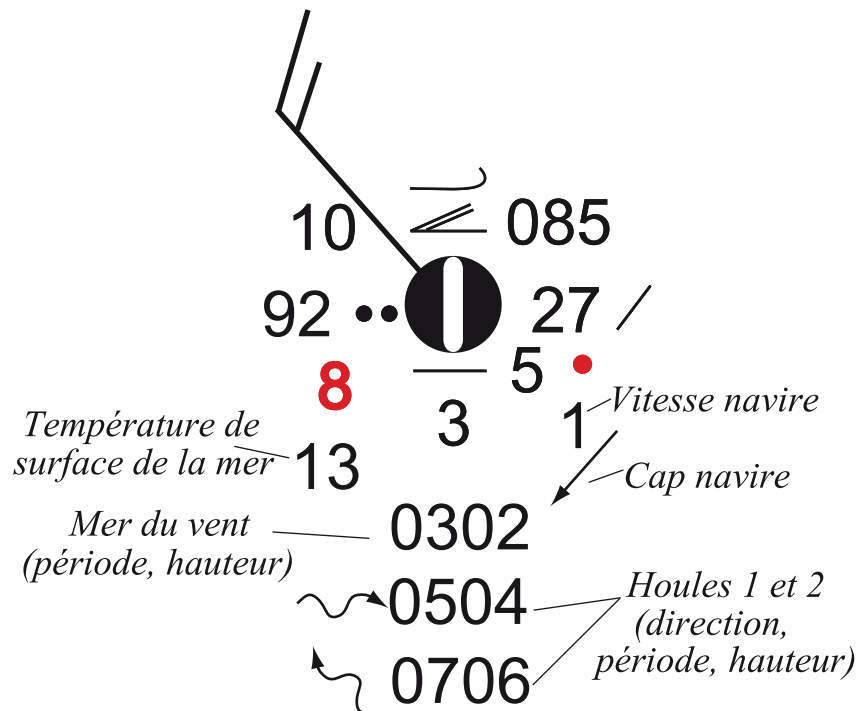


figure 5.12 : Exemple de pointage d'un message SHIP.

Rappelons enfin que la visibilité est codée entre 90 et 99 (voir paragraphe 5.1.1f). Un exemple de pointage de ces différents paramètres est indiqué sur la figure 5.12. Dans ce cas précis le navire a une vitesse comprise entre 1 et 5 kt, et un cap au SW. La mer du vent, en provenance du NW, a une période de 3 secondes et une hauteur d'un mètre. On observe une première houle de direction ouest, de période 5 secondes et de hauteur 2 mètres, et une deuxième de direction SE, de période 7 secondes et de hauteur 3 mètres. Si la houle est confuse, elle peut être représentée par deux flèches accolées allant en sens inverse.

Pendant les heures où il n'y pas d'observation humaine, le navire est représenté par un triangle, comme pour les stations terrestres.

5.1.4 Les bouées

Ancrées en mer, ces bouées indiquent la température de surface de la mer, la pression et sa tendance. Quelquefois, elles fournissent également la température de l'air, la température du point de rosée, et le vent. Le pointage est identique à celui du Synop terrestre, mais la bouée est représentée par un triangle vide au lieu d'un cercle. Dans l'exemple de la figure 5.13, la bouée indique une température de l'eau de mer comprise entre 12.5 °C et 13.4 °C, une pression de 1007.6 hPa, en baisse de 2.2 hPa sur les trois dernières heures.

076
 △ -22\
 13

figure 5.13 : Exemple de pointage des données d'une bouée.

5.1.5 Les observations d'aérodromes (METAR)

Sur les consoles de visualisation des prévisionnistes il peut arriver que les messages METAR soient pointés à la place du Synop : cela se produit notamment au réseaux non synoptiques, pour lesquels les Synop de certains pays étrangers ne sont pas disponibles.

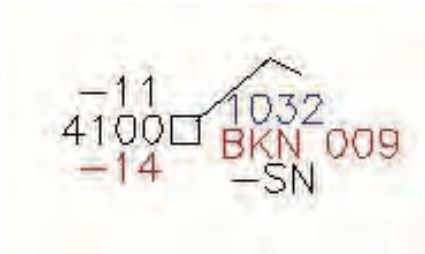


figure 5.14 : Exemple de pointage d'un message METAR.

Le pointage ressemble à celui d'un Synop avec T, Td, et pression aux mêmes emplacements. Quelques différences cependant :

- la pression est indiquée en hPa dans son intégralité et sa tendance n'est pas mentionnée ;
- la visibilité est indiquée en mètres, dans son intégralité. Si elle est supérieure à 10 km, elle est codée 9999 ;
- le plafond nuageux (couverture + altitude de la base) est indiqué selon les codes du METAR sous la pression mer ;
- le temps présent significatif est indiqué sous la nébulosité.

Dans l'exemple de la figure 5.14 l'observation indique une visibilité de 4.1 km, un ciel très nuageux (BKN = Broken) avec une base des nuages à 900 pieds (environ 300 m), et de la neige faible.

5.1.6 En conclusion

Lorsqu'il utilise les informations issues du pointage, l'analyste doit être attentif aux éventuelles erreurs qui ont pu survenir au niveau du codage ou de la transmission. Toute observation suspecte devra être validée ou infirmée en la confrontant avec les observations voisines et avec l'imagerie radar ou satellite, mais également en la replaçant dans le contexte synoptique associé. Ces erreurs sont plus fréquentes au niveau des observations bateau, notamment en ce qui concerne la position du navire et la direction du vent.

Ces restrictions mises à part, et même si les cartes ne sont plus tracées manuellement, le pointage des observations de surface reste aujourd'hui un outil indispensable. Il permet :

- d'affiner le tracé des fronts et autres structures décrivant la dynamique atmosphérique de basses couches ;
- de détecter les dérives éventuelles des modèles concernant les cyclogénèses ;
- d'effectuer un suivi fin de la situation à méso-échelle, indispensable pour la vigilance et la prévision immédiate.

Il constitue donc l'un des fondements de l'analyse météorologique moderne.

5.2 Les cartes d'observations de surface

5.2.1 Rappels de cartographie

Les cartes météorologiques, qu'il s'agisse de pointage d'observations ou de champs de modèles sont représentées sur la sphère terrestre selon des domaines géographiques variés. S'agissant de représentations en deux dimensions, il est important de connaître les différents types de projections de la sphère terrestre sur un plan afin d'interpréter correctement ces cartes.

a. Quelques définitions sur la sphère terrestre

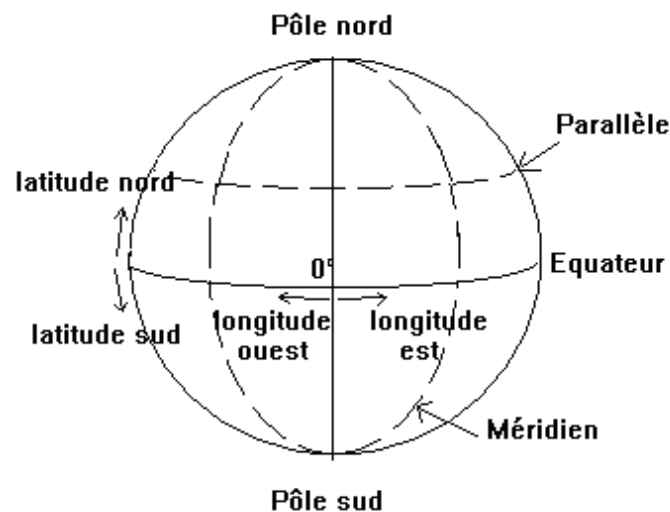


figure 5.15 : Rappels de terminologie sur la sphère terrestre. Source : Météo-France.

Grand cercle : intersection de la sphère et d'un plan passant par son centre.

Petit cercle : intersection de la sphère et d'un plan ne passant pas par son centre.

Méridien : demi grand cercle passant par les 2 pôles. Le méridien origine choisi est celui de Greenwich en Angleterre.

Equateur : grand cercle dont le plan est perpendiculaire à l'axe des pôles.

Parallèle : intersection de la sphère et d'un plan perpendiculaire à l'axe des pôles (mis à part l'équateur, les parallèles sont des petits cercles).

Cap : angle d'intersection de la trajectoire et d'un méridien.

Loxodromie : trajectoire à cap constant (c'est une portion de petit cercle, ce n'est pas le chemin le plus court).

Orthodromie : trajectoire la plus courte entre 2 points sur la terre, c'est la portion de grand cercle passant par ces 2 points.

Latitude : la latitude d'un point est la distance en degrés qui le sépare de l'équateur, elle varie de 0 à 90° nord ou sud (à l'équateur 0°, au pôle nord 90°N, au pôle sud 90°S).

1° latitude = 111.11 km. Les degrés de latitude représentent toujours la même distance sur la terre (111.11 km).

Longitude : la longitude d'un point est la distance en degrés qui le sépare du méridien origine, elle varie de 0 à 180° est ou ouest (sur le méridien de Greenwich elle vaut 0°).

Les degrés de longitude ne représentent pas les mêmes distances sur terre. Cette distance diminue avec la latitude, lorsqu'on s'éloigne de l'équateur.

Quelques unités utiles :

- 1° d'arc de grand cercle (ie 1° de latitude) = 60 milles nautiques = 111 km
- 1 mille nautique = 1 minute d'arc de grand cercle
- 1 nœud = 1 kt = 1 mille nautique à l'heure = 1852 mètres à l'heure

b. Les projections

La sphère n'étant pas développable sur un plan, on est contraint d'en faire la projection sur un volume qui le soit (cône, cylindre, plan tangent), ce qui entraîne des déformations plus ou moins importantes selon les zones considérées. On classe usuellement les projections en fonction des propriétés qu'elles conservent localement, notamment :

- la conformité : conservation des angles
- l'équivalence : conservation des surfaces
- l'équidistance : conservation des longueurs le long d'un méridien

Les différentes projections utilisées en cartographie possèdent certaines de ces caractéristiques ou s'en rapprochent plus ou moins.

Les principaux types de projections utilisés pour représenter les cartes météorologiques sont :

- **la projection cylindrique conforme de Mercator** (figure 5.16) : on projette la sphère sur le cylindre qui l'englobe. Parallèles et méridiens sont orthogonaux, les loxodromies sont des droites. La déformation augmente avec la latitude (les parallèles « s'éloignent ») et les surfaces des hautes latitudes sont ainsi surévaluées. Deux variantes existent : la **projection cylindrique équidistante**, qui conserve les longueurs dans la seule direction méridienne (les parallèles sont équidistants) et la **projection cylindrique équivalente** (projection de Peters) qui conserve les surfaces. Dans ce dernier cas, les rapports entre les surfaces des pays et continents correspondent à la réalité, mais les parallèles se resserrent lorsqu'on monte en latitude. Les trois exemples de la figure 5.17 illustrent chacune des projections. On voit que seule la projection équivalente conserve les rapports entre surfaces : le Groenland, 15 fois plus petit que l'Afrique, n'apparaît comme tel que sur la projection équivalente ;
- **la projection conique de Lambert** (figure 5.16) : il s'agit d'une projection conforme depuis le centre de la Terre sur un cône tangent ou sécant à la sphère le long de parallèles. Sur une telle carte, les méridiens convergent vers le point P, projection du pôle nord, et les parallèles sont des cercles concentriques autour de P ;
- **la projection stéréographique polaire** (figure 5.16 et figure 5.18) : c'est une projection conforme azimutale, dite de perspective, sur un plan tangent au pôle (ou sécant sur un parallèle) depuis le pôle opposé (point de perspective). Les parallèles sont des cercles concentriques, les méridiens convergent vers les pôles. Sur ce type de carte, il faut **être attentif lors de la lecture du vent** : en effet, pour une même direction de vent, la barbule n'aura pas la même orientation sur la carte, puisque cette orientation est donnée par l'angle entre le vent et les parallèles, et que les parallèles sont des cercles (voir exemple de la figure 5.18 avec des vents d'ouest) ;

- la **projection orthographique** (figure 5.19): C'est également une projection azimutale de perspective pour laquelle le point de perspective est à une distance infinie. On obtient alors une vue d'un hémisphère du globe, comme si on était situé dans l'espace.

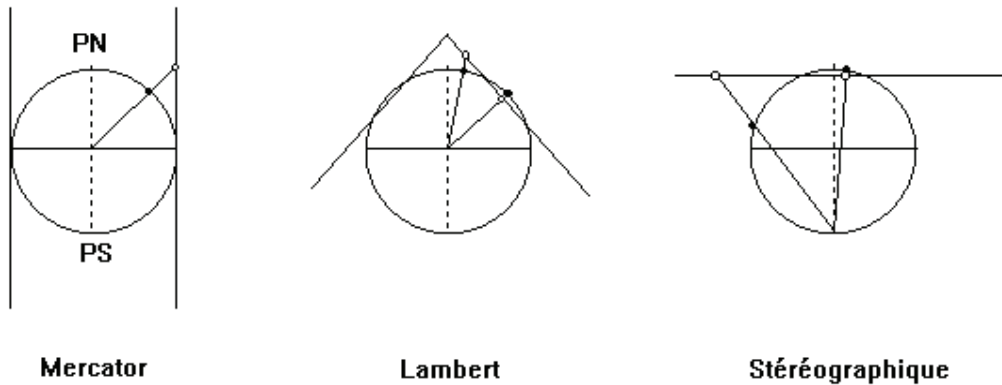


figure 5.16 : Les principaux types de projections utilisés en météorologie (le pôle nord – PN – est toujours situé en haut de la sphère).

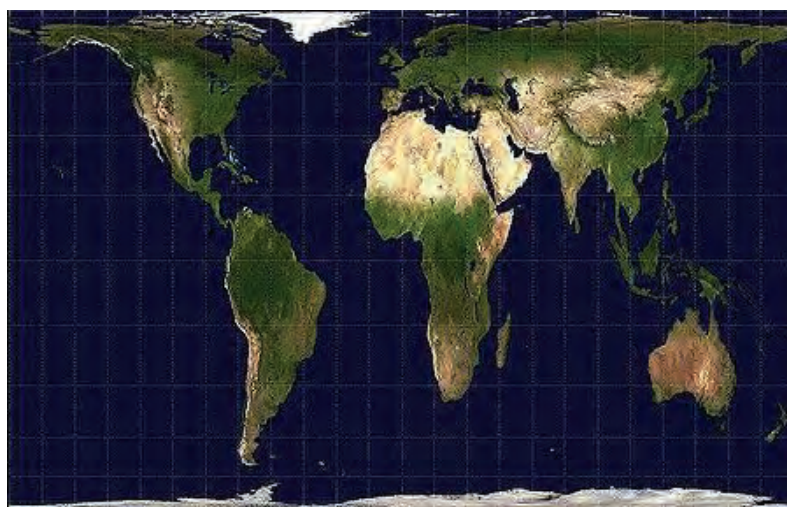
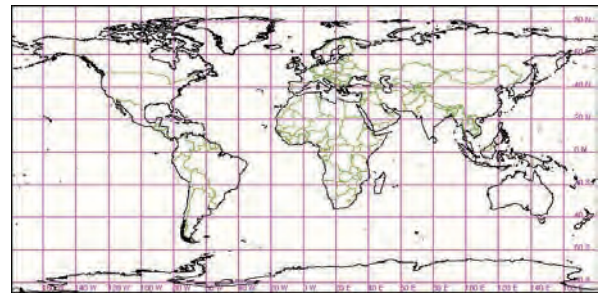
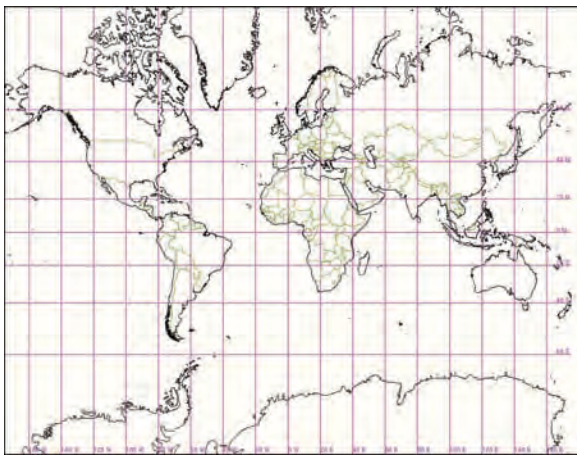


figure 5.17 : Trois exemples de projection cylindrique. En haut à gauche, projection de Mercator, avec hautes latitudes surdimensionnées. En haut à droite, projection équidistante (distances conservées le long d'un méridien, mais rapport entre les surfaces non respecté : les hautes latitudes sont toujours surdimensionnées). Source : Météo-France. En bas, projection équivalente : les rapports entre surfaces sont conservés. Source : http://fr.wikipedia.org/wiki/Projection_de_Peters.

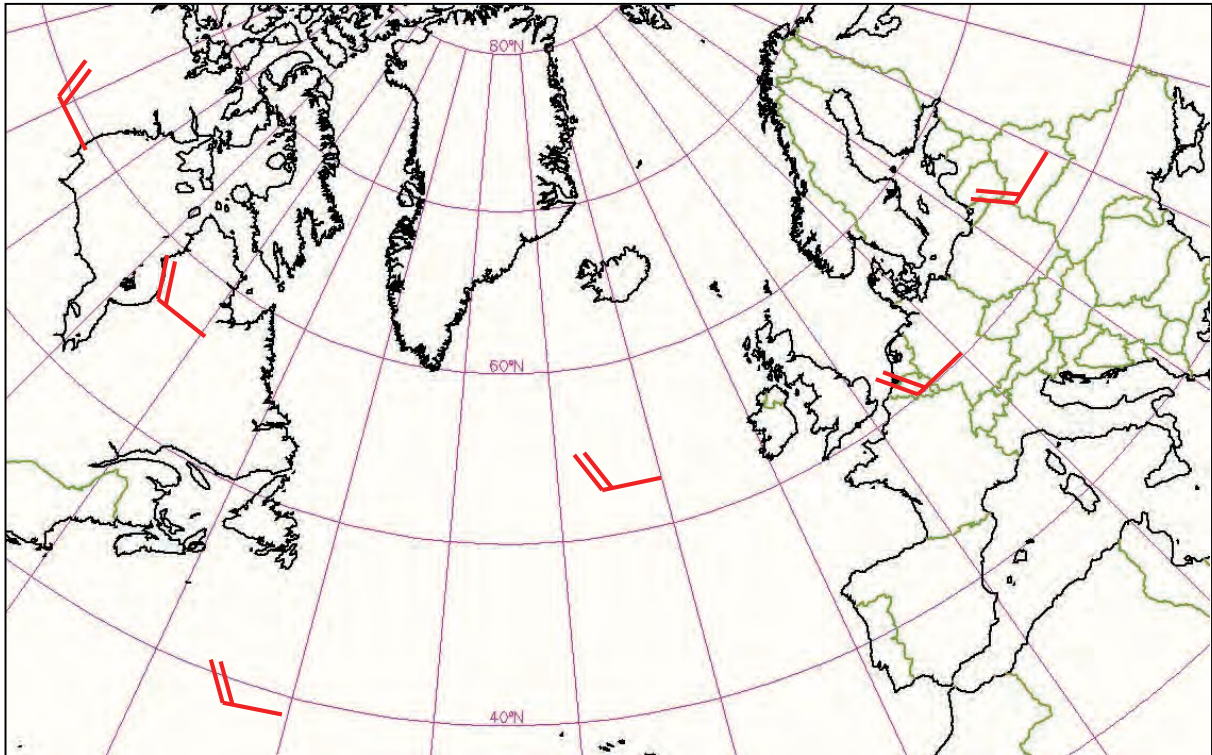


figure 5.18 : Exemple de projection stéréographique polaire avec pointage de vents d'ouest. Source : Météo-France.

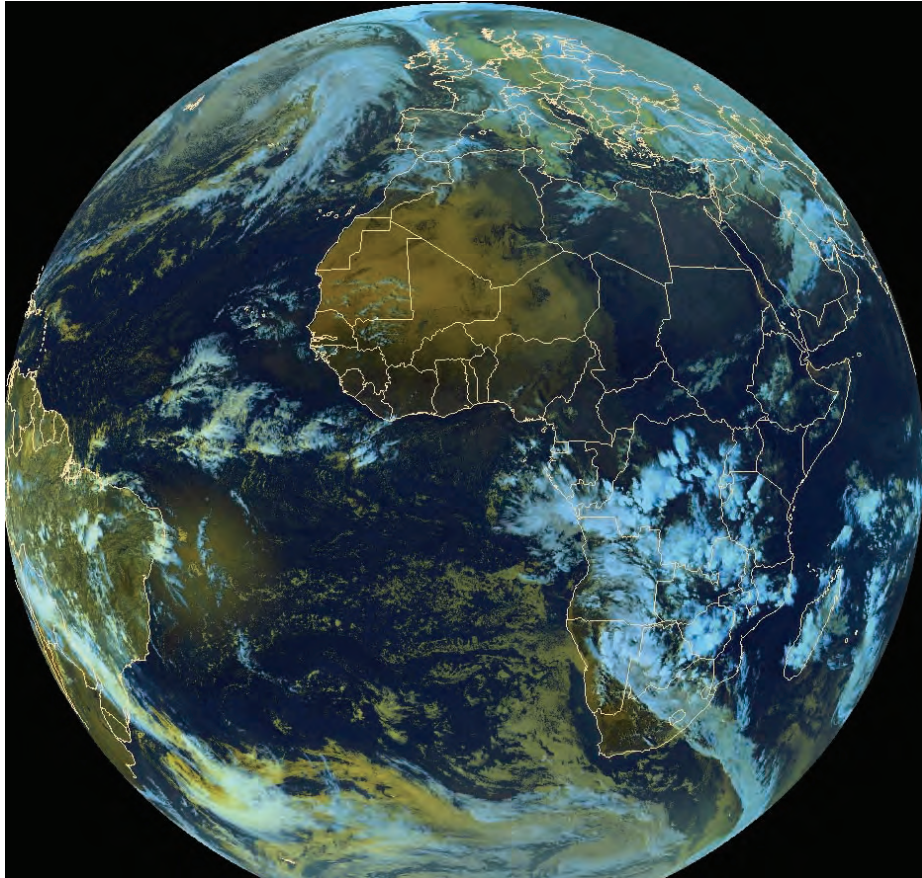


figure 5.19 : Exemple de projection orthographique – image satellite composition colorée. Source : Météo-France.

c. Synthèse

Dans le cadre de l'analyse et de la prévision météorologiques :

- les projections de type cylindrique (Mercator notamment) sont surtout utilisées pour les régions équatoriales et tropicales (en gros entre 30°N et 30°S), qui sont peu déformées. Elles sont également utilisées pour représenter la planisphère ;
- la projection stéréographique polaire est largement utilisée pour les latitudes tempérées et les hautes latitudes ;
- enfin, la projection orthographique est surtout utilisée pour afficher les images satellite sur de vastes domaines.

5.2.2 Les différents types de cartes

Le pointage des observations de surface est diffusé par Météo-France selon deux formats standards, nommés TH (Tour d'Horizon) disponibles dans toutes les stations météorologiques métropolitaines sous format papier (voir exemples sur figure 5.20 et figure 5.21) :

1. le TH25 sur le domaine France (échelle moyenne 1 cm pour 25 km sur le format papier historique) :

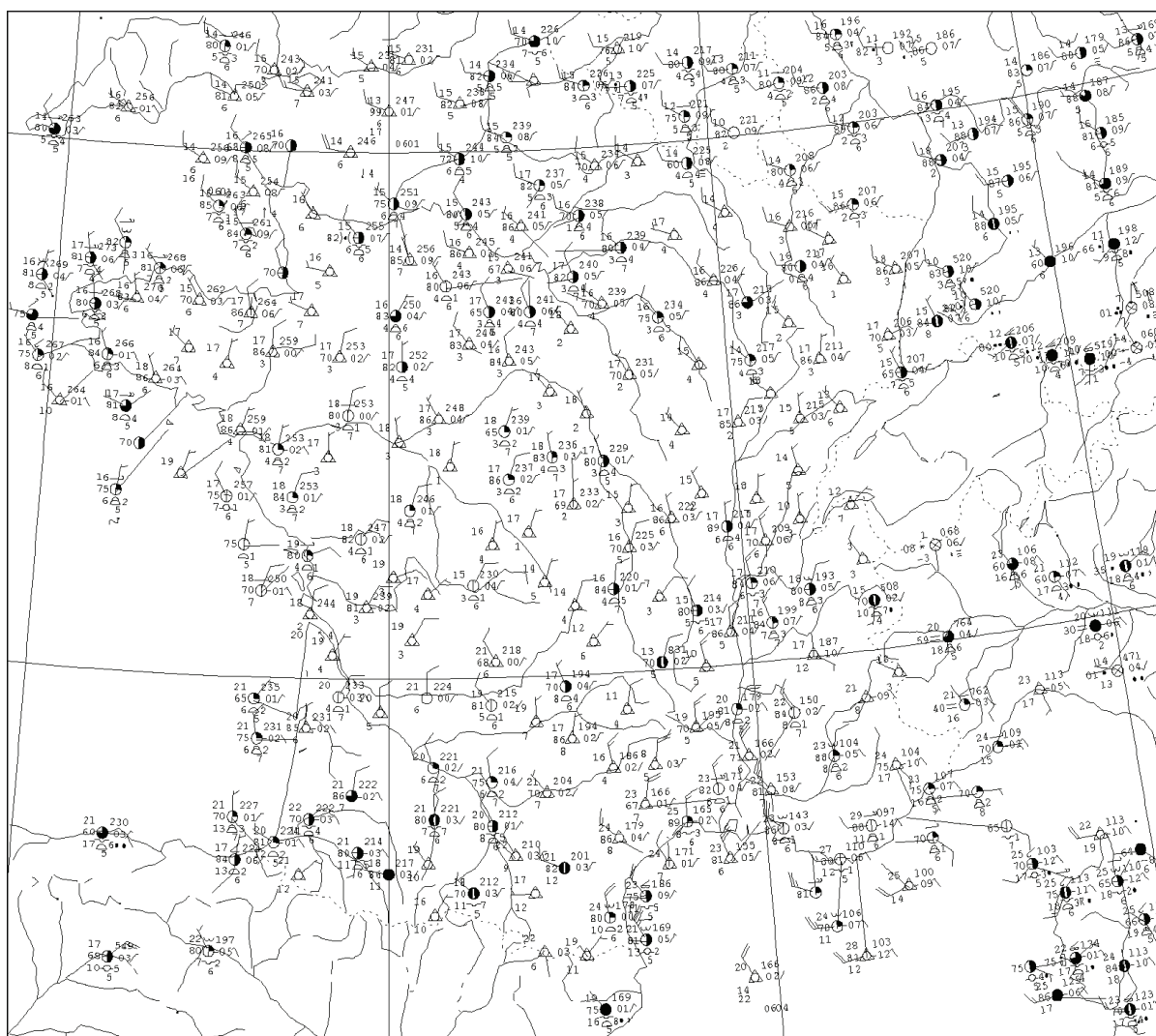


figure 5.20 : Exemple de pointage TH25 du 18 septembre 2012 à 12TU. Source : Météo-France.

2. Le TH50 sur le domaine Europe Occidentale (échelle moyenne 1 cm pour 50 km sur le format papier historique) :

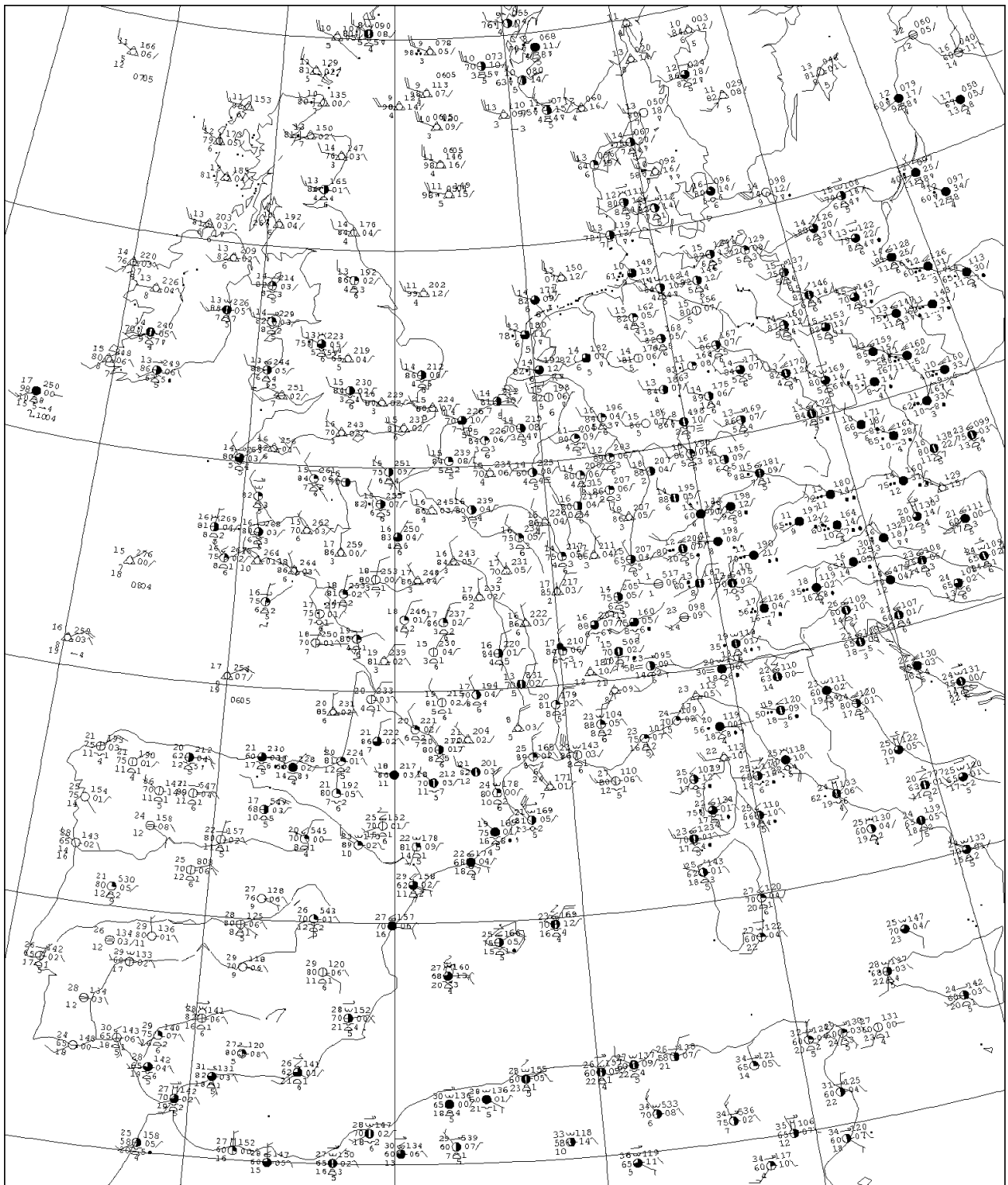


figure 5.21 : Exemple de carte TH50 du 19 septembre 2012 à 12TU. Source : Météo-France.

Ces TH sont diffusés toutes les trois heures, aux réseaux synoptiques principaux et secondaires. À noter que jusqu'en 2002 était diffusée toutes les 6 heures vers le Centre National de Prévisions de Météo-France, la carte pointée appelée « norvégienne », qui représentait le pointage des observations de surface sur le domaine Europe – Atlantique – Est de l'Amérique du Nord, et qui

servait de base au tracé des analyses en Pmer + frontologie (carte nommée isofront que nous verrons plus loin dans ce chapitre).

Actuellement, les cartes de pointage sont disponibles toutes les heures (voire même actualisables toutes les six minutes sur le territoire métropolitain) sur les consoles des prévisionnistes, sur n'importe quel domaine géographique du globe (figure 5.22).

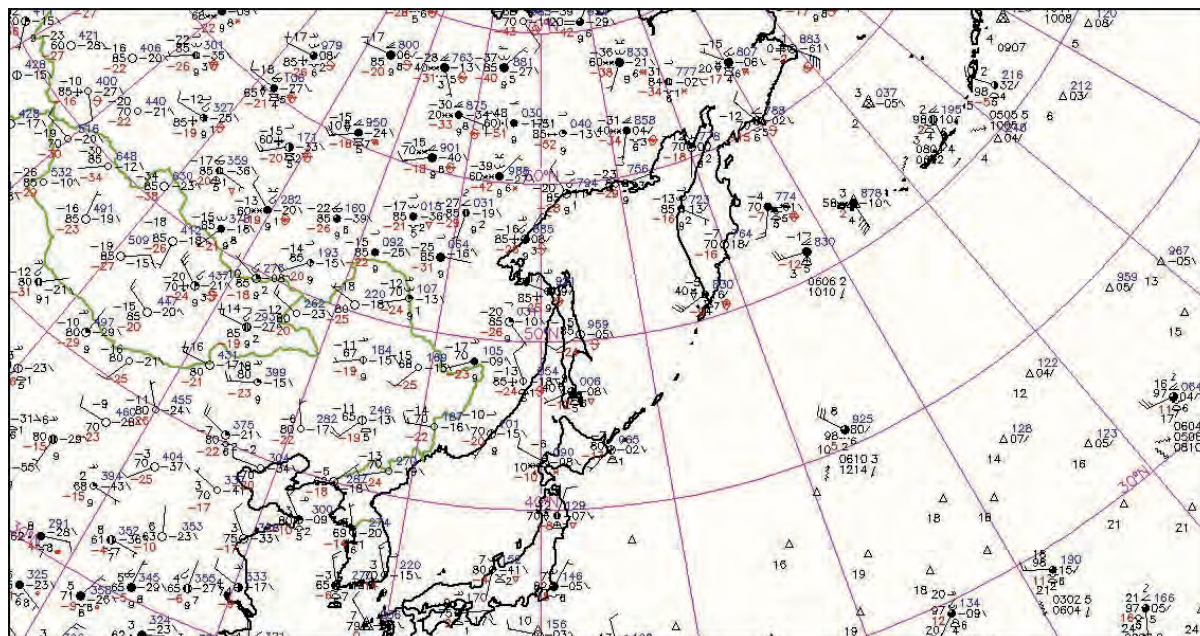


figure 5.22 : Exemple de pointage sur un domaine quelconque (console du prévisionniste Météo-France).

5.2.3 Le tracé du TH

Nous allons aborder ici un aspect désuet de l'analyse météorologique opérationnelle, mais qui revêt un certain intérêt pédagogique. Le tracé manuel d'un TH consiste, à partir de la carte pointée au format papier, à :

- tracer les isobares de la Pmer ;
- identifier les grandes zones de temps sensible ;
- esquisser le tracé des fronts de surface ;
- éventuellement tracer des isallobares (courbes d'égale valeur de la tendance de pression sur 3 heures).

Historiquement, ce tracé était réalisé manuellement sur papier par les analystes. Cela permettait de suivre l'évolution des dépressions et des fronts associés, notamment aux réseaux synoptiques secondaires, entre deux cartes norvégiennes. A présent, les tracés se font sur écran, la Pmer est fournie par les modèles de prévision, éventuellement retouchée par l'analyste. Dans le cadre opérationnel, on se limite actuellement au tracé d'un **anasyg** (Pmer + fronts + divers objets de la dynamique atmosphérique) toutes les 6 heures sur un domaine équivalent à celui de la « norvégienne ». Nous aborderons le tracé de ce type de document dans le tome 2 de cet ouvrage. Le tracé manuel d'un TH revêt un intérêt pédagogique car il permet de comprendre le lien entre vent en surface – Pmer – fronts – et temps sensible.

a. Tracé des isobares et des centres d'action

- En France, les isobares sont **tracées de 5 en 5 hPa** (dans les pays anglo-saxons, elles sont souvent tracées de 4 en 4 hPa).
- L'isobare de référence 1015 hPa est renforcée en trait épais.

- La **cote de l'isobare** est indiquée une fois si l'isobare est fermée sur le domaine, sinon elle est indiquée une fois à chaque extrémité du domaine.
- Le tracé débute en commençant par les centres dépressionnaires, plus faciles à identifier.
- Le gradient horizontal doit être le plus régulier possible et il est proportionnel à l'intensité du vent, hors des zones influencées par le relief. Pour un même gradient de pression, le vent est plus fort dans un anticyclone que dans une dépression (vent géostrophique + correction de courbure) et plus faibles aux hautes latitudes qu'aux latitudes tempérées (influence de la force de Coriolis).
- Le vent aide au tracé de la courbure des isobares, qui doit être relativement lissé, sauf au niveau des zones frontales, signalées par des cassures de vent (thalwegs).
 - Le vent tourne dans le sens **anti-horaire autour des dépressions** dans l'hémisphère nord et en sens inverse autour des anticyclones (loi de Buys-Ballot- géostrophisme).
 - L'effet du frottement près du sol fait que le vent n'y est pas parallèle aux isobares : il a tendance à **converger vers le centre des dépressions et à diverger depuis les centres anticycloniques**. Ce frottement est plus marqué sur terre que sur mer. L'angle entre vent et isobares est en général inférieur à 20° en mer, compris entre 20 et 40° sur terre.
 - Attention, dans les zones de relief, ou par effets de brises, le vent peut ne pas être en accord théorique avec le champ de pression dessiné et l'angle avec les isobares peut atteindre voire dépasser les 90° .
- Il faut en outre faire attention :
 - aux stations de montagne dont le pointage ne peut être pris en compte pour le tracé ;
 - aux stations déportées : lorsque la densité de stations l'impose, le symbole d'une station peut être déporté de son emplacement réel. Un trait relie alors le symbole à cet emplacement.
- Le centre des dépressions et des anticyclones est indiqué respectivement par les lettres D (en rouge) et A (en bleu).
- On peut préciser à l'aide d'une flèche dirigée **vers le bas ou vers le haut** l'évolution de chaque centre d'action (respectivement **creusement ou comblement** pour les dépressions, et **affaissement ou renforcement** pour les anticyclones).
- Les thalwegs et dorsales peuvent éventuellement être matérialisés, respectivement par un trait continu droit et par un trait plein en zigzag.

La figure 5.23 propose un exemple de tracé d'isobares et centres d'actions. On y remarque notamment le thalweg bien marqué qui s'étend de l'Islande au Golfe de Gascogne, avec une rotation de vent remarquable au large de la Bretagne qui indique la courbure et la cassure de l'isobare. On notera que sous le vent du relief (exemple ici la côte Cantabrique), la tendance est plutôt dépressionnaire et cyclonique, tandis qu'au vent c'est l'inverse, on aura tendance à avoir une excroissance anticyclonique.

b. Zonage du temps présent

Il s'agit de mettre en relief les grandes zones de temps sensible, notamment celles liées aux différents secteurs des perturbations. Ce zonage peut être un bon préalable pour effectuer le tracé des fronts et pour l'élaboration d'une carte de type « nébul » observée. Il permet en particulier de distinguer entre pluie stratiforme et pluie convective. Historiquement, ce travail se faisait à l'aide de crayons de couleur aujourd'hui disparus des salles opérationnelles.

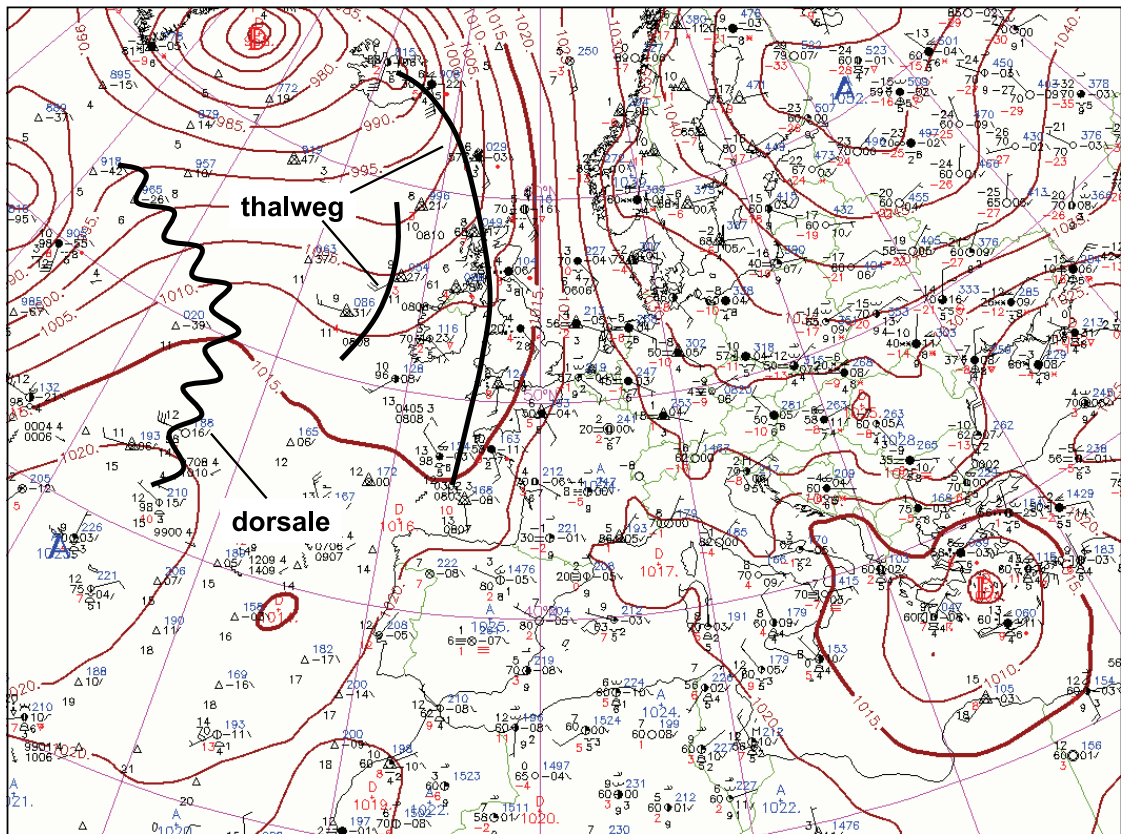


figure 5.23 : Exemple de tracé de TH. Situation du 22 janvier 2010 à 06 h UTC. Source : Météo-France.

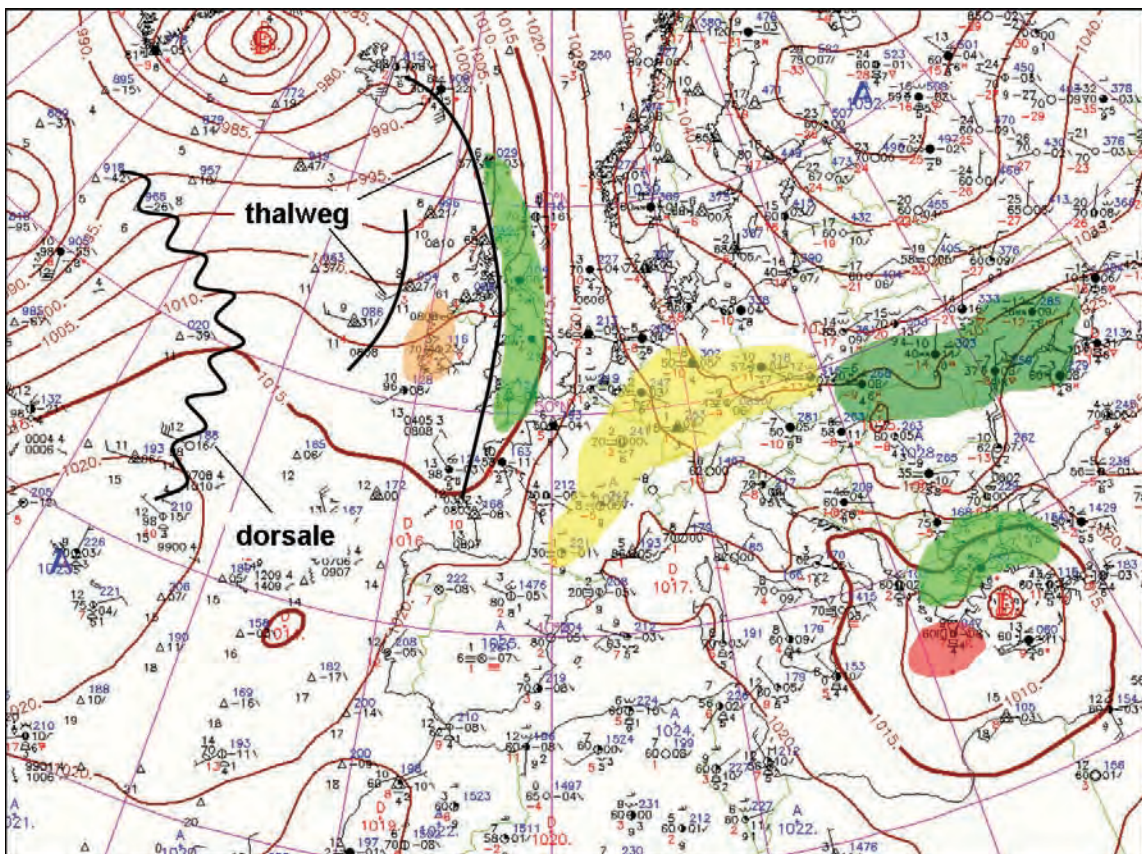


figure 5.24 : Sur la même situation qu'à la figure 5.23, zonage du temps présent.

Les codes couleurs utilisés sont les suivants :

- couleur verte : précipitations sans caractère orageux ou d'averse :
 - vert clair : bruine ou bruine verglaçante ;
 - vert moyen : pluie ou pluie verglaçante ;
 - vert foncé : précipitations solides (neige, granules de glace) ;
- couleur orange : précipitations sous forme d'averses (pluie ou neige) ;
- couleur rouge : orages ;
- couleur jaune : brume ou brouillard.

L'exemple de la figure 5.24 met en évidence une bande pluvieuse à l'avant du thalweg (sans doute un front froid), une zone de traîne à l'arrière, une zone de brumes et brouillards sous les champs anticycloniques à l'avant de la perturbation, une zone de neige en face sud de l'anticyclone scandinave, et enfin des pluies et de l'orage autour de la dépression centrée sur la Grèce.

c. Autres tracés

Les TH peuvent également permettre de tracer des **courbes isallobares**, c'est-à-dire d'égale tendance de pression. Très utile à l'époque où les modèles de prévision étaient peu performants voire inexistant, ce type de tracé est tombé presque totalement dans l'oubli. En mettant en évidence les noyaux de fortes baisses de pression, on peut anticiper la trajectoire des centres dépressionnaires à quelques heures d'échéance : le centre de la dépression tend à se diriger vers le maximum de baisse.

Les isallobares se tracent tous les hPa, elles sont tracées en bleu pour les valeurs positives et en rouge pour les valeurs négatives et cotées en chiffres romains.

On nomme noyaux de baisse les zones de plus forte baisse de pression, donc de tendance négative, et noyaux de hausse les zones de plus forte hausse de pression.

Enfin, notons que les TH peuvent permettre d'esquisser le tracé des fronts. Nous n'aborderons pas cette problématique ici car le tracé de la frontologie doit être appréhendé dans sa globalité, c'est-à-dire à l'aide de l'ensemble des outils disponibles. On se reportera donc au tome 2 pour aborder ce sujet.

chapitre 6. Les observations d'altitude et les masses d'air



Source : Météo-France/DSO.

On classe dans cette catégorie toutes les observations réalisées in situ (c'est-à-dire non télédéteectées) qui ne sont pas situées à la surface terrestre mais dans l'atmosphère libre. La plupart de ces observations sont obtenues à l'aide des radiosondages, qui constitueront donc la majeure partie de ce chapitre. Nous verrons cependant que d'autres observations d'altitude existent, notamment les données issues de l'aviation commerciale. Au delà des seules observations, nous aborderons la notion de masses d'air, utile autant pour la compréhension globale d'une situation synoptique que pour la compréhension locale d'un profil atmosphérique vertical.

6.1 Le pointage des observations d'altitude

6.1.1 Les différents types d'observations

a. Les radiosondages

Effectués une à deux fois par jour selon les stations, en général à midi et/ou minuit, les radiosondages fournissent une information en température, vent, et humidité à différents niveaux de la troposphère. Ils sont censés fournir des observations selon une verticale, ce qui n'est pas

tout à fait vrai puisque plus le vent est fort (et c'est souvent le cas en altitude), plus la trajectoire du ballon sera oblique et s'éloignera du profil vertical recherché. Toutefois, on peut admettre qu'un radiosondage est représentatif de la structure verticale de l'atmosphère dans la région du site de lancement. La carte de la figure 6.1 indique la position des sites de radiosondages en Europe.



figure 6.1 : Carte des sites de radiosondages européens avec pointage du tampon masse d'air pour la plupart d'entre elles (certaines stations non disponibles pour certains réseaux), à la date du 22 avril 2010 à 12 UTC. Source : Météo-France.

Outre l'utilisation pour l'analyse de la carte masse d'air, ou pour l'analyse d'un profil vertical en un point donné, les données issues des radiosondages sont utilisées par les modèles numériques de prévision du temps pour leurs analyses. Ils sont aussi utilisés pour calibrer les mesures effectuées par les satellites.

Les paramètres mesurés par la sonde reliée au ballon sont la température, la température du point de rosée, la pression. Le vent est déduit de la vitesse de déplacement du ballon. Le message transmis par un ballon-sonde s'appelle message TEMP.

b. Les données avion

Les appareils des flottes de l'aviation commerciale et militaire sont souvent équipés de capteurs qui permettent de mesurer plusieurs paramètres tels la température, le vent, l'humidité, la pression. Les différents types de messages transmis par les avions sont :

- les ACARS (Aircraft Communication Addressing and Reporting System) qui ne sont pas des messages spécifiquement météorologiques, mais qui peuvent contenir des informations sur des paramètres atmosphériques ;
- les AIREP (Aircraft Report), et les AMDAR (Aircraft Meteorological Data Relay) qui sont des messages purement météorologiques, les différences entre les deux types provenant du mode de transmission et de collecte de l'information sur le réseau mondial.

Ces données avion sont particulièrement utiles lors des phases de décollage et d'atterrissage car elles permettent d'avoir une vue de la structure verticale de l'atmosphère. À la différence des autres sources de données, elles sont réparties de façon très hétérogène dans le temps et surtout dans l'espace, les routes aériennes se concentrant sur des zones bien précises du globe. En revanche, elles fournissent un complément appréciable sur les zones maritimes, pauvres en observations.

6.1.2 Le pointage des observations d'altitude

a. Le pointage ponctuel

Ce type de pointage est très voisin de celui des stations situées en surface. Simplement, le nombre d'informations est plus réduit, car les observations sont entièrement automatisées, sans expertise humaine. Sont donc mentionnés :

- la température ;
- le vent (direction et force) ;
- la pression (en hPa) ;
- éventuellement la température du point de rosée.



figure 6.2 : Exemple de pointage d'une observation d'altitude en atmosphère libre.

Sur l'exemple de la figure 6.2, la température est de -20°C pour une pression de 703 hPa, et une altitude de 2980 mètres. Il s'agit d'une observation avion (AIREP ou AMDAR, voir figure 6.3).

TEMP ou PILOT	○
AIREP et AMDAR	◇
ACARS	□

figure 6.3 : Symboles utilisés à Météo-France pour figurer les différentes sources d'observations d'altitude.

Notons que les anciennes cartes correspondaient chacune à un niveau de pression constant (850 hPa, 500 hPa, etc.) et le pointage ne comprenait alors pas la valeur de la pression.

Sur les consoles des prévisionnistes une visualisation multi-niveaux est possible, ce qui permet d'obtenir plusieurs observations sur la trajectoire des avions pendant un intervalle de temps donné. La figure 6.4 en propose un exemple. Sur un intervalle de temps d'une heure, on peut suivre les mesures effectuées par plusieurs appareils évoluant à des altitudes différentes. Les 2 avions évoluant vers la tropopause sont particulièrement faciles à suivre en raison de leur cap et de leur altitude constants.

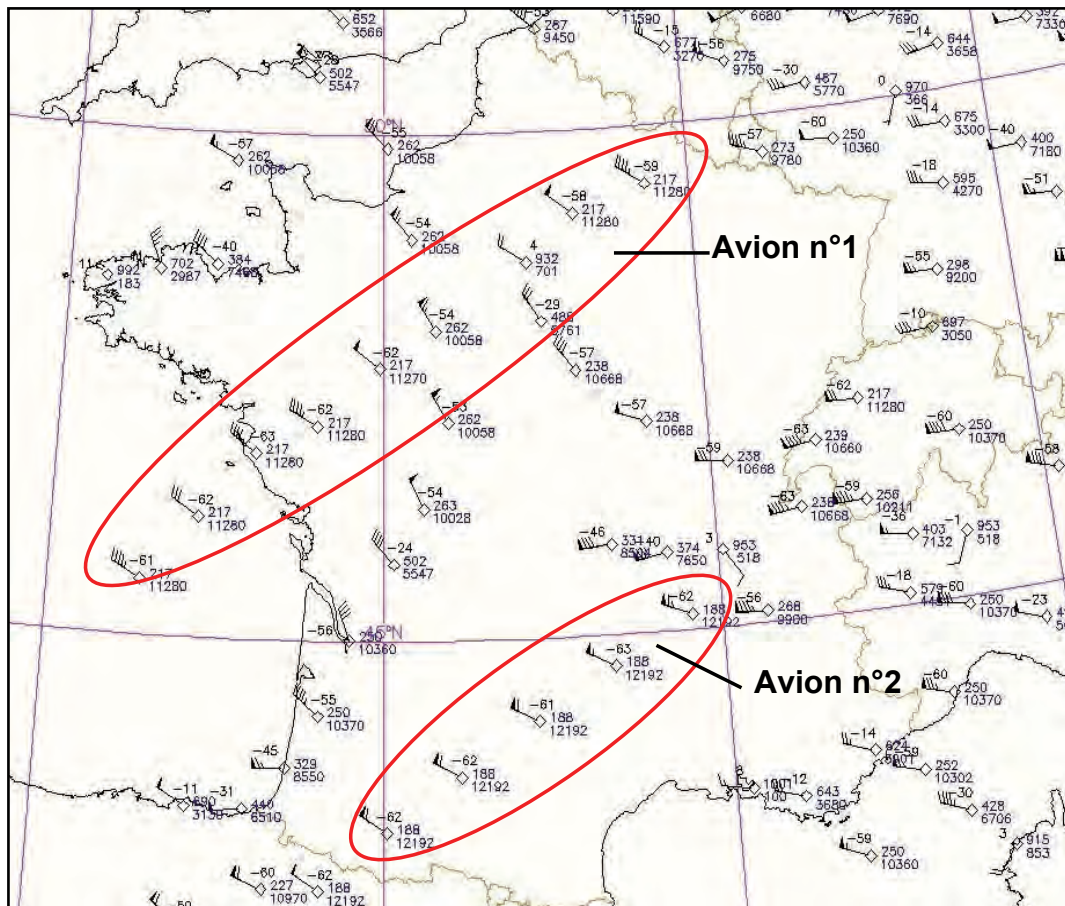


figure 6.4 : Exemple de pointage de données avion sur un intervalle d'une heure. Source : Météo-France.

b. Le pointage des profils verticaux

La représentation la plus connue de ces profils est l'émagramme 761, utile pour l'étude détaillée de la masse d'air à l'échelle aérologique. Ce n'est pas notre propos ici où nous parlerons du pointage des « tampons masse d'air », qui donne une vision rapide en trois dimensions de la répartition des masses d'air sur un vaste domaine, à l'échelle synoptique. Ces profils verticaux

sont représentés sous une forme beaucoup plus schématique que les émagrammes. On peut alors regrouper sur une zone géographique plus ou moins étendue des radiosondages ayant suffisamment de caractéristiques communes, les replacer dans le contexte synoptique, et suivre leur évolution. On met ainsi en évidence des masses d'air typiques des différents secteurs d'une perturbation (traîne, secteur chaud, corps pluvieux, marge, zones orageuses, etc.). On retiendra donc :

- émagramme = étude locale précise du profil vertical ;
- tampon masse d'air = analyse synoptique d'un grand nombre de radiosondages.

Pour caractériser du mieux possible la masse d'air on utilise un paramètre qui ne varie pas lorsque cette masse d'air subit des compressions ou des détentes (c'est-à-dire des ascendances ou des subsidences), y compris si ces processus entraînent un changement d'état de l'eau (condensation, fusion, vaporisation, etc.). Ce paramètre est la θ'_w (température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé), qui est :

- à peu près constante sur l'horizontale au sein d'une masse d'air donnée ;
- très différente d'une masse d'air à l'autre (de part et d'autre d'un front froid par exemple) ;
- lentement variable dans le temps au sein d'une masse d'air donnée. Lors des transformations rapides comme les détentes ou les compressions adiabatiques, elle varie donc peu ou pas.

La variation dans le temps est principalement due aux échanges de chaleur et d'humidité avec la surface. La θ'_w augmente avec un apport de chaleur et/ou d'humidité, tandis qu'elle diminue lorsque la masse d'air se refroidit ou s'assèche.

Quelques rappels sur l'émagramme et les principaux paramètres associés :

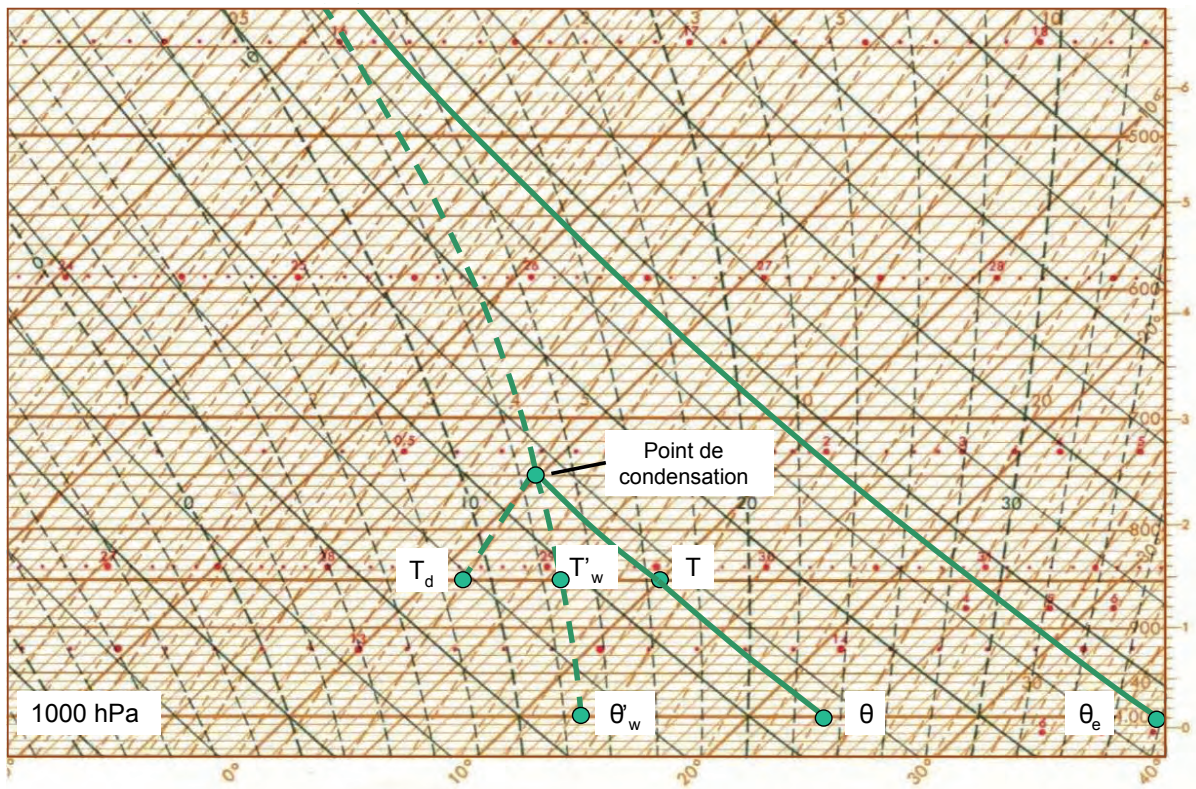


figure 6.5 : Détermination des différents paramètres thermodynamiques pour une particule d'air à 850 hPa, de température 10 °C, et de rapport de mélange 5 g/kg.

La figure 6.5 permet de visualiser les paramètres thermodynamiques associés à une particule d'air à 850 hPa, de température 10 °C et de rapport de mélange 5 g/kg (point T) :

- sa **température potentielle θ** , obtenue en partant de T et en suivant une adiabatique sèche jusqu'à 1000 hPa, est égale à 23.5 °C. Elle est indépendante de l'humidité de l'air ;
- sa **température du thermomètre mouillé T'_w** , obtenue à partir du point de condensation en redescendant le long d'une pseudo-adiabatique saturée jusqu'au niveau de la particule (ici 850 hPa), est de presque 6 °C ;
- sa **température du point de rosée T_d** , obtenue par l'intersection de l'isobare à laquelle se trouve la particule (ici 850 hPa) avec l'iso-rapport de mélange saturant égal à son rapport de mélange (ici 5 g/kg) est de 1.5 °C ;
- sa **température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé θ'_w** , obtenue à partir du point de condensation en redescendant le long d'une pseudo-adiabatique saturée jusqu'à 1000 hPa, est de 12.5 °C environ ;
- sa **température potentielle équivalente θ_e** , obtenue à partir du point de condensation en remontant le long d'une pseudo-adiabatique saturée jusqu'à l'isoligne 0 g/kg (asymptote de l'émagramme) et en redescendant le long d'une adiabatique sèche jusqu'à 1000 hPa, est d'environ 38 °C. Elle représente la température d'une particule qui subirait un effet de fœhn parfait.

Le tampon masse d'air

La représentation sur un tampon masse d'air prend la forme d'un diagramme composé de deux axes (figure 6.6) :

- un axe vertical coté en hPa, représentant la pression ;
- un axe horizontal coté en °C, représentant la température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé, θ'_w ;
- l'isotherme 0 °C est représentée en pointillés, de même que le niveau 500 hPa ;
- l'isotherme -10 °C peut parfois être représenté (non montré ici) ;
- les niveaux 925 et 850 hPa sont parfois matérialisés par deux traits situés à la gauche de l'axe vertical ;
- suivant le support de visualisation (papier, écran), les représentations des axes pourront être légèrement différentes (graduations pression seulement sur la droite, absence des graduation des niveaux 850 et/ou 925, etc.).

L'axe vertical coupe l'axe horizontal au niveau de la valeur de 10 °C, qui est proche de la valeur moyenne de la θ'_w de basses couches sous les latitudes tempérées.

Sur ce diagramme sont représentées :

- la courbe d'état (température, pression) ;
- la courbe du thermomètre mouillé ou courbe bleue (t'_w et pression).

Attention, ce diagramme représente l'allure des 2 courbes dans le repère formé par le couple (θ'_w – pression), mais on ne pourra pas s'en servir pour déterminer la température à un niveau donné à partir de la courbe d'état (pas de repère en température hormis l'iso-0 °C). La courbe bleue (t'_w) permet en revanche de déterminer la θ'_w mais ce n'est pas l'objet principal du diagramme.

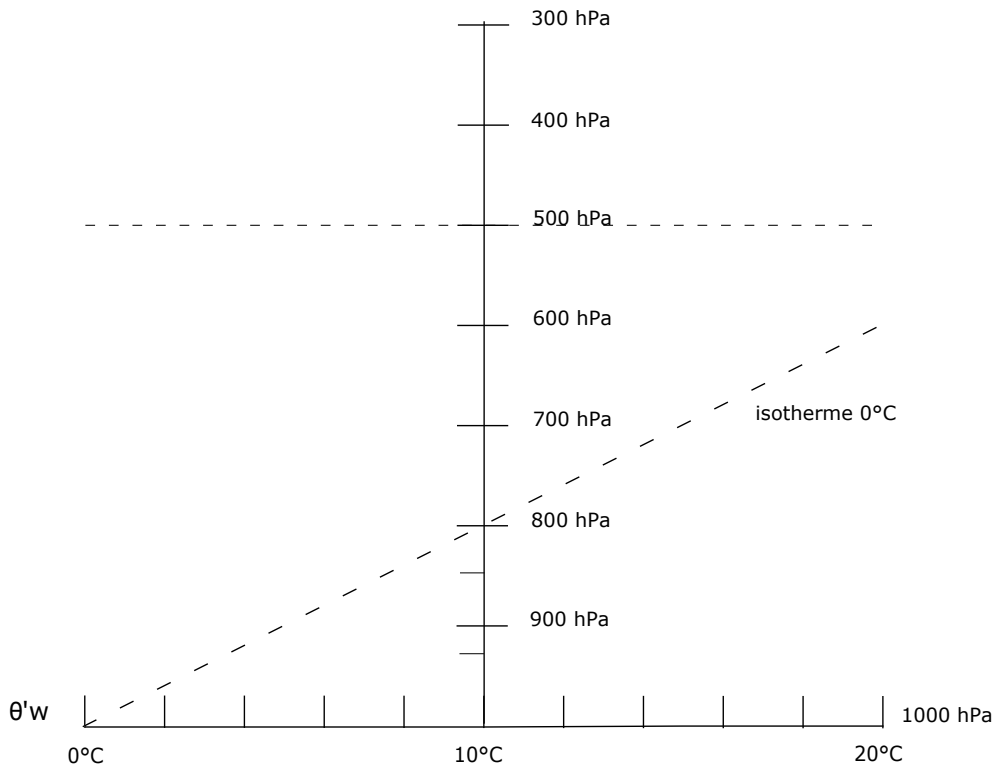


figure 6.6 : Diagramme du tampon masse d'air

À travers l'étude de ces diagrammes, on peut diagnostiquer rapidement (figure 6.7) :

- l'humidité de la masse d'air suivant l'altitude : plus les deux courbes sont rapprochées, plus la masse d'air est humide (si elles sont confondues, l'atmosphère est saturée) ;
- la stabilité de la masse d'air : l'inclinaison de la courbe bleue à gauche de la verticale indique une masse d'air instable au moins de façon conditionnelle (décroissance de la θ'_w avec l'altitude). Pour la courbe d'état, l'analyse est plus difficile : si la masse d'air est très humide ou saturée, la pente est très proche de celle de la courbe bleue et l'on revient au cas précédent. Sinon, une étude détaillée sur un émagramme sera nécessaire ;
- les vents à différents niveaux : permet de mettre en évidence l'origine de la masse d'air, les jets, les passages de fronts en surface, l'arrivée d'un front en altitude ;
- dans certains cas, l'altitude de la tropopause, marquée par une brusque bascule vers la droite des deux courbes (stratosphère très stable).

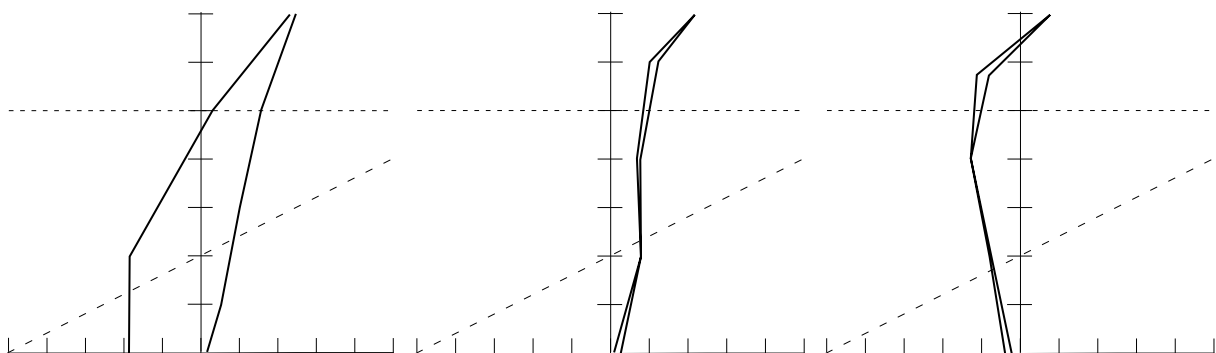


figure 6.7 : Exemples de tampons masse d'air. De gauche à droite : sec et stable ; humide à saturé et stable ; humide à saturé et instable.

Remarques importantes :

1. Au dessus de 400 hPa, il est fréquent que les deux courbes deviennent très proches : cela ne signifie pas forcément que la masse d'air est saturée à ces niveaux. Cela est simplement dû au fait qu'avec les basses températures qui règnent en haute troposphère l'humidité spécifique est faible et les iso- θ'_w sont quasi-parallèles aux iso- θ . La t'_w se retrouve donc très proche de la température T.
2. On ne cherchera pas à faire une analyse très fine des couches nuageuses à partir du tampon, notamment pour ce qui concerne les nuages convectifs, car il n'est pas possible de déterminer finement le point de condensation et le niveau de convection libre.
3. Si les profils de l'émagramme et du tampon sont relativement proches dans les basses couches (les iso- θ'_w sont quasi-verticales près du sol sur l'émagramme), ils diffèrent de plus en plus en prenant de l'altitude, les deux courbes basculant nettement vers la droite sur le tampon (cf. inclinaison des iso- θ'_w sur la figure 6.5).
4. Notons enfin que si ces tampons masse d'air sont principalement destinés à l'analyse synoptique d'une situation, des structures dues aux effets locaux peuvent apparaître sur les profils dans les basses couches, qui peuvent rendre cette interprétation synoptique délicate.

6.2 Les masses d'air

6.2.1 Les différents types de masse d'air

L'atmosphère n'étant jamais figée, un profil vertical en un point donné va constamment varier au cours du temps. Néanmoins, loin des zones frontales, on peut considérer que ces variations sont lentes, du moins lorsque l'on s'éloigne du sol. On peut ainsi mettre en évidence des grands types de masses d'air qui vont permettre de baliser par exemple les différents secteurs d'une perturbation. On distingue deux grands types de masses d'air :

- les masses d'air subissant une **évolution cinématique**, c'est-à-dire animées de mouvements verticaux de grande échelle (ascendances ou subsidences) ;
- les masses d'air subissant une **évolution thermique**, c'est-à-dire échangeant de la chaleur avec la surface (processus diabatiques). Les masses d'air se réchauffant à la base seront de type **convectif**, celles se refroidissant seront de type **radiatif**.

Dans la réalité, les deux processus coexistent bien sûr en permanence, mais c'est le processus prépondérant qui sera pris en compte pour désigner le type de masse d'air.

Remarque importante :

Dans les profils types présentés ci-après, c'est l'allure générale du profil qui est caractéristique, tandis que les valeurs de θ'_w peuvent en réalité être très différentes de celles des exemples choisis.

a. L'évolution cinématique (type K)

Ces masses d'air sont soumises à des **mouvements verticaux d'échelle synoptique** (on ne se place pas à l'échelle de la convection) essentiellement adiabatiques ou pseudo-adiabatiques. Ceci permet une homogénéisation de la masse d'air : **la θ'_w est plus ou moins constante sur la verticale**. La courbe bleue est donc quasi-verticale (son inclinaison légère vers la droite ou la gauche va être liée à la stabilité de la masse d'air). Ce sont ces mouvements verticaux qui

imposent le profil ; des échanges thermiques avec la surface existent bien sûr, mais ils sont confinés à la couche limite et n'influencent donc que le pied du profil. La courbe d'état quant à elle peut avoir une pente importante, totalement différente de la courbe bleue.

Rappelons que :

- Mouvement subsident => assèchement et réchauffement (au sens de la température T) de la masse d'air => les deux courbes sont de plus en plus éloignées à mesure que l'on se rapproche de la surface (au dessus d'une inversion éventuelle de basses couches).
- Mouvement ascendant => humidification et refroidissement (au sens de la température T) de la masse d'air => les deux courbes se rapprochent voire se confondent (saturation), et ce d'autant plus que l'on s'élève.

Le type Kd : cinématique divergent

Il s'agit d'une masse d'air soumise à des subsidences synoptiques, et donc à de la divergence dans les basses couches. Les courbes ont tendance à s'éloigner lorsqu'on se rapproche de la surface, la masse d'air étant de plus en plus sèche. Exemple de masse d'air Kd : sous les anticyclones subtropicaux sièges de subsidences généralisées. En général, ciel clair.

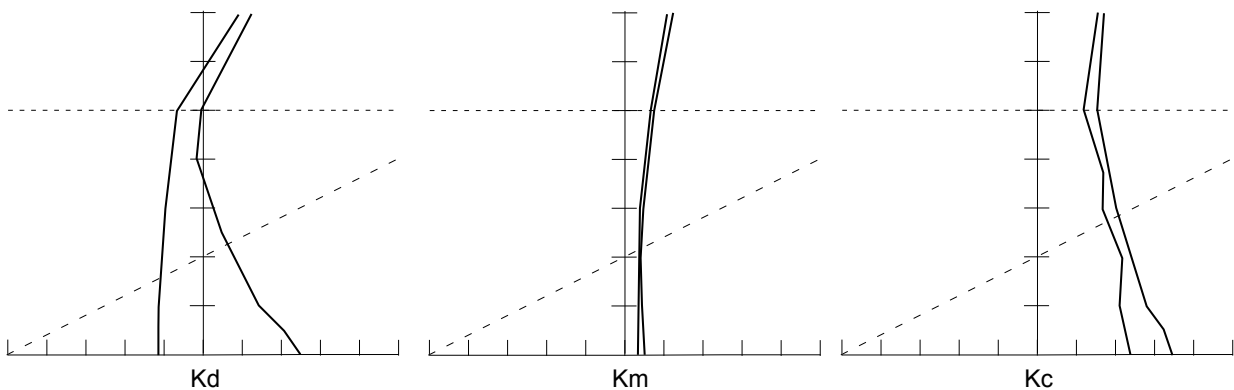


figure 6.8 : Les trois types de profils cinématiques.

Le type Km : cinématique de mélange

Il s'agit d'une masse d'air soumise à des ascendances synoptiques, et donc à de la convergence dans les basses couches. Les deux courbes ont tendance à se rapprocher voire à se confondre lorsqu'on s'élève en altitude. La masse d'air est plutôt stable, c'est-à-dire que la θ'_w est constante voire augmente légèrement avec l'altitude (figure 6.8).

Exemple de masse d'air Km : elle est observée au niveau d'un front chaud ; la masse d'air est saturée et bien homogénéisée sur une grande épaisseur. On note la présence de couches nuageuses stratiformes à tous les niveaux et de la pluie.

Le type Kc : cinématique convergent

Si la masse d'air soumise à des ascendances est instable on parle de type Kc : la θ'_w tend à diminuer avec l'altitude. Notons par ailleurs que les mouvements ascendants ont tendance à instabiliser la masse d'air et la courbe bleue peut ainsi être inclinée vers la gauche. En général, la masse d'air est moins homogène que pour le Km et les courbes sont plus ou moins proches l'une de l'autre suivant l'altitude. Certaines couches sont en instabilité tandis que d'autres sont plus stables.

Exemple de masse d'air Kc : elle est observée l'été au niveau d'une perturbation orageuse ; dans l'air chaud antérieur, on observe des couches nuageuses à différents niveaux et des

développements cumuliformes. On note la présence d'ondées, d'orages, et de pluies à caractère instable.

b. L'évolution thermique

Ces masses d'air sont essentiellement soumises à des échanges de chaleur avec la surface. Ce sont ces échanges qui imposent l'allure générale du profil. Des mouvements verticaux d'échelle synoptique peuvent bien sûr s'ajouter mais ce ne sont pas eux qui vont dominer. Par ailleurs, on ne parle pas ici du cycle diurne qui impose toujours des échanges avec la couche limite atmosphérique et dont nous verrons les effets plus loin, mais bien des échanges de chaleur à grande échelle et sur une durée supérieure à 24 heures.

Le type R : radiatif

Il s'agit d'une masse d'air subissant un refroidissement à la base sur une durée prolongée. Ce refroidissement est rendu possible par un bilan radiatif déficitaire au niveau du sol : il s'agit ainsi d'une situation typique de conditions anticycloniques hivernales. Le profil présente deux courbes très inclinées vers la droite indiquant une forte stabilité et un sol constamment plus froid que l'atmosphère sus-jacente. Plus la masse d'air hivernale stagne au dessus de la même région et plus le refroidissement nocturne est intense, plus l'inclinaison vers la droite sera forte et concernera une grande épaisseur de la troposphère (figure 6.9).

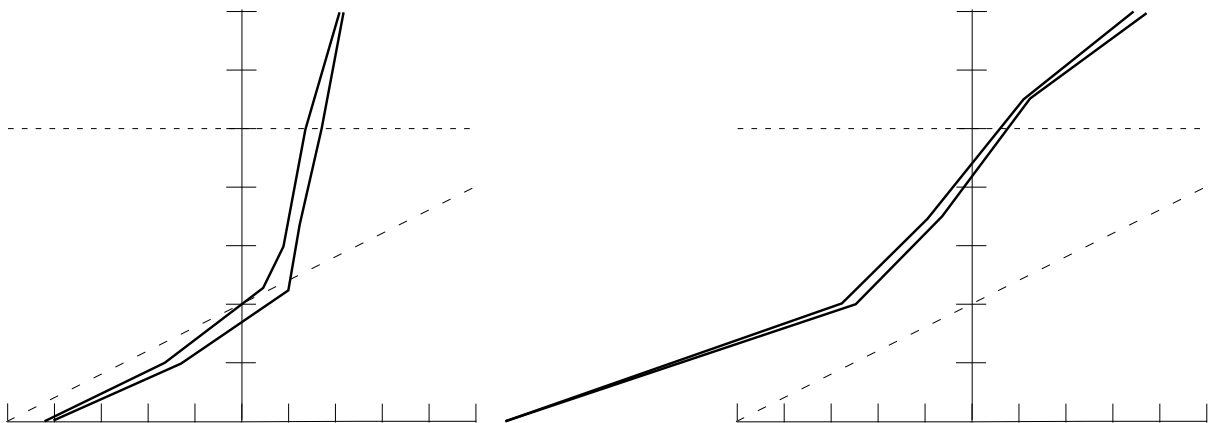


figure 6.9 : Exemples de profils de type radiatif. À gauche masse d'air radiative classique des régions tempérées. À droite, masse d'air typique des régions arctiques.

Attention, dans ce type de masse d'air très froide, les deux courbes sont souvent très proches, mais il ne faut pas conclure trop rapidement à la saturation et à la présence de nuages. Bien souvent, si nuages il y a, ils sont situés dans les très basses couches, sous forme de stratus ou de stratocumulus.

Le type C : convectif

Au contraire du type radiatif, une masse d'air qui se réchauffe au contact du sol est dite de type convectif, le réchauffement à la base favorisant l'instabilité de la masse d'air et l'apparition d'ascendances. C'est fréquemment le cas durant la saison chaude sur le continent (le sol est plus chaud que l'air) ou durant la saison froide sur mer. Une telle masse d'air va avoir sa courbe bleue et sa courbe d'état plus ou moins inclinées sur la gauche, au moins dans les basses couches.

Exemple de masse d'air type C : les masses d'air associées aux traînes sont du type C. Il s'agit d'air froid d'origine arctique se réchauffant progressivement à la base en arrivant sur des mers ou des continents de température de surface plus élevée. On peut les rencontrer également en hiver, lorsque de l'air continental très froid est advecté en mer. Enfin, on peut les rencontrer sous les

gouttes froides pendant la saison chaude, l'évolution diurne finissant par donner une allure convective aux basses couches.

Il existe plusieurs variantes des masses d'air convectives suivant qu'elles se situent dans des zones d'ascendances ou de subsidences synoptiques (figure 6.10).

Le type Cd : convectif divergent

Dans la partie anticyclonique des traînes ou lors d'arrivée d'air froid continental sur un océan, les mouvements verticaux de grande échelle sont plutôt subsidents, ce qui tend à assécher la masse d'air, et à confiner la tranche convective dans les plus bas niveaux. Dans ce cas, on aura des développements cumuliformes d'extension faible à modérée (cumulus humilis voire médiocris, stratocumulus), et des averses rares. Le profil présente souvent une inversion en mi-troposphère, quelque part entre 850 et 700 hPa. Si la subsidence atteint les niveaux les plus bas, la masse d'air évolue vers le type Kd. On atteint ici la frontière parfois floue entre masses d'air cinématiques et masses d'air de type thermique.

Le type Cc : convectif convergent

Dans des champs plus cycloniques, associés à de l'air froid dynamique d'altitude, la tendance sera plutôt aux ascendances (donc à la convergence de basses couches), et le profil convectif pourra s'étendre sur une grande épaisseur de la troposphère, voire jusqu'à la tropopause. Les courbes seront très inclinées sur la gauche, et souvent très proches. Dans ce cas, des cumulus congestus ou des cumulonimbus pourront se développer facilement. Les averses seront fréquentes et fortes, parfois orageuses.

Le type Cn : convectif normal

En l'absence de mouvements verticaux bien marqués à l'échelle synoptique, on parle de profil convectif normal. Les profils ne sont ni très instables, ni très humides, mais on ne remarque pas non plus d'inversion marquée.

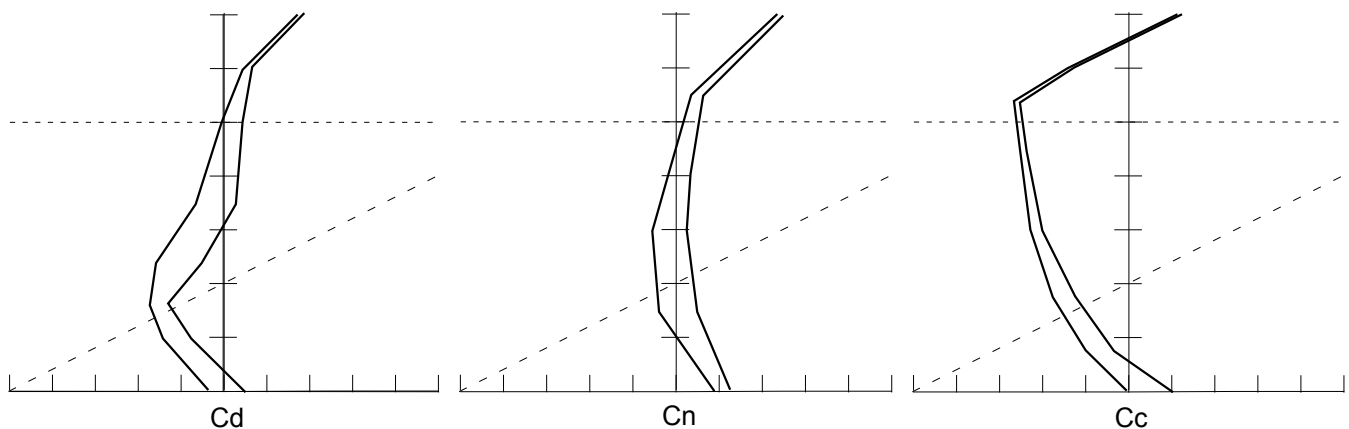


figure 6.10 : Différents types de profils convectifs.

Remarques :

1. Les masses d'air convectives ayant une origine arctique, les tropopauses associées sont basses et apparaissent donc sur le profil (qui ne va pas au delà de 300 hPa).
2. L'instabilité convective se rencontre bien sûr aussi dans les masses d'air chaud d'origine tropicale, mais aux latitudes tempérées ces masses d'air sont soit associées aux anticyclones subtropicaux et sont du type Kd, soit advectées dans les flux de sud à sud-ouest à l'avant des perturbations, et dans ce cas soumises à des ascendances synoptiques (genre Kc). Ce sont donc plutôt des masses d'air de type cinématique.

Différences entre les profils Cc et Kc

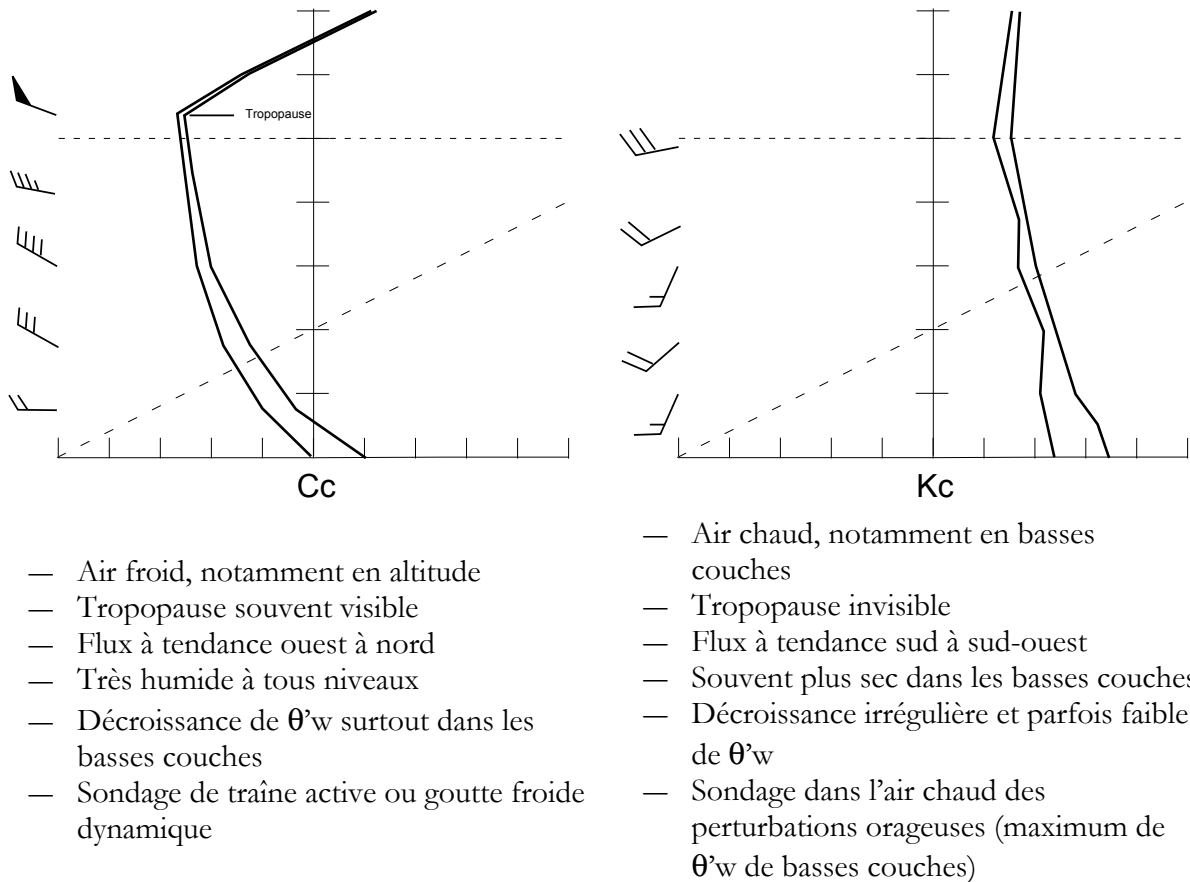


figure 6.11 : Comparaison entre les profils Cc et Kc. Le vent est indiqué à gauche du graphique.

c. Influence du cycle diurne

Le cycle diurne de la température de surface a une influence sur les profils verticaux via les flux de chaleur entre la surface et les basses couches de l'atmosphère (couche limite), que la masse d'air soit de type cinématique ou thermique. Dans le cas « thermique », même si l'un des deux processus l'emporte nettement sur l'autre sur l'ensemble d'une journée (le réchauffement à la base dans le cas convectif, le refroidissement dans le cas radiatif), le cycle diurne peut tout de même contrarier temporairement l'effet dominant et imposer une modification du profil dans les très basses couches. On va donc observer dans les très basses couches, principalement sur les surfaces continentales, un cycle nuit/jour (cf. figure 6.12) avec :

- apparition d'une inversion pendant la nuit (plus marquée en hiver) ;
- formation d'un pied (plus ou moins) convectif pendant la journée (plus marqué en été).

Il ne faudra pas confondre ces profils avec ceux de type R et C pour lesquels l'influence thermique est visible sur au moins 2000 m d'épaisseur, tandis que le simple effet de l'évolution diurne est confiné à la couche limite et ne s'étend pas au delà de 950 à 925 hPa (du moins tant que le réchauffement diurne compense le refroidissement nocturne). La figure 6.12 montre un exemple de l'effet diurne sur deux profils-types.

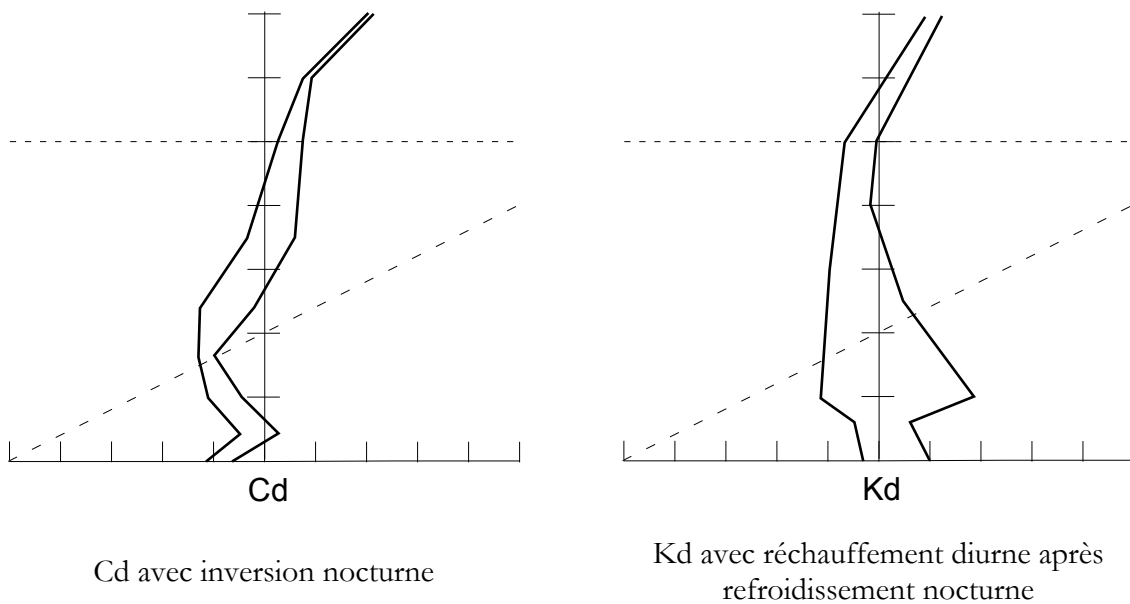
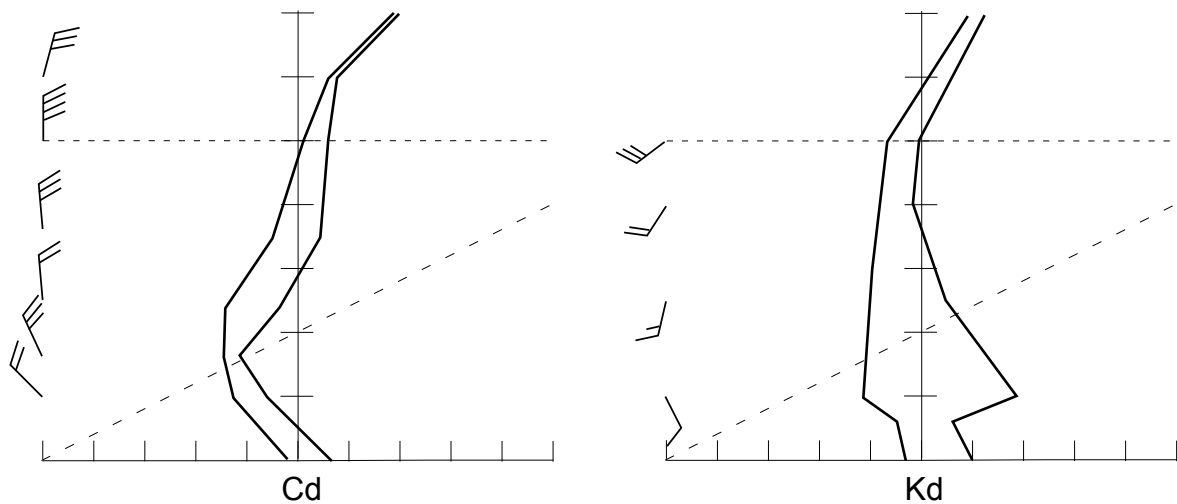


figure 6.12 : Effet de l'évolution diurne sur deux profils types.

Différences entre les profils Cd et Kd

L'évolution diurne peut parfois rendre délicate l'identification de certains profils. La figure 6.13 propose une comparaison des profils Kd et Cd entre lesquels la confusion est fréquente, d'autant que le pied convectif du profil Kd peut parfois être très humide (non montré). On ne perdra alors pas de vue que c'est le profil le plus étendu sur la verticale qui l'emporte alors, et on replacera également le sondage dans son contexte géographique et météorologique, pour aider à la détermination.



- Pied convectif assez épais
- Air plutôt froid et humide dans les basses couches
- $\theta'w$ souvent décroissante dans les basses couches
- Sondage de traîne anticyclonique

- Tropopause souvent invisible
- Air chaud et sec dans les basses couches
- Flux souvent faible en basses couches
- $\theta'w$ quasi constante sur la verticale
- Sondage en marge nord des anticyclones subtropicaux

figure 6.13 : Comparaison entre les profils Cd et Kd. Le vent typiquement associé à chaque profil est indiqué à gauche du graphique.

6.2.2 Les masses d'air dans leur contexte synoptique

On peut facilement relier les différents profils étudiés précédemment à leur situation par rapport aux centres d'actions, fronts, et perturbations. C'est dans les zones les plus franchement perturbées, où les fronts sont actifs et les contrastes thermiques marqués que l'identification sera la plus aisée. À l'inverse, dans les champs mous et dans le cas de perturbations peu organisées, il sera plus délicat de déterminer le type de profil. Mais, encore une fois, il ne s'agit pas à partir des tampons masse d'air d'effectuer une analyse fine des profils verticaux. On cherche simplement à zoner les grands secteurs des perturbations.

a. Les profils associés aux perturbations atlantiques classiques

La figure 6.14 représente les tampons types que l'on peut observer au niveau de chaque secteur d'une perturbation atlantique classique. Les sondages 1 et 2 sont situés à l'avant du front chaud (tête de la perturbation), les 3 et 5 sont situés au niveau des corps pluvieux des fronts chaud et froid respectivement, le sondage 4 est situé dans le secteur chaud, et les profils 6 et 7 dans la traîne. On suppose que l'on se trouve dans le cas d'un anafront froid avec une pente frontale inclinée vers l'arrière (voir paragraphe 2.3.1b).

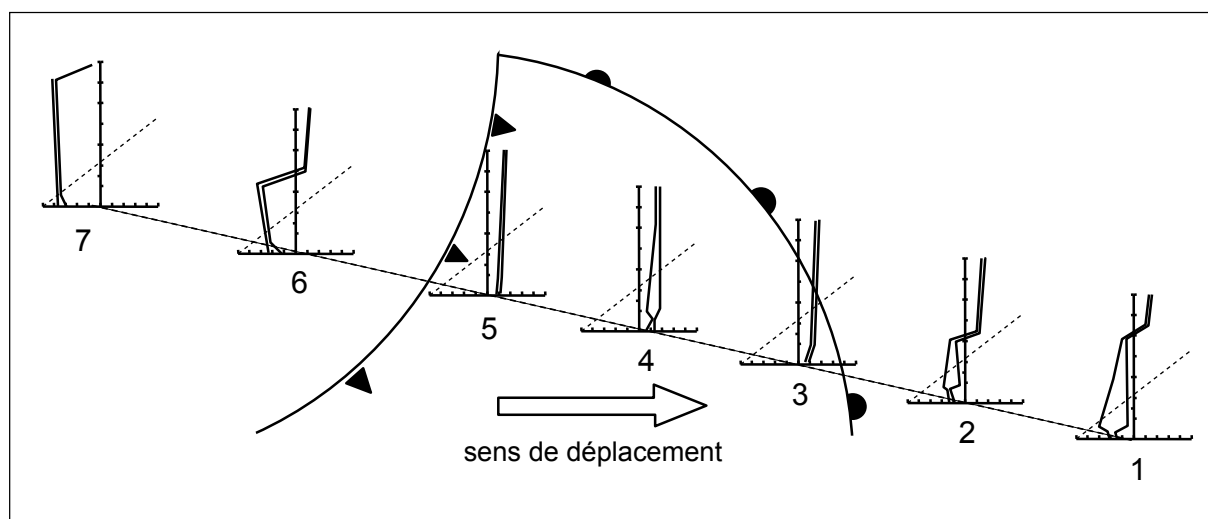


figure 6.14 : Profils typiques associés à chaque secteur d'une perturbation d'ouest classique.

Les fronts matérialisant des discontinuités de masse d'air, il faut s'attendre à trouver des profils hétérogènes lorsque l'on s'en approche. Ainsi, les types de masse d'air décrits dans le paragraphe précédent vont parfois se retrouver superposés les uns aux autres. Par exemple, sur les sondages 1 et 2, correspondant à la tête de la perturbation, on peut voir l'air chaud et saturé progresser en altitude et gagner en épaisseur lorsqu'on s'approche du front chaud. Cet air chaud est de type Km. Au dessous, on se situe dans l'air froid/frais antérieur et la masse d'air est le plus souvent du type divergent (Kd ou Cd), voire radiatif en hiver. Dans ce cas, le profil correspondant sera noté Km/Cd (figure 6.15). En plus des 2 types de profils vus précédemment (cinématique et d'évolution thermique), nous venons de mettre en évidence un 3^e type que sont **les profils hybrides liés aux surfaces frontales**. De même, après le passage de l'anafront froid, l'air froid envahit les basses couches, tandis que l'air chaud et saturé du corps pluvieux se maintient au dessus (figure 6.16). On obtient donc un nouveau profil hybride, cette fois du type Km/Cn ou Cc (suivant l'activité de la traîne), représenté par le profil 6. Puis, le profil convectif tendant à gagner de l'altitude au détriment du Km qui régresse, on se retrouve avec un tampon du type 7 (Cc ou Cn, voire Cd si la traîne est anticyclonique et inactive). Pour le reste, on retrouve les profils vus précédemment, à savoir du Km au niveau des corps pluvieux (profils 3 et 5), voire du

Kc en cas d'évolution instable. Associé au secteur chaud, on retrouve également du Km, mais moins humide que celui des corps pluvieux, la saturation étant surtout présente dans les basses couches (stratus, stratocumulus, bruines ou pluies faibles) en l'absence de soulèvement de grande échelle. En cas d'évolution instable, le secteur chaud peut parfois prendre une structure en Kc. A la marge de la perturbation, il prendra au contraire une structure plutôt en Kd.

En résumé :

Numéro de profil	Secteur de la perturbation	Type de masse d'air	Nuages
1 et 2	Tête	Km/Cd (parfois Kd)	Ci, Cs puis As + Cu, Sc éventuels au dessous
3	Corps pluvieux front chaud	Km	As, Ns, St fra
4	Secteur chaud	Km (parfois Kc, et Kd sur la marge)	St, Sc, Cu
5	Corps pluvieux anafront froid	Km (parfois Kc)	As, Ns, Cu
6	Début de traîne	Km/C	Cu, Sc, Ac
7	Traîne	Cn (ou Cc ou Cd)	Cu, Sc, Cb

tableau 6.1 : Synthèse des types de masse d'air selon les secteurs des perturbations.

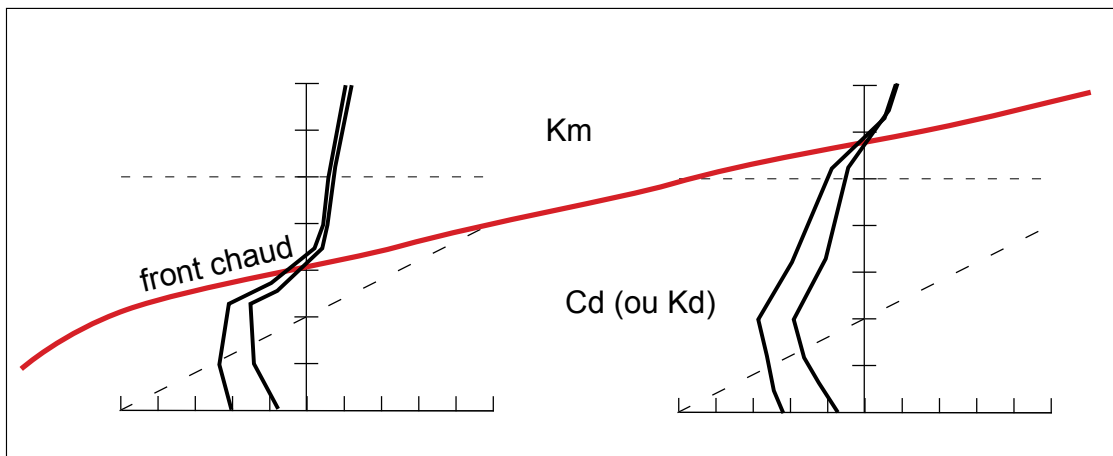


figure 6.15 : Coupe verticale au niveau de la surface du front chaud et profils associés.

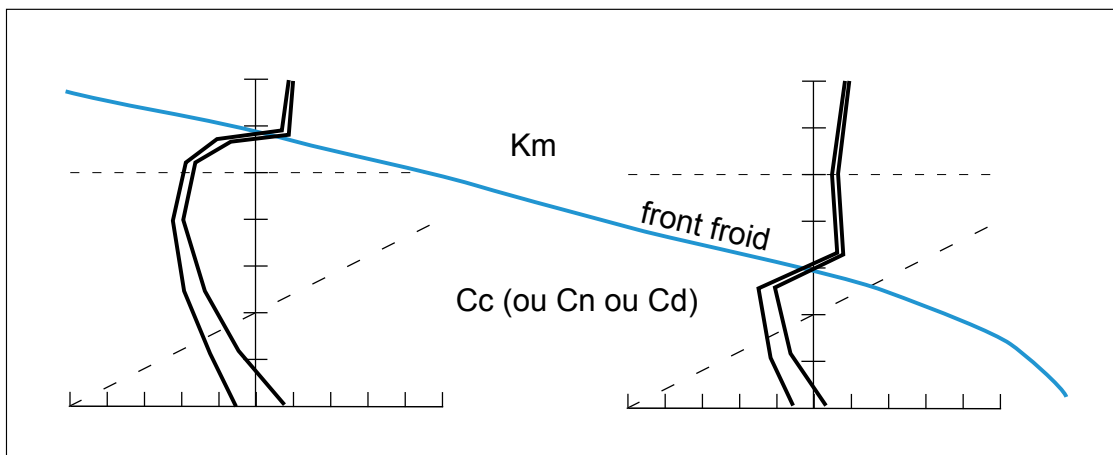


figure 6.16 : Coupe verticale au niveau de la surface de l'anafront froid et profils associés.

b. Les profils dans la circulation atmosphérique générale des zones tempérées

On peut également replacer les masses d'air dans la circulation atmosphérique moyenne des latitudes tempérées. Même si elle reste très schématique et correspondant à une situation moyennée, la figure 6.17 donne une bonne représentation de la réalité, qui doit bien sûr être modulée selon les saisons. On a en gros le schéma suivant :

- les anticyclones subtropicaux font remonter de l'air chaud subsident (branche subsidente de la circulation de Hadley) vers les latitudes tempérées, ce qui correspond au type Kd ;
- cet air chaud est « aspiré » par les perturbations baroclines des moyennes latitudes et participe alors à des mouvements ascendants (fronts chauds et secteurs chauds) : il prend la forme d'un profil Km ou Kc ;
- les dépressions baroclines advectent de l'air arctique à l'arrière des fronts froids. A l'origine de type R, cet air froid devient convectif par réchauffement à la base et la masse d'air associée devient de type Cn ou Cc sous la partie du flux cyclonique, et Cd côté anticyclonique, tous ces éléments étant plus marqués en hiver.

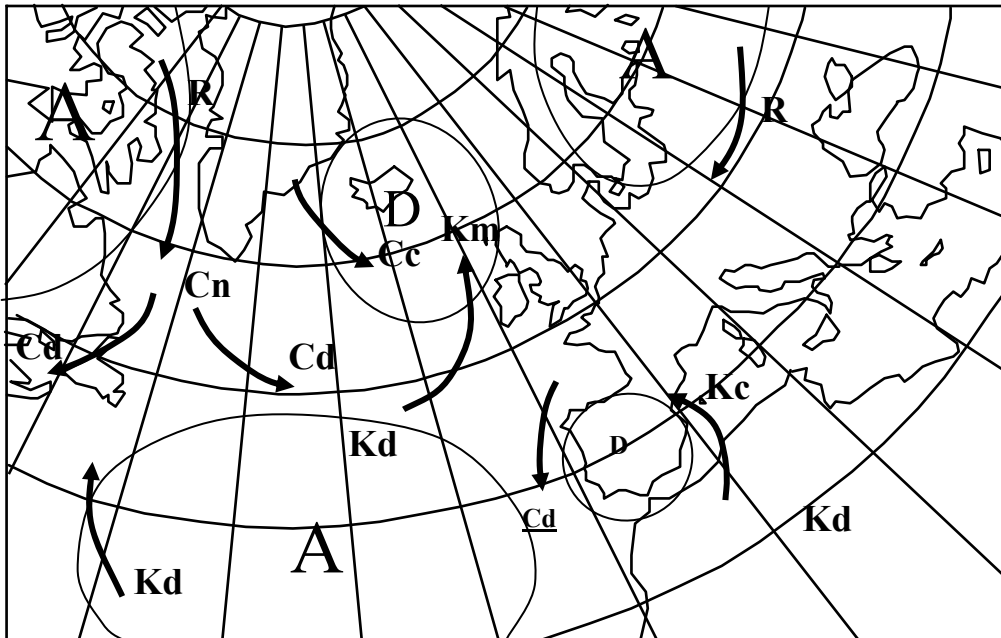


figure 6.17 : Masses d'air classiquement associées à la circulation atmosphérique moyenne de l'Atlantique Nord.
Source : Météo-France.

Les situations réelles s'approchent plus ou moins de ce schéma. Ce sont les situations zonales d'ouest qui sont les plus ressemblantes, mais dans tous les cas, on arrivera à se rattacher aux concepts décrits plus haut.

Exemple de la situation du 25 janvier 2009

Sur cette situation, illustrée par la figure 6.18, on visualise un certain nombre de tampons masse d'air issus du modèle ARPEGE. Attention, il ne s'agit pas d'observations, et les profils correspondants sont donc très lissés par rapport aux profils observés, mais cela permet une visualisation sur les zones marines.

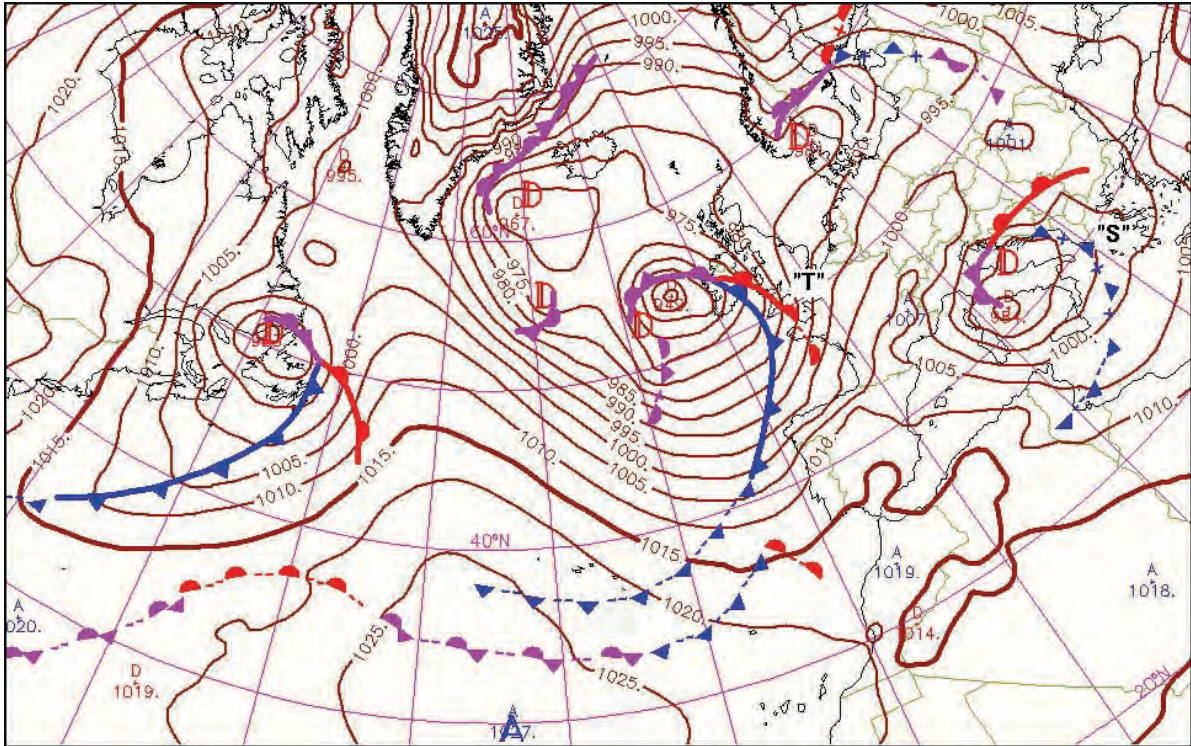


figure 6.18 : Pmer et fronts le 25 janvier 2009 à 00 h UTC. Source : Météo-France.

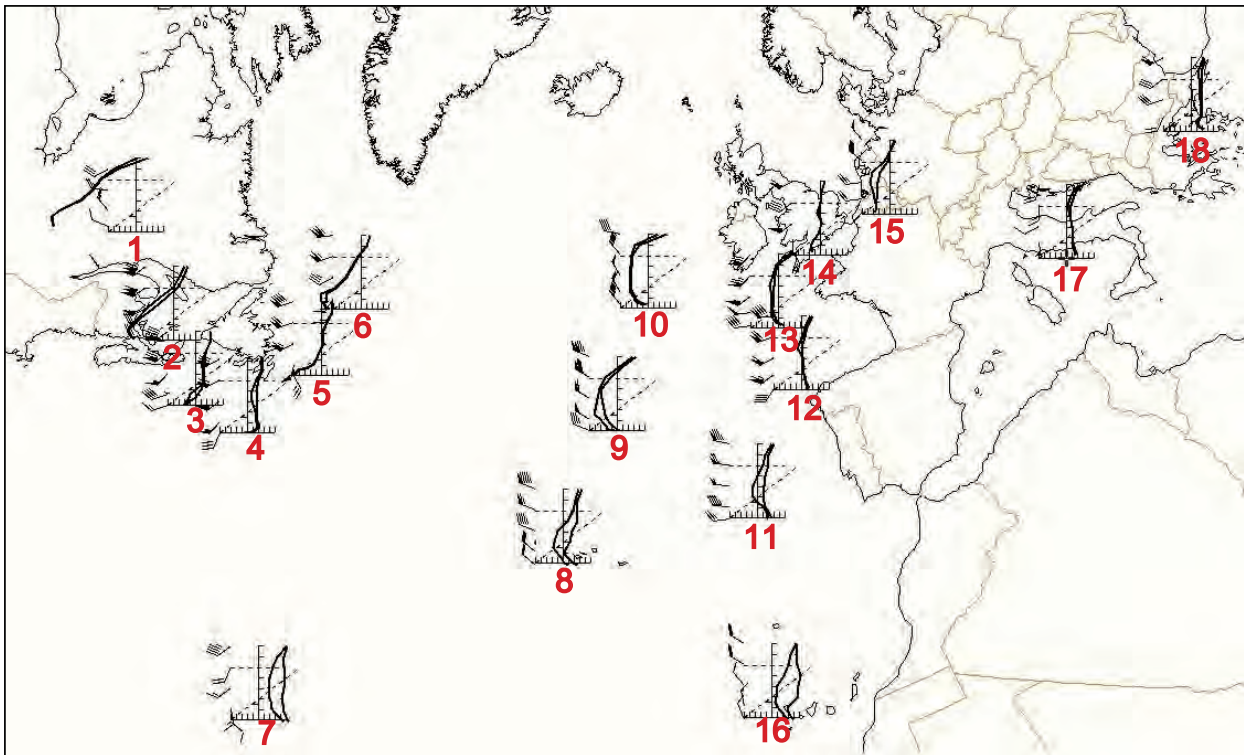


figure 6.19 : Tampons masse d'air issus du modèle ARPEGE associés à la situation du 25 janvier 2009, 00 h UTC.

Numéro de profil	Commentaires
1	Type R : air arctique très froid sur le Québec (θ'_w à -12/-14 °C dans les basses couches).
2	Type R/C : la masse d'air radiative advectée depuis le Québec prend une allure convective dans les basses couches en arrivant en mer (traîne sans doute encore inactive).
3	Type Km/C : passage du front froid.
4	Km : secteur chaud de la perturbation. On notera les très basses couches très stables avec l'arrivée d'air chaud sur une mer froide (cf. vents de sud ; brouillard d'advection probable).
5	Km avec inversion de basses couches (même remarque qu'en 4) : arrivée du front chaud.
6	Km/Cn : tête de la perturbation.
7	Kd : masse d'air tropicale subsidente, humidité et pied légèrement convectif dans la couche limite.
8 à 10	Traîne de la perturbation « T » avec dégradé du Cd au Cc en passant par le Cn, du sud (marge anticyclonique) au nord (flux cyclonique rapide, et air très froid d'altitude, cf. θ'_w très basses jusqu'à 400 hPa).
11 et 12	Km : secteur chaud de T avec assèchement sur la marge sud (n°11).
13	Km : passage du front froid de « T » ; attention l'allure pourrait évoquer un sondage de type convectif, il faut replacer le RS dans son contexte pour déterminer le type sans ambiguïté.
14	Km : front chaud de « T ».
15	Km/Cd : tête de l'onde « T », avec pied saturé (sans doute St/Sc).
16	Kd : malgré le pied convectif, la subsidence semble dominer sur la plus grande partie du profil, très sec. La tropopause n'est plus visible contrairement au sondage n°8.
17	Cc, sous la goutte froide d'altitude (masse d'air type traîne).
18	Km, perturbation méditerranéenne.

tableau 6.2 : Commentaire des tampons masse d'air de la figure 6.19.

6.2.3 L'utilisation opérationnelle des tampons masses d'air

L'utilisation des cartes « tampons masse d'air » tend aujourd'hui à tomber en désuétude, les modèles numériques fournissant des informations de plus en plus pertinentes, précises, et complètes. Néanmoins, le tracé de la carte masse d'air revêt encore un intérêt pédagogique car il permet de bien identifier dans quel secteur d'une perturbation on se trouve, dans quel type de flux, quelle est la stabilité et l'humidité de la masse d'air, quels types de nuages (sans aller jusqu'à une analyse fine) on pourra rencontrer. Il ne s'agit pas de décortiquer chaque sondage mais de réaliser un zonage par groupe de sondages homogènes.

Traditionnellement, ce zonage est facilité par la colorisation manuelle des profils selon la règle suivante (figure 6.20):

- pour les $\theta'_w > 10$ °C :
 - l'aire entre l'axe vertical et la courbe bleue est colorée en rouge ;
 - l'aire entre la courbe bleue (ou l'axe vertical) et la courbe d'état est colorée en jaune ;

- pour les $\theta'_w < 10 \text{ }^\circ\text{C}$:
 - l'aire entre l'axe vertical et la courbe d'état est coloriée en bleu ;
 - l'aire entre la courbe d'état (ou l'axe vertical) et la courbe bleue est coloriée en vert.

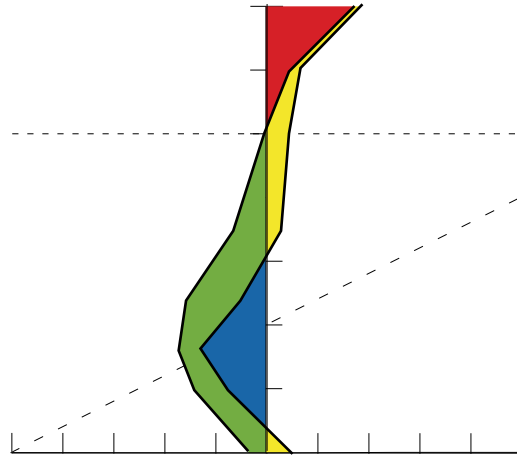


figure 6.20 : Exemple de colorisation d'un tampon masse d'air.

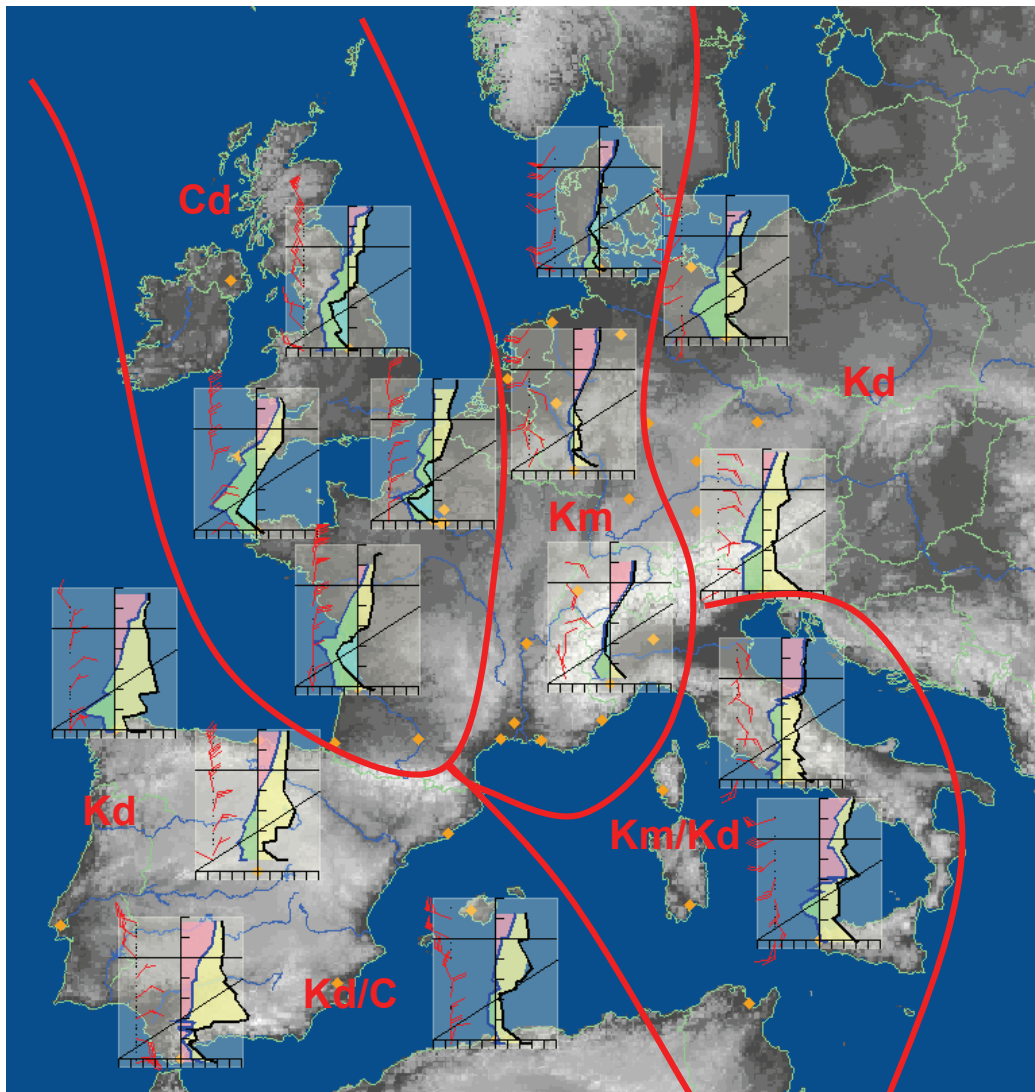


figure 6.21 : Exemple de tracé de la carte masse d'air sur la situation du 8 avril 2010 à 12 h UTC.

Le zonage est traditionnellement réalisé à partir du pointage de la carte masse d'air sur le domaine correspondant à la figure 6.1. Mais il peut éventuellement être effectué sur d'autres domaines et à partir de tampons fournis par les modèles, beaucoup plus lissés que ceux issus des observations. Sur la figure 6.21, on a effectué le tracé de la carte masse d'air (colorisation + zonage). Si certains profils sont facilement identifiables, d'autres sont plus ambigus. Dans ce cas précis, on peut identifier :

- une zone en Km de la Scandinavie aux Alpes ;
- une zone de Cd sur les Iles Britanniques et la moitié ouest de la France ;
- une zone en Kd sur la péninsule ibérique et le nord de l'Algérie, avec un pied convectif de Gibraltar à Alger (apport d'humidité par la mer + évolution diurne) ;
- une zone en Km/Kd sur Italie / Sicile (nuages de moyenne et haute altitude épais) ;
- une zone en Kd sur l'Europe de l'est, qui pourrait presque correspondre à du Cd.

Si l'on établit la correspondance avec l'imagerie satellite (figure 6.22) on retrouve la zone frontale associée aux profils de type Km, la marge de la perturbation sur Italie-Sicile (Km/Kd), une petite cumulification par endroits sur la zone en Cd ainsi que sur les profils en Kd/C (Gibraltar et Alger), ciel clair sur les zones en Kd.

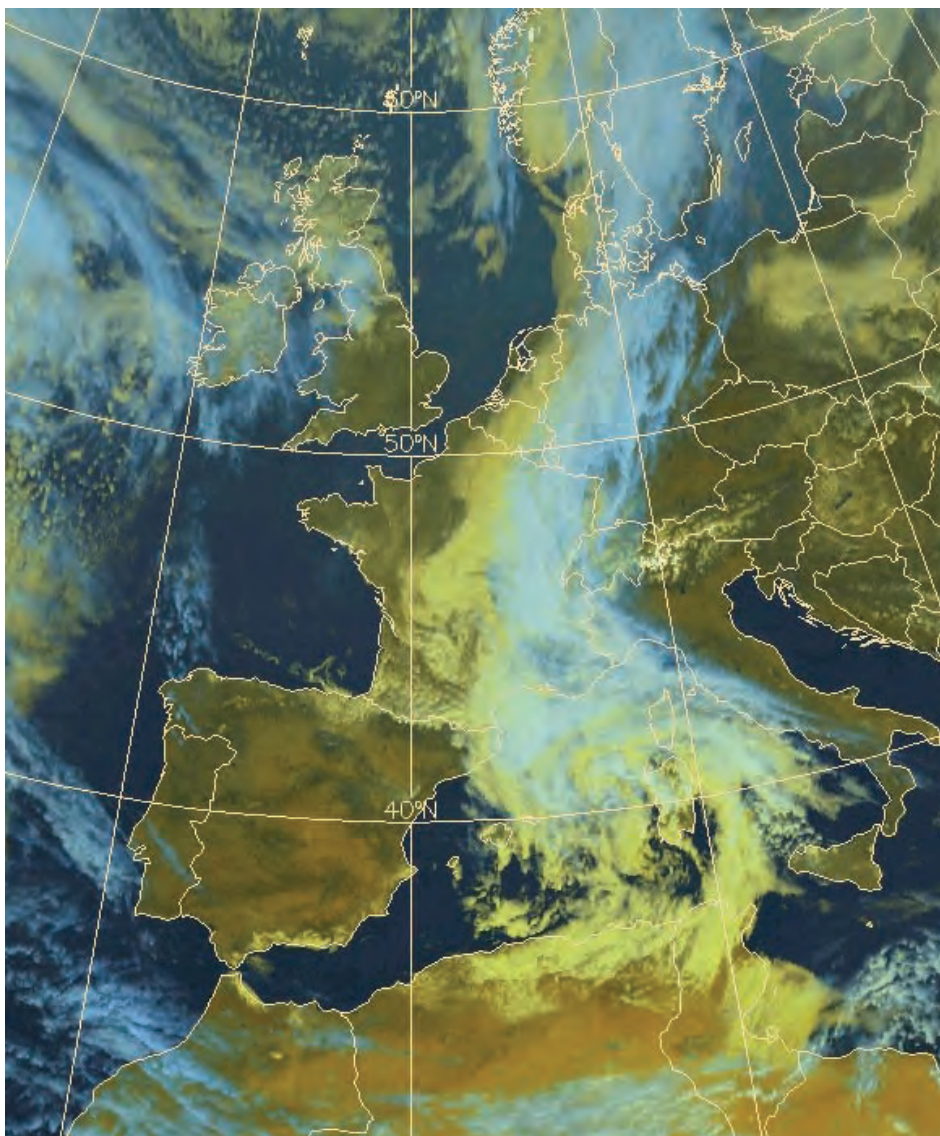
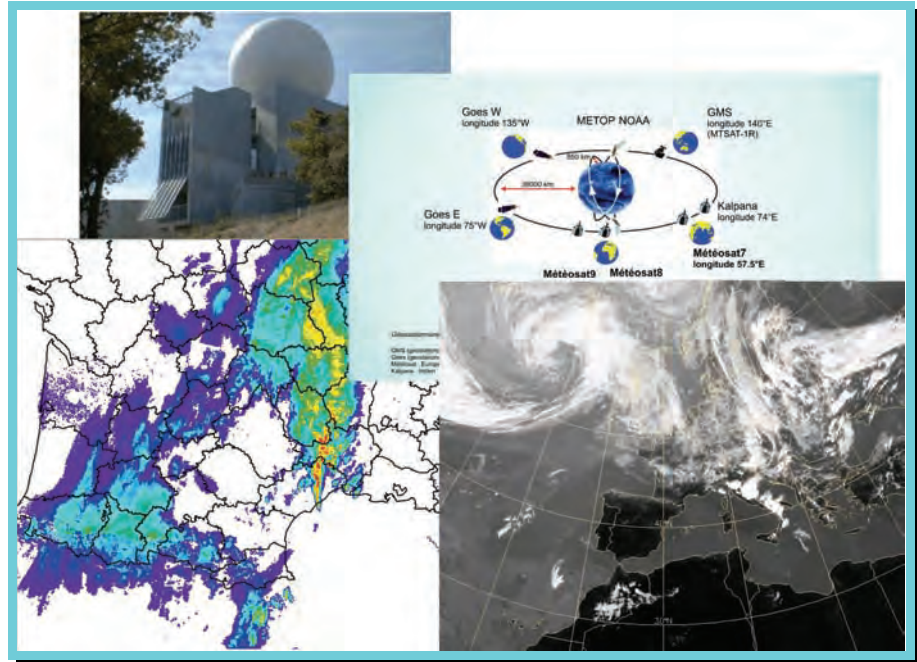


figure 6.22 : Image satellite composition colorée Meteosat 9 du 8 avril 2010 à 12 h UTC.

chapitre 7. Les observations télédétectées



Source : Météo-France.

Il s'agit d'observations obtenues non pas à l'aide de capteurs in situ mais avec des systèmes situés à distance des grandeurs que l'on souhaite mesurer. On parle de détection à distance ou « remote sensing » en anglais. De surcroît, la plupart du temps, ces grandeurs physiques ne sont pas mesurées directement par l'instrument, mais calculées à partir de la grandeur mesurée, via des équations et/ou relations empiriques, selon des algorithmes plus ou moins sophistiqués.

Les observations télédétectées utiles pour l'analyse météorologique sont :

- les observations satellite ;
- les observations radar ;
- la détection de la foudre.

Attention, il ne s'agit pas ici de proposer un cours complet sur chacune de ces techniques mais de rappeler leurs applications principales pour l'analyse. Pour cela nous ferons le tour des réseaux opérationnels, et nous présenterons les principaux produits et les méthodes d'interprétation associées. Des études de cas plus approfondies seront proposées dans le tome 2.

7.1 L'imagerie satellite

7.1.1 Panorama général

a. Les instruments et mesures satellites

Les satellites météorologiques embarquent à leur bord plusieurs types d'instruments de télédétection. Parmi eux, on distingue entre les **capteurs passifs**, qui ne font que mesurer un signal, et les **capteurs actifs** qui émettent d'abord un signal avant de mesurer le signal renvoyé

par la cible (principe du radar). Les capteurs passifs constituent l'essentiel de l'information fournie par le satellite, et assurent les fonctions d'**imageur** ou de **sondeur**.

Les imageurs sont des **radiomètres** qui mesurent des flux énergétiques (appelés **radiances**) issus de l'atmosphère et de la surface terrestres, pour un certain nombre de bandes spectrales (longueurs d'ondes). Ces radiances sont ensuite converties en températures, albédo, réflectivités, suivant la longueur d'onde concernée. Ces radiomètres offrent une large couverture spatiale qui permet ensuite de fournir des images sur de grands domaines géographiques.

Les sondeurs se focalisent quant à eux sur une zone beaucoup plus réduite afin de fournir des mesures pour un grand nombre de canaux spectraux, ce qui permet ensuite d'en déduire des profils verticaux de température, humidité, ou de concentration en espèces chimiques. Les sondeurs les plus récents sont des **interféromètres**, qui effectuent des mesures pour plusieurs milliers de canaux spectraux, ce qui permet de restituer des profils verticaux relativement précis.

Les capteurs actifs sont des radars ayant diverses fonctions. Les plus importants en météorologie sont des **diffusiomètres**, qui permettent notamment de calculer des champs de vent horizontal. On mentionnera également les **altimètres** qui fournissent des données très utiles pour l'océanographie.

b. Le réseau opérationnel sur la période 2010 - 2015

Le réseau de satellites opérationnels utilisé par le Centre de Météorologie Spatiale de Météo-France à Lannion est constitué de (figure 7.1) :

- 7 satellites géostationnaires (2 européens, 2 américains, 1 indien, 1 japonais) ;
- 2 satellites défilants à orbite polaire.

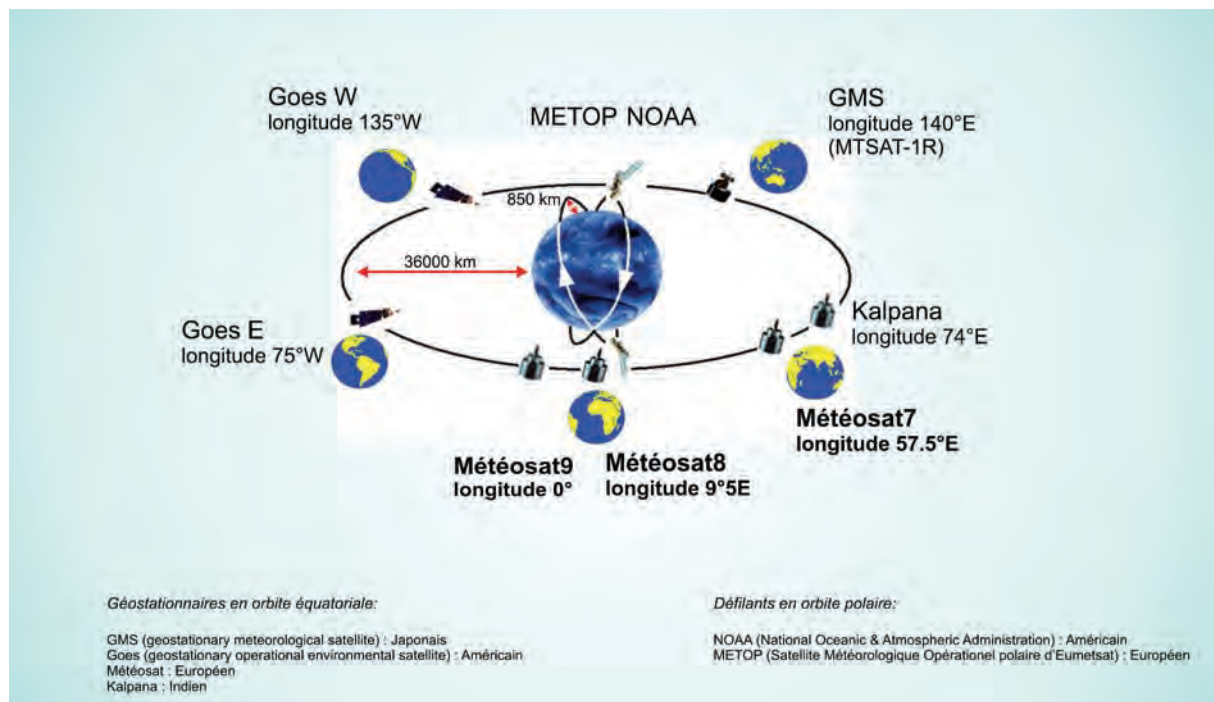


figure 7.1 : Réseau de satellites exploité par le CMS Lannion en 2012. Source : <http://cmsweb.cms.meteo.fr>.

Les **satellites géostationnaires** sont en orbite équatoriale autour de la terre, à 36 000 km d'altitude. Situés en permanence au zénith d'un même point sur la terre, ils fournissent des images sur un domaine géographique fixe, centré sur l'équateur. Les satellites européens sont opérés par l'agence EUMETSAT : deux d'entre eux sont positionnés à la longitude Greenwich afin de couvrir les régions européennes, le deuxième servant de secours (en 2013, Meteosat 10 remplace Meteosat 9). Pour la période 2002/2018, ces satellites appartiennent au programme Meteosat

Seconde Génération (MSG), puis la troisième génération prendra le relais à partir de 2018. Quelques caractéristiques de ces satellites MSG :

- les radiances sont mesurées par un radiomètre nommé **SEVIRI** (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) pour 12 canaux spectraux (9 dans l'infra-rouge, 3 dans le visible) ;
- l'imageur fournit à partir de ces radiances des images à la résolution de 3 km, voire même de 1 km pour le canal visible haute-résolution. Ces résolutions sont valables pour les zones proches de l'équateur et se dégradent progressivement lorsque l'on s'élève en latitude. Sur la France, vers 45°N, si la résolution est inchangée dans la direction ouest-est, elle n'est plus que de 1.5 km dans la direction nord-sud pour le canal visible haute résolution et de 4.5 km pour les autres canaux.

Les **satellites défilants** tournent quant à eux autour de la terre selon une orbite circulaire passant au dessus des pôles à une altitude de 840 km environ. Ils font le tour de la Terre en à peu près 100 minutes, et à chaque tour leur trace au sol se décale vers l'ouest, ce qui permet de couvrir l'ensemble du globe en 24 heures. Etant beaucoup plus proches de la Terre que les géostationnaires, ces satellites observent des détails plus fins, mais l'inconvénient est que cette observation ne se produit que deux fois par jour pour une zone donnée. Ils sont néanmoins particulièrement utiles pour le suivi des régions polaires et de leur banquise, pour lesquelles les géostationnaires sont quasi-aveugles. En plus d'un imageur à plusieurs canaux, ces satellites défilants sont équipés d'un sondeur.

Jusqu'en 2007, les satellites défilants étaient exclusivement américains. Depuis, l'Europe dispose de son propre satellite, nommé METOP-A, qui devrait être rejoint par deux autres entre 2012 et 2016. METOP opère selon plusieurs canaux, dans le visible et l'infrarouge. Son radiomètre est un **AVHRR** (Advanced Very High Resolution Radiometer) à l'instar de ceux des satellites américains de la NOAA. Il est équipé de plusieurs sondeurs dont l'interféromètre **IASI**. Il fournit également des champs de vent au dessus de l'océan grâce au diffusiomètre (radar) **ASCAT**.

Notons enfin que les satellites que nous avons décrits ici sont les satellites purement météorologiques, mais il existe d'autres satellites (océanographiques, systèmes de positionnement) qui peuvent délivrer des informations intéressantes pour la météorologie.

c. Les produits d'imagerie

Le CMS élabore 381 produits d'imagerie. Parmi eux, on peut distinguer les produits « de base » correspondant aux images d'un canal spectral donné, ou des produits élaborés combinant satellites, canaux, et domaines géographiques. Outre les canaux du spectre visible, plusieurs canaux sont utilisés dans l'infrarouge (IR). Ces canaux IR sont choisis à la fois dans les longueurs d'ondes où l'atmosphère est quasi-transparente (IR thermique, qui permet de détecter la température de tous les corps et surfaces émettant de l'énergie) mais aussi dans les longueurs d'onde d'absorption de plusieurs gaz atmosphériques. La détection de ces gaz permet d'élaborer des images qui pourront aider à l'interprétation de la dynamique ou de la chimie atmosphérique, soit directement, soit en combinant les informations des différents canaux.

Le tableau 7.1 ci-après liste les 12 canaux utilisés par le radiomètre SEVIRI des MSG.

D'une manière générale, on peut dire que :

- les canaux visibles permettent une bonne détection des différents types de nuages et de leur structure, et notamment une bonne distinction entre nuages bas et sol, et entre nuages bas et neige. En revanche, ils voient mal tous les objets ayant une faible réflectivité (nuages fins glacés type Cirrus, cendres volcaniques, aérosols) ou un faible albédo (océan) ;

- les canaux IR ont plus ou moins de mal à différencier les nuages bas de la surface du sol, car les températures de ces objets sont souvent très proches avec des émissivités voisines. Certains canaux (voir tableau 7.1) permettent cependant d'opérer une distinction un peu meilleure, car même pour des températures proches les émissivités associées au sol et aux nuages sont significativement différentes ;
- la combinaison de différents canaux (VIS et IR) permet d'obtenir des compositions colorées (voir plus loin) qui délivrent une information optimale à l'utilisateur, en palliant les défauts propres à chaque canal.

Bande spectrale (μm)	Nom du canal	Propriétés	Utilisation opérationnelle pour l'analyse
0.56-0.71	VIS 0.6	Détection des nuages et de leur structure, notamment nuages bas. Détection de la neige, étude des surfaces terrestres et de leur albédo. Détecte mal les nuages de glace de faible épaisseur (C_i , C_s).	oui
0.74-0.88	VIS 0.8	Idem mais avec une meilleure détection de la végétation. Calcul d'indices de végétation.	non
0.5-0.9	HRV	Idem avec une meilleure résolution (structures nuageuses plus fines), mais sur un domaine géographique plus réduit.	oui
1.50-1.78	IR 1.6	Proche infrarouge : distingue la neige au sol des nuages bas (peu ou pas de distinction si sol sans neige) et permet de différencier les nuages de glace des nuages d'eau liquide.	non
3.40-4.20	IR 3.9	Infrarouge moyen ; permet de distinguer un peu mieux les nuages bas de la surface terrestre que les autres canaux IR. Détection des feux de forêts.	non
5.35-7.15	WV 6.2	Il s'agit de canaux d'absorption de la vapeur d'eau, dans la gamme IR. Pour le 6.2 il s'agit de la vapeur d'eau située en haute troposphère, et pour le 7.3 de la moyenne troposphère. Cela permet de mettre en évidence les zones sèches associées aux anomalies de tropopause dynamique (suivi synoptique de la dynamique atmosphérique)	oui
6.85-7.85	WV 7.3		oui
8.30-9.10	IR 8.7	Canal de transparence de l'atmosphère. Distingue bien les fins nuages de glace et les différencie bien des nuages d'eau liquide.	non
9.38-9.94	IR 9.7	Canal d'absorption de l'ozone de la basse stratosphère. Donne une information sur le contenu en ozone à ces niveaux et donc permet de situer les zones d'anomalies de basse tropopause (suivi synoptique de la dynamique atmosphérique). La résolution spatiale est très inférieure à celle des autres canaux.	oui
9.80-11.80	IR 10.8	Canal de transparence de l'atmosphère. Infrarouge thermique. Donne des informations sur la température des nuages (à toutes altitudes) et de la surface terrestre. Mauvaise distinction entre nuages bas et sols froids.	oui
11.00-13.00	IR 12	Idem IR10.8 avec un peu plus d'absorption du signal.	non
12.40-14.40	IR 13.4	Canal d'absorption du CO_2 fournissant une signature thermique qui permet d'évaluer la stabilité de l'atmosphère (données encore peu précises car bande spectrale large).	non

tableau 7.1 : Synthèse des différents canaux de MSG.

Le radiomètre du satellite défilant METOP exploite globalement les mêmes canaux : 2 canaux dans le visible, 4 canaux dans l'IR (l'équivalent des canaux MSG IR1.6, IR3.9, IR10.8 et IR12).

À partir de ces canaux le CMS fabrique des images monocanal (VIS, IR, WV) et des images résultant de la composition de plusieurs canaux : compositions colorées et classifications nuageuses notamment.

7.1.2 L'imagerie visible

a. Généralités

Sur ces images, la radiance reçue par le radiomètre dépend de l'intensité du rayonnement solaire et de la réflectance (ou réflectivité) de la cible. Les objets apparaissent d'autant plus blancs qu'ils réfléchissent bien le rayonnement solaire, et d'autant plus sombres qu'ils l'absorbent. On retiendra donc les grandes lignes suivantes :

- mers – océans – lacs : forte absorption (albédo très faible compris entre 7 et 10 %); apparaissent en noir;
- surface terrestre : réflectance médiocre, donc en général apparaît dans les gammes de gris jusqu'à noir, mais très variable selon la nature des sols et les albédos associés :
 - forêts : très sombres ;
 - sables : gris clair ;
- nuages : globalement bons réflecteurs, mais la réflectance dépend fortement du diamètre, de la concentration, et de la nature des particules d'eau nuageuse. Les gouttelettes d'eau liquide réfléchissent beaucoup mieux que les cristaux de glace qui sont en partie transparents au rayonnement solaire. Plus le nuage est épais, plus sa réflectance est élevée :
 - les nuages constitués uniquement de cristaux de glace (Cirrus, Cirrostratus) sont difficilement détectables et apparaissent en gris ;
 - les plus gros cumulonimbus, qui peuvent réfléchir jusqu'à 90 % du rayonnement solaire apparaissent très blancs (presque brillants).

b. Exemple

La figure 7.2, correspondant à une situation que nous reprendrons en fil rouge tout au long de cette section, propose une vue des principaux éléments nuageux que l'on peut rencontrer dans l'atmosphère.

- **A** : Cu Med ou Cu con dans la traîne de la perturbation ; aspect cotonneux des nuages cumuliformes, plus ou moins brillants selon leur épaisseur.
- **B** : Corps pluvieux de la perturbation. Nuages à tous les étages. La couche apparaît en général très blanche car très épaisse (Ns, As).
- **C** : Nuages bas type Sc, Cu voire St dans la partie nord. Les Cu ou Sc ont toujours un aspect en « dallage » avec texture irrégulière, tandis que les stratus ont un aspect plus uniforme avec un bord d'attaque plus diffus.
- **D** : Cirrus quasi indétectables : voir imagerie infrarouge.
- **E** : Cumulonimbus, forme circulaire avec pour certains enclume (panache) cirriforme épaisse. Très brillants.
- **F** : St, Sc côtiers.
- **G** : indétectable (nuages d'altitude au dessus de Sc, St) : voir imagerie infra-rouge.

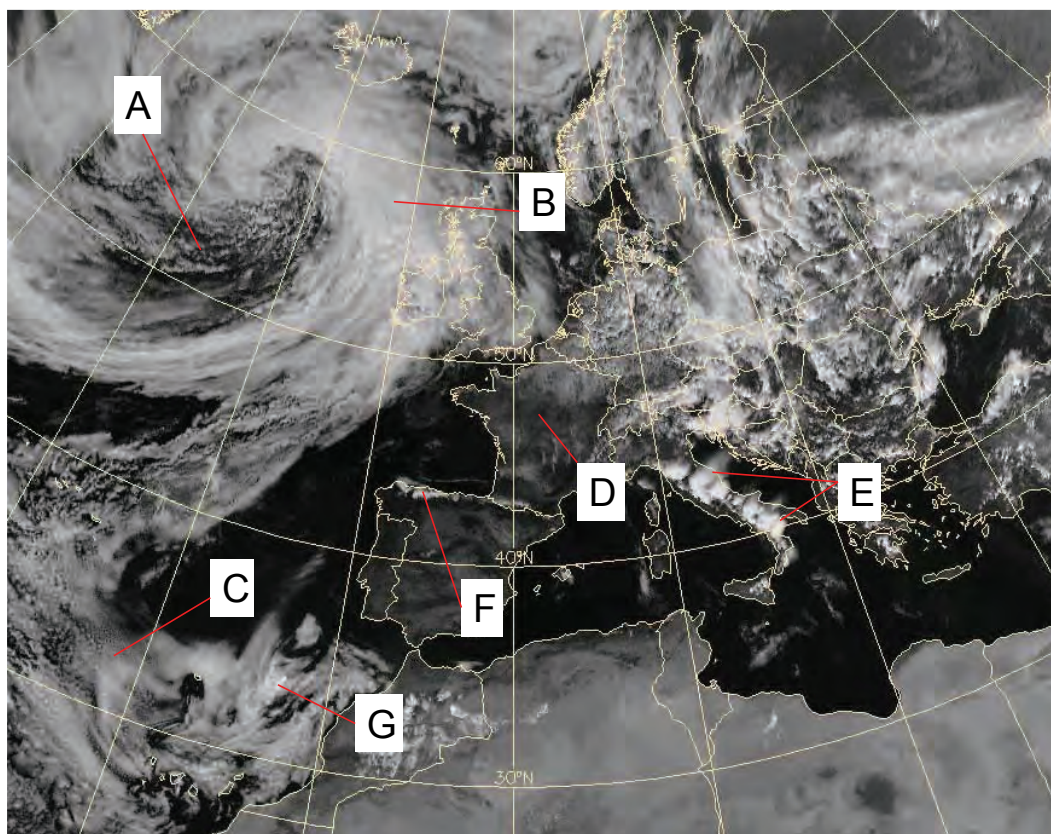


figure 7.2 : Exemple d'image visible Meteosat 9, le 6 juillet 2010 à 13 h 45 UTC. Source : Météo-France.

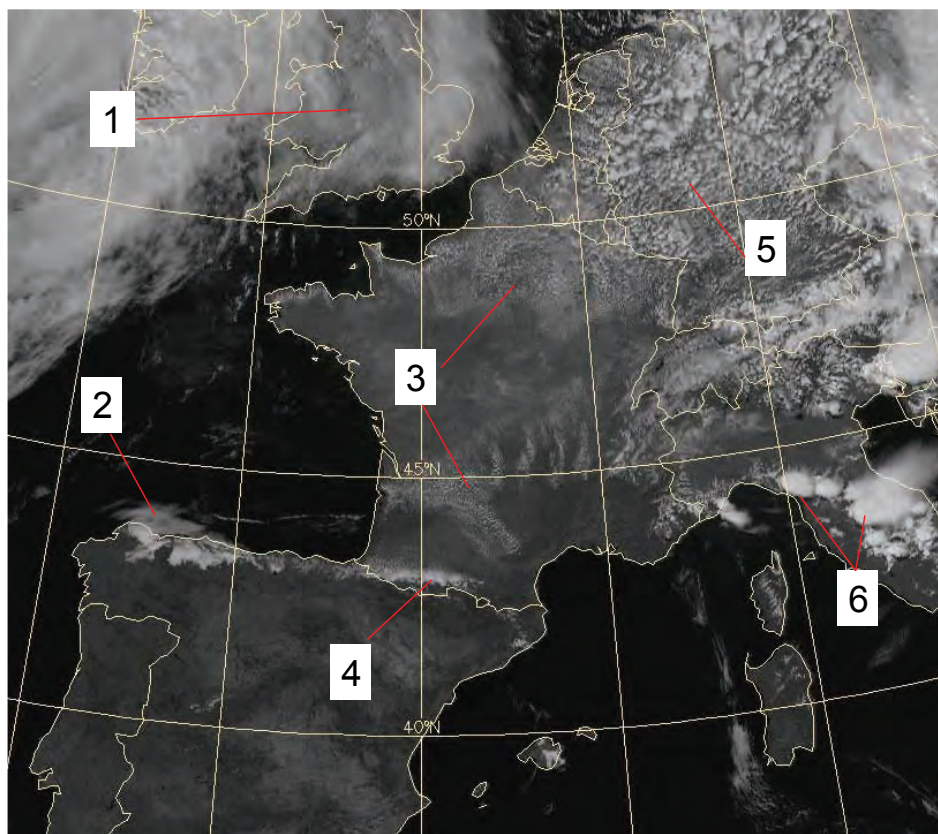


figure 7.3 : Exemple d'image visible haute-résolution (HRV) Meteosat 9, le 6 juillet 2010 à 12 h 45 UTC. Source : Météo-France.

c. L'imagerie haute résolution (HRV)

Avec une résolution d'environ 1 km vers 45°N, ce type d'images fournit davantage de détails que l'imagerie classique. Il est surtout utilisé pour l'analyse de la situation à méso-échelle et notamment pour identifier les phénomènes de basses couches ou locaux, très liés à la topographie.

Sur la figure 7.3, on peut distinguer les éléments suivants :

1 : A l'avant immédiat de la zone frontale, nuages stratiformes type Cs, As. Au dessous, on distingue une texture plus granuleuse, sans doute des Cu-Sc.

2 : Stratus côtiers : aspect relativement uniforme avec bordure de la zone un peu floue. A l'intérieur des terres, nuages plus épais (plus brillants), St et Sc (turbulence due au relief).

3 : Cu d'évolution (Cu hum) : structure en nid d'abeilles, parfois orientée selon les axes de relief (Massif central par exemple). On remarque également l'effet de brise sur les côtes de Manche, qui amène de l'air maritime plus frais en basses couches, empêchant la convection (même effet sur les côtes de Gironde).

4 : Mer de nuages au pied des Pyrénées : Sc.

5 : Cu Med / Cu Con, voire Cb cal : Traîne sur l'Allemagne.

6 : Cb calvus et capillatus ; très blancs.

On peut également remarquer, notamment sur la Péninsule ibérique et la forêt des Landes où le ciel est dégagé, les différents types de surface terrestre ; les zones boisées ou rocheuses (montagnes) apparaissent très sombres, tandis que les surfaces cultivées correspondent plutôt à des nuances de gris.

d. L'imagerie visible du satellite défilant METOP

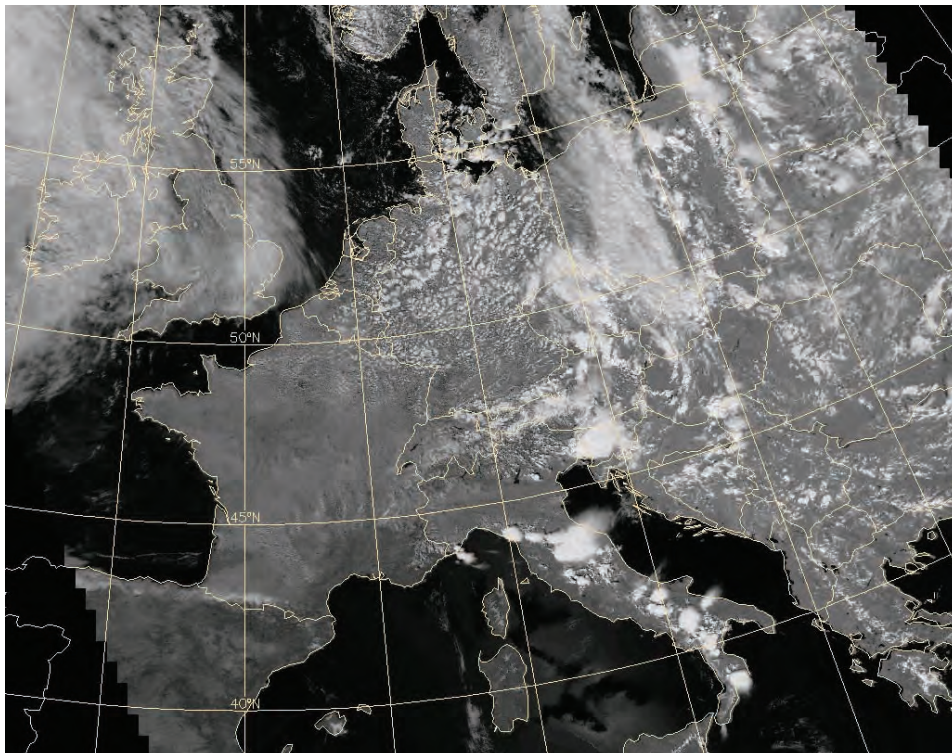


figure 7.4 : Exemple d'image visible le 6 juillet 2010 à 12 h 38 UTC, issue du satellite défilant METOP.
Source : Météo-France.

D'une résolution supérieure, à nos latitudes, à celle des géostationnaires (1 km contre 1.5 km), ces images offrent encore davantage de détails utiles pour l'analyse à méso-échelle et locale. Hélas, les clichés ne sont disponibles que quelques fois par jour, suivant les zones.

La figure 7.4, image prise par le satellite défilant METOP, correspond à la même situation que la figure 7.3, mais sur un domaine légèrement différent (trajectoire du satellite oblique). On constate que les détails sont effectivement plus fins, mais les contrastes sont moins accentués qu'avec la HRV, ce qui fait que les nuages bas au pied des Pyrénées ou les cumulus humilis sur le bassin parisien sont plus difficiles à détecter. En revanche, on distingue très bien la structure des gros cumulus de la traîne en Allemagne ou encore les cellules orageuses à différents stades de maturité sur l'Italie.

7.1.3 L'imagerie infrarouge

a. Généralités

Utilisée à l'origine pour pallier le manque d'image visible en période nocturne, ce type d'image est aujourd'hui de moins en moins utilisé par les météorologistes pour le suivi de la situation, car les produits de type « compositions colorées », qui combinent plusieurs canaux différents, sont autrement performants. Nous décrivons toutefois ce type d'images car nombre de leurs propriétés vont se retrouver plus ou moins dans les images de compositions colorées nocturnes.

La radiance est ici fonction de la température des cibles (nuages ou surface terrestre). Ainsi, suivant la température du corps rencontré, le pixel correspondant sera plus ou moins sombre, et à chaque niveau de gris correspondra donc une température.

Par ce biais, il est donc facile de distinguer les nuages élevés (très froids) des nuages moyens et bas (beaucoup plus chauds). A contrario, les nuages les plus bas sont très difficiles à détecter car leur température est souvent proche de celle du sol. La nuit, la seule source d'informations provenant des canaux infrarouges, c'est la combinaison de ces canaux qui permet un rendu optimal, presque équivalent à celui d'une image visible (voir composition colorée ci-après).

b. Exemples

Les exemples montrés ci-après correspondent à de l'IR 10.8 qui est le canal mis à disposition pour les prévisionnistes. Les autres canaux peuvent avoir des propriétés un peu différentes, mais les grandes lignes restent néanmoins valables. La figure 7.5 reprend la même situation que la figure 7.2. On peut comparer la façon dont sont vus les différents éléments identifiés précédemment.

- **A** : les Cu Med ou Cu con dans la traîne de la perturbation sont beaucoup moins distincts qu'avec le canal visible car ils sont relativement peu épais. Ceux situés près du centre de l'enroulement sont plus blancs et plus distincts : ils sont donc plus épais que les autres (sans doute Cu Con). Ici, l'image IR apporte un complément d'informations à l'image visible.
- **B** : Corps pluvieux de la perturbation. Nuages à tous les étages. La couche apparaît, comme en visible, très blanche car les nuages supérieurs de la couche sont situés à des niveaux élevés (Ci, Cs).
- **C** : Nuages bas type Sc, Cu voire St. On distingue la zone nuageuse, mais on ne voit pas les détails car la température du sommet de la couche est voisine de celle de la mer. La perte d'informations est importante par rapport à l'image visible.
- **D** : les cirrus apparaissent bien plus nettement qu'avec l'imagerie visible. En revanche, il faudra savoir distinguer entre ces derniers et les cumulus humilis situés au dessous. L'animation des images permet le plus souvent de lever le doute.

- **E** : Cumulonimbus, forme circulaire avec pour certains enclume (panache) cirriforme épais. Très brillants, notamment pour les Cb les plus développés dont les sommets sont très froids.
- **F** : St, Sc côtiers ; détection difficile comme pour C.
- **G** : l'imagerie IR met bien évidence cet amas de nuages d'altitude (Ci-Cs, Ac), que l'on ne pouvait pas distinguer des nuages bas en visible.

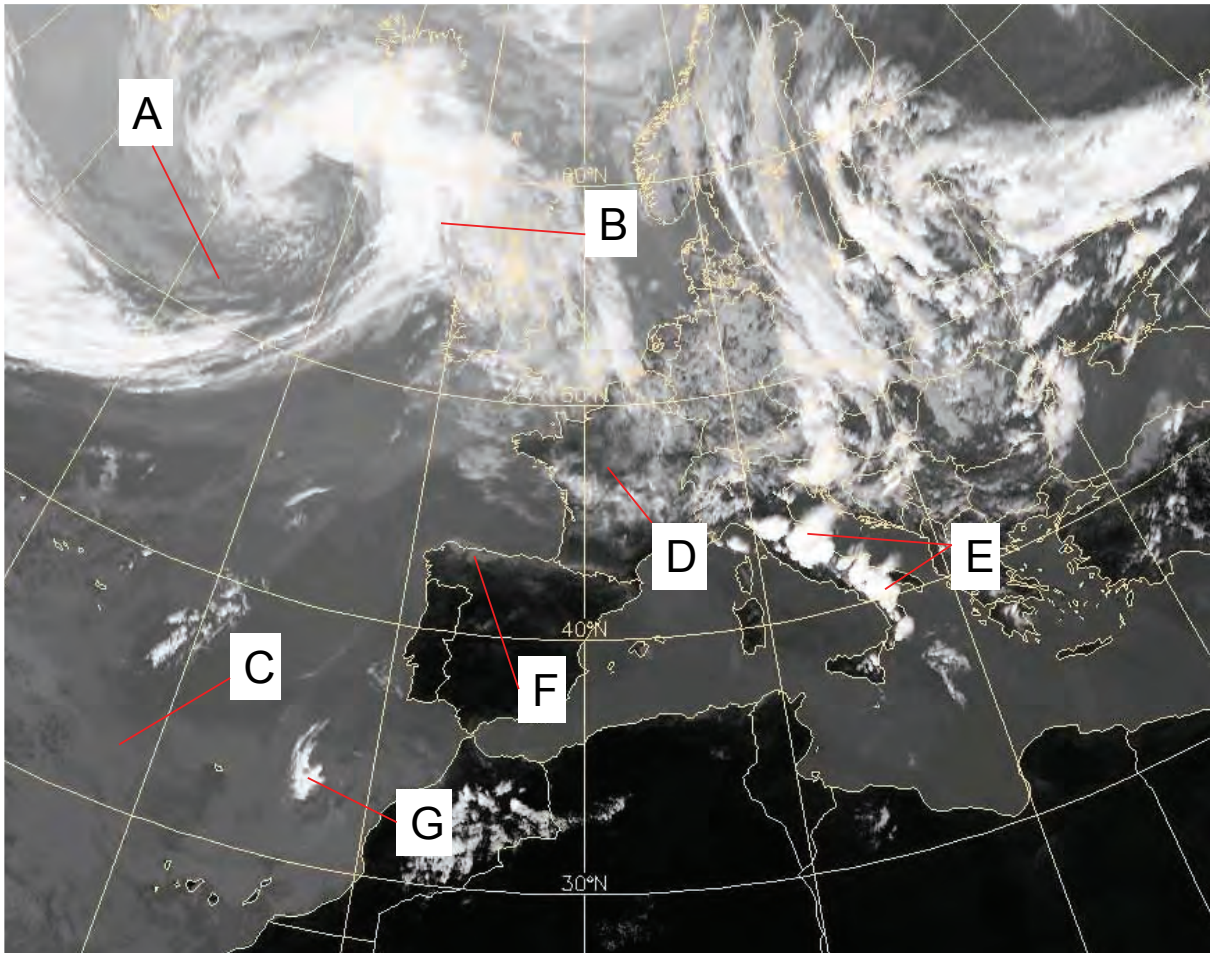


figure 7.5 : Exemple d'image IR Meteosat 9, le 6 juillet 2010 à 13 h 45 UTC. Source : Météo-France.

Attention toutefois aux confusions possibles entre la simple présence de nuages élevés et une zone nuageuse frontale, qui vont apparaître quasi-identiques sur l'image IR (cf. élément G de la figure 7.5). Pour lever le doute, une analyse plus poussée sera nécessaire : utilisation de l'image visible, connaissance de la situation météorologique associée, animation, environnement des nuages les plus froids (si nuages élevés isolés, on passera rapidement du blanc au noir, tandis qu'un dégradé sera présent dans le cas d'une bande nuageuse frontale).

Diverses palettes de colorisation peuvent être utilisées, selon le type de nuages ou de phénomènes que l'on veut mettre en évidence.

L'utilisation d'une palette aux couleurs contrastées permet de bien différencier les divers étages nuageux, et notamment l'altitude des sommets des Cb (cf. par exemple sur l'Italie sur la figure 7.6). On peut également visualiser une image seuillée en deçà d'une température donnée, pour mettre en évidence les sommets de nuages les plus élevés (détection de la convection profonde).

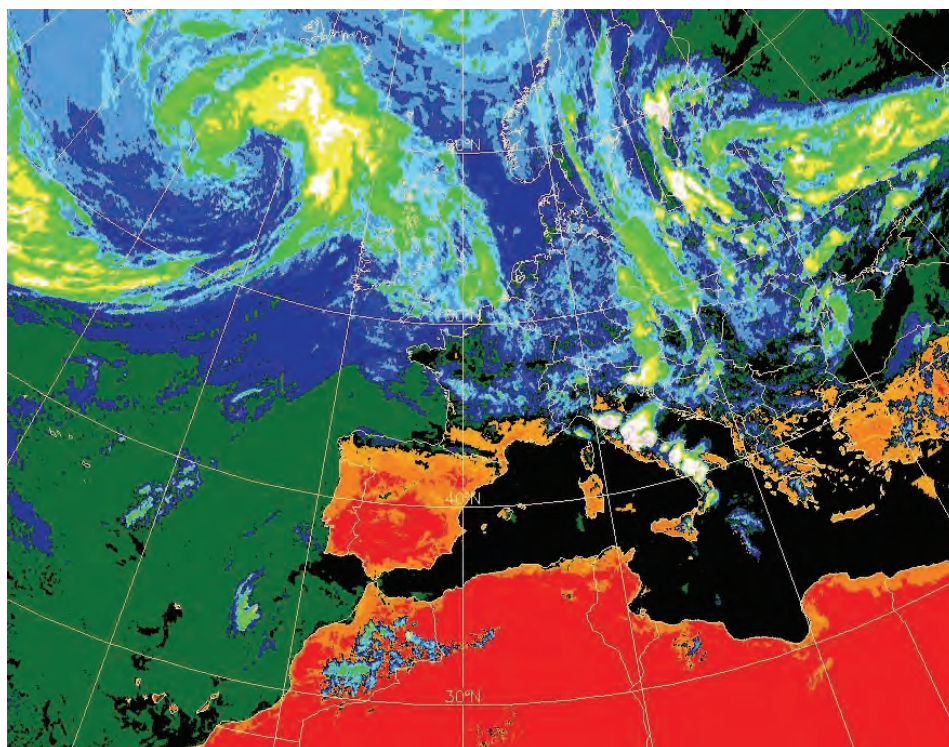


figure 7.6 : *Idem figure 7.5 mais avec une palette différente s'étendant de +50 °C (rouge) à -72 °C (rose).* Source : Météo-France.

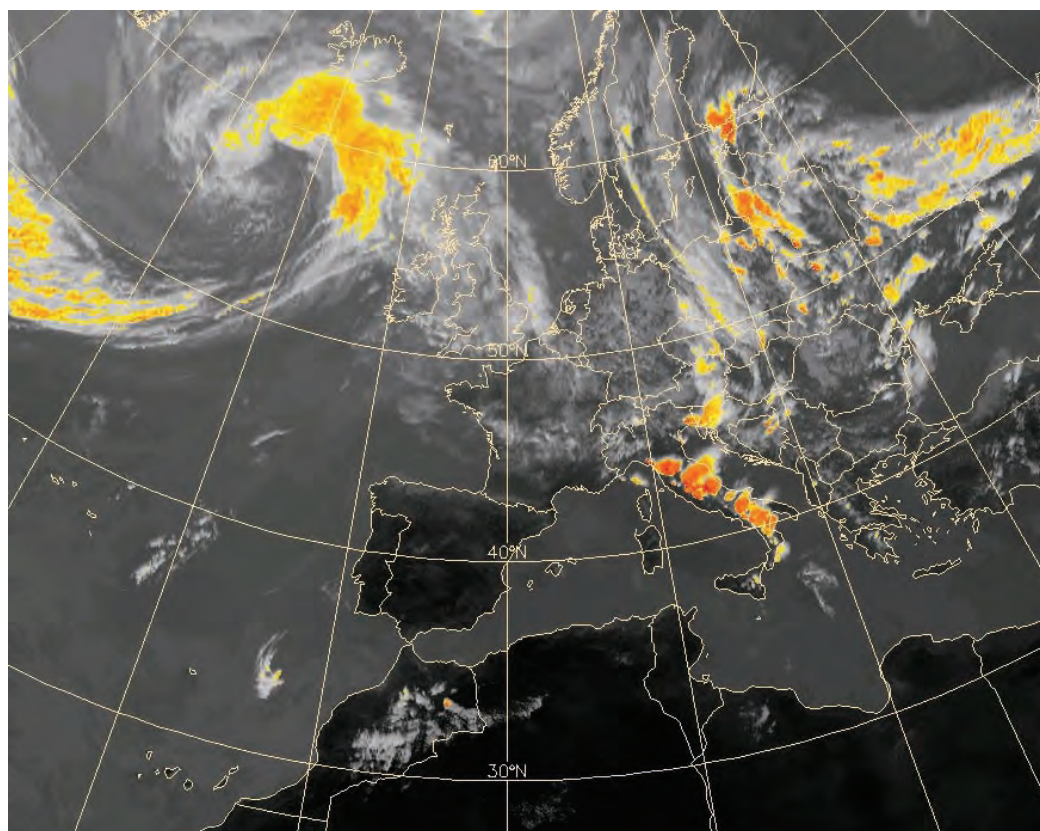


figure 7.7 : *idem figure 7.5 mais avec une palette de couleur seuillée à -40 °C.* Source : Météo-France.

Sur la figure 7.7 apparaissent ainsi en couleurs les nuages de la perturbation entre Irlande et Islande ainsi que ceux de la perturbation située sur la Russie. Par ailleurs et c'est là le plus important, on distingue les couleurs les plus foncées (donc les sommets les plus froids) au niveau des Cb qui se développent sur l'Italie. L'animation des images apporte bien sûr une information précieuse quant à l'évolution des Cb : si la couleur s'assombrit c'est que le nuage continue de se développer.

En somme, l'imagerie IR apparaît non seulement comme un palliatif à l'absence d'imagerie visible, mais elle constitue également un complément utile à cette dernière, notamment pour distinguer les nuages élevés des nuages de l'étage moyen ou bas. Cette complémentarité est optimisée en combinant les différents canaux IR et visible, principe des images de composition colorée.

7.1.4 Les compositions colorées

La composition colorée combine les canaux IR 3.9 – 8.7 – 10.8 – 12.0 et 13.4 auxquels s'ajoutent les canaux du visible en journée. Elle est particulièrement utile la nuit lorsque l'imagerie visible n'est plus disponible. La combinaison de plusieurs canaux infrarouges et de leurs propriétés respectives restitue une image de grande qualité permettant de discriminer au mieux les différents types de nuages et de différencier les nuages bas et brouillards de la surface du sol (sans atteindre toutefois la qualité des canaux visibles). Durant la journée, sa principale plus-value par rapport à l'image visible, est la distinction qu'elle permet entre les nuages élevés et les nuages bas.

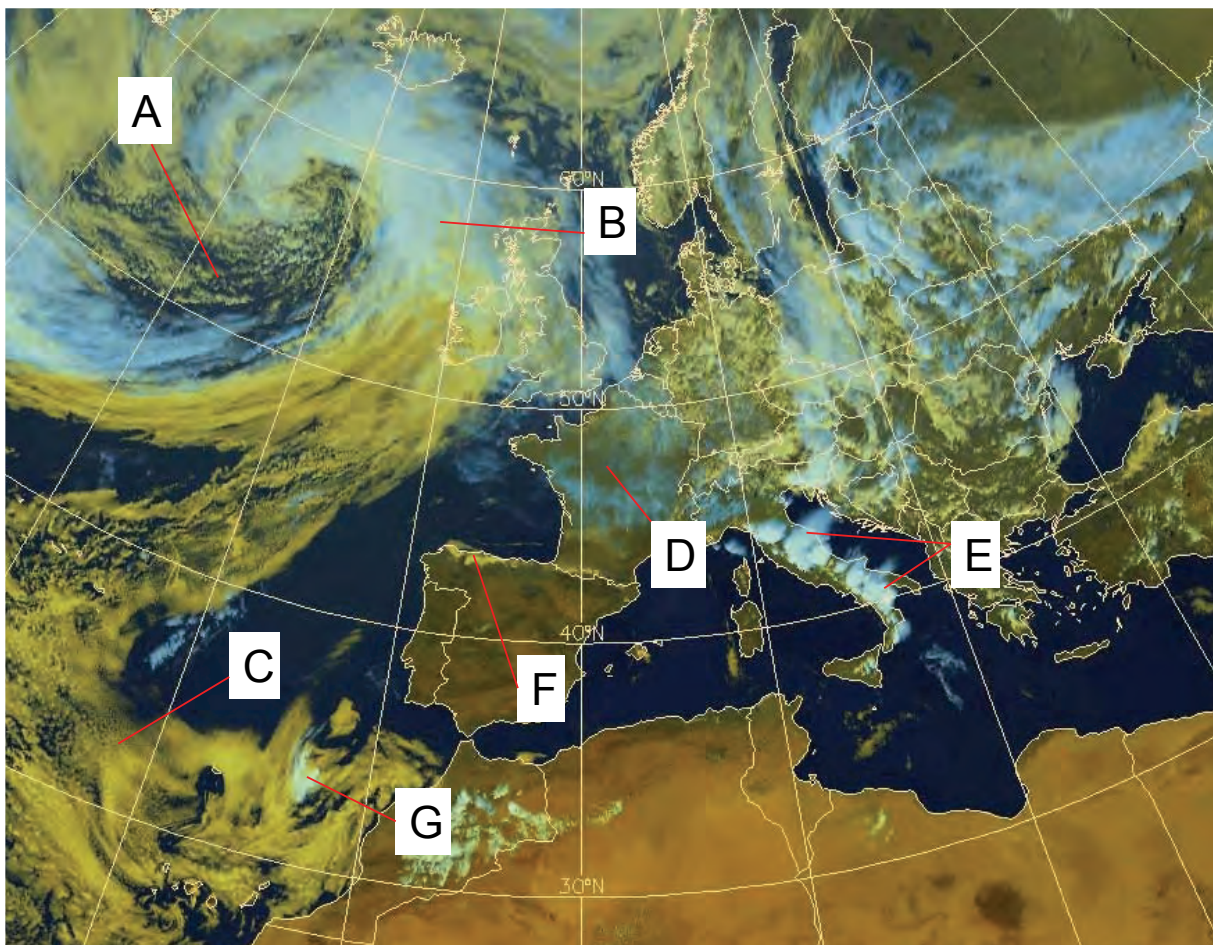


figure 7.8 : Exemple d'image composition colorée Meteosat 9. 6 juillet 2010 à 13 h 45 UTC. Source : Météo-France.

La figure 7.8 montre que ce type d'image permet de bien distinguer l'ensemble des éléments déjà identifiés, ce qui n'était pas le cas avec les images visible et infrarouge. En particulier, les nuages de moyenne altitude présents en « G » sont bien distincts des nuages bas environnants. On voit également les cirrus présents sur la moitié nord de la France (« D ») mais aussi les nuages bas sur la côte des Asturies (« F »). On fait également bien la distinction entre la convection profonde présente sur l'Italie, et les nuages cumuliformes beaucoup moins développés des traînes situées au large de l'Irlande (« A ») et en Allemagne.

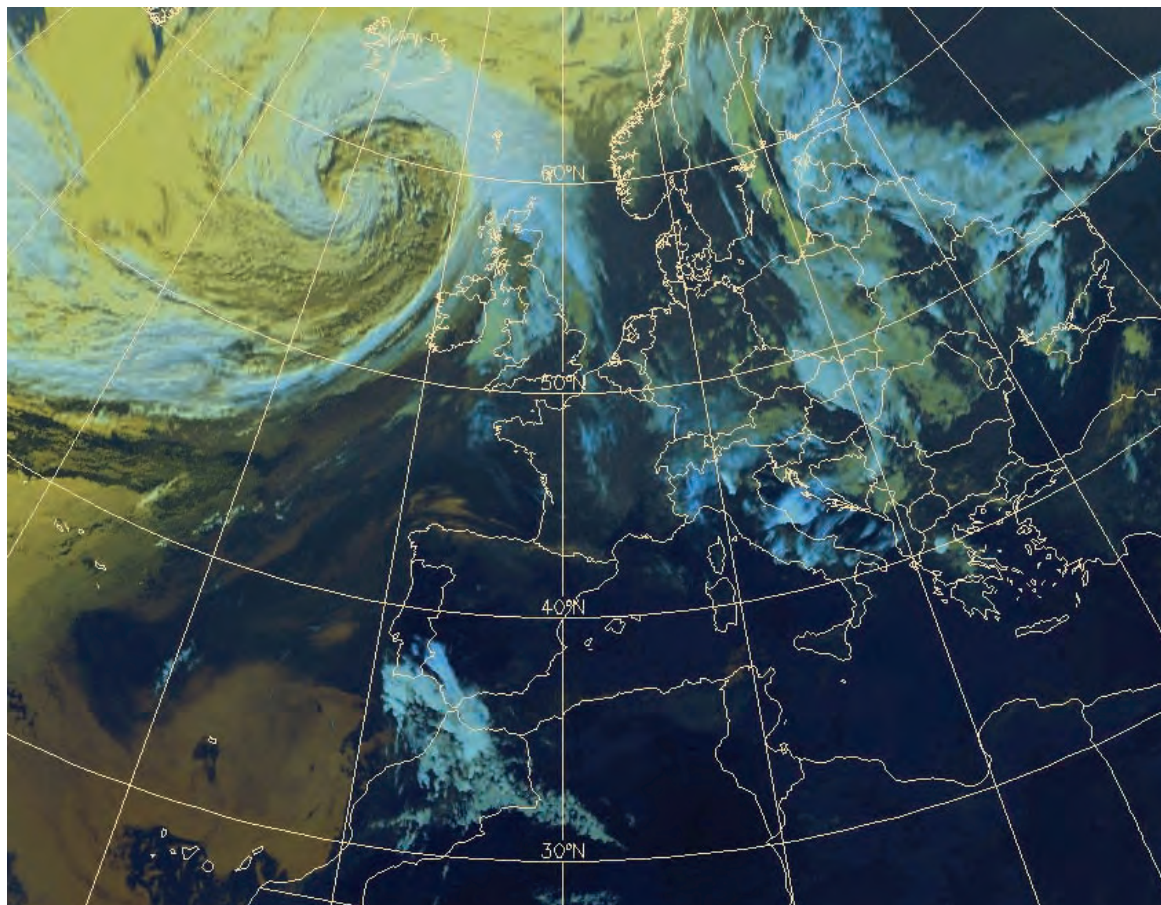


figure 7.9 : Autre exemple d'image composition colorée Meteosat 9, le 6 juillet à 21 h UTC. Source : Météo-France.

La nuit, cette distinction entre nuages bas et élevés reste possible, même si elle est de moins bonne qualité que durant la journée. Sur la figure 7.9, on remarque que les nuages bas sont plus ou moins facilement détectables selon leur épaisseur. Les nuages les plus bas (exemple dans le secteur Canaries – Madère, St et Sc vers 950 – 900 hPa) apparaissent en ocre jaune tandis que ceux situés au dessus (disons entre 850 et 700 hPa) apparaissent plutôt en beige. Ceux des Canaries sont plus distincts que ceux situés au large de la Bretagne, au sud du front irlandais, ce qui indique que ces derniers sont peu épais. On fera attention à la transition jour/nuit (visible sur la gauche et le haut de la figure) où l'on a :

- un changement d'aspect des différents éléments nuageux ;
- une modification de l'apparence des surfaces maritimes et continentales ;
- une mauvaise détection des nuages bas due à l'éclairage rasant.

Actuellement, les composition colorées (combinaison des différents canaux) sont de plus en plus utilisées pour tirer parti au mieux des informations contenues dans les différents canaux.

7.1.5 La détection de phénomènes non nuageux

a. La neige et la glace

La neige est facilement détectable sur l'imagerie visible et la composition colorée de jour (réflectance élevée). En revanche, elle est difficilement détectable sur l'imagerie infrarouge (notamment sur le canal usuel IR 10.8) et donc sur la composition colorée de nuit, la température de brillance de la neige étant proche de celle du sol environnant.

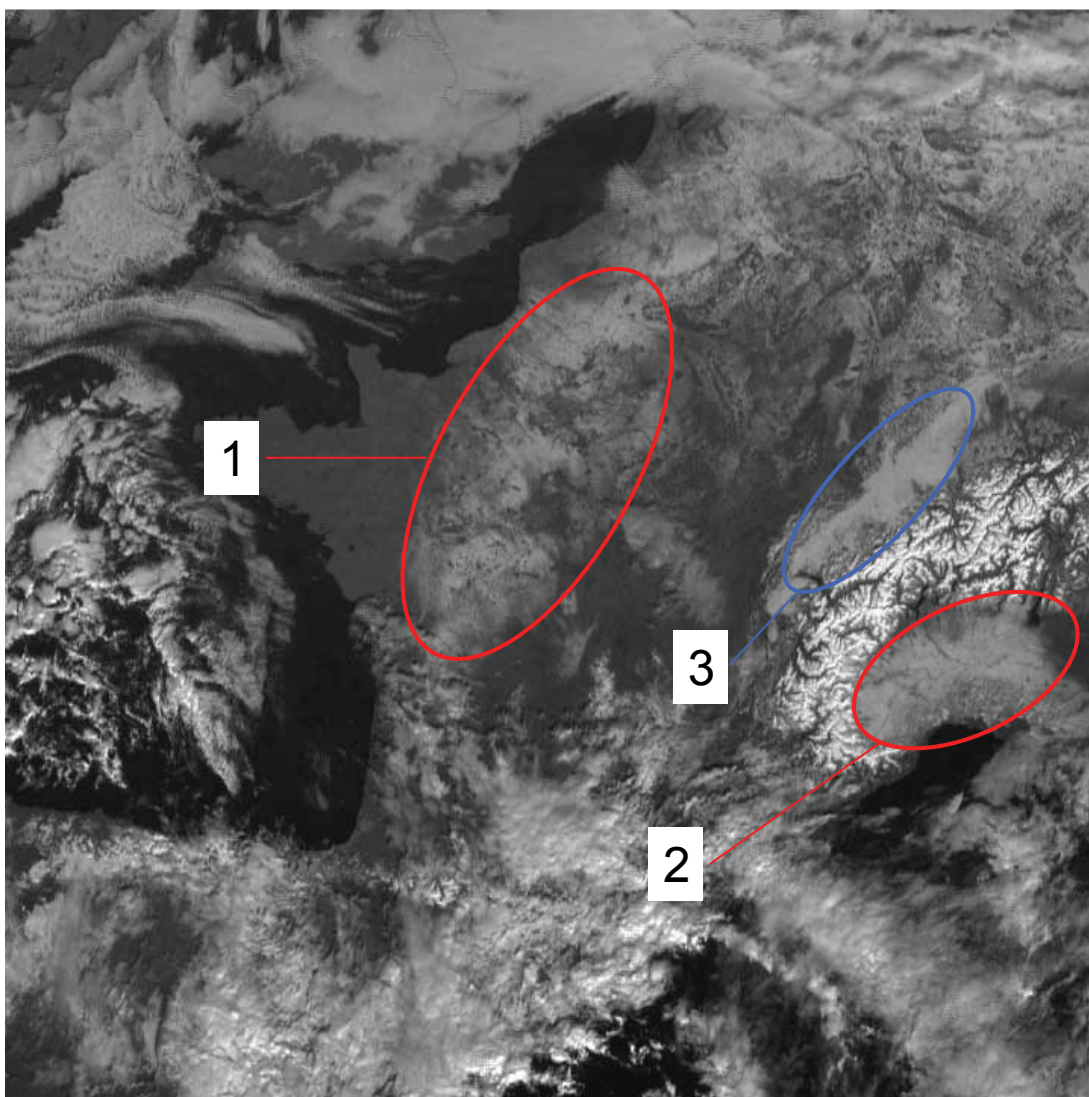


figure 7.10 : Image visible HRV Meteosat 9 du 9 janvier 2009 à 12 h UTC. Source : Météo-France.

Sur l'image visible, la neige ne présente pas le même aspect en plaine et en montagne. En montagne, la neige apparaît d'un blanc très brillant, avec une structure dendritique due à la disposition des vallées où la neige est moins présente et/ou occultée par les forêts. Sur la figure 7.10, on distingue nettement la neige présente sur l'arc alpin entre les zones 2 et 3.

Souvent d'épaisseur plus modeste et moins uniforme qu'en montagne (présence de forêts, d'agglomérations, ou de cultures), la neige de plaine apparaît de couleur grisâtre, plus ou moins claire suivant l'épaisseur et l'uniformité de la couche. La figure 7.10 montre un exemple de neige s'étendant de la Picardie au Val de Loire (zone « 1 ») et sur la plaine du Pô (zone « 2 »). Pour chacune de ces zones on remarque des zones plus sombres correspondant aux vallées fluviales ainsi qu'aux zones urbaines où la couche est beaucoup plus hétérogène (voire a déjà fondu au

moment du cliché) : ainsi l'agglomération parisienne apparaît très sombre alors qu'autour tout est gris clair.

La neige se distingue assez facilement des nuages bas (présents en zone « 3 ») par son aspect moins uniforme et surtout par le fait que la structure reste immobile lorsqu'on anime l'image : même dans le cas de nuages bas ou brouillards quasi-stationnaires, il y a toujours plus ou moins d'évolution d'une image à l'autre en périphérie de la nappe. Sur la composition colorée diurne, la neige et les nuages bas ne sont pas colorés de la même façon et la distinction peut être rendue plus facile (la neige apparaît plus blanche, alors que les nuages bas ont toujours leur teinte ocre-jaune, voir figure 7.12). Enfin, dans le cas d'une couche nuageuse recouvrant partiellement une étendue de neige, l'ombre portée de la couche nuageuse peut permettre, sans ambiguïté, de distinguer la neige de la nébulosité.

Pour la glace (banquise essentiellement, parfois glaciers pour les plus étendus, lorsqu'ils ne sont plus enneigés), les caractéristiques sont similaires à celle de la neige (mêmes gammes de couleurs, distinction pas toujours aisée avec les nuages bas). Il est d'ailleurs difficile de déterminer si la glace est recouverte ou non par de la neige.

Cette difficulté est particulièrement criante sur les zones polaires où l'on ne dispose que de données intermittentes et où les animations sont pratiquement impossibles.

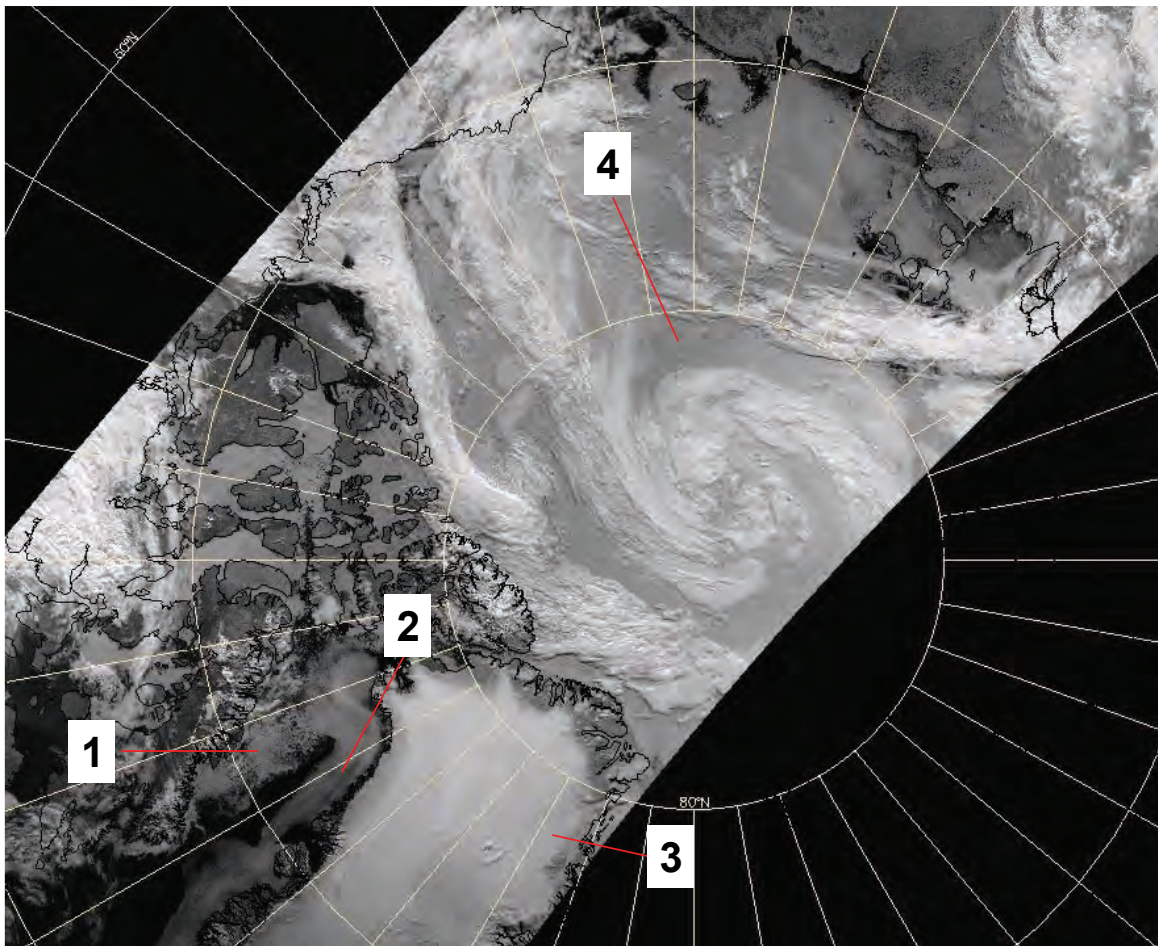


figure 7.11 : Image HRV METOP du 7 juillet 2010 à 00 h UTC. Source : Météo-France.

Sur la figure 7.11, sont présents glace de mer (« 1 »), nuages bas type St (« 2 »), neige (« 3 »), glace, et des éléments difficiles à identifier en « 4 » (glace ou nuages bas ?). On distingue également des enroulements nuageux autour du pôle liés à un minimum dépressionnaire. La neige se distingue facilement des autres éléments par son aspect plus blanc et plus uniforme, et également par le fait que l'on sait que la calotte du Groenland en est constamment recouverte, les

précipitations tombant toujours sous forme solide dans l'intérieur. Pour « 1 » et « 2 » c'est plus délicat, mais on constate une texture plus uniforme pour les nuages bas à l'ouest du Groenland. C'est finalement la composition colorée qui permet de trancher : on distingue bien sur la figure 7.12 les différences entre les éléments « 1 » et « 2 », la glace apparaissant plutôt blanche, quand les nuages bas ont leur teinte ocre. Pour l'élément « 4 », il semble que l'on soit en présence de glace car la couleur est très proche de celle de « 1 ». Les nuages qui s'enroulent autour appartiennent aux étages bas à moyens (ocre plus ou moins clair).

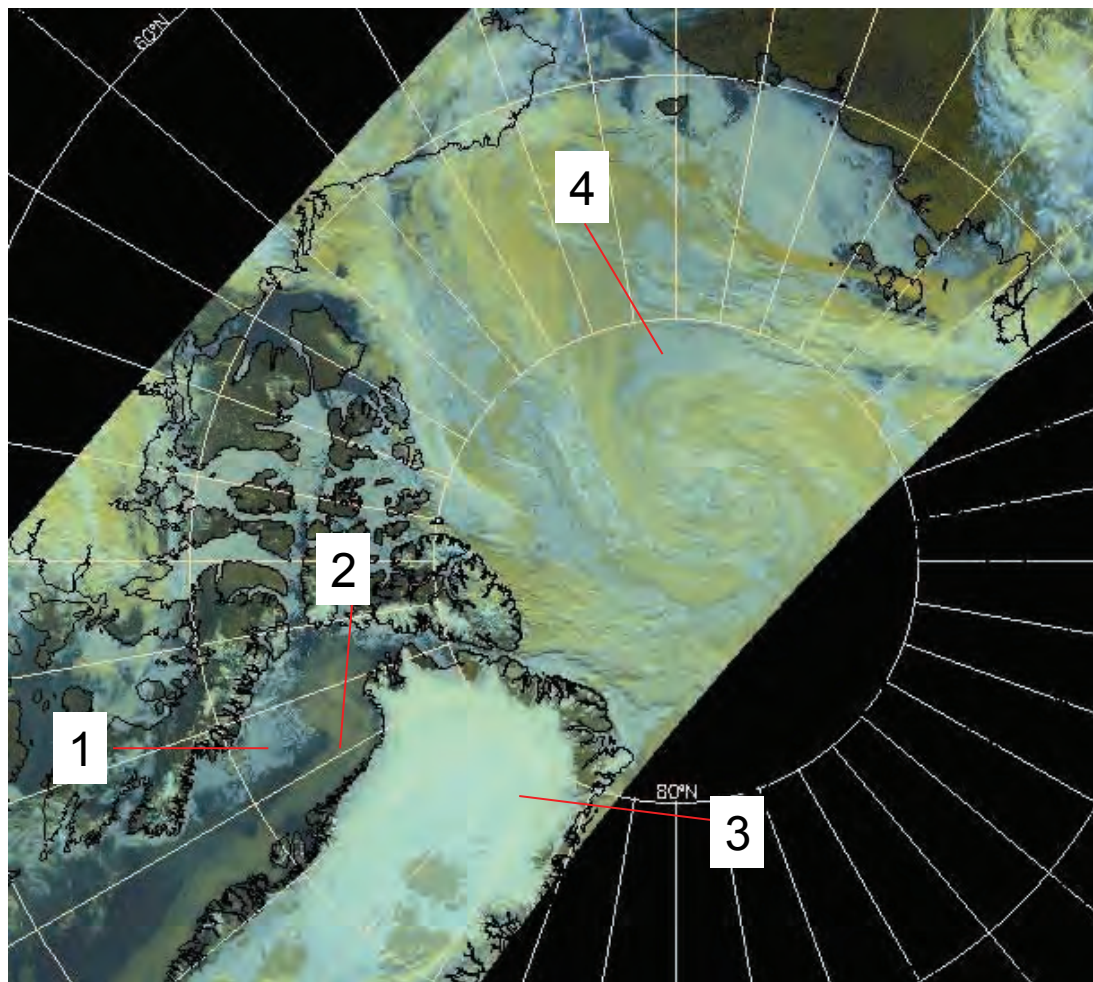


figure 7.12 : Idem figure 7.11 mais pour la composition colorée. Source Météo-France.

b. Les sables, poussières et cendres volcaniques

Les sables et les poussières diverses sont soulevés par le vent (tempêtes de sable des zones désertiques) et peuvent alors être transportés sur de très longues distances par les flux d'altitude. En France, le phénomène est relativement fréquent par flux de sud rapide : les sables sahariens circulent au dessus de la Méditerranée et de la Péninsule ibérique et retombent au sol au gré des précipitations notamment. La zone concernée s'étend au nord jusqu'en Grande Bretagne et en mer du Nord. Ce sont les fameuses « pluies de boues » qui en général ne laissent que des traces insignifiantes dans les pluviomètres mais beaucoup plus voyantes sur les véhicules.

Les cendres volcaniques sont quant à elles éjectées dans l'atmosphère lors de phases éruptives des volcans. Elles sont constituées de matériaux très divers.

La détection de ces différents phénomènes, notamment les cendres volcaniques, est très importante pour l'aéronautique, pour laquelle ils peuvent constituer un danger. Cette détection

dépend de la densité de particules, de leur température, et du type de surface au dessus de laquelle elles évoluent.

En visible, la détection est en général difficile au dessus des surfaces à fort albédo (sable) car les réflectances sont alors très voisines. En revanche, la détection sera plus aisée au dessus de la mer (faible albédo) où ces particules prendront l'aspect d'un voile un peu laiteux, plus ou moins ténu. En infrarouge, c'est plutôt la température des particules et leur concentration qui jouent. D'une manière générale il vaudra mieux consulter directement la composition colorée de jour pour bien mettre en évidence ces phénomènes.

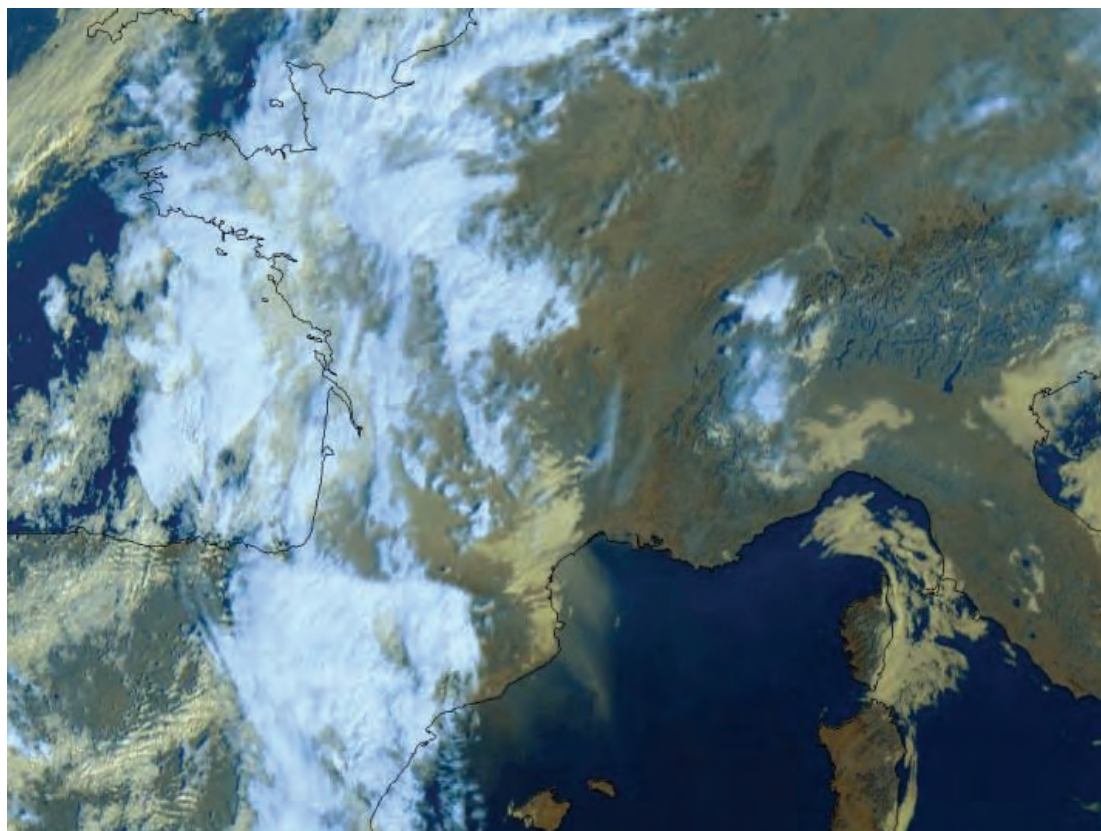


figure 7.13 : *image composition colorée Meteosat 8 du 26 octobre 2006 à 09 h 15 UTC. Source : Météo-France.*

La figure 7.13 est une composition colorée permettant de voir un nuage de sables sahariens qui s'étend de la Catalogne espagnole au golfe du Lion (et sans doute davantage dans l'intérieur des terres, mais sans pouvoir le détecter). Sur une image visible ce panache de sable serait également repérable mais de façon moins évidente que sur la composition colorée. On distingue aussi des entrées maritimes sur le Languedoc et le sud Massif central, et des nuages orageux (Cb, Ac) sur la moitié ouest de la France et sur l'Espagne (blanc brillant). Des nuages bas sont présents sur l'est de la Sardaigne et de la Corse ainsi que sur la plaine du Pô.

Pour les cendres volcaniques, la détection est plus aléatoire. Toutefois, si l'éruption est importante le panache de cendres sera facilement détectable y compris en imagerie infrarouge si l'altitude du panache est suffisamment élevée : les particules qui constituent le panache se mettent rapidement à la température de leur environnement. On peut alors suivre le nuage de cendres y compris pendant la nuit. Pour le distinguer des nuages éventuels environnants, on se base sur la forme caractéristique en panache plus ou moins étroit et sur la stationnarité de la source d'émission (voir figure 7.14, éruption du volcan Eyjafjöll en mai 2010).

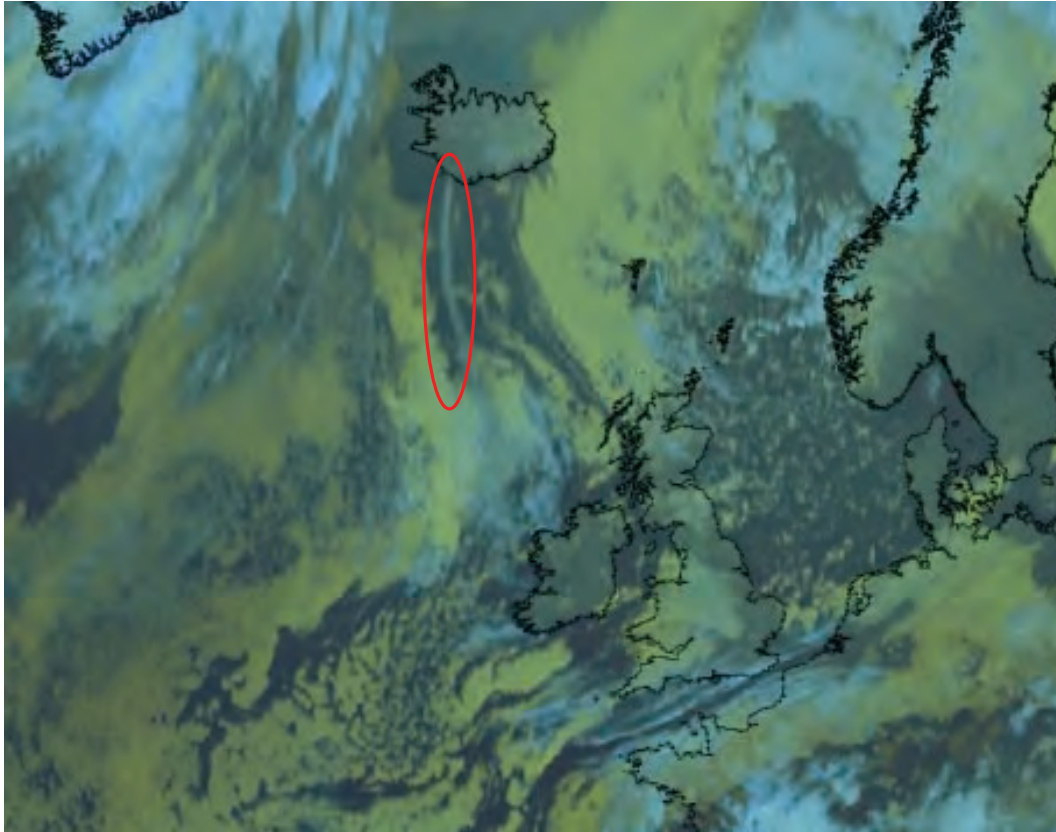


figure 7.14 : *Composition colorée nocturne Meteosat 9 du 11 mai 2010 à 00 h UTC. Source : Météo-France. L'ellipse rouge encadre la trace du panache de cendres.*

7.1.6 L'imagerie vapeur d'eau (ou WV – Water Vapor)

Bien qu'appartenant au domaine infrarouge, les images vapeur d'eau ont une utilisation assez différente des autres types d'images. En effet, il s'agit moins de détecter et de suivre l'évolution des zones nuageuses que de mettre en évidence les zones d'intrusion d'air sec stratosphérique, qui matérialisent les anomalies de tropopause dynamique (= anomalies de tourbillon potentiel, ou de PV, voir paragraphe 8.3.5), et sont une signature des zones dynamiques (au sens de l'interaction barocline) de l'atmosphère. Sur ces images, les zones apparaissent d'autant plus blanches qu'elles sont plus riches en vapeur d'eau. Bien sûr, ce sont les zones nuageuses (saturées) qui apparaissent les plus brillantes, mais des zones de ciel clair peuvent apparaître opaques et grisées si la masse d'air correspondante présente un fort taux d'humidité.

Pour les zones qui nous intéressent pour le suivi de la dynamique d'altitude :

- ce sont des zones d'intrusion d'air sec stratosphérique à fort tourbillon (zones de basses tropopause dynamique) ;
- elles apparaissent en noir sur l'imagerie vapeur d'eau ;
- plus que les zones sombres, il faut rechercher les zones de fort contraste qui balisent un fort gradient horizontal de tourbillon potentiel donc un fort gradient de vent et de température ;
- l'animation des images reste le meilleur moyen pour identifier les zones de fort dynamisme, l'assombrissement rapide d'une zone à l'arrière d'une bande nuageuse est souvent le signe de cyclogénèse en cours.

Nous verrons au tome 2 comment utiliser ces images dans le cadre de l'analyse des perturbations et de la convection. Sur la figure 7.15 on a matérialisé les zones de plus forts contrastes correspondant aux forçages dynamiques. Pour le front situé entre Irlande et Islande

cela indique que le front est sinon en phase de frontogénèse, du moins en phase de maturité active. Sur l'Europe centrale, le contraste est moins marqué mais on remarque des cellules orageuses sur l'Autriche. Quant à la zone sur la Biélorussie, elle est associée à une zone frontale s'étendant de la Finlande à la Russie sans doute assez active. Il ne faut cependant pas croire que des zones nuageuses actives en termes de précipitations sont toujours associées à des zones très sombres en WV : les cellules orageuses sur l'Italie ne sont pas entourées de zones de subsidence sombres. A l'inverse les zones sombres sur la Libye ne correspondent pas à des anomalies de tropopause dynamique mais à une masse d'air tropicale très sèche (pas de zone de contraste marqué, on passe progressivement à une masse d'air plus humide en se dirigeant vers le nord).

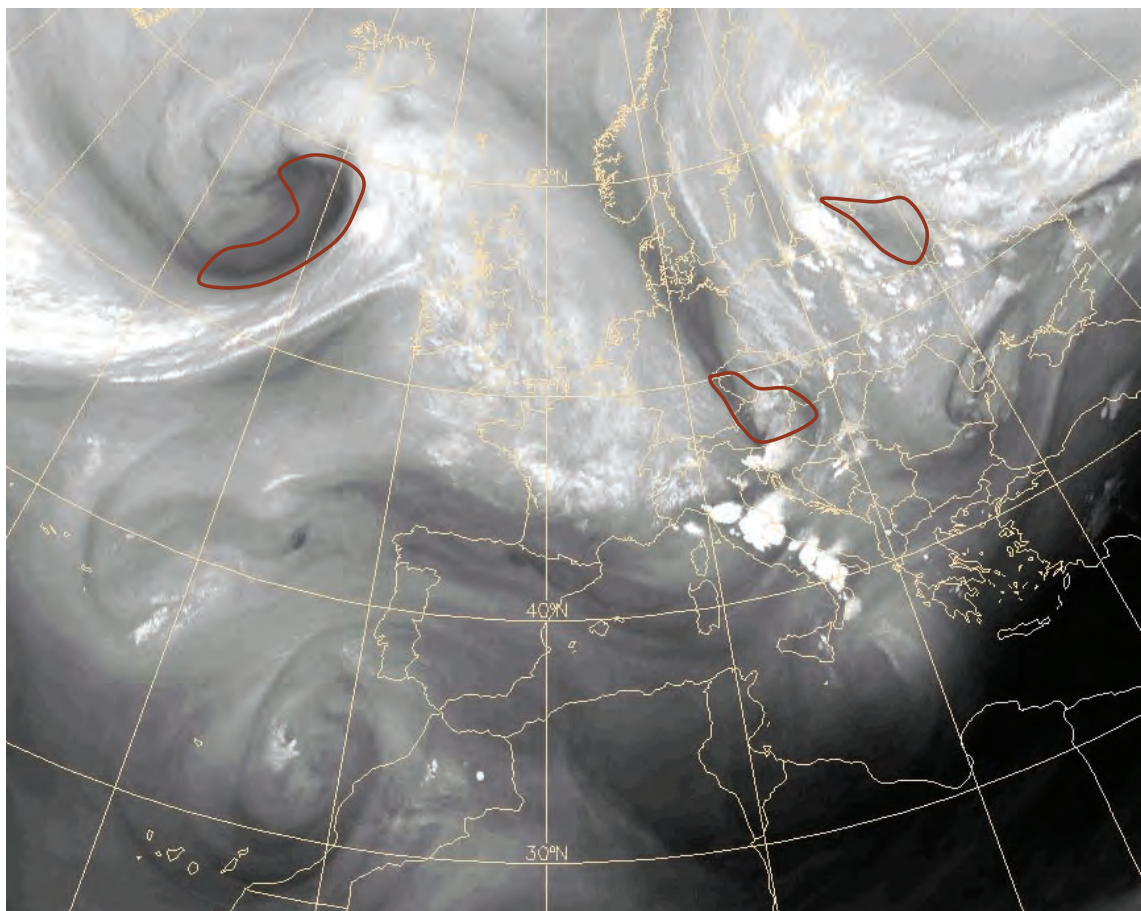


figure 7.15 : Exemple d'image vapeur d'eau (WV 6.2) Meteosat 9, le 6 juillet 2010 à 13 h 45 UTC. Les contours marrons matérialisent les zones de forçage dynamique (anomalie de PV). Source : Météo-France.

Les images vapeur d'eau sont disponibles pour les canaux 6.2 et 7.3. Le canal 6.2 est le plus usité car il rend compte du contenu en vapeur d'eau de la haute troposphère (bien qu'il s'agisse d'un contenu intégré sur la verticale, la contribution la plus forte provient de ces niveaux). L'autre canal privilégie la vapeur d'eau de moyenne troposphère, et peut parfois être utilisé en saison froide lorsque les anomalies de PV atteignent des niveaux très bas (parfois jusqu'à 500 voire 600 hPa).

Cette correspondance entre imagerie WV et champ de PV est basée sur l'hypothèse que la vapeur d'eau est un traceur des mouvements verticaux induits par les anomalies de PV. Or, cette imagerie est influencée par d'autres phénomènes, faisant que la correspondance anomalie de PV – zone sombre en WV n'est pas univoque. Ceci nous conduit donc à mentionner quelques limitations dans l'utilisation du produit :

- l'image WV subit un effet d'advection de la vapeur d'eau par le flux, qui peut générer un décalage avec les gradients horizontaux du champ de PV ;

- le PV est supposé conservatif dans la troposphère, or, il existe des puits ou des sources de PV et de vapeur d'eau : les deux champs ne varient donc pas strictement de la même façon dans le temps (hors phénomène d'advection) ;
- les nuages ont un effet radiatif qui se retrouve sur l'imagerie WV : ainsi on peut trouver des Cirrus dans les intrusions sèches d'air stratosphérique : l'image vapeur d'eau pourra alors ne pas apparaître sombre alors que l'on se situe dans une zone d'anomalie de PV.

7.1.7 Autres produits

Outre les compositions colorées, de nombreux produits sont élaborés à partir de l'imagerie satellite à destination des prévisionnistes. Nous allons en présenter quelques uns parmi les plus importants. Attention, la plupart de ces produits sont appelés **produits de fusion de données** car ils peuvent faire appel à des sources d'informations autres que le satellite (données de modèles numériques notamment). Néanmoins, la principale information provenant des satellites, nous présentons ces applications dans ce chapitre.

La plupart de ces produits ont été développés par les services des états membres d'EUMETSAT dans le cadre de programmes thématiques dénommés SAF (Satellite Application Facilities). Ces SAF sont regroupés autour de 8 thèmes principaux, comme par exemple la prévision immédiate, l'océan et la glace de mer, le contenu en ozone et la chimie atmosphérique, etc.

a. La classification nuageuse

Elle fait partie du SAF prévision immédiate, le but étant d'attribuer à chaque pixel du produit un type de nuage ou de surface. La résolution est de 3 km au sous-point (donc un peu dégradée sous les latitudes tempérées dans le sens longitudinal) et la fréquence des images de 15 minutes. Pour le produit élaboré à Météo-France, il s'agit d'une combinaison de 9 canaux et de prévisions du modèle ARPEGE (températures à différents niveaux et contenu intégré en vapeur d'eau).

16 classes sont définies, dont 10 classes de nuages et 4 classes de surface de sol, 2 classes aux pixels non définis (voir figure 7.16). Ces classes correspondent essentiellement à l'étage des nuages (l'altitude de leur sommet) et non pas à leur aspect cumuliforme ou stratiforme. La détection est meilleure de jour, notamment pour ce qui concerne la nébulosité basse. Elle peut être erronée lors des transitions jour-nuit ou nuit-jour (même problème que pour la composition colorée).

Ce produit peut apporter une aide ponctuelle, surtout lorsque l'imagerie classique est mise en défaut, en aidant à la détermination d'une couche nuageuse sur une zone précise. Néanmoins, son utilisation pour la compréhension globale d'une situation et de sa dynamique reste malaisée car le grand nombre de classes utilisé rend la lecture difficile. La figure 7.17 fournit un exemple (toujours sur la situation du 6 juillet 2010) que l'on pourra comparer aux images visible, infrarouge, ou composition colorée. Quelques classes ont été indiquées ; on remarquera que les Cb italiens sont dans la même classe que les nuages du corps de la perturbation située au large de l'Irlande : dans les 2 cas, les sommets de la couche atteignent des niveaux élevés donc très froids. La détection de la convection se fera plutôt avec l'imagerie classique animée, sur laquelle la convection profonde est facilement identifiable.

Soulignons les confusions qui peuvent exister entre un sol très froid et des nuages de moyenne altitude : en hiver par exemple sur la Scandinavie, un sol enneigé avec des températures de $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ par ciel clair peut se retrouver classé comme nuage semi-transparent épais !

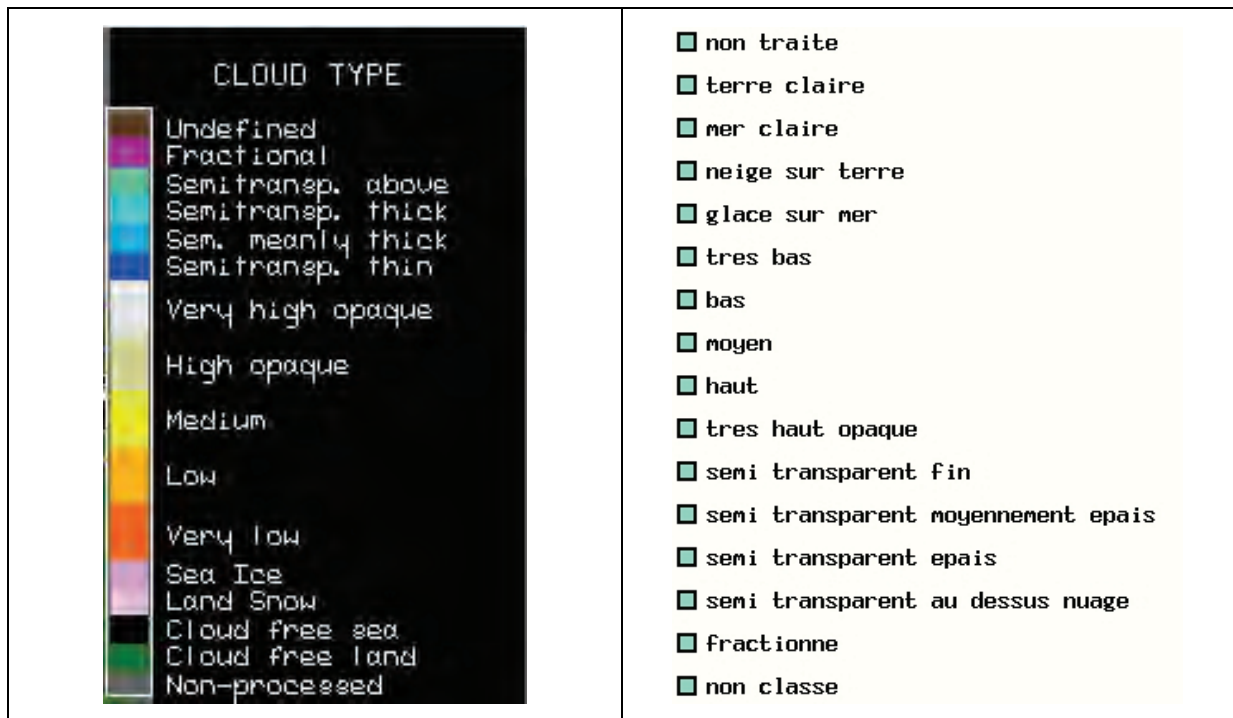


figure 7.16 : À gauche, palette utilisée pour la classification ; à droite traduction française de la légende (attention, l'ordre n'est pas respecté). Source : www.eumetsat.int.

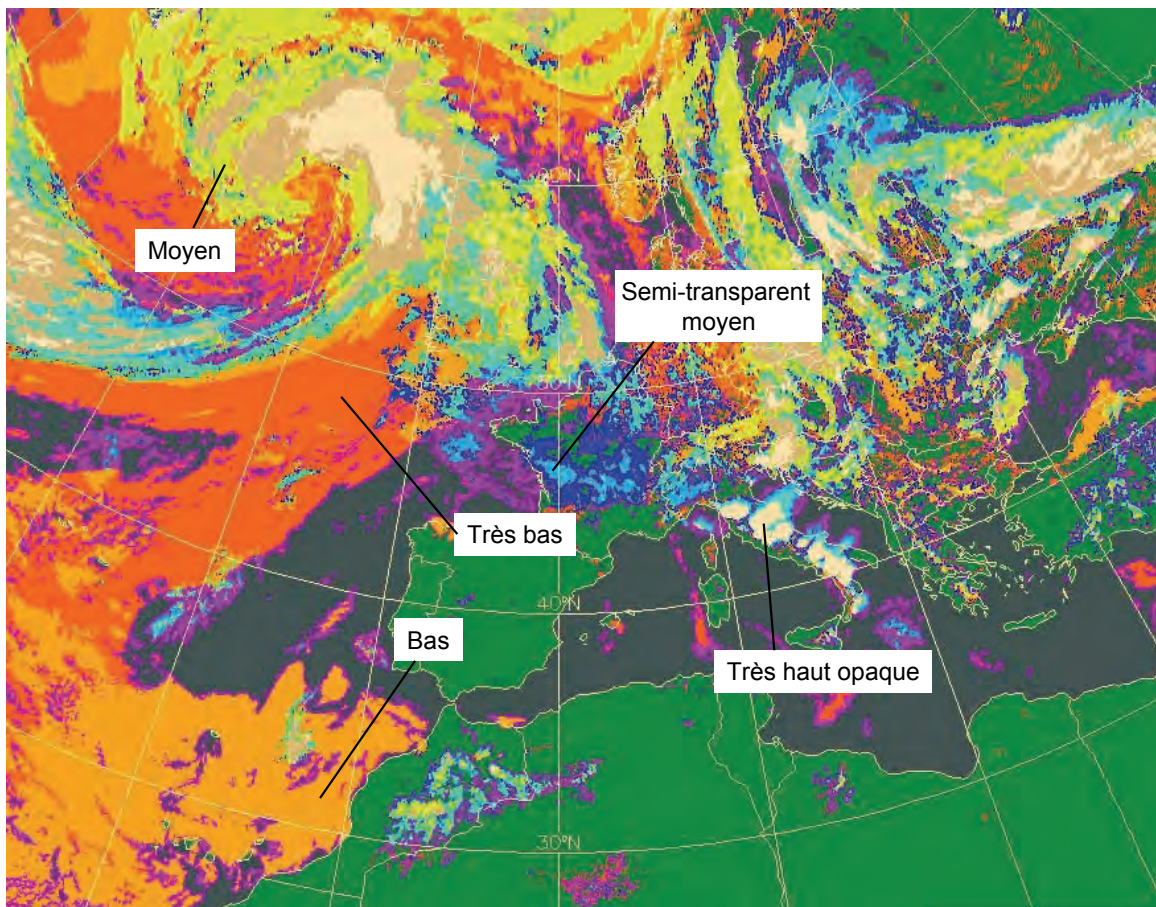


figure 7.17 : Exemple de classification nuageuse, le 6 juillet 2010 à 13 h 45 UTC. Source : Météo-France.

b. L'ozone total

Outre son utilité pour l'étude et le suivi de la chimie atmosphérique, la détection du contenu total d'ozone dans une colonne d'air peut servir pour l'analyse météorologique. En fait, l'essentiel de l'ozone atmosphérique est contenu dans la basse stratosphère, au dessus de la tropopause. Or, en moyenne, cette couche d'ozone est beaucoup plus épaisse aux latitudes polaires (tropopause basse) et diminue en allant vers l'équateur (tropopause élevée). La cartographie des contenus en ozone permet ainsi de détecter les zones d'intrusion d'air stratosphérique, donc les zones d'anomalies de tourbillon potentiel. L'information délivrée est alors proche de celle de l'image vapeur d'eau : les zones à fort gradient de concentration balisent les zones de forçages dynamiques d'altitude. Le lien est encore plus prononcé que pour la vapeur d'eau : les zones fortement baroclines avec rapide de jet sont très nettement associées à de forts gradients d'ozone.

À l'heure actuelle, la résolution de ces images est relativement fruste pour les satellites géostationnaires, les pixels ayant une taille de 50 km dans la direction zonale. Une nette amélioration sera apportée avec l'arrivée des satellites de 3^e génération. Les défilants proposent une résolution meilleure, mais avec toujours ce défaut que la constitution d'une image sur un domaine assez vaste nécessite plusieurs passages et donc des clichés asynchrones. Par ailleurs, ces images ne sont disponibles pour un domaine donné qu'un nombre très limité de fois par jour.

Un exemple de carte Meteosat 9 est fourni par la figure 7.18 : les zones apparaissant dans les gammes rouge à pourpre correspondent aux quantités élevées, les couleurs jaune à orangé aux quantités faible. On mettra cet image en regard de l'image WV (figure 7.15). La grandeur utilisée est l'unité Dobson : il s'agit en gros de l'épaisseur qu'aurait la couche d'ozone si on ramenait le contenu total d'une colonne d'atmosphère de 1 cm² au niveau du sol (100 unités Dobson correspondent à 1 millimètre).

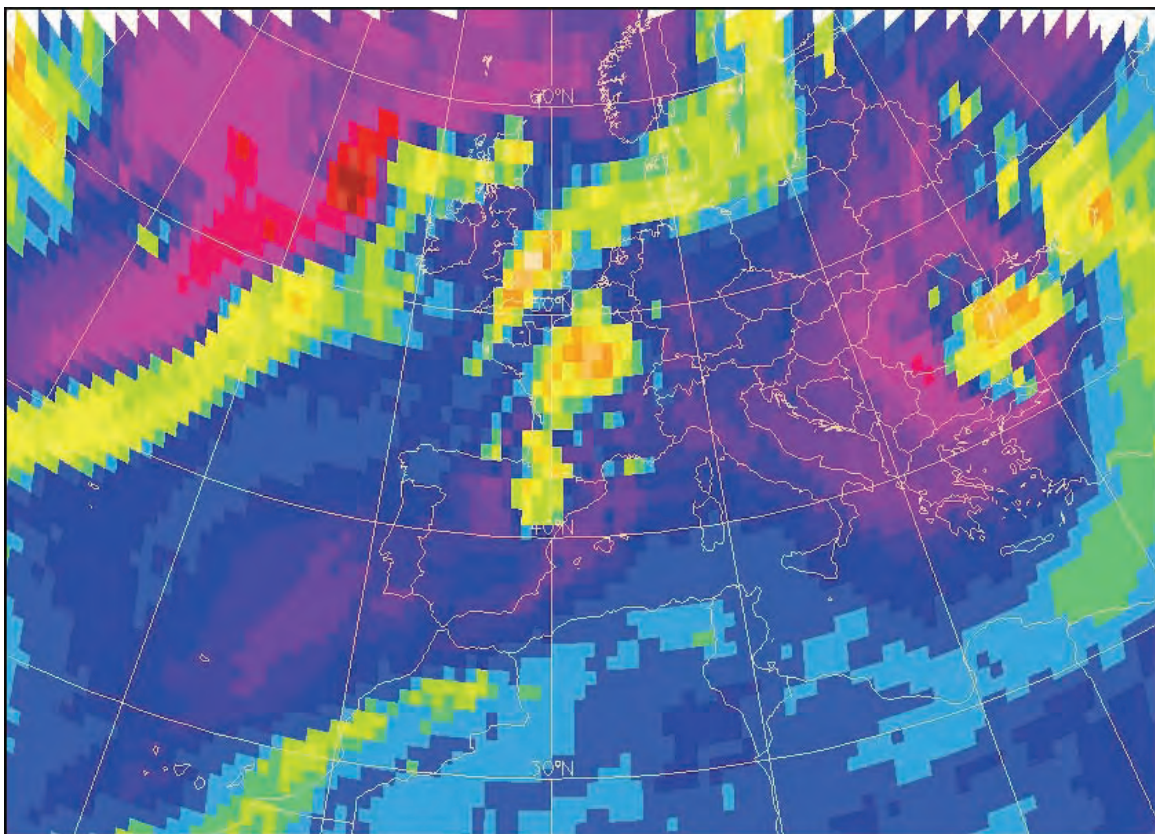


figure 7.18 : Exemple d'image "ozone total" Meteosat 9 du 6 juillet 2010 à 13 h 45 UTC. Quantités élevées en rouge/violet, faibles en jaune/orangé. Source : Météo-France.

Un autre exemple est fourni à partir de l'imagerie des satellites défilants de la NOAA (figure 7.19), l'image finale étant donc constituée de clichés asynchrones.

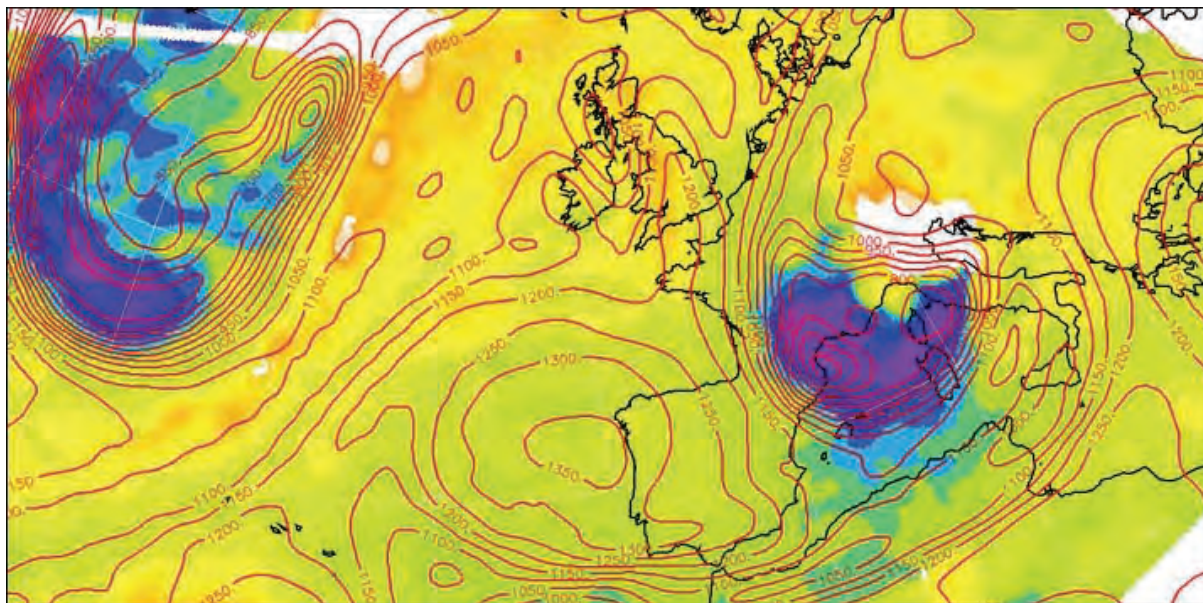


figure 7.19 : Exemple d'image "ozone total" du 3 octobre 2005 à 18 h UTC, constituée de plusieurs clichés du satellite défilant NOAA 16, et superposée à un champ ARPEGE 1.5 de Z 1.5 PVU. Source : Météo-France, DPREVI/Labo.

c. Les vents ASCAT

La fourniture de champs de vent au dessus des surfaces océaniques est une information importante apportée par les satellites défilants. Le diffusiomètre ASCAT (Advanced Scatterometer) embarqué sur METOP est un radar bande C, dont les pulsations vers l'océan sont réfléchies différemment selon l'état de la mer, ce qui permet d'en déduire ensuite la direction et la vitesse du vent (figure 7.20).

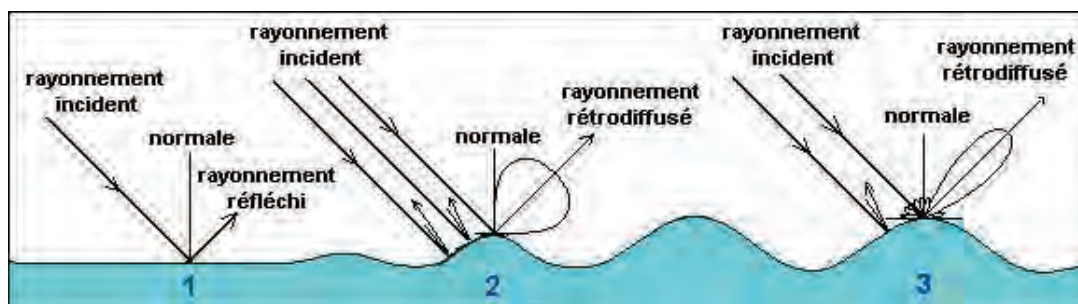


figure 7.20 : Principe de fonctionnement du diffusiomètre ASCAT.

Source : <http://www.educnet.education.fr/orbito/system/metop/metop8.htm>.

À chaque fauchée du satellite, un champ de vent à 10 mètres est calculé et rendu disponible environ 15 minutes après la dernière mesure effectuée. Aux latitudes européennes, chaque champ contient environ 30 minutes de données : les données les plus anciennes datent donc de 45 minutes au moment de la mise à disposition. Ces données sont disponibles sur les stations de travail des prévisionnistes, mais également sur de nombreux sites internet. La résolution est de 12.5 km ou 25 km, mais sur les pointages les plus fréquemment rencontrés, les vents sont espacés de 50 km.

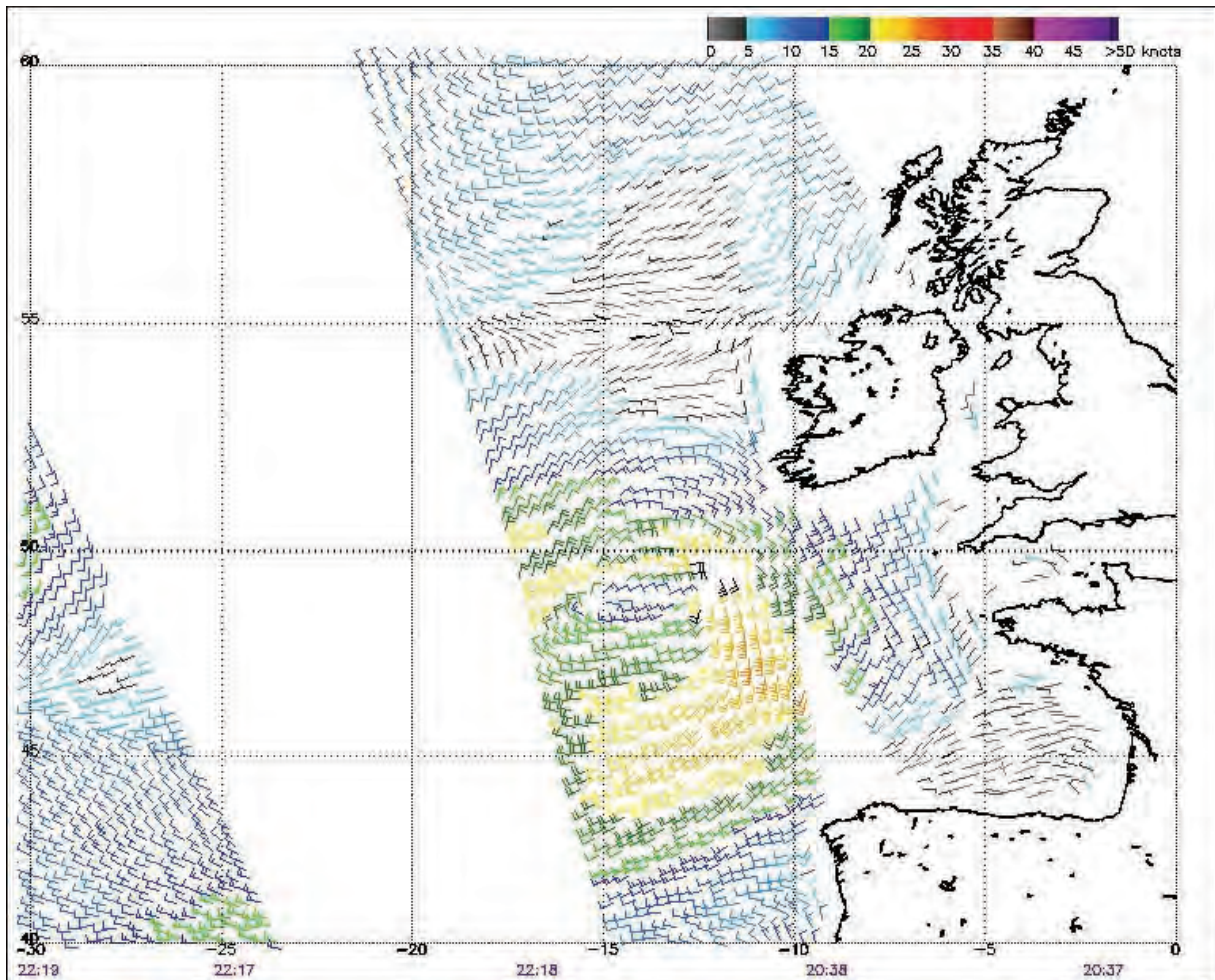


figure 7.21 : Exemple de champ de vent ASCAT 50 km le 12 juillet 2010 à 10 h UTC. Les couleurs indiquent l'intensité du vent. Source : <http://manati.orbit.nesdis.noaa.gov/datasets/ASCATData.php>

Bien que disponibles à un rythme irrégulier, ces champs de vent peuvent apporter une aide précieuse sur les zones maritimes, particulièrement pauvres en observations conventionnelles. Un exemple est montré sur la figure 7.21 qui met en évidence les 2 fauchées réalisées simultanément par le satellite, de part et d'autre de sa trajectoire.

d. L'analyse masse d'air RGB

Il s'agit d'un produit relativement récent, encore peu utilisé opérationnellement, mais qui propose une synthèse de différents types d'images, afin de mettre en évidence des zones favorables aux cyclogénèses baroclines et/ou à la convection profonde. Sans entrer dans le détail, on retiendra que l'image est colorée selon la composition de 3 codes couleurs : rouge/vert/bleu, qui correspondent à des combinaisons entre plusieurs canaux : une différence entre les canaux WV6.2 et WV7.3 (gamme rouge) qui dépend du profil vertical en humidité et température, une différence entre IR9.7 (ozone) et IR10.8 qui met en évidence le contenu en ozone de la masse d'air, et enfin le canal WV6.2 tout seul qui montre les zones d'intrusions sèches (anomalies de PV) et les zones nuageuses de moyenne et haute altitude. On retiendra les caractéristiques suivantes :

- vert : masses d'air pauvres en ozone, donc typiques des masses d'air tropicales à tropopause élevée et à tourbillon plutôt anticyclonique ;
- rouge : air stratosphérique sec et subsident (anomalie de PV) associé aux jets d'altitude ;
- bleu : masses d'air à tropopause basse, en air froid (masse d'air polaire).

Ces couleurs se composent entre elles suivant les caractéristiques de la masse d'air, et les zones de couleur rouge/violet (intrusion d'air stratosphérique dans une masse d'air froid à tropopause basse) correspondent ainsi aux zones potentiellement actives en termes de cyclogénèse barocline et d'activité orageuse organisée. On montre un exemple d'image sur la figure 7.22 où l'on détecte deux zones dans les gammes de rouges : la première à l'ouest de l'Irlande, correspondant au jet d'altitude (zone barocline), la deuxième associée à une anomalie de PV marquée sur la moitié nord de la France, et précédée d'orages violents.

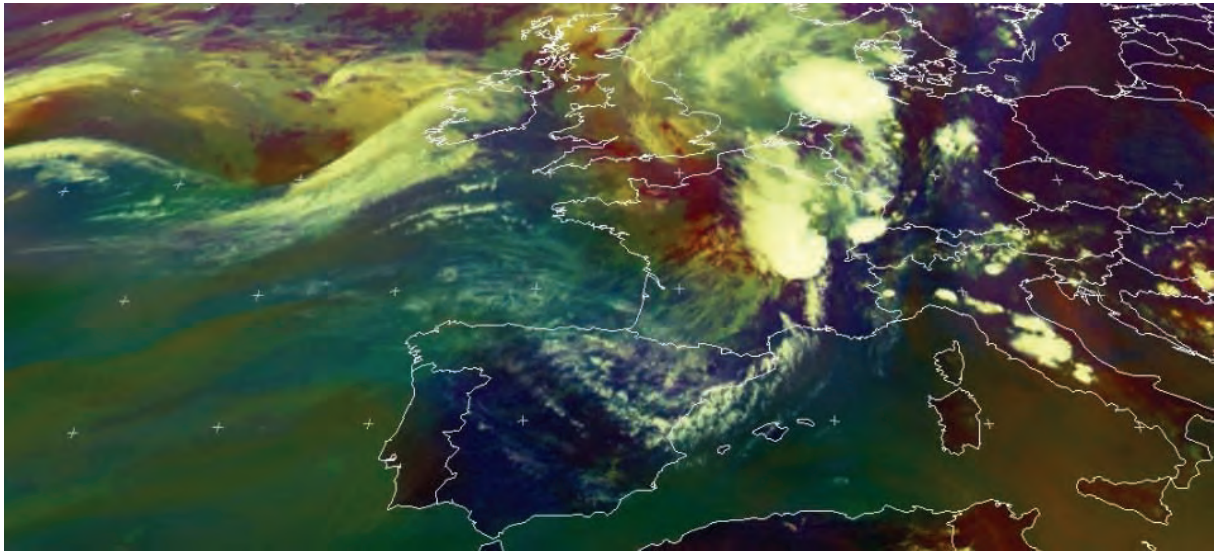


figure 7.22 : Exemple d'image masse d'air RGB, le 12 juillet 2010 à 14 h UTC. Source : Eumetsat.

e. Produits divers

D'autres produits, moins directement intéressants pour l'analyse ou encore au stade expérimental, peuvent être cités pour information, disponibles sur les sites internet des différents SAF : (www.eumetsat.int/Home/Main/What_We_Do/SAFs/Products/List_by_SAF/index.htm?l=en).

Nous citerons, parmi d'autres :

- pour le SAF OSI (« Ocean and Sea Ice », océan et glace de mer), les produits de suivi de la glace de mer et de la SST (Température de Surface de la Mer, voir figure 7.23) ;
- pour le SAF NWC (« Nowcasting », Prévision immédiate), outre la classification nuageuse et les vents à 10 mètres, des images de contenu en eau précipitable, des taux de précipitations convectives, des analyses de stabilité de masse d'air ;
- pour le SAF Land (Analyse de la surface terrestre) : cartes de flux d'évapotranspiration, carte de risque d'incendie, indices de végétation, carte de couverture neigeuse, etc. ;
- d'autres SAF sont consacrés à l'utilisation des données satellites pour l'alimentation des modèles de prévision numérique du temps. Nous n'aborderons pas ce point ici, mais il faut savoir qu'un nombre croissant d'observations satellite est assimilé par les modèles de prévision après traitements via des algorithmes sophistiqués (vents, humidités, températures, profils verticaux).

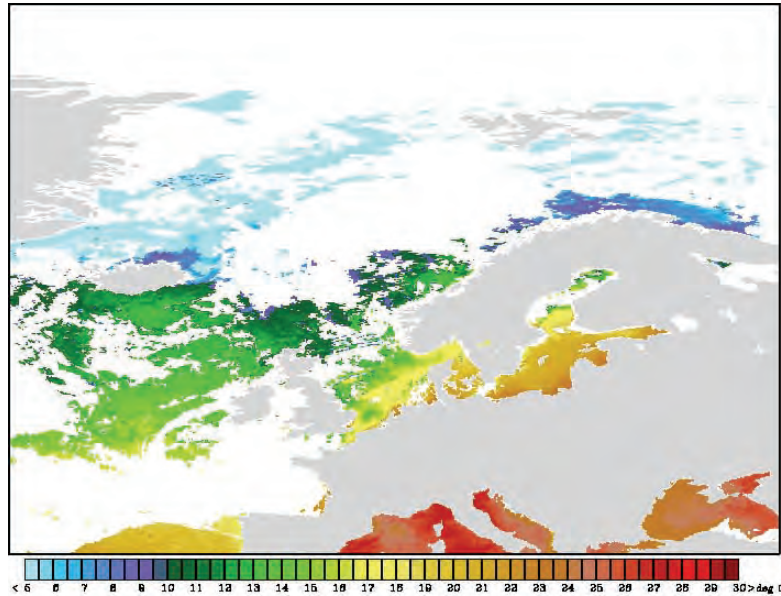


figure 7.23 : Exemple de produit SST fourni par le SAF OSI. Source : <http://www.osi-saf.org/>. La carte est calculée sur une période de 12 heures. Les zones en blanc ont été recouvertes par des nuages pendant toute la période.

7.2 L'imagerie radar

7.2.1 Généralités

Les radars météorologiques (RADio Detection And Ranging) détectent les précipitations et permettent indirectement de les quantifier. Ils peuvent également permettre de calculer des champs de vent, et de distinguer entre plusieurs types de précipitations. Ils constituent donc une aide précieuse sinon indispensable pour l'analyse, le suivi, et la qualification des situations météorologiques.

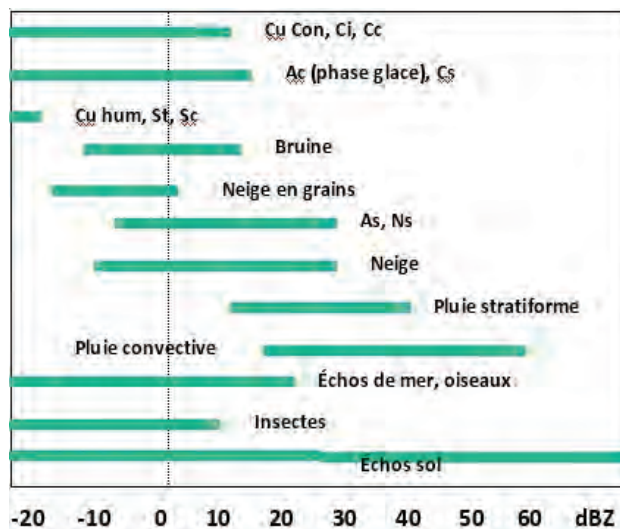


figure 7.24 : Gamme de réflectivités pour divers types d'objets soumis à un signal radar incident de type radar météorologique. Source : Météo-France/DSO.

Le radar envoie un signal (onde électromagnétique de fréquence adaptée) vers une cible. Ce signal interagit plus ou moins avec la cible en donnant un signal en retour (ou réflectivité), plus ou moins intense. Cette réflectivité est fonction de la taille, de la concentration, de la structure de l'objet rencontré (voir figure 7.24), ainsi que de la longueur d'onde du signal émis.

Les longueurs d'onde utilisées sont telles que le signal rétro-diffusé soit maximal pour les précipitations. Le tableau 7.2 (source : Météo-France/DSO) donne une idée des longueurs d'onde pertinentes :

Longueur d'onde (cm)	1	3	5	10	20
Fréquence (GHz)	30	10	6	3	1.5
Bande	K	X	C	S	L
Détection	nuages	précipitations	précipitations	précipitations	aéronautique

tableau 7.2 : Correspondance entre les bandes radar et leur longueur d'onde.

Si la longueur d'onde est trop élevée, le signal traverse les précipitations sans interagir. Si elle est trop faible, le signal est absorbé par les précipitations. Les radars météorologiques sont ainsi des radars bande S, C ou X, chaque type présentant ses propres avantages et faiblesses (voir tableau 7.3).

Le réseau opérationnel métropolitain (nommé ARAMIS) en 2012 comprend des radars bande C, bande S ou bande X, la plupart de ces derniers étant installés sur les régions méditerranéennes soumises aux épisodes les plus intenses (voir figure 7.25). Les cercles figurés autour des radars ont un rayon de 100 km, correspondant en première approximation à la zone de portée hydrologique, c'est-à-dire la zone sur laquelle l'information quantitative (lame d'eau) est jugée d'une qualité suffisante (voir figure 7.37). Les précipitations sont en revanche détectées sur une distance bien plus importante (sur un rayon de 250 km environ). Ainsi, à l'exception des Alpes, des crêtes pyrénéennes, et de l'ouest de la Corse, l'ensemble du territoire français est couvert par les radars pour ce qui concerne la détection, les zones en blanc sur la carte de la figure 7.25 étant situées à l'intérieur des cercles de 250 km. Les radars bande X sont installés depuis 2010 en Haute-Provence et dans les Alpes du Sud afin d'améliorer la couverture de ces régions montagneuses.

Type de radar	Points forts	Faiblesses
Bande S	Faible atténuation du signal par les précipitations.	Coût élevé du matériel et de l'infrastructure. Taille importante de l'antenne.
Bande C	Bien adapté pour les pluies faibles à modérées (bon rapport coût / détection).	Atténuation plus importante qu'en bande S pour les fortes pluies. Coût sensiblement plus élevé que pour un bande X.
Bande X	Faible coût . Infrastructure légère. Intérêt dans les zones montagneuses où le signal est de toutes façons rapidement atténué ou masqué par le relief.	Forte atténuation du signal par les précipitations.

tableau 7.3 : Caractéristiques des différents types de radar.

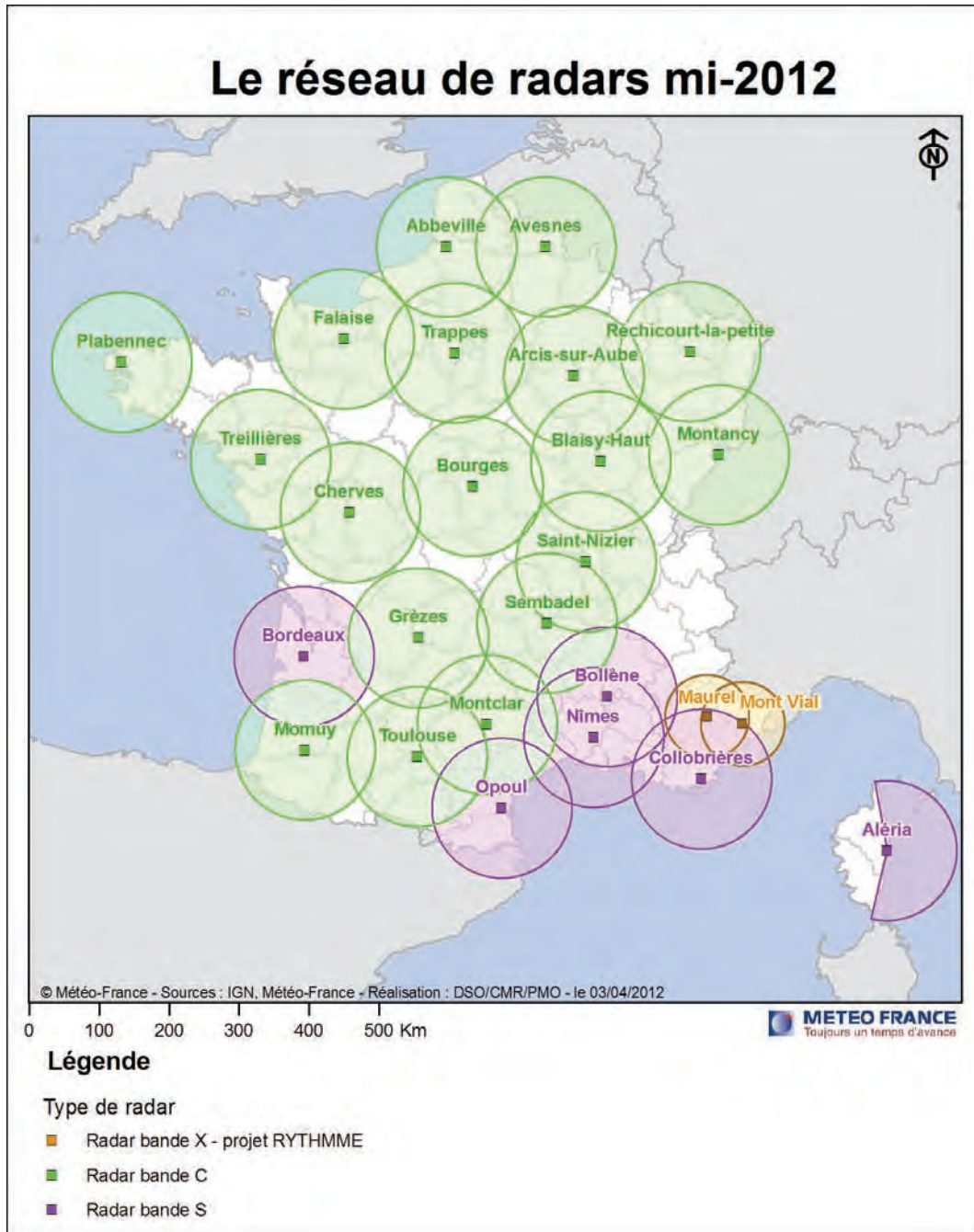


figure 7.25 : le réseau radar métropolitain ARAMIS en 2012. Source : Météo-France/DSO.

7.2.2 La détection des précipitations et l'image composite associée

Il ne s'agit pas ici de détailler le processus d'élaboration des images de détection, mais de montrer leurs caractéristiques et leurs limites. Pour un radar donné, le principe de la mesure est le suivant. Le radar effectue :

- plusieurs tours d'antenne en 5 minutes ;
- à différentes élévations (encore appelées « angles de site » ou plus simplement « sites », voir figure 7.27) ;

- les images sont constituées pixel par pixel en utilisant le site le plus bas (ie le plus près du sol) sauf sur les zones d'échos fixes ou affectées régulièrement par des artefacts ou des masques (voir plus loin).

Ces images proposent des valeurs d'intensités pluvieuses (en mm/h), résultat de la conversion de la puissance rétro-diffusée par les précipitations (en Watts) en réflectivités (en dBZ), puis en intensités de pluie via la relation empirique de Marshall-Palmer.

Les images les plus pertinentes pour l'analyse météorologique sont les images composites (encore appelées mosaïques radar) qui combinent les informations issues de plusieurs radars voisins. Ces images sont élaborées pixel par pixel et lorsqu'il y a de l'information en provenance de plusieurs radars, c'est la valeur d'intensité la plus forte qui est retenue. Hormis la suppression des échos fixes, aucun autre traitement n'est effectué sur les images de détection, qui sont très utiles sur un plan qualitatif, mais qu'il faudra utiliser avec circonspection au niveau des intensités pluvieuses restituées.

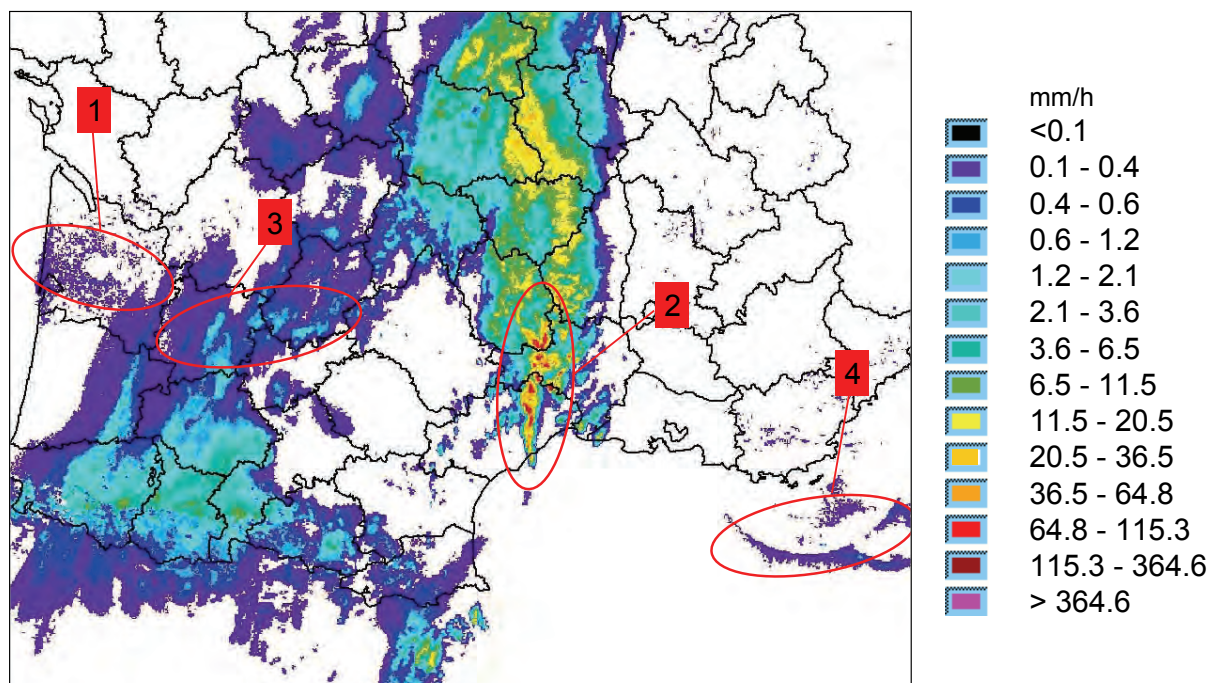


figure 7.26 : Exemple d'image radar composite le 2 novembre 2008 à 2 h 55 UTC. La zone 1 correspond à de faibles réflectivités « en confettis », signature d'échos de ciel clair, la zone 2 à une zone de faibles réflectivités avec virga probables, la zone 3 à une zone de fortes réflectivités avec grêle possible, la zone 4 à une zone d'échos de mer. Source : Météo-France.

La figure 7.26 montre un exemple d'image composite, avec la palette d'intensités associée. Les zones numérotées seront explicitées un peu plus loin. Suivant les systèmes de visualisation, la palette peut être en dBZ (réflectivités Z) ou comme ici en mm/h (intensités de pluie instantanées R). La relation de Marshall-Palmer utilisée à Météo-France, reliant la réflectivité à l'intensité de pluie instantanée est la suivante :

$$Z = 200 R^{1,6}$$

Il s'agit d'une relation empirique, valable essentiellement pour les pluies de type stratiforme, qui est mise en défaut pour les pluies convectives de forte intensité, ainsi que pour les précipitations solides.

Par ailleurs, il faut toujours garder à l'esprit que les **images de réflectivités ne sont pas des images à altitude constante**, mais que plus on est éloigné des radars, plus on mesure haut. Nous verrons plus loin que l'exploration volumique permet de fournir des coupes horizontales de réflectivités, ce qui n'est pas le cas ici.

Enfin, les images de détection sont entachées d'imprécisions plus ou moins importantes, qu'il convient de connaître, et que nous allons décrire ci-après afin de ne pas commettre d'erreurs lors de l'interprétation.

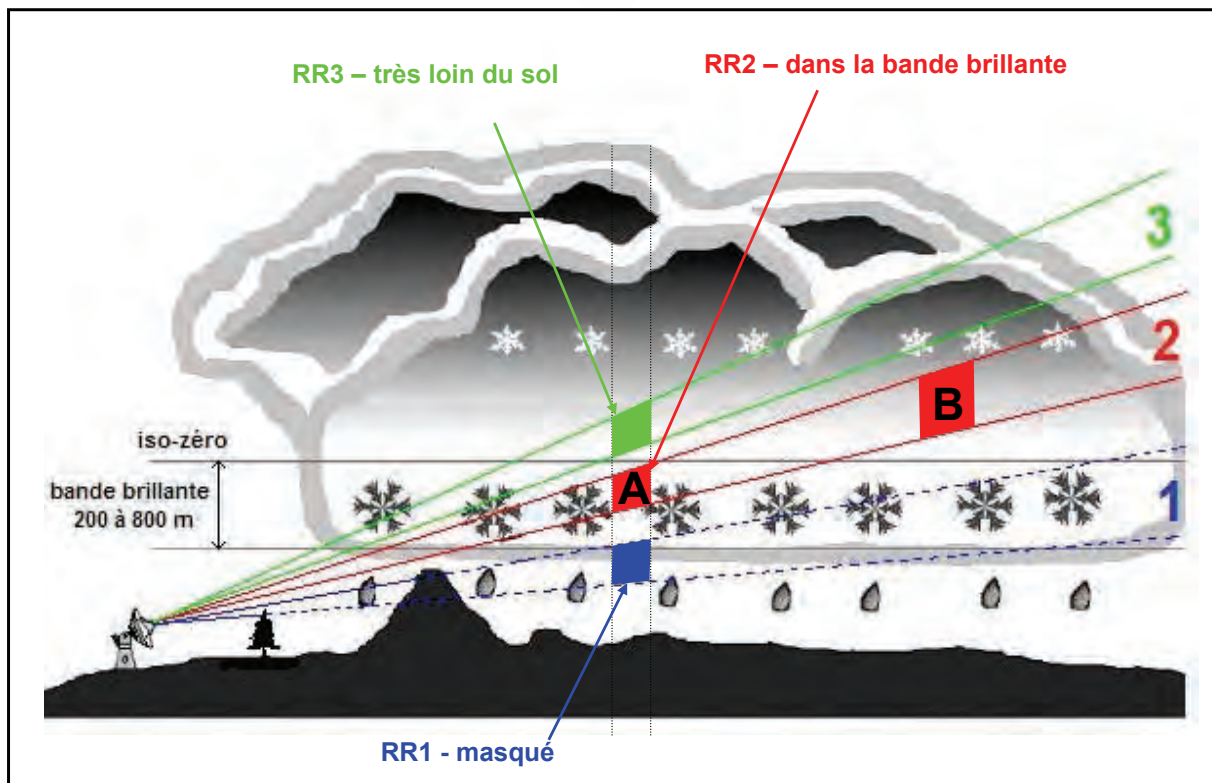


figure 7.27 : schématisation d'une visée radar selon 3 sites différents et mise en évidence de certaines limites de la mesure. Source : Météo-France/DSO.

a. L'altitude du faisceau

La figure 7.27 montre un exemple d'utilisation de 3 angles de site différents. On voit que plus on est loin du radar, plus on mesure haut (loin du sol, cf. zone nommée RR3) et avec une résolution dégradée (le volume intercepté en « B » est plus grand que celui intercepté en « A »). Par ailleurs, le fait de mesurer en altitude peut poser des problèmes lorsque les précipitations sont soumises à une forte évaporation. C'est notamment le cas lorsque se produisent des virga : le radar détecte un signal en altitude tandis qu'il ne tombe rien au sol. Sur la figure 7.26, la zone 2 enregistre de faibles réflectivités. Or, cette zone est relativement éloignée des radars de Bordeaux, Grèzes, Toulouse, et Momuy. On peut donc se demander si les précipitations mesurées atteignent effectivement le sol. La figure 7.28 illustre le phénomène de façon particulièrement éloquent : une zone de précipitations entre Landes et Lot-et-Garonne vue avec le radar de Toulouse, n'est plus détectée par le radar de Bordeaux, beaucoup plus proche, donc visant beaucoup plus bas : il s'agit ici d'un cas typique de virga.

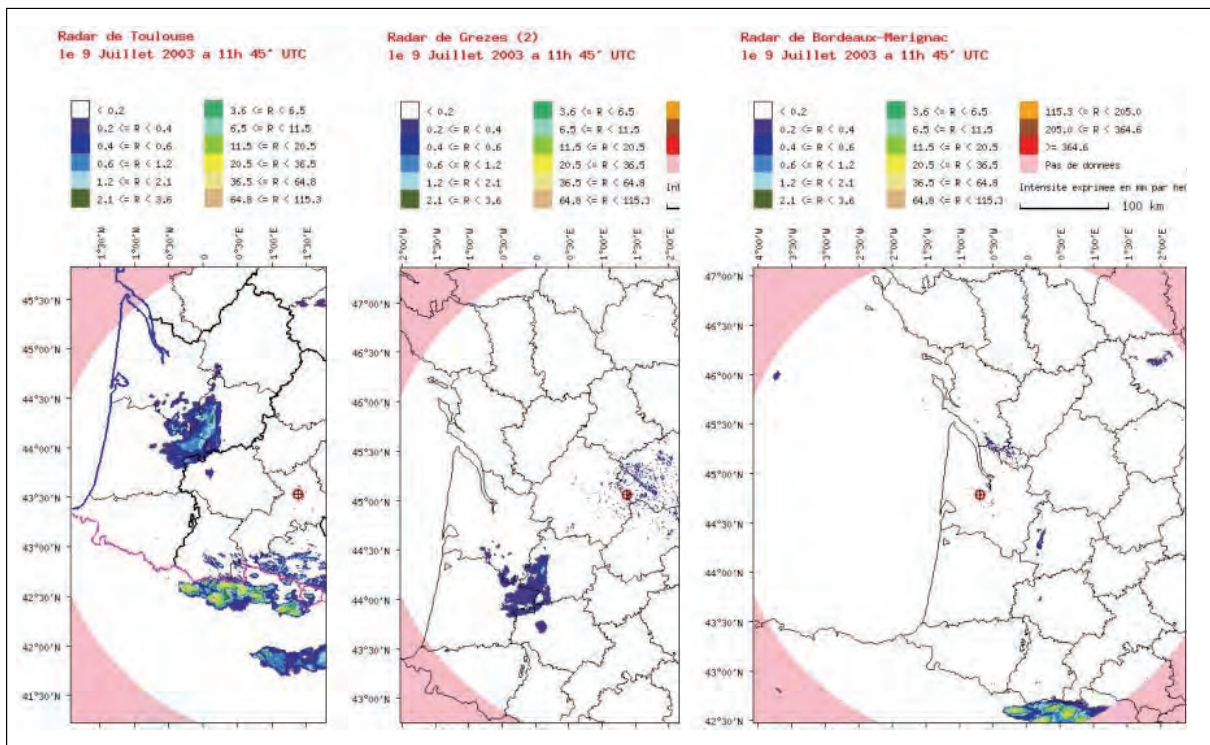


figure 7.28 : Exemple d'évaporation des précipitations (virga); les réflectivités vues par les radars de Toulouse (à gauche), Grèzes (au milieu), et Bordeaux (à droite) le 9 juillet 2003. La position du radar est figurée par le cercle rouge. Source : Météo-France.

La fabrication des images composites (multi-radars) ne permet pas d'atténuer le problème car c'est la plus forte réflectivité qui est choisie parmi les différents radars. Ainsi, en cas de doute sur la réalité d'une précipitation issue de la composite radar :

- afficher l'image des radars locaux les plus proches ;
- superposer le pointage des observations sol en vérifiant le temps présent.

À l'inverse, dans le cas de bruines provoquées par une couche de stratus très bas, le radar peut ne rien voir du tout car le faisceau peut se situer entièrement au-dessus de la couche. De plus, la réflectivité de la bruine est relativement faible, ce qui ne facilite pas sa détection, nous le verrons plus loin.

b. La loi Z-R

Si la loi de conversion de réflectivités en intensités est plutôt pertinente pour des précipitations de type stratiforme, elle est mise en défaut pour des précipitations d'origine convective et pour tout ce qui concerne les précipitations solides (neige et grêle). On considère que la loi utilisée sous-estime les précipitations convectives (cf. courbe verte vs courbe rouge sur la figure 7.29). Pour la neige, c'est plus compliqué car non seulement on utilise une loi Z-R inadaptée (cf. figure 7.29), mais en plus, la conversion réalisée entre puissance rétrodiffusée et réflectivités est mise en défaut lorsqu'il s'agit de neige. Comme le radar ne sait pas distinguer la neige de la pluie, on obtient lorsqu'il neige une réflectivité inférieure d'en moyenne 7 dBZ à la réflectivité réelle. Les deux erreurs sont antagonistes (surestimation dans un cas, cf. courbe rouge vs courbe bleue, et sous-estimation dans l'autre), mais, au final, on retiendra que les **précipitations neigeuses sont le plus souvent sous-estimées par rapport aux lames d'eau de fusion mesurées par les pluviomètres.**

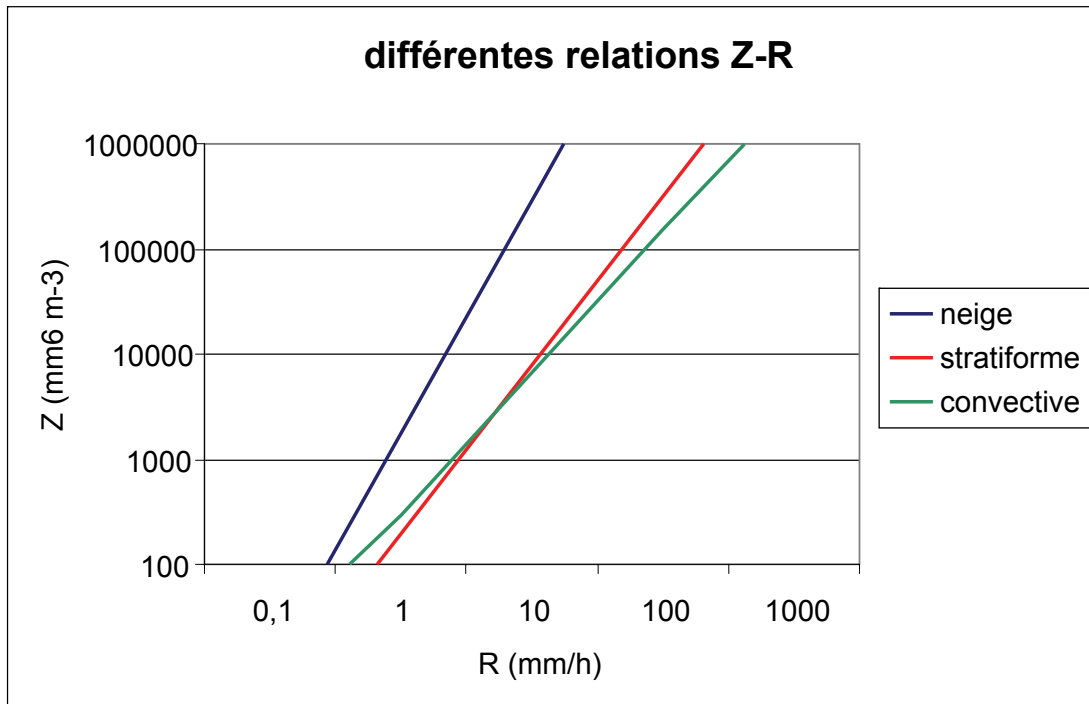


figure 7.29 : Évolution des intensités de précipitations en fonction des réflectivités pour 3 types d'hydrométéores. Source : Météo-France/DSO.

Nous serons donc très circonspects sur les valeurs d'intensités indiquées lors d'épisodes convectifs intenses, et lors des épisodes de neige.

Enfin, notons que pour la grêle, les intensités données par la relation Z-R sont très élevées (fortes réflectivités) mais ne reflètent pas la quantité équivalente d'eau liquide. On retiendra cependant que intensités très fortes (> à 150/200 mm/h) = forte probabilité de grêle.

c. Propagation anormale, échos de mer, et échos de ciel clair

Il peut arriver que le faisceau radar soit dévié vers le sol lorsqu'il traverse un milieu d'indice de réfraction différent. C'est notamment le cas lorsqu'une inversion de température (et souvent donc un fort gradient d'humidité) est présente en basses couches. L'altitude de la mesure est alors plus basse qu'habituellement et le faisceau peut être bloqué par des obstacles relativement loin du radar, voire par le sol. On parle alors de **propagation anormale**. Ces échos sont faibles et ne se rencontrent que dans la couche limite, c'est-à-dire près du radar, et souvent de nuit lorsque les phénomènes d'inversion sont les plus marqués. La zone « 1 » de la figure 7.26 illustre un cas typique autour du radar de Bordeaux. Ces phénomènes se produisent souvent la nuit par ciel clair et l'examen d'une image satellite permet alors de lever le doute. Sinon, une animation de l'image radar et la structure caractéristique « en confettis » sont de bons moyens de conclure.

Les **échos de ciel clair** sont dus à la présence d'insectes et/ou d'oiseaux qui interagissent avec le faisceau radar, et sont quant à eux plus fréquents en journée. La discrimination est similaire à celle de la propagation anormale : imagerie satellite, animation de l'image radar et structure en confettis associée à de faibles réflectivités.

Les **échos de mer** sont dus à l'interaction du faisceau principal (ou des lobes secondaires) avec les embruns marins. Pour éviter leur présence sur les images, on utilise en général près du radar une élévation plus importante. Mais il arrive qu'on n'utilise pas cette élévation plus importante sur les zones situées loin du radar. Ainsi, par grosse mer en particulier, un cercle de réflectivités faibles peut apparaître à une certaine distance du radar. En général, la forme en cercle et la quasi-stationnarité d'une image à l'autre sont des indices qui permettent d'identifier

immédiatement le phénomène. Un exemple est fourni par la zone 4 de la figure 7.26, au large du radar de Collobrières (83).

d. Les masques

Un masque est une zone où le faisceau radar, pour un angle de site donné, est en partie occulté par un obstacle naturel (montagne, colline) ou anthropique (immeuble). La partie du faisceau arrêtée par l'obstacle génère un écho fixe, qui est supprimé de l'image de détection par analyse de la variance du signal. Une variance faible traduit la présence d'un écho fixe. L'énergie qui se propage au delà de l'obstacle est atténuée par rapport à l'énergie émise, ce qui donne lieu à une sous estimation de la mesure. Ces zones de masques sont difficilement identifiables sur une image de détection où la variabilité spatiale est élevée. La plupart du temps, il faut sommer sur plusieurs jours, voire plusieurs mois pour parvenir à mettre en évidence les zones masquées. Sur la figure 7.30, centrée sur le radar de Trappes, on voit clairement plusieurs axes de sous-estimation (couleurs verte à orange) sur l'ouest parisien et un axe, plus atténué, sur l'est. Une correction de cette sous estimation devra être apportée sur la lame d'eau si l'on veut restituer le cumul de pluie dans ces zones de façon satisfaisante.

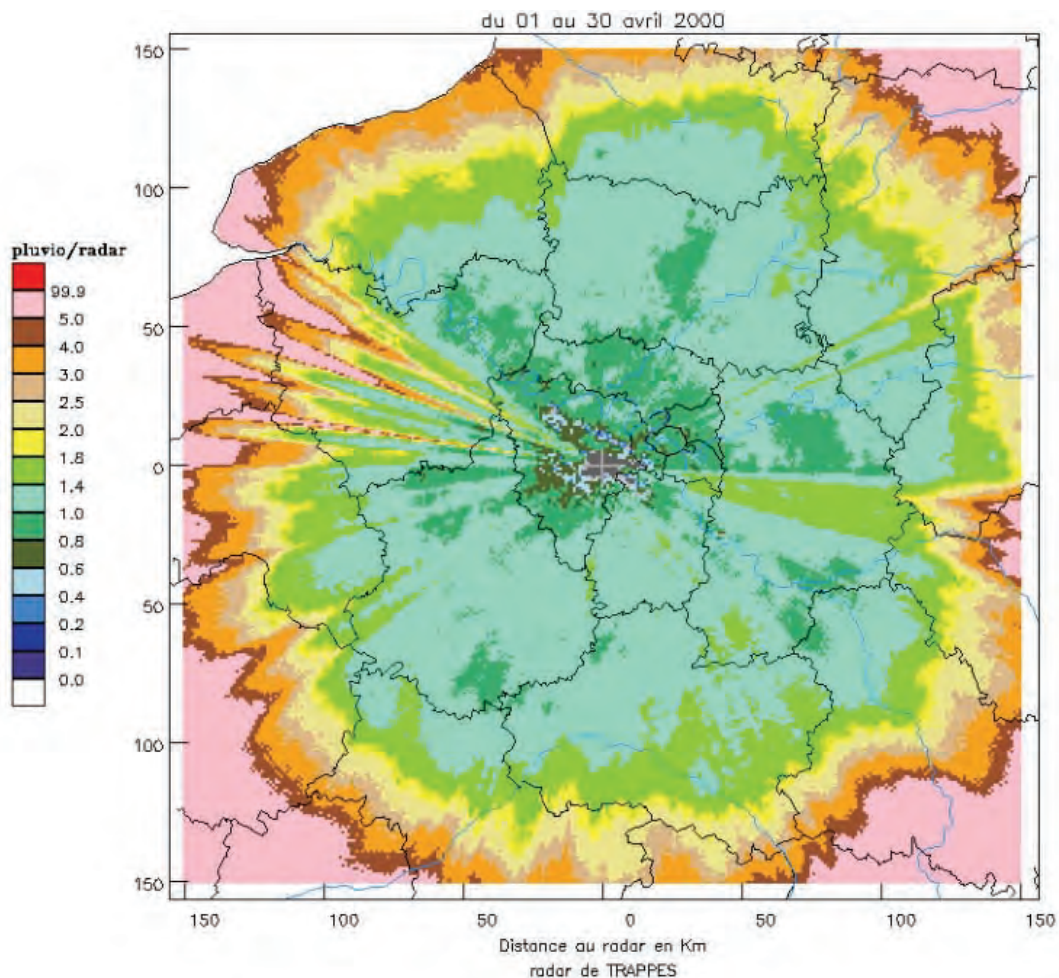


figure 7.30 : Mise en évidence de zones de masques pour le radar de Trappes : rapport pluviomètres / radar sur une période d'un mois (pluvieux). Source : Météo-France/DSO.

Notons que dans ce cas, l'utilisation de l'image composite permet de pallier en grande partie le problème.

e. Atténuation par les précipitations et le radôme mouillé

Lors d'épisodes pluvieux intenses, les précipitations absorbent et réfléchissent fortement le signal radar, si bien que les zones pluvieuses situées au delà ne reçoivent qu'une faible proportion du signal incident et sont donc sous-estimées par le radar, voire pas vues du tout (voir exemple figure 7.31).

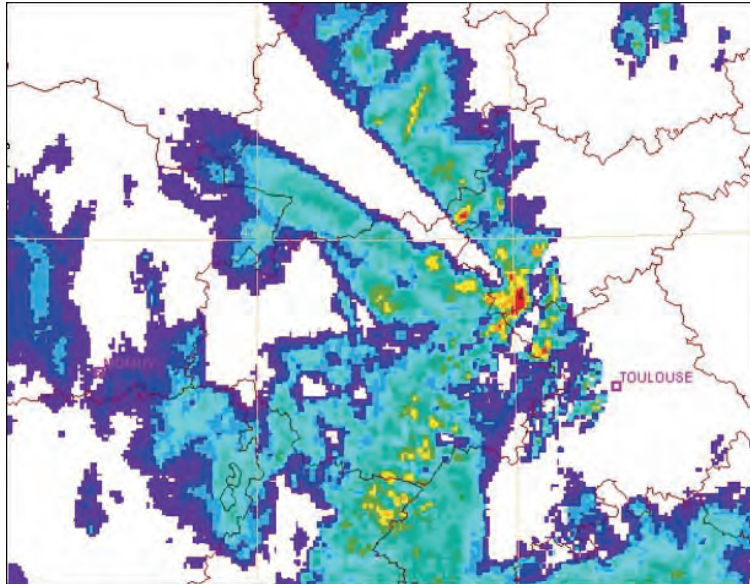


figure 7.31 : Image radar de Toulouse le 24 mai 2008 à 19 h 30 UTC. La zone située à l'arrière de la cellule orageuse est entièrement masquée. Source : Météo-France.

L'utilisation d'un autre radar ou de l'image composite permet en général de lever le doute et de restituer l'information véritable (cf. figure 7.32, image du radar de Momuy).

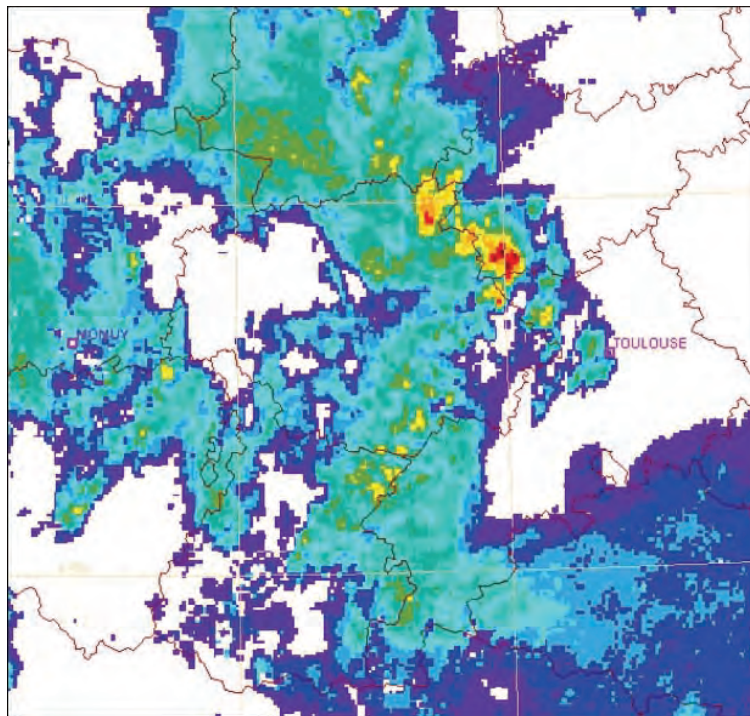


figure 7.32 : idem figure 7.31 mais pour le radar de Momuy (40).

f. Bande brillante

Le phénomène de bande brillante se produit lorsque le faisceau rencontre une zone où les précipitations solides commencent à fondre en passant sous l'isotherme 0°C . Les flocons de neige (ou les particules de glace), s'enveloppent d'une couche d'eau liquide très réfléchissante ce qui engendre des valeurs d'intensités très élevées. Ce phénomène peut être décelable sur l'image de détection : en général, il apparaît une zone circulaire de fortes intensités à une certaine distance du radar, distance qui correspond en fait à l'altitude où le faisceau intercepte l'isotherme 0°C (plus exactement, la bande brillante est située au dessous de l'iso- 0°C , lorsque les précipitations commencent à fondre). La forme quasi-circulaire (voir figure 7.33) et la quasi-stationnarité d'une image à l'autre sont de bons indices pour mettre en évidence ce phénomène, qui peut toutefois être difficile à déceler.

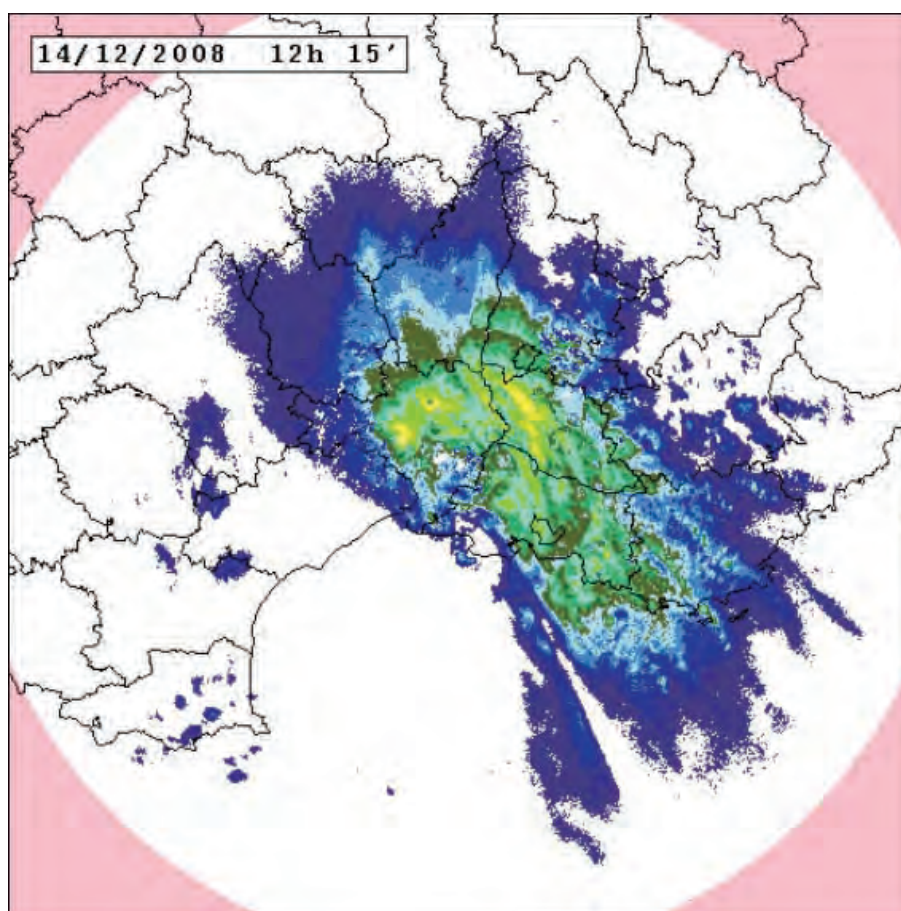


figure 7.33 : Exemple d'image de détection du radar de Nîmes le 14 décembre 2008 à 12 h 15 UTC, avec présence d'une bande brillante. Source : Météo-France/DSO.

g. Artefacts

Divers artefacts peuvent en outre affecter l'image radar de détection : éoliennes, leures militaires, levers et couchers du soleil, avions, brume sèche, etc.... Ces artefacts sont en général assez faciles à distinguer des zones de réflectivités dues aux précipitations (structure typique, comportement spécifique à l'animation, apparition aléatoire d'une image à l'autre, comparaison à l'imagerie satellite....) même si leur origine n'est pas toujours certaine. Sur la figure 7.34, on distingue une ligne d'échos intenses à l'intérieur de l'ellipse rouge ne correspondant pas à des précipitations : la structure elle-même est douteuse (structure circulaire), elle n'est pas corroborée

par l'imagerie satellite ni par les observations, et elle n'apparaît pas sur les images précédentes et suivantes (voir figure 7.26, cinq minutes auparavant).

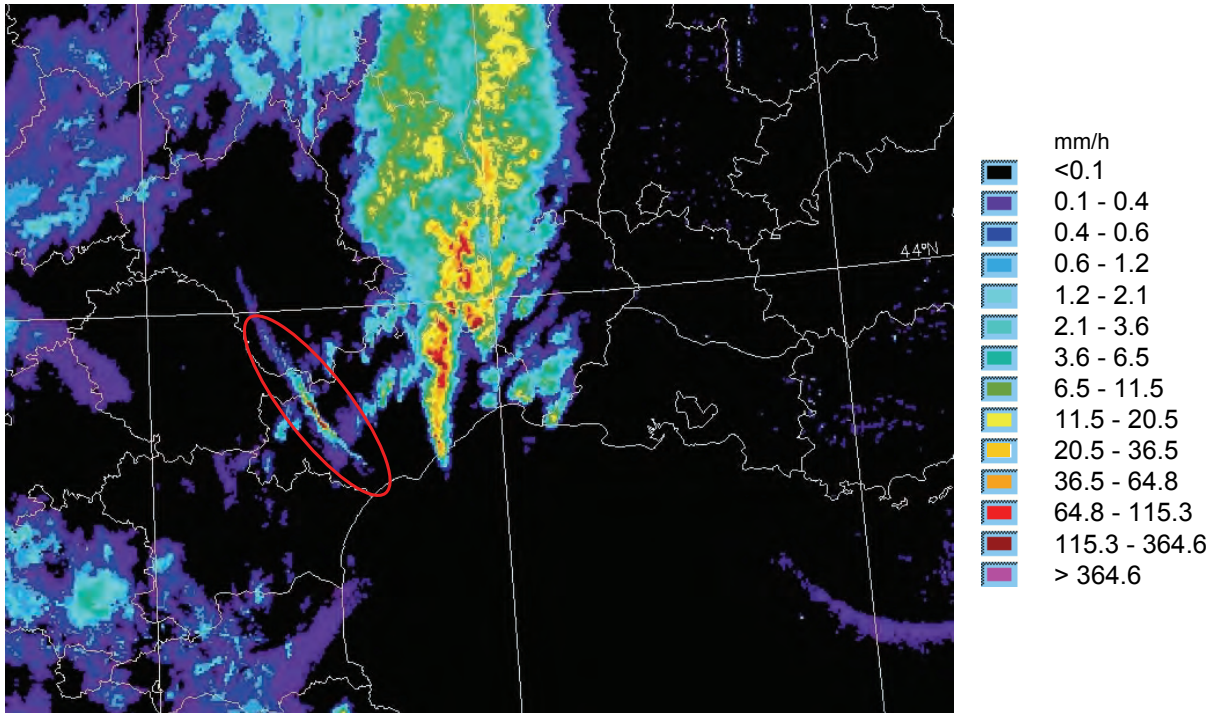


figure 7.34 : Exemple d'artefact (à l'intérieur de l'ellipse rouge) sur l'image composite du 2 novembre 2008 à 03 h UTC. Source : Météo-France.

h. Détection de divers hydrométéores

Si les pluies stratiformes d'intensité faible à modérée sont relativement bien appréhendées par le radar, les choses se compliquent un peu pour d'autres types de précipitations.

- En situation convective, les précipitations sont bien vues, mais les intensités peuvent être erronées (en gros, plus il pleut fort, moins les intensités déduites sont précises) ; de plus, le phénomène d'atténuation est plus marqué.
- La bruine et la neige, de part leurs faibles réflectivités (cf. figure 7.24) sont mal détectées, et les intensités correspondantes sont souvent fausses car la loi Z-R utilisée est alors mal adaptée. La bruine en particulier peut passer totalement inaperçue sur les images de détection si elle est peu intense, tandis que la neige n'est détectée que si elle est d'intensité suffisante.

La neige, lorsqu'elle est assez forte, se présente sous la forme de plages de réflectivités faibles à modérées (en général inférieures à 30 dBz), avec un aspect relativement uniforme, contrairement à la pluie, qui présente une variabilité spatiale plus marquée (gradients plus importants, notamment dans les cas convectifs). Sur la figure 7.35, en haut à gauche, on illustre un cas de chutes de neige de forte intensité, associé à des réflectivités radar plutôt uniformes sur le domaine, avec de vastes zones d'intensités inférieures à 0.4 mm/h sur toute la périphérie du système et ne dépassant pas les 10 mm/h pour les zones les plus intenses (ce jour-là les précipitations neigeuses s'accompagnaient parfois d'orages, notamment sur le littoral et en mer). On retrouve la sous-estimation évoquée plus haut, les lames d'eau de fusion s'étant avérées supérieures aux cumuls radars.

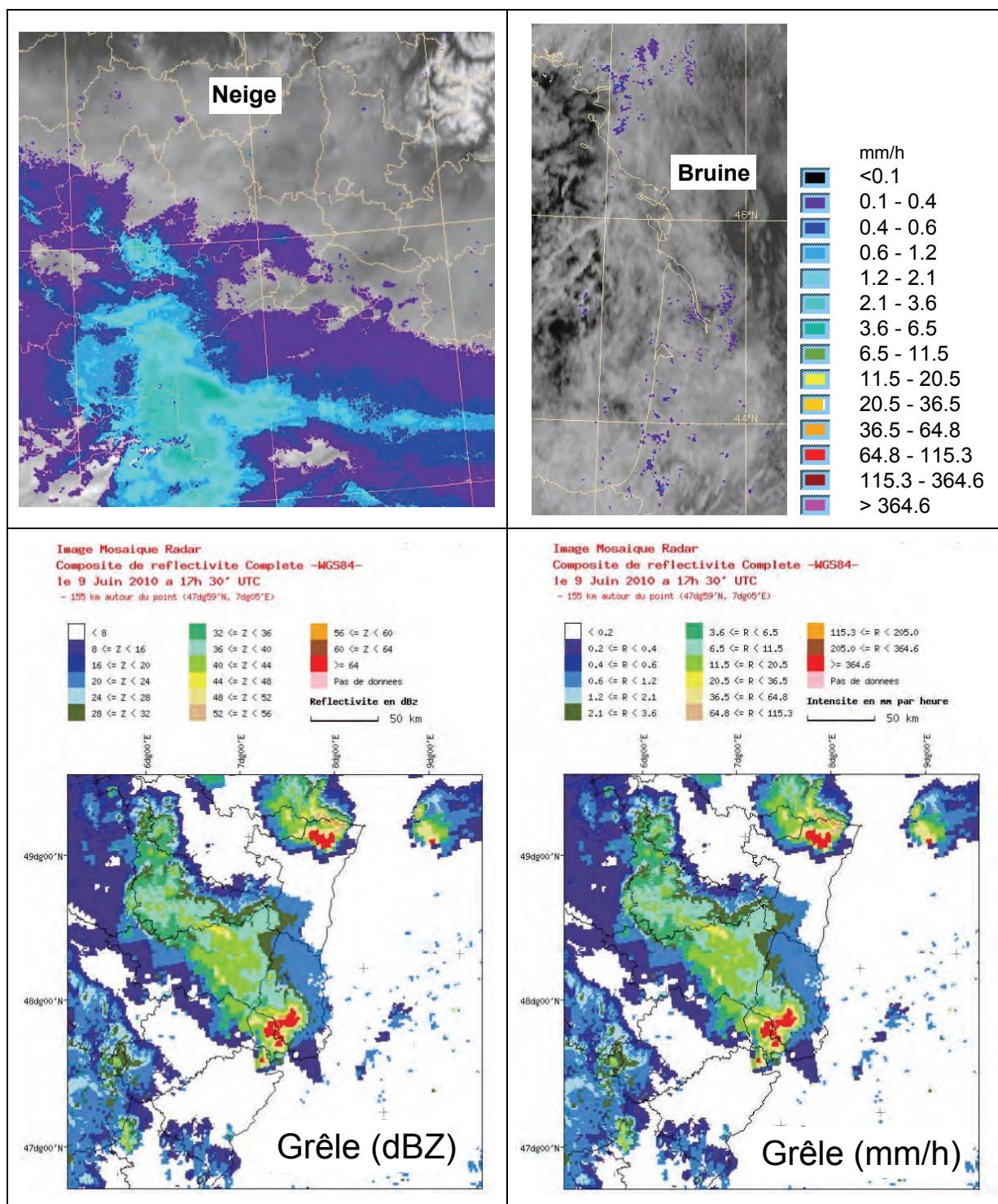


figure 7.35 : Exemples de détection d'hydrométéores avec l'imagerie radar de réflectivités. En haut à gauche, neige observée le 8 mars 2010 à 12 h UTC sur le sud de la France. En haut à droite, bruine observée le 25 juillet 2010 à 10 h UTC sur la façade atlantique, superposée à l'image HRV. En bas, grêle observée le 9 juin 2010 à 17 h 30 UTC sur le nord de la Franche-Comté et l'Alsace, avec 2 échelles de mesure différentes : réflectivités en dBZ à gauche, et intensités en mm/h à droite. Source : Météo-France.

La bruine est quant à elle plus difficile à détecter à cause de la faible taille des gouttes qui la constituent, mais également parce que le faisceau radar peut se trouver au dessus de la couche de stratus. Si elle est détectée, les réflectivités ou intensités pluvieuses qui en découlent restent de toutes façons faibles. De plus, elles ne correspondent pas toujours à la réalité : une bruine

continue de forte intensité peut donner jusqu'à 2 à 3 mm par heure tandis que les intensités détectées par le radar ne dépassent pas les 1 mm/h. La figure 7.35 (en haut à droite) illustre un cas typique de bruine sur la façade atlantique de la France : le radar ne voit que quelques poches éparses de réflectivités, alors que dans la réalité il bruine sur la plus grande partie de la région concernée. L'animation des images permet de mieux mettre en évidence ces zones de faibles réflectivités qui se déplacent dans le flux de basses couches et de conclure ainsi à de la bruine.

Enfin, **la grêle** se trahit généralement par les plus fortes réflectivités de la palette. Les intensités sont d'autant plus fortes que les grêlons sont gros. La figure 7.35 (bas) montre un cas extrême avec des grêlons atteignant jusqu'à 6 cm de diamètre : les réflectivités dépassent alors les 64 dBZ (soit 364 mm/h selon la loi Z-R utilisée). Notons que la correspondance avec l'intensité pluvieuse est alors mise en défaut, nous le verrons plus loin sur un exemple avec l'étude de la lame d'eau radar. D'une manière générale, on retiendra que des réflectivités supérieures à 55/60 dBZ constituent une forte suspicion de grêle.

7.2.3 La quantification des précipitations : les lames d'eau radar

a. Traitements et corrections apportés pour constituer une lame d'eau

Pour obtenir une lame d'eau radar de bonne qualité, il est nécessaire de corriger ou de prendre en compte au maximum les défauts mis en évidence au paragraphe précédent. Plusieurs phénomènes sont ainsi traités, pour tous les tours d'antenne utilisés :

- identification des échos fixes ;
- prise en compte des zones masquées (les masques sont pris en compte en attribuant un taux de masque à chaque pixel à partir des informations délivrées par les produits du type de celui représenté en figure 7.30) ;
- correction des bandes brillantes ;
- prise en compte des effets de sous-estimation à grande distance.

Les effets d'atténuation par les pluies, le radôme mouillé, ou encore l'adaptation de la loi Z-R aux précipitations rencontrées ne sont en revanche pas pris en compte, ce qui conduit à ajuster la lame d'eau radar aux pluviomètres toutes les heures pour éviter de trop grands écarts.

L'effet de bande brillante est corrigé en utilisant un profil vertical de réflectivité (PVR). Cela est possible car la plupart des radars métropolitains opèrent à présent selon un grand nombre de sites (exploration volumique). La figure 7.36 montre les différents sites exploités par le radar de Trappes : sur les 11 sites, 6 sont explorés toutes les 5 minutes, les autres toutes les 15 minutes seulement. Le PVR est choisi en confrontant les mesures avec un échantillon de 200 PVR « types » utilisant l'altitude de l'iso-0 °C fournie en temps réel par un modèle de prévision (ARPEGE). Le PVR qui se rapproche le plus des mesures est alors sélectionné. A partir de celui-ci, on peut calculer la surestimation de réflectivité juste au dessous de l'iso-0 °C, et appliquer une correction.

Pour la constitution de la lame d'eau, un code qualité est affecté à chaque pixel, en fonction du taux de masquage et de l'altitude de la mesure par rapport au sol (prise en compte de la sous-estimation à grande distance). Ensuite, on opère en deux temps :

1. détermination d'une valeur par pixel pour chaque radar, après correction des limitations citées ci-dessus, et ce en combinant toutes les mesures disponibles à la verticale d'un pixel. On obtient la lame d'eau d'un radar individuel ;
2. compositage des différents radars selon la qualité attribuée à chaque pixel de chaque lame d'eau individuelle. On obtient alors une mosaïque de lame d'eau.

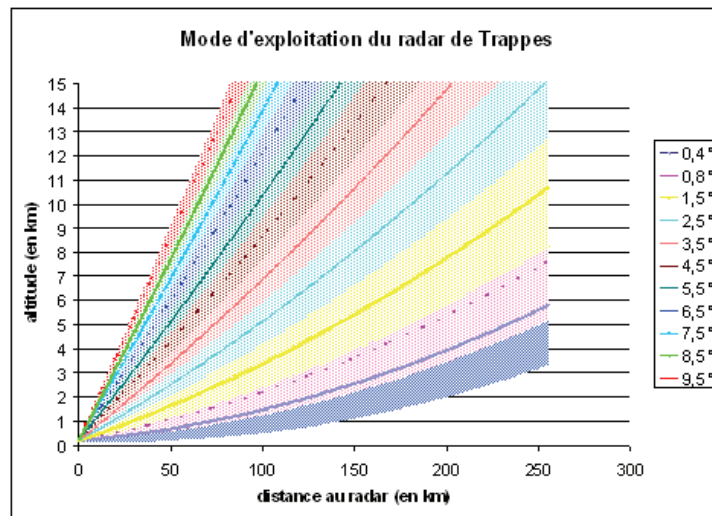


figure 7.36 : Sites exploités par le radar de Trappes. Source : Météo-France/DSO

On peut donc établir pour chaque radar une carte des codes qualité par pixel. Il s'agit en quelque sorte de la « visibilité hydrologique » du radar. Le même type de carte peut être d'ailleurs élaboré au niveau national pour l'image composite : la carte des codes qualités (figure 7.37) met en évidence un certain nombre de zones encore mal couvertes du point de vue quantitatif (code inférieur à 0.8) :

- Jura et massifs intérieurs des Alpes du Nord ;
- Corse à l'exception de la façade orientale (le radar d'Aléria est masqué par le relief très abrupt de l'île) ;
- Crêtes pyrénéennes ;
- Cotentin ;
- Centre Bretagne ;
- Massif central.

En moyenne, le cercle des codes qualité supérieurs à 0.8 (un code supérieur à 0.8 est requis pour une utilisation hydrologique) sont compris dans un rayon de 120 à 130 km autour du radar, tandis que la détection (code supérieur à 0.3/0.4) s'étend jusqu'à 250 km environ.

b. La lame d'eau radar temps réel de Météo-France

La lame d'eau est fabriquée pour chaque radar toutes les 5 minutes, à une résolution de 1 km², tout comme la lame d'eau composite (Champeau et al., 2009). Un exemple est fourni par la figure 7.38.

Malgré des imperfections, l'intérêt de la lame d'eau radar et son apport comparé à un simple pointage de pluviomètres est évident, de part l'information spatialisée qu'elle fournit, notamment lors de situations convectives, où un événement, même intense, peut passer à travers les mailles du réseau pluviométrique. La situation du 4 mai 2007, où une crue dévastatrice de la Nivelle (Pyrénées-Atlantiques) se produisit, illustre parfaitement le propos : les pluviomètres n'enregistraient qu'un maximum de 92 mm, quand la lame radar proposait plusieurs pixels à plus de 300 mm.

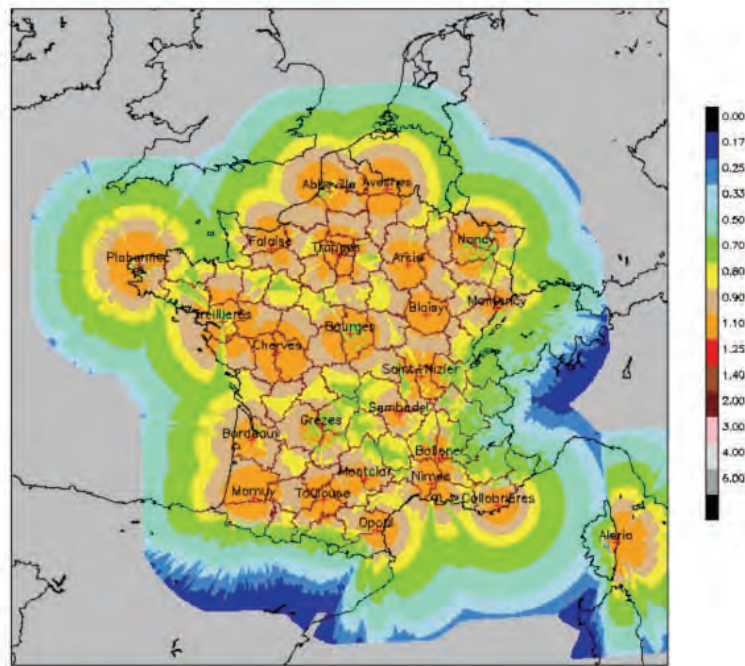


figure 7.37 : Codes qualité des pixels radar sur le domaine du réseau ARAMIS en 2010. Source : Météo-France/DSO.

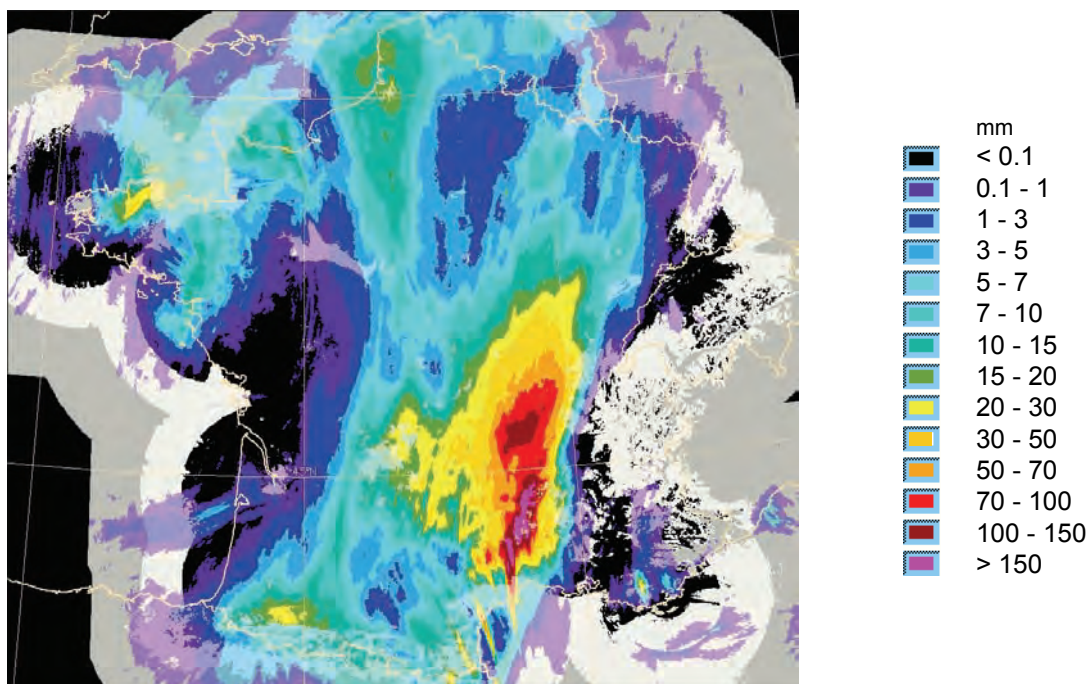


figure 7.38 : Exemple de visualisation d'une lame d'eau radar sur les consoles du prévisionniste de Météo-France. Cumul sur 24 heures le 2 novembre 2008 à 06 h UTC. Les zones noires, blanches, et grisées correspondent à des codes qualité respectivement supérieurs à 80 %, compris entre 60 et 80 %, et compris entre 30 à 60 %. Source : Météo-France.

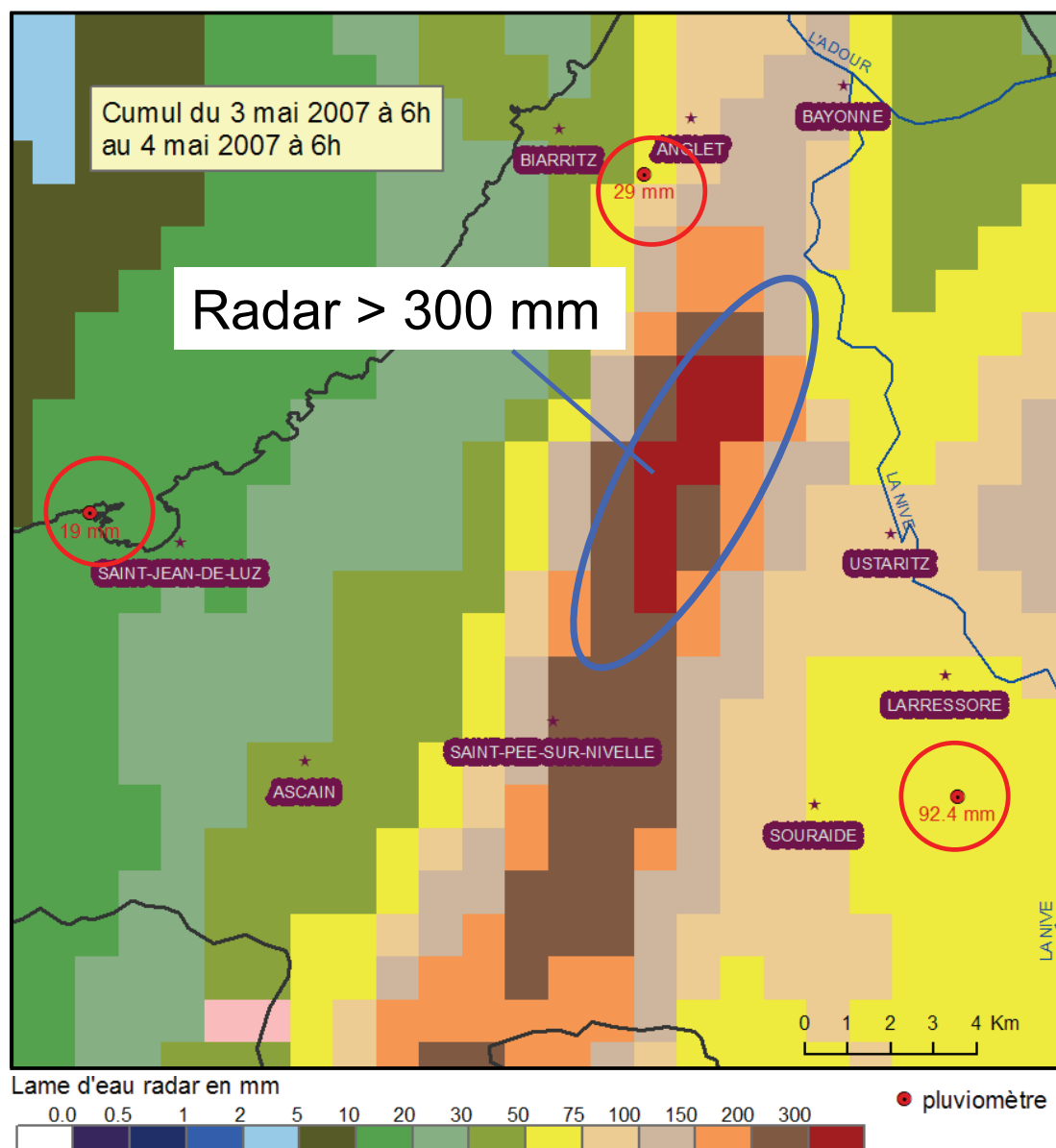


figure 7.39 : Lame d'eau radar du 3 mai 2007, 06 h au 4 mai 2007, 06 h et comparaison aux pluviomètres.
Source : Météo-France / DSO.

Doit-on en conclure que les pluviomètres sont voués à disparaître ?

La réponse est négative car les pluviomètres permettent d'ajuster la lame d'eau radar, ajustement nécessaire pour pallier les imperfections liées à la loi Z-R utilisée. Par ailleurs, ils délivrent une information sur des zones de faible visibilité hydrologique (zones éloignées des radars, zones masquées, notamment sur le relief). L'ajustement (parfois appelé improprement calibration) est effectuée toutes les heures sur l'ensemble de l'image à partir d'un rapport radar/pluviomètres unique calculé sur des points situés dans la zone bien vue par le radar, c'est-à-dire la zone avec un code qualité du pixel supérieur à 0.8 (donc une hauteur du faisceau inférieure à 1500 m au dessus du sol).

On peut également visualiser ces rapports en temps réel sur les consoles des prévisionnistes, pour diverses durées de cumul (figure 7.40)

Comment savoir quelle est la meilleure mesure ?

Compte-tenu des limitations des lames d'eau radar évoquées plus haut (loi Z-R notamment), on aura tendance à accorder une confiance plus élevée à la mesure pluviométrique, en prenant cependant plusieurs précautions :

- vérifier qu'aucune mesure n'est manquante sur la période de cumul choisie, que ce soit pour les pluviomètres ou pour la lame d'eau : cette information est délivrée par les consoles de visualisation via des jauges diverses ;
- être très circonspect en cas de neige : si le pluviomètre n'est pas réchauffé, il peut très nettement sous-estimer la quantité de précipitations ; à l'inverse, lors de la fonte, il pourra indiquer des cumuls non nuls alors que les précipitations auront cessé depuis longtemps ;
- attention aux situations fortement ventées où les cumuls peuvent être sensiblement sous-estimés par les pluviomètres, notamment en cas de neige ;
- attention aux situations de grêle, où la loi Z-R est largement mise en défaut, et les valeurs de lame d'eau radar peu fiables.

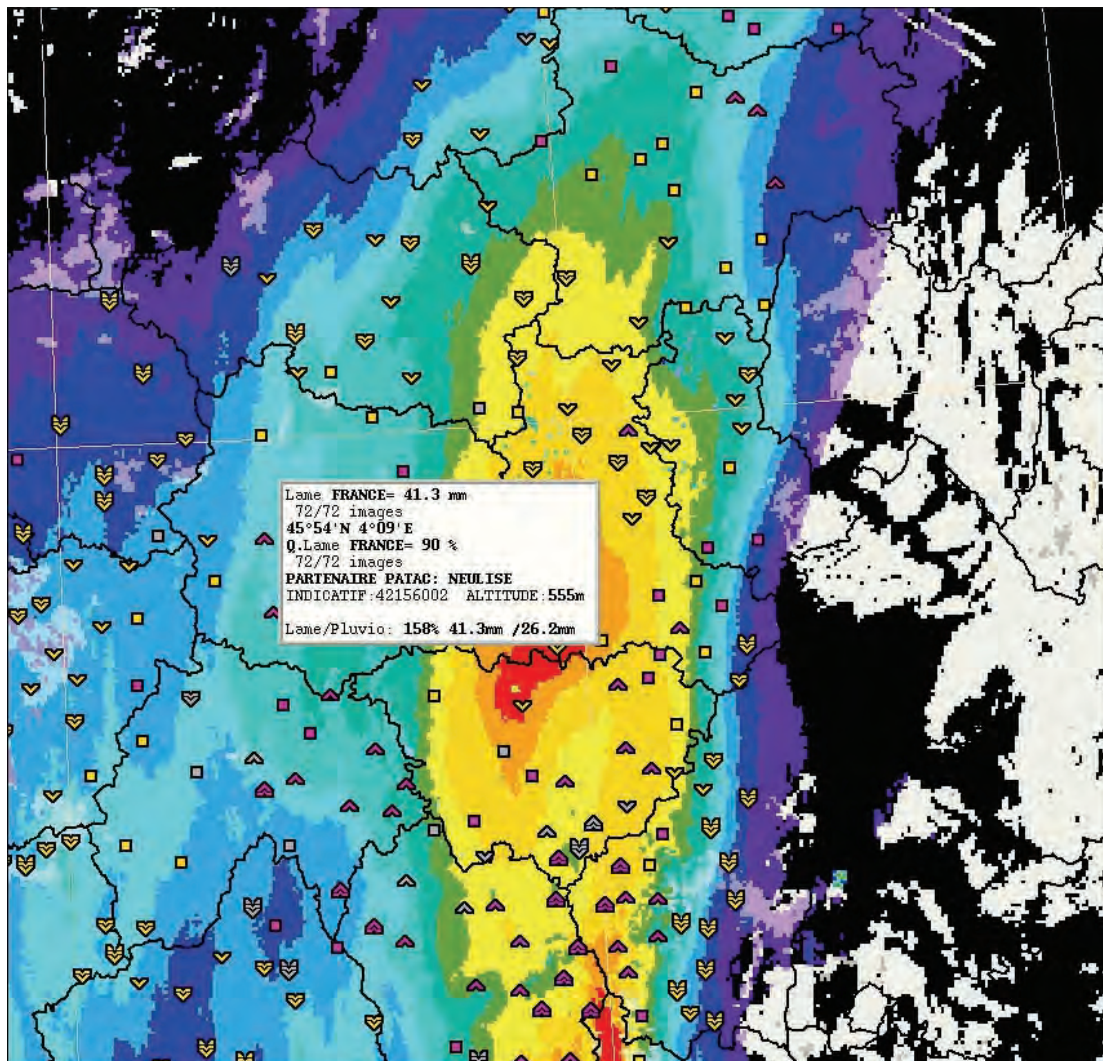


figure 7.40 : Exemple de visualisation de rapports lame d'eau radar/pluviomètres, superposés à la lame d'eau elle-même (cumul sur 6 heures) le 2 novembre 2008 à 06 h UTC. Les pointages en jaune indiquent que le radar surestime par rapport au pluviomètre ; c'est l'inverse pour les pointages violets. Symboles carrés = rapports compris entre 0.8 et 1.2 ; symboles de type flèches : rapports inférieurs à 0.8 ou supérieurs à 1.2, avec d'autant plus de barbulles que l'écart est important. Une jauge de type info-bulle permet de lire les valeurs respectives de la lame d'eau et du pluviomètre (un exemple est montré ici). Source : Météo-France.

c. La lame d'eau ANTILOPE de Météo-France

Voici une lame d'eau qui est en fait un produit de fusion entre lame d'eau radar et pluviomètres, et disponible en temps quasi-réel : la lame d'eau ANTILOPE (Analyse par spaTiaLisation hOraire des PrECipitations). Il s'agit d'une lame d'eau horaire, à la résolution kilométrique, élaborée à partir de l'information délivrée par la lame d'eau radar 5 minutes d'une part et par le réseau pluviométrique d'autre part (Champeau et al., 2009). L'information des pluviomètres est essentiellement prise en compte pour les précipitations stratiformes, de grande échelle (faibles gradients spatiaux de réflectivités), via un krigeage spatial, tandis que l'information radar est prépondérante pour les zones de précipitations convectives (les pluviomètres interviennent quand même un peu dans ce cas). C'est une combinaison de ces deux informations qui aboutit à la constitution de la lame d'eau ANTILOPE. Si dans la lame d'eau 5 minutes les pluviomètres interviennent pour l'ajustement horaire, dans ANTILOPE ils ont beaucoup plus d'influence.

Notons qu'il existe deux lames ANTILOPE :

- une lame calculée en temps réel, disponible à environ H+17 minutes ;
- une lame recalculée à J+1, utilisant davantage de pluviomètres, et disponible vers 08 h UTC.

La lame d'eau ANTILOPE est appelée **lame d'eau de fusion**, car elle fait intervenir plusieurs sources de données (pluviomètres et radar).

Quelle lame d'eau utiliser ?

Il s'agit de déterminer quelle est la meilleure lame d'eau pour quelle utilisation. D'un point de vue objectif (calcul de scores), la lame d'eau ANTILOPE obtient de meilleurs scores moyens que la lame d'eau radar ou qu'un simple krigeage du réseau pluviométrique. Mais ANTILOPE présente certaines limitations qu'il convient de garder à l'esprit.

- la lame d'eau ANTILOPE n'est disponible que toutes les heures contrairement à la lame d'eau radar que l'on peut visualiser toutes les 15 minutes (et qui est fabriquée toutes les 5 minutes) ;
- ANTILOPE lisse davantage le champ de précipitations (effets du krigeage) ;
- ANTILOPE sous estime les fortes précipitations (comme la lame d'eau radar), à cause notamment des effets d'atténuation ; toutefois ceci est en partie corrigé par l'utilisation des résidus convectifs pluviomètres-radars. Elle peut aussi être affectée par des artefacts ;
- lors de phénomènes neigeux, elle est affectée (à la différence de la lame d'eau radar brute) par la présence de pluviomètres non réchauffés (voir paragraphe précédent). Des contrôles de cohérence pluviomètre – radar sont effectués mais ne peuvent pas tout filtrer ;
- il ne faut pas croire qu'ANTILOPE « colle » exactement aux observations pluviométriques : l'affichage des rapports lame d'eau / pluviomètres garde encore ici tout son sens.

La comparaison entre les deux lames d'eau sur la situation méditerranéenne convective du 2 novembre 2008 (figure 7.41) illustre bien ces propos. Le pointage des rapports montrent qu'ANTILOPE est plus proche des pluviomètres (davantage de symboles carrés qui indiquent un rapport compris entre 0.8 et 1.2). Le champ de pluies est beaucoup plus lisse et ANTILOPE diminue des valeurs trop élevées sur le Forez ainsi que sur les Pyrénées Atlantiques, tandis qu'elle donne des valeurs plus fortes que la lame radar sur les crêtes pyrénéennes, mal couvertes. Notons que des écarts peuvent subsister notamment lorsqu'il manque des mesures au niveau des pluviomètres (pointages grisés).

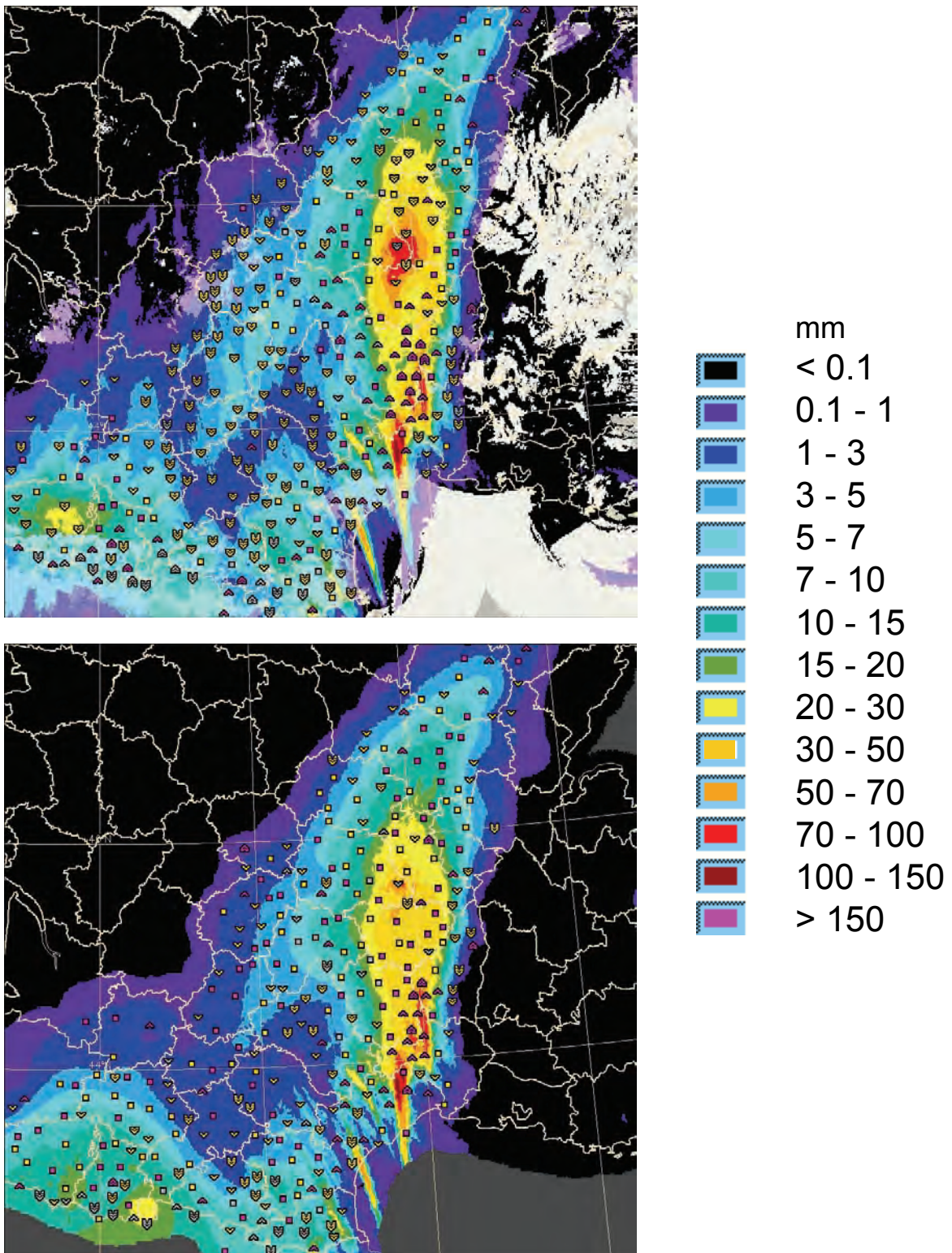


figure 7.41 : Comparaison des lames d'eau radar (en haut) et ANTILOPE (en bas) sur un cumul 6 heures, le 2 novembre 2008 à 06 h UTC. Les rapports lame d'eau/pluviomètres sont également pointés (voir figure 7.40 pour détails). Source : Météo-France.

d. L'utilisation opérationnelle de la lame d'eau

Pour les prévisionnistes en hydrométéorologie, la lame d'eau prend tout son intérêt dans le suivi opérationnel des situations à risque : vigilance fortes pluies, inondations, crues. L'intérêt est

alors de pouvoir superposer différentes couches d'informations géographiques afin de cibler au mieux les zones touchées : infrastructures routières, bassins versants, agglomérations. Les Systèmes d'Informations Géographiques (SIG) doivent être et seront davantage utilisés par les météorologistes en temps réel dans un futur proche. Par ailleurs, une information sur les durées de retour des précipitations spatialisées permet de qualifier l'événement en cours (voir paragraphe 9.3), ce qui doit être un souci permanent du travail d'analyste.

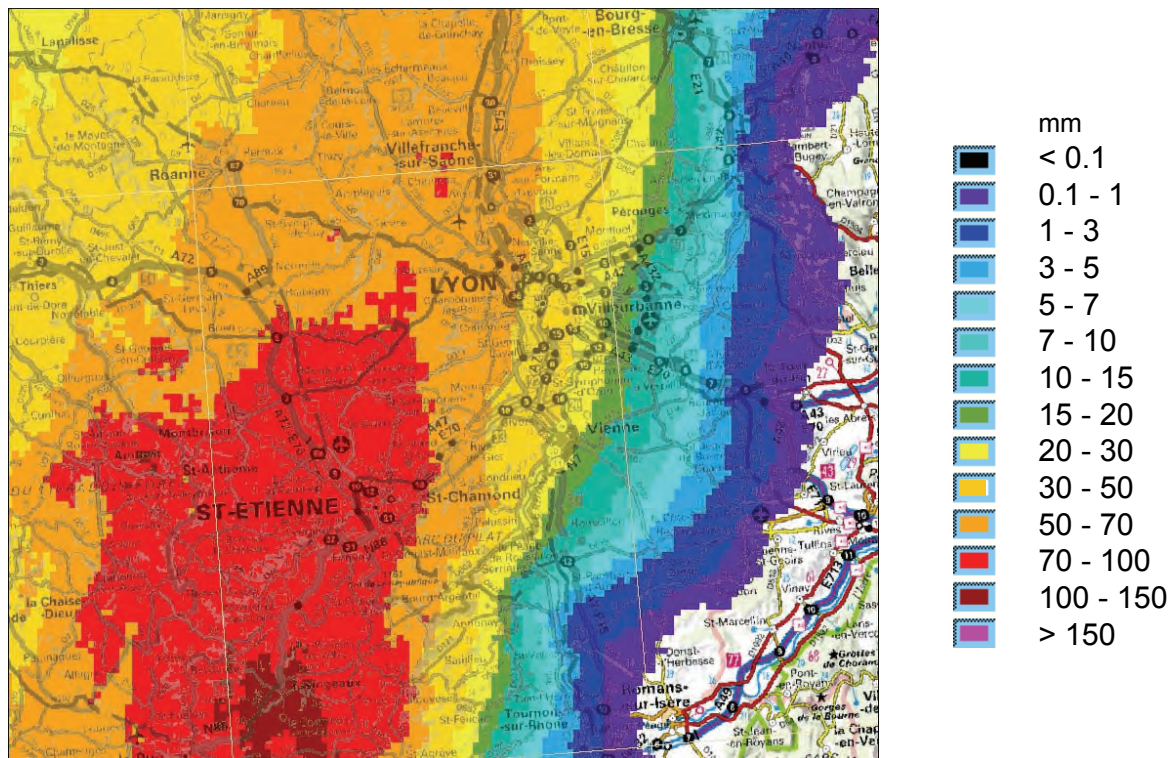


figure 7.42 : Exemple de superposition d'une lame d'eau ANTILOPE avec une couche géographique (ici un scan1000 de l'IGN). Source : Météo-France.

7.2.4 Les applications Doppler

L'ensemble du parc de radar français ARAMIS dispose de la technologie Doppler (sauf Brest), permettant notamment d'obtenir des informations sur les champs de vent. Le principe repose sur la mesure d'un décalage en fréquence des signaux reçus par le radar, induit par le déplacement des cibles. Le paramètre déduit est la composante de la vitesse dans la direction de visée du radar, c'est-à-dire la vitesse radiale des hydrométéores par rapport au radar.

- Par convention, à Météo-France, les vitesses radiales sont positives quand les précipitations s'approchent du radar (le vent souffle en direction du radar pour l'azimut visé).
- Elles sont négatives lorsqu'elles s'en éloignent (pour l'azimut visé, le vent souffle « dans le dos » du radar).
- Elles sont nulles lorsque le vent est orthogonal à la direction de visée (azimut).

Ces images ont la même résolution que les images de détection (1 km^2), et comme celles-ci, elles ne fournissent pas une visualisation à altitude constante, mais mesurent de plus en plus haut lorsqu'on s'éloigne du radar. Les vents de basses couches ne sont donc visualisés qu'à proximité immédiate du radar (rayon de 20 à 30 km maximum pour les sites les plus bas).

Les vitesses radiales sont par essence disponibles au niveau des zones de précipitations. Toutefois, elles peuvent parfois être calculées en air clair, si la masse d'air est soumise à des mouvements convectifs dans les basses couches (donc principalement en journée, en saison chaude) : dans ce cas, ces mouvements soulèvent des particules, poussières, insectes, qui peuvent être détectés par le radar. Le signal est plus faible et plus bruité que sous la pluie, mais il peut permettre par exemple de mettre en évidence des zones de convergence. Il est également limité en altitude (couche limite convective) et donc en portée horizontale (au-delà d'une certaine distance, on vise trop haut : il n'y a plus assez d'insectes ou de poussières).

a. Les images de vitesses radiales

Ces images sont plutôt difficiles à exploiter en temps réel et ne sont actuellement pas utilisées en conditions d'exploitation. Nous les évoquons ici pour que le prévisionniste sache les déchiffrer, sans entrer dans les détails et subtilités, pour lesquels nous renvoyons au cours de météorologie radar.

Principaux intérêts de l'image :

- en situation de fort vent synoptique : détections des maxima de vent instantanés (dans le secteur d'azimut correspondant à la direction du vent synoptique) ;
- en situation convective : détection des zones de convergence en air clair ; détection de rafales d'orages (rafales descentes, courants de densité) et de méso-cyclones propices à la formation de tornades (mosaïques de cisaillement).

La détection des vents forts est soumise à une limite appelée **dilemme Doppler** : en fait il s'agit de trouver un compromis entre la vitesse maximale détectable et la portée du radar. En effet, pour détecter des vitesses plus élevées, il faut augmenter la cadence de pulsation (ie envoyer des impulsions plus rapprochées), mais l'augmentation de cette cadence limite forcément la portée du radar puisque la durée d'écoute du signal en retour sera d'autant réduite.

Pour les radars exploités par Météo-France, la vitesse maximale détectable est de 60 m/s environ. Pour des valeurs plus fortes, le système fournit des valeurs erronées (vitesses dites « repliées »), qu'il ne faudra pas confondre avec des phénomènes de convergence ou de méso-cyclone. Ce phénomène est d'autant plus fréquent que l'on se place loin du radar, c'est-à-dire haut en altitude, où les vents sont traditionnellement plus forts. Sur l'image de vitesses radiales de la figure 7.43, correspondant à l'arrivée de la tempête Klaus sur les côtes d'Aquitaine le 24 janvier 2009, on peut distinguer plusieurs éléments :

- la zone 1 correspond à des vitesses radiales comprises entre 50 et 60 m/s, selon l'azimut correspondant à la direction du vent ;
- ne pas en déduire que le vent est plus faible en zone 2 : simplement sur cette zone le vent fait un angle important avec l'azimut (à la limite, un peu plus à l'est, la vitesse radiale s'annule avant de devenir négative) et la composante radiale est donc plus faible ;
- la zone 3 correspond au phénomène de repliement des vitesses décrit plus haut : la vitesse radiale est donc supérieure à 60 m/s à cet endroit ;
- enfin, la zone 4, en blanc, correspond à une zone sans mesures sans doute due à l'absence de précipitations.

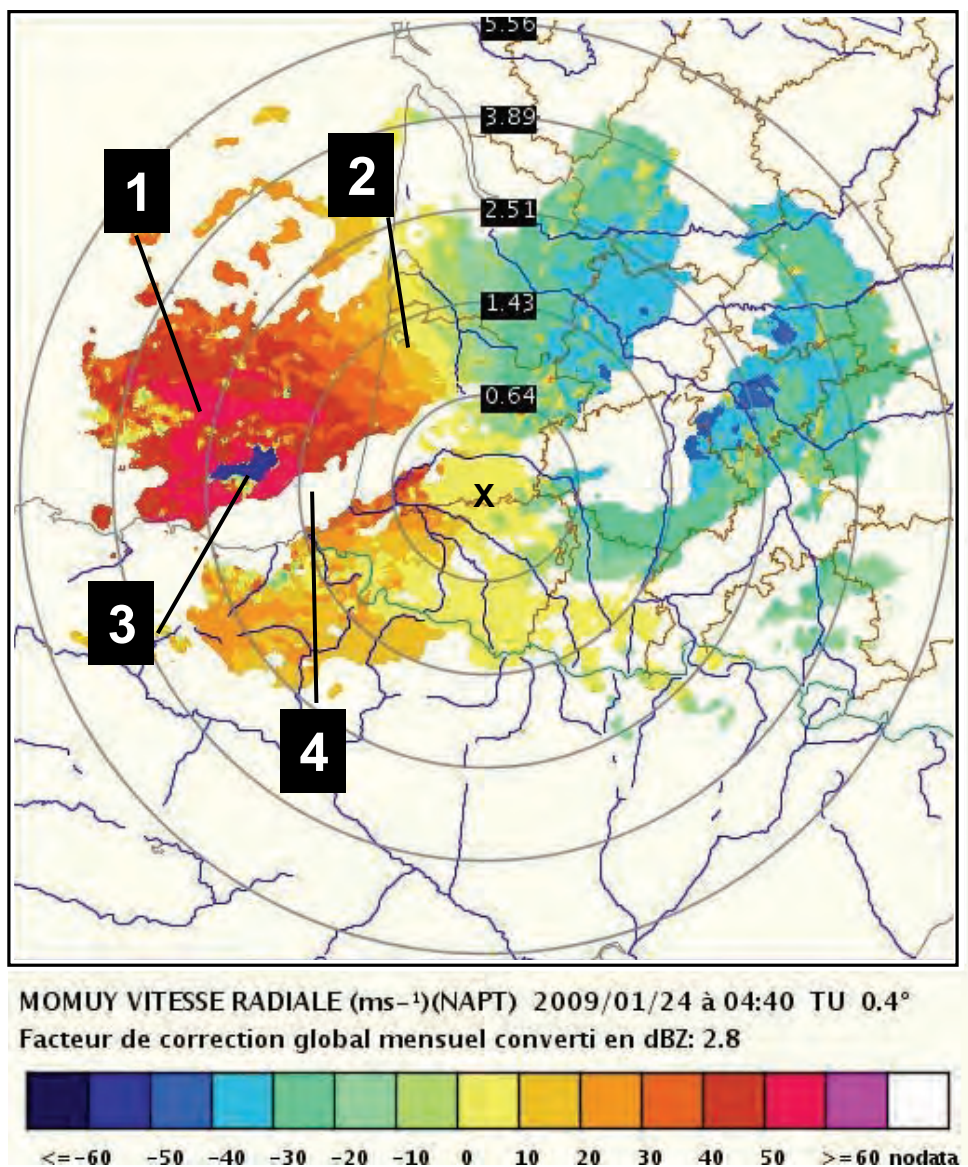


figure 7.43 : Image de vitesses radiales du radar de Momuy pendant la tempête Klaus le 24 janvier 2009 à 4 h 40 UTC. Echelle des vents en m/s. Angle de site 0.4°. Les chiffres sur les cercles indiquent l'altitude du faisceau en kilomètres. Source : Météo-France/DSO.

Notons que dans cette représentation, les vitesses positives (allant vers le radar) sont représentées en couleurs chaudes (gamme jaune à rouge) et les négatives, s'éloignant du radar, en couleurs froides (gamme verte à bleue). Dans la plupart des autres organismes utilisant la technologie Doppler, c'est l'inverse. Il faut donc être très attentif au signe positif ou négatif des vitesses, plutôt qu'à leur couleur.

Sur la figure 7.44 on a représenté les vitesses radiales mesurées lors de la tornade d'Hautmont (59) en août 2008. Ces vitesses mettent bien en évidence le méso-cyclone associé à la tornade (voir paragraphe 3.2.3c). Attention, il ne s'agit pas de la tornade elle-même, mais d'un environnement favorable à sa formation. En effet, la résolution de l'image (1 km²) ne permet pas de représenter le tourbillon tornadique, de dimension sensiblement plus réduite.

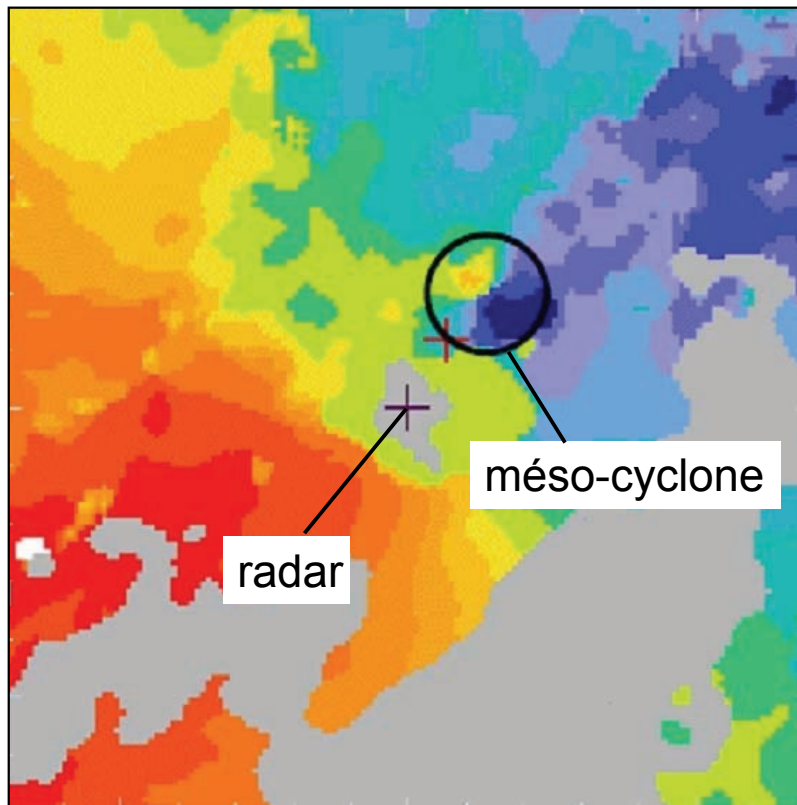


figure 7.44 : Vitesses radiales du radar d'Avesnes (59) le 3 août 2008 à 20 h 40 UTC. Source : Météo-France/DSO.

Pour terminer signalons que si l'exploitation opérationnelle de ces images reste délicate, le produit est largement utilisé par l'assimilation de données des modèles numériques de prévision du temps.

b. Le profil vertical de vent (VAD)

Ces profils VAD (Velocity Azimuth Display) sont déterminés grâce aux différents sites exploités par le radar. Pour ce faire, on fait l'hypothèse que le flux est homogène dans un voisinage d'une trentaine de km autour du radar. Si l'on trace la composante radiale en fonction de l'azimut, on obtient une sinusoïde, dont le maximum correspond à la direction réelle du vent (figure 7.45). Si le champ de vent n'est pas homogène, les résultats seront difficilement exploitables.

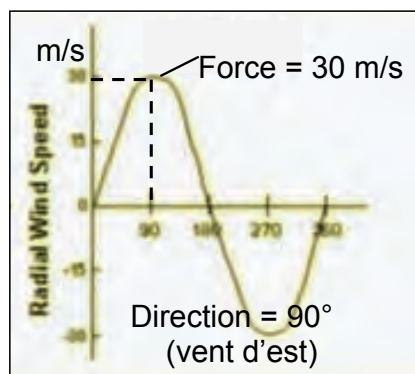


figure 7.45 : Exemple de vitesse radiale en fonction de l'azimut (en abscisse). Source Wikipédia.

On estime que le profil est représentatif d'une zone de 30 km de rayon centrée sur le radar. Comme les vitesses radiales, ce profil est restitué systématiquement lors des passages pluvieux, mais il peut dans certains cas être calculé par ciel clair si le signal est suffisamment intense. Pour les raisons invoquées précédemment, c'est principalement en été que le profil pourra être constitué, grâce à une couche limite atmosphérique souvent convective. En moyenne l'été, le vent peut être calculé dans 95 % des cas à 500 mètres d'altitude, et dans 80 % des cas à 1500 m. Toutefois dans ces cas de ciel clair, des problèmes d'artefacts peuvent apparaître plus facilement car le signal utile est moins intense que dans les cas avec précipitations.

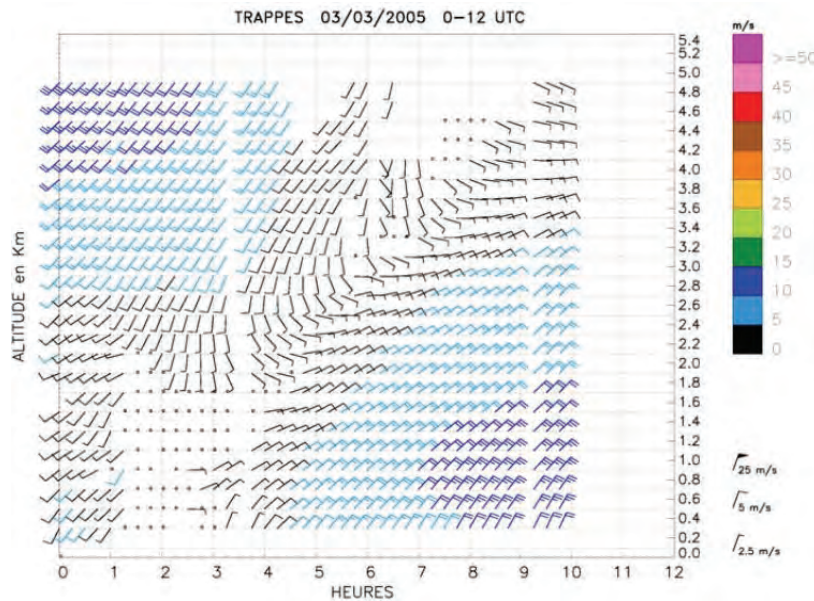


figure 7.46 : Exemple de VAD sur le radar de Trappes le 3 mars 2005 de 0 à 12 h UTC. Vent en m/s. Les points indiquent des zones sans mesure. Source : Météo-France/DSO.

On peut représenter ces profils de diverses façons. La figure 7.46 est un exemple de diagramme temporel pour lequel un profil est disponible tous les quarts d'heure. Dans ce cas précis, il s'agissait du passage d'un front froid sur la région, avec des vents d'abord orientés au SW sur toute la verticale, puis tournant NE dans les basses couches au passage du front, ce flux de NE puis d'E gagnant progressivement les couches supérieures.

7.2.5 La double polarisation

Un radar à double polarisation émet des ondes polarisées à la fois horizontalement (comme les radars « classiques ») et verticalement, ce qui permet de récupérer une information beaucoup plus riche sur le type d'objet rencontré : en effet, en analysant des champs de différence entre les signaux restitués par chaque polarisation, on peut en déduire une pléthore d'informations précieuses.

- La réflectivité différentielle est un bon indicateur du diamètre et de la forme des hydrométéores.
- La phase différentielle est un excellent indicateur de l'atténuation par les précipitations.
- Le coefficient de corrélation entre les 2 polarisations est un excellent indicateur des échos non météorologiques (artefacts et autres).

Ainsi, la double polarisation permet de corriger certains des défauts signalés pour la lame d'eau radar conventionnelle (atténuation par les précipitations et détection des artefacts), ce qui confère à cette nouvelle lame d'eau une qualité nettement supérieure. Elle est opérationnelle à Météo-

France depuis l'été 2012. Un ajustement de la loi Z-R est également en projet, suivant le type de précipitations détectées, qui devrait encore améliorer la qualité.

Un autre apport majeur de la double polarisation est la discrimination du type d'hydrométéores (figure 7.47) :

- pluie ;
- neige sèche ;
- neige mouillée ;
- grêle ;
- etc.

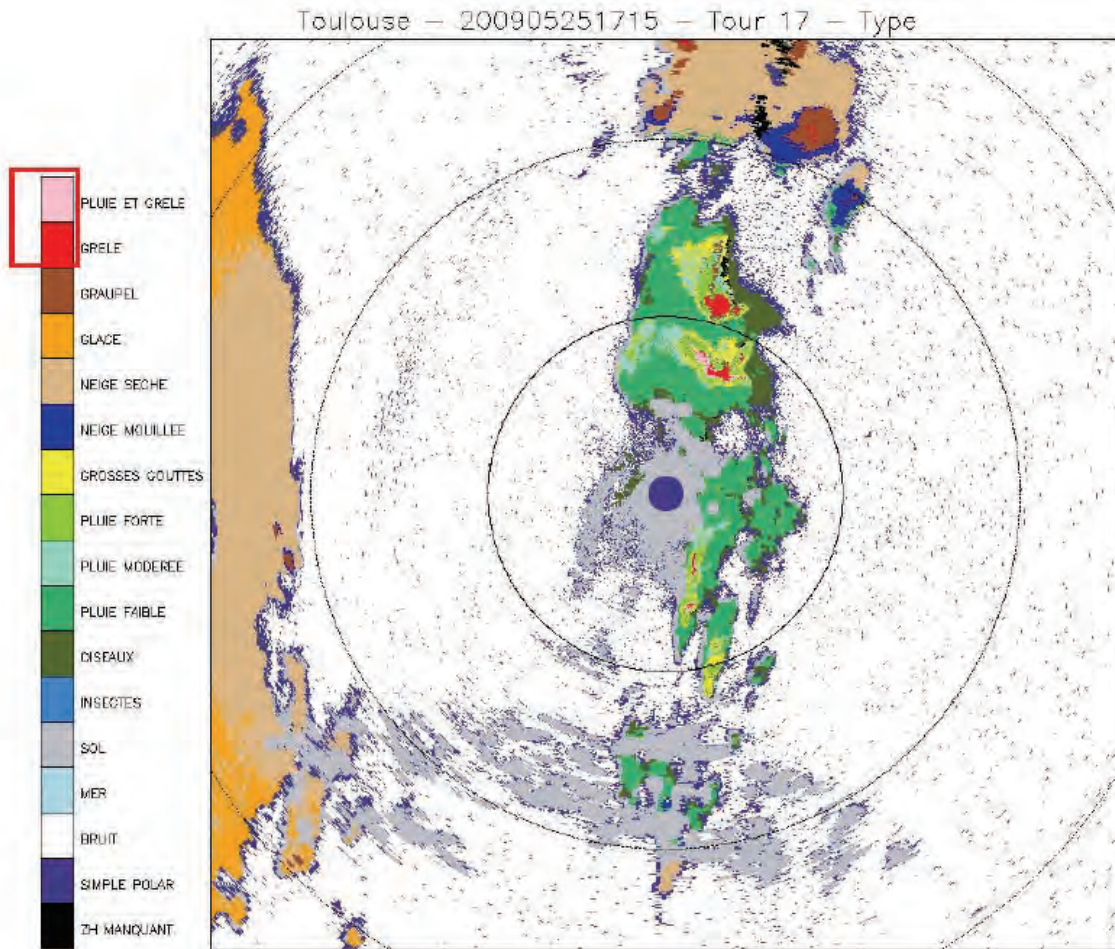


figure 7.47 : Exemple de produit de discrimination des hydrométéores, le 25 mai 2009, radar de Toulouse.
Source : Météo-France/DSO.

7.2.6 La visualisation 3D

Comme nous l'avons vu au paragraphe 7.2.3b les radars explorent à présent selon un grand nombre de sites (figure 7.36) ce qui permet de restituer des visualisations dans les trois dimensions spatiales. Parmi les produits disponibles, on peut citer les plus importants :

- coupes horizontales de réflectivités à altitude constante (CAPPI = Constant Altitude Plan Position Indicateur) ;
- coupes verticales de réflectivités ;
- cartes de sommets d'échos : très utiles pour l'aéronautique ces cartes indiquent l'altitude maximale à laquelle sont détectées les précipitations, pour chaque pixel ;

- en combinant les mesures de vitesse radiale de plusieurs radars : champs de vent en coupe horizontale ou verticale, champs de vitesse verticale, champs de divergence.

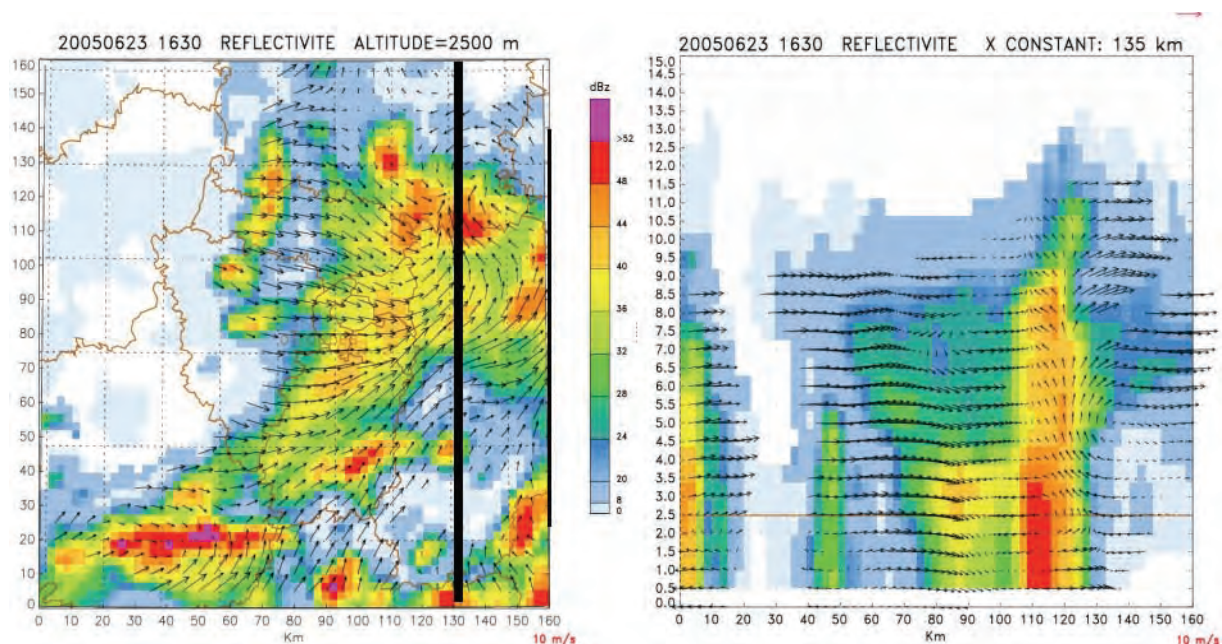


figure 7.48 : Exemple de visualisation 3D de réflectivités radar (composite avec zoom sur région parisienne) et de champ de vent, le 23 juin 2005. À gauche, CAPPI à l'altitude 2500 m. À droite, coupe verticale selon l'axe indiqué sur l'image de gauche. La flèche rouge en haut à droite correspond à un vent de 10 m/s. Source : Météo-France/DSO.

La figure 7.48 illustre la combinaison de l'exploration volumique avec le Doppler, qui permet de restituer réflectivités et champ de vent. La situation illustrée est une situation convective. La coupe horizontale (CAPPI) doit être effectuée à l'altitude pertinente pour la problématique étudiée :

- pour tout ce qui concerne l'hydrologie, les vigilances fortes pluies-inondations, durées de retour, etc., il faut se concentrer sur les plus bas niveaux, représentatifs de ce qui va réellement atteindre le sol : typiquement, des altitudes de 500 m à 1000 m ;
- pour ce qui est de l'aéronautique, on sera aussi intéressé par les plus hauts niveaux, afin de déterminer les altitudes maximales où se produisent des précipitations.

La visualisation 3D est également très utile lors de situations convectives, notamment les coupes verticales, permettant de mettre en évidence les zones de plus fortes réflectivités, leur extension verticale, leur altitude, ce qui peut donner des indications sur le risque de grêle, de structure en crochet (cf. BWER vue au paragraphe 3.2.3c) typique des supercellules, etc.

Enfin, signalons un mode de visualisation usuel dans plusieurs services météorologiques, qui consiste en une coupe horizontale à une altitude donnée, complétée par des coupes verticales du maximum de réflectivités (figure 7.49) par latitude (à gauche) et par longitude (en bas). Ce type de visualisation est disponible sur les consoles des prévisionnistes de Météo-France depuis janvier 2013. Cela permet en particulier d'avoir une idée de la structure verticale des cellules les plus intenses. Toutefois, le message peut être un peu brouillé si plusieurs zones de réflectivités équivalentes coexistent le long d'un même parallèle ou d'un même méridien. Dans ce cas, seule une véritable coupe verticale pourra permettre une analyse sans ambiguïté.

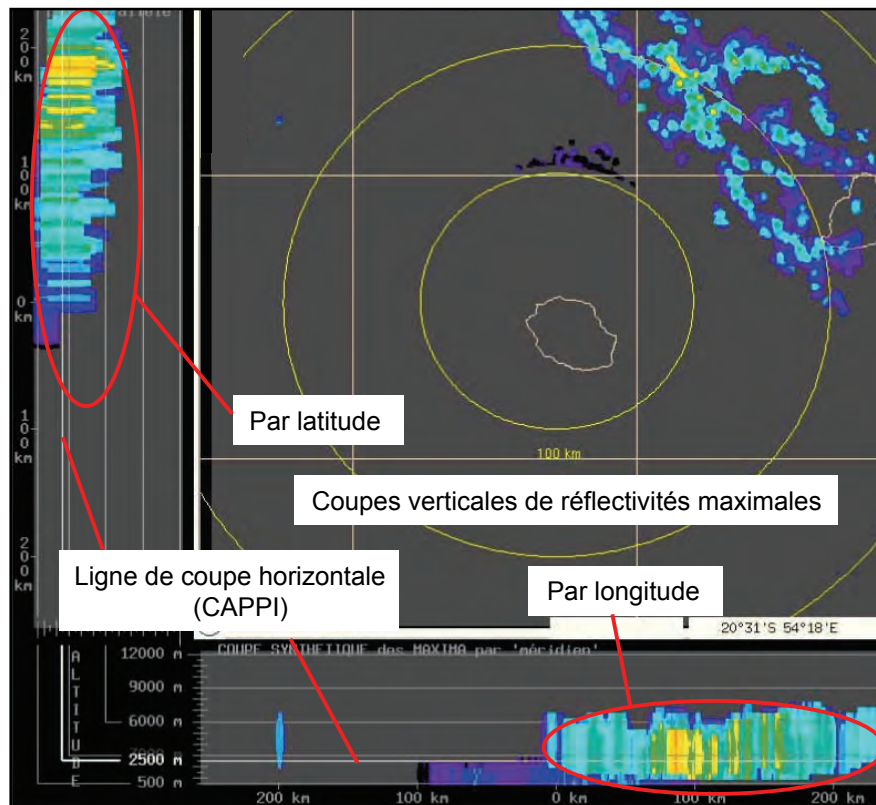


figure 7.49 : Exemple de visualisation de CAPPI : coupe horizontale du radar du Colorado (Réunion) avec à gauche coupes verticales selon un parallèle, et en bas coupes verticales selon un méridien.

Quel est l'apport d'une coupe horizontale par rapport à une image composite classique ?

L'avantage principal est que toutes les réflectivités correspondent à la même altitude, tandis qu'avec l'image de détection classique plusieurs altitudes sont représentées. En revanche, il faut alors faire très attention à l'altitude à laquelle on travaille et combien de radars sont pris en compte. Par exemple sur l'image de la figure 7.49 on utilise un seul radar, si bien qu'à l'altitude visualisée (2500 m), on n'a aucune information sur les zones proches du radar (typiquement ici à moins de 100 km) car le faisceau est alors trop bas. Si l'on travaille trop haut, on peut détecter des précipitations qui n'atteignent pas le sol. La visualisation en CAPPI est donc surtout intéressante soit très bas pour les aspects détection, soit très haut pour les problématiques aéronautiques. Les niveaux intermédiaires peuvent être utiles pour déterminer les bases ou les sommets des zones précipitantes.

7.2.7 Synthèse

Pour terminer ce chapitre concernant les produits radar, nous proposons un petit glossaire de termes techniques utilisés par la communauté internationale que le prévisionniste peut être amené à rencontrer lors de séminaires ou de stages de formation.

a. Un peu de vocabulaire international

PPI : Plan Position Indicator : visualisation 2D à angle de site (élévation) constant. C'est la visualisation classique pour les images de réflectivités d'un radar donné. Pour la mosaïque de détection, il s'agit d'une combinaison de PPI issus de plusieurs radars.

CAPPI : Constant Altitude Plan Position Indicator : visualisation 2D à altitude constante.

VAD : Velocity Azimuth Display : visualisation d'un profil vertical de vent par technique Doppler et exploration volumique.

TOPS : Altitude maximale d'un seuil de réflectivité donné.

MAX : Maximum de réflectivité sur la verticale pour chaque pixel vu sur un plan horizontal et indication de l'altitude de ce maximum.

RHI : Range Height Indicator : profil vertical de réflectivité obtenu par un balayage vertical du radar depuis l'horizontale jusqu'au zénith, selon un azimut donné.

b. La coopération internationale : le projet OPERA

Les pays européens sont engagés dans un programme EUMETNET d'échange et de mise en commun de leurs données radar (OPERA : Operational Program on the Exchange of weather RAdar information). Plusieurs projets ont vu le jour à l'intérieur de ce programme, qui, outre l'échange de données, se proposent d'améliorer les technologies et produits associés.

Une des productions opérationnelles consiste en une mosaïque radar européenne expérimentale, présentée sur la figure 7.50.

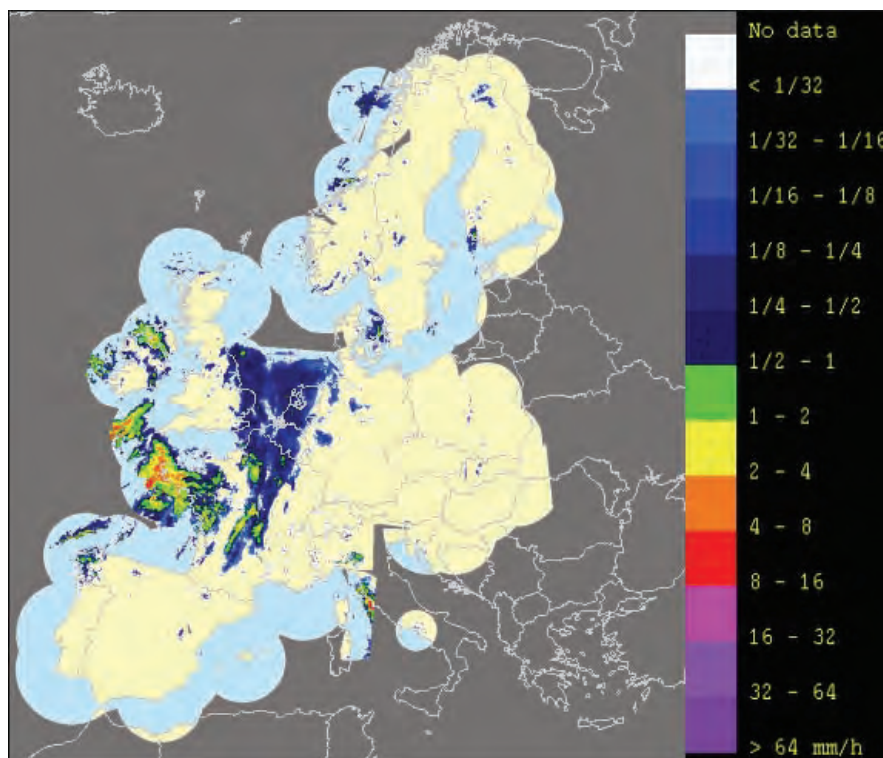


figure 7.50 : Exemple de mosaïque radar européenne, le 15 janvier 2008 à 12 h UTC. Source : Météo-France/DSO.

7.3 La détection de la foudre

7.3.1 Généralités

En France, la foudre occasionne environ une dizaine de morts par an ainsi que d'importantes perturbations dans les réseaux de distribution d'électricité et de télécoms, sans parler des 10 000 têtes de bétails tuées et des dépôts d'incendies. Indéfectiblement associée au cumulonimbus, sa détection constitue une étape primordiale dans le suivi des phénomènes orageux, qui sont parmi les plus dangereux sous nos latitudes.

Que désigne-t-on exactement par « foudre » ? Il s'agit d'une décharge électrique se produisant dans l'atmosphère orageuse, à l'intérieur d'un nuage (intra-nuage), entre deux nuages (inter-nuage), ou entre un nuage et le sol (nuage-sol). L'éclair est la manifestation visuelle de cette décharge. Le tonnerre, la manifestation auditive. En fait, lorsqu'un canal d'atmosphère est ionisé, il se produit une série d'arcs en retour lumineux, donnant une impression de scintillement de l'éclair. Cette série d'arcs en retour est appelée éclair ou improprement « impact de foudre ».

S'il existe un champ électrique permanent entre la surface de la terre et l'atmosphère, c'est lorsque se développent des cumulonimbus que ce champ devient suffisamment intense pour atteindre des valeurs disruptives (l'air devient conducteur) : en effet, les mouvements verticaux intenses dans ce nuage provoquent un frottement entre particules de glace et d'eau surfondue qui entraîne l'électrisation de celles-ci, et, surtout, la séparation des charges positives et négatives. Cette séparation de charges contribue au renforcement local du champ électrique.

Sans entrer dans le détail, on peut résumer le cycle de vie d'un orage et des décharges électriques associées comme suit :

- **phase de développement et début de maturité** : ascendances prépondérantes dans le Cb ; séparation des charges dans le nuage : **éclairs intra-nuage** (voire inter-nuages si plusieurs cellules) ;
- **phase de maturité et début de dissipation** : associée aux précipitations et à la prédominance des mouvements subsidents ; transport de charges négatives par les graupels (particules de neige roulée) vers la base des Cb, **éclairs nuage-sol négatifs** ;
- **phase de dissipation** (enclume s'affaissant, mammas, Ac Cbgen, essentiellement composés de charges positives) : **éclairs nuage-sol positifs**.

En fait, ces trois phases coexistent simultanément dans une cellule orageuse mature. En effet, l'avant de la cellule (dans le sens du déplacement) correspond à une zone d'ascendances prépondérantes (arcus, peu ou pas de précipitations, éclairs intra-nuages), l'arrivée des précipitations correspond à la zone d'éclairs nuages – sol négatifs, puis, à l'arrière de la cellule, les pluies deviennent plus faibles (on est sous l'enclume, parfois doublée de mamma) de type stratiforme, mais des décharges peuvent toujours se produire, correspondant le plus souvent à des éclairs nuages – sol positifs.

Les intensités mises en jeu lors d'un impact de foudre sont en moyenne de 16 kA (kilo ampères) pour les négatifs et de 30 kA pour les positifs. Les éclairs nuages-sol positifs sont plus rares que les négatifs (environ 10 % de la totalité des impacts détectés), mais ils sont beaucoup plus destructeurs. Ainsi, on se méfiera beaucoup des éclairs survenant à la fin d'un orage, lorsque l'intensité des précipitations a nettement diminué et que le ciel commence à s'éclaircir. Il est à noter que la proportion d'éclairs positifs est plus importante en saison froide (orages de traîne), pouvant atteindre jusqu'à 60 %. Cela dit, le faible nombre d'impacts totaux en saison froide influence peu le pourcentage annuel des positifs qui reste voisin de 10 %.

7.3.2 Les réseaux de détection

Il s'agit de la détection de l'onde électromagnétique associée à la décharge électrique. Plusieurs capteurs sont nécessaires pour déterminer précisément la position de l'impact, via des méthodes de triangulation et de différences de temps d'arrivée du signal.

Plusieurs types de capteurs et de réseaux peuvent être utilisés :

- réseaux longue distance : portée étendue mais au détriment de l'efficacité de détection et de la précision en localisation. Ne détectent que les éclairs nuages-sol ;
- réseaux moyenne distance offrant un bon compromis entre étendue et précision-efficacité. Détectent éclairs nuages sols + quelques intra-nuageux. ;
- réseaux régionaux ou locaux : offrent une détection totale (nuage-sol et intra/inter nuageux) mais avec une faible portée.

a. Le réseau longue distance ATDnet du UK Met-Office

Ce réseau ATDnet (Arrival Time Difference) fonctionne avec 11 capteurs seulement, répartis dans toute l'Europe occidentale. La détection est possible sur plusieurs milliers de kilomètres (jusqu'aux Antilles ou à l'océan indien), mais avec une précision et une efficacité de détection très dégradées. Sur l'Europe occidentale on peut compter sur une précision de 2 à 4 km pour la localisation géographique. Ce sont essentiellement les éclairs nuages – sols qui sont détectés, même si le réseau peut à l'occasion détecter quelques intra-nuageux.

L'utilisation de ce réseau est surtout préconisée pour l'analyse d'échelle synoptique, notamment sur les zones océaniques où l'on dispose de peu d'observations.

b. Le réseau français moyenne distance

Ce réseau possède une bonne précision (entre 0.5 et 2 km) et une bonne efficacité avec plus de 90 % des impacts nuages-sols détectés, ainsi qu'un certain nombre d'éclairs intra-nuageux. Il est exploité par la société Météorage, filiale de Météo-France. Il est constitué de 19 capteurs en France métropolitaine. Grâce à une collaboration entre plusieurs organismes et sociétés, ce réseau est complété par les capteurs moyenne distance de plusieurs pays européens, ce qui fait un nombre total de 74 capteurs (figure 7.51) concentrés par Météorage.

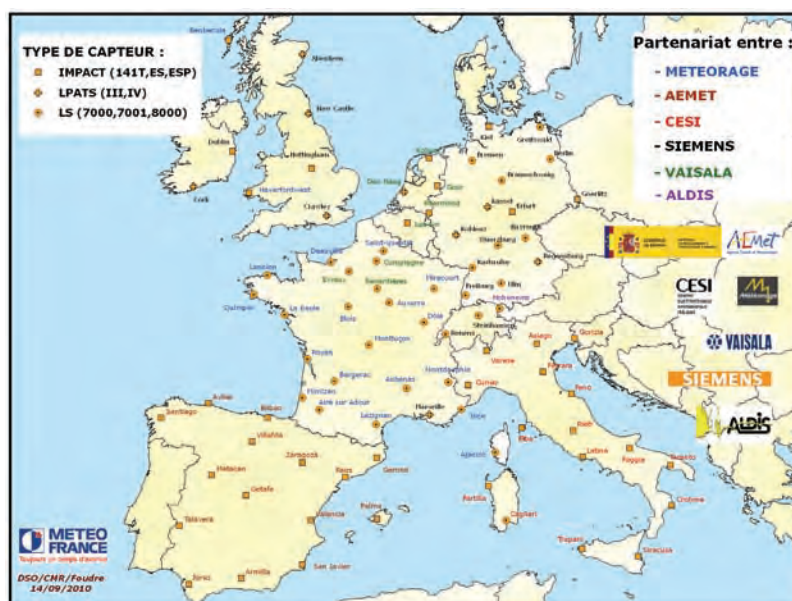


figure 7.51 : Le réseau moyenne distance européen. Source : Météo-France/DSO.

La portée des capteurs est d'environ un millier de km, mais l'efficacité de détection n'est supérieure à 50 % que jusqu'à une distance de 400 km environ (figure 7.52).

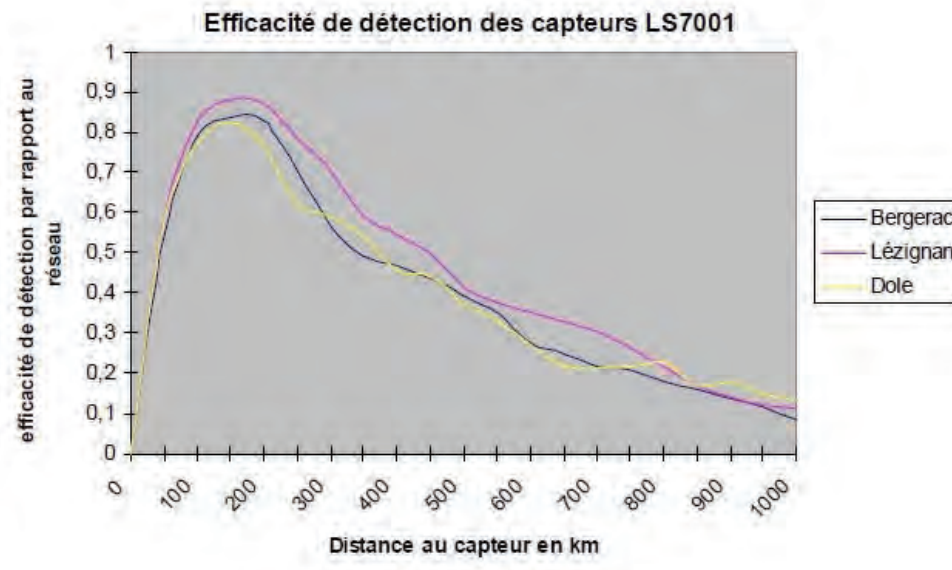


figure 7.52 : Exemple d'efficacité de détection pour 3 capteurs du réseau français. Source : Météo-France/DSO.

c. Les réseaux régionaux

Ces réseaux sont constitués de capteurs ayant une portée de 120 à 150 km environ, pouvant détecter tous les types d'éclairs. On parle alors de réseau de détection totale. Un tel réseau était en cours d'expérimentation en 2010 sur les régions Ile-de-France et Centre.

7.3.3 Les produits

Le principal produit mis à disposition des prévisionnistes est un produit de détection indiquant la position, l'horodatage, et le signe de l'impact de foudre. Des cumuls sur diverses durées (de 5 minutes à 24 heures, voire davantage) sont possibles. La figure 7.53 propose un exemple sur une durée de 3 heures, avec une colorisation des impacts suivant leur moment d'occurrence. Une jauge sous forme d'info-bulle permet de visualiser l'heure exacte d'impact, ainsi que son intensité (en hecto-ampères) et sa localisation. Les animations et les superpositions avec d'autres sources d'information (imagerie satellite notamment) permettent de suivre l'évolution des systèmes convectifs.

La figure 7.54 établit une comparaison entre les réseaux moyenne et longue distance. Outre les différences de portée évidentes entre les deux systèmes, on peut faire les constatations suivantes :

- le réseau longue distance ne distingue pas entre impacts positifs et négatifs et ne donne pas d'informations sur l'intensité des impacts ;
- le réseau longue distance comporte un certain nombre de fausses alarmes. En particulier, sur le cas présenté, les quelques impacts rapportés sur le quart nord-ouest de la France sont factices, car situés en ciel clair ou nuageux par cumulus humilis.

L'utilisation des données de ce réseau doit ainsi se faire avec précaution, avec comparaison aux autres sources de données (réseau moyenne distance, imageries satellite et radar). Pour une utilisation à méso-échelle, en suivi et prévision immédiate de situation convective, on privilégiera le réseau moyenne distance métropolitain.

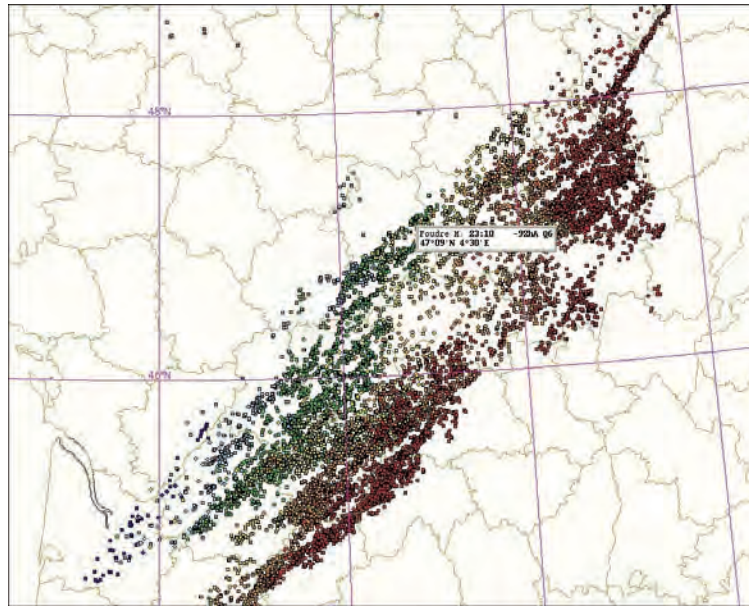


figure 7.53 : Exemple d'image de détection des impacts de foudre par le réseau moyenne distance français, le 1er août 2007 entre 18 et 24 h UTC. Les impacts sont colorés suivant leur heure d'occurrence (échos les plus récents en rouge, les plus anciens en bleu). Echos négatifs symbolisés par des carrés, échos positifs par une forme en losange. Source : Météo-France et Météorage.

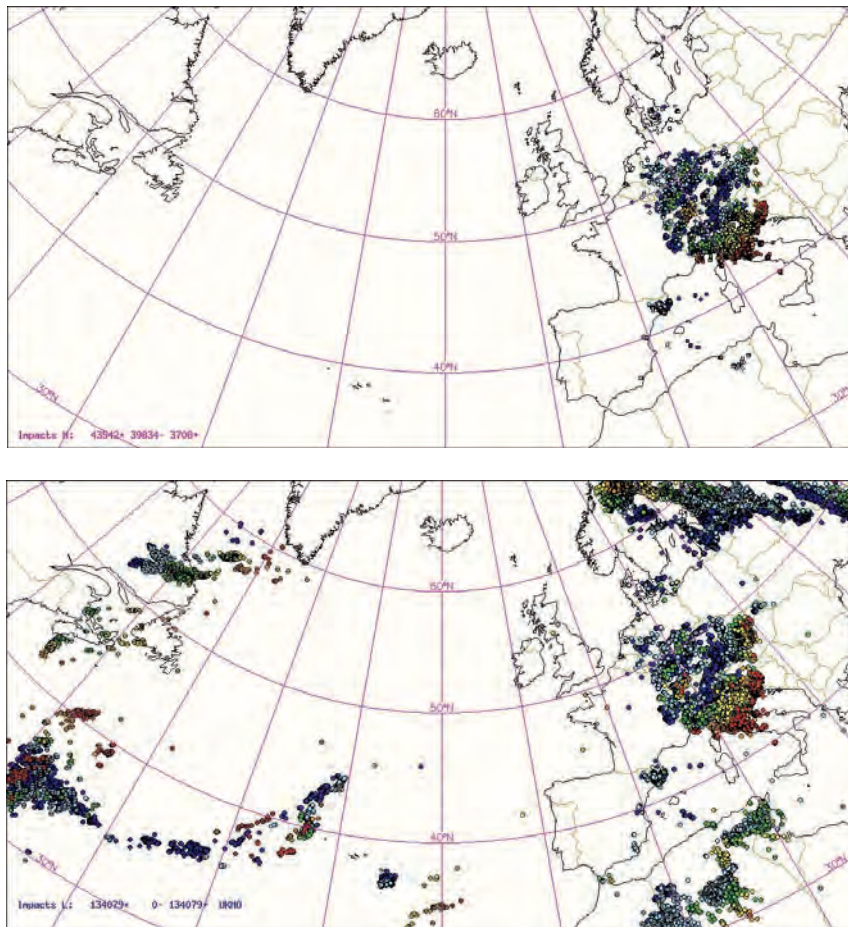
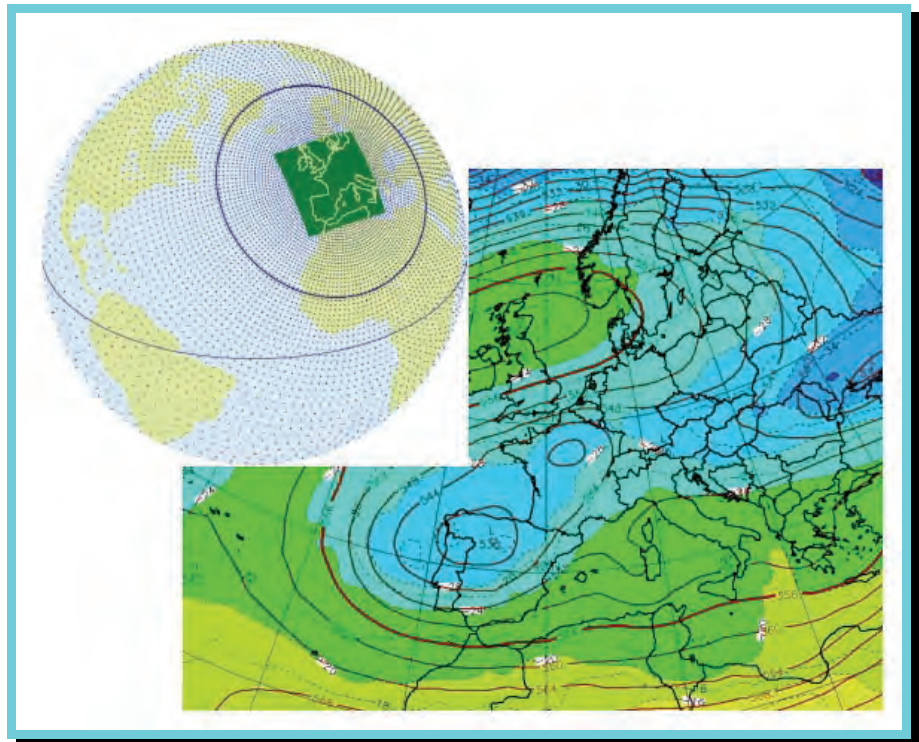


figure 7.54 : Impacts de foudre sur une durée de 24 heures le 30 juillet 2010 à 10 h UTC. En haut, réseau moyenne distance Météorage; en bas, réseau longue distance ATD. Source : Météo-France.

L'attention du prévisionniste devra être attirée sur :

- les zones de forte densité d'impact (système intense et/ou peu mobile) ;
- les zones avec forte proportion d'arcs positifs (en saison chaude), qui indiquent un fort potentiel destructeur.

chapitre 8. Les champs météorologiques issus des modèles de prévision numérique du temps



Source : Météo-France.

Attention, il ne s'agit pas ici d'un cours de prévision numérique du temps (PNT). En particulier, on n'abordera pas les notions liées aux caractéristiques des différents modèles opérationnels, à leur résolution, et aux post-traitements qui leur sont appliqués.

On s'en tiendra pour ce chapitre à une présentation des principaux champs météorologiques proposés par l'ensemble des modèles prévision numérique du temps, et à leur utilisation pour l'analyse d'une situation. Nous proposerons au tome 2 une approche plus fine en fonction des différents phénomènes étudiés et de leur échelle.

8.1 Le contexte

Pourquoi utiliser des champs de modèles pour l'analyse ?

- D'abord parce que les modèles ont besoin d'un état initial qui décrive l'atmosphère à l'instant t de début de prévision. Cet état initial est en quelque sorte la meilleure photo de l'atmosphère, en 3 dimensions, à un instant donné. On le nomme **analyse du modèle**.
- Ensuite parce que le réseau d'observations est, nous l'avons vu, relativement hétérogène dans l'espace, et, même si les observations télédéteectées pallient en partie ces insuffisances,

il subsiste de nombreuses inconnues sur l'état de l'atmosphère à un instant donné, notamment en altitude. Par ailleurs, les informations issues des réseaux d'observations ne permettent pas de fournir une représentation continue dans l'espace à 3 dimensions, des différents paramètres météorologiques.

- Les champs issus des modèles, qui assimilent les informations provenant des réseaux d'observations, constituent un complément indispensable et permettent cette représentation en 3 dimensions, de façon homogène dans l'espace (représentation des champs en **points de grille**).
- Cependant, l'utilisation de l'information issue des modèles impose, plus encore qu'avec les données observées, de faire preuve de sens critique, et de ne pas prendre les informations fournies pour argent comptant.
- Surtout, ne pas en déduire qu'il suffit d'étudier les champs modèles et de ne plus regarder les observations : rien ne remplace l'étude d'une carte pointée ou la visualisation d'une animation satellite ou radar.

Si les champs issus des modèles de PNT étaient encore peu nombreux dans les années 1980, il y a aujourd'hui pléthore d'informations et de paramètres, et ce à toutes les échelles, depuis le supra-synoptique jusqu'à l'échelle aérologique. Ici, on se propose de décrire les principaux champs modèles utiles pour l'analyse de la situation synoptique ou sous-synoptique afin d'être capable de :

- décrire de façon synthétique une situation synoptique à l'écrit ou à l'oral (bulletin ou briefing) ;
- savoir repérer rapidement les différents centres d'action et flux associés ;
- savoir localiser les perturbations et les fronts, ainsi que leurs précurseurs ;
- assurer un suivi de l'évolution des ces différents phénomènes ;
- tracer des documents d'expertise type isofront ou anasyg (fronts, isobares, jets, anomalies d'altitude, zones de convergence, etc.).

Dans ce qui suit, nous allons présenter les paramètres les uns à la suite des autres, pour rendre la lecture plus aisée. Néanmoins, il faudra garder à l'esprit que lors du travail d'analyse, une synthèse permanente entre ces différents paramètres, qui sont forcément (plus ou moins) reliés entre eux, s'avère nécessaire. On prendra garde en particulier à ne pas dissocier artificiellement les basses couches et la haute troposphère.

Les champs décrits ci-après correspondent essentiellement aux principaux champs fournis par les modèles globaux hydrostatiques dits de « grande échelle », avec une résolution spatiale comprise en général entre 10 et 20 km.

Indépendamment de la résolution intrinsèque du modèle, la visualisation des champs fournis par celui-ci peut-être proposée avec plusieurs résolutions, suivant les détails que l'on souhaite faire apparaître et les échelles considérées. Ces résolutions liées à la visualisation sont indiquées en degrés de latitude (1° de latitude correspond environ à 111 km) : on parle ainsi de résolution 0.5° , 1.5° , 0.05° , etc. Bien sûr ces résolutions de visualisation doivent être relativement proches des résolutions intrinsèques de chaque modèle, mais suivant les échelles considérées (synoptique, méso-échelle), on pourra visualiser un même modèle avec plusieurs résolutions (cf. figure 8.1). Les domaines de visualisation devront être adaptés à la résolution. Sur la figure 8.1, on voit bien que le domaine est trop réduit pour une résolution en 1.5° , tandis qu'il est presque trop vaste pour la résolution en 0.025° (à peu près 2,7 km en latitude) au moins pour la visualisation du vent. Lorsque l'interface laisse le choix, on choisit la résolution la plus adaptée à l'échelle des phénomènes que l'on souhaite étudier.

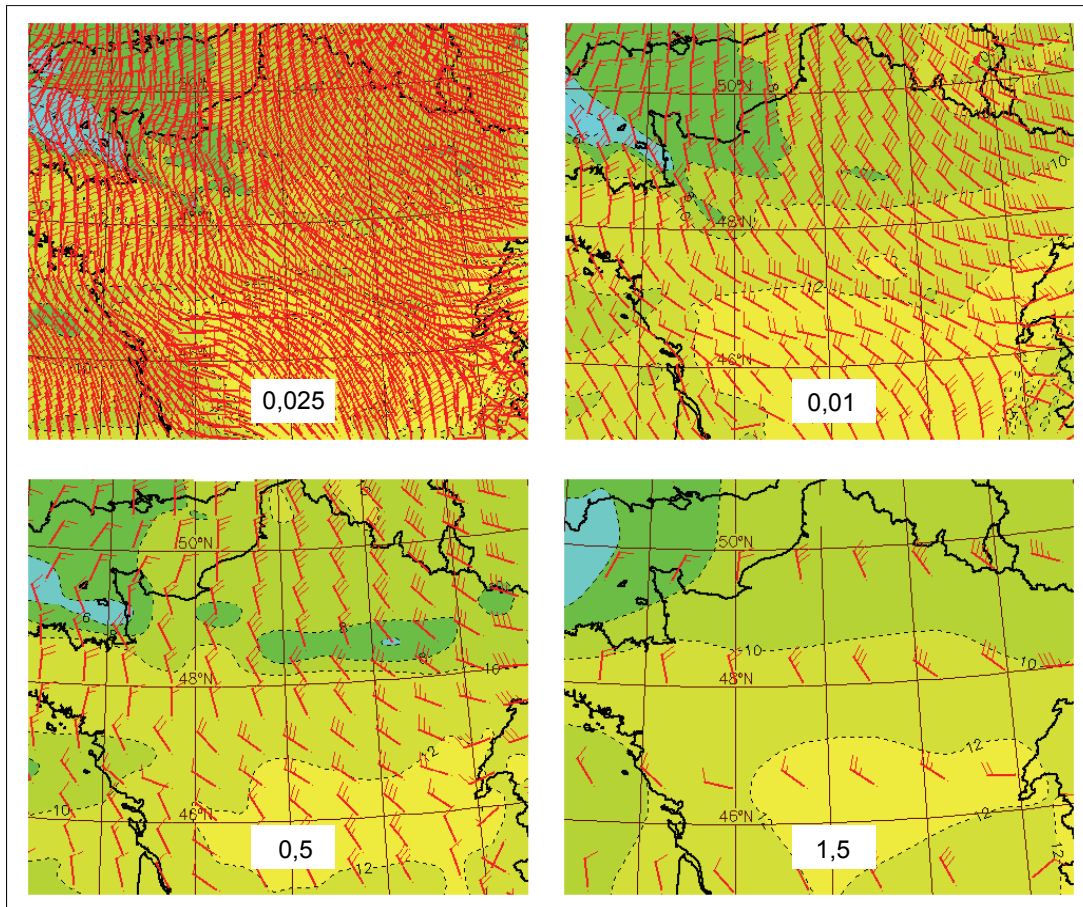


figure 8.1 : Analyses de vent et de θ_w à 850 hPa pour 4 résolutions de visualisation : en haut à gauche, modèle AROME 0.025, à droite, modèle ALADIN, 0.1, en bas à gauche ARPEGE 0.5, à droite ARPEGE 1.5. Source : Météo-France.

8.2 Les paramètres de base

Nous l'avons vu au chapitre 2, les paramètres physiques permettant de décrire l'atmosphère, et reliés entre eux par les équations de base (gaz parfaits, hydrostatisme, géostrophisme, vent thermique) sont :

- le géopotiel \mathbf{Z} (en mètres géopotentiels - mgp) ou la pression \mathbf{P} (en Pa) ;
- la température \mathbf{T} (en K) ;
- les composantes horizontales du vent \mathbf{u} et \mathbf{v} (en m/s) ;
- la vitesse verticale \mathbf{w} (composante verticale du vent) en m/s ;
- auxquels nous devons ajouter l'humidité relative \mathbf{Hu} (en %).

L'analyse synoptique d'une situation météorologique consiste fondamentalement à détecter les zones perturbées et à caractériser au mieux leur activité. Pour cela il faut savoir repérer les zones où l'atmosphère est soumise à des déséquilibres mettant en défaut le géostrophisme et l'hydrostatisme. Le retour à l'équilibre est alors assuré par les circulations agéostrophiques, qui génèrent vitesses verticales et convergence – divergence du vent. L'interaction barocline constitue le mécanisme majeur de formation des perturbations aux latitudes tempérées. Nous avons vu que dans ce cas, il faut se placer près du sol ou près de la tropopause pour décrire les phénomènes de cyclogénèse et frontogénèse (gradients de température, jets, creusements dépressionnaires, divergence, voir paragraphe 2.2.2), et en moyenne troposphère pour appréhender les vitesses

verticales. Quant aux humidités, c'est à différents niveaux que l'on pourra les considérer, suivant le phénomène étudié.

8.2.1 Le géopotentiel

Le champ de pression ou de géopotentiel revêt une importance cruciale en météorologie car il permet de visualiser rapidement les **centres d'action**, la direction et l'intensité des flux (géostrophisme), ainsi que les **thalwegs et dorsales**.

Hormis près du sol, où l'on visualise le champ de Pmer (pression en hPa ramenée en tous points au niveau de la mer), en météorologie on choisit plutôt de visualiser les champs d'altitude d'une surface de pression donnée (=altitude géopotentielle ou par abus géopotentiel), plutôt que les champs de pression à une altitude donnée. Ceci provient notamment du fait que la résolution des équations atmosphériques est beaucoup plus aisée en coordonnées pression qu'en coordonnées cartésiennes : la coordonnée verticale est alors la pression et non pas la hauteur par rapport au sol (les deux grandeurs étant liées par la relation hydrostatique), et les champs de modèle sont plutôt représentés à niveau de pression constante qu'à altitude constante. Par ailleurs, historiquement, le développement de la météorologie moderne a été très lié à celui de la navigation aérienne, qui travaille essentiellement en niveaux de pression pour déterminer les altitudes.

Les lignes d'égal géopotentiel sont appelées **isohypses**.

La lecture des cartes est identique à celle des cartes de pression :

- pour un niveau de pression donnée, les **bas géopotentiels** (respectivement les hauts) correspondent à des basses pressions (respectivement à des hautes pressions). En effet, si la pression 500 hPa se trouve à l'altitude 5000 m en un point A et à 6000 m en un point B, cela signifie qu'à 6000 m à la verticale de A (point A') la pression sera plus basse qu'en B (figure 8.2). Ainsi, on voit sur la figure que entre A et A', le géopotentiel et la pression sont plus bas qu'entre B et B' ;
- le plus souvent les géopotentiels sont cotés en décamètres plutôt qu'en mètres ;
- le flux est quasi-parallèle aux isobares (ceci est moins vrai lorsqu'on s'approche du sol, où l'approximation géostrophique est mise en défaut), laissant les bas géopotentiels sur sa gauche (dans l'hémisphère nord).

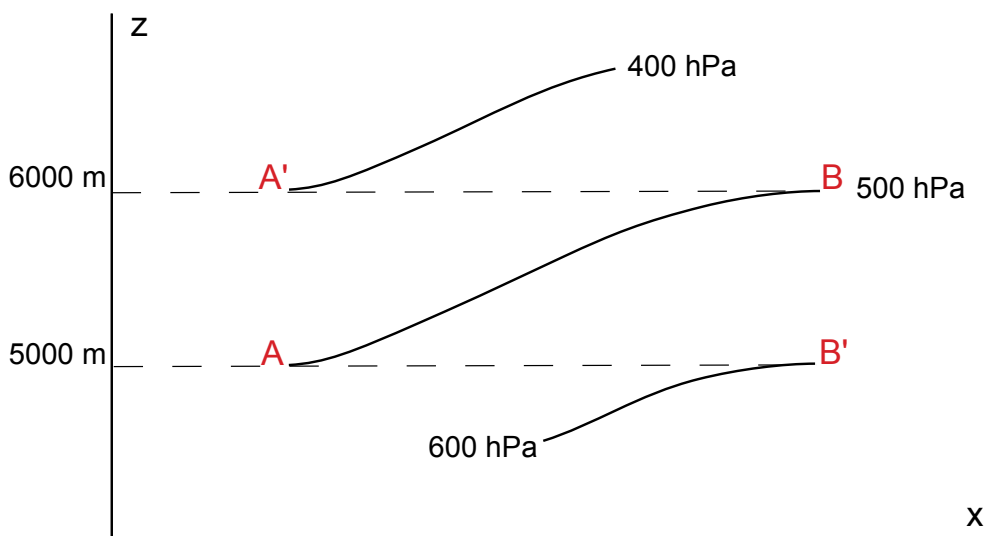


figure 8.2 : Exemple de configuration d'isohypses (coupe verticale).

Quelques repères en atmosphère standard :

altitude	Décroissance standard de la pression avec l'altitude
sol	1 hPa / 8 mètres
3000 mètres	1 hPa / 11 mètres
10 000 mètres	1 hPa / 22 mètres

tableau 8.1 : Correspondances standards altitude - pression

La figure 8.3 montre un exemple de champ de géopotential pour le niveau de pression 400 hPa. Sur une telle carte, il est important de repérer par ordre de priorité :

- **les centres de bas et hauts géopotentiels** : suivant les cartes, ils peuvent être identifiés par la valeur du géopotential au centre, par les cotes indiquées sur les isohypses ou par des plages de couleur (dans ce cas une palette est associée) ; ici ce sont les deux premières informations qui sont portées sur la carte. Un centre de bas géopotentiels est noté B (ou L en anglais), un centre de hauts géopotentiels est noté H (idem en anglais). Lorsque les bas géopotentiels sont complètement détachés du flux perturbé, on leur donne le nom de **cut-off ou goutte froide** ;
- **les axes de thalweg et de dorsale** : l'identification de ces éléments est une étape préliminaire à la localisation des zones perturbées. En effet, les thalwegs sont associés à des vitesses verticales (ascendances à l'avant, subsidences à l'arrière) et quasi-systématiquement associés à une perturbation (au sens physique du terme) ;
- les flux associés (direction et force), ainsi que les confluences et diffuflences.

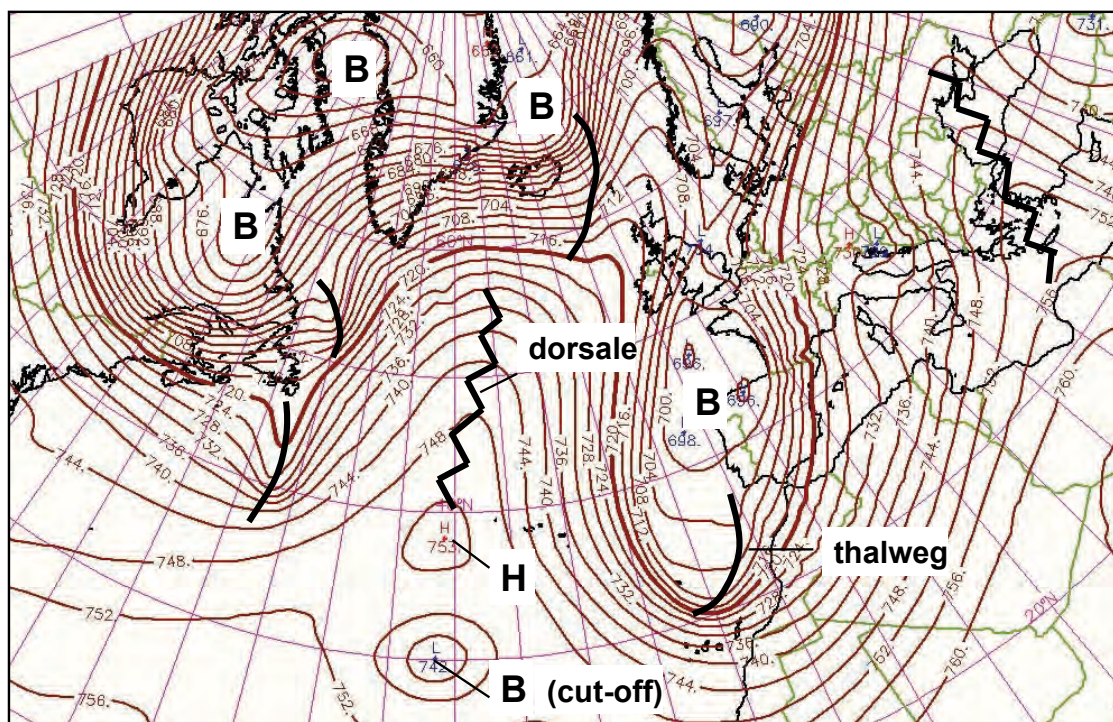


figure 8.3 : Exemple de carte de géopotential à 400 hPa. Cotes en damgp. L'isohypse de référence est en gras. B=Bas géopotential. H=Haut Géopotential. Trait noir continu = axe de thalweg, Trait noir en zigzag = axe de dorsale. Source : Météo-France.

8.2.2 La température

Les champs de température présentent des intérêts multiples car ils permettent de mettre en évidence les zones de fort gradient horizontal, caractéristiques des zones baroclines et/ou frontales, mais aussi de détecter rapidement les zones potentiellement favorables aux développements orageux (zones d'air chaud de basses couches et/ou d'air froid d'altitude). En météorologie opérationnelle, pour le suivi des fronts et perturbations on préfère visualiser des paramètres variant le moins possible lors des mouvements horizontaux et verticaux, et la température est de ce point de vue un très mauvais traceur, car elle varie fortement lors des mouvements verticaux (ascendances ou subsidences), mais aussi dans les basses couches avec le cycle diurne. On préfère dans ce cas visualiser des températures potentielles (voir plus loin), qui restent invariantes lors des transformations adiabatiques ou pseudo-adiabatiques, telles que les ascendances et subsidences, et qui sont moins sensibles au cycle diurne.

Néanmoins, le champ de température « classique » reste une information pertinente, notamment pour l'analyse synoptique de la stabilité de la masse d'air. Les températures à 500 hPa, nous le verrons plus loin, constituent ainsi une première information des zones où l'atmosphère pourrait être instable. Par ailleurs, d'après la **loi de Laplace**, l'air froid d'altitude est associé aux bas géopotentiels (la correspondance devient bonne au dessus de 700 hPa, la pression diminuant plus rapidement dans l'air froid que dans l'air chaud), et donc le champ de température devient un bon marqueur des zones de bas géopotentiels dans la moyenne et la haute troposphère.

En résumé, en altitude (disons au dessus de 700 hPa / 3000 mètres) :

- air froid = bas géopotentiel ;
- air chaud = haut géopotentiel.

Niveau pression (hPa)	Isohypse de référence (mètres)	Isotherme de référence (°C)
850	1440	+4
700	3000	-4
500	5560	-20
300	9160	-44
200	11800	-56

tableau 8.2 : Correspondances standards altitude – pression – température.

Combinaison Z et T

C'est une association particulièrement intéressante car elle permet de mettre en évidence les zones **d'advection thermique** : lorsque les isothermes font un angle non nul avec les isohypses, le flux transporte de la chaleur, si bien qu'en un point donné où se produit cette advection, le champ de pression doit s'ajuster suite à la variation de température pour respecter l'hydrostatisme. Ces ajustements sont réalisés par les circulations agéostrophiques et les vitesses verticales associées : il s'agit donc de zones perturbées de l'atmosphère. Plus l'advection est forte (ie plus le gradient de température est important et/ou plus le flux est rapide et/ou l'angle entre isotherme et isobares important), plus les vitesses verticales le sont aussi. Les zones frontales actives correspondent à une sorte de paroxysme, avec des advections thermiques très intenses, un axe de fort gradient horizontal de températures faisant un angle important avec les isohypses.

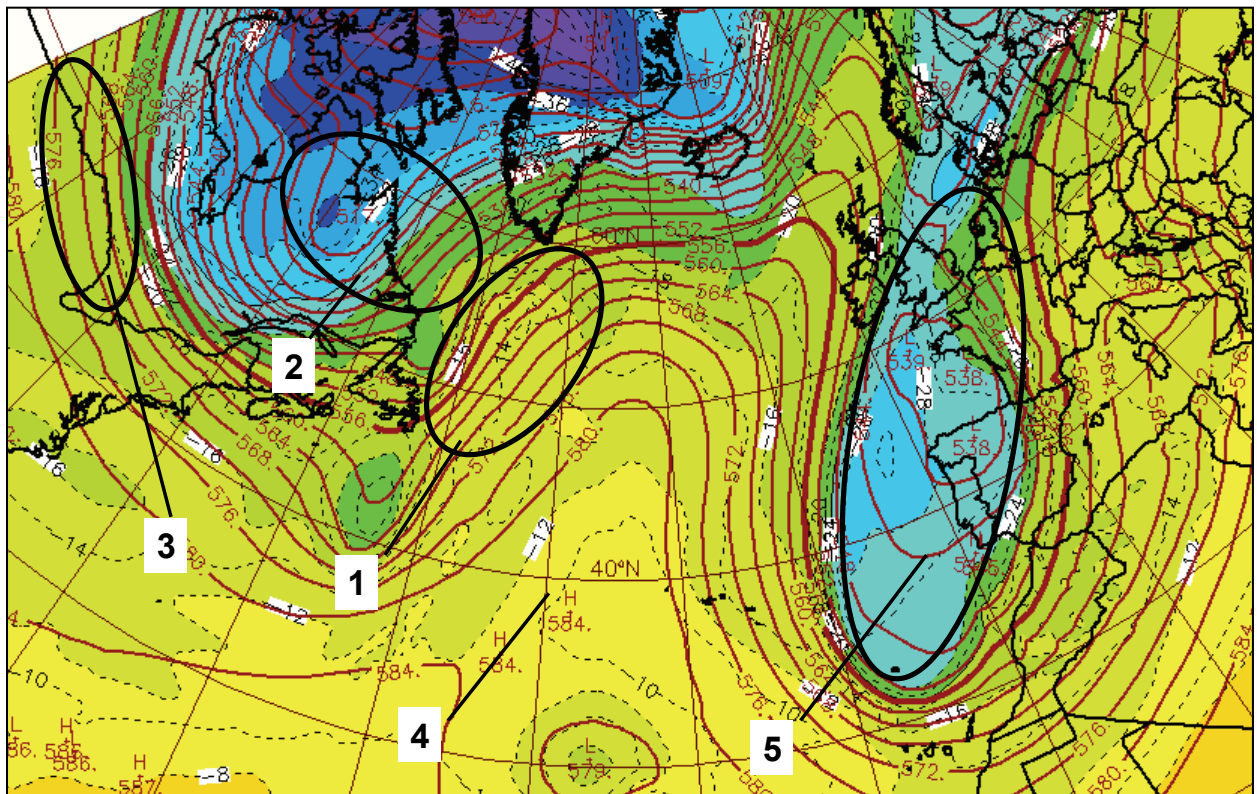
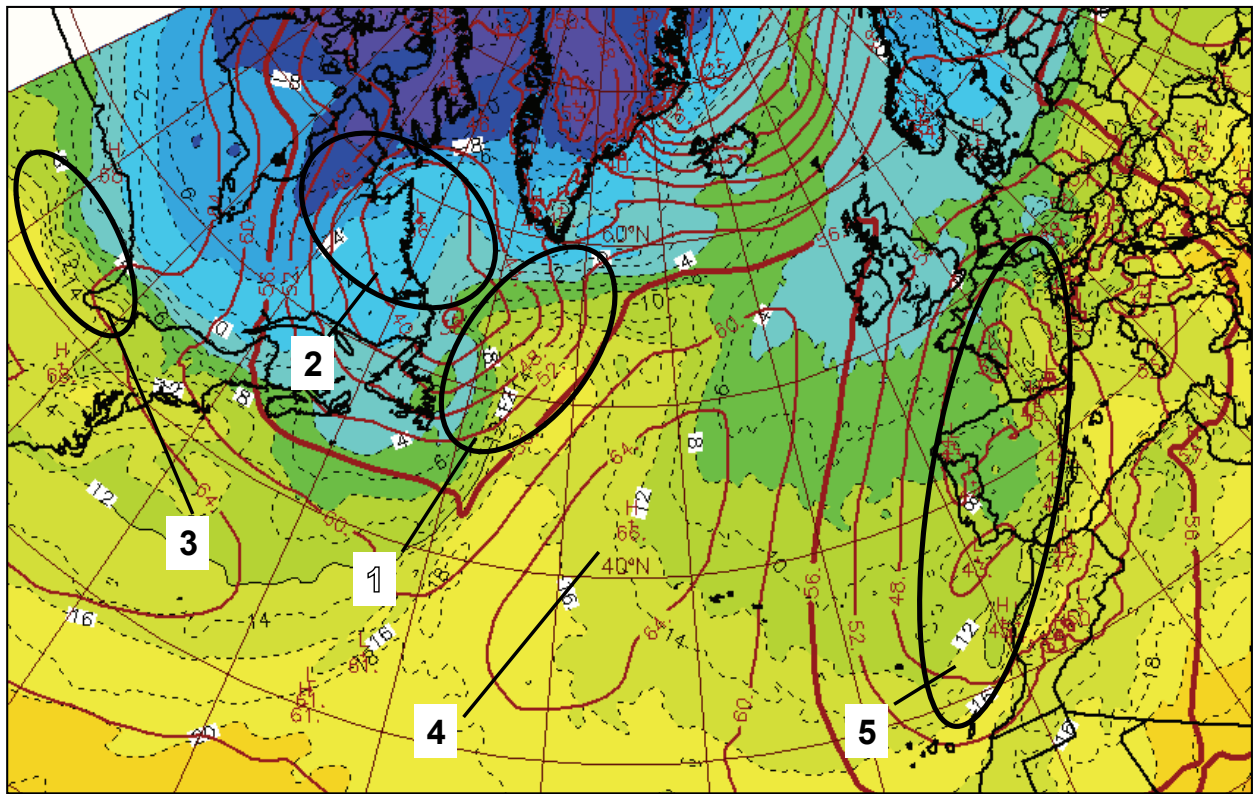


figure 8.4 : Analyses du modèle ARPEGE 0.5 le 1^{er} novembre 2008 à 06 h UTC. En haut, géopotential à 950 hPa (damgh) superposé à la température à 950 hPa (°C). En bas, idem pour le niveau 500 hPa. Source : Météo-France.

La figure 8.4 propose deux exemples de cartes avec superposition des champs Z et T, pour les niveaux 950 hPa (très basses couches, 560 m en moyenne, voir isohypse en gras sur la figure) et 500 hPa. L'examen des deux images permet de mettre en évidence :

- en 1, à 950 hPa, on remarque une advection thermique intense (advection chaude au NE, advection froide au SW), associée à un fort gradient thermique et à un flux rapide (isobares resserrées), avec des isobares quasi-perpendiculaires aux isothermes ; nous sommes en présence d'une perturbation barocline mature. À 500 hPa, l'advection thermique est moins nette (les gradients les plus forts se rencontrent en basses couches au niveau des fronts), mais le flux encore plus rapide, trahissant la présence probable d'un jet d'altitude ;
- en 2, le décalage vers l'air froid de la zone dépressionnaire avec l'altitude ;
- en 3, une zone de fort gradient de température à 950 hPa, mais sans advection thermique marquée (pas d'isobare, flux très faible) : la zone n'est pas active du point de vue de la dynamique atmosphérique. On voit d'ailleurs qu'à 500 hPa, les isothermes sont quasi-parallèles aux isohypses : il n'y a pas d'advection de température par le vent ;
- en 4, le décalage vers l'air chaud des hauts géopotentiels avec l'altitude. Au sud de ces hautes valeurs, on remarque la présence d'un minimum à 500 hPa, invisible près du sol. Ce minimum est associé à une goutte froide d'altitude (cf. Loi de Laplace toujours) ;
- en 5, vaste zone de bas géopotentiels, largement associée à de l'air froid à 500 hPa, tandis qu'en basses couches, on trouve plutôt de l'air froid sur le nord et l'ouest, et de l'air chaud sur le sud et l'est (cf. direction du flux). Les advections thermiques sont faibles.

Globalement, on notera que le champ d'isohypses en altitude est beaucoup plus rectiligne qu'en basses couches avec une bonne correspondance air chaud / hauts géopotentiels, air froid / bas géopotentiels. Près du sol en revanche, les advections thermiques (balisant les zones d'activité perturbée probable) sont plus marquées qu'en altitude, la frontogénèse entraînant des gradients maximums dans les basses couches.

En conditions opérationnelles, et à l'échelle synoptique, les niveaux de température les plus fréquemment utilisés sont 850 et 500 hPa. On trouvera quelques valeurs de référence sur les tableau 8.3 et tableau 8.6.

La température à 850 hPa fournit des informations :

- sur les températures maximales que l'on peut attendre à 2 mètres, en situation non perturbée, et sans inversion de basses couches. En saison chaude, une « recette » consiste alors à utiliser le gradient adiabatique entre 850 hPa et la surface : pour une surface 850 hPa située à 1500 m on ajoutera ainsi 15 °C à la température à 850 hPa, pour déterminer la température maximale ;
- sur la probabilité de neige en situation perturbée (hors situation de « retours occlus ») : à partir d'une température de -4 °C à -5 °C à 850 hPa, on peut s'attendre à de la neige en plaine. Bien sûr, tout dépend du profil de température entre 850 hPa et le sol, et plus les précipitations seront fortes, moins la température aura besoin d'être basse à 850 hPa pour avoir de la neige. En situation de retour neigeux par exemple, où de l'air plus doux s'enroule en altitude autour d'un minimum, au dessus d'une pellicule froide de basses couches, la température à 850 hPa peut atteindre -2 °C à 0 °C (isothermie jusqu'au sol).

En revanche, la température à 850 hPa n'est pas pertinente pour estimer les températures minimales, notamment en situation anticyclonique d'hiver où le refroidissement nocturne peut être très marqué en plaine, alors qu'au dessus de l'inversion de basses couches, la température est relativement clémente.

La température à 500 hPa est quant à elle un bon indicateur du dynamisme et de l'instabilité potentiels de la masse d'air (activité des thalwegs et gouttes froides). Plus l'air est froid et cyclonique (fort tourbillon relatif), plus il faudra surveiller attentivement une possible interaction avec les basses couches.

Valeurs usuelles et extrêmes de T à 850 hPa sur Europe occidentale / Atlantique Nord vers 40/50 N		
	été	hiver
Valeurs usuelles	10 °C à 14 °C	-2 °C à 2 °C
Valeurs extrêmes (maximum d'été, minimum d'hiver)	24 °C à 26 °C (canicule)	-15 °C à -20 °C (vague de froid sévère)

tableau 8.3 : Valeurs types de températures à 850 hPa aux moyennes latitudes.

8.2.3 Le vent

Le vent est une grandeur cruciale lors de l'analyse météorologique, que ce soit en basses couches ou en altitude. Il est en général représenté par le même symbolisme que pour le pointage des observations (hampe et barbules, voir paragraphe 5.1.1d).

Le vent est à peu près parallèle aux isohypses (géostrophisme) dans l'atmosphère libre, au dessus de la couche limite, lorsque l'effet des frottements de la surface sur l'écoulement devient négligeable (altitude variable selon situation, saison, jour/nuit, mais on peut considérer que c'est le cas au delà de 800 hPa dans les zones de plaine). Plus on s'approche du sol, plus le vent fait un angle important avec les isobares, à cause des frottements :

- le vent converge vers le centre des dépressions et diverge depuis le centre des anticyclones ;
- l'angle avec les isobares peut atteindre ou même dépasser 90° dans les vallées suivant l'orientation du flux par rapport à l'axe de la vallée.

Le vent laisse les basses pressions sur sa gauche (dans l'hémisphère nord). Il est en général plus fort en altitude car l'influence des frottements de la surface s'y estompe, et, surtout, la règle du vent thermique implique un renforcement des vents dans la direction parallèle aux isothermes : il apparaît donc des jets d'altitude dans les zones de forts gradients de températures (cf. sur la figure 8.4, la zone 1 et périphérie de la zone 5). Cet effet s'atténue vers la tropopause car les températures cessent alors de décroître, et son altitude étant plus basse dans l'air froid polaire que dans l'air chaud tropical, les gradients thermiques et donc isobariques diminuent entre les zones polaires et équatoriales.

Une illustration est proposée par la figure 8.5, avec vents, géopotentiels, et isotaches à 950, 700, 300, et 150 hPa. On y remarque notamment :

- la rotation anti-horaire autour des bas géopotentiels, horaire autour des hauts ;
- le vent qui converge vers le centre des dépressions dans les basses couches, et qui devient parallèle aux isohypses à haute altitude ;
- le renforcement des vents avec l'altitude jusqu'à la tropopause. Sur l'image en bas, à droite, correspondant au niveau 150 hPa, situé au dessus de la tropopause, on constate que les vents faiblissent (atténuation des gradients thermiques évoquée plus haut).

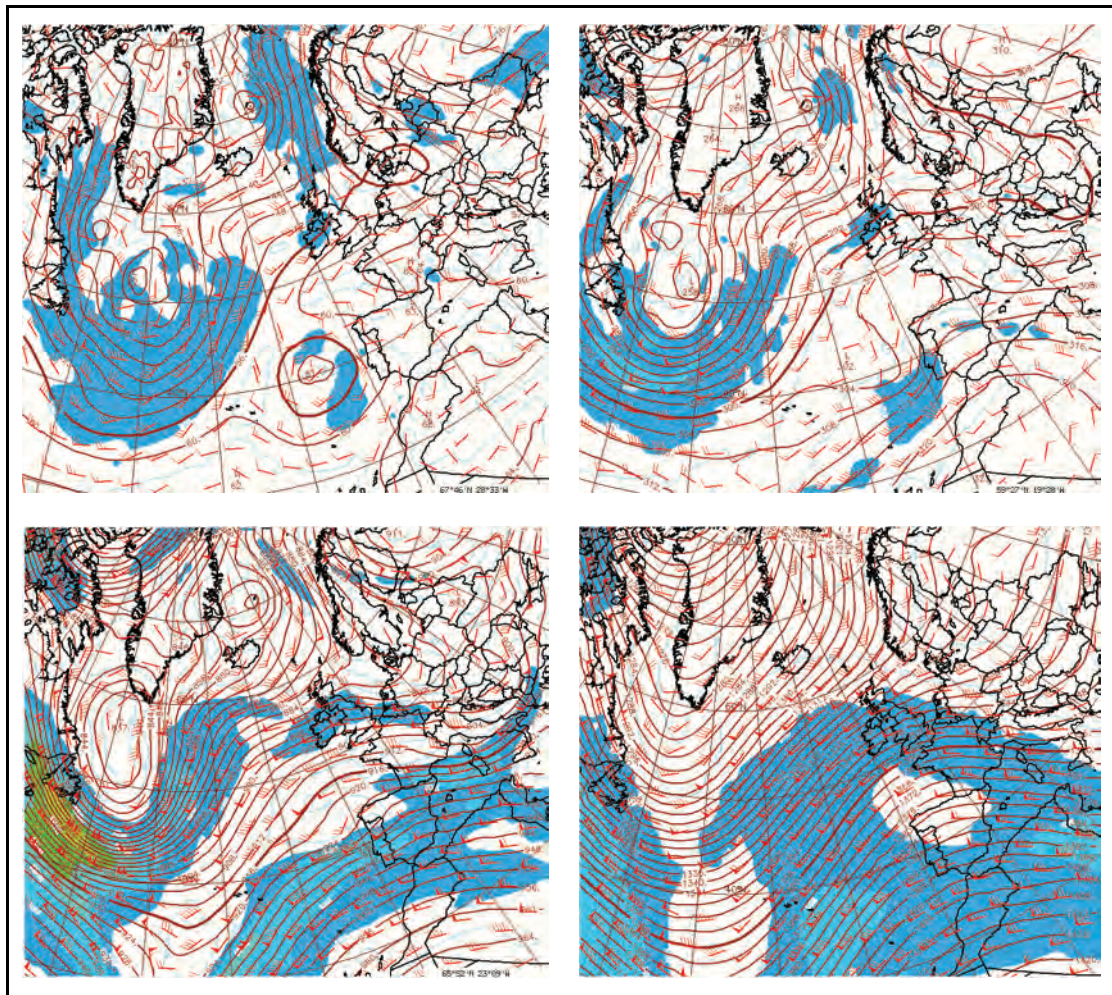


figure 8.5 : Analyse ARPEGE 1.5 le 18 janvier 2010 à 00 h UTC : vent (direction et force), isotaches (en kt), et géopotentiel (damgb) à 950, 700, 300, et 150 hPa, de haut en bas et de gauche à droite. Source : Météo-France.

Niveaux utiles pour l'analyse

1. En basses couches

Vent à 10 mètres :

- détermination de la force et de la direction des vents moyens en surface : détection des coups de vents et tempêtes associés aux cyclogénèses, des vents régionaux (Mistral, Tramontane), des flux favorables ou non aux ondes de relief, et d'effets plus locaux avec un modèle de méso-échelle (brises de mer, de montagne...);
- détection des zones de rotation / cassure des vents, balisant la trace des fronts au sol (fronts froids notamment).

Vent à 950, 900, voire 850 hPa :

- mise en évidence de jets de basses couches, à l'avant d'un front chaud ou froid, ou en présence d'un système convectif;
- détection d'un jet au dessus d'une inversion nocturne ou hivernale ;
- détermination de l'intensité de l'alimentation en air maritime doux et humide en situation méditerranéenne ;
- détection des zones de convergence, favorisant les ascendances.

2. En haute troposphère (300 ou 250 hPa - voire 500 hPa) :

Détection du jet d'altitude et de ses zones de rapides ; le jet a tendance à se renforcer avec l'altitude (cf. vent thermique) et donc sera en général plus facilement visible à 300 qu'à 500 hPa. Néanmoins, l'altitude pression la plus pertinente dépend de la saison (en été, les tropopauses sont plus hautes, on regarde plus haut que l'hiver, saison pendant laquelle la tropopause peut s'abaisser jusqu'à 4000 ou 5000 m d'altitude). Quoi qu'il en soit, à 500 hPa, on peut déjà détecter la plupart des zones de rapides de jet.

Mise en évidence des zones de convergence / divergence (entrées droites et sorties gauches), et confluence / diffluence.

3. En moyenne troposphère (700 à 600 hPa, voire 500 hPa) :

Direction et force du vent à ces niveaux, et présence éventuelle d'un jet (surtout utile lors des situations convectives démarrant à l'étage moyen).

Intensité du jet d'altitude (à 300 hPa) des zones baroclines en hiver	
usuelles	extrêmes (forte probabilité de tempête)
80 à 150 kt	180 à 250 kt

tableau 8.4 : Ordres de grandeur du jet d'altitude des latitudes moyennes.

8.2.4 La vitesse verticale et la divergence/convergence

Nous l'avons déjà dit, les vitesses verticales (VV) synoptiques sont la signature d'une atmosphère cherchant à rétablir un équilibre rompu, c'est-à-dire une mise en défaut des lois hydrostatiques et/ou géostrophiques. Les champs de VV balisent donc les zones où l'atmosphère est « active ». Comme l'air est quasi-incompressible dans un plan horizontal, la conservation de la masse (équation de continuité), exige que les mouvements verticaux soient en relation directe avec les champs de divergence/convergence horizontales.

En coordonnées pression la vitesse verticale w s'écrit :

$$\omega = \partial p / \partial t$$

$$\text{en Pa.s}^{-1}$$

Les ascendances correspondent donc à des valeurs de ω négatives, puisqu'elles impliquent une diminution de la pression lorsque la particule s'élève. Les VV sont à l'inverse positives pour un mouvement subsident. Les isolignes sont en général tracées de 10 en 10 10^{-2} Pa.s⁻¹ (10^{-2} Pa.s⁻¹ équivalant à 1 mm/s ou 1 hPa/3h). Notons qu'il s'agit ici des VV forcées par les mouvements d'échelle synoptique, et non pas de vitesses verticales associées à des cellules convectives ou à l'orographie, qui sont d'un ordre de grandeur 100 à 1000 fois plus élevé, mais de dimensions spatiales réduites du même ordre de grandeur.

Le champ de vitesses verticales permet notamment de suivre le déplacement des noyaux de subsidence/ascendance associés aux perturbations baroclines et leur évolution (renforcement, ou affaiblissement des mouvements verticaux). L'évolution des vitesses verticales donne une information sur l'évolution des perturbations. Une augmentation des mouvements ascendants est l'indice d'une frontogénèse, c'est-à-dire d'une accentuation de l'activité de la perturbation. Au contraire, en phase de frontolyse, les mouvements ascendants perdent de leur intensité. Cela se traduit par un affaiblissement de la perturbation (le vent et les précipitations s'atténuent).

La tropopause et la surface du sol faisant respectivement office de plafond et de plancher pour les mouvements verticaux, les VV vont donc le plus souvent être maximales en milieu de

troposphère, c'est-à-dire entre 700 et 500 hPa. Les **VV d'échelle synoptique** sont donc regardées principalement au **niveau 600 hPa**.

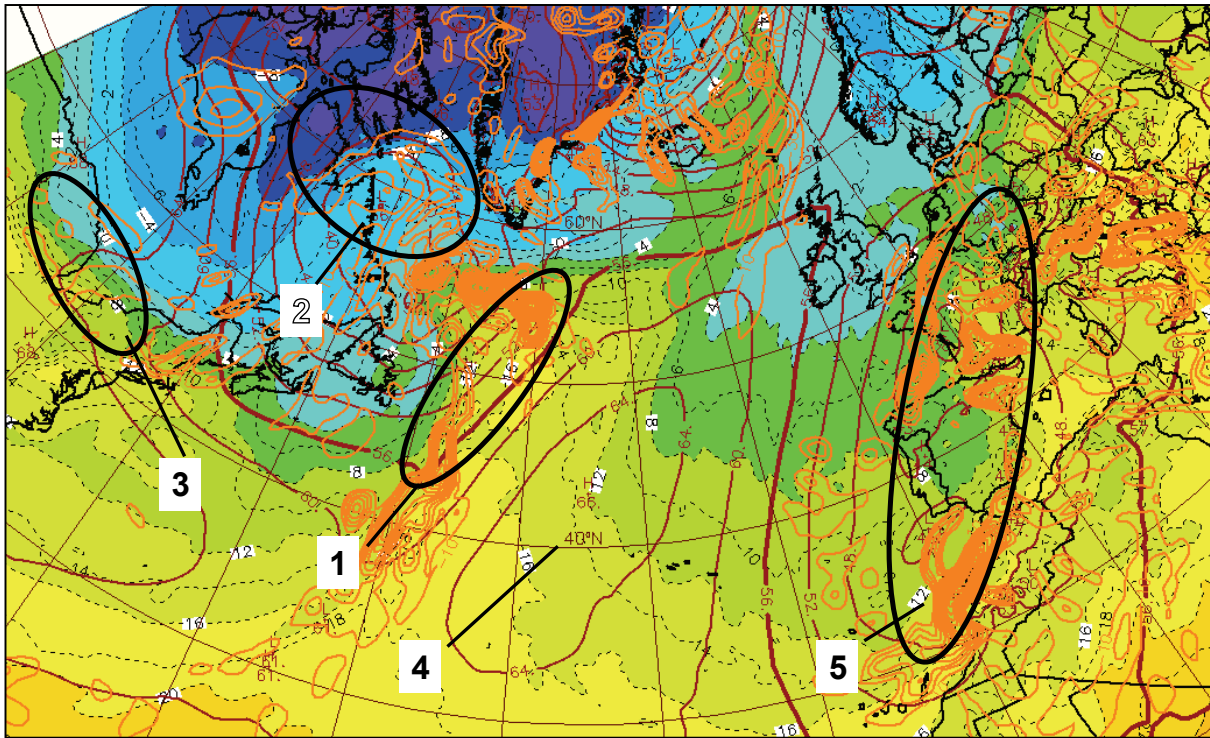


figure 8.6 : *idem* figure 8.4 (haut) mais avec superposition des VV à 600 hPa (en 10^{-2} Pa/s), seuil à -10.10^{-2} Pa/s). Source : Météo-France.

Sur la figure 8.6, où l'on n'a affiché que les valeurs de VV négatives (ascendances) et inférieures à -0.1 Pa.s^{-1} , on met en évidence des zones d'ascendances marquées au niveau de la perturbation identifiée avec la figure 8.4 (zone 1 de forte advection thermique) avec des maxima situés au niveau des gradients de température et d'advection thermique les plus forts. Il y a également des noyaux d'ascendances sur l'Europe occidentale au niveau de la vaste zone de bas géopotentiels s'étendant du Maroc à la mer du Nord (zone 5, principalement au niveau de la zone de gradient de température à 950 hPa là aussi). On remarque aussi sur la zone 3, que nous avons identifiée comme peu active car sans advection thermique (malgré un fort gradient de température), des ascendances qui restent faibles, dispersées, peu organisées. D'autres noyaux sont présents, notamment entre Groenland et Islande dans le rapide flux d'ouest. Certains de ces noyaux sont à prendre avec précaution (notamment sur les côtes du Groenland) car **le relief de grandes dimensions influence le champ de VV** : le modèle peut proposer de fortes VV dont l'origine est purement orographique et pas du tout liée à des perturbations actives. On sera donc très circonspect lors de l'utilisation des champs de vitesses verticales sur des zones de relief de grande étendue.

De part leur nature même, il est intéressant d'étudier les champs de VV au travers de **coupes verticales** permettant de mettre en évidence les valeurs maximales et leur altitude et d'éliminer plus facilement des artefacts liés au relief.

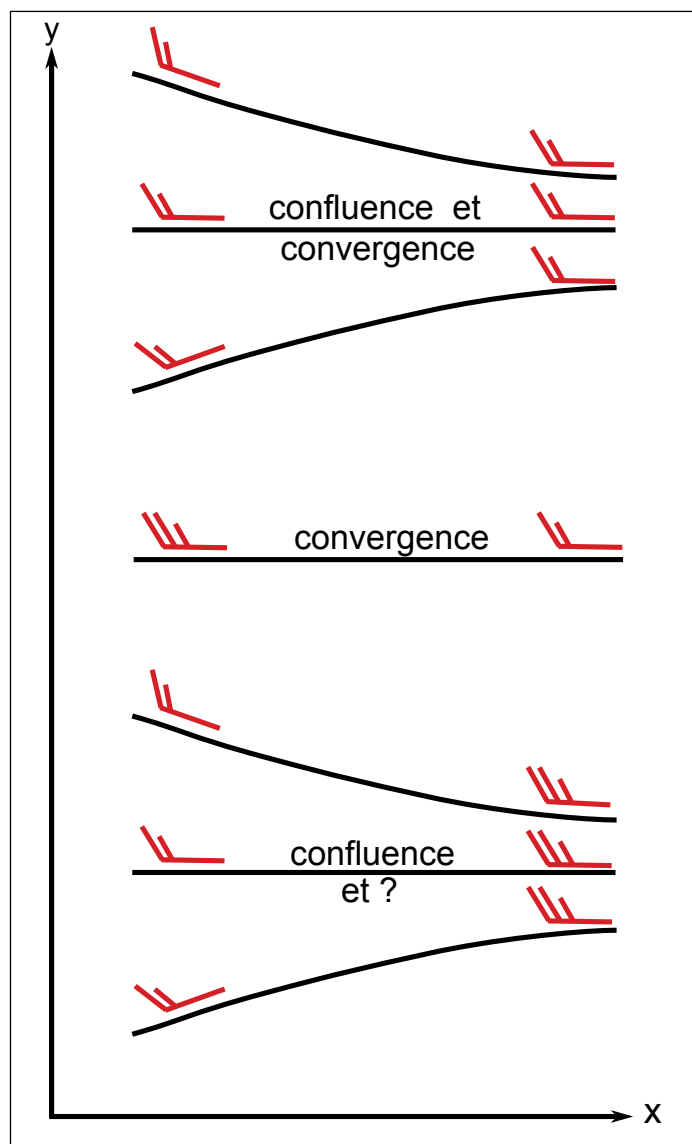


figure 8.7 : Coupes horizontales d'un champ de vent + lignes de flux, illustrant les différences entre convergence et confluence.

Remarques :

1. Nous l'avons vu au paragraphe 2.2.2 (figure 2.9), de la convergence (resp. divergence) près du sol ou de la divergence (resp. convergence) près de la tropopause sont associées à des mouvements verticaux ascendants (resp. subsidents). Aux niveaux intermédiaires (de 800 à 400 hPa, tout dépend de l'altitude de la tropopause pour la limite supérieure), on ne peut rien déduire quant au signe des VV à partir du seul champ de divergence. En revanche, on peut dire que près du sol (jusqu'à 900 hPa en moyenne), il est équivalent de regarder un champ de divergence ou un champ de vitesses verticales (cf. figure 8.8 où l'on constate la bonne correspondance à 925 hPa entre zones de convergence et ascendances). C'est la même chose près de la tropopause, à ceci près que son altitude varie selon la saison, la zone géographique, le type de situation.
2. Une confusion peut être facilement faite entre confluence et convergence, et entre diffluence et divergence : **confluence et diffluence** concernent les lignes de flux (ie la **direction du vent** le long de la trajectoire d'une particule) qui peuvent être en première approximation assimilées aux isohypses, tandis que **convergence et**

divergence concernent le **module du vent** et sa variation sur l'horizontale. Si l'on prend un exemple unidimensionnel : une convergence selon un axe x signifie que le vent diminue voire s'inverse si l'on se déplace selon cet axe ($\partial u/\partial x < 0$, deuxième exemple de la figure 8.7). On peut ainsi avoir confluence et convergence mais aussi confluence et divergence. La figure 8.7 propose trois exemples de coupes horizontales d'un champ de vent et de lignes de courant : dans le premier cas, les lignes de flux se resserrent et le module du vent se conserve. Cela signifie, si l'on considère un volume d'air comme incompressible, que ce volume doit être étiré selon la verticale puisqu'il se retrouve comprimé dans la direction des « y », sans modification de la vitesse horizontale. Dans le dernier cas en revanche, comme la vitesse du vent augmente lorsque les lignes de courant se resserrent, on ne peut conclure, car cette augmentation compense plus ou moins fortement la compression selon l'axe des « y ».

Si la confluence/diffuence est facile à détecter sur les cartes de géopotentiel et de vent, il n'en est pas de même pour la convergence/divergence, pour laquelle il vaudra mieux consulter le champ dédié.

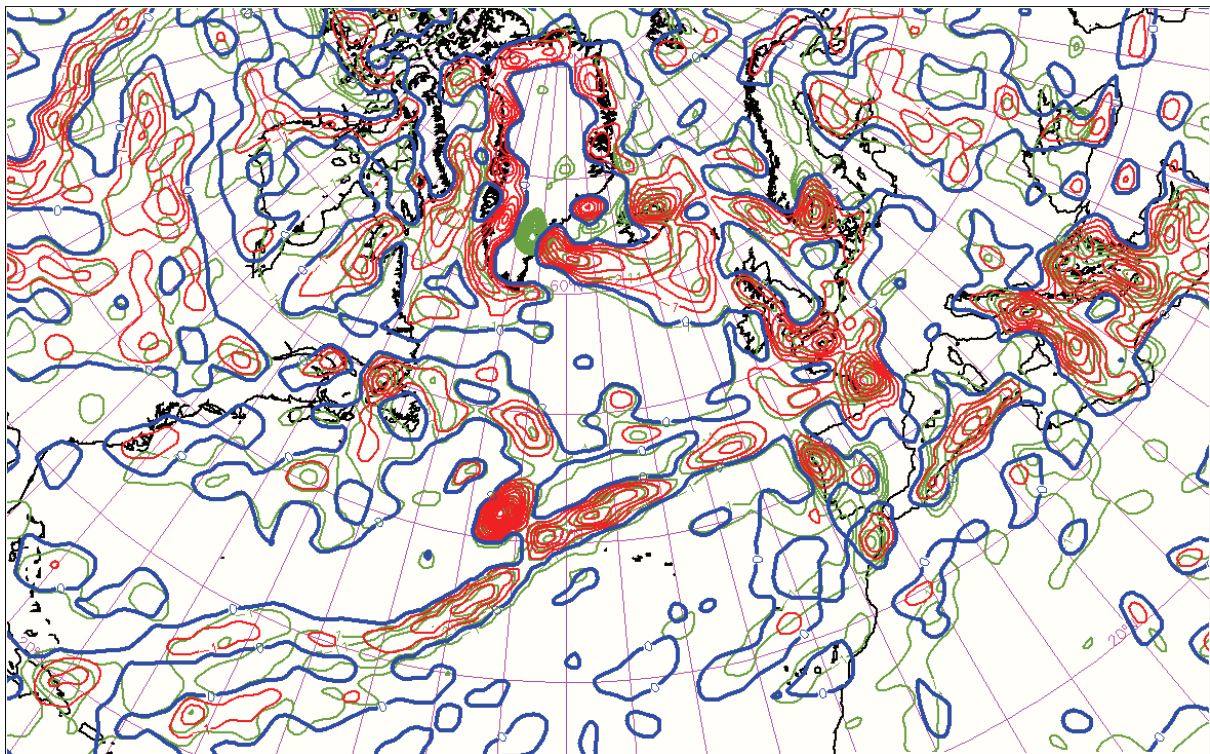


figure 8.8 : Analyse ARPEGE 1.5 23 janvier 2009 0TU : champs de divergence ($10^{-5} s^{-1}$) et de vitesses verticales ($10^{-2} Pa.s^{-1}$) à 925 hPa. Pour le champ de divergence, seules les valeurs négatives (convergence) ont été conservées (isolignes rouges) ainsi que l'isoligne correspondant au 0 (en bleu). Pour les vitesses verticales, seules les valeurs négatives (ascendances) ont été conservées (isolignes vertes). Source : Météo-France.

Sur l'exemple de la figure 8.9 on repère facilement une zone de diffuence en aval d'un rapide de jet (cf. gradient d'isohypse) et une zone de confluence à l'amont. En superposant le champ de divergence au même niveau, on voit qu'il n'y a pas coïncidence stricte entre diffuence et divergence (isolignes bleues) et confluence et convergence (isolignes rouges).

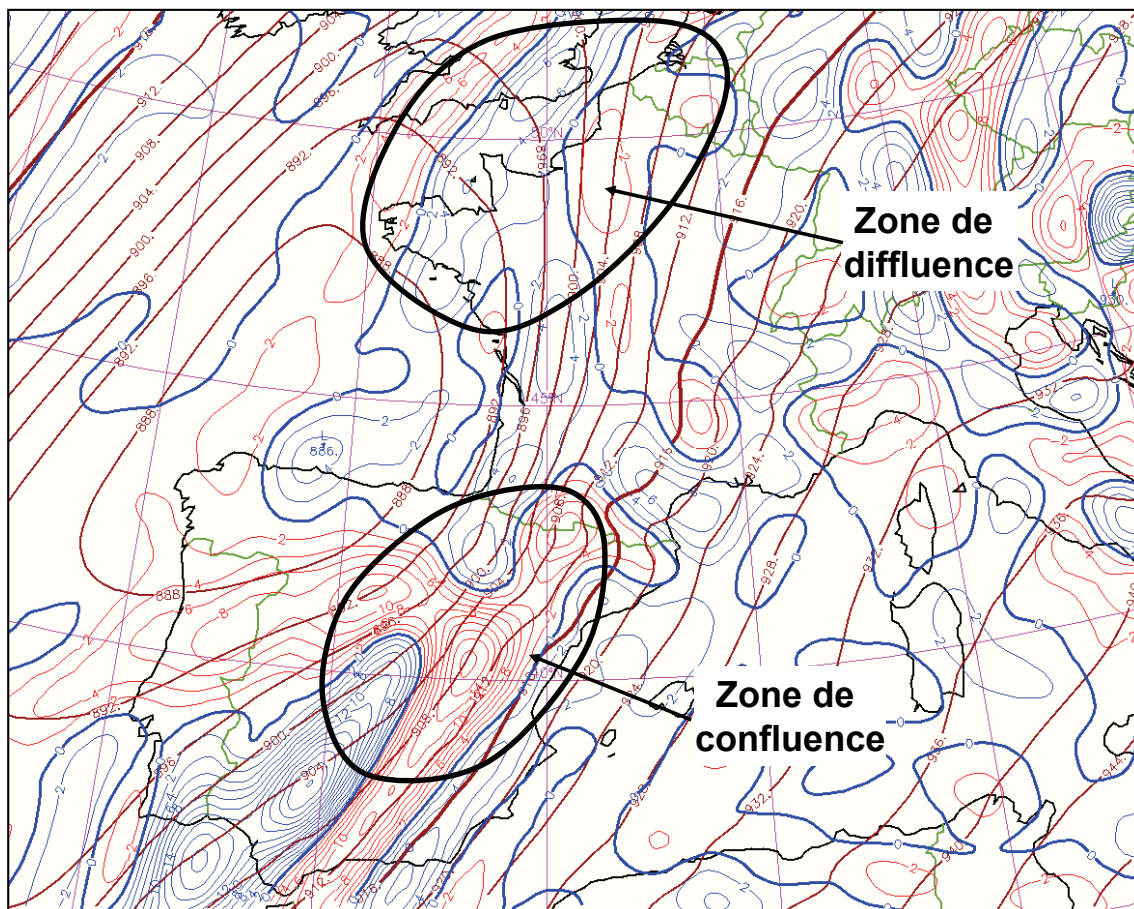


figure 8.9 : *Superposition du géopotiel (damgp) et du champ de divergence à 300 hPa (en s^{-1}) (Champ ARPEGE 0.5 – 1^{er} novembre 2008 9 TU). Zones de convergence en rouge, de divergence en bleu. Source : Météo-France.*

8.2.5 L'humidité

Paramètre crucial, car plus proche du « temps sensible » que les précédents, le champ d'humidité délivré par le modèle (humidité relative en %) doit être utilisé pour l'analyse en complément de l'imagerie satellite et du pointage des observations. Pour l'analyse synoptique, les niveaux d'humidité les plus couramment utilisés sont :

- **Hu de 850 à 1000 hPa :** détermination de la nébulosité de basses couches type stratocumulus liée aux systèmes perturbés : corps frontaux, marges, pseudo-limites. A ces niveaux, on ne détecte pas la nébulosité liée aux phénomènes de brouillards et nuages bas type stratus ;
- **Hu 700 hPa :** détermination de la nébulosité de l'étage moyen : Ac, As. La quasi-totalité des zones frontales actives correspondent à des zones saturées à ce niveau. Ainsi, les perturbations sont balisées par l'humidité à 700 hPa ;
- **Hu 300 ou 400 hPa :** détermination des nuages élevés types Ci, Cs, associés aux têtes et/ou marges de perturbations, mais également aux jets d'altitude. Les fronts actifs ont souvent une signature à ces niveaux, mais pouvant être décalée spatialement par rapport aux précipitations.

Comme pour les vitesses verticales, il peut être utile d'effectuer des coupes verticales du champ d'humidité pour avoir une vision 3D et déterminer l'altitude des différentes couches

nuageuses. Enfin, une visualisation simultanée de plusieurs niveaux est également recommandée pour avoir un premier aperçu des différentes couches nuageuses en présence.

Bien que cela puisse varier selon les modèles et les situations météo, on considère que des humidités supérieures à 90 % pour les modèles globaux de grande échelle correspondent à des zones saturées, donc à des formations nuageuses. Il est préférable d'utiliser les champs d'humidité en combinaison avec un champ de géopotentiel ou de vent, ce qui permet de relier les plages d'humidité à un type de flux et à des centres d'action. Par ailleurs, les champs d'humidité donnent peu d'informations sur la dynamique de la situation.

Sur la figure 8.10, sont représentés les champs d'humidité et de géopotentiel du modèle ARPEGE 0.5 du 8 mars 2008 à 06 h UTC. Sur les niveaux 700 et 500 hPa, les humidités mettent en évidence la structure typique en lambda d'une perturbation mature au sud immédiat du Groenland (front chaud, front froid, occlusion), ainsi que trois autres perturbations moins conventionnelles : l'une sur la Scandinavie et l'ouest de la Russie, et les deux autres associées à des thalwegs situés sur l'Angleterre et le Benelux d'une part et s'étirant de la Roumanie à la Grèce d'autre part. À 300 hPa et 850 hPa, ces structures sont moins nettes : à 300 hPa, s'y ajoute la présence de nuages élevés liés au jet d'altitude et à la marge des perturbations, tandis qu'à 850 hPa (et plus bas) on retrouve de la nébulosité liée à des phénomènes de basses couches, ainsi qu'à des zones de liaisons entre perturbations, ou à des pseudo-fronts.

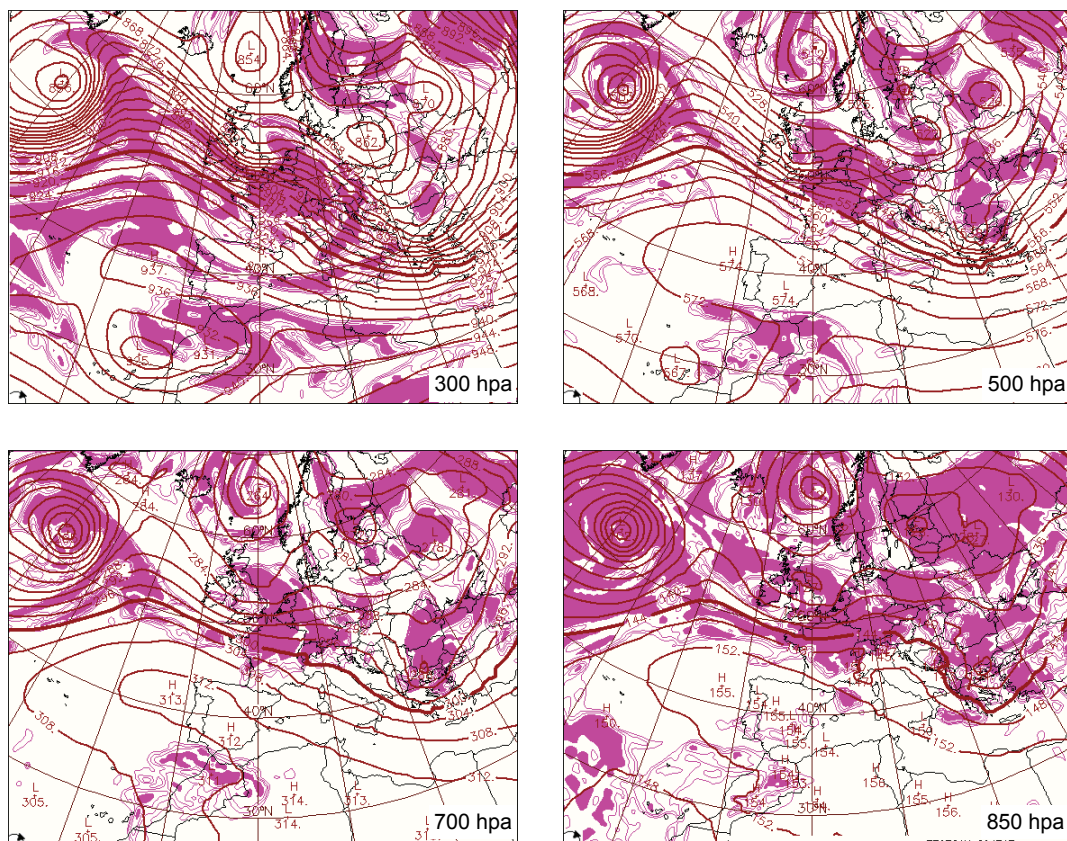


figure 8.10 : Champs d'humidité (en %) et de géopotentiel (damgp) ARPEGE 0.5 le 10 mars 2008 à 06 h UTC, à différents niveaux. Les valeurs supérieures à 90 % sont colorées en violet. Source : Météo-France.

Les champs d'humidité sont très utiles pour la prévision, mais en analyse, s'ils constituent une aide, ils ne doivent en aucun cas se substituer à l'imagerie satellite et aux observations de surface. En revanche, la confrontation modèle/imagerie permet notamment de déterminer si l'analyse du modèle est fidèle à la réalité, en d'autres termes à voir si le modèle est correctement calé : est-il

trop sec ? trop humide ? à quels niveaux ? La localisation des zones saturées est-elle bonne ? Etc. Nous développons ceci plus en détail dans le tome 2.

Peut-on différencier la nébulosité stratiforme et la nébulosité convective sur les champs d'humidité ?

Tout d'abord, il convient de distinguer entre nébulosité et humidité. Ici ce sont les champs d'humidité relative que l'on étudie, donc pas la nébulosité à proprement parler. Ensuite, tout dépend de la résolution spatiale du modèle. Les modèles globaux, hydrostatiques, n'ont pas une résolution suffisante pour simuler des cellules convectives, même s'ils disposent d'un schéma de convection. Sur des modèles à maille plus fine (inférieure ou égale 5 km), on peut représenter des cellules convectives, y compris en situation de convection peu profonde. La figure 8.11 représente un même champ d'humidité analysé par le modèle maille fine AROME, résolution 2.3 km (visualisation 0.025) d'une part, et par le modèle global ARPEGE, résolution 10.5 km d'autre part (visualisation en 0.5). On y voit bien la différence de représentation de la convection peu profonde sur le nord-est de la France, beaucoup plus réaliste avec le modèle AROME. Pour les modèles de grande échelle, le meilleur moyen pour discriminer la nébulosité de type convectif (convection profonde) est encore d'animer les champs d'humidité : la brusque apparition d'une plage saturée venue du néant, entre deux échéances d'analyse, est un bon indicateur de la présence d'une zone nuageuse convective. Quoi qu'il en soit, pour l'analyse, les produits d'imagerie restent la base incontournable pour la détection et le suivi de ces phénomènes.

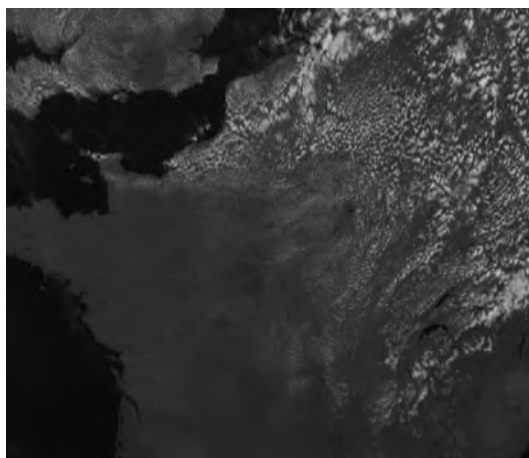
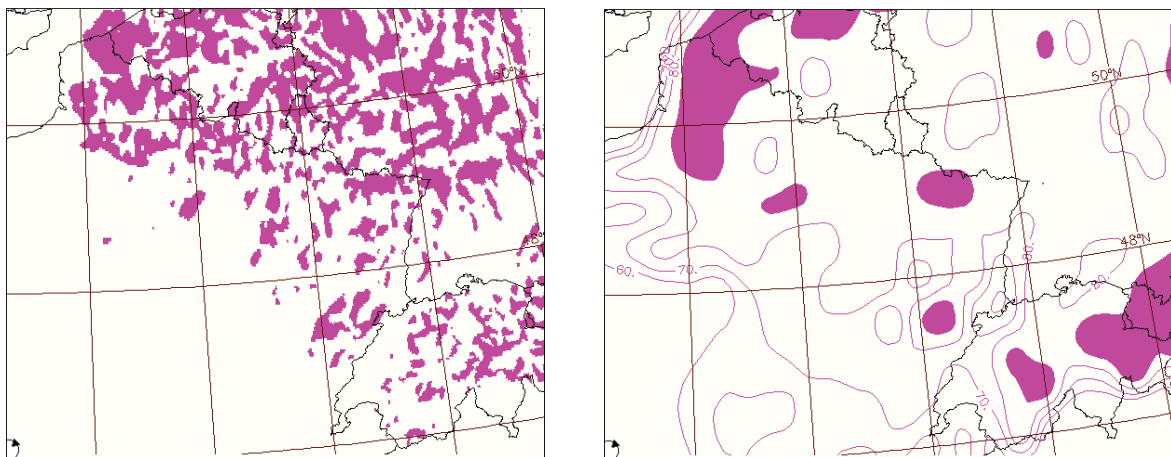


figure 8.11 : Champs d'humidités (en %) à 850 hPa. À gauche, analyse Arome 0.025. À droite analyse ARPEGE 0.5, le 31 août 2010 à 12 h UTC. Au dessous, image satellite visible haute résolution au même instant. Source : Météo-France.

Signalons enfin qu'il existe des champs modèles de nébulosité (nébulosité totale, en nuages bas, moyens, ou élevés) qui sont des champs dérivés des contenus en eau liquide et glace des différentes couches de l'atmosphère. Plus encore que les champs d'humidité, ce type de produit est peu conseillé pour l'analyse, les produits d'imagerie fournissant une information plus précise et plus pertinente.

8.3 Les champs principaux et leurs combinaisons pour l'analyse synoptique

Au paragraphe précédent, nous avons décrit les paramètres atmosphériques de base et leurs représentations par les modèles. Ici, nous allons nous attacher aux principaux champs, plus ou moins sophistiqués, dérivés des paramètres de base et de leurs combinaisons les plus fréquemment utilisées.

8.3.1 La Pmer

Le champ de Pmer correspond au champ de pression ramené en tout point au niveau de la mer. C'est l'un des champs fondamentaux à regarder lorsque l'on débute un travail d'analyse, à quelque échelle que ce soit. Il permet de déterminer la position de centres d'action de basses couches, d'avoir un premier aperçu de la force et de la direction des vents, et de détecter les zones de cyclogénèses. Jusqu'à la fin des années 1990, ce champ était tracé à la main par l'analyste, à l'aide des observations pointées. Voici quelques caractéristiques de ce champ :

- les isobares sont cotées de 5 en 5 hPa, et l'isoligne 1015 hPa apparaît en gras. Attention, certains services météorologiques (anglophones pour l'essentiel) cotent de 4 en 4 hPa, de part et d'autre de la 1016 hPa ;
- sur la zone tempérée Europe – Atlantique Nord, les valeurs usuelles s'échelonnent de 960 à 1040 hPa, les extrêmes pouvant atteindre 930 hPa en minimum et 1055/1060 hPa en maximum ;
- la position des thalwegs peut aider au positionnement des fronts.

Le champ de Pmer est particulier en ce sens que lors du travail d'analyse synoptique il pourra être modifié par le prévisionniste à l'aide des observations disponibles. Le champ de Pmer analysé par le modèle pourra donc être différent du champ de Pmer servant de base au tracé des documents techniques type isofront ou anasyg.

Le champ de Pmer est rarement affiché tout seul. On peut lui superposer une grande variété d'autres champs ou objets. Nous citerons ici les plus courants :

- fronts et autres objets expertisés décrivant la dynamique atmosphérique ;
- champs de θ'_w de basses couches (plus anciennement champs d'iso-épaisseurs) ;
- vent à 10 mètres ;
- champs d'isohypses (et parfois de température) à 500 hPa, pour avoir une vue globale de la situation en basses couches et en altitude.

Disons un mot des champs d'iso-épaisseurs, ancêtres des champs de θ'_w , et parfois encore utilisés aujourd'hui. Il s'agit d'épaisseurs comprises entre deux niveaux de pression donnés (typiquement 1000 – 700 hPa, ou parfois 1000 – 500 hPa). D'après la loi de Laplace, cette épaisseur est proportionnelle à la température moyenne de la couche considérée : fortes épaisseurs dans l'air chaud, faibles dans l'air froid (ce dernier étant plus « lourd », une épaisseur moindre est requise pour décroître d'un Δp donné). Ainsi on peut mettre en évidence les zones

d'air chaud et d'air froid, et surtout les zones de forts gradients associés aux limites frontales. Actuellement, on leur préfère de beaucoup les champs de θ'_w qui intègrent également le contenu en eau de l'atmosphère et qui sont invariants lors de transformations adiabatiques et pseudo-adiabatiques. La figure 8.12 propose un exemple de champ d'iso-épaisseurs superposé à un champ de Pmer pour le territoire australien. Les flux sont inversés par rapport à l'hémisphère nord (le vent tourne dans le sens anti-horaire autour des anticyclones), mais l'interprétation reste la même, avec notamment les zones de fort gradient d'épaisseurs qui indiquent les zones perturbées correspondant sans doute à des limites frontales (ici par exemple le sud-ouest de l'Australie ou la Tasmanie). Le sens du flux donne une indication sur la nature du front (froid ou chaud).

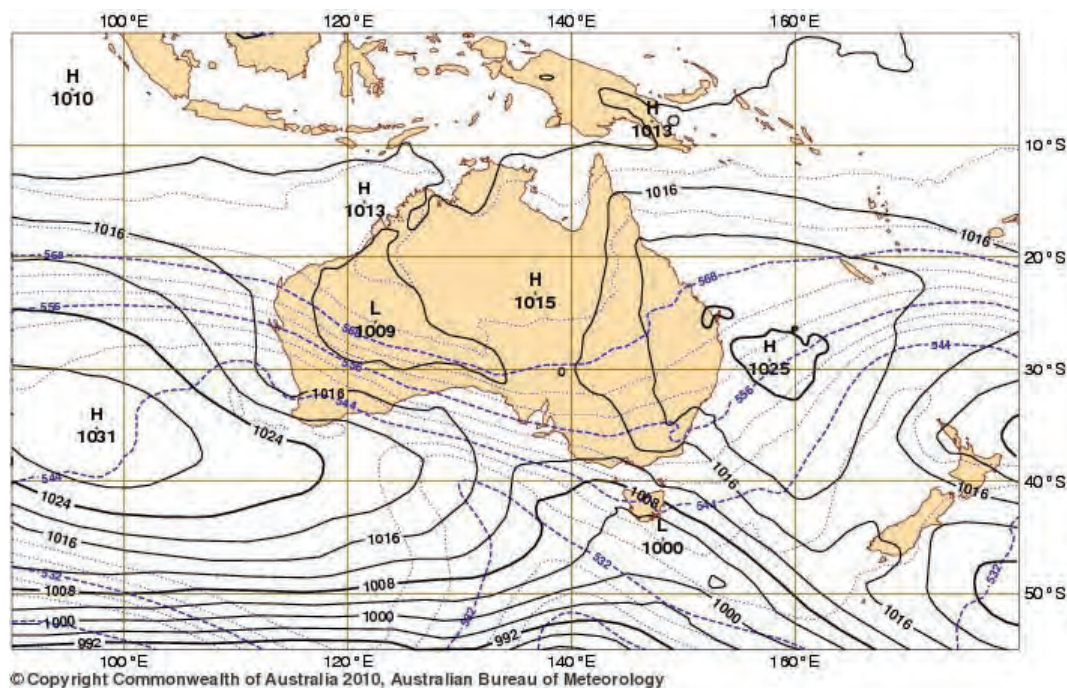


figure 8.12 : Exemple de champ de Pmer (hPa) superposé à un champ d'iso-épaisseurs 1000 – 500 hPa (en damgb). Source : Australian Bureau of Meteorology.

8.3.2 La θ'_w à 850 hPa

Rappelons que la θ'_w d'une particule d'air à un niveau donné est la température qu'aurait cette particule si on l'amenait jusqu'à son point de condensation en suivant une adiabatique sèche, puis si on la redescendait au niveau 1000 hPa en la maintenant à saturation, c'est-à-dire en suivant une pseudo-adiabatique saturée (voir figure 6.5). La valeur de θ'_w est donc d'autant plus élevée que la particule est chaude ou humide. La particularité de ce paramètre est de rester constant au cours d'une transformation adiabatique (sans échange de chaleur avec l'environnement) ou pseudo-adiabatique (libération ou absorption de chaleur liée aux changements d'état de l'eau), ce que l'on estime vérifié en première approximation au niveau des zones frontales. La mise en évidence et le suivi des gradients de θ'_w de basses couches (où les fronts sont les plus marqués) permet de donc de positionner et de suivre l'évolution des limites frontales ou pseudo-frontales, beaucoup mieux qu'avec le seul champ de température.

Le niveau le plus couramment utilisé pour visualiser ce champ est 850 hPa car :

- on se situe suffisamment loin du sol pour s'affranchir au maximum des échanges de chaleur sensible et/ou latente avec la surface (effets diabatiques) ;

- on reste quand même dans les basses couches, où les effets de la frontogénèse sont les plus marqués.

Dans certaines situations, on utilisera des niveaux plus hauts ou plus bas :

- l'été, des advections d'air chaud peuvent se produire en moyenne troposphère, tandis que les basses couches restent plus fraîches, ce qui peut conduire à la formation d'orages à base élevée. Dans ce type de situation (voir paragraphe 3.3.2f), on affichera le champ de θ'_w à 700 ou 600 hPa ;
- en automne et en hiver, les advections d'air chaud maritime (atlantique ou méditerranéen) peuvent parfois se produire à des niveaux relativement bas, et dans ce cas, on privilégiera plutôt les niveaux 900, 925, voire 950 hPa.

En bref, on peut dire que le niveau 850 hPa est à regarder en priorité, surtout pour le tracé frontal des cartes synoptiques, puis, quand vient le moment d'analyser plus en détail les phénomènes, on peut éventuellement afficher d'autres niveaux, plus pertinents suivant la situation étudiée.

Les θ'_w sont généralement cotées de 2 °C en 2 °C (mais les consoles de visualisation permettent de personnaliser l'isolignage selon les besoins). Le tableau 8.5 fournit quelques repères en donnant les fourchettes de valeurs les plus fréquemment rencontrées selon la saison et le secteur des perturbations.

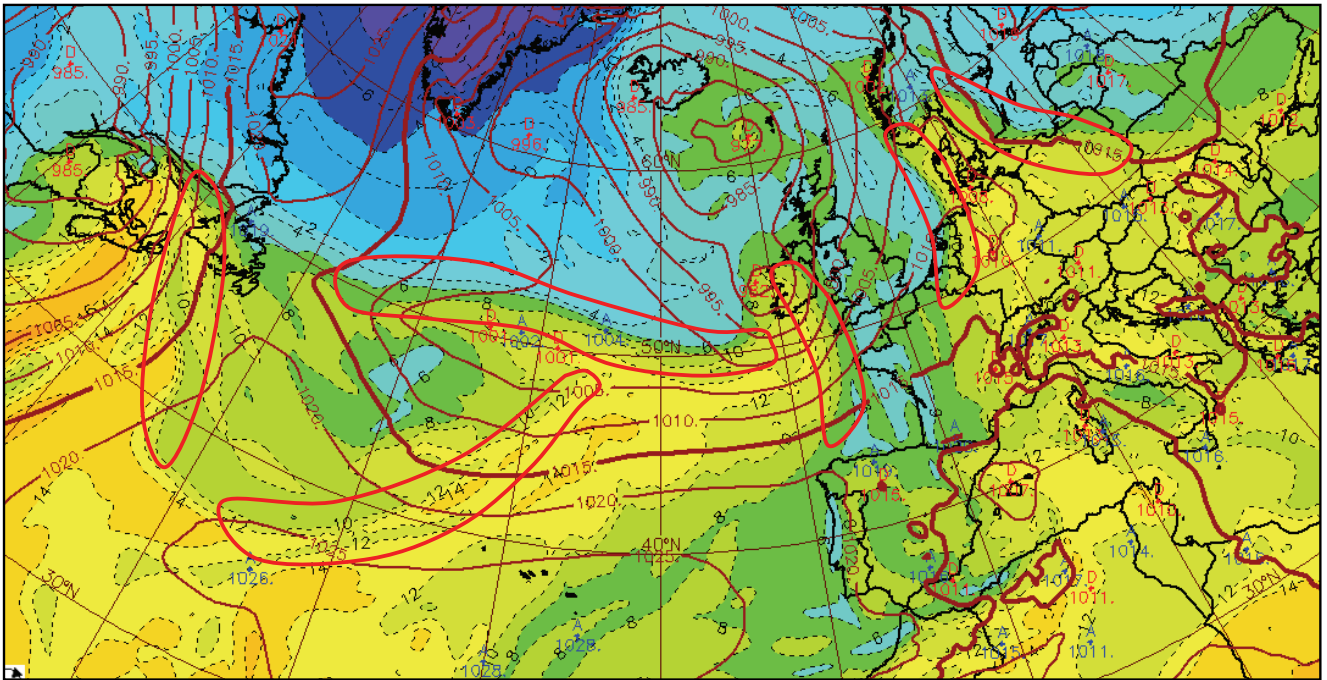
Valeurs usuelles et extrêmes de θ'_w à 850 hPa sur Europe occidentale / Atlantique Nord vers 40/50 N		
	été	hiver
Secteurs chauds des perturbations	14 °C à 18 °C	10 °C à 14 °C
Air froid des perturbations (traînes)	8 °C à 12 °C	2 °C à 6 °C
Valeurs extrêmes (maximum d'été, minimum d'hiver)	20 °C à 22 °C (canicule)	-2 °C à -5 °C (vague de froid)

tableau 8.5 : Ordres de grandeur de la θ'_w à 850 hPa aux latitudes moyennes.

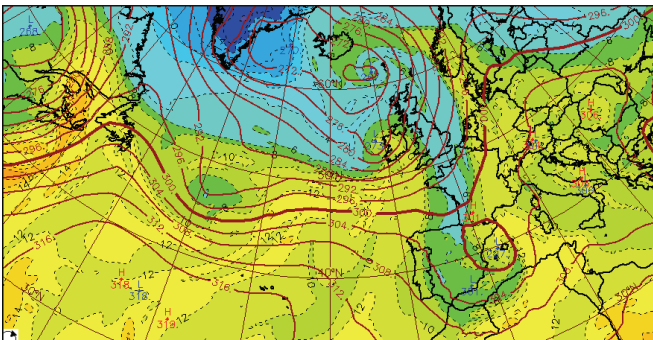
La visualisation des champs de θ'_w se fait généralement en association avec un champ de géopotentiel, ou de vent, ou encore de Z 1.5 PVU (voir paragraphe 8.3.5). L'association la plus fréquente est avec la Pmer, ce qui permet de détecter rapidement les zones de gradient ainsi que les flux et centres d'action associés. Cela donne de plus une première idée du type de fronts probables et de leur activité. Sur la figure 8.13 (a), correspondant à l'analyse du 7 avril 2009 à 18 h UTC, on a matérialisé ces zones de gradients de θ'_w . Il est facile de déterminer que la zone s'étirant de l'Irlande à l'ouest de la Bretagne correspond à quelque chose ressemblant à un front chaud (d'après le flux c'est l'air chaud qui remplace l'air froid antérieur), ou que celle située sur l'Atlantique à l'ouest des Açores correspond plutôt à un front froid (l'air froid remplace l'air chaud). Pour les autres zones matérialisées, la détermination est plus délicate.

Dans tous les cas, l'utilisation de champs supplémentaires (et des données observées est-il besoin de le rappeler) est nécessaire pour déterminer l'activité des fronts, préciser leur nature, et les positionner précisément.

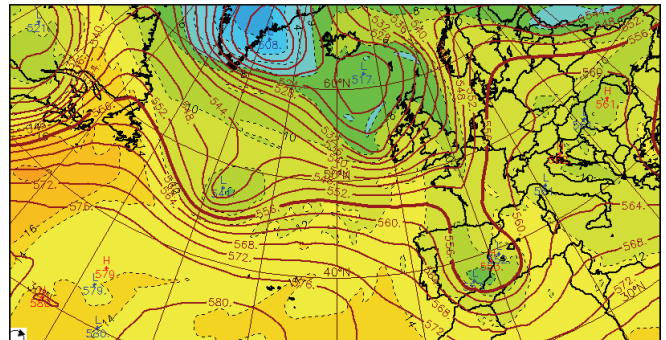
Notons qu'aux niveaux supérieurs (figure 8.13 (b) et (c)), les gradients se relâchent, avec l'air froid se décalant vers les bas géopotentiels. Il devient alors difficile de détecter les zones frontales.



(a)



(b)



(c)

figure 8.13 : Analyses ARPEGE 0.5 le 7 avril 2009 à 18 h UTC. (a) θ_w à 850 hPa ($^{\circ}\text{C}$) et P_{mer} (hPa) ; (b) et (c) θ_w et géopotiel (damgp) à 700 et 500 hPa respectivement. En rouge sont matérialisées les zones de gradient, siège potentiel des perturbations. Source : Météo-France.

8.3.3 Le tourbillon absolu (T_a) à 850 hPa

Le tourbillon relatif (dans un repère lié à la Terre) est la combinaison des mouvements circulaires (tourbillon de courbure) et du cisaillement de vent (tourbillon de cisaillement). Il est positif lorsqu'il est cyclonique et négatif lorsqu'il est anticyclonique. Le tourbillon absolu (T_a) est la somme du tourbillon relatif et du paramètre de Coriolis. Il est quant à lui toujours positif car le paramètre de Coriolis est d'un ordre de grandeur supérieur au tourbillon relatif. Ainsi, les fortes (resp. faibles) valeurs de T_a , synonymes de tourbillon relatif positif (resp. négatif) balisent l'existence d'un tourbillon cyclonique (resp. anticyclonique).

De par leur courbure, les axes de dorsale sont associés à du tourbillon anticyclonique (faible T_a), et les thalwegs à du tourbillon cyclonique (fort T_a). Les zones frontales, qui s'étirent le long de thalwegs plus ou moins marqués, sont donc associées à des plages de fort T_a , notamment en basses couches. Le tourbillon absolu à 850 hPa en est un bon traceur. Néanmoins, ce champ ne

doit pas être utilisé seul car il traduit seulement les caractéristiques d'un paramètre dynamique (le vent) alors que les fronts sont avant tout des zones de gradient thermique. La θ'_w reste le paramètre privilégié pour le suivi des fronts. Par ailleurs, le T_a est sensible au relief et il est peu conservatif d'une échéance à l'autre, les zones frontales étant soumises à une forte circulation agéostrophique (mouvements verticaux et convergence – divergence) qui modifie le tourbillon via l'étirement ou la compression.

8.3.4 La ZT500

Si l'association $P_{mer} + \theta'_w$ à 850 hPa est le pilier de l'analyse synoptique des basses couches, la combinaison géopotential + température à 500 hPa constitue la base de l'analyse synoptique en moyenne troposphère. Nous l'avons vu aux paragraphes précédents, la combinaison géopotential – température en altitude permet d'obtenir une somme d'informations très importante.

Pourquoi 500 hPa ?

L'utilisation de ce niveau est avant tout historique, car aux débuts de la prévision numérique, les informations d'altitude étaient très réduites. Le choix de 500 hPa n'est cependant pas dû au hasard : il s'agit d'un niveau médian de la troposphère, suffisamment éloigné du sol et de la tropopause pour ne pas subir leurs effets perturbateurs (diabatisation, anomalies de tourbillon, etc.). C'est le niveau qui représente le mieux l'écoulement synoptique de l'atmosphère. De plus, à ce niveau, certaines approximations sont possibles qui ne le sont plus vraiment lorsque l'on se place plus haut ou plus bas. En particulier, à l'échelle synoptique et avec l'approximation géostrophique, on montre que la divergence horizontale du vent s'annule vers 500 hPa : il s'agit du niveau de la troposphère le « moins divergent » (du moins hors zones frontales). Or, l'approximation quasi-géostrophique relie le tourbillon à la divergence par la relation :

$$\frac{dT_a}{dT} + fD = 0$$

où f est le paramètre de Coriolis (en s^{-1}), D , la divergence horizontale (en s^{-1}), et T_a le tourbillon absolu (en s^{-1}).

Si l'on fait l'approximation $D=0$ on se retrouve donc avec un tourbillon absolu conservatif, c'est-à-dire invariant au cours du déplacement d'une particule d'air : hors des zones frontales, le tourbillon absolu à 500 hPa est une grandeur conservative. Notons que cela est d'autant plus vrai que la tropopause est éloignée de ce niveau : à l'inverse, en hiver, dans les invasions froides d'altitude, la tropopause dynamique peut s'abaisser très bas (parfois jusqu'à 4000 m d'altitude), et l'approximation est alors mise en défaut. Néanmoins, à l'échelle synoptique, cela reste globalement une hypothèse de travail acceptable.

En particulier, le tourbillon absolu T_a étant la somme du tourbillon relatif T_r et du tourbillon planétaire f (paramètre de Coriolis : maximal au pôle, nul à l'équateur), la conservation de T_a implique que lorsque particule d'air se déplace en latitude, son tourbillon relatif s'ajuste à la variation de f .

Ainsi, pour de l'air se déplaçant du pôle vers l'équateur, f diminue, et donc son tourbillon relatif doit augmenter. Comme tourbillon positif = tourbillon cyclonique, on voit qu'un déplacement vers le sud impose à 500 hPa une augmentation du cyclonisme (ou une diminution de l'anticyclonisme). C'est l'inverse pour un volume d'air circulant du sud vers le nord.

Un thalweg étant associé à du tourbillon cyclonique et une dorsale à du tourbillon anticyclonique, on peut énoncer la loi suivante :

- un thalweg à 500 hPa (=air froid d'altitude) **circulant vers le sud** voit son tourbillon cyclonique augmenter, ce qui peut aboutir à la formation d'un **cut-off**, encore appelé **goutte froide** (correspondance air froid - bas géopotential à ces niveaux). Inversement, une goutte froide remontant vers le nord va perdre du cyclonisme et évoluer en simple thalweg ;
- une dorsale à 500 hPa (=air chaud d'altitude) **circulant vers le nord** voit son tourbillon relatif diminuer, donc son tourbillon anticyclonique augmenter. Cela peut aboutir à la formation d'une cellule fermée de **hauts géopotentiels** à des latitudes relativement septentrionales.

La figure 8.14 illustre ce phénomène : on suit l'évolution de deux thalwegs se déplaçant en direction du sud et l'on remarque l'accentuation du cyclonisme dans les deux cas à mesure que le thalweg gagne des latitudes plus méridionales. Bien sûr, l'évolution d'un thalweg ne dépend pas que de l'ajustement du tourbillon relatif pour assurer la conservation du tourbillon absolu (les effets diabatiques et les mouvements verticaux ont un rôle important), mais ce phénomène est tout de même assez significatif pour être visible sur des champs modèle à 500 hPa.

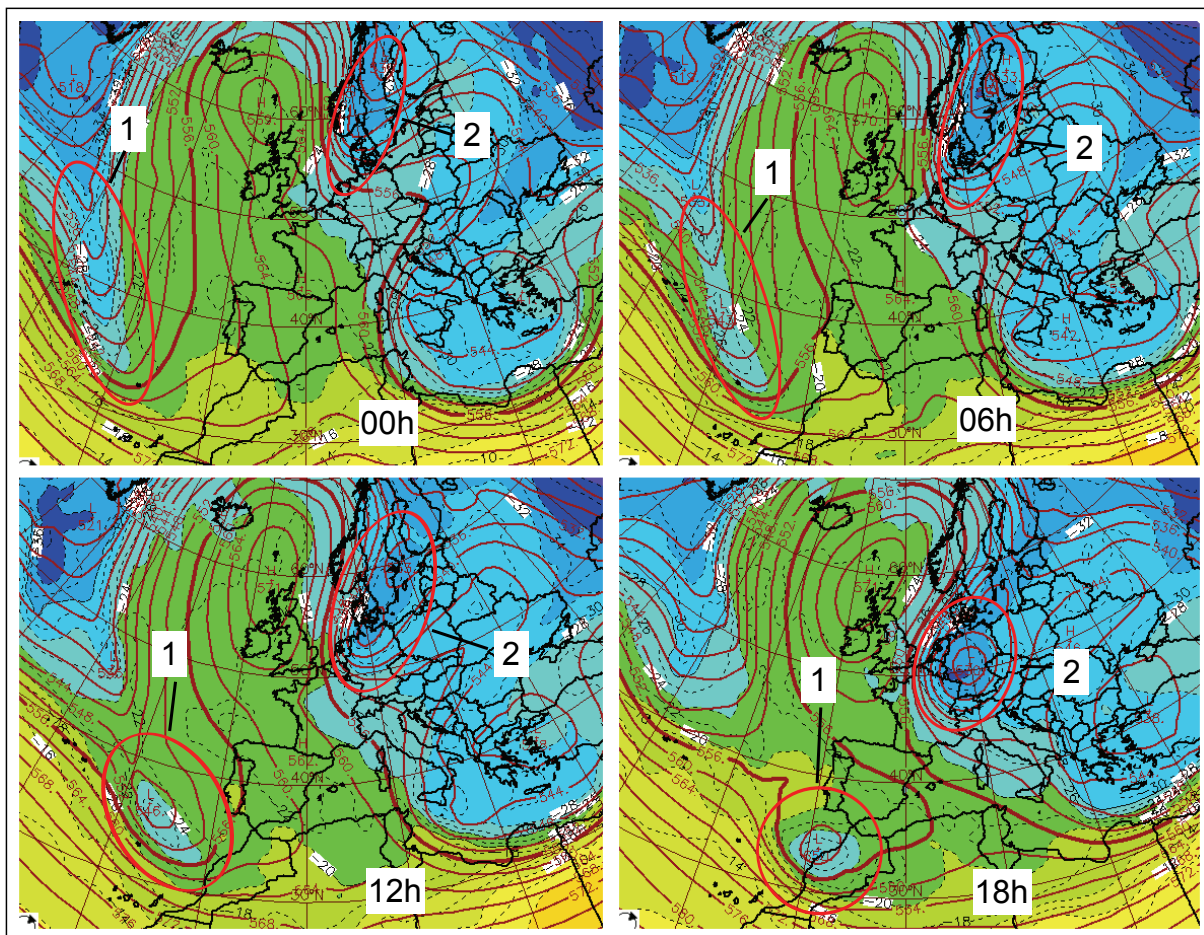


figure 8.14 : Analyses Z (damgb) et T (°C) à 500 hPa ARPEGE 1.5 le 26 janvier 2006 à 00 h, 06 h, 12 h, 18 h. Source : Météo-France.

On peut suivre le phénomène inverse sur la figure 8.15.

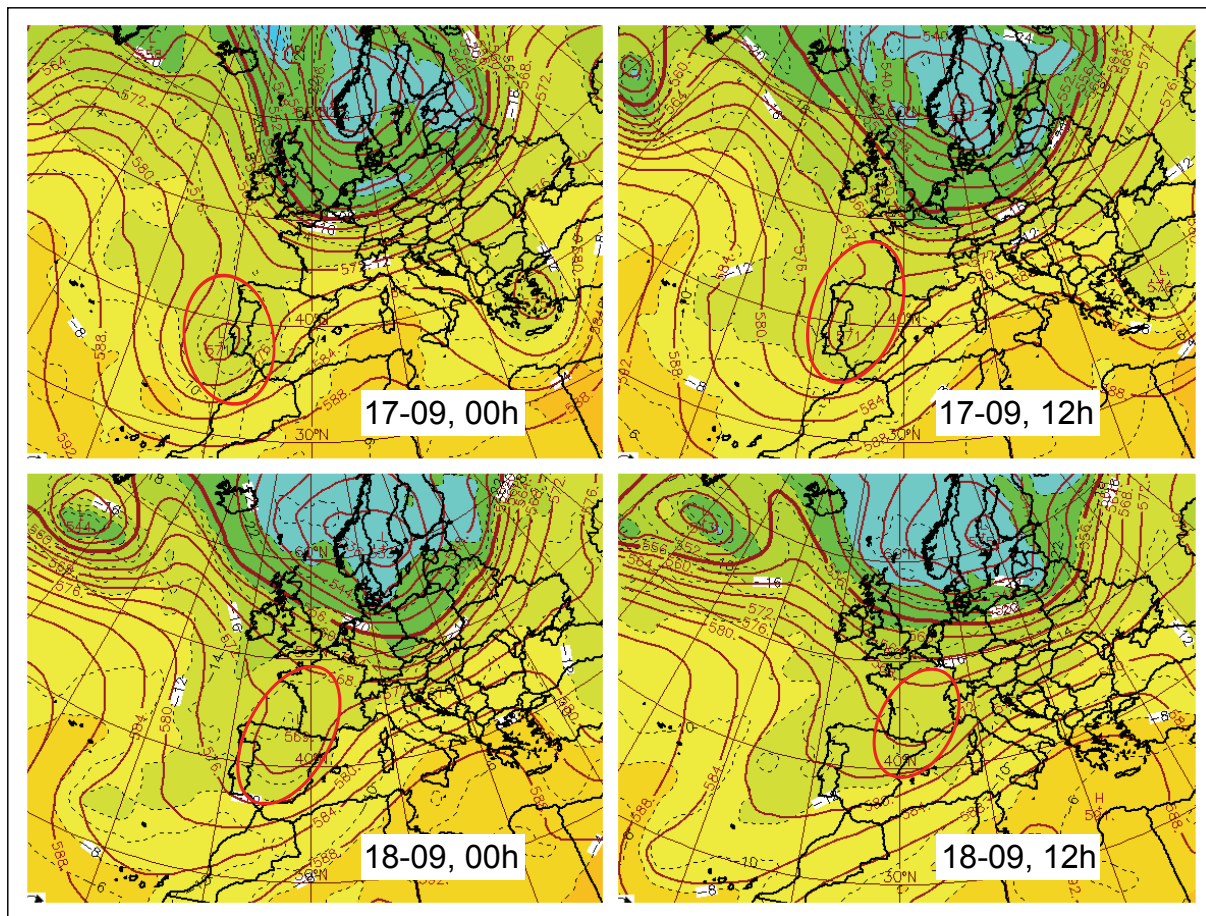


figure 8.15 : idem figure 8.14 mais pour les 17 et 18 septembre 2010. Source : Météo-France.

Valeurs usuelles et extrêmes de de Z et T à 500 hPa sur Europe occidentale / Atlantique Nord vers 40°/50°N		
	été	hiver
Valeurs usuelles Z500 (damgp)	560 - 580	530 - 560
Valeurs extrêmes Z500 (mini et maxi, damgp)	540 - 550 590 - 600	500 - 520 575 - 585
Valeurs usuelles T500 (°C)	-12 °C à -16 °C	-22 °C à -26 °C
Valeurs extrêmes T500 (mini et maxi, °C)	-4 °C à -8 °C -20 °C à -25 °C	-12 °C à -16 °C -38 °C à -42 °C

tableau 8.6 : Valeurs typiques de Z et T à 500 hPa sous les latitudes moyennes.

Sur la figure 8.16 on a repris le même exemple que pour la figure 8.13, en entourant cette fois les zones de thalwegs ou bas géopotentiels. On voit qu'il y a des zones où il y a une bonne correspondance géographique entre les éléments dynamiques de surface et d'altitude, ce qui est le signe probable d'une perturbation active (cf. sur l'Irlande et la mer du Nord) et d'autres où la correspondance est moins évidente : c'est le cas sur l'Atlantique au nord-ouest des Açores, ou encore vers Terre-Neuve et le Québec. Sur l'Espagne et les Baléares, on repère rapidement la goutte froide à 500 hPa, tandis que les champs de θ'_w à 850 hPa et de Pmer sont relativement

mous et n'apportent que peu d'informations. Il sera donc nécessaire de regarder d'autres champs pour appréhender l'activité de ces zones perturbées.

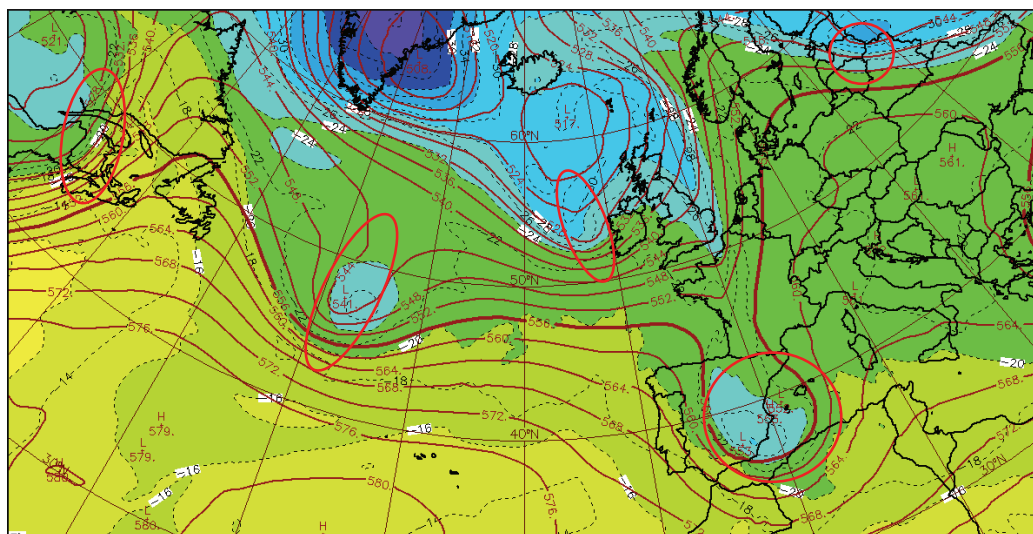


figure 8.16 : Analyse Z (damgp) et T(°C) à 500 hPa ARPEGE 0.5 le 7 avril 2009 à 18 h UTC. En rouge sont matérialisés les thalwegs ou bas géopotentiels, sièges potentiels de perturbations. Source : Météo-France.

Si l'on résume à ce stade, on peut dire que pour une première analyse de la situation synoptique, l'utilisation de l'imagerie satellite, combinée aux champs de Pmer / θ'_w à 850 hPa et de ZT à 500 hPa, est largement suffisante : cela permet de décrire la position des centres d'action, la direction et la force des flux, le régime de temps, et d'avoir un premier aperçu du type de fronts et de leur activité (θ'_w et flux d'une part et identification des couches nuageuses avec l'imagerie d'autre part).

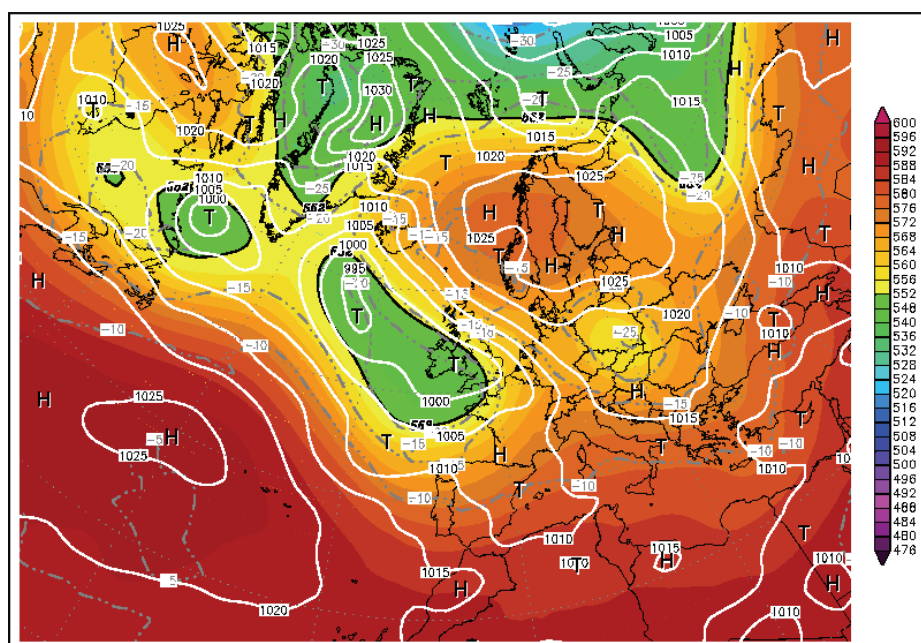


figure 8.17 : Exemple d'association Z et T à 500 hPa et Pmer, le 7 septembre 2010 à 00 h UTC. Analyse du modèle américain GFS. Isobares de 5 en 5 hPa, isothermes de 5 °C en 5 °C, et isohypses en plages de couleur (échelle en damgp). Les centres anticycloniques sont notés (en allemand) « H », les centres dépressionnaires sont notés « T ». Source www.wetterzentrale.de.

Signalons enfin que si l'association Z et T à 500 hPa est très courante dans tous les services météorologiques opérationnels, on peut trouver d'autres types d'associations, et notamment les champs de Z et T à 500 hPa combinés au champ de P_{mer}, ce qui permet d'avoir un aperçu rapide et global de la situation à la fois en surface et en altitude (figure 8.17). Sur la carte proposée, on peut d'un premier coup d'œil analyser plusieurs éléments :

- une zone sur l'Europe centrale où les champs sont anticycloniques en surface tandis qu'on distingue une goutte froide à -25 °C à 500 hPa, ce qui, compte-tenu de la saison (fin d'été), est synonyme de pluies sans doute orageuses ;
- une vaste zone perturbée de Terre-Neuve à la Bretagne, avec un rapide flux d'ouest à 500 hPa (présence d'un jet), et au sein de celle-ci deux zones sans doute plus particulièrement actives, associées à de l'advection thermique et à un thalweg de surface : l'une à l'est immédiat de Terre-Neuve, l'autre au large du Cap Finistère.

8.3.5 La Z 1.5 PVU et autres champs liés au tourbillon potentiel

a. Tourbillon absolu et tourbillon potentiel

Nous l'avons vu au chapitre 2, cyclogénèse et frontogénèse sont largement liées au phénomène d'interaction barocline, qui implique l'interaction entre une anomalie de surface et une anomalie d'altitude, « anomalie » s'entendant au niveau température, géopotential, stabilité statique, ou encore tourbillon. Ce terme est d'ailleurs abusif, car ces « anomalies » sont légion dans l'atmosphère, et il vaudrait mieux parler de précurseurs, traceurs, ou encore perturbations d'altitude et de basses couches. Néanmoins, nous l'emploierons tout de même à l'occasion, par commodité.

En particulier, la présence d'une anomalie cyclonique (tourbillon relatif positif ou tourbillon absolu élevé) au niveau de la tropopause, située immédiatement à l'amont (dans le sens du flux) d'une anomalie cyclonique de surface est une configuration favorable aux mouvements verticaux sur toute l'épaisseur de la troposphère (figure 2.13). Le suivi des noyaux de tourbillon absolu (Ta) est donc apparu crucial pour le suivi synoptique. Le problème du Ta est qu'il n'est conservatif que lorsque la divergence du vent horizontal est nulle (cf. équation du paragraphe 8.3.4), ce qui est à peu près vrai à 500 hPa hors perturbations, mais ne l'est plus du tout lorsque l'on se trouve près de la tropopause ou près de la surface, pas plus qu'au niveau des zones frontales, où les mouvements agéostrophiques, générateurs de vitesses verticales donc de convergence/divergence deviennent importants.

Il existe un champ plus pertinent, en altitude, pour le suivi des anomalies génératrices de vitesses verticales : il s'agit du tourbillon potentiel, qui présente l'avantage d'être conservatif lors du déplacement des particules d'air et invariant lors des transformations adiabatiques, auxquelles peuvent être assimilés les mouvements ascendants et subsidents, pourvu qu'il n'y ait pas de changement d'état de l'eau. La restriction peut paraître de taille, néanmoins à l'échelle des mouvements atmosphériques synoptiques, cette approximation est globalement valable.

On définit ainsi le tourbillon potentiel d'Ertel :

$$P = \frac{\vec{\zeta}_a \overrightarrow{grad\theta}}{\rho}$$

où $\vec{\zeta}_a$ est le tourbillon absolu, θ la température potentielle, ρ la masse volumique. L'unité SI de P est le $m^2 \cdot s^{-1} \cdot K \cdot kg^{-1}$. En pratique on définit l'unité de tourbillon potentiel, notée PVU, (Potentiel Vorticity Unit) par :

$$1 \text{ PVU} = 10^{-6} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$$

À l'échelle synoptique, c'est le terme vertical du produit scalaire qui est prépondérant, et l'aspect conservatif de P (ou PV pour Potentiel Vorticity) signifie donc qu'une augmentation du tourbillon absolu (tourbillon vertical) au cours du mouvement s'accompagne d'une diminution de la stabilité statique (gradient vertical de température potentielle), et inversement.

Quelles sont les principales caractéristiques du tourbillon potentiel et son utilisation dans l'analyse météorologique ?

- Le caractère conservatif implique que les maxima et minima de tourbillon potentiel vont rester bien individualisés au cours du mouvement adiabatique d'un volume d'air et qu'il va être relativement facile de les suivre d'une échéance à l'autre.
- Dans la troposphère, le PV est à peu près uniforme et vaut environ 0.5 PVU. Il peut atteindre des valeurs plus élevées dans les basses couches, au niveau des zones baroclines actives (fort tourbillon absolu) ou près du sol par forte inversion nocturne (forte stabilité statique), mais dans la troposphère libre, les valeurs sont généralement comprises entre 0.3 et 0.6 PVU.
- À la tropopause en revanche, le PV augmente rapidement car la stabilité statique subit elle aussi une brusque augmentation, de même que le tourbillon absolu pour l'air venu des pôles. **Les valeurs comprises entre 1.5 et 2 PVU marquent ainsi la transition vers la stratosphère.**
- L'altitude de la surface 1.5 (ou 2) PVU balise ainsi l'altitude de la **tropopause dynamique** (par opposition à la tropopause thermique déterminée uniquement à l'aide du gradient vertical de température).
- L'identification et le suivi des **zones de basse tropopause dynamique** (encore appelées **anomalies de PV**) permettent de mettre en évidence les zones favorables à la création de mouvement vertical dans la troposphère. En effet, nous avons vu au paragraphe 2.2.2b qu'une anomalie de PV en altitude implique des ascendances à l'avant (dans le sens de l'écoulement) et de la subsidence à l'arrière.
- Ces anomalies de tourbillon potentiel sont issues d'anciennes perturbations et/ou d'advections de masses d'air plus froides, d'origine polaire (tropopauses basses).
- Pour que du mouvement vertical apparaisse dans toute l'épaisseur de la troposphère, nous avons vu également qu'il faut que ces zones de basse tropopause se combinent avec des anomalies chaudes de basses couches pour que ascendances et subsidences générées par chaque anomalie additionnent leurs effets.
- On va ainsi pouvoir mettre en évidence des zones d'**anomalies dynamiques** et des zones d'**anomalies latentes**, selon que les vitesses verticales générées se combinent ou pas avec des vitesses verticales générées dans les basses couches (interaction barocline). Bien sûr une anomalie active peut évoluer en anomalie latente et vice-versa. D'où l'importance de bien repérer les deux catégories d'anomalies et leur évolution. Sur la figure 8.18, on voit bien la différence entre une anomalie active (zone grisée à gauche) et une anomalie latente (zone grisée à droite) : dans le premier cas, les vitesses verticales se combinent avec celles générées par les basses couches, tandis que dans le second, on retrouve bien le dipôle ascendance – subsidence de part et d'autres de l'anomalie, mais ce dipôle reste cantonné à la haute troposphère, n'interagissant pas avec les basses couches.

Pour terminer, il faut retenir que ces zones de basse tropopause vont être advectées et déformées par le champ de vent, et qu'elles vont également subir des modifications par les phénomènes diabatiques (convection, et plus généralement tous les changements d'état de l'eau), mais ces modifications sont suffisamment lentes pour permettre le suivi des noyaux sur des

durées de l'ordre de 12 à 24 heures au moins. Une **visualisation sous forme d'animations** est à privilégier, plutôt qu'une vision statique à une échéance donnée.

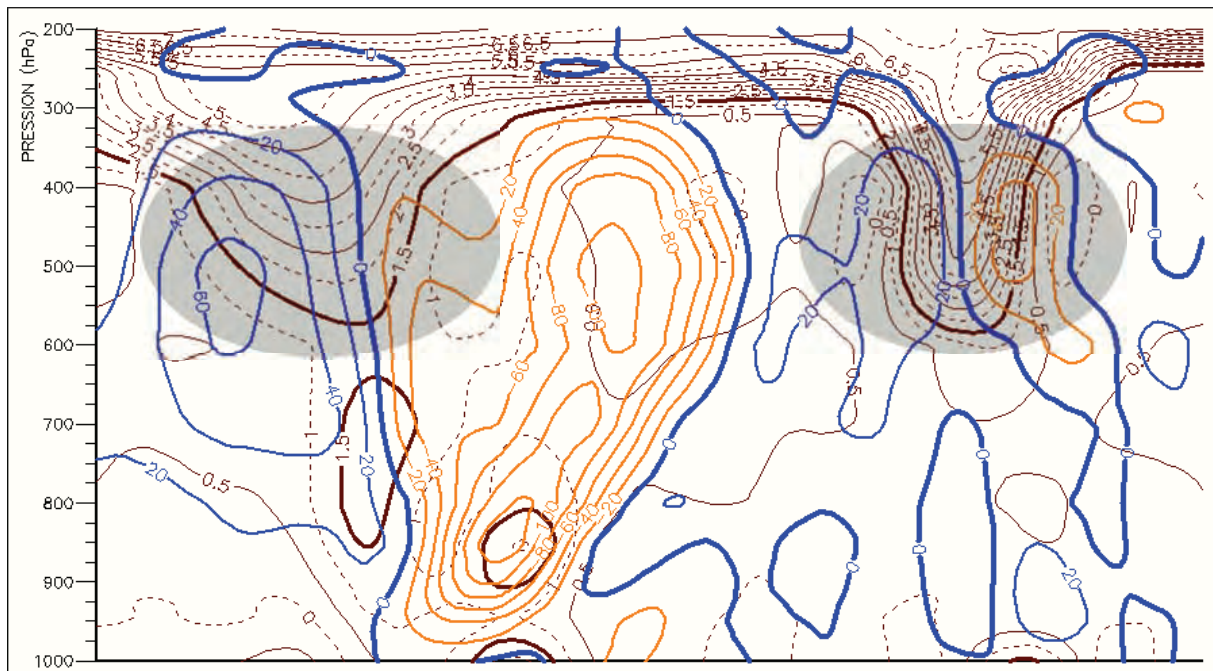


figure 8.18 : Coupe verticale de champ de tourbillon potentiel (en PVU) et de vitesses verticales (en 10^2 Pa/s). Analyse du modèle ARPEGE 0.5. La 1.5 PVU est marquée en gras, les ascendances en isolignes oranges, et les subsidences en bleu. Les zones grisées matérialisent 2 zones de basse tropopause dynamique (« anomalies » d'altitude). Source : Météo-France.

Notons que pour le suivi des anomalies de basses couches on préfère utiliser la θ_w^* à 850 hPa car le tourbillon potentiel y est trop influencé par le relief et la surface (frottements), par la stabilité statique (variant fortement avec le cycle diurne) et par les changements de phase de l'eau.

b. Le champ de géopotentiel sur la surface 1.5 PVU (Z 1.5 PVU) et associations avec d'autres champs

Le champ le plus communément utilisé pour le suivi des zones de basses tropopauses dynamiques est le champ de géopotentiel de la surface 1.5 PVU, qui marque la transition entre l'air troposphérique à faible PV et l'air stratosphérique à fort PV. Il est en général coté de 50 en 50 damgp. De manière à mettre en évidence les noyaux de basses tropopauses, on n'affiche généralement que les valeurs inférieures à un certain seuil. Les seuils les plus couramment utilisés sont compris entre 800 et 1100 damgp : ils varient selon la saison et le phénomène étudié. En hiver, on retient des seuils plus bas, car le niveau 1.5 PVU peut alors s'abaisser très bas (parfois jusqu'à 3000 m d'altitude seulement).

Le champ de Z 1.5 PVU est rarement affiché tout seul car nous l'avons dit, l'activité associée à une anomalie de basse tropopause est intimement liée au contexte barocline (jet d'altitude, et forçages de basses couches). On superpose donc souvent ce champ :

- avec le vent sur la même surface 1.5 PVU, pour mettre en évidence le jet, le forçage dynamique exercé par un minimum de tropopause étant relié au jet avec ascendances à l'aval et subsidences à l'amont ;
- à un champ de vitesses verticales (à 600 hPa par exemple) pour évaluer plus facilement le caractère actif ou latent de l'anomalie ;

- à un champ de θ'_w à 850 hPa, pour suivre l'interaction entre les précurseurs/traceurs d'altitude et ceux de basses couches.

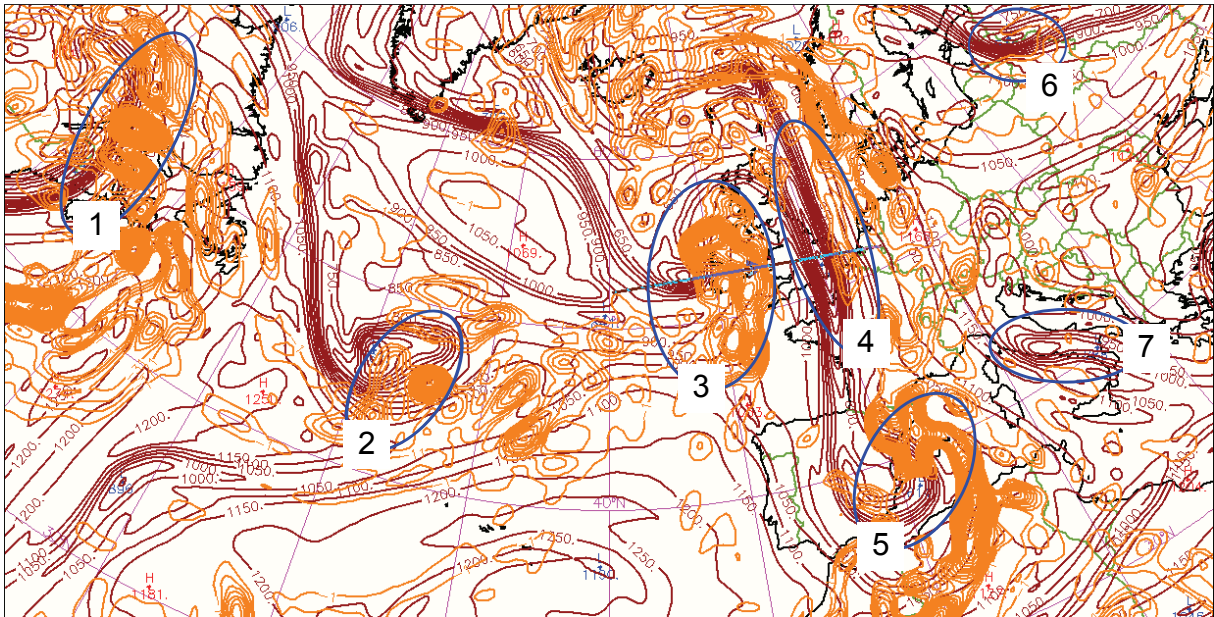


figure 8.19 : Analyse Z 1.5 PVU (en damgp) et VV 600 hPa (en 10^{-2} Pa/s) ARPEGE 0.5 le 7 avril 2009 à 18 h UTC. Vitesses verticales en isolignes orangées (seules les valeurs négatives sont affichées). Z 1.5 PVU en isolignes marron. Le trait horizontal matérialise l'axe de la coupe représentée figure 8.18. Source : Météo-France.

Sur la figure 8.19 on a superposé le champ de Z 1.5 PVU et de VV à 600 hPa (valeurs négatives, donc ascendances seulement) à la même échéance que pour la figure 8.13 et la figure 8.16. On y a repéré 7 minimums de tropopause dynamique. On voit que certains de ces minimums sont associés à de fortes ascendances (1, 2, 3, et 5), d'autres à des ascendances beaucoup plus faibles (4 et 6) et un dernier (7) à aucune ascendance significative. On remarque par ailleurs une zone de fortes ascendances à l'est de la zone 1 associée à aucun minimum de tropopause.

La visualisation de ce type de carte doit se faire en animation afin de suivre l'évolution des minimums et des vitesses verticales associées (passage du stade d'anomalie dynamique à latente et vice-versa, intensification des VV, etc.).

Cette association est toutefois incomplète car elle ne permet pas de savoir ce qui se passe dans les basses couches. Ainsi, si l'on se réfère à la figure 8.18, qui correspond au trait de coupe porté sur la figure 8.20, on voit que l'anomalie n°4 n'est associée à des ascendances que dans la haute troposphère (à partir de 600 hPa), ce qui n'est pas visible avec le seul affichage des VV à 600 hPa. Il faut donc compléter soit par des coupes verticales soit par une association avec un champ de θ'_w à 850 hPa. On voit alors (figure 8.20) que les anomalies 1, 2, 3, et (dans une moindre mesure) 5 sont associées à des zones de gradient de θ'_w à 850 hPa. Ces associations sont favorables à une interaction barocline et à l'apparition de vitesse verticale sur toute la troposphère. A contrario, les anomalies 4 et 6 ne sont pas vraiment associées à une zone de gradient de θ'_w . Enfin, l'anomalie 7 bien que située au niveau d'une zone de gradient n'est pas associée à des VV significatives. Cela signifie que l'information dont nous disposons est encore insuffisante : on ne saurait expliquer l'ensemble des phénomènes avec une simple superposition de deux champs à un instant donné. Néanmoins on peut dire que :

- on cherche à identifier les zones d'anomalies de tropopause dynamique, c'est-à-dire les advections de zones de basses tropopauses associées à un fort gradient de géopotential 1.5 PVU (fort gradient = forte anomalie) ;

- les zones de minimums peu mobiles ont moins de potentiel pour constituer une anomalie et donc à créer du mouvement vertical synoptique ;
- on cherche également à identifier les zones d'anomalies chaudes de basses couches, c'est-à-dire les zones d'advections d'air chaud associées à un fort gradient de θ'_w à 850 hPa.

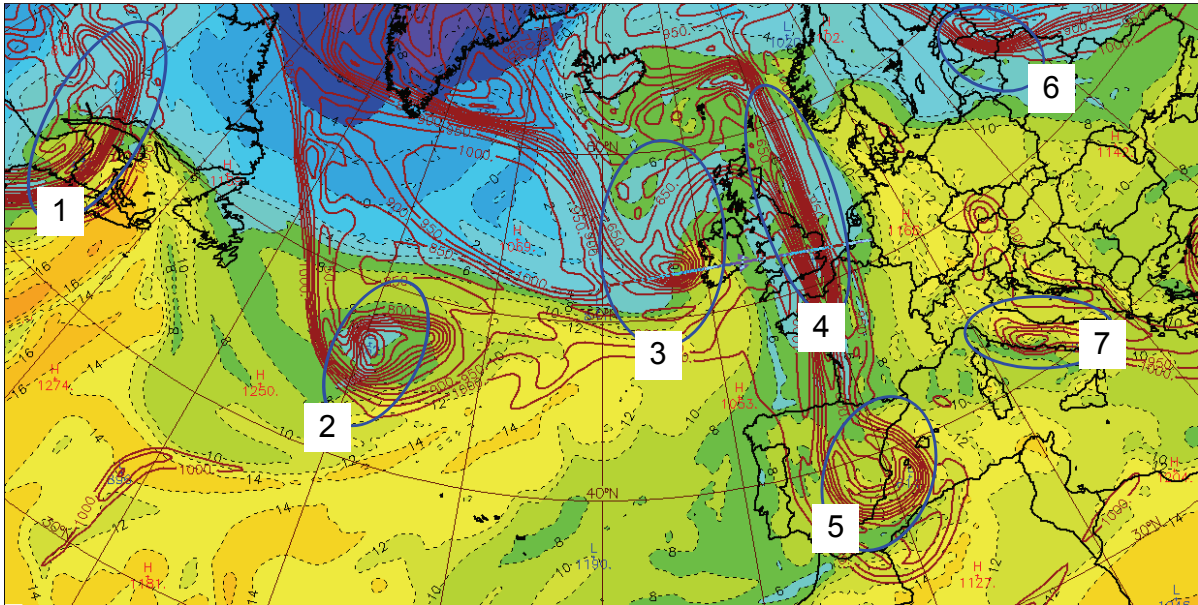


figure 8.20 : Analyse Z 1.5 PVU (en damgp) et θ'_w à 850 hPa (en °C) ARPEGE 0.5 le 7 avril 2009 à 18 h UTC. Z 1.5 PVU en isolignes marron, avec un seuil de 1000 damgp. Le trait horizontal matérialise l'axe de la coupe représentée figure 8.18. Source : Météo-France.

Les zones les plus actives sont celles qui vont correspondre à l'advection des minimums d'altitude au dessus des maxima d'air chaud de basses couches. Outre l'animation des champs, qui va permettre de se rendre compte de l'évolution, on doit aussi superposer le champ de vent sur la surface 1.5 PVU qui va donner une idée de la direction de propagation de l'anomalie et de son interaction avec les basses couches, notamment au niveau des jets d'altitude, qui représentent les zones baroclines s'étendant sur toute l'épaisseur de la troposphère. On voit sur la figure 8.21 (où l'on a simplement rajouté par rapport à la figure 8.20 le champ de vent seuillé à 60 kt sur la surface 1.5 PVU) que l'anomalie 3 est advectée rapidement vers l'anomalie chaude située à l'ouest de l'Irlande, avec un jet perpendiculaire au gradient de θ'_w . A l'inverse, pour l'anomalie 4, le jet d'altitude est quasiment parallèle au gradient de température situé plus à l'est, configuration peu favorable à une interaction. Cela dit, la forme de l'anomalie est liée à la direction du jet puisque celui-ci laisse les bas géopotentiels sur sa gauche : il est donc à peu près parallèle au gradient de Z 1.5 PVU.

Précisons que la notion d'anomalie dynamique ou latente définie au paragraphe précédent s'entend au niveau des vitesses verticales synoptiques non liées à la convection. On fera donc attention à ce que :

- la présence d'ascendances synoptiques à 600 hPa n'est pas systématiquement la signature d'une anomalie dynamique (cf. figure 8.18) ;
- à l'inverse si l'absence de VV à 600 hPa permet de conclure à une anomalie latente, cela ne signifie pas qu'il n'y aura pas d'activité perturbée ou pluvieuse à ce niveau : en effet, l'arrivée d'une anomalie sur une zone d'air chaud, même en l'absence de gradient barocline, peut déclencher en été de l'instabilité convective parfois sévère : on se situe alors là dans le domaine des vitesses verticales de méso-échelle voire d'échelle aérologique qui échappent à l'analyse synoptique, et d'autres paramètres seront à utiliser pour les mettre en évidence. Nous attirons simplement l'attention du lecteur sur le fait que

anomalie latente \neq absence d'activité. En revanche, on peut dire que si une anomalie est latente, on ne s'attend pas à une interaction barocline avec frontogénèse et/ou cyclogénèse.

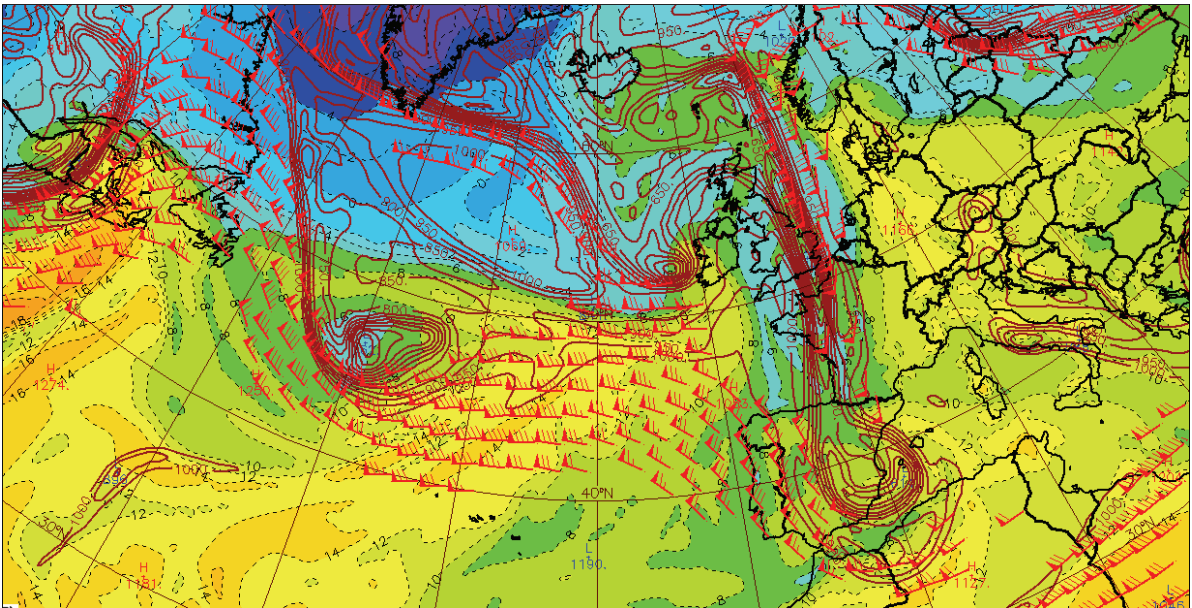


figure 8.21 : *idem* figure 8.20 mais avec en plus vent sur la surface 1.5 PVU, seuillé à 60 kt. Source : Météo-France.

Nous avons donc vu ici les principales associations de champs avec celui de Z 1.5 PVU, à savoir :

- Z 1.5 PVU + VV 600 hPa
- Z 1.5 PVU + θ'_w à 850 hPa
- Z 1.5 PVU + Vent 1.5 PVU

Quelle différence y a-t-il entre un champ de Z 1.5 PVU et de ZT500 ?

Si l'on compare la figure 8.20 et la figure 8.16 on voit que sur les 7 anomalies d'altitude identifiées on en retrouve 6 sur la ZT500 sous forme de thalweg ou de goutte froide. L'anomalie 7, quant à elle, est peu visible sur la ZT500. En fait, on peut dire qu'il y a une **bonne correspondance entre les thalwegs et bas géopotentiels à 500 hPa, et les zones de minimums de tropopause dynamique**, ce dernier champ permettant de mettre en évidence des minimums parfois invisibles à 500 hPa. Il s'agit toujours d'une conséquence de la loi de Laplace qui en altitude associe air froid et bas géopotentiels.

Quel champ vaut-il mieux alors utiliser pour l'analyse synoptique ?

Pour l'analyse synoptique, on peut dire que la ZT500 permet de donner un aperçu global de la situation synoptique, avec une vision rapide de la dynamique d'altitude et de la direction des flux (régime et type de temps), tandis que la Z 1.5 PVU va permettre d'avoir une vision plus fine des zones favorables à l'interaction barocline et à la cyclogénèse : on aura tendance à l'utiliser dans un deuxième temps.

Quelles sont les valeurs usuelles et extrêmes du champ de Z 1.5 PVU ?

Nous l'avons dit plus haut, les valeurs de ce champ dépendent de l'altitude de la tropopause dynamique, qui est très variable selon la latitude, les saisons et les situations météorologiques. Par ailleurs, ce sont les minimums relatifs du champ qui nous intéressent, et beaucoup moins leur valeur absolue. En particulier, l'activité d'une perturbation dépend d'abord de la position de l'anomalie par rapport au jet d'altitude et aux forçages de basses couches. Néanmoins, on pourra trouver quelques ordres de grandeur dans le tableau 8.7.

	Valeurs des minimums dynamiques de tropopause sur les zones tempérées (en damgp)	
	usuelles	extrêmes
hiver	600 à 800	300 à 400
été	900 à 1100	700 à 800

tableau 8.7 : Valeurs typiques d'altitude géopotentielle des minimums de tropopause dynamique aux latitudes moyennes.

c. Autres champs associés au tourbillon potentiel

Le champ de **Z 2.0 PVU** est parfois utilisé, dont l'aspect reste très proche du champ de 1.5 PVU, la transition entre les deux valeurs se faisant très rapidement au niveau de la tropopause dynamique (dans la basse stratosphère les valeurs atteignent rapidement 4 à 6 PVU). Dans le cas de champs peu dynamiques et d'anomalies peu marquées, la différence d'altitude entre les deux niveaux peut être plus importante, mais il s'agit de cas marginaux peu significatifs pour l'analyse des perturbations. On retiendra surtout que suivant les modèles et/ou services de prévisions, c'est la 1.5 ou la 2 PVU qui sera plutôt proposée. Enfin, signalons que dans les régions subtropicales, ou bien en été dans les régions tempérées en situation peu dynamique mais potentiellement orageuse, on utilise parfois le niveau 0.7 PVU qui peut permettre de baliser des anomalies de PV, invisibles pour un seuil plus élevé (figure 8.22, coupe réalisée en mer d'Arabie, vers 25 degrés nord). Par ailleurs, la figure 8.22 met en évidence le phénomène de foliation qui peut masquer un minimum sur un champ de PV : en effet, dans le cas de notre coupe, si on regarde le champ de PV sur la surface 0.7 PVU, le minimum apparaît sur la zone située à gauche du trait bleu, mais sera masqué à droite, car l'algorithme détecte la première valeur de PV atteignant le seuil choisi, en partant du sommet de l'atmosphère.

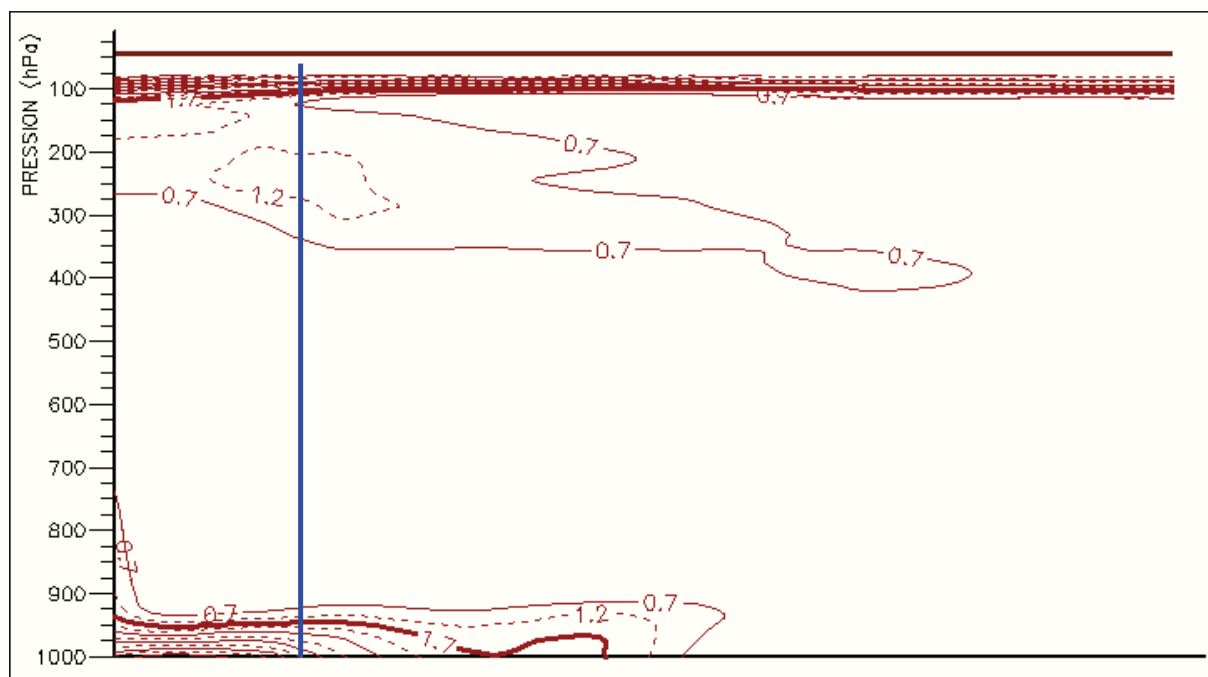


figure 8.22 : Exemple de coupe verticale du champ de PV avec minimum de tropopause de valeur inférieure à 1.5 PVU et phénomène de foliation (isolignes en unités PV). Source : Météo-France.

Le champ de température potentielle sur la 1.5 ou 2.0 PVU montre fondamentalement les mêmes structures que les champs de géopotentiels correspondants, l'air froid étant associé aux minimums de géopotentiel. Les températures sont alors cotées en Kelvin (figure 8.23, où l'on retrouve facilement nos 7 anomalies). Ce champ est plus particulièrement utilisé aux Etats-Unis et dans les services de recherche. L'intérêt principal est qu'il s'agit d'un champ conservatif visualisé sur une surface elle-même définie par un paramètre conservatif, donc très facile à suivre sur une animation.

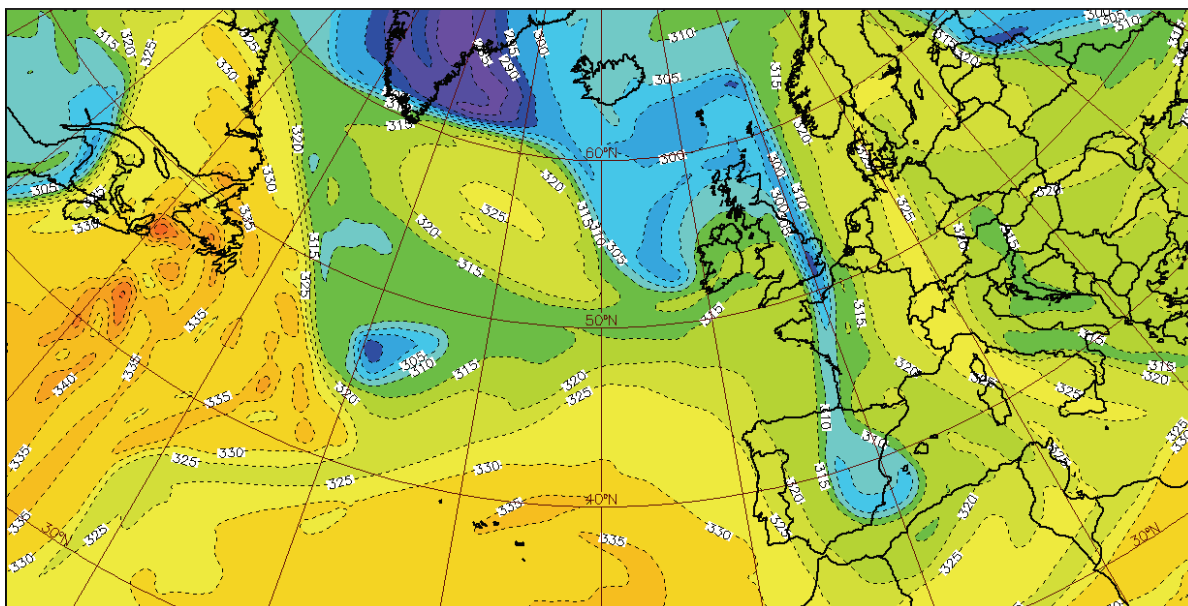


figure 8.23 : Analyse θ 1.5 PVU (Kelvin) ARPEGE 0.5, le 7 avril 2009 à 18 h UTC. Source : Météo-France.

Signalons enfin que le T_a à 300 hPa était anciennement utilisé pour le suivi de la dynamique d'altitude : on lui préfère actuellement le tourbillon potentiel, grâce à ses propriétés conservatives, en particulier près de la tropopause (cf. paragraphe précédent).

8.3.6 Les champs de précipitations

Disons-le tout de suite, les champs de précipitations issus des modèles ne sont pas la source d'information primordiale pour l'analyse des pluies : le radar reste l'outil privilégié pour cela. Cependant, ces champs peuvent fournir une information complémentaire pour l'analyse synoptique d'une situation :

- ils permettent d'apprécier l'activité des fronts et perturbations sur les zones dépourvues d'observations sol ou radar ;
- leur animation sur les échéances proches de l'heure d'analyse permet de voir si l'activité d'une perturbation a tendance à se renforcer ou à décliner ;
- enfin, il permet de vérifier, sur les zones couvertes par des radars, le calage des modèles.

Pour les modèles de grande échelle, les précipitations sont visualisées sous forme de cumuls sur au moins une heure, si bien qu'il n'est pas possible de visualiser le cumul sur X heures à l'instant d'analyse. Par exemple, pour l'analyse de 12 h UTC d'un modèle, les cumuls de précipitations sur 3 heures ne sont disponibles qu'à partir de l'échéance 3 heures de prévision (ici 15 h UTC), les cumuls sur 6 heures qu'à partir de l'échéance 6 heures, etc.

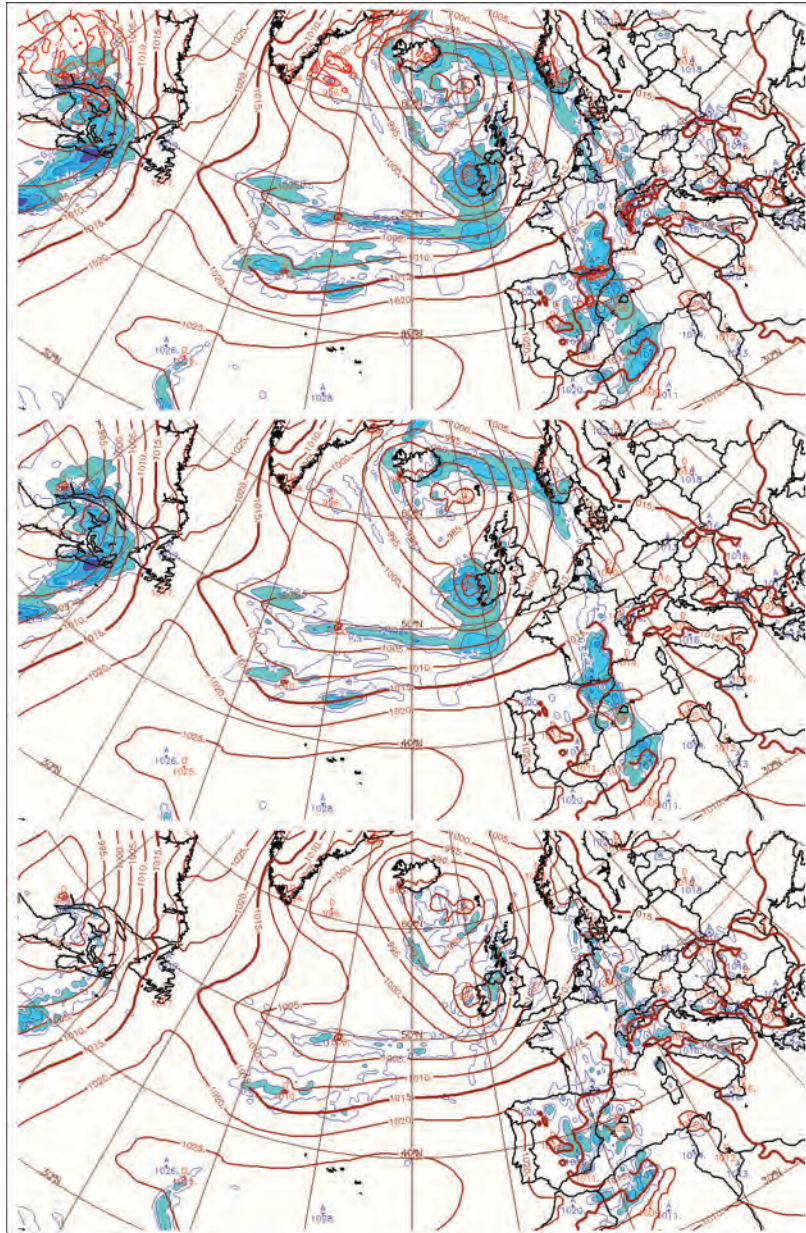


figure 8.24 : P_{mer} (hPa) et cumuls de précipitations sur 6 heures (mm) ARPEGE 0.5 pour le 7 avril 2009 à 18 h UTC. En haut, précipitations totales + neige (isolignes rouges), au milieu, précipitations de grande échelle, en bas, précipitations sous-maille. Source : Météo-France.

Les champs de précipitations des modèles de grande échelle sont le plus souvent disponibles sous la forme de précipitations totales, précipitations de grande échelle, et précipitations sous-maille, les premières étant la somme des deux dernières. Les **précipitations sous-maille** représentent les précipitations générées par des processus d'échelle inférieure à celle que peut résoudre explicitement le modèle. Elles sont issues de paramétrisations physiques du modèle (on considère alors que seule une fraction de la maille est le siège de précipitations), alors que celles de **grande échelle**, encore appelées **précipitations résolues**, sont calculées selon une méthode du tout ou rien pour chaque maille : si la saturation est atteinte, on suppose la formation d'un nuage dans la maille et si la taille des gouttes est suffisante il y a précipitations, qui vont se combiner aux vitesses verticales pour atteindre ou pas la maille de l'étage inférieur. Les précipitations sous-maille sont souvent assimilées à des pluies d'origine convective : c'est en grande partie vrai (les précipitations générées par les schémas de convection profonde entrent dans ce cadre), mais un peu réducteur : des processus sous-maille autres que la convection

profonde peuvent conduire à la formation de précipitations (turbulence notamment). Par ailleurs, pour les modèles à maille fine, pour lesquels la convection profonde est résolue explicitement, les précipitations sous-maille proviennent soit de la convection peu profonde, soit d'autres processus que la convection.

Sur la figure 8.24, correspondant toujours à notre situation du 7 avril 2009 à 18 h UTC, on a représenté, superposées à la Pmer, les précipitations du modèle ARPEGE 0.5, de haut en bas respectivement totales, de grande échelle, et sous-maille. On remarque que le champ de précipitations de grande échelle explique la plus grande partie des précipitations totales, la composante sous-maille ne faisant que rajouter le plus souvent qu'une variabilité spatiale plus importante. On notera cependant quelques zones où la partie sous-maille est prépondérante, comme par exemple sur l'Espagne où l'on a sans doute affaire à des pluies d'origine convective (rappelons-nous la ZT500 qui montre la présence d'une goutte froide sur le pays).

On peut également visualiser les précipitations sous forme de neige, voire pour les modèles de fine échelle le grésil (graupel) ou les précipitations surfondues. Notons que les modèles à maille fine (typiquement de résolution inférieure ou égale à 5 km) proposent en outre des champs de réflectivités instantanées qui correspondent à ce que verrait une mosaïque de réflectivités radar à une altitude donnée (CAPPI, voir paragraphe 7.2.7).

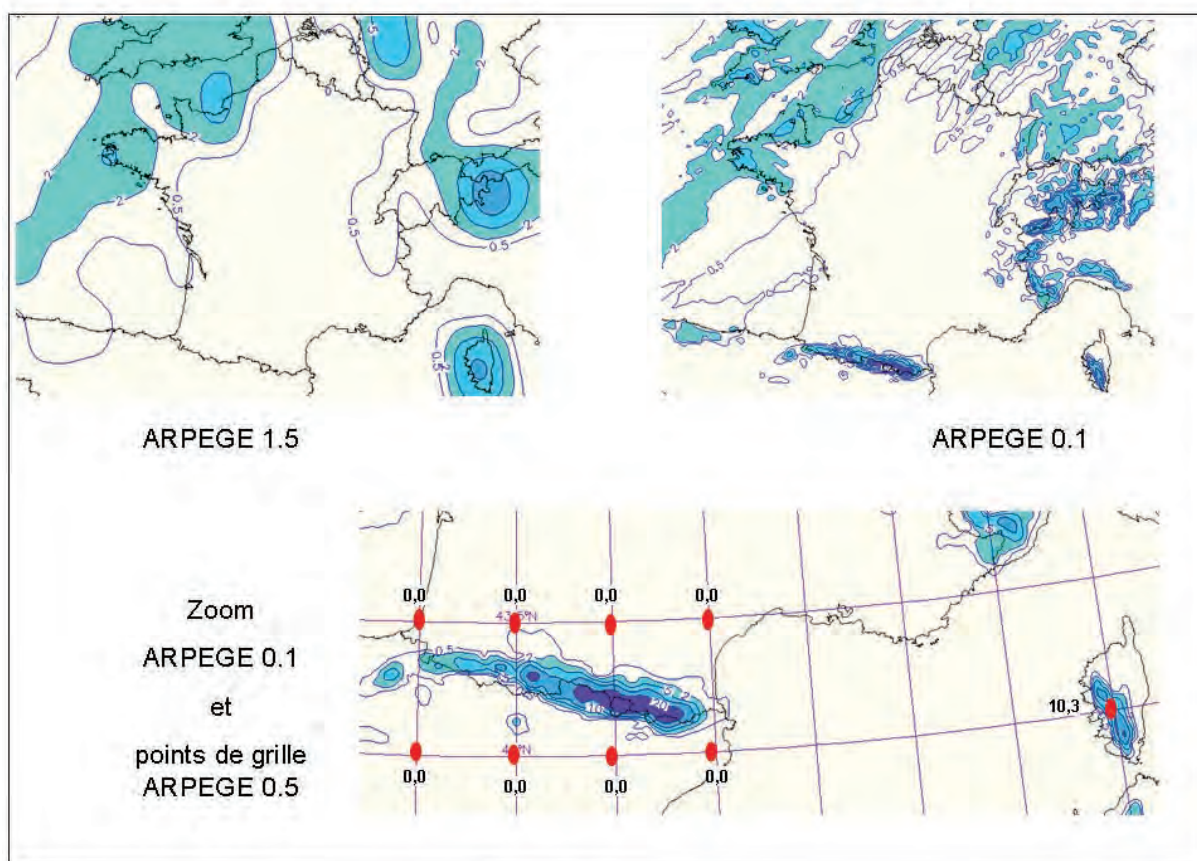


figure 8.25 : Précipitations en 24 heures prévues par le modèle ARPEGE pour la même échéance, mais avec des résolutions de visualisation différentes. En haut à gauche : 1.5°, à droite : 0.1°. En bas, zoom sur le champ de précipitations 24h de ARPEGE 0.1 avec les points de grille de visualisation d'ARPEGE 1.5. Source Météo-France (DPREVI/LABO).

Enfin, soulignons encore une fois l'importance de la résolution de visualisation des sorties modèles, notamment pour ce qui concerne les précipitations. Sur l'exemple de la figure 8.25 on met en évidence les différences parfois énormes dues à ce simple aspect : sur les Pyrénées, aucun point de grille ne simule de pluie en résolution 1.5 (un point tous les 155 km de latitude) alors que l'on dépasse les 20 mm sur le massif avec la résolution 0.1. C'est le phénomène un peu inverse en Corse : comme il y a un point unique en résolution 1.5 sur la Corse, qui simule de la pluie, cette zone de pluie, interpolée entre les points voisins, devient très étendue, mais pas du tout réaliste (on voit en 0.1 que les précipitations sont cantonnées au relief Corse). La résolution de visualisation des sorties de modèles, et des champs de précipitations en particulier, devra être adaptée à l'échelle spatiale d'intérêt du météorologiste.

8.4 Conclusion

Pour clore ce chapitre, on peut récapituler les champs modèles principaux utilisés pour l'analyse d'échelle synoptique, en indiquant leur domaine d'utilisation, et en précisant s'ils peuvent être facilement comparés aux observations ou pas (tableau 8.8).

En guise de conclusion formulons également quelques conseils et avertissements :

- l'utilisation des champs de modèles pour l'analyse doit se faire en utilisant au maximum les possibilités d'animation : ne pas se contenter de regarder simplement l'échéance d'analyse, mais jeter un œil à ce qui s'est passé juste avant et qui est prévu de se passer juste après ;
- il ne faut pas hésiter à compléter la visualisation 2D par des coupes et profils verticaux ;
- les quelques champs présentés ici et leurs combinaisons standards ne doivent pas faire oublier qu'il existe une multitude de champs disponibles et de superpositions possibles, autant que de types de visualisations (isolignes, isoplages, seuils, etc.) suivant les interfaces utilisées et les services météorologiques ou sites internet concernés. Nous en verrons davantage d'exemples dans le tome 2 consacré à l'analyse des divers phénomènes météorologiques des latitudes tempérées ;
- il ne faut pas oublier, nous le rappellerons en abordant le travail d'analyse proprement dit, que l'analyse du modèle n'est qu'une approximation de la réalité, pouvant notamment comporter des erreurs : l'utilisation des champs modèles doit donc toujours se faire en complément des autres outils d'analyse disponibles, en confrontant les observations aux champs issus de la PNT ;
- par ailleurs, on gardera à l'esprit que le modèle est toujours cohérent avec lui-même, c'est-à-dire qu'il va proposer des champs en accord avec ce qui est attendu par la théorie et les modèles conceptuels, mais cela ne signifie en aucun cas que cette analyse est juste.

Paramètre (unité)	Utilisation	Comparaison aux observations
P_{mer} (hPa)	Position des centres d’actions, et suivi des cyclogénèses.	<ul style="list-style-type: none"> — Pointage observations de surface. — De bonne qualité sur zones continentales. — Plus délicate sur zones maritimes (observations rares).
Z (damgp)	Dans les basses couches, même utilisation que P _{mer} ; au dessus de 700 hPa, suivi des thalwegs/dorsale. Détermination du flux, identification des jets.	<ul style="list-style-type: none"> — Pointage observations d’altitude (radiosondages, avions). — Délicate car observations rares et hétérogènes spatialement.
T (°C)	Surtout utile en moyenne et haute troposphère pour identifier les thalwegs et gouttes froides, ainsi que l’instabilité potentielle de la masse d’air. Près du sol, très influencée par cycle diurne ; on lui préfère la θ_w .	<ul style="list-style-type: none"> — Pointage observations de surface et d’altitude. — De bonne qualité sur zones continentales à 2 mètres — Plus délicate en altitude et sur zones maritimes (peu d’observations).
Vitesse verticale (Pa/s)	Il s’agit de vitesses verticales d’échelle synoptique, et non liées aux cellules convectives. Détection et suivi des zones de subsidence/ascendance associés aux perturbations baroclines, aide à la détermination du caractère actif ou latent des anomalies de PV. Attention, champ souvent très bruité sur les zones de relief. Principalement utilisées en milieu de troposphère, vers 600 hPa.	<ul style="list-style-type: none"> — Impossible.
Convergence / Divergence (s⁻¹)	Principalement regardé au niveau des limites « rigides » que constituent le sol et la tropopause (typiquement, niveaux 950 et 300 hPa), car alors directement relié aux mouvements verticaux. Attention toutefois en hiver, le niveau 300 hPa est souvent bien au dessus de la tropopause et donc pas vraiment pertinent pour la correspondance divergence – ascendance.	<ul style="list-style-type: none"> — Partiellement possible via analyses de méso-échelle (voir paragraphe 9.1).

Paramètre (unité)	Utilisation	Comparaison aux observations
<p>Vent (m/s ou kt ou km/h) 1 m/s = 2 kt ou 3.6 km/h</p>	<p>Vent à 10 mètres : détection des coups de vents et tempêtes associés aux cyclogénèses, des vents régionaux (Mistral, Tramontane), des flux favorables ou non aux ondes de relief, et d'effets plus locaux si modèle de méso-échelle (brises de mer, de montagne...). Détection des zones de rotation / cassure des vents, balisant la trace des fronts au sol (fronts froids notamment).</p> <p>Vent à 950, 900, voire 850 hPa :</p> <p>Mise en évidence de jets de basses couches. Détection d'un jet au dessus d'une inversion nocturne ou hivernale. Détermination de l'intensité de l'alimentation en air maritime doux et humide en situation méditerranéenne ou traînes maritimes.</p> <p>Détection des zones de convergence, favorisant les ascendances.</p> <p>En haute troposphère (300 ou 250 hPa - voire 500 hPa) :</p> <p>Détection du jet d'altitude et de ses zones de rapides. Mise en évidence des zones de divergence/convergence (entrées droites et sorties gauches).</p> <p>En moyenne troposphère (700 à 600 hPa, voire 500 hPa) : direction et force du vent à ces niveaux, et présence éventuelle d'un jet (surtout utile lors des situations convectives démarrant à l'étage moyen). Direction de déplacement des systèmes perturbés, et des cellules orageuses.</p>	<p>Pointage observations de surface et d'altitude.</p> <p>Pointage de données satellite.</p> <p>Pointage de données radar doppler.</p> <p>De bonne qualité sur zones continentales à 10 mètres.</p> <p>Plus aléatoire en altitude et sur zones maritimes (observations distribuées de façon hétérogène dans le temps et l'espace).</p>

Paramètre (unité)	Utilisation	Comparaison aux observations
Humidité relative (%)	<p>Hu de 850 à 1000 hPa : nébulosité de basses couches : corps frontaux, marges, pseudo-limites, mers de nuages. A ces niveaux, on ne détecte pas la nébulosité liée aux phénomènes de brouillards et nuages bas type stratus.</p> <p>Hu 700 hPa : nébulosité de l'étage moyen. La quasi-totalité des zones frontales actives correspondent à des zones saturées à ce niveau. Ainsi, les perturbations sont bien balisées par l'humidité à 700 hPa.</p> <p>Hu 300 ou 400 hPa : nuages élevés. Têtes et/ou marges de perturbations, mais également jets d'altitude. Les fronts actifs ont souvent une signature à ces niveaux, mais pouvant être décalée spatialement par rapport aux précipitations.</p>	<ul style="list-style-type: none"> — Pas de comparaison directe possible. — Pointage observations de surface et d'altitude donne une idée avec T et Td. — Partiellement possible via analyse de méso-échelle pour les HU à 2 mètres (voir paragraphe 9.1). — Partiellement possible mais délicat avec imagerie satellite.
θ'_w (°C)	Détection et suivi des zones frontales et des advections thermiques, et interactions avec la dynamique d'altitude. Niveau le plus couramment utilisé : 850 hPa. Parfois plus haut l'été en situation convective de moyenne troposphère, et parfois plus bas l'hiver pour suivre certaines advections maritimes.	— Impossible.
ZT500 hPa	Détermination rapide de la situation synoptique : type et régime de temps, intensité et direction du flux, identification de thalwegs, dorsales, cut-off, blocages.	<ul style="list-style-type: none"> — Observations pointées d'altitude. — Peu d'observations disponibles.
Z 1.5 PVU (damgp)	<p>Détection et suivi des zones de minimum de tropopause dynamique ; les interactions de ces zones avec le jet d'altitude et les forçages de basses couches (θ'_w notamment) permettent le suivi des cyclogénèses, et plus généralement des zones d'activité pluvieuse et/ou frontale. Identification d'anomalies latentes ou actives.</p> <p>Suivi d'une échéance à l'autre parfois délicat.</p>	— Imagerie satellite canal vapeur d'eau ou imagerie canal ozone.
Tourbillon absolu (s ⁻¹)	Dans les basses couches, mise en évidence des thalwegs (et donc des zones frontales) et dorsales. En haute troposphère : similaire au champ de Z 1.5 PVU, qu'on lui préfère car plus conservatif et faisant intervenir la température potentielle.	— Impossible.
Précipitations (mm)	Evaluation de l'activité des fronts et plus généralement de toutes les zones perturbées.	<ul style="list-style-type: none"> — Imagerie radar sur zones continentales. — Difficile ailleurs, (imagerie satellite)

tableau 8.8 : Caractéristiques des principaux champs issus des modèles numériques.

Enfin, pour terminer, nous proposons quelques illustrations des différentes combinaisons de champs météorologiques que l'on peut trouver à partir de diverses interfaces de visualisation (figure 8.26 à figure 8.28). Les champs montrés précédemment étaient quant à eux issus des consoles de visualisation opérationnelles à Météo-France en 2010. Le météorologiste opérationnel doit quoi qu'il en soit prendre l'habitude de consulter n'importe quelle association de champs (pourvu qu'elle reste pertinente) sous n'importe quelle forme, avec n'importe quelle ergonomie (pourvu qu'elle reste suffisamment souple et intuitive).

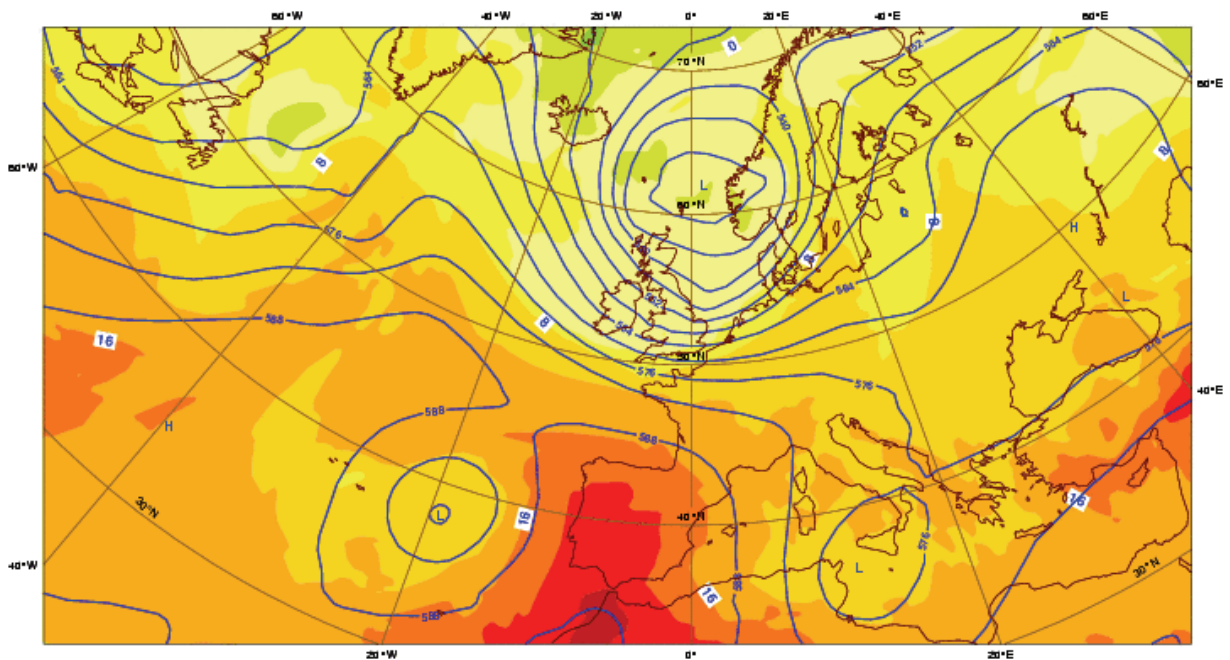


figure 8.26 : Exemples de champs analysés. Z à 500 hPa et T à 850 hPa du modèle CEP, pour le 15 septembre 2010 00 h TU. Source : www.ecmwf.int.

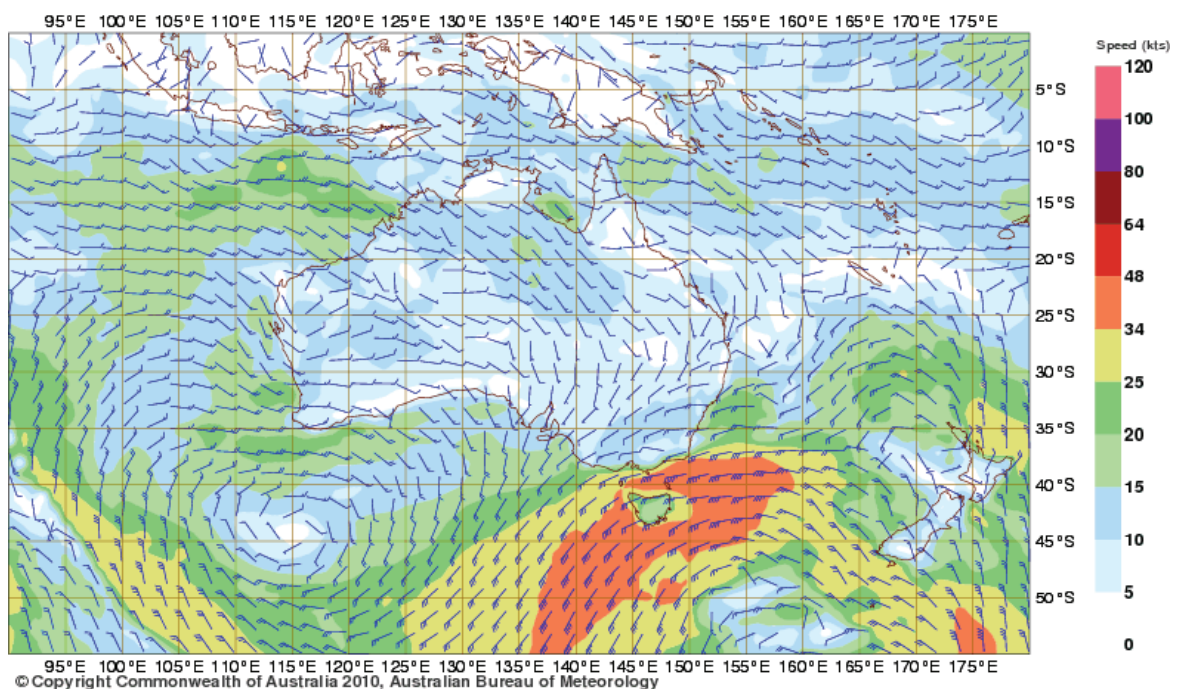


figure 8.27 : Exemples de champs analysés : vent à 10 mètres, direction et force en nœuds, du modèle ACCESS-G, le 16 septembre 2010 00 h TU. Source : www.bom.gov.au.

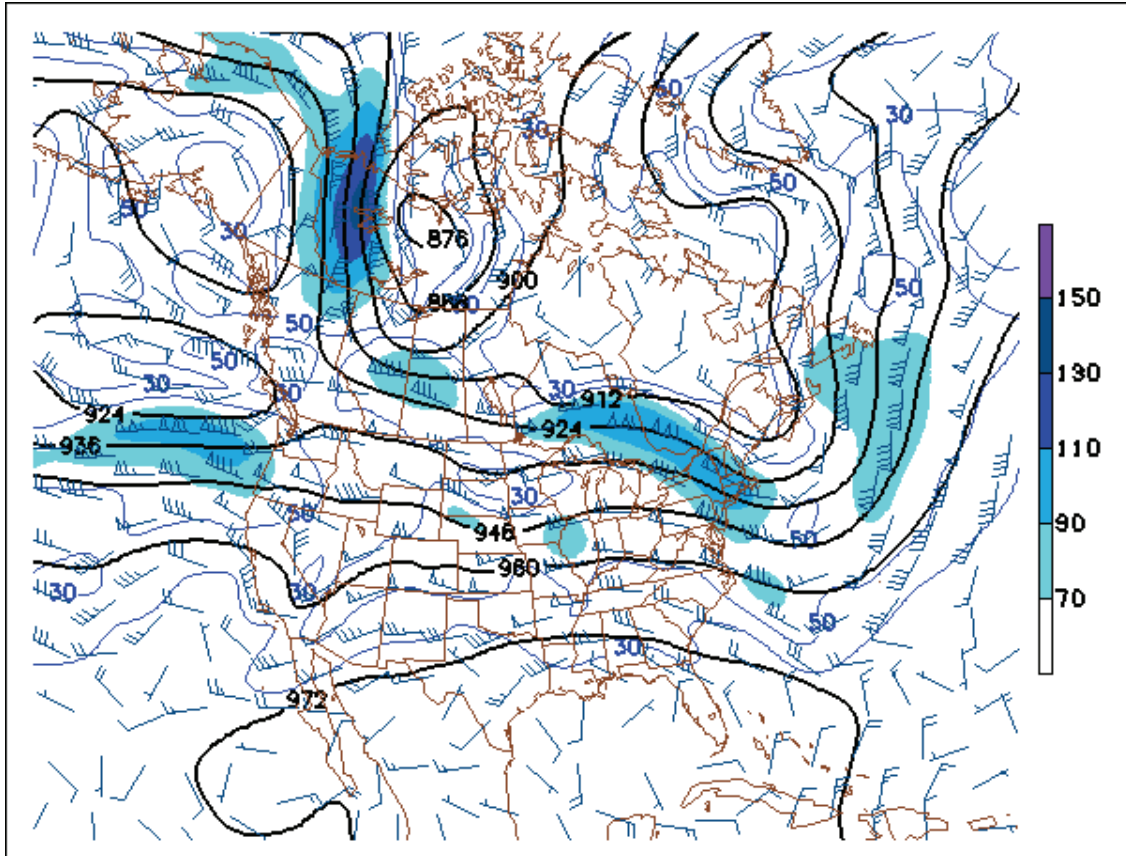


figure 8.28 : Exemples de champs analysés : Z et vent (direction et force en nœuds) à 300 hPa du modèle GFS, le 16 septembre 2010 00 h TU. Source : www.nco.ncep.noaa.gov.

Tableaux récapitulatifs des valeurs standard et extrêmes de plusieurs champs météorologiques modèle

Altitude	Décroissance standard de la pression avec l'altitude
sol	1 hPa / 8 mètres
3000 mètres	1 hPa / 11 mètres
10 000 mètres	1 hPa / 22 mètres

Niveau pression (hPa)	Isohypse de référence (mètres)	Isotherme de référence (°C)
850	1440	+4
700	3000	-4
500	5560	-20
300	9160	-44
200	11800	-56

Valeurs usuelles et extrêmes de T à 850 hPa sur Europe occidentale / Atlantique Nord vers 40/50 N		
	été	hiver
Valeurs usuelles	10 °C à 14°C	-2 °C à 2 °C
Valeurs extrêmes (maximum d'été, minimum d'hiver)	24 °C à 26 °C (canicule)	-15 °C à -20 °C (vague de froid sévère)

Intensité du jet d'altitude (à 300 hPa) des zones baroclines en hiver	
usuelles	extrêmes (fortes probabilités de tempêtes)
80 à 150 kt	180 à 250 kt

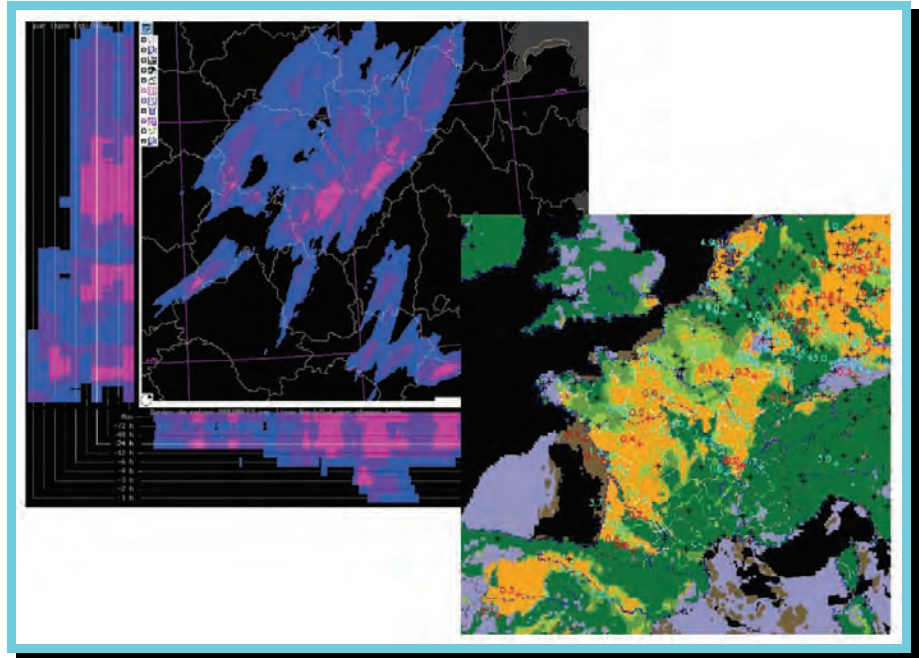
Valeurs usuelles et extrêmes de θ'_w à 850 hPa sur Europe occidentale / Atlantique Nord vers 40/50 N		
	été	hiver
Secteurs chauds des perturbations	14 °C à 18 °C	10 °C à 14 °C
Air froid des perturbations (traînes)	8 °C à 12 °C	2 °C à 6 °C
Valeurs extrêmes (maximum d'été, minimum d'hiver)	20 °C à 22 °C (canicule)	-2 °C à 5 °C (vague de froid)

Valeurs usuelles et extrêmes de de Z et T à 500 hPa sur Europe occidentale / Atlantique Nord vers 40°/50°N		
	été	hiver
Valeurs usuelles Z500 (damgp)	560 - 580	530 - 560
Valeurs extrêmes Z500 (mini et maxi, damgp)	540 - 550 590 - 600	500 - 520 575 - 585
Valeurs usuelles T500 (°C)	-12 °C à -16 °C	-22 °C à -26 °C
Valeurs extrêmes T500 (mini et maxi, °C)	-4 °C à -8 °C -20 °C à -25 °C	-12 °C à -16 °C -38 °C à -42 °C

Valeurs des minimums tropopause dynamique sur les zones tempérées (en damgp)		
	hiver	été
usuelles	600 à 800	900 à 1100
extrêmes	300 à 400	700 à 800

tableau 8.9 : Tableaux récapitulatifs des valeurs typiques pour les principaux champs issus des modèles numériques.

chapitre 9. Les données de fusion



Source : Météo-France.

On regroupe sous cette dénomination les produits utiles à l'analyse issus d'une combinaison entre différentes sources d'informations : réseaux d'observations sol, radar, satellite et/ou modèles de prévision numérique. Nous avons déjà rencontré des produits de fusion lorsque nous avons abordé les lames d'eau radar (paragraphe 7.2.3c) qui font intervenir des données issues des pluviomètres, même si le radar reste la source d'informations prépondérante. Ici nous allons présenter des produits dont la fusion de données est la raison d'être, afin de détecter au mieux des phénomènes difficilement visibles avec les moyens d'observations pris individuellement. Toutefois, on gardera toujours un œil très prudent et critique sur ce type de données en analyse : il n'y a aucun système d'assimilation sous-jacent à ces produits, d'où un fort risque d'incohérences spatio-temporelles, ainsi qu'un risque d'erreurs difficilement détectables et critiquables. Il s'agit de produits utilisés pour l'essentiel en interne à Météo-France, chaque service météorologique développant ses propres produits de fusion. La liste n'est donc ni exhaustive ni figée.

9.1 Analyses horaires méso-échelle de températures, vent, et humidités en surface, et diagnostics associés

Ce type d'analyse, appelée VARPACK à Météo-France (Fischer et al., 2006), est réalisé au pas de temps horaire en combinant une ébauche (prévision à très courte échéance) issue du modèle ARPEGE 0.1 avec toutes les observations sol conventionnelles disponibles. Le nombre d'observations utilisées est beaucoup plus élevé que pour le cycle d'assimilation des modèles globaux, servant à l'initialisation des prévisions. Le schéma d'analyse utilisé est un schéma

variationnel 3DVAR. La grille d'analyse recouvre la France et les pays limitrophes. Les champs et diagnostics obtenus en sortie, et disponibles à H+15' environ sont les suivants :

- P_{mer} ;
- vent à 10 mètres ;
- température et température du point de rosée à 2 mètres ;
- humidité relative à 2 mètres ;
- CAPE ;
- MOCON (MOisture CONvergence).

Ces analyses à pas de temps horaire permettent notamment de détecter des dérives dans la prévision très courte échéance du modèle, en faisant apparaître des champs de différence observations – ébauche. Par ailleurs, les diagnostics CAPE et MOCON sont des paramètres utiles pour l'anticipation du déclenchement de la convection profonde et de son suivi. La CAPE a été définie au paragraphe 3.2.1. Le MOCON, quant à lui, représente le champ de convergence d'humidité, combinant le vent à 10 mètres et l'humidité à 2 mètres analysés (Beckman, 1993). Il s'écrit :

$$MOCON = -div(r\vec{V}) = -rdiv\vec{V} - \vec{V} \cdot \vec{grad}(r)$$

et s'exprime en $g \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$

\vec{V} représente le vent à 10 mètres (m/s) et r le rapport de mélange (g/kg). Le premier terme (convergence de masse) est le plus souvent d'un ordre de grandeur supérieur au second (advection d'humidité relative). Rappelons que la convergence de basses couches force des mouvements ascendants (le sol étant une surface rigide) ce qui peut permettre de déclencher de la convection profonde, pour peu qu'existe une CAPE assez élevée, et que le soulèvement forcé permette de vaincre la CIN éventuelle. Par ailleurs, nous avons vu qu'une particule d'air aura d'autant moins besoin d'énergie pour se soulever qu'elle sera humide (point de condensation -et donc de convection libre- d'autant plus bas). Il a été montré que les zones de fortes convergences d'humidité de basses couches sont des zones favorables au déclenchement de la convection profonde, pourvu que les conditions d'instabilité soient réunies. Bien sûr, ce champ ne doit pas être utilisé tout seul, puisque la convergence d'humidité existe en toutes circonstances, que l'atmosphère soit instable ou pas (exemple sur figure 9.1).

Le tableau 9.1 résume les utilisations qui peuvent être faites des différents paramètres analysés :

Paramètre	Utilisation
P_{mer}	Suivi des cyclogénèses, principalement de méso-échelle (méso-dépressions et méso-anticyclones associés aux systèmes convectifs, systèmes méditerranéens).
Vent à 10 mètres	Suivi des rafales en situation perturbée, effets de brise (mer, montagne).
T et T_d à 2 mètres	Ajustement des températures minimales et maximales. Suivi des T _d en situation convective (comparaison aux T _d modèles, pour affiner zones de déclenchement/non-déclenchement et de courants de densité).
Hu à 2 mètres	Suivi des basses visibilitées (formation et dissipation des brumes et brouillards).
CAPE, MOCON	Anticipation (prévision immédiate) et suivi de la convection profonde.

tableau 9.1 : Tableau des champs diagnostiqués par l'analyse horaire méso-échelle de Météo-France.

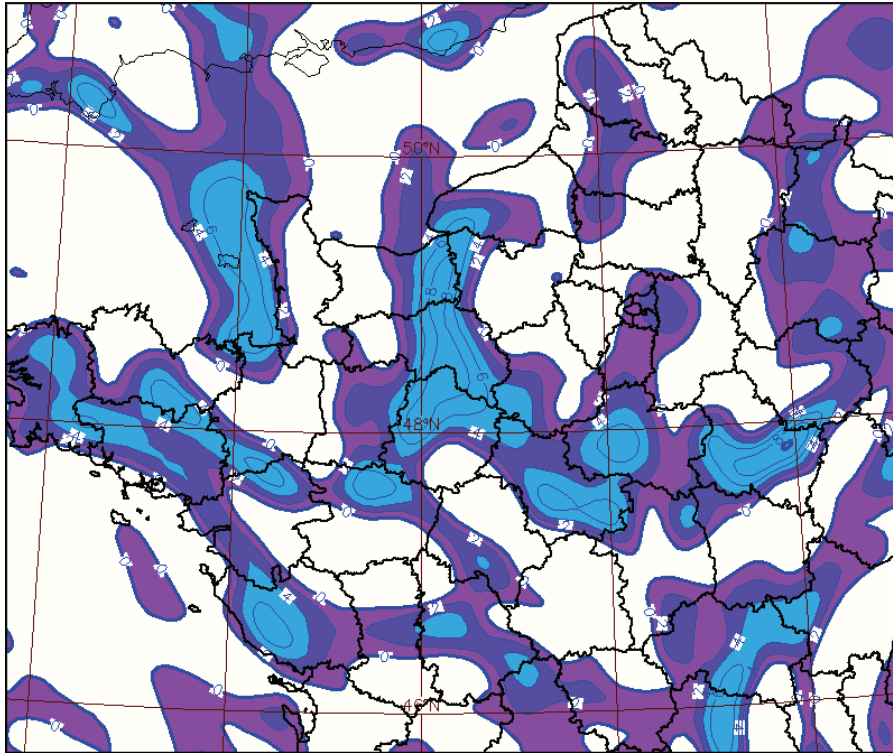


figure 9.1 : Exemple d'analyse horaire de méso-échelle. Champ de MOCON (en 10^7 s^{-1}). Seules les valeurs positives (convergence) sont représentées en plages de couleur. Source : Météo-France.

9.2 Diagnostics de faibles visibilité

9.2.1 Spatialisation du risque de brouillard

Le produit développé par Météo-France est l'analyse CARIBOU (Cartographie de l'Analyse du Risque de Brume et brOUillard). Il s'agit d'un produit cartographique horaire sur France et proximité proposant un niveau de risque de brume ou brouillard à partir de données issues de la classification nuageuse satellite, de la lame d'eau radar, et des observations sol spatialisées. Plus précisément, les sources d'information utilisées sont :

- la classification nuageuse issue des satellites MSG ;
- les analyses VARPAC (voir paragraphe précédent) d'humidité à 2 mètres et de vent à 10 mètres ;
- la lame d'eau radar composite 5 minutes.

Ensuite, un algorithme décisionnel permet d'affecter ou pas un niveau de risque de brume ou brouillard pour chaque pixel, avec une résolution d'environ 3 km. Cet algorithme (figure 9.2) montre que la décision première est basée sur la présence ou non de nuages dans la classification nuageuse. Si la classification ne détecte aucun nuage, le risque est nul. Ensuite, le risque est estimé avec la présence ou non de précipitations, ainsi qu'avec la force du vent, et enfin avec l'humidité. On voit également que s'il y a présence de nuages autres que des nuages bas, le risque n'est pas estimé (on ne sait pas ce qui se passe sous la couche de nuages moyens ou élevés). Notons que cet algorithme ne saura pas détecter correctement du brouillard de précipitations ou du brouillard d'advection (le vent pouvant être supérieur à 7 m/s dans ce cas). De même, le brouillard mince ou en bancs isolés pourra ne pas être signalé si la classification nuageuse ne le détecte pas.

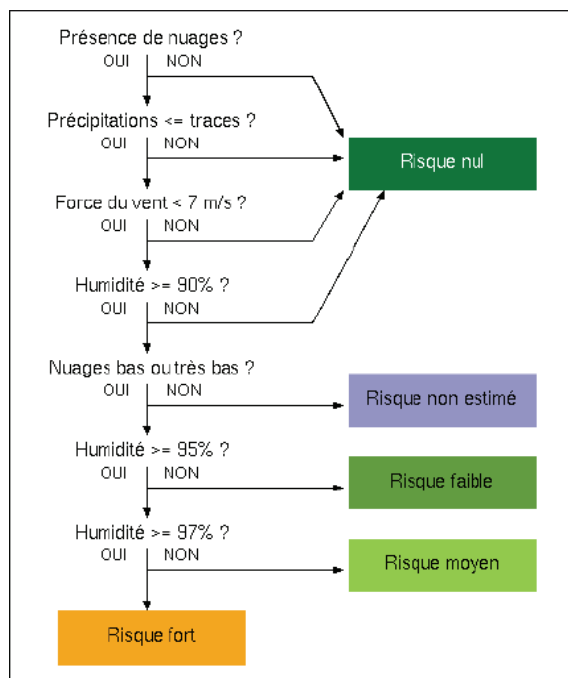


figure 9.2 : *Algorithme décisionnel pour la cartographie CARIBOU. Source : Météo-France/Direction des Systèmes d'Observation.*

Sur mer, on peut diagnostiquer une absence de risque (ciel clair). En revanche, s'il y a des nuages bas détectés, comme il n'existe pas de réseau d'observation de surface, on mentionne simplement un « risque sur mer » sans quantifier ce niveau de risque. La figure 9.3 propose un exemple d'image avec deux palettes de couleurs différentes. Précisons que le terme de « risque » ne signifie pas « risque de formation » de brouillard mais « probabilité de présence » de brouillard. Par ailleurs, l'utilisation de ce produit ne doit en aucun cas dispenser de consulter les données de pointage ainsi que, en journée, les images visibles haute résolution, nous verrons cela plus en détails dans le tome 2.

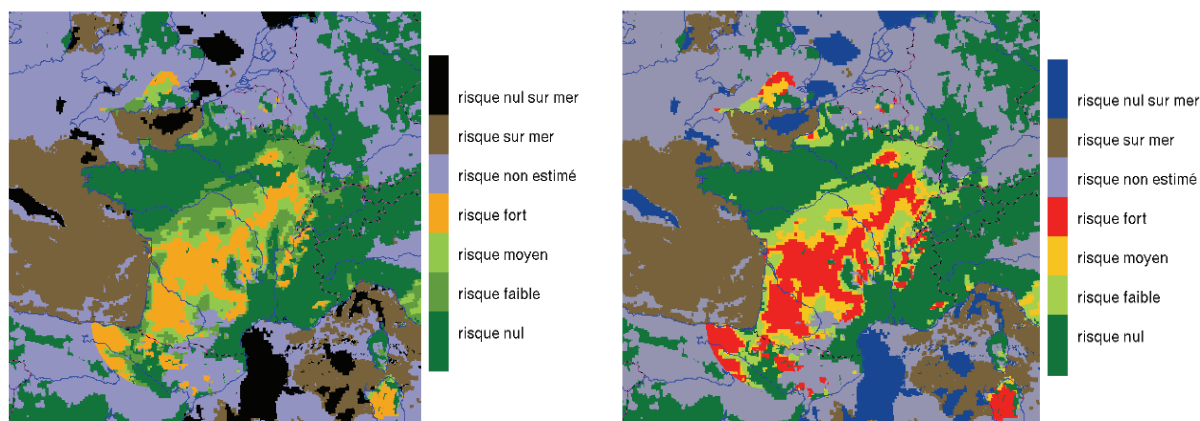


figure 9.3 : *Exemple d'images CARIBOU. A gauche, palette standard, à droite palette type "alerte". Source : Météo-France/Direction des Systèmes d'Observation.*

Quelques repères sur les performances du système, après vérifications avec des observations in situ :

- dans les zones de « risque fort » il y a du brouillard ou de la brume dans 69 % des cas (et du brouillard dans 40 % des cas) ;
- dans les zones de « risque faible ou nul » il y a du brouillard dans 3 % des cas ;

- en revanche, lorsqu'il y a du brouillard, 25 % se situe dans des zones de risque faible ou nul.

Les principaux points faibles identifiés sont d'une part la mauvaise détection des brouillards très locaux et peu denses, d'autre part l'étendue souvent trop importante des zones à risque en situation de brouillards étendus. Par ailleurs, CARIBOU évalue un risque de visibilité inférieure à 5 km (brume), mais ne permet pas de connaître les visibilités attendues au sein de ces zones. Ce produit étant fabriqué à partir de multiples sources d'informations, elles-même parfois dérivées d'observations et/ou d'informations issues des modèles numériques, il faudra le considérer avec beaucoup de circonspection, et regarder en priorité les sources traditionnelles pour la détection du brouillard (pointages, image satellite visible, voire webcams).

9.2.2 Quantification des faibles visibilités

Le produit CERVUS (CartographiE pRobabiliste de la Visibilité par seUils) a été développé à Météo-France pour permettre de quantifier les visibilités horizontales au niveau du sol. Le produit de base consiste à fusionner les informations issues de CARIBOU sur le risque de brume ou brouillard et des informations issues d'une spatialisation des faibles visibilités, à partir de données observées ponctuelles (stations synoptiques pour l'essentiel). Cette spatialisation est réalisée à l'aide d'une méthode de régression multi-linéaire :

- on cherche à évaluer la visibilité en chaque point de grille (3x3km), à partir des données ponctuelles observées et en utilisant des prédictors disponibles en chaque point de grille ;
- les prédictors sont de type météorologique (classification nuageuse, analyses VARPAC fournissant Hu, T, Pmer, Vent, direction et force, lame d'eau radar), et de type géographique (altitude, topographie, type de sols, etc.).

À partir des observations ponctuelles et des valeurs des prédictors, on détermine une équation de régression multi-linéaire qui permet d'estimer la visibilité spatialisée en chaque point de grille. Par ailleurs, pour coller au plus près des observations, une spatialisation des résidus (écarts entre observations et visibilité calculée) est effectuée et rajoutée au résultat issu de la régression. La combinaison du risque fourni par CARIBOU et de la carte de visibilité spatialisée permet d'afficher une probabilité d'avoir une visibilité inférieure à un seuil donné (figure 9.4). Les restrictions d'utilisation sont les mêmes que pour CARIBOU, avec toujours des risques d'erreurs ou d'incohérence, imposant une attention particulière.

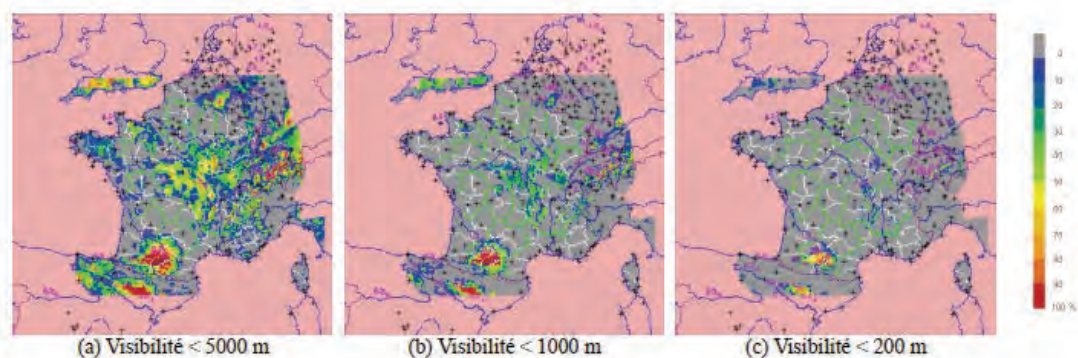


figure 9.4 : Exemple de spatialisation des visibilités pour 3 seuils différents (brume, brouillard, brouillard dense), avec échelle de risque (en %). Source : Météo-France/Direction des Systèmes d'Observation.

9.3 La détection des précipitations intenses

AIGA (Adaptation d'Information Géographique pour l'Alerte en crue) est un logiciel développé conjointement par IRSTEA (anciennement CEMAGREF) et Météo-France, qui comprend deux volets : un volet pluviométrique et un volet hydrologique. Ici, nous ne parlerons que de la partie traitant de la pluviométrie qui permet de qualifier la lame d'eau radar temps réel en termes de durées de retour des précipitations, et de localiser cette information à l'aide d'une cartographie.

Autrement dit, il s'agit d'une fusion entre données radar, données climatologiques, et données géographiques.

AIGA calcule des cumuls de pluie toutes les 15 minutes, sur des durées allant de 1 heure à 72 heures, avec une résolution de 1km^2 (résolution de la lame d'eau radar). Ces cumuls sont alors comparés aux valeurs d'une base de données (SHYREG), dont la distribution de fréquence permet d'évaluer une durée de retour pour le cumul considéré. Ceci permet d'avoir une information temps réel sur le caractère ordinaire ou exceptionnel de l'événement pluvieux et ce sur différentes durées (de l'heure jusqu'à 3 jours). L'idée est donc de pouvoir localiser les zones ayant enregistré des cumuls exceptionnels, et qui risquent donc d'être soumises à des inondations (plus ou moins torrentielles suivant la durée du cumul considéré et le type de zone géographique).

Ce dispositif est complété par un volet hydrologique, qui, selon le même principe compare des débits générés par les cumuls de pluie sur les bassins versants (via le truchement de modèles hydrologiques) à une base de données de débits disponibles en plusieurs points de divers cours d'eau. On peut alors qualifier les débits obtenus en termes de durée de retour.

Le produit est particulièrement intéressant pour le suivi des précipitations intenses afin d'évaluer le risque d'inondations-éclair sur des bassins versants de petite taille, généralement non instrumentés et/ou urbanisés. La figure 9.5 montre un exemple sur la date du 7 septembre 2010 à 21 h, où d'abondantes précipitations sont en cours sur un quart sud-est de la France, avec des pluies continues durables mais non orageuses sur l'est de l'Auvergne et le Lyonnais et des pluies orageuses plus sporadiques mais souvent violentes sur l'Ardèche et le Gard. On voit alors que la durée de retour des précipitations sur 24 heures est remarquable sur le Lyonnais et le Stéphanois (supérieure à 50 ans sur une aire assez étendue), tandis que le cumul 24 heures est moins exceptionnel sur le Gard ou l'Ardèche (entre 10 et 50 ans). Si l'on considère un cumul sur 3 heures, on voit qu'on se situe dans des valeurs ordinaires sur le Lyonnais et ses environs, tandis qu'on enregistre une lame d'eau remarquable (quoique d'extension géographique plus restreinte) sur le Gard. On peut donc envisager des problématiques d'inondations très différentes selon les zones : problèmes d'inondations-éclair ponctuelles dans un cas, débordements et inondations à cinétique plus lente, mais plus étendus dans l'autre.

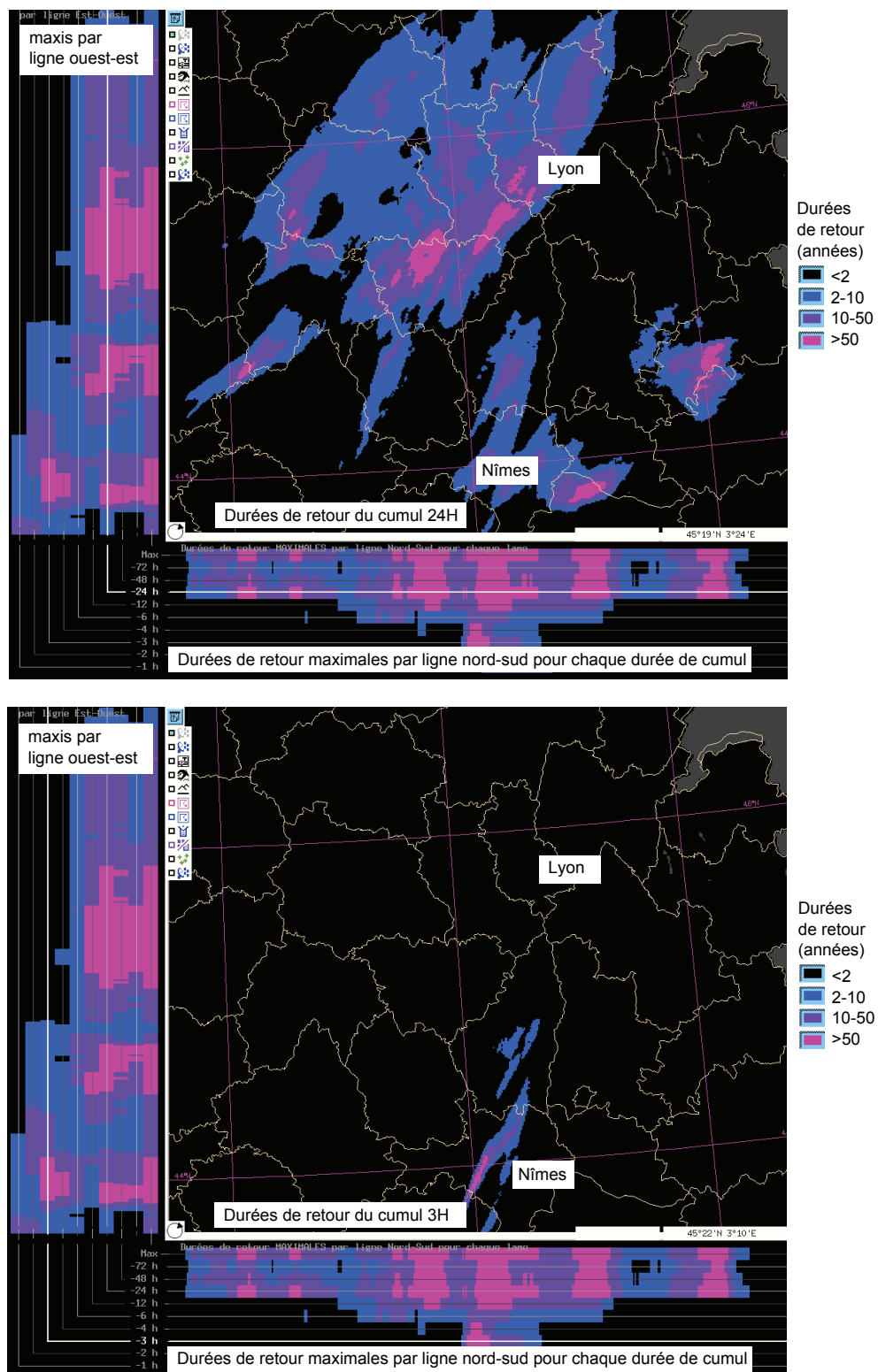


figure 9.5 : Exemples de cartographie AIGA le 7 septembre 2010 à 21 h UTC. En haut, durées de retour des cumuls 24 heures, en bas, des cumuls 3 heures. Sur la gauche et le bas de la carte sont indiquées les durées de retour maximales par cumul (de 1 à 72 heures) le long respectivement d'un parallèle et d'un méridien. Source : Météo-France.

9.4 Détection des chutes de neige

Le produit VISON de Météo-France fournit une analyse des chutes de neige sur la France métropolitaine, toutes les 15 minutes, en combinant les informations issues :

- de la mosaïque radar de détection (réflectivités) ;
- de la classification nuageuse satellite ;
- de la température à 2 mètres issue de l'analyse horaire VARPAC ;
- de différentes observations de surface (messages SYNOP et RADOME).

La classification nuageuse est utilisée pour éliminer les échos radar parasites. La carte de probabilité de neige est alors constituée en croisant l'image radar avec le champ de température à 2 mètres calculé à l'aide des observations et de l'analyse VARPAC. Un champ de température du sol est également calculé, qui permet de déterminer la probabilité de tenue au sol. Le produit est donc le croisement de 2 champs :

- probabilité de chute de neige ;
- probabilité de tenue de la neige au sol.

Un exemple de produit est montré sur la figure 9.6. On doit noter plusieurs restrictions importantes d'utilisation.

- Pendant la nuit, la neige est très difficilement détectable par l'imagerie satellite, si bien que le paramètre « neige visible au sol » n'est exploitable que de jour (la nuit, le système ne détecte rien le plus souvent).
- Le radar ne détecte pas toutes les chutes de neige, notamment les chutes de faible intensité.
- Aucune distinction n'est faite entre pluie verglaçante et neige.

On peut en revanche attendre d'importantes améliorations avec l'exploitation de l'image radar polarimétrique (détection du type d'hydrométéore, amélioration de la loi Z-R en cas de neige).

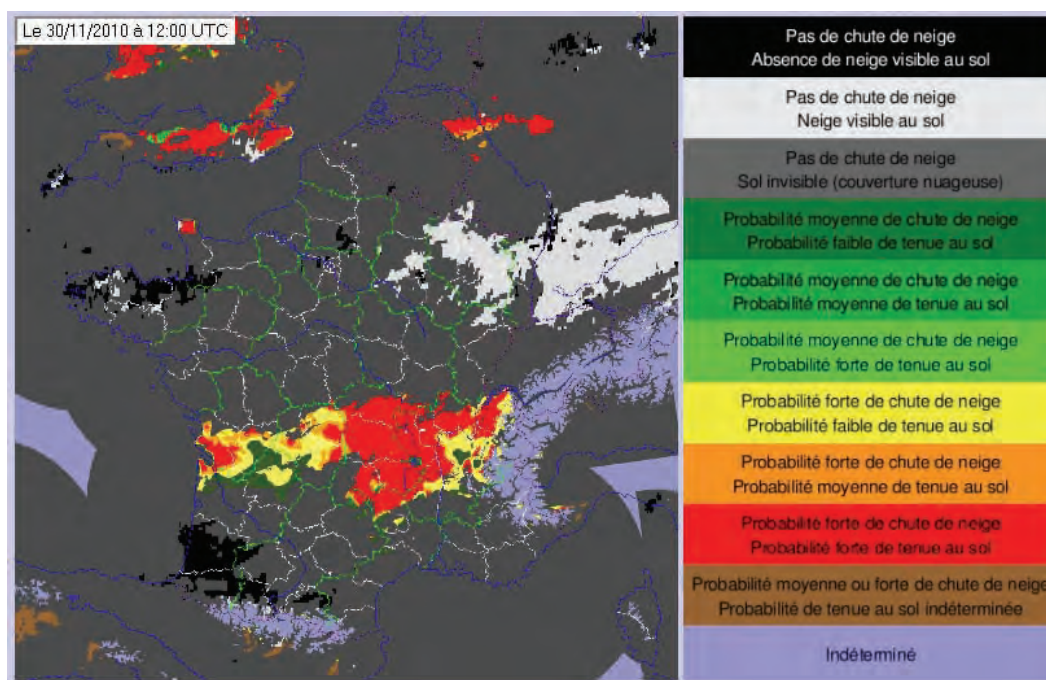


figure 9.6 : Exemple d'analyse VISON le 30 novembre 2010 à 12 h UTC. Source : Météo-France.

Conclusion du tome 1

Ce premier tome nous a permis d'aborder l'ensemble des connaissances nécessaires au météorologiste opérationnel des moyennes latitudes pour effectuer son travail d'analyse (au sens large), travail préalable à toute activité de prévision. Dans une première partie (chapitres 1 à 4), nous avons dressé un inventaire des modèles conceptuels de l'atmosphère des moyennes latitudes, depuis l'échelle supra-synoptique jusqu'à l'échelle aérologique. La deuxième partie (chapitres 5 à 9) était consacrée aux sources de données disponibles pour l'identification et le suivi des différents phénomènes : réseaux d'observation de surface, d'altitude, de télédétection (satellite, radar, foudre), mais également cartes issues des modèles de prévision numérique du temps (PNT). On s'est aperçu à cette occasion que l'éventail des connaissances requises est large, et en constante évolution, surtout pour ce qui concerne les données.

Sur la base de ce socle théorique, le deuxième tome sera consacré aux techniques d'analyse proprement dites : détection et suivi des phénomènes aux différentes échelles abordées au tome 1, tracé de cartes techniques (frontologie, éléments de la dynamique d'altitude et de basses couches, objets liés à la convection profonde), rédaction de bulletins techniques, étude du calage des modèles de PNT. Des situations-types seront présentées au travers d'études de cas, qui permettront également de mettre en évidence les principaux phénomènes dangereux ou exceptionnels de nos régions.

Au travers de ces deux tomes, nous espérons traiter l'ensemble des savoirs et savoir-faire utiles au météorologiste pour assurer ses missions de prévision, de surveillance et suivi d'une situation météorologique, de protection des personnes et des biens, ou encore de conseil et d'assistance.

Bibliographie.

Ayrault F., Lalaurette F., Joly A., and Loo. C., 1995 – *North Atlantic ultra high frequency variability; an introduction survey.* Tellus, 47A, 671-696.

Ayrault F., 1998 – *Environnement, structure et évolution des dépressions météorologiques : réalité climatologique et modèles types.* Thèse de l'Université Paul Sabatier de Toulouse.

Beckman S. L., 1993 – *Preliminary results of a study on NGM low-level moisture flux convergence and the location of severe thunderstorms.* 17th conference on severe local storms, pp 138-142, St Louis, Missouri.

Bergot T., Haeffelin M., Musson-Genon L., Tardif R., Colomb M., Boitel C., Bouhours G., Bourriane T., Carrer D., Challet J., Chazette P., Drobinski P., Dupont E., Dupont J.-C., Elias T., Fesquet C., Garrouste O., Gomes L., Guérin A., Lapouge F., Lefranc Y., Legain D., Morange P., Pietras C., Plana-Fattori A., Protat A., Rangognio J., Raut J.-C., Remy S., Richard D., Romand B., Zhang X., 2008 – *Paris-Fog : des chercheurs dans le brouillard.* La Météorologie, 8e série, n°62, 48-58.

Beucher F., 2010 – *Météorologie tropicale : des alizés au cyclone,* Cours et Manuel n°19, Météo-France, 49-67.

Bluestein H.B. and Parks C.R., 1983 – *A synoptic and photographic climatology of low-precipitation severe thunderstorms in the southern plains.* Monthly Weather Review, vol 111, 2034-2046.

Branick M. L., 1992 – *A comprehensive glossary of weather terms for storm spotters.* NOAA Technical Memorandum NWS SR-145
(<http://www.srh.noaa.gov/oun/severewx/glossary.php>)

Cassou C., 2004 – *Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord-atlantique.* La Météorologie 8e série, 45, 21-32.

Cassou C., and Terray L., 2005 – *Tropical Atlantic influence on european heat Waves,* Journal of climate, 18, 2805-2811.

Cassou C., 2008 – *Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation,* Nature, doi:10.1038/nature07286, 523-527.

Champeau J.L., Dupuy P., Laurantin O., Soulan I., Tabary P., et Soubeyroux J.M., 2009 – *Les mesures de précipitations et l'estimation des lames d'eau à Météo-France : état de l'art et perspectives.* La Houille Blanche, 5, 28-34.

D'Andrea F., 2003 – *Entre le temps et le climat, la variabilité intrasaisonnière de l'atmosphère.* La Météorologie 8e série, 41, 30-37.

Dessens J. et Snow J.T., 1989 – *Tornadoes in France.* Weather and forecasting, vol 4, 110-132.

Fischer C., Montmerle, T., Auger, L., et Lacroix, B., 2006 – *L'assimilation opérationnelle de données régionales à Météo-France.* La Météorologie 8e série, 54, 43-48.

Fujita T.T., 1981 – *Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scale*. Journal of atmospheric Science, vol. 38, 1511-1534.

Jacq V., Albert P. et Delorme R., 2005 – *Le mistral : quelques aspects des connaissances actuelles*. La Météorologie, 8^e série, n°50, 30-38.

Keyser D., Reeder M.J., and Reed R. J., 1988 – *A generalization of Pettersen's frontogenesis function and its relation to the forcing of vertical motion*. Mon. Wea. Rev., vol 116 : pp 762-780.

Klimowski B.A., Hjelmfelt M.R., Bunkers M.J., 2004 – *Radar observations of the early evolution of Bow Echoes*, Weather and Forecasting, vol 19, 727-734.

Legras B., 2007 – *Variabilité basse fréquence et régimes de temps*, colloque GIS climat, mai 2008, Université Jussieu Paris VI.

Maddox R. A., 1983 – *Mesoscale Convective Complexes*. Bulletin of American Meteorological Society, vol 111, 1475-1493.

Malardel S., 2005 – *Fondamentaux de météorologie*. A l'école du temps. Cépaduès- éditions.

Morel C. et Sénési S., 2002 – *A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol 128, 1953-1996.

Paul F., 2000 – *A developing inventory of tornadoes in France*. Journal of atmospheric research, vol 56, 269-280.

Rivière G. et Orlanski I., 2007 – *Characteristics of the Atlantic Storm-Track eddy activity and its relation with the North Atlantic Oscillation*. J. Atmos. Sci., 64, 241-266.

Robert C. et Calas C., 2004 – *Les tornades de saison froide en France*, La Météorologie 8^e série, N°44, 28-36.

Sénési S. et Thépenier R.M., 1997 – *Indices d'instabilité et occurrences d'orage : Le cas de l'Île de France*. La Météorologie n°19, 18-33.

Shapiro and Keyser D., 1990 – *Fronts, jet-streams and the tropopause* American Meteorological Society : Extratropical cyclones - the Erik Palmén Memorial Volume, 167-191).

Shultz D., and Wernli H., 1998 – *Determining Midlatitude Cyclone Structure and Evolution from the Upper-Level Flow*. Mon. Wea. Rev., vol. 126: pp 1767-1791.

Tardif R., and Rasmussen R.M., 2008 – *Process-oriented analysis of environmental conditions associated with precipitation fog events in the New York City region*. J. Appl. Meteor. Climatol., 47, 1681-1703.

Weisman M.L. and Klemp J.B., 1982 – *The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy*. Monthly Weather Review, vol 110, 504-520.

Sitographie

Glossaire Météo-France :

<http://comprendre.meteofrance.com/pedagogique/publications/documentation/glossaire>

EAO Anasyg-Presyg :

<http://www.meteorologie.eu.org/anasyg/>

Satellite :

<http://www.eumetsat.int>

<http://www.meteo-spatiale.fr/src/accueil.php>

http://www.eumetsat.int/Home/Main/What_We_Do/SAFs/index.htm?l=en (SAF)

<https://www.nwcsaf.org/HD/Main.jsp>

<http://www.educnet.education.fr/orbito/system/metop/metop8.htm>

Foudre :

<http://www.meteorage.fr>

Produit spatialisation du risque de brouillard (CARIBOU), produit spatialisation des faibles visibilités (CERVUS), et produit de détection des chutes de neige (VISON) :

www.cnrm.meteo.fr/fusion/upload/DSO_CEP_fusion-de-donnees.pdf

Détection des précipitations intenses (AIGA) :

<http://www.irstea.fr/la-recherche/unites-de-recherche/ohax/hydrologie/aiga>

Table des figures

figure 1.1 : Géopotential moyen à 700 hPa (isolignes rouges) et vent zonal moyen à 300 hPa (plages bleues) pour les 4 types de régime : (a) zonal, (b) blocage, (c) anticyclone groenlandais, (d) zonal mou. D'après Ayrault, 1995.	5
figure 1.2 : Les quatre régimes classifiés selon l'anomalie de pression de surface moyennée sur les 3 mois d'hiver (D – J – F) sur la période 1950 – 2001 (d'après Cassou, 2004).....	7
figure 1.3 : Les quatre régimes d'été : anomalies de géopotential à 500 hPa (en mètres) sur la période 1 ^{er} juin – 31 août. De haut en bas : régime de blocage, de minimum atlantique, de NAO-, et de dorsale atlantique (d'après Cassou et Terray, 2005). Les pourcentages indiquent les fréquences respectives de chaque régime (le total n'est pas égal à 100 car certaines périodes ne peuvent être rattachées à aucun de ces types).	8
figure 1.4 : La tempête en formation au large de l'Irlande, le 25 janvier 1990 à 00 h UTC. Analyse Pmer + isohypses à 500 hPa (Source http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html). T= Dépression ; H = Anticyclone.....	11
figure 1.5 : Anomalie de Pmer (en hPa) sur la période janvier – mars 1990 (réanalyse NCEP/NCAR 1981—2010), typique d'une structure NAO+ (régime zonal). On notera les anomalies remarquables entre Islande et Norvège, jusqu'à -18 hPa. Source http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml	11
figure 1.6 : À gauche, anomalie de Pmer (hPa) sur la période décembre 1995 – mars 1996 (réanalyse NCEP/NCAR 1981—2010). On remarque nettement le dipôle caractéristique du régime NAO-, avec des valeurs d'anomalie jusqu'à +12 hPa entre Islande et Norvège, valeur exceptionnellement élevée pour une moyenne sur 4 mois. Source http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml . À droite, rapport à la normale 1971 – 2000 du cumul de précipitations entre le 1 ^{er} décembre 1995 et le 31 mars 1996 : noter le dipôle nord-sud. Source : Météo-France http://climatheque.meteo.fr/	12
figure 1.7 : Situation du 26 janvier 1996 à 00 h UTC - Pmer et Z500 ; typique du régime NAO- /anticyclone groenlandais. Source : http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html	13
figure 1.8 : À gauche, anomalie de température en février 2003 pendant une période de régime de blocage persistant (flux de N à NE majoritaire). Source : Météo-France http://climatheque.meteo.fr/ . À droite, un exemple de situation de blocage le 22 septembre 2008 : on remarque la goutte froide d'altitude qui a contourné l'anticyclone par l'est et qui descend sur l'Europe centrale. En France le ciel est dégagé mais les nuits sont fraîches. Source : http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html/	14
figure 1.9 : Anomalie de géopotential (en mètres) à 500 hPa sur la période janvier - novembre 2011, par rapport à la moyenne 1981-2010. Source : http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml	14
figure 2.1 : Champ de pression ramené au niveau de la mer (Pmer), et terminologie associée. Source : Météo-France.....	20
figure 2.2 : Exemple de creusement dépressionnaire à 945 hPa entre Groënland et Islande le 9 février 2008 à 00 h UTC, par régime de blocage. À gauche, analyse Pmer (hPa) + isohypses à 500 hPa (dam) ; source : www.wetterzentrale.de . À droite, image satellite Meteosat 9 composition colorée. On notera la zone nuageuse frontale qui s'enroule autour du minimum et qui s'étend très loin vers le sud-ouest, jusqu'aux Açores, le long du thalweg de basses couches. Source : Météo-France.....	21
figure 2.3 : Exemple d'analyse des fronts et perturbations – Analyse Météo-France (isofront) du 17 décembre 2008 à 00 h UTC. Les perturbations sont repérées par une lettre de l'alphabet. On remarquera la diversité des types de fronts représentés ainsi que l'étendue et l'intensité très variable des dépressions. On remarque également un front traversant une zone anticyclonique au	

niveau des Açores (front en frontolyse et pseudo-front, sans activité ou activité faible). Source : Météo-France.....	23
figure 2.4 : Champ de Pmer moyen (hPa), période 1948 – 2008. Source : NOAA.	24
figure 2.5 : Champ Pmer et isohypses à 500 hPa (dam), le 4 février 2009 à 00 h UTC. Source : www.wetterzentrale.de.....	25
figure 2.6 : Échelles spatio-temporelles représentatives de divers phénomènes atmosphériques. Source : Météo-France.....	26
figure 2.7 : Équilibre d'un fluide en rotation soumis à un chauffage différentiel. Source : EAO Anasyg – Presyg, Météo-France. http://www.meteorologie.eu.org/anasyg/	27
figure 2.8 : Zone barocline (Pmer + theta'w 850 hPa); analyse ARPEGE du 10 avril 2009, 00 h UTC, + coupe verticale du champ de theta'w. L'axe de coupe est matérialisé par un trait gris sur la carte. Source : Météo-France.	28
figure 2.9 : Convergence au sol et/ou divergence près de la tropopause = ascendances.	28
figure 2.10 : Effet d'une anomalie froide (cyclonique) à la tropopause dans une zone barocline rectiligne (air chaud au sud, air froid au nord). Source : Malardel, 2005.....	29
figure 2.11 : Identique à la figure précédente, pour une anomalie chaude en surface. Source : Malardel, 2005.....	30
figure 2.12 : Effet sur le tourbillon de l'étirement par les ascendances près du sol. Source : Malardel, 2005.....	30
figure 2.13 : Couplage des effets des anomalies d'altitude et de basses couches dans une zone barocline rectiligne. Source : Malardel, 2005.	31
figure 2.14 : Analyse ARPEGE Pmer (en bleu) + altitude de la surface 1.5 PVU (en rouge, seuil 900 dam) + coupe verticale des vitesses verticales (en 10^{-2} Pa/s, ascendances en rouge, subsidence en bleu). Source : Météo-France.	32
figure 2.15 : Un maximum de jet est associé à du tourbillon cyclonique côté froid (à gauche du vent) et anticyclonique côté chaud.....	34
figure 2.16 : Exemple d'effets d'un champ de déformation sur le gradient de température potentielle. Les flèches bleues indiquent les axes de contraction et de dilatation (attention, il ne s'agit pas du champ de vent lui-même). Source : EAO Anasyg-Presyg, Météo-France. http://www.meteorologie.eu.org/anasyg/	36
figure 2.17 : Déformation des isentropes (en rouge) sous l'effet du vortex du vent géostrophique dans une zone barocline à symétrie zonale (d'après Keyser et al, 1988).	37
figure 2.18 : Modèle norvégien du cycle de vie d'une perturbation (années 1920). Source : http://www.cimms.ou.edu/~schultz/papers/marwealog.html	39
figure 2.19 : Les 4 étapes d'évolution d'une perturbation synoptique selon le modèle de Shapiro et Keyser (1990). Les traits noirs représentent les isobares de la Pmer, les traits marrons matérialisent une anomalie d'altitude, les flèches bistres figurent la position du jet d'altitude, les flèches orange et bleue celles des jets de basses couches à l'avant des fronts froid et chaud respectivement.	39
figure 2.20 : 4 analyses successives Météo-France (ANASYG) sur l'Atlantique Nord avec tracé des fronts, isobares, jets (flèches marrons) et anomalies d'altitude (trait noir épais). En haut : 22 janvier 2009, 00 h UTC et 12 h UTC. En bas, 23 janvier 2009, 00 h UTC et 12 h UTC. Source : Météo-France.	41
figure 2.21 : Image satellite composition colorée Meteosat 9, du 22 janvier 2009, à 12 h UTC. Source : Météo-France.....	42
figure 2.22 : creusement en 24 heures vs gradient zonal de température pour les 7 types de phases de maturation. En jaune, développement modéré à fort, en vert développement faible à modéré, en rouge, développement explosif, en blanc, absence de développement. D'après Ayrault, 1995.	43
figure 2.23 : En haut : distribution géographique (en % de journées d'occurrence) sur 14 hivers des dépressions en régime zonal (à gauche) et en régime de blocage (à droite). Source : Ayrault,	

1995. En bas à gauche, fréquence des dépressions sur la période décembre 1989 – janvier 1990 (régime zonal, NAO +), à droite sur la période décembre 1995 – janvier 1996 (régime NAO-). Source : NCEP/NCAR.....	44
figure 2.24 : À gauche, vue horizontale des flux associés au front chaud ; à droite, coupe verticale selon l'axe AB. Source : EAO anasyg-presyg, Météo-France. http://www.meteorologie.eu.org/anasyg/	46
figure 2.25 : À gauche, vue horizontale des flux associés à un anafront froid ; à droite coupe verticale selon l'axe AB. Source : EAO anasyg-presyg, Météo-France. http://www.meteorologie.eu.org/anasyg/	47
figure 2.26 : Vue 3D des bandes pluvieuses et des flux associés à un anafront froid. Source : EAO anasyg-presyg, Météo-France. http://www.meteorologie.eu.org/anasyg/	47
figure 2.27 : coupe verticale d'un front froid dédoublé. Source ; EAO anasyg- presyg, Météo-France. http://www.meteorologie.eu.org/anasyg/	48
figure 2.28 : Vue horizontale d'un front froid dédoublé- La trace d'altitude est symbolisée par les triangles évidés ; le jet d'altitude par la flèche bistre. Le front principal est en général en frontolyse ou en voie de l'être.	48
figure 2.29 : Katafront vu de dessus. Le jet d'altitude est matérialisé par la flèche bistre. La zone nuageuse est située à l'avant du front plutôt qu'à l'arrière (cas d'un anafront).	49
figure 2.30 : Profil vertical type du champ d'isentropes d'une occlusion. L'axe vertical représente la pression en hPa. Les isolignes représentent la température potentielle en Kelvin. Les iso-valeurs croissent avec l'altitude. Source : www.zamg.ac.at	50
figure 2.31 : Schéma d'évolution d'une occlusion rétrograde. Source : www.zamg.ac.at	51
figure 2.32 : Coupe verticale conceptuelle d'un front quasi-stationnaire (air chaud stable à gauche, instable à droite). Source : www.tpub.com/content/aerographer/14312/	51
figure 2.33 : Les différents secteurs nuageux d'une perturbation synoptique arrivant en phase de maturité.....	53
figure 2.34 : Un cas réel de perturbation synoptique barocline : images composition colorée Meteosat 9 du 8 octobre 2008. À gauche, image de 12 h UTC. À droite, image de 22 h UTC. Les différents secteurs nuageux sont mentionnés, ainsi que la position des fronts (rouge : front chaud, bleu : front froid, violet : occlusion) et du jet d'altitude (flèche en trait noir épais). Les nuages bas apparaissent en ocre jaune, les nuages élevés en blanc. Source : Météo-France.	55
figure 2.35 : En haut, compositions colorées Meteosat 8, septembre 2006 (source : Météo-France) : à gauche, le 19 à 00 h UTC, à droite, le 20 à 00 h UTC. Au milieu, à gauche, le 20 à 12 h UTC, à droite, le 21 à 12 h UTC. En bas, analyses isofront Météo-France du 20 à 12 h UTC (à gauche), et du 21 à 12 h UTC (à droite). Source : Météo-Hebdo.	57
figure 2.36 : Cyclogénèse et frontogénèse en air froid : à gauche, composition colorée Meteosat 9 ; source : Météo-France. À droite analyse Pmer (hPa) + isohypses à 500 hPa (dam) ; source : www.wetterzentrale.de . En haut, 28 novembre 2008, 12 h UTC ; au milieu, 29 novembre, 00 h UTC ; en bas, 29 novembre, 12 h UTC.....	59
figure 2.37 : En haut, compositions colorées Meteosat 9 le 26 janvier 2009, à 00 h UTC (à gauche) et 18 h UTC (à droite) ; source : Météo-France. La trace au sol du front froid dédoublé de la perturbation « U » est matérialisée par des tiretés, la trace d'altitude par un trait plein. En bas, analyse isofront Météo-France du 26 janvier à 12 h UTC ; source : Météo-Hebdo.....	60
figure 2.38 : Analyse Pmer (hPa) + isohypses à 500 hPa (dam) du 2 novembre 2008 à 00 h UTC. Source : www.wetterzentrale.de	61
figure 2.39 : Un "medicane" au large des côtes sardes le 17 décembre 2008 à 13 h 45 UTC. Image canal visible Meteosat 9. Source : Météo-France.....	61
figure 2.40 : Analyse géopotential et température à 500 hPa à 00 h UTC les 26, 27, 28, et 29 septembre 2008. Source : Wetterzentrale.de	62

- figure 3.1 :** Exemple de profil de température (AB) sur émagramme oblique. Si la particule est soulevée depuis le point A jusqu'au niveau de convection libre (L_{fc}), l'instabilité pourra se déclencher : la particule ne reviendra plus à son point d'équilibre..... 72
- figure 3.2 :** Exemple de profil vertical de l'atmosphère avec matérialisation de la CAPE et de la CIN et des différents niveaux importants. T_v et T_{v0} représentent respectivement les températures virtuelles de la particule et de l'environnement (courbe d'état en noir). Source : Plan de Formation des Prévisionnistes, Météo-France, 2001..... 74
- figure 3.3 :** Exemple de profils verticaux présentant des valeurs de CAPE (plage orangée) identiques. La courbe d'état est représentée en rouge, la courbe des points de rosée est représentée en vert. Source : programme COMET (www.comet.ucar.edu). 75
- figure 3.4 :** Schéma conceptuel du cycle de vie d'une cellule ordinaire. En haut, vue en coupe verticale avec réflectivités radar idéalisées. En bas, coupe horizontale à une altitude de 500 mètres avec réflectivité radar idéalisée. Le front de rafales est matérialisé par le symbolisme d'un front froid ; il s'étale de façon isotrope autour du Cb en l'absence de flux de basses couches significatif. D'après programme COMET (www.deved.meted.ucar.edu). 76
- figure 3.5 :** Exemple de profil vertical de vent, et de cisaillement et tourbillon horizontal associés. S représente le vecteur cisaillement. Source : Malardel, 2005. 78
- figure 3.6 :** Exemples de profils de vent et de cisaillement. Vecteur cisaillement en vert. Intensité des vents en nœuds. (a) cisaillement et vent unidirectionnel ; (b) cisaillement unidirectionnel, vent tournant ; (c) cisaillement et vent tournants, module du vent constant ; (d) cisaillement et vent tournants. Source : Malardel, 2005. 78
- figure 3.7 :** À gauche, effet du courant de densité sur l'air environnant pour une cellule orageuse dans un environnement non cisailé et dans un repère lié à l'orage. D'après programme COMET (www.deved.meted.ucar.edu). A droite, une cellule orageuse ordinaire sur le Gers, vue depuis Toulouse, le 30 mai 2009 (photo : Christophe Calas)..... 79
- figure 3.8 :** Interaction du courant de densité (repère lié à l'orage) avec le cisaillement vertical. Vecteur cisaillement en vert. Les tourbillons se combinent sur le bord d'attaque du courant de densité situé en aval du cisaillement. D'après Malardel, 2005. 80
- figure 3.9 :** Schéma conceptuel de système multicellulaire. Les cellules sont numérotées de la plus ancienne à la plus récente. Les flèches indiquent les mouvements ascendants et subsidents. Les plages grisées représentent les réflectivités radar typiquement associées. D'après programme COMET (www.deved.meted.ucar.edu)..... 80
- figure 3.10 :** Un exemple de système multicellulaire, le 16 avril 2009 sur l'arrière-pays languedocien. Les cellules les plus jeunes se trouvent à gauche de la photo, les plus anciennes à droite (photo : Alain Herrault). 81
- figure 3.11 :** Schéma conceptuel de déplacement d'un système orageux multicellulaire. La flèche blanche indique la direction de formation de nouvelles cellules (aval du cisaillement). Les cellules sont numérotées de n-2 à n+4 selon leur ordre d'apparition. Source : Malardel, 2005. 81
- figure 3.12 :** Schéma conceptuel des réflectivités radar associées à une supercellule. (a) réflectivités observées en basses couches ; en gris tireté, réflectivités en milieu de troposphère. (b) coupe verticale selon l'axe AB. Les échos les plus forts apparaissent en rouge. BWER = « Bounded Weak Echo Region ». D'après Branick, 1992..... 83
- figure 3.13 :** (a) Schéma conceptuel de la supercellule et terminologie associée (d'après www.photolib.noaa.gov). (b) Vue de dessus ; les zones grisées représentent les réflectivités radar. D'après Malardel, 2005. 84
- figure 3.14 :** À gauche, basculement du tourbillon horizontal (dû à un cisaillement unidirectionnel) en tourbillon vertical par interaction avec les ascendances ; source : Malardel, 2005. À droite, division d'une supercellule vue au travers des réflectivités radar : en haut, cas d'un cisaillement unidirectionnel ; en bas, cisaillement tournant (dans les basses couches). D'après le programme COMET (www.deved.meted.ucar.edu). 85

figure 3.15 : À gauche, coupe verticale d'une ligne de grains (d'après Houze et al., 1989). À droite, profil de vent type associé à une ligne de grains. Les flèches en bleu représentent le vent dans un repère lié au système (d'après le Plan de Formation des Prévisionnistes, Météo-France).	88
figure 3.16 : Schéma conceptuel de réflectivités radar à différents stades d'évolution d'une ligne de grains. Les réflectivités les plus fortes apparaissent en rouge, les plus faibles en bleu (d'après www.deved.meted.ucar.edu). Les flèches représentent les vents dans un référentiel lié au système.	89
figure 3.17 : Champs de Pmer (en hPa) et géopotential à 500 hPa (en dam) pour 4 situations avec ligne de grains. (a) 7 juin 1987, 12 h UTC. (b) 11 juin 1997, 12 h UTC. (c) 19 septembre 2000, 12 h UTC. (d) 7 juillet 2001, 00 h UTC. La position de la ligne de grains est matérialisée par le trait noir. Source : www.wetterzentrale.de .	90
figure 3.18 : Évolution typique d'un système arqué en termes de réflectivités radar. Echos les plus forts en rouge, les plus faibles en vert. Les flèches représentent le flux relatif à l'orage ; d'après Branick, 1992.	91
figure 3.19 : Un cas de ligne asymétrique discontinue, le 30 juillet 1994. (a) Pmer (hPa) et géopotential à 500 hPa (dam) à 12 h UTC (source www.wetterzentrale.de). Le trait plein noir indique la position de la ligne. (b) Réflectivités radar à 15 h UTC. Source : Météo-France.	92
figure 3.20 : Un MCS en panache sur le Gard le 6 septembre 2005, 11 h 00 UTC. (a) Image satellite infra-rouge et impacts de foudre sur 1 heure. (b) Géopotential et température à 500 hPa + Vent à 300 hPa ; prévision échéance 12 heures. ALADIN. Source : Météo-France.	93
figure 3.21 : Le MCS en panache sur la vallée de la Nivelle (64) le 4 mai 2007 par flux de NW. Réflectivités radar à 03 h UTC. Source : Météo-France.	94
figure 3.22 : Schéma conceptuel d'une situation à orages pré-frontaux. Les isobares Pmer sont tracées en noir, les anomalies de tourbillon potentiel en bistre (tireté pour une anomalie latente, voir paragraphe 8.3.5b). Les flèches représentent la direction du flux de basses couches.	97
figure 3.23 : Schéma conceptuel d'orages méditerranéens pré-frontaux. Les isohypses à 500 hPa sont représentées en trait noir. Les anomalies de PV, en trait marron, le jet d'altitude en bistre, et le jet de basses couches en orange.	97
figure 3.24 : Schéma conceptuel d'une situation à orages frontaux. Les isobares Pmer sont tracées en noir, les anomalies de tourbillon potentiel en bistre (tireté pour une anomalie latente).	98
figure 3.25 : Exemples de situations atypiques favorables à des développements orageux. (a) Situation de NE. (b) situation de col, avec flux de SW au sud, flux d'E au nord. Les traits noirs représentent les isohypses à 500 hPa. Les flèches rouges et bleues matérialisent le flux de basses couches respectivement chaud et froid (ou frais).	100
figure 3.26 : (a) Situation-type associée aux orages élevés. Isohypses à 500 hPa en trait noir. Anomalie de PV en bistre tireté. (b) Radiosondage typique d'une situation à orage élevé sur les plaines du Sud-Ouest.	101
figure 3.27 : schéma conceptuel des vents associés à une micro-rafale (à gauche) et à une tornade (à droite). D'après Fujita, 1981.	103
figure 3.28 : Répartition mensuelle (en %) des tornades en France (source www.keraunos.org). D'après les inventaires de Dessens et Paul.	104
figure 3.29 : Répartition des tornades répertoriées en France entre 1680 et 2008. Source : www.keraunos.org . D'après l'inventaire de Dessens et Paul.	106
figure 3.30 : Exemple de "gustnado" sur les plaines américaines. Photo NOAA.	107
figure 3.31 : Densité d'impacts de foudre sur la période 1997 – 2008. (a) moyenne annuelle; (b) mois de mai ; (c) mois de juillet ; (d) mois de septembre ; (e) mois de décembre. Source : Météo-France, Direction des Systèmes d'Observations.	109
figure 3.32 : Distribution des heures de début et de fin de trajectoires d'un échantillon de MCS européens ; d'après Morel et Sénési, 2002.	110

- figure 4.1** : Effet d'un îlot de chaleur industriel (usine sidérurgique d'Isbergues – 62) sur la dissipation d'une nappe de brouillard de rayonnement, le 13 octobre 2006. Photo : Cédric Lahaeye.116
- figure 4.2** : Exemples de radiosondages lors de la campagne "Paris-Fog" en février 2007. Profil de T et Td : (a) 21 h UTC le 17, (b) 03 h UTC le 18, (c) 08 h UTC le 18. Force du vent : (d) 21 h UTC le 17, (e) 03 h UTC le 18, (f) 08 h UTC le 18. D'après Bergot et al., 2008.....116
- figure 4.3** : Image satellite visible du 7 février 2008 à 09 h UTC. Source : Météo-France.....117
- figure 4.4** : Carte isofront du 7 février 2008 à 12 h UTC, avec matérialisation des zones de brouillards et stratus. On pourra également se reporter à la figure 4.3 pour l'image visible correspondante. Source : Météo-France.118
- figure 4.5** : Exemple de saturation par mélange de 2 masses d'air, de rapports de mélange ra et rb et de températures Ta et Tb. Avec un rapport de mélange rm et une température Tm, la nouvelle masse d'air se retrouve saturée. Source : Malardel, 2005.....119
- figure 4.6** : Situation-type pouvant être associée à du brouillard de précipitations : le brouillard se forme alors dans la zone de précipitations, dans l'air froid, sous l'inversion ; d'après Tardif et Rasmussen, 2008.121
- figure 4.7** : Zones concernées par des entrées maritimes. En mauve, entrées maritimes méditerranéennes (flux de SE à SW). En bleu, entrées maritimes atlantiques (flux d'W) ; en bleu foncé apparaît la zone le plus fréquemment concernée. La zone Lauragais – Toulousain peut être touchée par les deux types de phénomènes.....123
- figure 4.8** : Entrées maritimes atlantiques et méditerranéennes : images visibles du 3 septembre 2005 : (a) 09 h UTC, (b) 12 h UTC, (c) 15 h UTC, (d) 4 septembre 08 h UTC. Source : Météo-France.....124
- figure 4.9** : Champ de Pmer typique favorable à des entrées maritimes atlantiques. Dans certains cas des entrées maritimes méditerranéennes peuvent être présentes. Les flèches bistres matérialisent les flux de basses couches.....125
- figure 4.10** : Champ de Pmer typique favorable à des entrées maritimes méditerranéennes. La flèche bistre matérialise le flux de basses couches.....125
- figure 4.11** : Répartition annuelle des zones de brouillard, en nombre moyen de jours. Pour les occurrences supérieures à 60 jours ; seules les zones d'altitude inférieure à 300 m ont été prises en compte ; d'après Kessler et Chambrud, 1990.....126
- figure 4.12** : Schéma conceptuel de situation à nuages d'ondes. Avec un relief de 1500 m d'altitude, la longueur d'onde est d'environ 15 km et l'effet se fait sentir jusqu'à 8 fois la hauteur.129
- figure 4.13** : Situation d'W à NW du 9 mars 2009. À gauche, analyses en surface et à 500 hPa (source : Météo-Hebdo). À droite, image visible haute-résolution de 7 h 30 UTC (source : Météo-France).....130
- figure 4.14** : Exemple de nuage de Moazagotl le 20 mai 2009. Image satellite Meteosat 9 composition colorée. Les flèches noires indiquent la direction du flux à 500 hPa.....131
- figure 4.15** : Exemple d'allées de Von Karman (Stratocumulus en forme de spirales) sous le vent des Canaries le 24 mai 2006. Les flèches indiquent la direction du flux de basses couches. Source : Meteosat 9, Météo-France.....131
- figure 4.16** : Image satellite visible haute-résolution Meteosat 9, du 14 septembre 2009, 07 h UTC. Les flèches bleues indiquent la direction du flux de basses couches. Source : Météo-France.133
- figure 4.17** : À droite, exemple de mer du nuages vue depuis le Pic du Midi, le 5 septembre 2009 (source : Webcam Pic du Mid : <http://bagn.obs-mip.fr/webcam/webcam88.jpg>). À gauche, analyse en surface de la situation correspondante (source Météo-Hebdo).133
- figure 4.18** : Schéma conceptuel traditionnel d'un effet de fœhn humide. Les flèches oranges indiquent un mouvement vertical selon l'adiabatique sèche (gradient d'environ 1 °C par 100m) ;

les flèches violettes, un mouvement selon la pseudo-adiabatique saturée (gradient en moyenne de 0.6 °C par 100m).	134
figure 4.19 : Températures maximales relevées le 16 février 2007 par vent de Sud-Est et conditions anticycloniques, sans nébulosité de basses couches. Le relief supérieur à 800 m figure en gris, le relief plus modeste est entouré par les ellipses. Source : Météo-France.....	135
figure 4.20 : Exemple de dépression orographique par flux d'ouest rapide sur la plaine du Pô sous le vent des Alpes, le 4 septembre 2009. Source : Météo-Hebdo.	136
figure 4.21 : (a) Précipitations annuelles moyennes (référence 1971 – 2000, source : Météo-France http://climatheque.meteo.fr/). (b) Relief et zones géographiques au vent/sous le vent.	138
figure 4.22 : Cumul de précipitations de janvier 1995. Source : Météo-France http://climatheque.meteo.fr/	140
figure 4.23 : Cumuls de précipitations de janvier 1996. Source : Météo-France http://climatheque.meteo.fr/	140
figure 4.24 : Températures minimales relevées dans la région de Guéret (Creuse) le 28 octobre 2009. Source : Météo-France http://climatheque.meteo.fr/	141
figure 4.25 : Températures minimales relevées dans la région de Guéret (Creuse), le 8 août 2003. Source : Météo-France http://climatheque.meteo.fr/	142
figure 4.26 : Mécanisme de mise en place de la brise de mer en journée. (a) Apparition de la divergence en altitude et de la branche supérieure de la brise. (b) Apparition de l'ascendance, de la baisse de pression de surface et de la branche de surface de la brise (brise vraie). Source : Malardel, 2005.....	143
figure 4.27 : Aires d'influences du Mistral et de la Tramontane, en trait plein. Le trait pointillé figure la limite « virtuelle » entre Tramontane et Mistral.	145
figure 4.28 : Situation isobarique type associée à un régime de Mistral et Tramontane forts. La région orangée matérialise la zone de vents forts et turbulents. Les flèches bleues indiquent la direction générale du vent.	146
figure 4.29 : Situation isobarique type associée un régime de Mistral seul. Même légende que pour la figure 4.28.	147
figure 4.30 : Situation isobarique type associée à un régime de Tramontane seule. Même légende que pour la figure 4.28.....	148
figure 4.31 : Situation isobarique type associée à Mistral et Tramontane "noirs". Même légende que pour la figure 4.28.....	149
figure 4.32 : Aire d'influence de l'Autan.....	150
figure 4.33 : Situation isobarique type associée au vent d'Autan. Même légende que pour la figure 4.28.	151
figure 4.34 : Carte des principaux vents régionaux de France. Les vents turbulents fortement influencés par la topographie sont mentionnés en marron.....	152
figure 5.1 : Exemple de pointage d'une observation avec intervention humaine.	158
figure 5.2 : Correspondance entre symbole et nébulosité totale (le code indiqué est celui porté dans le message SYNOP ; il n'apparaît pas sur le pointage). Source : Météo-France.....	159
figure 5.3 : Table des symboles nuageux. Colonne de gauche : nuages bas ou cumuliformes. Colonne du milieu : nuages de l'étage moyen. Colonne de droite : nuages de l'étage élevé. Source : Météo-France.	160
figure 5.4 : Pointage de la hauteur de la base des nuages : correspondance code – intervalles de hauteurs. Source : Météo-France.....	160
figure 5.5 : Trois exemples de pointage de tendances pression sur 3 heures.....	162
figure 5.6 : Représentation des intensités de vent moyen à 10 mètres dans l'hémisphère nord. Source : Météo-France.....	162
figure 5.7 : Exemple de pointage pour une station de l'hémisphère sud (Australie). Les barbules sont à droite de la hampe lorsqu'on se place dos au vent.	162

figure 5.8 : les symboles de base du temps sensible.....	164
figure 5.9 : Tableau des symboles de temps sensible utilisé pour les pointages SYNOP. Source : Météo-France.....	165
figure 5.10 : Tableau des symboles de temps sensible utilisés pour les pointages SYNOP (suite). Source : Météo-France.....	166
figure 5.11 : Symboles utilisés pour pointer les stations en l'absence d'observation humaine. À gauche pointage officiel diffusé sur le réseau mondial. Au centre et à droite, pointage sur consoles de visualisation à Météo-France.	166
figure 5.12 : Exemple de pointage d'un message SHIP.....	167
figure 5.13 : Exemple de pointage des données d'une bouée.....	167
figure 5.14 : Exemple de pointage d'un message METAR.....	168
figure 5.15 : Rappels de terminologie sur la sphère terrestre. Source : Météo-France.....	169
figure 5.16 : Les principaux types de projections utilisés en météorologie (le pôle nord – PN – est toujours situé en haut de la sphère).	171
figure 5.17 : Trois exemples de projection cylindrique. En haut à gauche, projection de Mercator, avec hautes latitudes surdimensionnées. En haut à droite, projection équidistante (distances conservées le long d'un méridien, mais rapport entre les surfaces non respecté : les hautes latitudes sont toujours surdimensionnées). Source : Météo-France. En bas, projection équivalente : les rapports entre surfaces sont conservés. Source : http://fr.wikipedia.org/wiki/Projection_de_Peters	171
figure 5.18 : Exemple de projection stéréographique polaire avec pointage de vents d'ouest. Source : Météo-France.....	172
figure 5.19 : Exemple de projection orthographique – image satellite composition colorée. Source : Météo-France.....	172
figure 5.20 : Exemple de pointage TH25 du 18 septembre 2012 à 12TU. Source : Météo-France.	173
figure 5.21 : Exemple de carte TH50 du 19 septembre 2012 à 12TU. Source : Météo-France...174	174
figure 5.22 : Exemple de pointage sur un domaine quelconque (console du prévisionniste Météo-France).	175
figure 5.23 : Exemple de tracé de TH. Situation du 22 janvier 2010 à 06 h UTC. Source : Météo-France.....	177
figure 5.24 : Sur la même situation qu'à la figure 5.23, zonage du temps présent.....	177
figure 6.1 : Carte des sites de radiosondages européens avec pointage du tampon masse d'air pour la plupart d'entre elles (certaines stations non disponibles pour certains réseaux), à la date du 22 avril 2010 à 12 UTC. Source : Météo-France.....	180
figure 6.2 : Exemple de pointage d'une observation d'altitude en atmosphère libre.	181
figure 6.3 : Symboles utilisés à Météo-France pour figurer les différentes sources d'observations d'altitude.....	182
figure 6.4 : Exemple de pointage de données avion sur un intervalle d'une heure. Source : Météo-France.....	182
figure 6.5 : Détermination des différents paramètres thermodynamiques pour une particule d'air à 850 hPa, de température 10 °C, et de rapport de mélange 5 g/kg.....	183
figure 6.6 : Diagramme du tampon masse d'air.....	185
figure 6.7 : Exemples de tampons masse d'air. De gauche à droite : sec et stable ; humide à saturé et stable ; humide à saturé et instable.	185
figure 6.8 : Les trois types de profils cinématiques.	187
figure 6.9 : Exemples de profils de type radiatif. À gauche masse d'air radiative classique des régions tempérées. À droite, masse d'air typique des régions arctiques.	188
figure 6.10 : Différents types de profils convectifs.	189
figure 6.11 : Comparaison entre les profils Cc et Kc. Le vent est indiqué à gauche du graphique.	190

figure 6.12 : Effet de l'évolution diurne sur deux profils types.	191
figure 6.13 : Comparaison entre les profils Cd et Kd. Le vent typiquement associé à chaque profil est indiqué à gauche du graphique.	191
figure 6.14 : Profils typiques associés à chaque secteur d'une perturbation d'ouest classique.	192
figure 6.15 : Coupe verticale au niveau de la surface du front chaud et profils associés.	193
figure 6.16 : Coupe verticale au niveau de la surface de l'anafont froid et profils associés.	193
figure 6.17 : Masses d'air classiquement associées à la circulation atmosphérique moyenne de l'Atlantique Nord. Source : Météo-France.	194
figure 6.18 : Pmer et fronts le 25 janvier 2009 à 00 h UTC. Source : Météo-France.	195
figure 6.19 : Tampons masse d'air issus du modèle ARPEGE associés à la situation du 25 janvier 2009, 00 h UTC.	195
figure 6.20 : Exemple de colorisation d'un tampon masse d'air.	197
figure 6.21 : Exemple de tracé de la carte masse d'air sur la situation du 8 avril 2010 à 12 h UTC.	197
figure 6.22 : Image satellite composition colorée Meteosat 9 du 8 avril 2010 à 12 h UTC.	198
figure 7.1 : Réseau de satellites exploité par le CMS Lannion en 2012. Source : http://cmsweb.cms.meteo.fr	200
figure 7.2 : Exemple d'image visible Meteosat 9, le 6 juillet 2010 à 13 h 45 UTC. Source : Météo-France.	204
figure 7.3 : Exemple d'image visible haute-résolution (HRV) Meteosat 9, le 6 juillet 2010 à 12 h 45 UTC. Source : Météo-France.	204
figure 7.4 : Exemple d'image visible le 6 juillet 2010 à 12 h 38 UTC, issue du satellite défilant METOP. Source : Météo-France.	205
figure 7.5 : Exemple d'image IR Meteosat 9, le 6 juillet 2010 à 13 h 45 UTC. Source : Météo-France.	207
figure 7.6 : Idem figure 7.5 mais avec une palette différente s'étendant de +50 °C (rouge) à -72 °C (rose). Source : Météo-France.	208
figure 7.7 : idem figure 7.5 mais avec une palette de couleur seuillée à -40 °C. Source : Météo-France.	208
figure 7.8 : Exemple d'image composition colorée Meteosat 9. 6 juillet 2010 à 13 h 45 UTC. Source : Météo-France.	209
figure 7.9 : Autre exemple d'image composition colorée Meteosat 9, le 6 juillet à 21 h UTC. Source : Météo-France.	210
figure 7.10 : Image visible HRV Meteosat 9 du 9 janvier 2009 à 12 h UTC. Source : Météo-France.	211
figure 7.11 : Image HRV METOP du 7 juillet 2010 à 00 h UTC. Source : Météo-France.	212
figure 7.12 : Idem figure 7.11 mais pour la composition colorée. Source Météo-France.	213
figure 7.13 : image composition colorée Meteosat 8 du 26 octobre 2006 à 09 h 15 UTC. Source : Météo-France.	214
figure 7.14 : Composition colorée nocturne Meteosat 9 du 11 mai 2010 à 00 h UTC. Source : Météo-France. L'ellipse rouge encadre la trace du panache de cendres.	215
figure 7.15 : Exemple d'image vapeur d'eau (WV 6.2) Meteosat 9, le 6 juillet 2010 à 13 h 45 UTC. Les contours marron matérialisent les zones de forçage dynamique (anomalie de PV). Source : Météo-France.	216
figure 7.16 : À gauche, palette utilisée pour la classification ; à droite traduction française de la légende (attention, l'ordre n'est pas respecté). Source : www.eumetsat.int	218
figure 7.17 : Exemple de classification nuageuse, le 6 juillet 2010 à 13 h 45 UTC. Source : Météo-France.	218
figure 7.18 : Exemple d'image "ozone total" Meteosat 9 du 6 juillet 2010 à 13 h 45 UTC. Quantités élevées en rouge/violet, faibles en jaune/orangé. Source : Météo-France.	219

figure 7.19 : Exemple d'image "ozone total" du 3 octobre 2005 à 18 h UTC, constituée de plusieurs clichés du satellite défilant NOAA 16, et superposée à un champ ARPEGE 1.5 de Z 1.5 PVU. Source : Météo-France, DPREVI/Labo.	220
figure 7.20 : Principe de fonctionnement du diffusiomètre ASCAT. Source : http://www.educnet.education.fr/orbito/system/metop/metop8.htm	220
figure 7.21 : Exemple de champ de vent ASCAT 50 km le 12 juillet 2010 à 10 h UTC. Les couleurs indiquent l'intensité du vent. Source : http://manati.orbit.nesdis.noaa.gov/datasets/ASCATData.php	221
figure 7.22 : Exemple d'image masse d'air RGB, le 12 juillet 2010 à 14 h UTC. Source : Eumetsat.....	222
figure 7.23 : Exemple de produit SST fourni par le SAF OSI. Source : http://www.osi-saf.org/ . La carte est calculée sur une période de 12 heures. Les zones en blanc ont été recouvertes par des nuages pendant toute la période.....	223
figure 7.24 : Gamme de réflectivités pour divers types d'objets soumis à un signal radar incident de type radar météorologique. Source : Météo-France/DSO.....	223
figure 7.25 : le réseau radar métropolitain ARAMIS en 2012. Source : Météo-France/DSO.....	225
figure 7.26 : Exemple d'image radar composite le 2 novembre 2008 à 2 h 55 UTC. La zone 1 correspond à de faibles réflectivités « en confettis », signature d'échos de ciel clair, la zone 2 à une zone de faibles réflectivités avec virga probables, la zone 3 à une zone de fortes réflectivités avec grêle possible, la zone 4 à une zone d'échos de mer. Source : Météo-France.....	226
figure 7.27 : schématisation d'une visée radar selon 3 sites différents et mise en évidence de certaines limites de la mesure. Source : Météo-France/DSO.....	227
figure 7.28 : Exemple d'évaporation des précipitations (virga); les réflectivités vues par les radars de Toulouse (à gauche), Grèzes (au milieu), et Bordeaux (à droite) le 9 juillet 2003. La position du radar est figurée par le cercle rouge. Source : Météo-France.....	228
figure 7.29 : Évolution des intensités de précipitations en fonction des réflectivités pour 3 types d'hydrométéores. Source : Météo-France/DSO.....	229
figure 7.30 : Mise en évidence de zones de masques pour le radar de Trappes : rapport pluviomètres / radar sur une période d'un mois (pluvieux). Source : Météo-France/DSO.....	230
figure 7.31 : Image radar de Toulouse le 24 mai 2008 à 19 h 30 UTC. La zone située à l'arrière de la cellule orageuse est entièrement masquée. Source : Météo-France.....	231
figure 7.32 : idem figure 7.31 mais pour le radar de Momuy (40).....	231
figure 7.33 : Exemple d'image de détection du radar de Nîmes le 14 décembre 2008 à 12 h 15 UTC, avec présence d'une bande brillante. Source : Météo-France/DSO.....	232
figure 7.34 : Exemple d'artefact (à l'intérieur de l'ellipse rouge) sur l'image composite du 2 novembre 2008 à 03 h UTC. Source : Météo-France.....	233
figure 7.35 : Exemples de détection d'hydrométéores avec l'imagerie radar de réflectivités. En haut à gauche, neige observée le 8 mars 2010 à 12 h UTC sur le sud de la France. En haut à droite, bruine observée le 25 juillet 2010 à 10 h UTC sur la façade atlantique, superposée à l'image HRV. En bas, grêle observée le 9 juin 2010 à 17 h 30 UTC sur le nord de la Franche-Comté et l'Alsace, avec 2 échelles de mesure différentes : réflectivités en dBZ à gauche, et intensités en mm/h à droite. Source : Météo-France.....	234
figure 7.36 : Sites exploités par le radar de Trappes. Source : Météo-France/DSO.....	236
figure 7.37 : Codes qualité des pixels radar sur le domaine du réseau ARAMIS en 2010. Source : Météo-France/DSO.....	237
figure 7.38 : Exemple de visualisation d'une lame d'eau radar sur les consoles du prévisionniste de Météo-France. Cumul sur 24 heures le 2 novembre 2008 à 06 h UTC. Les zones noires, blanches, et grisées correspondent à des codes qualité respectivement supérieurs à 80 %, compris entre 60 et 80 %, et compris entre 30 à 60 %. Source : Météo-France.....	237
figure 7.39 : lame d'eau radar du 3 mai 2007, 06 h au 4 mai 2007, 06 h et comparaison aux pluviomètres. Source : Météo-France /DSO.....	238

figure 7.40 : Exemple de visualisation de rapports lame d'eau radar/pluviomètres, superposés à la lame d'eau elle-même (cumul sur 6 heures) le 2 novembre 2008 à 06 h UTC. Les pointages en jaune indiquent que le radar surestime par rapport au pluviomètre ; c'est l'inverse pour les pointages violets. Symboles carrés = rapports compris entre 0.8 et 1.2 ; symboles de type flèches : rapports inférieurs à 0.8 ou supérieurs à 1.2, avec d'autant plus de barbules que l'écart est important. Une jauge de type info-bulle permet de lire les valeurs respectives de la lame d'eau et du pluviomètre (un exemple est montré ici). Source : Météo-France.....	239
figure 7.41 : Comparaison des lames d'eau radar (en haut) et ANTILOPE (en bas) sur un cumul 6 heures, le 2 novembre 2008 à 06 h UTC. Les rapports lame d'eau/pluviomètres sont également pointés (voir figure 7.40 pour détails). Source : Météo-France.	241
figure 7.42 : Exemple de superposition d'une lame d'eau ANTILOPE avec une couche géographique (ici un scan1000 de l'IGN). Source : Météo-France.	242
figure 7.43 : Image de vitesses radiales du radar de Momuy pendant la tempête Klaus le 24 janvier 2009 à 4 h 40 UTC. Echelle des vents en m/s. Angle de site 0.4°. Les chiffres sur les cercles indiquent l'altitude du faisceau en kilomètres. Source : Météo-France/DSO.....	244
figure 7.44 : Vitesses radiales du radar d'Avesnes (59) le 3 août 2008 à 20 h 40 UTC. Source : Météo-France/DSO.....	245
figure 7.45 : Exemple de vitesse radiale en fonction de l'azimut (en abscisse). Source Wikipédia.	245
figure 7.46 : Exemple de VAD sur le radar de Trappes le 3 mars 2005 de 0 à 12 h UTC. Vent en m/s. Les points indiquent des zones sans mesure. Source : Météo-France/DSO.....	246
figure 7.47 : Exemple de produit de discrimination des hydrométéores, le 25 mai 2009, radar de Toulouse. Source : Météo-France/DSO.....	247
figure 7.48 : Exemple de visualisation 3D de réflectivités radar (composite avec zoom sur région parisienne) et de champ de vent, le 23 juin 2005. À gauche, CAPPI à l'altitude 2500 m. À droite, coupe verticale selon l'axe indiqué sur l'image de gauche. La flèche rouge en haut à droite correspond à un vent de 10 m/s. Source : Météo-France/DSO.	248
figure 7.49 : Exemple de visualisation de CAPPI : coupe horizontale du radar du Colorado (Réunion) avec à gauche coupes verticales selon un parallèle, et en bas coupes verticales selon un méridien.	249
figure 7.50 : Exemple de mosaïque radar européenne, le 15 janvier 2008 à 12 h UTC. Source : Météo-France/DSO.....	250
figure 7.51 : Le réseau moyenne distance européen. Source : Météo-France/DSO.	252
figure 7.52 : Exemple d'efficacité de détection pour 3 capteurs du réseau français. Source : Météo-France/DSO.....	253
figure 7.53 : Exemple d'image de détection des impacts de foudre par le réseau moyenne distance français, le 1er août 2007 entre 18 et 24 h UTC. Les impacts sont colorés suivant leur heure d'occurrence (échos les plus récents en rouge, les plus anciens en bleu). Echos négatifs symbolisés par des carrés, échos positifs par une forme en losange. Source : Météo-France et Météorage.	254
figure 7.54 : Impacts de foudre sur une durée de 24 heures le 30 juillet 2010 à 10 h UTC. En haut, réseau moyenne distance Météorage; en bas, réseau longue distance ATD. Source : Météo-France.....	254
figure 8.1 : Analyses de vent et de θ'_w à 850 hPa pour 4 résolutions de visualisation : en haut à gauche, modèle AROME 0.025, à droite, modèle ALADIN, 0.1, en bas à gauche ARPEGE 0.5, à droite ARPEGE 1.5. Source : Météo-France.....	259
figure 8.2 : Exemple de configuration d'isohypses (coupe verticale).	260
figure 8.3 : Exemple de carte de géopotential à 400 hPa. Cotes en damgp. L'isohypse de référence est en gras. B=Bas géopotential. H=Haut Géopotential. Trait noir continu = axe de thalweg. Trait noir en zigzag = axe de dorsale. Source : Météo-France.....	261

- figure 8.4 :** Analyses du modèle ARPEGE 0.5 le 1^{er} novembre 2008 à 06 h UTC. En haut, géopotential à 950 hPa (damgp) superposé à la température à 950 hPa (°C). En bas, idem pour le niveau 500 hPa. Source : Météo-France.....263
- figure 8.5 :** Analyse ARPEGE 1.5 le 18 janvier 2010 à 00 h UTC : vent (direction et force), isotaches (en kt), et géopotential (damgp) à 950, 700, 300, et 150 hPa, de haut en bas et de gauche à droite. Source : Météo-France.266
- figure 8.6 :** idem figure 8.4 (haut) mais avec superposition des VV à 600 hPa (en 10^{-2} Pa/s), seuil à $-10 \cdot 10^{-2}$ Pa/s). Source : Météo-France.....268
- figure 8.7 :** Coupes horizontales d'un champ de vent + lignes de flux, illustrant les différences entre convergence et confluence.....269
- figure 8.8 :** Analyse ARPEGE 1.5 23 janvier 2009 0TU : champs de divergence (10^{-5} s⁻¹) et de vitesses verticales (10^{-2} Pa.s⁻¹) à 925 hPa. Pour le champ de divergence, seules les valeurs négatives (convergence) ont été conservées (isolignes rouges) ainsi que l'isoligne correspondant au 0 (en bleu). Pour les vitesses verticales, seules les valeurs négatives (ascendances) ont été conservées (isolignes vertes). Source : Météo-France.270
- figure 8.9 :** Superposition du géopotential (damgp) et du champ de divergence à 300 hPa (en s⁻¹) (Champ ARPEGE 0.5 – 1^{er} novembre 2008 9 TU). Zones de convergence en rouge, de divergence en bleu. Source : Météo-France.....271
- figure 8.10 :** Champs d'humidité (en %) et de géopotential (damgp) ARPEGE 0.5 le 10 mars 2008 à 06 h UTC, à différents niveaux. Les valeurs supérieures à 90 % sont colorées en violet. Source : Météo-France.....272
- figure 8.11 :** Champs d'humidités (en %) à 850 hPa. À gauche, analyse Arome 0.025. À droite analyse ARPEGE 0.5, le 31 août 2010 à 12 h UTC. Au dessous, image satellite visible haute résolution au même instant. Source : Météo-France.....273
- figure 8.12 :** Exemple de champ de Pmer (hPa) superposé à un champ d'iso-épaisseurs 1000 – 500 hPa (en damgp). Source : Australian Bureau of Meteorology.....275
- figure 8.13 :** Analyses ARPEGE 0.5 le 7 avril 2009 à 18 h UTC. (a) θ'_w à 850 hPa (°C) et Pmer (hPa) ; (b) et (c) θ'_w et géopotential (damgp) à 700 et 500 hPa respectivement. En rouge sont matérialisées les zones de gradient, siège potentiel des perturbations. Source : Météo-France....277
- figure 8.14 :** Analyses Z (damgp) et T (°C) à 500 hPa ARPEGE 1.5 le 26 janvier 2006 à 00 h, 06 h, 12 h, 18 h. Source : Météo-France.279
- figure 8.15 :** idem figure 8.14 mais pour les 17 et 18 septembre 2010. Source : Météo-France. .280
- figure 8.16 :** Analyse Z (damgp) et T(°C) à 500 hPa ARPEGE 0.5 le 7 avril 2009 à 18 h UTC. En rouge sont matérialisés les thalwegs ou bas géopotentials, sièges potentiels de perturbations. Source : Météo-France.....281
- figure 8.17 :** Exemple d'association Z et T à 500 hPa et Pmer, le 7 septembre 2010 à 00 h UTC. Analyse du modèle américain GFS. Isobares de 5 en 5 hPa, isothermes de 5 °C en 5 °C, et isohypses en plages de couleur (échelle en damgp). Les centres anticycloniques sont notés (en allemand) « H », les centres dépressionnaires sont notés « T ». Source www.wetterzentrale.de...281
- figure 8.18 :** Coupe verticale de champ de tourbillon potentiel (en PVU) et de vitesses verticales (en 10^{-2} Pa/s). Analyse du modèle ARPEGE 0.5. La 1.5 PVU est marquée en gras, les ascendances en isolignes oranges, et les subsidences en bleu. Les zones grisées matérialisent 2 zones de basse tropopause dynamique (« anomalies » d'altitude). Source : Météo-France.284
- figure 8.19 :** Analyse Z 1.5 PVU (en damgp) et VV 600 hPa (en 10^{-2} Pa/s) ARPEGE 0.5 le 7 avril 2009 à 18 h UTC. Vitesses verticales en isolignes orangées (seules les valeurs négatives sont affichées). Z 1.5 PVU en isolignes marron. Le trait horizontal matérialise l'axe de la coupe représentée figure 8.18. Source : Météo-France.....285
- figure 8.20 :** Analyse Z 1.5 PVU (en damgp) et θ'_w à 850 hPa (en °C) ARPEGE 0.5 le 7 avril 2009 à 18 h UTC. Z 1.5 PVU en isolignes marron, avec un seuil de 1000 damgp. Le trait horizontal matérialise l'axe de la coupe représentée figure 8.18. Source : Météo-France.....286

figure 8.21 : idem figure 8.20 mais avec en plus vent sur la surface 1.5 PVU, seuillé à 60 kt. Source : Météo-France.....	287
figure 8.22 : Exemple de coupe verticale du champ de PV avec minimum de tropopause de valeur inférieure à 1.5 PVU et phénomène de foliation (isolignes en unités PV). Source : Météo-France.....	288
figure 8.23 : Analyse θ 1.5 PVU (Kelvin) ARPEGE 0.5, le 7 avril 2009 à 18 h UTC. Source : Météo-France.....	289
figure 8.24 : Pmer (hPa) et cumuls de précipitations sur 6 heures (mm) ARPEGE 0.5 pour le 7 avril 2009 à 18 h UTC. En haut, précipitations totales + neige (isolignes rouges), au milieu, précipitations de grande échelle, en bas, précipitations sous-maille. Source : Météo-France.	290
figure 8.25 : Précipitations en 24 heures prévues par le modèle ARPEGE pour la même échéance, mais avec des résolutions de visualisation différentes. En haut à gauche : 1.5°, à droite : 0.1°. En bas, zoom sur le champ de précipitations 24h de ARPEGE 0.1 avec les points de grille de visualisation d'ARPEGE 1.5. Source Météo-France (DPREVI/LABO).....	291
figure 8.26 : Exemples de champs analysés. Z à 500 hPa et T à 850 hPa du modèle CEP, pour le 15 septembre 2010 00 h TU. Source :www.ecmwf.int.	296
figure 8.27 : Exemples de champs analysés : vent à 10 mètres, direction et force en nœuds, du modèle ACCESS-G, le 16 septembre 2010 00 h TU. Source : www.bom.gov.au.....	296
figure 8.28 : Exemples de champs analysés : Z et vent (direction et force en nœuds) à 300 hPa du modèle GFS, le 16 septembre 2010 00 h TU. Source : www.nco.ncep.noaa.gov.....	297
figure 9.1 : Exemple d'analyse horaire de méso-échelle. Champ de MOCON (en $10^{-7} s^{-1}$). Seules les valeurs positives (convergence) sont représentées en plages de couleur. Source : Météo-France.....	301
figure 9.2 : Algorithme décisionnel pour la cartographie CARIBOU. Source : Météo-France/Direction des Systèmes d'Observation.	302
figure 9.3 : Exemple d'images CARIBOU. A gauche, palette standard, à droite palette type "alerte". Source : Météo-France/Direction des Systèmes d'Observation.....	302
figure 9.4 : Exemple de spatialisation des visibilitées pour 3 seuils différents (brume, brouillard, brouillard dense), avec échelle de risque (en %). Source : Météo-France/Direction des Systèmes d'Observation.	303
figure 9.5 : Exemples de cartographie AIGA le 7 septembre 2010 à 21 h UTC. En haut, durées de retour des cumuls 24 heures, en bas, des cumuls 3 heures. Sur la gauche et le bas de la carte sont indiquées les durées de retour maximales par cumul (de 1 à 72 heures) le long respectivement d'un parallèle et d'un méridien. Source : Météo-France.....	305
figure 9.6 : Exemple d'analyse VISON le 30 novembre 2010 à 12 h UTC. Source : Météo-France.....	306

Table des tableaux

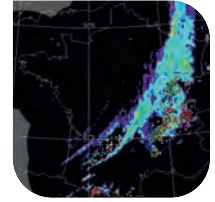
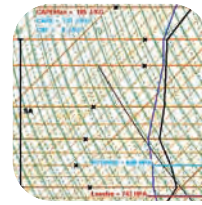
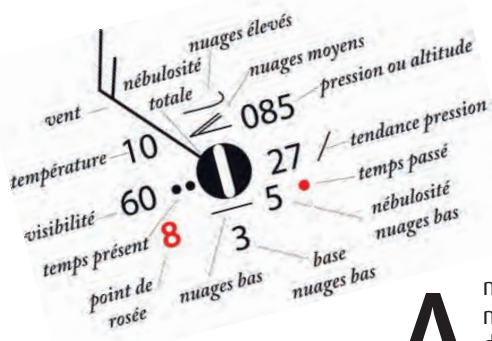
tableau 1.1 : Synthèse des principaux régimes de temps sur l'Atlantique Nord.....	17
tableau 2.1 : Évolution des paramètres météorologiques dans les divers secteurs des perturbations.....	64
tableau 2.2 : Synthèse des différents types de limites frontales.	66
tableau 2.3 : Synthèse des différents types de perturbations des latitudes tempérées.	68
tableau 3.1 : Comparaison des caractéristiques respectives des tornades et rafales descendantes.	103
tableau 3.2 : Échelle de Fujita améliorée (d'après NOAA/NWS).	105
tableau 3.3 : Synthèse des différents types de situations favorables aux orages.....	111
tableau 3.4 : Synthèse des différents types d'organisations orageuses.	112
tableau 4.1 : Synthèse des principaux types de brouillards et d'entrées maritimes en France.	127
tableau 6.1 : Synthèse des types de masse d'air selon les secteurs des perturbations.....	193
tableau 6.2 : Commentaire des tampons masse d'air de la figure 6.19.....	196
tableau 7.1 : Synthèse des différents canaux de MSG.	202
tableau 7.2 : Correspondance entre les bandes radar et leur longueur d'onde.	224
tableau 7.3 : Caractéristiques des différents types de radar.	224
tableau 8.1 : Correspondances standards altitude - pression.....	261
tableau 8.2 : Correspondances standards altitude – pression – température.....	262
tableau 8.3 : Valeurs types de températures à 850 hPa aux moyennes latitudes.	265
tableau 8.4 : Ordres de grandeur du jet d'altitude des latitudes moyennes.	267
tableau 8.5 : Ordres de grandeur de la θ^*_w à 850 hPa aux latitudes moyennes.....	276
tableau 8.6 : Valeurs typiques de Z et T à 500 hPa sous les latitudes moyennes.	280
tableau 8.7 : Valeurs typiques d'altitude géopotentielle des minimums de tropopause dynamique aux latitudes moyennes.....	288
tableau 8.8 : Caractéristiques des principaux champs issus des modèles numériques.....	295
tableau 8.9 : Tableaux récapitulatifs des valeurs typiques pour les principaux champs issus des modèles numériques.	298
tableau 9.1 : Tableau des champs diagnostiqués par l'analyse horaire méso-échelle de Météo-France.....	300

Index

- ACARS..... 181
- agéostrophisme28, 31
- AIREP..... 181
- amas convectifs..... 52
- AMDARS 181
- anticyclone..... 22
 - des Açores..... 24
 - groenlandais 5
- ASCAT..... 201
 - vents.....220
- atlantic low..... *Voir* régimes de temps
- Autan..... 149
- AVHRR 201
- bande brillante.....232
- barocline
 - interaction 27
 - ondes..... 44
 - perturbation 38
 - zone..... 27
- blocage4, 13
 - orographique..... 132
- brise
 - de mer..... 142
 - de pente 144
- brouillard
 - climatologie..... 126
 - d'advection..... 117
 - de mélange 119
 - de précipitations 120
 - de rayonnement..... 114
 - par affaissement de stratus 120
- CAPE 73
- CAPPI.....249
- cartographie..... 169
- cellule ordinaire..... 79
- CIN..... 73
- cisaillement
 - et convection77, 85
- classification nuageuse217
- composition colorée.....209
- confluence 269
- convergence..... 28
 - champ modèle267
 - et confluence.....269
 - ligne..... 98
- cut-off.....261
- cyclogénèse 25
 - en air froid..... 56
 - imagerie vapeur d'eau215
- interaction barocline27
- ondulation de front froid55
- ondulation de jet.....56
- DCAPE77
- dépression 20, 176
 - cycle de vie38
 - cyclogénèse.....29
 - déplacement37
 - d'Islande.....24
 - méditerranéenne58
 - orographique.....136
 - polar low.....62
 - subtropicale62
 - trajectoire, rail44
- diffluence269
- divergence28
 - champ modèle267
 - et diffluence.....269
 - et tourbillon.....278
- Doppler (radar)242
- dorsale 261, 279
 - atlantique 7
- double polarisation246
- échelles spatio-temporelles.....26
- émagramme182
- entrées maritimes121
- flottabilité71
- foehn.....134
- foudre106, 110, 251
- front..... 21, 45
 - anafront46
 - chaud.....45
 - cycle de vie38
 - de brise.....143
 - de rafales..... 76, 102
 - froid.....46
 - froid dédoublé48
 - katafront49
 - occlus49
 - profils verticaux.....192
 - pseudo.....51
 - quasi-stationnaire.....50
 - tableau de synthèse.....65
- frontogénèse35
 - imagerie vapeur d'eau216
 - tourbillon potentiel282
 - vitesse verticale267

- Fujita..... 105
fusion (données de)..... 299
galerie..... 122
géopotential..... 260
géostrophisme..... 27, 176, 259, 265, 278
goutte froide..... 261
grêle..... 107
 et imagerie radar..... 235
gustnado..... 106
humidité..... 271
hydrostatisme..... 27, 259
IASI..... 201
imagerie radar..... 223
 Doppler..... 242
 double polarisation..... 246
 échos parasites..... 229
 lames d'eau..... 235
 loi Z-R..... 228
imagerie satellite..... 199
 classification nuageuse..... 217
 composition colorée..... 209
 HRV..... 205
 infrarouge..... 206
 masse d'air RGB..... 221
 ozone..... 219
 vapeur d'eau..... 215
 visible..... 203
infrarouge (imagerie)..... 206
isobares..... 20, 175
isohypses..... 20, 260
jet4, 9, 33, 56
 d'altitude..... 267
 de basses couches..... 46, 82, 266
 et cyclogénèse..... 38, 56
 tableau de synthèse..... 298
lames d'eau radar..... 235
lignes arquées..... 90
lignes de grain..... 87
loi Z-R..... 226, 228
masque (radar)..... 230
masses d'air..... 186
 cinématiques..... 186
 convectives..... 188
 et contexte synoptique..... 192
 radiatives..... 188
MCC..... 92
MCS..... *Voir* systèmes convectifs de méso-
 échelle
mer de nuages..... 132
méso-échelle *Voir* échelles spatio-temporelles
METOP..... 201
Mistral..... 144
Moazagotl (nuage de)..... 130
MOCON..... 300
modèles numériques..... 257
MSG..... 201
multicellulaire (système)..... 79
NAO- (régime)..... 6, 12
NAO+ (régime)..... 6, 10
neige
 et imagerie radar..... 233
 et imagerie satellite..... 211
occlusion..... *Voir* front occlus
 rétrograde..... 50
ondes
 baroclines..... *Voir* barocline
 de Rossby..... 37
 nuages..... 128
 piégées..... 128
orages
 climatologie..... 108
 d'air chaud..... 95
 d'air froid..... 95
 de cols ou gouttes froides..... 99
 de l'atmosphère libre..... 100
 de traînes..... 99
 d'évolution diurne..... 96
 et environnement synoptique..... 95
 frontaux..... 98
 pré-frontaux..... 96
 tableau de synthèse..... 111
orographie (phénomènes liés à)..... 128
ozone (imagerie satellite)..... 219
perturbation..... 19, 23, 26, 37, 38, 53, 55
 climatologie..... 43
 cycle de vie..... 38
 méditerranéenne..... 58
 profils verticaux..... 192
 synoptique..... 38
Pmer..... 274
pointage..... 157
polar low..... *Voir* dépression
PPI (radar)..... 249
pression..... 19
PVU..... 283
radar..... *Voir* imagerie radar
radiosondages..... 179
rafales descendantes..... 102
réflectivité radar..... 226
régimes de temps..... 3
 anticyclone groenlandais..... 5
 blocage..... 4, 7, 13

- dorsale atlantique (régime)..... 7
 minimum atlantique (atlantic low)..... 8
 NAO-.....6, 12
 NAO+6, 10
 régimes d'été 8
 zonal.....4, 10
 zonal mou 5
- relief
 effet sur les précipitations..... 137
 effet sur les températures..... 141
 ondes..... 128
- satellite..... *Voir imagerie satellite*
 défilant..... 201
 géostationnaire 200
 supercellule 82
 supra-synoptique *Voir échelles spatio-temporelles*
- SYNOP..... 157
- synoptique .. *Voir échelles spatio-temporelles*
- systèmes convectifs
 de méso-échelle..... 87
 en panache *Voir systèmes convectifs quasi-stationnaires*
 et environnement synoptique..... 95
 lignes arquées..... 90
 lignes de grain..... 87
 MCC..... 92
 quasi-stationnaires..... 93
- tampon masse d'air..... 184
- température
 du point de rosée 184
 du thermomètre mouillé..... 184
 niveaux standards 262
 potentielle 184
 potentielle équivalente 184
 pseudo-adiabatique potentielle du
 thermomètre mouillé..... *Voir theta'w*
- thalweg 261
 theta'w 184, 275, 276
 tornades..... 104
 tourbillon 29, 33, 77
 absolu 277, 278
 et convection..... 85
 potentiel..... 282
- Tramontane 144
- tropopause 34, 96, 185
 dynamique 31, 216, 283
 et convergence..... 269
- VAD (radar) 250
- vapeur d'eau (imagerie) 215
- vent 265
- visible (imagerie) 203
- vitesse radiale..... 243
- vitesse verticale..... 28
 champ modèle 267, 285
 convection 70
 et Z1.5PVU 284
- Von karman (allées de) 132
- Z1.5PVU 284
- zonal *Voir Régimes de temps*
 ZT500..... 278



Anomalie de tourbillon potentiel, front froid dédoublé, système convectif de méso-échelle, oscillation nord-atlantique : le météorologue d'aujourd'hui doit maîtriser une multitude de concepts associés aux phénomènes atmosphériques, et ce depuis l'échelle synoptique jusqu'à l'échelle locale. C'est dans sa connaissance de ces concepts que se situe sa complémentarité avec des modèles numériques de prévision du temps toujours plus nombreux, précis, et pertinents. Savoir détecter un phénomène, que ce soit à partir de moyens d'observation ou de données numériques prévues, c'est pouvoir dire si les précipitations tomberont de façon intermittente, forte, neigeuse, si l'épisode de vent fort prévu est exceptionnel ou pas, etc. En somme il s'agit pour le météorologue d'interpréter toutes les données à sa disposition en termes de temps ressenti par la population, d'enjeux vis-à-vis de la sécurité des personnes et des biens, mais aussi de répondre aux besoins d'utilisateurs « météo-sensibles » de plus en plus nombreux.

Cet ouvrage a ainsi pour ambition de dresser un panorama complet des phénomènes météorologiques observés sous les latitudes moyennes, et plus particulièrement en France. Complet, car balayant toutes les échelles spatiales depuis les perturbations d'échelle synoptique jusqu'aux phénomènes orageux et locaux. Ce volume, consacré aux « savoirs », est divisé en deux parties :

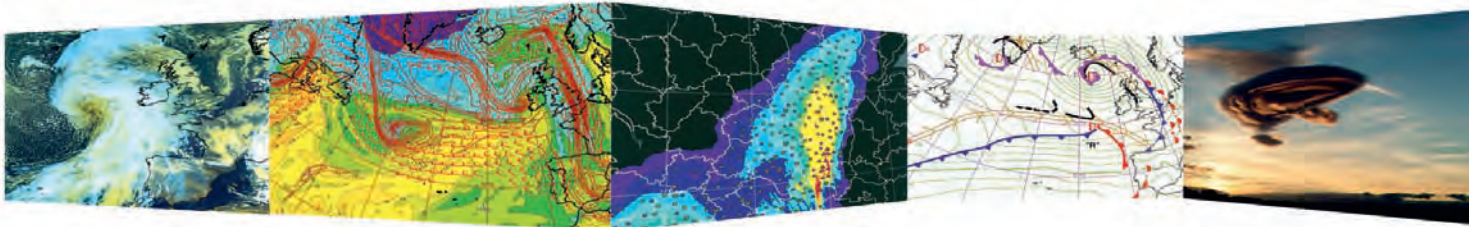
- une première partie traite des différents phénomènes météorologiques en proposant leur description détaillée et une terminologie précise;
- une deuxième partie dresse un inventaire des données disponibles pour la détection, le suivi, et la prévision de ces phénomènes.

Sans équations ou presque, ce livre se veut être une passerelle entre la littérature scientifique en météorologie générale et dynamique et les techniques d'analyse et de prévision du temps mises en œuvre par les météorologistes opérationnels. Sa lecture nécessite une base de connaissances en météorologie générale, mais son contenu riche en exemples et illustrations lui confère un côté pratique qui pourra intéresser un large public. Il s'adresse ainsi à la fois aux étudiants en météorologie, aux prévisionnistes en poste, mais aussi à toute personne passionnée par la météorologie de nos régions.



Christophe Calas

Responsable du département « Prévisions et Applications de la Météorologie » à l'École nationale de la météorologie de Toulouse. Passionné depuis toujours par les phénomènes atmosphériques, et après une thèse sur la prévision des orages au Centre national de recherches météorologiques, il a travaillé 6 ans comme prévisionniste au Centre national de prévisions de Météo-France, puis pendant 4 ans au Service central d'hydrométéorologie et d'appui à la prévision des inondations (SCHAPI), à Toulouse également.



École nationale de la météorologie

42, avenue Gaspard Cotioli
31057 Toulouse Cedex 1
www.enm.meteo.fr



Météo-France

73, avenue de Paris
94165 Saint-Mandé Cedex
Tél. : +33 (0) 1 77 94 77 94
Fax : +33 (0) 1 77 94 70 05
www.meteofrance.com



9 782111 384729
ISBN 978-2-11-138472-9
ISSN 02340-8996

© Météo-France 2013
Dépôt légal 2^e trimestre 2013



Météo-France est certifié ISO 9001 par Bureau Veritas Certification

Imprimé sur du papier écologique, imprimerie de Météo-France labellisé Imprim'vert®