

The logo for INERIS, featuring the word "INERIS" in white, bold, sans-serif capital letters on a dark blue rectangular background. A small green dot is positioned above the letter 'E'.

INERIS

**Méthodes pour l'évaluation et la prévention
des risques accidentels
(DRA-006)**

Ω-12

**Dispersion atmosphérique
(Mécanismes et outils de calcul)**

Ministère de l'Écologie et du Développement Durable

Direction des Risques Accidentels

Décembre 2002

Ω-12

**Dispersion atmosphérique
(Mécanismes et outils de calcul)**

INERIS

Ce document comporte 61 pages

DIRECTION DES RISQUES ACCIDENTELS

Décembre 2002

PAGE DE VALIDATION			
DISPERSION ATMOSPHERIQUE			
Rédaction initiale			
Auteurs	Qualité	Date	Emargement
J.C Couillet	Ingénieur Unité PHEN	2002	Signé
Dans le cadre de la procédure générale qualité de l'INERIS et en respect du paragraphe 14.2 du manuel qualité, ce document a fait l'objet de relectures et d'un contrôle par des vérificateurs			
Vérificateur final	Qualité	Date	Emargement
O. Salvi	Délégué scientifique	2002	Signé
Approbateur	Qualité	Date	Emargement
B. Faucher	Directeur DRA	2002	Signé

Autres personnes ayant participé à la relecture du document :

Y. MOUILLEAU

S. DUPLANTIER

J.M. LACOME

E. BERNUCHON

PREAMBULE

Le présent document a été établi :

- au vu des données scientifiques et techniques disponibles ayant fait l'objet d'une publication reconnue ou d'un consensus entre experts,
- au vu du cadre légal, réglementaire ou normatif applicable.

Il s'agit de données et informations en vigueur à la date de l'édition du document, le 30 Septembre 2002.

Le présent document comprend des propositions ou recommandations. Il n'a en aucun cas pour objectif de se substituer au pouvoir de décision du ou des gestionnaire(s) du risque ou d'être partie prenante.

TABLE DES MATIERES

1	OBJECTIF ET DOMAINE D'APPLICATION	4
1.1	OBJECTIF ET CONTEXTE.....	4
1.2	DOMAINE D'APPLICATION.....	4
1.2.1	<i>Rappels succincts sur le phénomène.....</i>	5
1.2.2	<i>Démarche observée.....</i>	5
2	MÉCANISMES PHYSIQUES	6
2.1	CONDITIONS DE REJET	6
2.1.1	<i>Etat physique initial du polluant.....</i>	6
2.1.2	<i>Réactivité avec l'atmosphère (stabilité chimique).....</i>	6
2.1.3	<i>Cas particulier des particules.....</i>	7
2.1.4	<i>Mode d'émission.....</i>	7
2.1.5	<i>Déplacement du nuage.....</i>	9
2.1.6	<i>Dilution du nuage - Entraînement d'air.....</i>	10
2.1.7	<i>Echanges thermiques.....</i>	13
2.2	CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES	14
2.2.1	<i>Structure de l'atmosphère.....</i>	14
2.2.2	<i>Echelle des mouvements atmosphériques.....</i>	16
2.2.3	<i>Structure de la turbulence atmosphérique à petite échelle.....</i>	19
2.2.4	<i>Stabilité atmosphérique et conditions météorologiques.....</i>	23
2.3	ENVIRONNEMENT	25
2.3.1	<i>Effets mécaniques.....</i>	25
2.3.2	<i>Effets thermiques.....</i>	31
3	MODÉLISATION.....	35
3.1	CONTEXTE.....	35
3.1.1	<i>Essais en grandeur réelle.....</i>	35
3.1.2	<i>Essais à échelle réduite.....</i>	36
3.1.3	<i>Outils de calcul.....</i>	36
3.1.4	<i>Détermination des effets sur la santé humaine.....</i>	37
3.2	MODÈLES NUMÉRIQUES.....	38
3.2.1	<i>Modèles gaussiens.....</i>	38
3.2.2	<i>Modèles intégraux.....</i>	50
3.2.3	<i>Modèles tri-dimensionnels.....</i>	54
3.2.4	<i>Avantages et inconvénients.....</i>	57
3.2.5	<i>Autres types de modèles : Modèles simplifiés.....</i>	57
	RÉFÉRENCES.....	58

1 OBJECTIF ET DOMAINE D'APPLICATION

1.1 OBJECTIF ET CONTEXTE

Depuis l'année 2000, le Ministère en charge de l'Environnement (anciennement Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement devenu Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable) finance un programme d'études et de recherches, intitulé « Recueil des méthodes utilisées à l'INERIS dans le domaine des risques accidentels » (DRA-006).

L'objet de ce programme est de réaliser un recueil global formalisant l'expertise de l'INERIS dans le domaine des risques accidentels. Ce recueil sera constitué de différents rapports consacrés aux thèmes suivants :

- les phénomènes physiques impliqués en situation accidentelle (incendie, explosion, BLEVE...)
- l'analyse et la maîtrise des risques,
- les aspects méthodologiques pour la réalisation de prestations réglementaires (étude de dangers, analyse critique..)

Chacun de ces documents reçoit un identifiant propre du type « Ω -X » afin de faciliter le suivi des différentes versions éventuelles du document.

In fine, ces documents décrivant les méthodes pour l'évaluation et la prévention des risques accidentels, constitueront un recueil des méthodes de travail de l'INERIS dans le domaine des risques accidentels.

1.2 DOMAINE D'APPLICATION

Le présent rapport, baptisé " Ω -12" présente la démarche adoptée par l'INERIS pour l'étude de la dispersion atmosphérique, un des sujets retenus dans le thème « phénomènes physiques » cité ci-dessus.

Il s'inscrit dans une démarche de dissémination et de valorisation du savoir-faire de l'INERIS auprès des pouvoirs publics, des industriels et du public.

1.2.1 RAPPELS SUCCINCTS SUR LE PHENOMENE

La dispersion atmosphérique caractérise le devenir dans le temps et dans l'espace d'un ensemble de particules (aérosols, gaz, poussières) rejetées dans l'atmosphère.

L'émission d'un produit à l'atmosphère peut revêtir un caractère :

- soit chronique, avec des émissions à l'atmosphère plus ou moins continues ou périodiques dans le temps. Les rejets sont les sous-produits indésirables de toute activité humaine, par exemple, les gaz d'échappement des voitures, les fumées d'usines, de chauffages urbains ou toute forme de pollution diffuse (émission de gaz issu d'une décharge...).
- soit accidentel, avec des émissions à l'atmosphère ponctuelles dans le temps, non désirées comme la fuite d'une cuve ou un dégagement de fumées dû à un incendie.

Ce rapport traite des mécanismes de dispersion atmosphérique en situation accidentelle. Dans ce cadre, la connaissance des mécanismes de dispersion atmosphérique peut s'appliquer dans plusieurs contextes :

- lors d'une étude des dangers, la réalisation d'une étude de dispersion atmosphérique permet d'envisager a priori, à titre prévisionnel, les risques potentiels d'une installation industrielle ;
- lors d'un rejet accidentel, la modélisation de la dispersion atmosphérique permet d'évaluer les mesures à prendre en temps réel ;
- en situation post-accidentelle, l'analyse des conditions de dispersion dans l'atmosphère peut permettre de mieux comprendre le déroulement et les conséquences de ces accidents.

Il s'agit ici à la fois d'identifier les mécanismes physiques intervenant dans la dispersion atmosphérique d'une substance, et de présenter les principales méthodes d'estimation de la dispersion atmosphérique d'un produit et en particulier celles relatives aux outils de résolution numérique.

En amont à la modélisation de la dispersion atmosphérique d'une substance, il convient généralement de quantifier un « terme source », c'est-à-dire de caractériser le rejet de la substance étudiée vers l'air en termes de débit, température, état physique... L'étude des mécanismes physiques relatifs aux termes sources et l'étude des méthodes d'évaluation associées n'est pas traitée dans ce document et doit faire l'objet d'un document spécifique.

Ce rapport traite de la phase aval, c'est-à-dire des mécanismes de dispersion atmosphérique et des outils de modélisation associés.

1.2.2 DEMARCHE OBSERVEE

La démarche adoptée pour le présent rapport consacré à l'étude du phénomène de la « dispersion atmosphérique » est décrite ci-après :

- chapitre 2 : Mécanismes physiques ;
- chapitre 3 : Modélisation.

2 MECANISMES PHYSIQUES

Les conditions de dispersion atmosphérique d'un produit vont dépendre de plusieurs paramètres :

- les conditions de rejet (nature du nuage de produit, mode d'émission...) ;
- les conditions météorologiques (champ de vent, de température...) ;
- l'environnement (nature du sol, présence d'obstacles, topographie...).

Différents processus dont l'importance relative dépend des conditions de rejet, entrent en jeu et agissent simultanément ou successivement. Ces différents mécanismes physiques sont présentés dans cette partie.

2.1 CONDITIONS DE REJET

2.1.1 ETAT PHYSIQUE INITIAL DU POLLUANT

Avant d'être rejetées dans l'atmosphère, les substances sont stockées dans des citernes, des sphères, des bouteilles, des containers, des fûts... Les substances peuvent se trouver sous la forme :

- d'un gaz (sous pression ou non),
- d'un liquide (réfrigéré ou non),
- d'un gaz liquéfié.

Pour les deux derniers cas, les rejets vont donner lieu à une émission diphasique pouvant conduire à la formation d'une nappe.

Pour diverses raisons, ces produits peuvent être relâchés dans l'environnement. La rupture du confinement va entraîner des phénomènes variables selon le produit considéré, le type de stockage, l'importance et la position du point de rejet.

2.1.2 REACTIVITE AVEC L'ATMOSPHERE (STABILITE CHIMIQUE)

Dans la plupart des cas, les produits rejetés sont des produits inertes ou stables (le monoxyde de carbone, par exemple), c'est-à-dire ne subissant pas ou peu de transformations ou d'altération d'origine chimique en contact avec l'atmosphère.

Lorsque des produits réactifs primaires (typiquement le dioxyde de soufre SO₂, les oxydes d'azote NO_x) sont émis, les transformations chimiques sont généralement négligées pour des périodes d'étude de l'ordre de quelques minutes, voire quelques heures, comme cela peut être le cas en risque accidentel¹. Ces produits sont alors traités comme des produits inertes ou stables.

¹ Dans le domaine du risque chronique, les mécanismes de dispersion sont étudiés sur des périodes de temps plus grandes, il devient alors nécessaire de prendre en compte ces transformations chimiques. De la même façon, pour les polluants secondaires issus de la pollution primaire comme l'ozone et le benzène, il convient de faire appel à des modèles munis de modules chimiques.

2.1.3 CAS PARTICULIER DES PARTICULES

Les produits émis peuvent aussi se trouver sous forme de particules (poussières...). Dans ce cas, il convient d'emblée de tenir compte de l'influence des effets de la pesanteur pour analyser les possibilités de dépôt éventuel.

A cet égard, il est généralement admis que lorsque les particules ont un rayon moyen inférieur à 5 μm , elles se comportent comme un gaz.

En revanche, les particules ayant un rayon supérieur à 5 μm sont soumises à la force gravitationnelle non négligeable [Hanna et. al., 1982b]. La force gravitationnelle agit sur ces particules en même temps que les autres forces de transport et de dispersion et lorsqu'elle devient prépondérante, la particule peut se déposer sur le sol.

2.1.4 MODE D'EMISSION

Parmi les types de rejet à l'atmosphère, on distingue les rejets instantanés des rejets continus.

a- Rejet instantané

La ruine consiste en la rupture totale du confinement entraînant un relâchement immédiat et instantané de la totalité du contenu.

Les rejets de type instantané sont principalement caractérisés par la quantité émise à l'atmosphère et la pression de la capacité au moment de la rupture (éclatement). Cette dernière peut être différente de la pression de stockage dans certains cas.

Lors d'un rejet instantané de gaz, en l'absence d'obstacle de taille significative à proximité, l'extension initiale du nuage est relativement isotrope². Il en résulte un volume gazeux sphérique, ou semi-sphérique si l'émission a lieu au niveau du sol (voir la Figure 1).

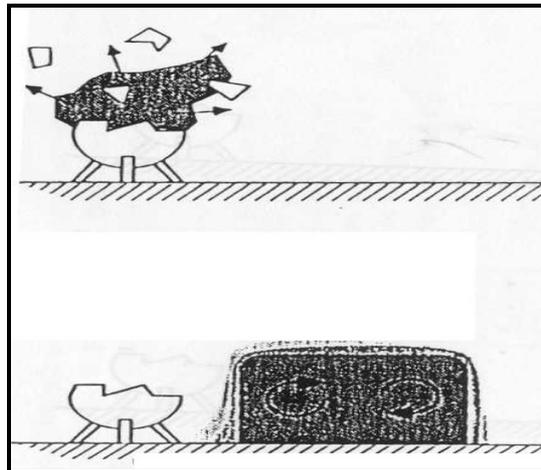


Figure 1 : Rejet instantané d'un produit

² Dont les propriétés physiques sont identiques dans toutes les directions de l'espace.

b- Rejet continu

La fuite continue se produit à partir d'une conduite ou d'une cuve de stockage ou de l'émission par une cheminée d'extraction.

La fuite va principalement dépendre des conditions de stockage au moment de la fuite mais aussi de la taille, de la géométrie et de la hauteur de l'orifice de fuite.

A partir de ces données, il est possible d'estimer un terme-source (débit, vitesse, température... du rejet).

Pour un rejet à partir d'un réservoir, le débit varie généralement dans le temps puisque durant la vidange du réservoir, la quantité de produit stocké diminuant, la pression de fuite s'atténue dans le temps.

Le panache est dans la plupart des cas de forme allongée (voir la Figure 2).

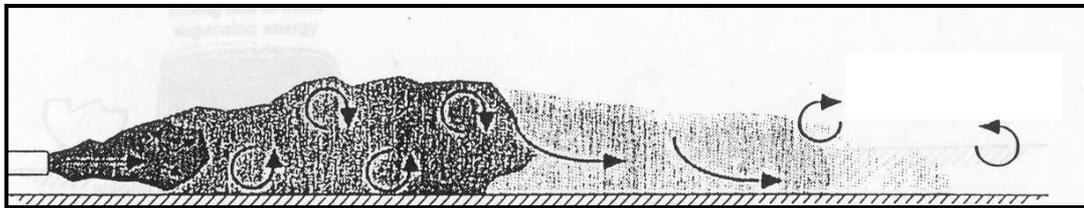


Figure 2 : Rejet continu d'un produit

c- Détermination du type de rejet

Plusieurs critères permettent de différencier les rejets instantanés des rejets continus.

Hanna [Hanna, 1982a] propose de comparer la durée d'émission du rejet à la durée de transfert. La durée de transfert est définie comme la durée moyenne nécessaire au produit pour migrer de la source d'émission vers le point considéré. Cette durée de transfert, notée t , peut être estimée par le rapport :

$$t = \frac{x}{u}$$

avec :

- x : distance entre la source et le point considéré ;
- u : vitesse du nuage.

Si la durée du rejet est quatre fois supérieure au temps de transfert au point d'observation, le rejet est à admettre comme continu [UIC, 1995].

D'autres modèles retiennent comme critère le ratio entre la largeur et la longueur du nuage. Si ce ratio est plus grand qu'une valeur limite, le rejet est qualifié d'instantané [Witlox, 2000].

2.1.5 DEPLACEMENT DU NUAGE

Plusieurs mécanismes participent au déplacement et à la dilution du nuage avec une intensité différente et variable selon l'évolution des caractéristiques du nuage.

- pour des rejets de grande vitesse, la quantité de mouvement va être prédominante dans les premiers instants, puis va être réduite avec les effets d'entraînement de l'air et du frottement du sol.

Tout rejet est émis avec une certaine quantité de mouvement dépendant de ses conditions de stockage. Ainsi, plus la pression de stockage est grande, plus la quantité de mouvement du nuage est initialement importante.

Pour un rejet continu non dirigé directement vers le haut ou vers le bas, cette quantité de mouvement va transporter le nuage de gaz vers l'avant.

Pour un rejet instantané, cette quantité de mouvement est supposée être distribuée tout autour du centre du nuage. Elle participe donc à son expansion, mais ne contribue pas de ce fait au déplacement du nuage.

Quand le nuage est en contact avec le sol ou atteint une couche d'inversion de température (voir le chapitre 2.2.4.5 Conditions d'inversion de température), la composante verticale de la quantité de mouvement est transformée en composante horizontale, ce qui se traduit par une augmentation de la largeur du nuage.

- si le nuage est plus dense que l'air, l'effet des forces de gravité est l'effet le plus fort ;
Si le nuage est plus lourd que l'air, il va s'effondrer sur le sol ce qui va générer de la turbulence, entraîner de l'air et changer sa section transversale circulaire en une ellipse tronquée. Le sol exerce alors une force de frottement sur les zones du nuage qui sont en contact, ce qui diminue la quantité de mouvement du nuage (voir le chapitre 2.1.6.3. Densité du gaz).
- si le nuage au sol a une densité suffisamment petite par rapport à celle de l'air alors le nuage peut décoller du sol ;
- enfin, la quantité de mouvement va être perdue progressivement du fait de l'entraînement de l'air et de l'éventuel frottement du nuage avec le sol, et à mesure que la densité devient proche de celle de l'air, l'effet lié à la turbulence atmosphérique devient le plus important, entraînant en permanence de l'air dans le nuage. Le nuage est entraîné par le vent.

2.1.6 DILUTION DU NUAGE - ENTRAINEMENT D'AIR

Plusieurs sources de turbulence vont entraîner de l'air dans le nuage et le diluer.

2.1.6.1 QUANTITE DE MOUVEMENT INITIALE – JET TURBULENT

En fonction des conditions de stockage, le nuage peut avoir une quantité de mouvement importante au début du rejet. La différence entre la quantité de mouvement du nuage et celle de l'air environnant provoque une turbulence importante, à l'origine d'un taux important d'entraînement d'air favorisant la dilution du rejet.

On parle alors de jet turbulent. Les caractéristiques du jet dépendent de la quantité de mouvement du gaz émis.

L'absence de prise en compte de ce phénomène peut conduire à une surestimation des valeurs de concentration dans l'atmosphère.

2.1.6.2 CISAILLEMENT DU CHAMP DE VENT

Si le nuage monte ou descend, alors il cisaille le champ de vent horizontal. La différence entre la quantité de mouvement du nuage et de l'air produit des tourbillons favorisant le mélange de l'air dans le nuage.

2.1.6.3 DENSITE DU GAZ

Gaz dense

Lorsque le gaz est plus dense que l'air, il est qualifié de « **gaz lourd** ». Ce type de rejet est rencontré lors des fuites :

- d'un produit rejeté à température ambiante de masse volumique plus importante que celle de l'air (propane, chlore, phosgène...) ;
- d'un produit plus léger que l'air à température ambiante, mais rejeté à une température assez faible pour que sa masse volumique soit supérieure à celle de l'air. Lors de sa dispersion, le nuage de gaz voit sa masse volumique diminuer du fait de sa dilution avec l'air ambiant et de son réchauffement ;
- d'un aérosol. La phase condensée provoque par sa seule présence une augmentation considérable de la masse volumique globale du mélange. En outre, le changement de phase intervenant lors de la dispersion avec l'évaporation des gouttelettes de liquide maintient le nuage à une température voisine de la température d'ébullition du produit. La densité du rejet reste de ce fait supérieure à celle de l'air. A titre d'illustration, c'est le cas de rejets de gaz liquéfiés tels l'ammoniac, le chlore...
- de produits qui en réaction avec l'air vont engendrer par réactions chimiques de nouveaux produits qui augmentent plus ou moins localement la densité du nuage (exemple du monoxyde d'azote réagissant avec l'oxygène de l'air pour donner du dioxyde d'azote plus dense que l'air).

Lorsque la densité du gaz rejeté est plus grande que celle de l'atmosphère, les forces de gravité influencent de façon importante la dispersion du nuage.

A proximité du rejet, la force de gravité est à l'origine d'un mouvement d'ensemble vers le sol et l'expansion verticale du nuage est réduite. En contact avec le sol, le nuage se répand, poursuit son effondrement ce qui favorise son développement transversal.

La dilution du nuage s'opère sur la face supérieure du nuage et sur les faces latérales. Sur la face supérieure, les échanges sont assurés par les mouvements de turbulence de l'atmosphère et grâce à la turbulence induite par la différence de vitesse entre l'atmosphère et le nuage.

Enfin, il s'établit sur les faces latérales du nuage une recirculation interne favorisée par l'étalement du nuage au sol à mesure de son effondrement. Ce comportement est illustré par la Figure 3 ci-après avec la représentation de coupes d'isoconcentrations à 1%, 6%, 11% et 16% relatives à la modélisation de l'essai n°18 de Thorney Island avec le modèle Mercure - Gaz lourds [Riou, 1989].

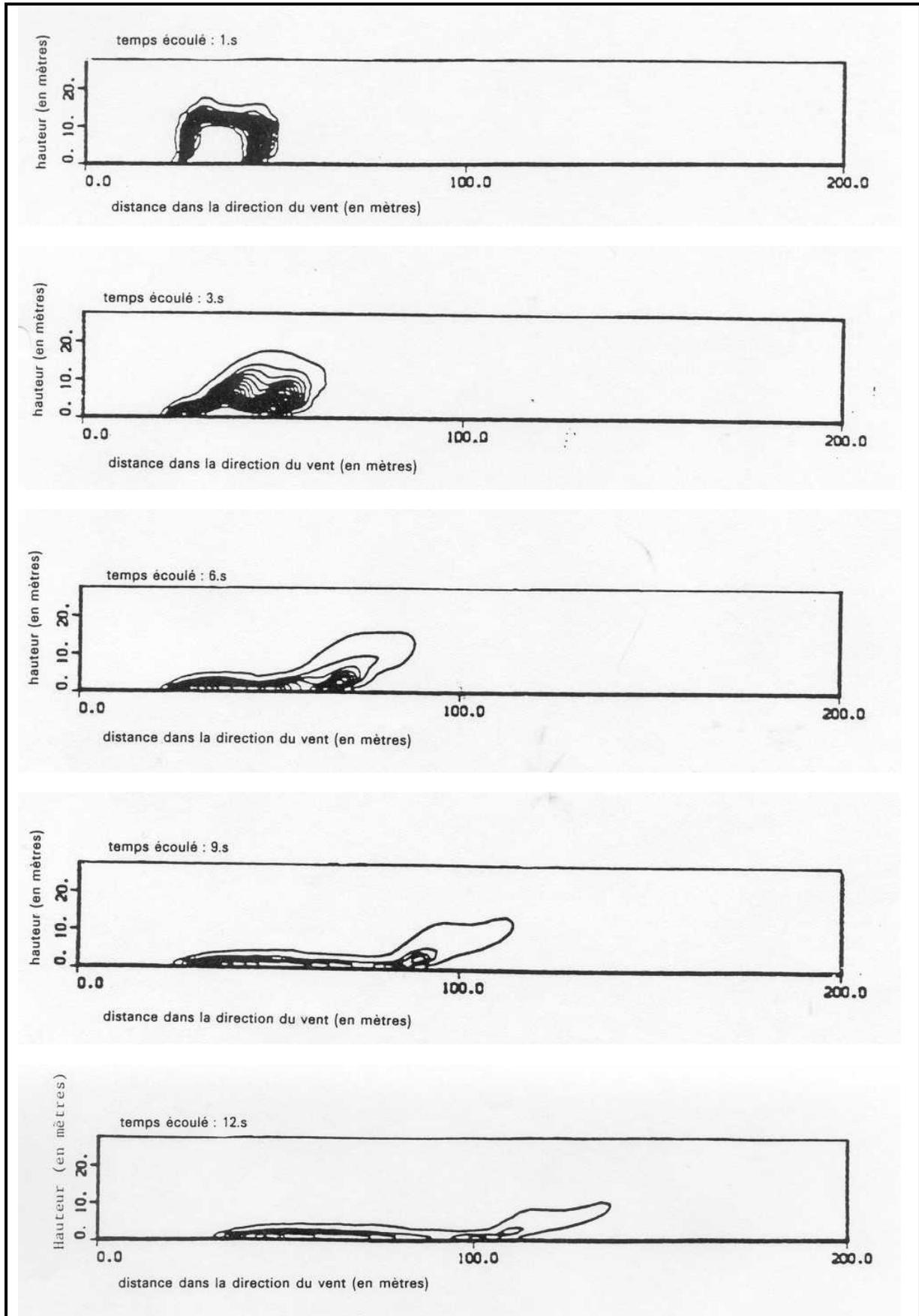


Figure 3 : Dispersion d'une bouffée de gaz dense [Riou, 1989]

Gaz léger

Lorsque le gaz est moins dense que l'air, il est qualifié de « **gaz léger** ». Ce type de rejet concerne les fuites :

- d'un produit rejeté à température ambiante de masse volumique moins importante que celle de l'air (hydrogène...) ;
- d'un produit moins léger que l'air à température ambiante, mais rejeté à une température assez importante pour que sa masse volumique soit plus petite que celle de l'air (exemple des fumées d'incendie). Lors de sa dispersion, le nuage de gaz voit sa masse volumique augmenter du fait de sa dilution avec l'air ambiant et de son refroidissement.

Si la densité du gaz est suffisamment faible, l'effet des forces d'Archimède³ est susceptible de favoriser l'ascension du nuage de gaz.

Si la vitesse ascensionnelle est suffisante, le frottement des bords du nuage avec l'atmosphère lors de l'ascension peut favoriser la dilution (apparition de turbulence sur les bords du nuage). Enfin, le cœur du nuage plus léger que la périphérie peut s'élever plus rapidement avec pour conséquence un accroissement de la surface de contact entre l'atmosphère et le gaz. Tous ces phénomènes sont susceptibles de favoriser la dilution du nuage [Proust, 1999].

Gaz neutre (ou passif)

Le gaz est qualifié de « **gaz neutre** », lorsque le gaz :

- n'a pas de quantité de mouvement,
- a la même densité que l'air,
- a la même température que l'air.

Ce type de rejet est rencontré lors des fuites d'un gaz de même densité que l'air ou très dilué quelle que soit sa densité à l'état pur.

Le gaz neutre n'apporte aucune perturbation mécanique à l'écoulement atmosphérique et va se disperser du fait de la seule action du fluide porteur, l'air. Le déplacement et la dilution du gaz vont alors dépendre du vent et de la turbulence atmosphérique d'origine mécanique ou thermique.

2.1.7 ECHANGES THERMIQUES

Outre les effets mécaniques, les effets thermiques jouent un rôle significatif sur la dilution. Pour des gaz dont la température est très différente de celle de l'air et du sol, les échanges thermiques vont accélérer la dilution par convection thermique.

³ Les forces d'Archimède sont les forces de pression hydrostatiques qui s'exercent sur un corps placé dans un fluide et soumis au champ de pesanteur terrestre.

2.2 CONDITIONS METEOROLOGIQUES

Les phénomènes météorologiques à prendre en compte dépendent de la dimension du domaine étudié. Dans la majorité des cas traités dans le domaine du risque industriel, l'échelle spatiale ne dépasse pas quelques kilomètres (au plus une dizaine) et celle de temps quelques minutes, à quelques heures. Le suivi du nuage de polluant se fera alors dans la couche limite atmosphérique.

2.2.1 STRUCTURE DE L'ATMOSPHERE

Les propriétés de l'atmosphère vont jouer un rôle plus ou moins moteur dans la dispersion d'un produit.

Dans le cadre du risque accidentel, les phénomènes liés à la dispersion d'un produit ne se produisent que dans la couche inférieure de l'atmosphère, dite **couche limite atmosphérique**, de quelques centaines de mètres d'épaisseur (au plus 1 à 2 km) dans la plupart des cas.

Dans ce domaine, il importe donc de connaître, en particulier, la structure de l'écoulement du vent et du champ des températures qui vont être caractérisés par deux paramètres fondamentaux :

- le gradient vertical de vitesse ;
- le gradient vertical de température.

Ces gradients vont particulièrement être influencés principalement par deux mécanismes physiques :

- d'une part, les effets de frottement de l'air sur le sol. Ces effets dépendent des conditions orographiques⁴ locales ;
- d'autre part, les échanges de chaleur entre le sol et l'atmosphère. Ces échanges vont varier avec le cycle diurne, les conditions météorologiques et la nature du sol.

⁴ Relatif à l'agencement des reliefs terrestres.

Selon la localisation géographique, ces mécanismes vont être plus ou moins actifs et vont jouer sur l'épaisseur de la couche limite atmosphérique. Celle-ci va dépendre de la rugosité du sol mais aussi de la météorologie (ensoleillement, nébulosité...). Ainsi, la couche limite atmosphérique peut être décomposée en deux parties avec (voir la Figure 4) [Turbelin G., 2000] :

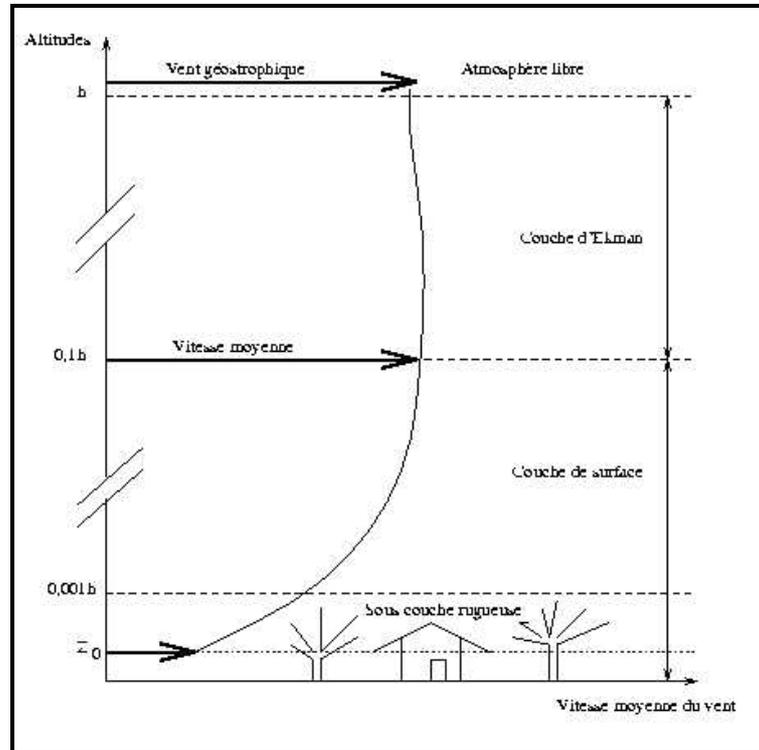


Figure 4 : Décomposition de la couche limite atmosphérique

- **Une couche de surface** dont l'épaisseur est de l'ordre de quelques dixièmes de l'épaisseur de la couche limite atmosphérique (soit entre une centaine de mètres les jours de vent fort et quelques mètres les nuits claires et par vent faible).

La force de cisaillement et les flux de chaleur y sont supposés quasiment constants en fonction de l'altitude. Le principal moteur du flux radiatif est le rayonnement solaire.

La distribution verticale de température (stratification thermique de l'air) induit aussi des mouvements verticaux des masses d'air chauffées et refroidies à proximité du sol.

Le vent résulte de l'équilibre entre les forces de pression⁵, et les forces de frottement (les effets de la force de Coriolis sont, dans cette zone, négligeables) et de la stratification thermique de l'air.

⁵ Les forces de pression proviennent des inhomogénéités de pression dues à l'échauffement inégal de l'air. Elles sont perpendiculaires aux isobares et dirigées des hautes pressions vers les basses pressions.

Le profil vertical de la vitesse du vent est perturbé du fait du frottement de l'air sur le sol. La présence d'obstacles ou de discontinuités va modifier la trajectoire du vent. **La couche de surface est donc une zone à fort gradient de vitesse de vent.**

Au sein de la couche de surface, il est possible de distinguer dans la partie inférieure, la sous-couche rugueuse. L'épaisseur de cette zone varie de moins d'un mètre (en mer) à quelques dizaines de mètres (dans les zones fortement urbanisées). Du fait de la présence des éléments de rugosité dans cette zone, l'écoulement de l'air est fortement turbulent, non homogène et instationnaire. Cette zone est souvent caractérisée par une rugosité globale homogène à une longueur reliée à la nature du recouvrement.

- **Une couche dite de transition** surmontant la précédente et s'étendant jusqu'à la limite supérieure de la couche limite atmosphérique.

La force de cisaillement et flux de chaleur y décroissent avec l'altitude et deviennent négligeables au sommet de la couche.

Le champ de vent résulte de l'équilibre entre les forces de pression⁶, les forces de frottement et la force de Coriolis⁷ ainsi que de la stratification thermique de l'air. Cette dernière provoque une rotation de la direction du vent à travers la couche (spirale d'Ekman) vers la direction du vent géostrophique propre à l'atmosphère libre.

Plus haut en altitude, dans l'atmosphère libre, les forces de frottement n'ont plus d'effet, le vent résulte uniquement de l'équilibre entre les forces de pression et la force de Coriolis. Le vent dit géostrophique, est uniforme, horizontal et très peu turbulent.

Au niveau des réseaux d'observation météorologique, ce sont les caractéristiques du vent synoptique qui sont disponibles. Le vent synoptique est observé sur une zone considérée comme non influencée par la topographie ou encore l'occupation du sol. Il caractérise le flux atmosphérique de grande échelle. La vitesse du vent synoptique est mesurée à 10 m au-dessus de la surface du sol.

2.2.2 ECHELLE DES MOUVEMENTS ATMOSPHERIQUES

La vitesse moyenne du vent joue deux rôles dans le processus de diffusion : l'un dans le transport du produit, l'autre dans sa diffusion.

La vitesse instantanée du vent reflète la nature turbulente du vent. Elle se décompose en une partie moyenne et une partie fluctuante (ou turbulente) aléatoire :

- la vitesse moyenne est une quantité qui traduit la « force » du vent en un point de l'espace sur des périodes de temps qui varient entre 10 minutes et une heure pour que le résultat ne soit sensible ni aux fluctuations lentes, ni aux variations rapides du vent ;

⁶ Les forces de pression proviennent des inhomogénéités de pression dues à l'échauffement inégal de l'air. Elles sont perpendiculaires aux isobares et dirigées des hautes pressions vers les basses pressions.

⁷ La force de Coriolis est perpendiculaire à la vitesse du vent, orientée vers sa droite dans l'hémisphère Nord, du fait de la rotation de la terre.

- la partie fluctuante du vent est une fonction aléatoire qui représente les fluctuations turbulentes de la vitesse autour de sa moyenne. Ces fluctuations sont décrites statistiquement (écarts types, densités spectrales, par exemple).

Le vent est un écoulement turbulent d'air, constitué d'une multitude de tourbillons de tailles diverses, imbriqués les uns dans les autres, les petits étant transportés par les plus gros, eux-mêmes transportés par le mouvement d'ensemble.

L'écoulement de l'air atmosphérique est donc constitué d'une large gamme d'écoulements interdépendants caractérisés par des tailles allant du millimètre au millier de kilomètres [Crabot et al., 1999].

Chaque phénomène atmosphérique est identifié par son extension horizontale et par sa durée de vie (ces deux paramètres sont fortement corrélés).

De ce fait, la vitesse du vent en un point donné de l'espace, présente de fortes variations plus ou moins irrégulières en termes d'amplitudes et de fréquences différentes.

Les mouvements à grandes échelles (échelles synoptiques) ont une taille supérieure à la centaine de kilomètres. Ces mouvements ont des périodes variant :

- de 1 an, du fait des variations saisonnières ;
- à 4 jours avec les variations associées aux perturbations qui traversent une région donnée ;
- et 24 heures, étant données les variations journalières, et les phénomènes thermiques jour-nuit.

Les mouvements à petites échelles ont une taille inférieure au kilomètre et ont une durée de vie de quelques minutes au maximum (**micro-échelles**). Ils sont liés à la turbulence et sont générés, dans la couche limite atmosphérique, par la présence d'obstacles ou par la rugosité des sols.

A cette échelle, l'écoulement d'air turbulent est constitué d'une multitude de tourbillons de tailles différentes, emportés par le mouvement d'ensemble⁸.

Des mouvements de tailles intermédiaires (meso-échelles) assurent la transition entre les précédents. Entre les petites et les meso-échelles, on distingue parfois des échelles dites sub-meso.

⁸ [Hunt (1992)] précise qu'il existe des « vortical eddies » qui sont des zones à fort rotationnel transportées de façon aléatoire dans l'écoulement, et des « structural eddies », qui sont des tourbillons plus localisés liés aux propriétés particulières de l'écoulement.

En anglais, le vocable « eddies » désigne les structures tourbillonnaires liées aux écoulements turbulents, tandis qu'un autre vocable, « vortex », désigne de façon plus générale tous les mouvements de rotation de fluides autour d'un axe central. Cette distinction n'a pas d'équivalent en français ou, dans les deux cas, le vocable « tourbillon » est utilisé.

Le Tableau 1 donne une correspondance approximative entre la taille moyenne des mouvements atmosphériques, les périodes qui leur sont associées.

Taille [km]	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	1	10	10^2	10^3	10^4
Période	1 s	10 s	1 min	10 min	2 h	15 h	7 j	10 j
Echelles	Micro-échelles			Mésos-échelles		Grandes échelles		

Tableau 1 : Echelles des mouvements atmosphériques [Atkinson, 1995]

Parallèlement, une analyse spectrale permet de retrouver l'échelle des fluctuations de l'écoulement de l'air (voir la Figure 5) [Crabot, 1999].

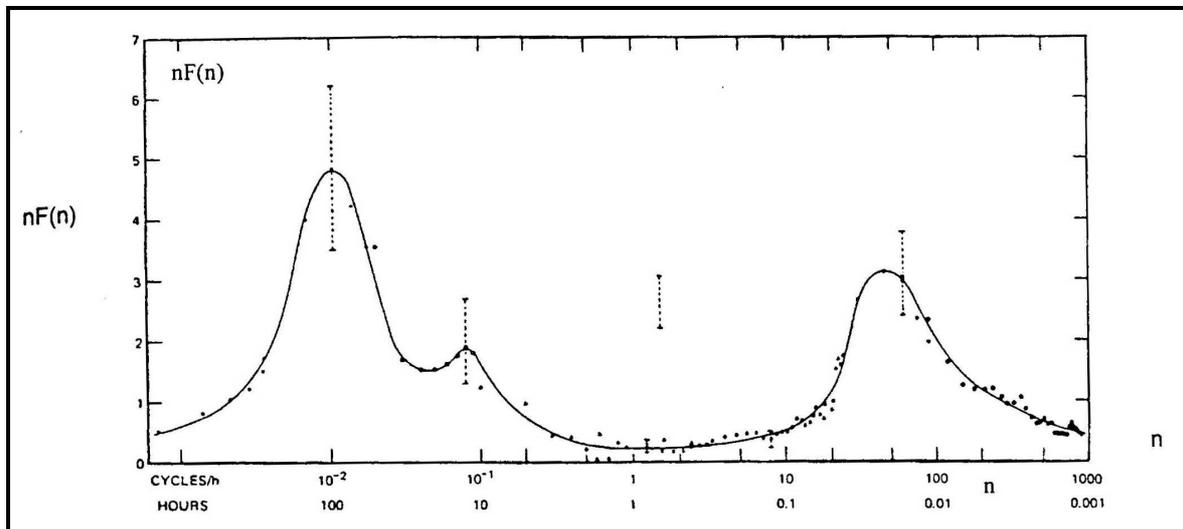


Figure 5 : Spectre énergétique de la vitesse du vent

Les pics du spectre montrent dans quelle mesure les tourbillons participent effectivement à l'énergie turbulente. On retrouve les tendances explicitées précédemment avec :

- le pic relatif à une période d'environ 100 heures traduisant les variations de vitesse du vent associées aux passages successifs de cyclones et d'anticyclones ;
- le pic relatif à une période d'environ 12 heures traduisant l'augmentation de la vitesse du vent dans la journée et sa diminution durant la nuit ;
- le pic relatif à une période comprise entre 10 s et 10 min traduisant la turbulence de petite échelle.

Pour l'étude de la dispersion de produits, dans la couche limite atmosphérique, seules les informations concernant la structure des mouvements de petites échelles (micro-échelles) sont pertinentes. A cette échelle, la forme du spectre dépend fortement de la stratification thermique de l'atmosphère.

2.2.3 STRUCTURE DE LA TURBULENCE ATMOSPHERIQUE A PETITE ECHELLE

La turbulence atmosphérique à **petite échelle** a deux origines distinctes :

- la première d'origine « thermique », due à la distribution de température dans l'atmosphère ;
- la seconde d'origine « mécanique » générée par le cisaillement du vent en contact avec le sol.

Les conditions météorologiques ne vont jouer que sur l'aspect thermique de la turbulence en influençant le gradient vertical de température.

2.2.3.1 TURBULENCE D'ORIGINE THERMIQUE

Le mécanisme sous-jacent à la turbulence d'origine thermique est le suivant. Un volume d'air élémentaire déplacé adiabatiquement⁹ vers le haut se détend du fait de la baisse de pression et par conséquent se refroidit.

L'air sec se refroidit de 0,98°C pour une élévation de 100 m (gradient de l'adiabatique sèche). L'air saturé en eau se refroidit de 0,55°C pour une élévation de 100 m (gradient de l'adiabatique saturée).

L'évolution de la température de l'atmosphère avec l'altitude peut s'écarter de ces conditions (comme le montre la Figure 6) :

- si le gradient de température de l'atmosphère est inférieur au gradient thermique de l'adiabatique alors tout volume d'air déplacé vers le haut a, avant équilibre thermique, une température plus élevée que l'air qui l'entoure. La masse volumique du volume élémentaire est plus petite que l'air qui l'entoure et continue de ce fait de se déplacer vers le haut. L'atmosphère favorise alors les déplacements de gaz et peut être qualifiée d'**instable** ;
- si le gradient de température de l'atmosphère est supérieur au gradient thermique de l'adiabatique alors tout volume d'air déplacé vers le haut a, avant équilibre thermique, une température plus petite que l'air qui l'entoure. La masse volumique du volume élémentaire est plus importante que l'air qui l'entoure et tend à se déplacer vers la bas à sa position initiale. L'atmosphère ne favorise alors pas les déplacements de gaz et peut être qualifiée de **stable**.

⁹ Sans échanges de chaleur avec l'extérieur.

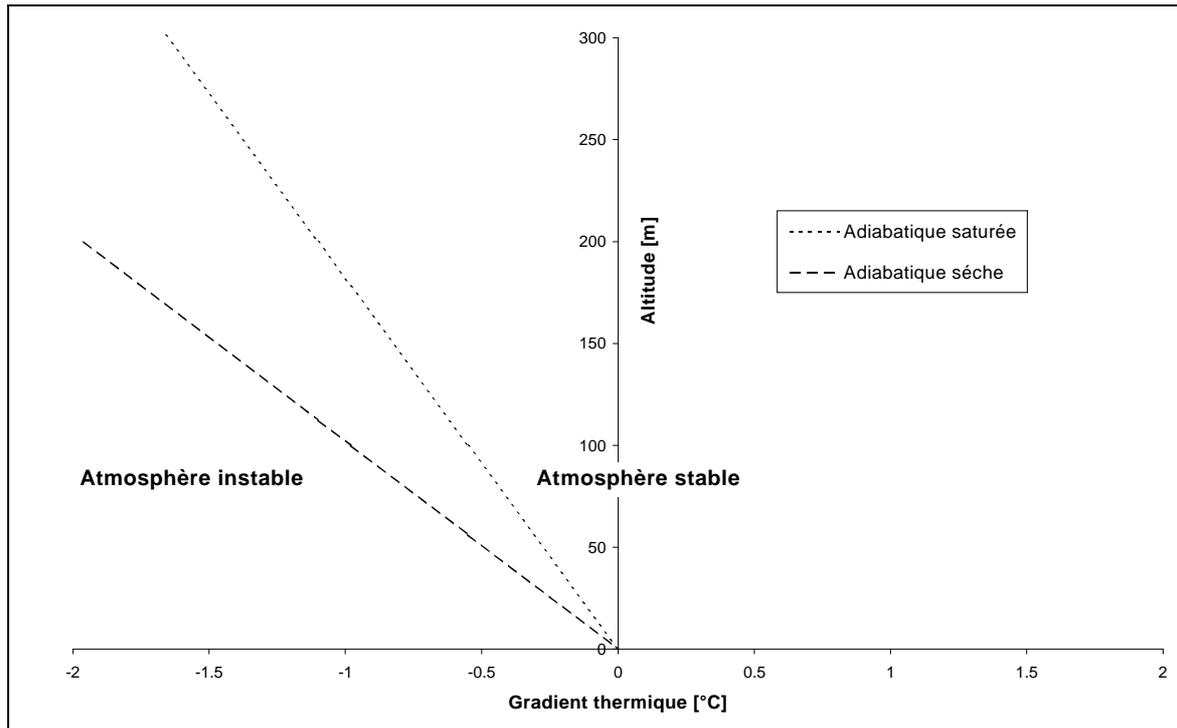


Figure 6 : Comparaison entre le gradient de température de l'atmosphère et le gradient thermique de l'adiabatique

Des phénomènes d'inversion de température peuvent aussi survenir se traduisant par une augmentation de la température avec l'altitude puis une baisse.

2.2.3.2 TURBULENCE D'ORIGINE MECANIQUE

Lorsque le nuage est en contact avec le sol, les effets de rugosité dus à la nature de la surface créent une zone de turbulence à l'interface d'origine mécanique.

La notion de rugosité sous-entend que les éléments (végétation...) qui la définissent, sont beaucoup plus petits que la taille du nuage.

Si ces éléments sont de taille comparable à celle du nuage, ils doivent être considérés comme des obstacles qui génèrent des perturbations beaucoup plus importantes que la turbulence de petite échelle (tourbillons, zones de recirculations, brise). Cet aspect est étudié au chapitre 2.3 Environnement.

2.2.3.3 DEGRE DE STABILITE DE L'ATMOSPHERE

Nombre de Richardson [Richardson, 1920]

Comme indiqué précédemment, selon l'importance d'un type de turbulence par rapport à l'autre, l'atmosphère peut être stable, neutre ou instable. Le degré de stabilité atmosphérique peut être caractérisé en comparant le gradient vertical de température $\frac{\partial T}{\partial z}$ au gradient de température adiabatique $-\Gamma$.

Cette comparaison s'effectue généralement au moyen du nombre de Richardson de gradient, qui intègre à la fois le paramètre lié au gradient de température et celui lié à la

$$\text{vitesse du vent : } R_i = \frac{g}{T} \frac{\left(\frac{\partial T}{\partial z} + T \right)}{\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2} \text{ avec :}$$

- $R_i < 0$ traduisant une atmosphère instable ;
- $R_i = 0$, une atmosphère neutre ;
- $R_i > 0$, une atmosphère stable.

Longueur de Monin-Obukhov [Monin-Obukhov, 1954]

La longueur de Monin-Obukhov permet aussi de qualifier l'importance relative de la turbulence mécanique et de la turbulence convective, à une altitude donnée. Elle est donnée par :

$$L = - \frac{U_*^3 \rho C_p T}{g k q}$$

avec :

- ρ : masse volumique de l'air [kg/m^3] ;
- U_* : vitesse de frottement [m/s]. Cette vitesse est égale à $\sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$ avec τ , force de cisaillement de vent au sol ;
- C_p : chaleur massique de l'air à pression constante [J/kg.K] ;
- T : température de l'air [K] ;
- g : constante de gravité [$9,81 \text{ m/s}^2$] ;
- k : constante de Von Karman [0,4] ;
- q : flux moyen de chaleur dans la direction verticale [W/m].

Ainsi, lorsque :

- $q=0$, $L \rightarrow \infty$, le gradient vertical de température est adiabatique ;
- $q < 0$, $L > 0$, le gradient vertical de température est positif et l'atmosphère stable ;
- $q > 0$, $L < 0$, le gradient vertical de température est négatif et l'atmosphère instable.

La signification géométrique de cette longueur est la suivante :

- à des altitudes très petites devant L , la turbulence mécanique prédomine ;
- à des altitudes de l'ordre de L ou plus grandes, la turbulence convective prédomine.

Le rapport $\frac{z}{L}$ indique l'importance relative de la turbulence mécanique et de la turbulence convective à l'altitude z .

Classification de Pasquill

Une classification de la stabilité atmosphérique peut être effectuée au travers des classes de Pasquill [Pasquill, 1974] qui varient de A à F, de l'atmosphère la plus instable à la plus stable.

Les classes de stabilité peuvent être associées à des conditions météorologiques données (voir le Tableau 2).

Vitesse du vent à 10 m [m/s]	JOUR			NUIT	
	Rayonnement solaire incident			Nébulosité	
	Fort	Modéré	Faible	entre 4/8 et 7/8	<3/8
<2	A	A-B	B	F	F
2-3	A-B	B	C	E	F
3-5	B	B-C	C	D	E
5-6	C	C-D	D	D	D
>6	C	D	D	D	D

Tableau 2 : Classes de stabilité de Pasquill

Il est aussi possible de relier la rugosité moyenne du terrain z_0 , et la longueur L aux classes de stabilité de Pasquill, (voir la Figure 7) [Lees].

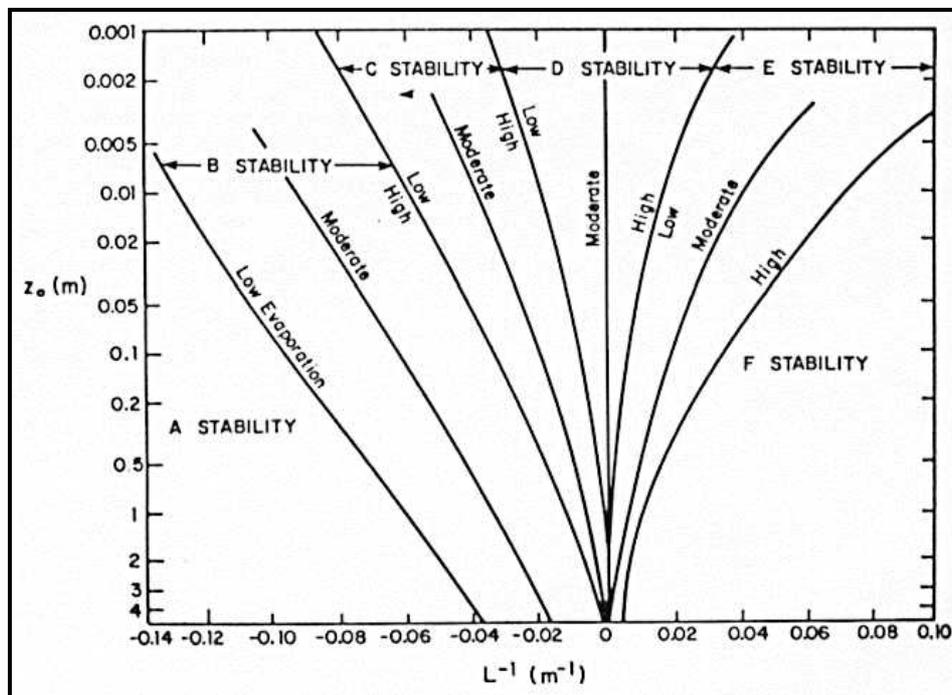


Figure 7 : Relation entre la longueur de Monin-Obukhov L et la rugosité z_0 pour différentes classes de stabilité de Pasquill.

Enfin, Doury fait appel à seulement deux classes de stabilité :

- les conditions de diffusion normale (DN). Cette situation est celle existant le jour, ou la nuit avec des vitesses de vent supérieures à 3 m/s ;
- les conditions de diffusion faible (DF). Cette situation est celle existant la nuit avec des vitesses de vent inférieures à 3 m/s.

2.2.4 STABILITE ATMOSPHERIQUE ET CONDITIONS METEOROLOGIQUES

2.2.4.1 MECANISMES GENERAUX

Il est intéressant d'examiner les phénomènes météorologiques qui peuvent amener l'atmosphère à s'éloigner des conditions d'adiabatiques.

Durant la journée, par temps clair, la répartition verticale des températures est proche de l'adiabatique ou supérieure en raison du fort réchauffement du sol par le soleil. Après le coucher du soleil, le sol se refroidit rapidement et refroidit par rayonnement les très basses couches de l'atmosphère. Par vents faibles, le refroidissement peut gagner un niveau de plus en plus élevé mais toutefois limité à quelques centaines de mètres au-dessus du sol, ce qui détermine une stabilité considérable des basses couches de l'atmosphère. Deux heures après l'aube environ, la chaleur du soleil brise l'inversion.

La capacité qu'a le sol de perdre ou d'emmagasiner de la chaleur par rayonnement peut donc agir de façon très nette sur la répartition verticale des températures. Or, les propriétés de rayonnement du sol peuvent varier dans de larges limites suivant sa nature et sa couverture végétale. Les sols nus absorbent et perdent la chaleur rapidement. Par contre, les gains et pertes de chaleur se font de façon modérée pour les sols où la végétation est dense et humide. Un sol couvert de neige par exemple est plus favorable à la formation et à la persistance d'inversions thermiques qu'une région verdoyante ou boisée.

La couverture nuageuse peut également contribuer à la stabilité des basses couches de l'atmosphère en interceptant le rayonnement solaire direct et diffus et en émettant son rayonnement propre de grandes longueurs d'ondes. En particulier, dans le cas d'une couche nuageuse continue et basse, le rayonnement de celle-ci peut neutraliser les effets de la turbulence dus au rayonnement du sol. La **Figure 8** illustre les mécanismes d'absorption des rayonnements solaires dans la couche limite atmosphérique.

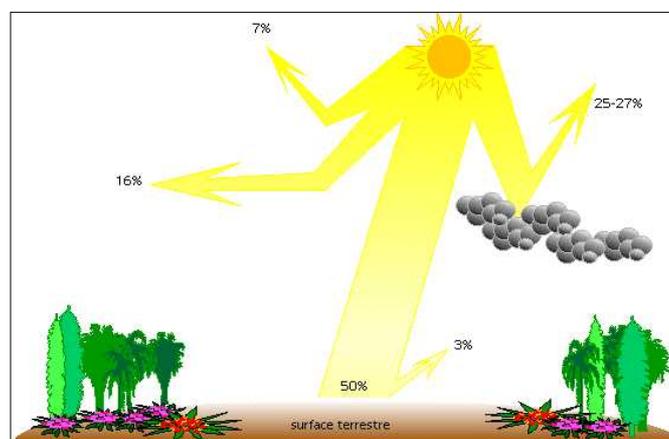


Figure 8 : Absorption du rayonnement solaire dans la couche limite atmosphérique

La Figure 8 montre que les nuages réfléchissent 25 à 27% des rayons du soleil, tandis que l'atmosphère absorbe à elle seule 16%. Environ 7% des radiations sont réfléchies par l'atmosphère même sans nuage. Le reste (environ 50%) va directement au sol, ce dernier ne retournant que 3 à 5 % de ce qu'il reçoit.

2.2.4.2 CONDITIONS DE STABILITE NEUTRE

Par **vent fort ou par vent modéré et ciel couvert** :

- des transferts importants de quantité de mouvement ont lieu dans la couche limite atmosphérique ;
- le gradient vertical de température $\frac{\partial T}{\partial z}$ tend vers le gradient de température adiabatique $-T$;

le nombre de Richardson est nul. La **stabilité atmosphérique** est qualifiée de « **neutre** ».

Les rugosités de surface telles que les arbres, les bâtiments, les irrégularités topographiques conditionnent alors notablement l'écoulement au voisinage du sol. Dans ces conditions, la **turbulence produite est essentiellement d'origine mécanique**.

Pour des **vents faibles, la turbulence d'origine thermique prédomine** va influencer de façon appréciable la stabilité atmosphérique.

2.2.4.3 CONDITIONS DE STABILITE INSTABLE

Au cours d'une journée ensoleillée, avec des vents faibles, le sol s'échauffe par rayonnement beaucoup plus rapidement que l'air. Le gradient de température vertical négatif est inférieur au gradient de température adiabatique. Le nombre de Richardson est alors négatif. Des tourbillons convectifs apparaissent introduisant une instabilité qui a tendance à amplifier les mouvements verticaux. La **stabilité atmosphérique** est qualifiée « **d'instable** ».

2.2.4.4 CONDITIONS DE STABILITE STABLE

Au cours d'une nuit claire, avec des vents faibles, le sol se refroidit par rayonnement plus rapidement que les couches d'air adjacentes. Le gradient de température vertical est supérieur au gradient de température adiabatique. Les transferts turbulents sont faibles, particulièrement dans la direction verticale. Le nombre de Richardson est alors positif. Dans ces conditions, **l'atmosphère est stable**.

2.2.4.5 CONDITIONS D'INVERSION DE TEMPERATURE

En fin de journée, à mesure que le soleil se couche, le sol se refroidit plus rapidement que les couches d'air adjacentes. A proximité du sol, le gradient de température vertical est supérieur au gradient de température adiabatique. Par contre, plus en altitude, les couches d'air sont plus froides à mesure que l'on s'élève (gradient de température vertical négatif inférieur au gradient de température adiabatique) du fait des conditions rencontrées au cours de la journée. **L'atmosphère est donc stable près du sol et instable plus haut en altitude**.

En début de journée, à mesure que le soleil se lève, le sol se réchauffe davantage et plus rapidement que les couches d'air adjacentes. A proximité du sol, le gradient de température

vertical est inférieur au gradient de température adiabatique. Par contre, plus en altitude, les couches d'air sont plus chaudes à mesure que l'on s'élève (gradient de température vertical négatif supérieur au gradient de température adiabatique) du fait des conditions rencontrées au cours de la nuit. **L'atmosphère est donc instable près du sol et stable plus haut en altitude.**

Ces deux dernières situations sont qualifiées « **d'inversion de température** ».

2.3 ENVIRONNEMENT

La dispersion atmosphérique d'un produit est influencée par l'occupation du sol, à la fois dans le champ proche avec la présence d'obstacles isolés (bâtiments industriels, lotissements...), mais aussi dans le champ lointain avec l'existence d'accidents topographiques (vallées, falaises, collines, buttes ...). Ces éléments perturbent le champ de vent de façon **mécanique**.

Par ailleurs, les éventuelles discontinuités de recouvrement du sol vont être à l'origine d'effets thermiques propres à modifier le champ de vent avec la formation de mécanismes de brise.

2.3.1 EFFETS MECANQUES

Les obstacles et les accidents topographiques perturbent la trajectoire du vent et modifient les caractéristiques moyennes et turbulentes de l'écoulement de l'air. Ces modifications sont, naturellement, fonction de la taille et de la forme des obstacles topographiques rencontrés par le vent.

Lorsque les irrégularités au sol sont de faible taille par rapport à celle du nuage, les perturbations qu'elles engendrent, affectent de façon globale la dispersion du nuage. L'hypothèse d'un terrain idéalement plat et de rugosité uniforme est généralement bien adaptée à cette problématique.

Dans le tableau ci-après, des valeurs de rugosité sont données pour quelques types caractéristiques de surface.

<i>Désignation courante</i>	<i>Exemple</i>	<i>Rugosité (m)</i>
Terrain plat	Aéroport	0,03
Terrain agricole	Plaine avec arbres dispersés	0,1
Zone d'habitat dispersé	Maisons éparpillées	0,3
Zone résidentielle	Sites industriels sans obstacles importants, forêts	1
Zone urbaine	Ville, sites industriels avec bâtiments importants	3

Tableau 3 : Valeurs typiques de rugosité

Ceci étant, lorsque des obstacles de la taille du nuage existent, que le recouvrement du sol n'est pas uniforme ou que la topographie est accidentée, les mécanismes de dispersion sont plus complexes et réellement propres aux caractéristiques du site.

A titre d'illustration, il est intéressant d'analyser la perturbation induite par ces éléments sur le champ de vent au travers de trois cas généraux avec :

- un site présentant un changement de rugosité ;
- un site avec une topographie accentuée ;
- un site avec un obstacle.

2.3.1.1 CHANGEMENT DE RUGOSITE

Si la nature du sol présente une discontinuité et que la hauteur de rugosité passe brusquement de la valeur z_1 à z_2 , alors la structure du vent se trouve profondément perturbée en aval du changement de rugosité (voir la Figure 9) [Turbelin G., 2000].

La perturbation engendrée est fonction de l'importance relative des longueurs z_1 et z_2 , avant et après la discontinuité.

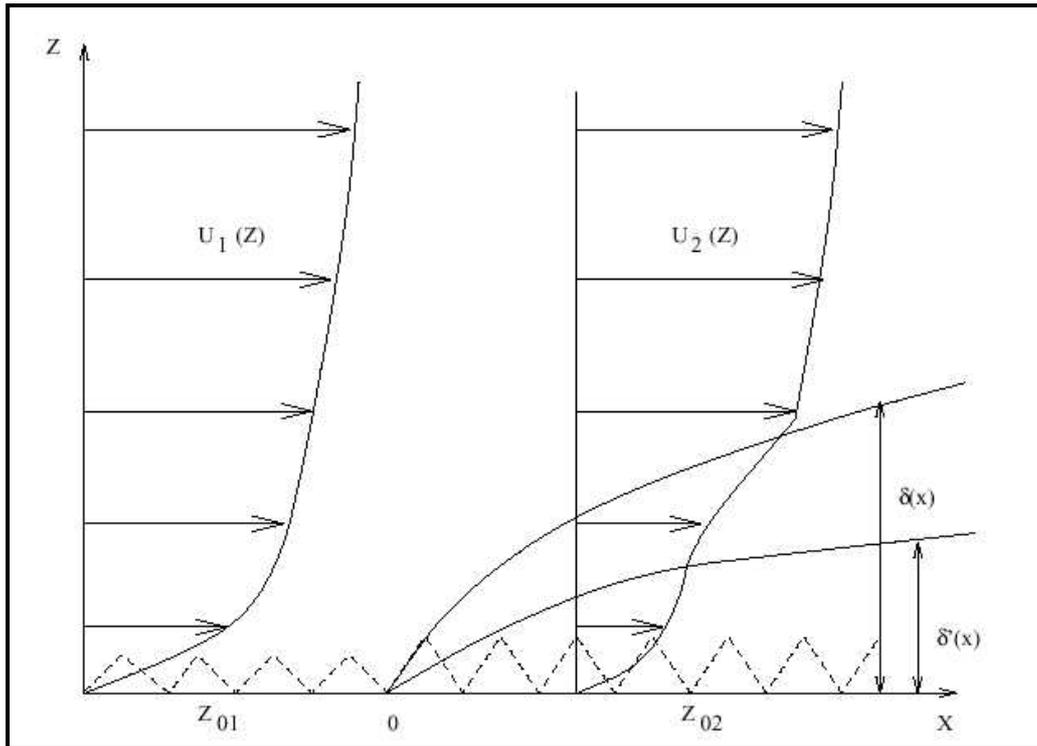


Figure 9 : Ecoulement sur une surface à rugosité variable [Turbelin, 2000]

Ainsi, à l'aval immédiat de la discontinuité, on va distinguer (voir la Figure 9) :

- une zone située loin de la surface, dans laquelle les propriétés du vent sont toujours reliées aux paramètres caractéristiques de la surface amont u_1 et z_1 ;
- une zone d'épaisseur δ , appelée couche limite interne, dans laquelle le profil des vitesses est affecté par la discontinuité.

Cette couche limite interne est constituée :

- d'une zone d'épaisseur δ' située près du sol, appelée sous-couche interne, dans laquelle l'écoulement est en équilibre vis à vis des nouvelles conditions aux limites ;
- d'une zone de transition dans laquelle les vitesses passent du profil amont (loin du sol) au profil de la sous-couche interne (près du sol).

δ et δ' sont des fonctions croissantes.

Enfin, loin en aval de la discontinuité, l'écoulement retrouve un équilibre et les vitesses s'alignent sur les caractéristiques de la surface en aval dépendant de u_2 et z_2 .

2.3.1.2 TOPOGRAPHIE ACCENTUEE

Un écoulement qui aborde transversalement une colline subit une ascendance le long du versant au vent puis une descente le long du versant sous le vent. Au niveau du sommet, une zone de dépression et de survitesse se forme, tandis qu'au pied du versant au vent, l'air est ralenti (voir la **Figure 10**) [Turbelin G., 2000].

Le rapport entre la vitesse moyenne incidente et la perturbation de vitesse au sommet est appelé "rapport fractionnaire de survitesse". Ce paramètre est proportionnel à la pente moyenne de l'obstacle H/L .

Quand la pente est faible, on distingue :

- une couche interne, dans laquelle les perturbations sont principalement liées aux transferts turbulents ;
- une couche externe, dans laquelle ils sont négligeables ;
- et une zone de sillage, située en aval de la topographie, dans laquelle la turbulence est importante.

Si la pente ou la rugosité augmente fortement, une zone de recirculation se forme au pied du versant au vent et modifie les valeurs des survitesses. Pour certaines valeurs critiques du rapport H/L , l'écoulement décolle immédiatement après le sommet puis se recolle en aval. La structure de l'écoulement dans la poche de décollement est très complexe et influence l'ensemble des caractéristiques du vent.

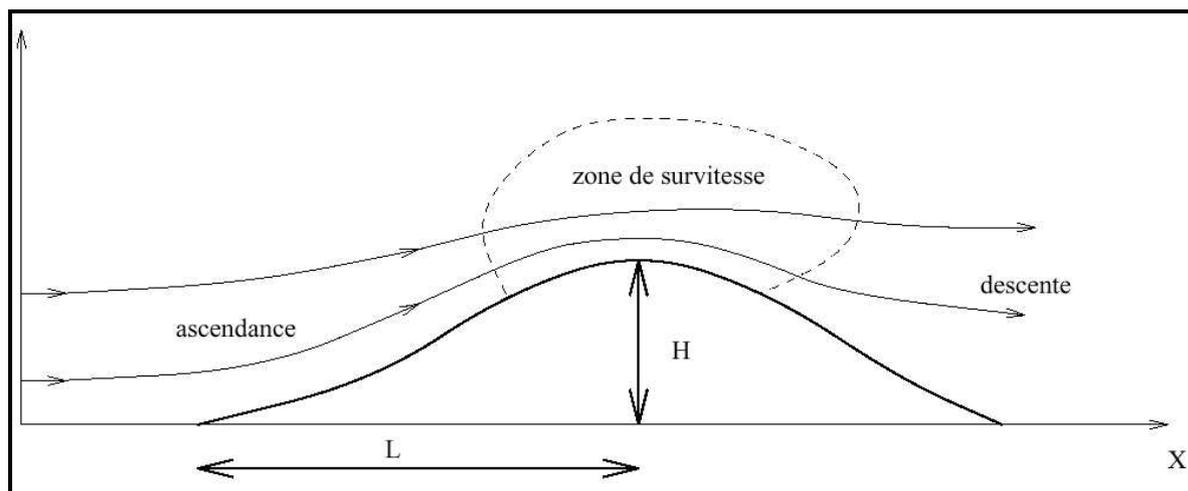


Figure 10 : Ecoulement au-dessus d'une colline [Turbelin, 2000]

Plus particulièrement, s'agissant de la dispersion d'un panache de produit, l'expérience permet d'admettre que :

- en atmosphère instable ou neutre, le panache suit les variations du relief. Cela revient à considérer qu'en tout point de l'axe du panache, la distance verticale est constante, égale à la hauteur effective initiale du rejet ;
- en atmosphère stable, le panache reste horizontal et contourne le relief si la hauteur de celui-ci est supérieure à la hauteur effective du rejet.

2.3.1.3 OBSTACLE

La perturbation du champ de vent par la présence d'obstacles isolés (constructions, haies...) va dépendre :

- de la géométrie et des dimensions de l'obstacle ;
- de son état de surface ;
- des caractéristiques du vent incident ;
- de l'environnement proche.

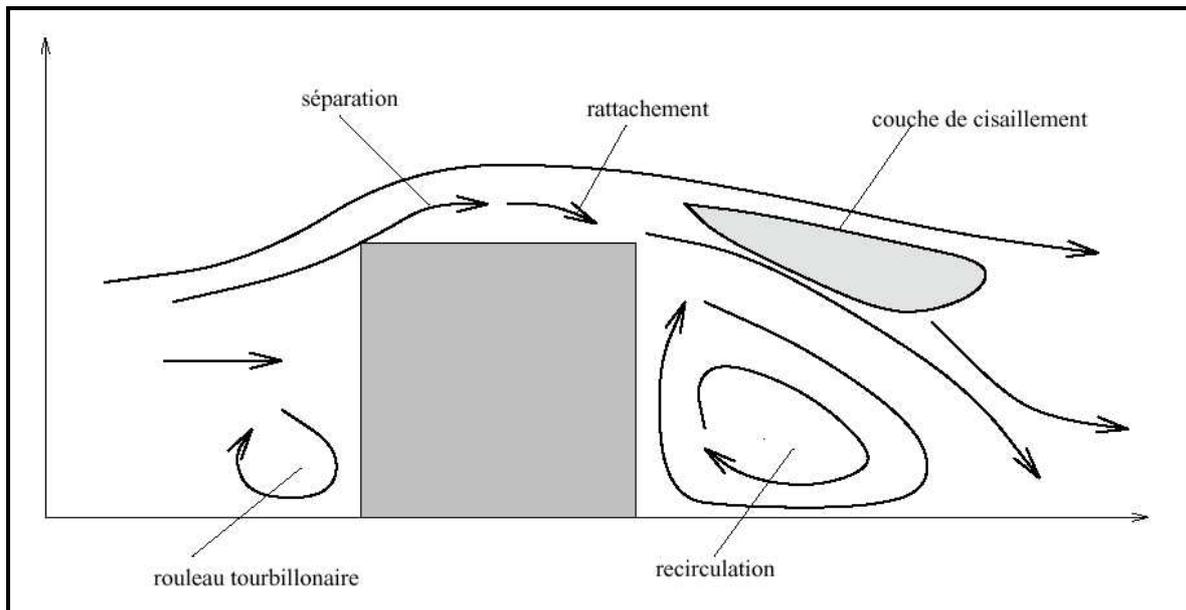


Figure 11 : Écoulement en présence d'un obstacle isolé [Turbelin, 2000]

La complexité des écoulements autour d'obstacles isolés peut être illustrée par l'écoulement autour d'un bâtiment de forme cubique (voir la Figure 11) [Turbelin G., 2000] :

- au niveau des parois de l'obstacle, se forment des couches limites qui se séparent et se rattachent, créant des zones de recirculation ;
- au niveau de la rencontre de l'écoulement décollé et du sillage, se forme une couche fortement cisailée ;
- au niveau de la face au vent, se forme un écoulement descendant qui, à la rencontre du sol, forme un rouleau tourbillonnaire. Ce rouleau se déplace en aval en contournant latéralement l'obstacle, formant des tourbillons dit en "fer à cheval".

Relativement à la dispersion d'un produit, on peut observer :

1) en amont de l'obstacle :

- l'accroissement de la concentration ;
- l'augmentation du temps d'exposition ;
- la présence de zones de recirculation ;

2) en aval de l'obstacle :

- la décroissance de la concentration ;
- l'augmentation du temps d'exposition ;
- la diminution de la largeur du nuage ;
- l'homogénéité verticale de la concentration.

La vitesse du vent et la densité du gaz rejeté jouent des rôles particulièrement importants. Ainsi, plus le vent est fort et le gaz léger, moins la présence de l'obstacle se fait sentir.

Les mécanismes de dispersion peuvent être considérés comme dégagés de l'influence de tout obstacle au sol à des distances supérieures à 10 fois la dimension caractéristique de cet obstacle dans la direction du vent, ou à 2,5 fois perpendiculairement à cette direction à la fois dans le plan horizontal et dans le plan vertical (voir la **Figure 12**) [Hug, 1975].

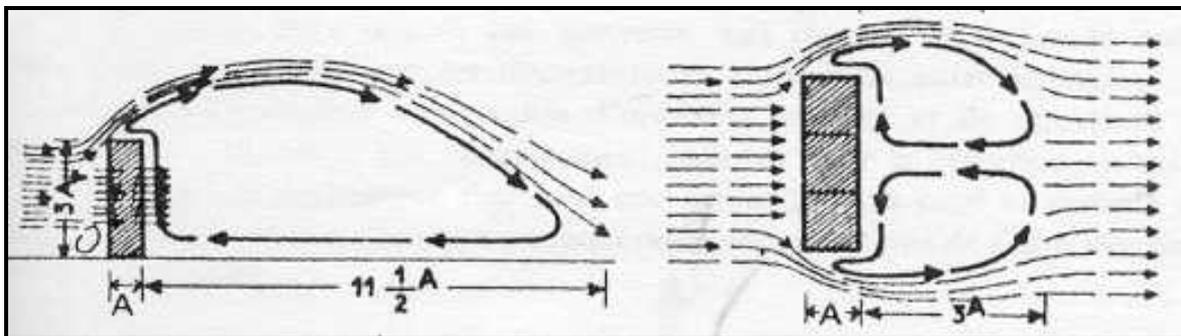


Figure 12 : Influence d'un obstacle sur l'écoulement du vent [Hug, 1975]

Pour un observateur éloigné, les turbulences induites par un bâtiment proche de la source engendrent une dilution initiale du rejet à peu près homogène dans le sillage de l'obstacle. Le rejet peut alors être considéré comme ayant des dimensions initiales non nulles, de l'ordre de celle de l'obstacle.

En termes de conséquences, si le gaz rejeté avait été toxique, en amont de l'obstacle, les concentrations sont plus importantes et le temps d'exposition plus grand, la situation se serait bien évidemment aggravée. En aval de l'obstacle, la concentration est moins importante mais il faut souligner que l'augmentation du temps d'exposition ne permet pas de conclure à des effets de dose plus faibles dans tous les cas.

Par ailleurs, si le nuage déborde sur les côtés de l'obstacle, il faut parfois redouter la formation de filets de nuage à forte toxicité (la concentration en amont étant plus importante) de chaque côté de la zone du sillage de l'obstacle.

Dans le cas d'un gaz explosible, la présence de l'obstacle dans le champ très proche fait chuter la concentration en aval de l'obstacle ce qui risque d'augmenter pour certains gaz sensiblement le volume explosible à cette distance. De plus le passage de l'obstacle génère une turbulence non négligeable dans le nuage, ce qui revient à le brasser. Ces deux conséquences peuvent dans de nombreux cas générer une explosion pouvant être encore amplifiée par la présence de l'obstacle.

2.3.2 EFFETS THERMIQUES

Les mécanismes mis en évidence dans ce chapitre sont relatifs aux phénomènes dits de brise. La définition qui en est donnée ci-après est issue du "Dictionnaire du climat" – Editions Larousse - Troisième édition, 1986.

Brise n.f. Vent à caractère local ou régional et à alternance diurne, qui s'établit à proximité des lacs, des mers, dans les régions montagneuses, près des villes, etc., et qui résulte des différences de température dans les basses couches de l'atmosphère.

Le terme « brise » est utilisé à la fois comme un synonyme de « vent faible » et pour désigner un courant d'origine thermique. Dans le premier cas, il est surtout employé dans la navigation maritime, où l'on distingue, en fonction de la force du vent, cinq types de brise correspondant aux niveaux 2 à 6 de l'échelle de Beaufort. Dans la deuxième acception, la brise (ou brise thermique) est un vent généré par un gradient de pression horizontal. Ce gradient résulte des réchauffements et des refroidissements différenciés des diverses surfaces (terre, eau, prairie, forêt, immeubles...). Ces contrastes thermiques dépendent de la nature des surfaces et/ou de l'exposition des reliefs au soleil. Les littoraux, les campagnes, les montagnes et même les villes peuvent être à l'origine de ces courants thermiques dont les deux plus importants sont les brises de terre et de mer (ou de lac), dites « brises littorales », et les brises de vallée et de montagne, dites « brises orographiques ».

2.3.2.1 INFLUENCE DE LA PRESENCE D'UNE ETENDUE D'EAU – PHENOMENES DE BRISE LITTORALE

Au cours d'une journée, la terre se réchauffe plus rapidement que la mer. Sur la terre une basse pression s'établit localement propice à un écoulement d'air de l'étendue d'eau (mer, lac) vers la terre. Ce phénomène est appelé **brise de mer** (voir la Figure 13).

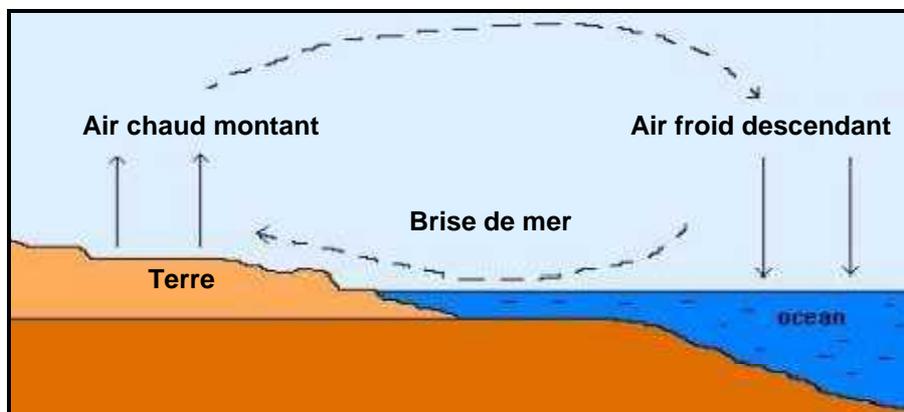


Figure 13 : Mécanisme conduisant à une brise de mer

La nuit, c'est le phénomène inverse qui se produit. La terre perd sa chaleur plus rapidement que la mer. Un gradient de pression et de température s'établit lorsque la terre devient plus froide que la mer. Une zone de basse pression se crée alors sur la mer à l'origine d'un écoulement d'air de la terre vers la mer appelé **brise de terre** (voir la Figure 14).

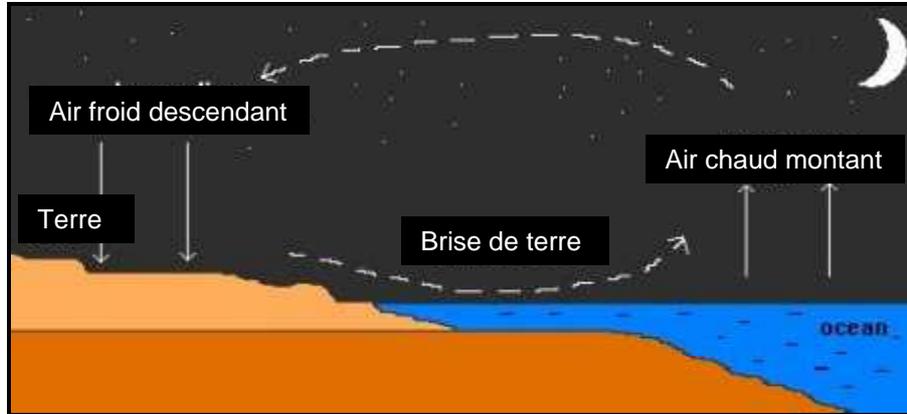


Figure 14 : Mécanisme conduisant à une brise de terre

Au crépuscule, il se produit souvent une période calme, les températures sur terre et sur mer étant plus ou moins égales.

La brise de terre est en général moins forte que la brise de mer du fait d'une différence de température entre la terre et la mer moins importante la nuit.

L'effet des brises de mer et de terre s'étend sur quelques centaines de mètres à quelques kilomètres près des côtes. Les lacs engendrent parfois un phénomène analogue, mais avec une extension et une intensité généralement plus limitées.

Sous les latitudes tempérées, les brises apparaissent surtout en été lorsque le vent à l'échelle synoptique ne les contrarie pas. Lorsque ce vent souffle dans la même direction que la brise, on peut enregistrer une accélération locale du vent (le vent résultant étant la somme des deux flux).

2.3.2.2 INFLUENCE D'UNE PENTE – PHENOMENES DE BRISE DE PENTE

Le relief peut être à l'origine d'un régime de vent particulier, dit brise de pente.

La brise de pente est due à la différence de température entre le sol incliné d'un relief et l'air libre au même niveau. **Durant le jour**, sous l'influence du rayonnement solaire, le sol se réchauffe plus vite que l'air libre. L'air qui se trouve directement au contact du sol tend donc à s'élever le long de la pente tandis que l'air libre s'affaisse : c'est la **brise montante** ou anabatique (voir la Figure 15).

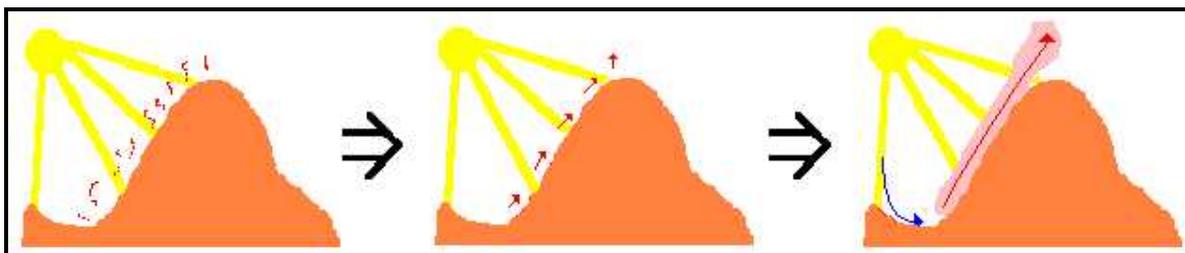


Figure 15 : Brise montante

La nuit, le sol refroidit l'air qui se trouve en contact avec lui. cet air, devenu plus lourd s'écoule le long de la pente : c'est la **brise descendante** ou catabatique (voir la Figure 16).

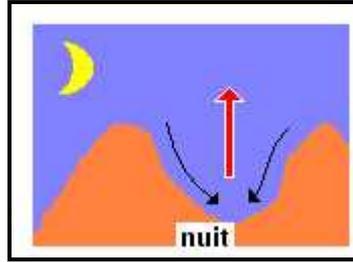


Figure 16 : Brise descendante

2.3.2.3 INFLUENCE D'UNE VALLEE

L'influence des vallées sur la circulation du vent est assez caractéristique. Plusieurs mécanismes interviennent sur les circulations locales du vent.

Tout d'abord, les phénomènes de brise de pente se retrouvent ici naturellement du fait de la nature même des vallées (pentes de chaque côté).

Ainsi, dans la journée, le fond des vallées et les versants directement exposés au soleil (adrets) se réchauffent plus que les versants à l'ombre (ubacs). L'air proche du sol se réchauffe au contact des adrets et tend à s'élever le long de ces pentes, donnant naissance à un vent de pente ascendant ou anabatique.

La nuit, les pertes du sol par rayonnement infrarouge sont importantes. L'air de surface devient plus froid et donc plus lourd que l'air ambiant et il s'écoule par gravité vers la vallée donnant naissance à un vent de pente descendante ou catabatique (Voir la **Figure 17**).

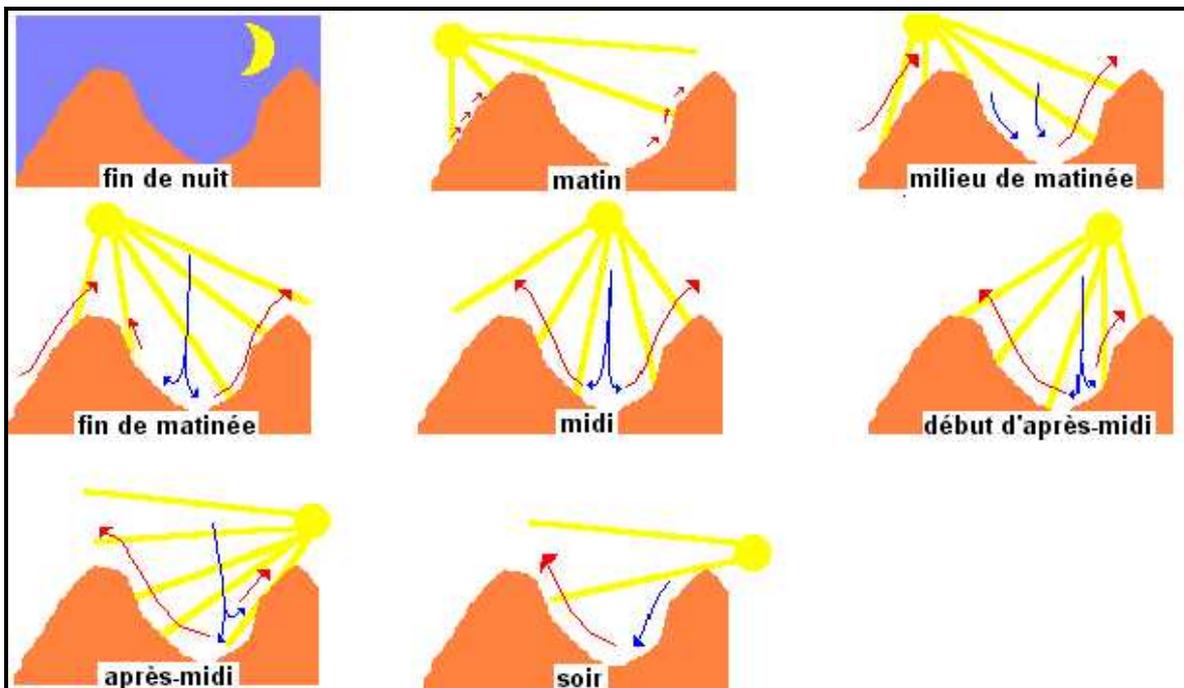


Figure 17 : Brises dans une vallée

Les conditions locales (topographie, forme des vallées, exposition...) jouent de façon évidente un rôle majeur dans l'intensité des brises orographiques.

Ces mécanismes interagissent avec le champ de vent général. A l'échelle régionale et locale, les reliefs canalisent les flux et sont la cause d'accélération ou de ralentissements des vents. L'influence du champ de vent général est maximale lorsqu'il souffle dans l'axe de la vallée, ce qui accroît d'ailleurs sa vitesse du fait de la réduction de la section de passage offerte à l'écoulement, par les limites de la vallée.

Lorsque le champ de vent général a une direction perpendiculaire à l'axe de la vallée, son influence sur la brise est réduite car sa vitesse dans la vallée est fortement réduite.

3 MODELISATION

3.1 CONTEXTE

La dispersion atmosphérique d'un produit peut être étudiée selon différentes approches avec [Mouilleau, 1991b] :

- la réalisation d'essais en grandeur réelle ;
- la simulation sur maquette (hydraulique ou aéraulique) ;
- l'utilisation de codes de calcul mathématiques.

L'emploi de modèles numériques pour l'évaluation de la dispersion atmosphérique d'un produit présente de nombreux avantages par rapport à des expérimentations : la rapidité de l'étude et la possibilité d'envisager un grand nombre de cas.

Toutefois, les essais à grande échelle ou sur maquette permettent aussi de connaître les phénomènes à modéliser et par conséquent de participer au développement des outils de calcul.

Ce chapitre présente tout d'abord de façon synthétique l'ensemble de ces méthodes pour se concentrer ensuite sur l'utilisation des outils de calcul destinés à évaluer la dispersion atmosphérique.

3.1.1 ESSAIS EN GRANDEUR REELLE

Les essais en grandeur réelle peuvent être réalisés pour estimer la dispersion sur un site donné ou approfondir les connaissances sur certains mécanismes de dispersion.

D'une manière générale, ces essais sont relativement coûteux du fait de l'importance des moyens dont il faut disposer (systèmes d'acquisition de données, systèmes de rejet, quantités de gaz à rejeter, main d'œuvre, site disponible pour la réalisation de ces essais). A ces contraintes, il convient d'ajouter l'impossibilité de maîtriser les situations météorologiques.

Des campagnes à caractère plus fondamental ont été faites pour l'essentiel en Grande Bretagne (Porton Down, Thorney Island, Maplin Sands...) et aux Etats Unis (China Lake, Desert Tortoise...). A titre d'illustration, la campagne de Thorney Island représente 29 rejets réalisés pendant un an et demi. Cette campagne a permis de collecter plus de 8 500 000 mesures par essai recueillies par environ 200 capteurs de concentrations, de vitesse, de température, de pression [CCPS, 1996 ; Lees].

Pour un certain nombre de ces sites de production, EDF a réalisé des campagnes de traçage à l'hexafluorure de soufre (SF_6) pour évaluer l'influence des conditions météorologiques et du relief sur la dispersion des gaz passifs.

Enfin, l'INERIS a mené entre 1996 et 1997, des essais expérimentaux destinés à mieux appréhender la phénoménologie de la dispersion de l'ammoniac [Bouet, 1999].

3.1.2 ESSAIS A ECHELLE REDUITE

Les essais à échelle réduite se font généralement sur une maquette placée dans une soufflerie ou une veine hydraulique. L'échelle de travail est en général de l'ordre du 1/50^e.

Pour représenter un phénomène identique à ce que l'on observait dans la réalité, il faut s'assurer de la conservation de grandeurs adimensionnelles de façon à garder le même système d'équations pour les essais en grandeur réelle et ceux à échelle réduite.

3.1.3 OUTILS DE CALCUL

La modélisation numérique présente a priori des avantages certains par rapport aux techniques physiques que sont les essais in situ ou à échelle réduite :

- rapidité de l'étude ;
- possibilité d'envisager un grand nombre de situations.

L'évolution des outils numériques de dispersion s'est faite parallèlement à la capacité des ordinateurs, même si certaines techniques de calcul sophistiquées ont des origines assez anciennes.

Les modèles numériques de dispersion peuvent se ranger par ordre de complexité croissante en trois principales familles :

- les modèles gaussiens ;
- les modèles intégraux ;
- les modèles CFD (Computational Fluid Dynamics).

Globalement, les deux premiers types d'outils s'attachent à modéliser la dispersion à partir d'équations paramétrées et simplifiées. Les temps de calcul sont courts, de l'ordre de la minute. Ils peuvent être mis en œuvre à partir d'un matériel informatique de type PC.

La troisième famille résout directement le système d'équation décrivant les mécanismes physiques de la dispersion. Les temps de calcul sont plus longs, de l'ordre de l'heure, voire de la journée. Ce type d'outil fonctionne généralement sous station de calcul.

Les premiers modèles de dispersion utilisés sur ordinateur sont de type **Gaussien**. Leur origine remonte aux travaux de Sutton (1932), de Pasquill (1961, 1974), de Gifford (1961, 1968) et en France, de Le Quinio (1964, 1975) et de Doury (1977, 1986). Ces modèles permettent d'estimer la dispersion des gaz neutres ou passifs (de masse volumique très proche de celle de l'air).

Cette limitation s'est vite avérée inacceptable pour bon nombre d'études faisant intervenir des gaz dont la masse volumique était sensiblement plus importante que celle de l'air. Van Ulden reprit en 1974, une méthodologie déjà existante et créa le premier **modèle de type intégral** appliqué à la dispersion des gaz lourds.

L'augmentation et la démocratisation croissante des moyens de calcul ont permis d'envisager de résoudre directement le système d'équations qui régit réellement la dispersion du nuage. C'est ainsi que sont apparus depuis la fin des années 70, les **modèles**

tridimensionnels permettant de simuler le comportement des nuages de gaz plus lourds que l'air.

Un domaine d'application maintenant en développement est l'intégration de ces outils dans des systèmes de surveillance et de prévision en temps réel.

3.1.4 DETERMINATION DES EFFETS SUR LA SANTE HUMAINE

Les modèles déterminent les lieux de l'espace où une concentration donnée est observée. Il est donc possible, en première approximation, de ne s'intéresser qu'à la distance maximale sous le vent de la source où une concentration donnée est atteinte.

Toutefois, d'une manière générale, quel que soit le phénomène considéré (dispersion d'un gaz toxique ou inflammable), les conséquences d'un accident industriel sont entre autres quantifiées en termes de distances limites en deçà desquelles il pourrait être observé des effets sur la santé humaine irréversibles et létaux¹⁰.

Pour cela, dans le cas d'un rejet de gaz inflammable, il faut apprécier :

- la distance où est atteinte la limite inférieure d'explosibilité (LIE) ;
- celle où est atteinte la limite supérieure d'explosibilité (LSE) ;
- ainsi que la masse de gaz inflammable (concentration comprise entre la LIE et LSE)..

Lorsqu'une personne respire une atmosphère polluée par un produit toxique, les effets auxquels on s'intéresse habituellement sont définis comme étant l'apparition (à faible probabilité) de la létalité, des malaises, de la toux...

Ces effets sont directement fonction de la concentration C et du temps t pendant lequel le sujet est exposé à cette concentration. Les effets varient bien évidemment selon que la personne est un enfant ou un vieillard, ainsi qu'en fonction de son état de santé ou de ses facultés d'accoutumance.

Aussi les courbes dans un plan (C, t) correspondant à un effet donné sont-elles établies pour une population représentative de l'ensemble des situations susceptibles de se produire.

Dans le plan $\text{Log}(C), \text{Log}(t)$, ces courbes sont assimilables à des droites et donc, à effet E constant, la concentration et le temps se trouvent pratiquement liés par une relation $C^n \cdot t = E$.

Sur ces courbes, les coordonnées d'un point (C, t) représentent :

- l'échelon de concentration C ,
- et le temps d'application t de cet échelon,

nécessaires pour que l'effet E se produise.

Cet effet se produira dès que $C^n \cdot t \geq E$.

En pratique lors d'un accident, un observateur n'est jamais soumis à un échelon de concentration constant dans le temps et il y a donc lieu d'intégrer les apports de chacun des pas de temps pendant lesquels la concentration est supposée constante en calculant :

¹⁰ Les seuils de référence à retenir pour les installations classées sont donnés dans l'arrêté du 22/10/2004 paru au J.O. du 19/12/2004.

$$I = \int C^n(t) \cdot dt$$

L'effet se produira si $I \geq E$.

Les valeurs des variables E et n dépendent à la fois du type d'effet considéré (apparition à faible probabilité de la létalité par exemple) et de la nature du produit toxique en cause.

3.2 MODELES NUMERIQUES

3.2.1 MODELES GAUSSIENS

3.2.1.1 GENERALITES

Un gaz passif va se disperser du fait de la seule action du fluide porteur, l'air (voir le chapitre 2.1.6.3 Densité du gaz). Le transport et la diffusion du gaz vont alors dépendre du vent et de la turbulence atmosphérique d'origine mécanique ou thermique.

En considérant la diffusion moléculaire négligeable¹¹ la diffusion turbulente homogène et isotrope et un champ de vent uniforme dans l'espace, la concentration de produit est supposée suivre une distribution gaussienne le long des plans perpendiculaires à la direction du rejet (voir la Figure 18).

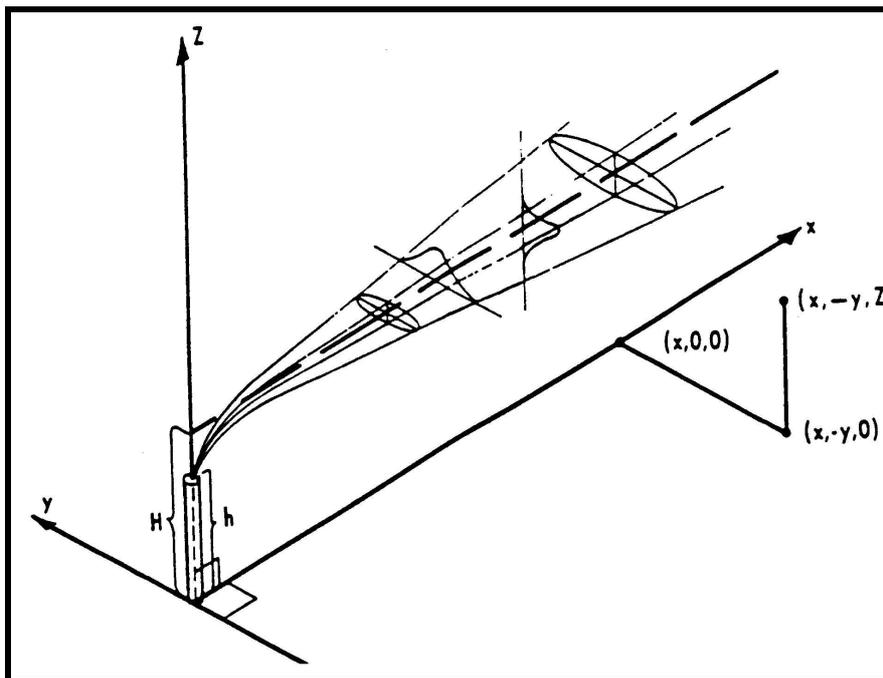


Figure 18 : Répartition gaussienne de la concentration dans un panache de gaz passif [Turner, 1970]

3.2.1.2 DOMAINE DE VALIDITE

Le modèle gaussien s'applique aux rejets de gaz passifs, le produit rejeté doit donc avoir :

- une densité à peu près égale à celle de l'air (ou bien il est très dilué) ;

¹¹ La diffusion moléculaire de 10^3 à 10^4 inférieure à la diffusion turbulente.

- une température identique à celle de l'air ;
- une vitesse initiale relative nulle.

De plus, les modèles gaussiens s'appuient sur un champ de concentration tridimensionnel généré par une source ponctuelle.

La diffusion moléculaire est négligée devant la diffusion turbulente, la vitesse du vent doit donc être d'au moins 1 à 2 m/s. Dans la plupart des cas, le champ de vent est uniforme avec un profil vertical constant. Des outils plus élaborés peuvent considérer la variation de la vitesse du vent, de la température de l'air et de la densité de l'atmosphère avec l'altitude. Une couche d'inversion de température peut parfois aussi être prise en compte.

La turbulence atmosphérique est prise en compte par l'intermédiaire de classes de stabilité (voir le chapitre 2.2.3.3 Degré de stabilité de l'atmosphère).

Le terrain doit être homogène et plat puisque la présence de reliefs, d'obstacles (murs, bâtiments...) introduirait des perturbations de l'écoulement de l'air importantes. Aussi, de façon pratique, les résultats sont valables au-delà d'au moins 100 m depuis le point de rejet.

Par ailleurs, au-delà de distances de dispersion de l'ordre de la dizaine de kilomètres, les résultats ne sont plus valables car d'autres phénomènes de turbulence et de diffusion doivent être considérés.

3.2.1.3 METHODES DE RESOLUTION

Rejet instantané

Dans le cas du rejet ponctuel et instantané d'une masse de gaz M, la concentration C du gaz dans l'atmosphère en un point (x,y,z) est de la forme :

$$C(x, y, z, t) = \frac{M}{(2\pi)^{3/2} \sigma_x \sigma_y \sigma_z} \exp\left(-\frac{(x - x_0 - ut)^2}{2\sigma_x^2} - \frac{(y - y_0)^2}{2\sigma_y^2}\right) \left[\exp\left(-\frac{(z - z_0)^2}{2\sigma_z^2}\right) + \alpha \exp\left(-\frac{(z + z_0)^2}{2\sigma_z^2}\right) \right]$$

- C : concentration [kg/m³] ;

- M : masse de produit libéré [kg] ;

$\left. \begin{array}{l} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \end{array} \right\}$: coordonnées de la source de produit [m] ;

$\left. \begin{array}{l} x \\ y \\ z \end{array} \right\}$: coordonnées du point où l'on calcule la concentration [m] ;

- u : vitesse moyenne du vent [m/s] ;

- t : temps depuis l'émission du gaz ;

$\left. \begin{array}{l} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \sigma_z \end{array} \right\}$: écarts-types de la distribution gaussienne de la quantité M de gaz par rapport à sa localisation à l'instant t [m] ;

- α : coefficient de réflexion au sol¹².

Rejet continu – Modèle « à bouffées »

Pour modéliser un rejet continu, il est possible de considérer l'émission d'une succession de rejets instantanés qui évolueront de façon gaussienne.

Le rejet de débit en fonction du temps $Q(t)$ peut se décomposer en n rejets instantanés de masse M_i tels que :

$$M_i = Q\left(\frac{t_{i-1} + t_i}{2}\right) (t_i - t_{i-1})$$

Le $i^{\text{ème}}$ rejet instantané, indicé i , est émis à l'instant t_i et a une masse M_i . La concentration C du gaz dans l'atmosphère en un point (x,y,z) est alors de la forme :

$$C(x, y, z, t) = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{M_i}{(2\pi)^{3/2} \sigma_{x_i} \sigma_{y_i} \sigma_{z_i}} \exp\left(-\frac{[x - x_0 - u(t - t_i)]^2}{2\sigma_{x_i}^2} - \frac{(y - y_0)^2}{2\sigma_{y_i}^2}\right) \left[\exp\left(-\frac{(z - z_0)^2}{2\sigma_{z_i}^2}\right) + \alpha \exp\left(-\frac{(z + z_0)^2}{2\sigma_{z_i}^2}\right) \right]$$

- M_i : Masse du $i^{\text{ème}}$ rejet instantané [kg] ;
- u : vitesse moyenne du vent [m/s] ;
- n : nombre de rejets instantanés considérés ;
- t_i : instant de fin d'émission du $i^{\text{ème}}$ rejet [s] ;
- t_{i-1} : instant de fin d'émission du $(i-1)^{\text{ème}}$ rejet et début d'émission du $i^{\text{ème}}$ rejet [s] ;
- $\left. \begin{matrix} \sigma_{x_i} \\ \sigma_{y_i} \\ \sigma_{z_i} \end{matrix} \right\}$: écarts-types de la distribution gaussienne du $i^{\text{ème}}$ rejet instantané de masse M_i par rapport à sa localisation à l'instant t [m] ;
- α : coefficient de réflexion au sol.

¹² Un terme de réflexion au sol peut être pris en compte pour modéliser la capacité de réflexion ou d'absorption du produit sur le sol, l'eau ou les végétaux. De façon évidente, ce phénomène est plus ou moins accentué suivant la nature du produit et l'environnement. $\alpha = 0$: absorption totale et $\alpha = 1$: réflexion totale pour un sol non poreux avec un produit ne pouvant réagir avec ce sol ou la végétation (un gaz comme l'air sur du béton).

Rejet continu – Modèle « panache »

Si le rejet est continu (voir le chapitre 2.1.4 Mode d'émission) et si la vitesse de vent est suffisamment importante pour que le phénomène de diffusion dans la direction du vent soit négligeable devant le phénomène de convection, la concentration C du gaz dans l'atmosphère en un point (x,y,z) peut s'écrire :

$$C(x,y,z) = \frac{Q}{2\pi u \sigma_y \sigma_z} \exp\left(-\frac{(y-y_0)^2}{2\sigma_y^2}\right) \left[\exp\left(-\frac{(z-z_0)^2}{2\sigma_z^2}\right) + \alpha \exp\left(-\frac{(z+z_0)^2}{2\sigma_z^2}\right) \right]$$

Calcul des écarts types

L'utilisation des modèles gaussiens impose donc la détermination des écarts-types [Doury ; Hanna, 1982b ; Pasquill, 1974 ; Turner, 1969].

A partir de campagnes de mesures sur des rejets de produits, des formules ont été établies, donnant la valeur des écarts-types en fonction :

- de la distance d'éloignement de la source de rejet (Pasquill, Turner, Briggs, Hosker) ;
- ou encore du temps de transfert (Doury).

Les écarts types ont été calés pour des rejets relativement importants à la source (au minimum de l'ordre de la tonne), et pour des distances de dispersion de l'ordre de la dizaine de kilomètres au maximum.

Les écarts types de la loi gaussienne dépendent :

- de la distance à la source ou de la durée de transfert ;
- des caractéristiques de la structure de l'atmosphère ;
- et de la rugosité du site.

Corrélation de Pasquill-Turner

Les écart-types de Pasquill ont été déterminés pour les modèles « panache » à partir des mesures de « Prairies Grass » menées en Grande Bretagne, en 1960. Ces mesures ont été faites sur un terrain plat, bien dégagé, peu rugueux (de l'ordre de 3 cm).

En fonction des classes de stabilité atmosphérique de Pasquill (voir le chapitre 2.2.3.3 Degré de stabilité de l'atmosphère), les valeurs des écarts-types ont été formulées en fonction à la distance de la source (valable pour des distances supérieures à 100 m et inférieure à 10 km).

Les valeurs des écarts types σ_y et σ_z proposées par Pasquill correspondent à des durées d'échantillonnage de 10 minutes, et une hauteur de source qui n'excède pas les premières centaines de mètres.

La relation pour calculer les écarts type est de la forme :

$$\sigma = a \cdot x^b + c$$

Les valeurs de a , b et c sont reportées dans les tableaux suivants pour respectivement σ_y et σ_z (x , σ_y et σ_z sont exprimés en km).

Stabilité atmosphérique (Pasquill)	a	b	c
A	0,215	0,858	0
B	0,155	0,889	
C	0,105	0,903	
D	0,068	0,908	
E	0,05	0,914	
F	0,034	0,908	

Tableau 4 : Coefficients relatifs à σ_y

Stabilité atmosphérique (Pasquill)	a	b	c
A	0,467	1,89	0,01
B	0,103	1,11	0
C	0,066	0,915	0
D	0,0315	0,822	0
E si $x < 1$ km	0,0232	0,745	0
E si $x > 1$ km	0,148	0,15	-0,126
F si $x < 1$ km	0,0144	0,727	0
F si $x > 1$ km	0,0312	0,306	-0,017

Tableau 5 : Coefficients relatifs à σ_z

Corrélation de Davidson

Pasquill est par ailleurs associé à d'autres auteurs (Turner, Gifford...) qui ont établi des formules plus ou moins proches. L'une de ces formulations est celle de Davidson (90).

La relation de Davidson (90) pour estimer les écarts types est de la forme :

$$\sigma = a \cdot x^{(b+c \cdot \log(x))}$$

Les valeurs de a, b et c sont reportées dans les tableaux suivants pour respectivement σ_y et σ_z (x est exprimé en km et σ_y , σ_z en m).

Stabilité atmosphérique (Pasquill)	a	b	c
A	209,6	0,8804	-0,006902
B	154,7	0,8932	-0,006271
C	103,3	0,9112	-0,004845
D	68,28	0,9112	-0,004845
E	51,05	0,9112	-0,004845
F	33,96	0,9112	-0,004845

Tableau 6 : Coefficients relatifs à σ_y

Stabilité atmosphérique (Pasquill)	a	b	c
A	417,9	2,058	0,2499
Pour plus de précisions avec la classe A si $0,10 < x < 0,45$ km	310,4	1,773	0,1879
Pour plus de précisions avec la classe A si $0,45 < x < 3,1$ km	453,9	2,117	0
B	109,8	1,064	0,01163
C	61,14	0,9147	0
D	30,38	0,7309	-0,032
E	21,14	0,6802	-0,04522
F	13,72	0,6584	-0,05367

Tableau 7 : Coefficients relatifs à σ_z

Corrélation de Briggs

Une autre corrélation des écarts types basée sur les essais de Pasquill est celle de Briggs.

La relation pour estimer les écarts types est de la forme :

$$\sigma = a \cdot x^{(b+c \cdot \log(x))}$$

Les valeurs de a, b et c sont reportées dans les tableaux suivants pour respectivement σ_y et σ_z (x est exprimé en km et σ_y , σ_z en m).

Stabilité atmosphérique (Pasquill)	σ_y (m)	σ_z (m)
A	$0.22x(1 + 0.0001x)^{-1/2}$	$0.20x$
B	$0.16x(1 + 0.0001x)^{-1/2}$	$0.12x$
C	$0.11x(1 + 0.0001x)^{-1/2}$	$0.08x(1 + 0.0002x)^{-1/2}$
D	$0.08x(1 + 0.0001x)^{-1/2}$	$0.06x(1 + 0.0015x)^{-1/2}$
E	$0.06x(1 + 0.0001x)^{-1/2}$	$0.03x(1 + 0.0003x)^{-1}$
F	$0.04x(1 + 0.0001x)^{-1/2}$	$0.016x(1 + 0.0003x)^{-1}$

Tableau 8 : Coefficients relatifs à σ_y et σ_z

Corrélation de Doury

Les écart-types de Doury ont été déterminés à partir d'un grand nombre de données expérimentales recueillies par Sandia Corporation, en 1966.

En fonction des classes de stabilité atmosphérique de Doury (voir le chapitre 2.2.3.3 Degré de stabilité de l'atmosphère), les valeurs des écarts-types sont fonction du temps de transfert et de la stabilité atmosphérique.

La relation pour calculer les écarts type est de la forme :

$$\sigma_y = (A_h t)^{K_h}$$

$$\sigma_z = (A_z t)^{K_z}$$

Les valeurs de A_h , A_z , K_h et K_z sont reportées dans les tableaux suivants pour respectivement σ_y et σ_z (t est exprimé en s et σ_y , σ_z en m).

Diffusion normale (DN)

Temps de transfert [s]	A_h	A_z	K_h	K_z
	[m ^{1/k} /s] k= K_h ou K_z			
$0 < t < 240$	0,405	0,42	0,859	0,814
$240 < t < 3\ 280$	0,135	1,00	1,130	0,685
$3\ 280 < t < 97\ 000$	0,135	20,0	1,130	0,500
$97\ 000 < t < 508\ 000$	0,463	20,0	1,000	0,500
$508\ 000 < t < 1\ 300\ 000$	6,50	20,0	0,824	0,500
$t > 1\ 300\ 000$	$2 \cdot 10^5$	20,0	0,500	0,500

Tableau 9 : Coefficients relatifs aux écarts-types

Diffusion faible (DF)

Temps de transfert [s]	A_h	A_z	Kh	Kz
	[m ^{1/k} /s] k= Kh ou Kz			
0 < t < 240	0,405	0,20	0,859	0,500
240 < t < 97 000	0,135	0,20	1,130	0,500
97 000 < t < 508 000	0,463	0,20	1,000	0,500
508 000 < t < 1 300 000	6,50	0,20	0,824	0,500
t > 1 300 000	2 10 ⁵	0,20	0,500	0,500

*Tableau 10 : Coefficients relatifs aux écarts-types***3.2.1.4 LIMITATIONS ET CORRECTIONS POSSIBLES**Définition des écarts-types relativement à la structure turbulente de l'atmosphère

La pertinence d'un modèle gaussien dépend principalement d'une estimation correcte des écarts-types.

Les modèles de type gaussien ne donnent pas nécessairement tous les mêmes résultats du fait des différentes approches retenues pour la détermination des écarts-types.

Aussi, certaines considérations relatives à la caractérisation de la turbulence atmosphérique doivent être gardées en mémoire pour le choix de la paramétrisation des écarts-types vis-à-vis du problème étudié.

Ainsi, le spectre de turbulence est décrit par des formulations empiriques qui s'appuient sur des considérations de similitude. Les lois de similitude prévoient que l'énergie turbulente augmente avec la vitesse du vent. Lorsque la vitesse du vent tend vers zéro, la théorie dit que la turbulence tend vers zéro.

Néanmoins, les lois de similitude ne s'appliquent pas à des turbulences de grande échelle. Même si la vitesse du vent tend vers zéro, une turbulence résiduelle constituée de basses fréquences persiste dans l'atmosphère. Cette turbulence ne dépend pas de paramètres locaux.

De ce fait, pour la turbulence de petite échelle, toutes choses égales par ailleurs, lorsque la vitesse du vent augmente, l'énergie de mélange est plus importante, mais en contre-partie il faut moins de temps pour atteindre un point donné. Ces deux effets se compensent, sur une distance de transfert donnée, la diffusion reste la même quelle que soit la vitesse du vent. Autrement dit, l'écart-type de la répartition du produit dépend de la distance de transfert et non pas de la vitesse à laquelle est parcourue cette distance.

Lorsque la turbulence de grande échelle prédomine, c'est-à-dire dans le cas de distances de transfert importantes (la diffusion de nuage de grandes dimensions est régie par des structures importantes) ou des situations de vent faible (la turbulence de petite échelle est faible), les écarts-types dépendent de ce fait de façon évidente du temps de transfert et non de la distance.

Autrement dit, pour les temps de transfert courts, la turbulence de petite échelle joue un rôle non négligeable. Par contre pour les temps de transfert importants, la turbulence de grande échelle, indépendante de la hauteur de rugosité, devient dominante.

Ainsi, **dans la direction horizontale**, le processus de diffusion comprend deux phénomènes [Bakkum, 1997] :

- la diffusion relative du produit autour du centre de masse de la bouffée (cas a) ;
- la diffusion des centres de masse des bouffées de produit (cas b).

Selon la dimension de la bouffée, les hautes et basses fréquences du spectre de turbulence seront ou non actives sur la dispersion de la bouffée. Par ailleurs, lorsque la bouffée est dans un champ turbulent de dimension comparable à celle de la bouffée, les deux processus sont actifs (cas c).

Les écarts-types sont fonction de la distance près de la source et dépendent uniquement du temps de transfert loin de la source. Pour des temps de transfert importants, l'écart-type horizontal devient indépendant de la stabilité atmosphérique car la turbulence de grande échelle prévaut.

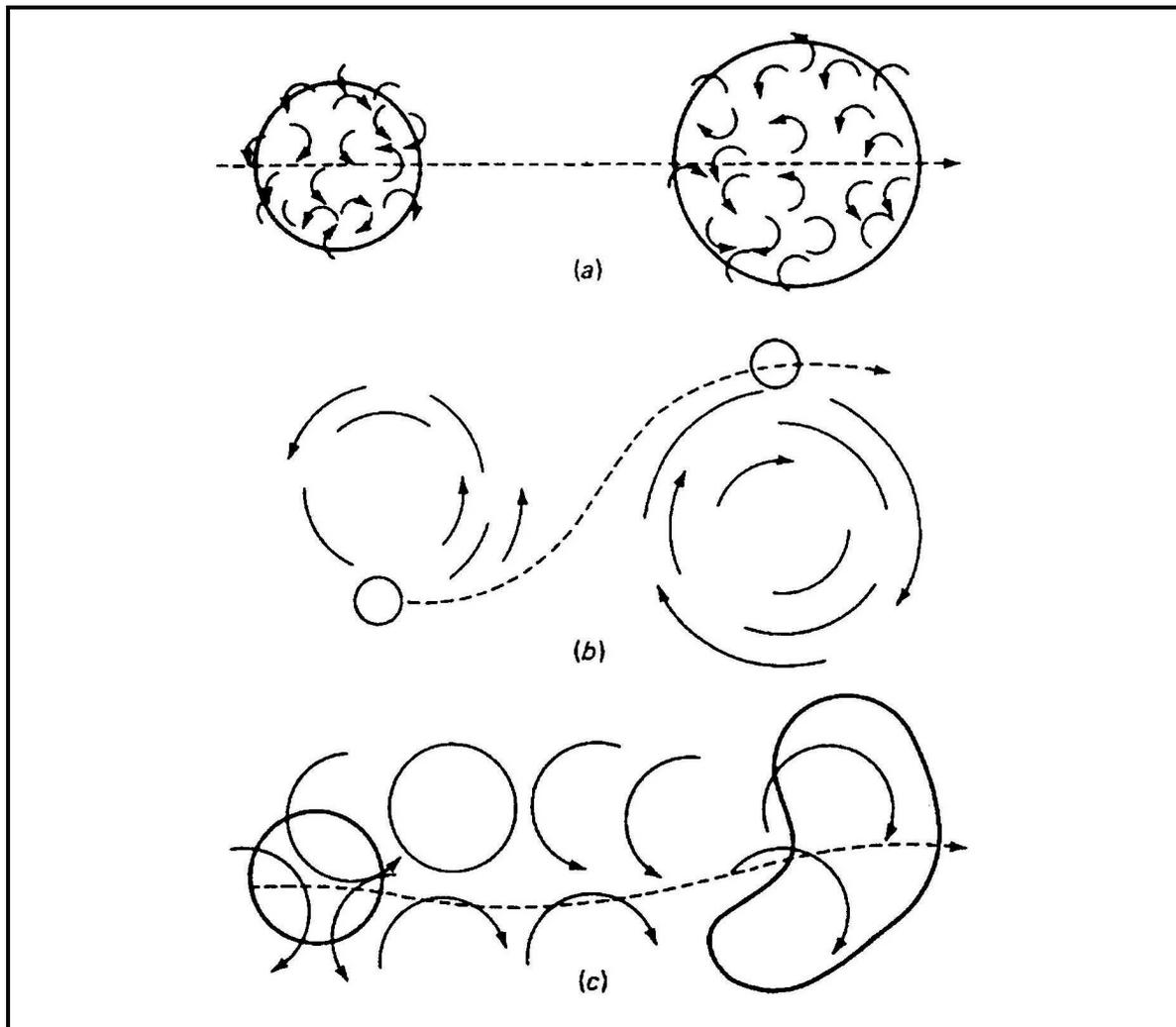


Figure 19 : Dispersion d'une bouffée de produits transportée par l'air, dans trois conditions de turbulence [Bakkum et. al ;, 1997]

Dans la direction verticale, la gamme des tourbillons concerne uniquement la petite échelle et les écarts-types sont toujours fonction de la distance de transfert.

Enfin, il convient de souligner que l'effet de stabilité sur les écarts-types est moins important dans la direction horizontale que dans la direction verticale.

Détermination des écarts-types

Les formules des écarts-types ont été établies sur la base de résultats expérimentaux. Les valeurs des écarts-types reflètent donc la dispersion pour un milieu de nature équivalente au site expérimental. Certaines corrections peuvent toutefois être apportées. Celles-ci sont décrites ci-après.

Temps d'observation

Le temps d'observation implicite du modèle est celui qui a permis la détermination des valeurs des écart-types. Ainsi, les corrélations des écarts-types supposent des durées d'échantillonnage de 10 minutes pour Pasquill et de 3 minutes pour Sutton.

Pour des temps d'observation plus longs, la variabilité du vent en vitesse et direction entraîne une dispersion supplémentaire qui fait que le modèle sur-estime la concentration intégrée sous le vent et sous-estime la largeur du panache.

Il est par conséquent nécessaire d'étudier les possibilités d'introduire a posteriori l'influence des fluctuations à moyenne ou grande période.

L'écart-type σ_y est beaucoup plus sensible que σ_z à l'accroissement des durées d'échantillonnage car les fluctuations latérales du vent peuvent entraîner surtout à une assez grande distance de la source, un balayage important du panache. Cet effet est particulièrement sensible par vent léger dans le cas d'une atmosphère stable : on observe alors des fluctuations latérales de grande période.

Doury propose une prise en compte de cette dispersion supplémentaire par une correction s'exprimant de la façon suivante [UIC, 1995] :

$$\frac{\sigma_{yT}}{\sigma_{yT_0}} = \frac{C_{\max T_0}}{C_{\max T}} = \left[\frac{T}{T_0} \right]^{\alpha \exp(-t/24)}$$

avec

- T : la durée d'observation effective,
- T_0 : la durée d'observation de référence (environ 0,1h),
- t : la durée de transfert [h],
- α : exposant sans dimension,
- C_{\max} : concentration sous le vent.

Durée d'observation [h]	Exposant sans dimension α
0 à 0,1	0
0,1 à 1	0,50
1 à 4	0,40
4 à 24	0,25
24 à ∞	0

Tableau 11 : Facteur correctif relatif au temps d'observation

Turner propose la correction suivante :

$$\frac{C_{\max T}}{C_{\max T_0}} = k$$

avec

- T : la durée d'observation effective,
- T_0 : la durée d'observation de référence (3 minutes),
- k : facteur correctif,
- C_{\max} : concentration sous le vent.

Durée d'observation [h]	Facteur correctif k
0,05	1
0,25	0,82
1	0,61
3	0,51
24	0,36

Tableau 12 : Facteur correctif relatif au temps d'observation

Source ponctuelle

Le modèle gaussien considère une source d'émission ponctuelle. Dans le cas contraire, il est toutefois possible de se ramener à un ensemble de sources ponctuelles.

Une source est ponctuelle si ses dimensions sont petites devant celles du nuage de gaz aux premiers instants de l'observation considérée. Dans le cas d'une source non ponctuelle, il est possible d'admettre que tout se passe comme si cette source était le résultat de la dispersion d'une source ponctuelle placée en amont de celle-ci.

Ceci revient à ajouter aux écarts-types précédents un écart-type tel que [UIC, 1995] :

$$\sigma_{i\Theta} = \frac{a_i}{(2\pi)^{1/2}}$$

avec a_i : la dimension de la source dans la direction i ,

soit à retenir un écart-type :

$$\sigma_i = (\sigma_{i0}^2 + \sigma_{i\Theta}^2)^{1/2}$$

avec σ_{i0} : écart-type sans correction.

Cette relation assure l'égalité des quantités de matière contenues dans le volume πa_i et la bouffée d'écarts-types σ_i en supposant une répartition gaussienne de la matière.

Rugosité

Le modèle gaussien traduit la présence d'obstacles, de la végétation sous la forme d'un paramètre global de rugosité. Les écarts-types de Doury ont été calés sur des terrains de rugosité très variée. Par contre, les écarts-types de Pasquill ont été déterminés pour une rugosité de 3 cm.

Pour tenir compte d'une valeur de rugosité différente, il s'agit de corriger l'écart-type dans la direction verticale σ_z (certains modèles considèrent aussi une modification des écarts-types dans la direction horizontale).

Ainsi, Turner propose la correction établie par Smith, selon laquelle [Turner, 1969] :

$$\sigma_z = a x^s \text{ avec } x \text{ [km]}$$

Classe de stabilité	Coefficient a			Coefficient s		
	Rugosité					
	1 cm	10 cm	1 m	1 cm	10 cm	1 m
A	0,102	0,140	0,190	0,94	0,90	0,83
B	0,062	0,080	0,110	0,89	0,85	0,77
C	0,043	0,056	0,077	0,85	0,80	0,72
D	0,029	0,038	0,050	0,81	0,76	0,68
E	0,017	0,023	0,031	0,78	0,73	0,65
F	0,009	0,012	0,017	0,72	0,67	0,58

Tableau 13 : Facteur correctif relatif à la rugosité

Le TNO propose la correction suivante [Bakkum, 1997] :

$$\frac{\sigma'_{z_0}}{\sigma_{z_0}} = \left[\frac{z'_0}{z_0} \right]^p$$

avec

- $p = 0,53 x^{-0,22}$ (x en m) ;
- z'_0 : la rugosité corrigée ;
- σ'_{z_0} : l'écart-type pour la rugosité z'_0 ;
- σ_{z_0} : l'écart-type pour la rugosité z_0 .+

Ces dernières années, des modèles gaussiens dits « de deuxième génération » ont fait leur apparition sur le marché. Ce type de modèle n'utilise pas les classes de stabilité comme c'est le cas pour les modèles gaussiens traditionnels. Ils s'appuient sur une approximation élaborée de la turbulence atmosphérique faisant intervenir la vitesse de frottement, les transferts thermiques...

Ainsi, une formulation des écarts-types a récemment été développée par l'IPSN et ses homologues allemands. Ce modèle dit modèle franco-allemand s'appuie sur une théorie générale de la couche limite atmosphérique [Crabot, 1999].

En ce qui concerne l'écart-type dans la direction horizontale, il est basé sur des considérations de spectres énergétiques turbulents dans l'atmosphère et leurs relations avec l'écart-type de la répartition gaussienne (approche spectrale). Pour la diffusion dans la direction verticale, l'approche est fondée sur l'hypothèse que la turbulence et son échelle de temps peuvent être décrite en fonction de la vitesse de frottement, de la vitesse de convection, et de la hauteur de la couche de mélange. Cette paramétrisation a l'avantage de ne pas dépendre de résultats d'expériences de dispersion spécifiques à un site donné.

3.2.2 MODELES INTEGRAUX

3.2.2.1 GENERALITES

Lorsque le rejet est tel qu'il perturbe l'écoulement atmosphérique de l'air, l'emploi d'un modèle gaussien est inadapté. Des mécanismes physiques non pris en compte par les modèles gaussiens doivent être considérés tels :

- les effets de turbulence dynamique, pour les rejets sous forme de jet à grande vitesse d'émission ;
- les effets de gravité, pour les rejets de gaz lourds ;
- les effets de flottabilité pour les rejets de gaz légers.

L'emploi d'un modèle intégral permet de modéliser ces mécanismes. Ce type de modèle est basé sur les équations de la mécanique des fluides dont le système d'équations est suffisamment dégénéré pour permettre une résolution rapide. Cette simplification se traduit par l'introduction de paramètres représentant globalement les mécanismes non modélisés. Pour la modélisation des nuages de gaz passifs (dès leur rejet ou après une dilution suffisamment importante), l'outil intégral utilise un modèle gaussien.

Par ailleurs, ces modèles comprennent, dans la plupart des cas, un module de calcul permettant de déterminer le terme source de rejet en fonction des conditions de stockage du produit et du type de rejet (rupture guillotine, ruine du réservoir, évaporation de flaque...) [Mavrothalassitis, 1995 ; Mouilleau, 1991a ; Witlox, 2000].

3.2.2.2 *DOMAINE DE VALIDITE*

Dans ce type de modèle, la turbulence atmosphérique est prise en compte par l'intermédiaire de classes de stabilité atmosphérique (voir chapitre 2.2.3.3 Degré de stabilité de l'atmosphère), de façon à s'affranchir d'une modélisation lourde de la turbulence.

Comme pour les modèles de dispersion passive, le terrain est supposé homogène et idéalement plat. La présence de reliefs, d'obstacles (murs, bâtiments...) introduirait des perturbations de l'écoulement de l'air complexes. Les caractéristiques du terrain sont définies sous la forme d'une seule hauteur de rugosité pour toute la région du rejet.

Le champ de vent est uniforme. Dans la plupart des cas, le profil vertical du vent est retenu comme constant. Des outils plus élaborés peuvent considérer la variation de la vitesse du vent, de la température de l'air et de la densité de l'atmosphère avec l'altitude. Une couche d'inversion de température peut parfois aussi être prise en compte.

Comme pour les modèles gaussiens, au-delà de distances de dispersion de l'ordre de la dizaine de kilomètres, les résultats ne sont plus valables car d'autres phénomènes de turbulence et de diffusion doivent être considérés.

3.2.2.3 *METHODES DE RESOLUTION*

La mise au point des modèles de type intégral passe :

- d'une part, par la paramétrisation de certaines équations de la mécanique des fluides et la sélection de méthodes numériques de résolution ;
- et d'autre part, par le calage des paramètres introduits dans le système d'équations.

Chaque outil utilise une mise en équation spécifique et qui lui est propre pour chacun des mécanismes physiques modélisés (effets de gravité des gaz lourds, effets dynamiques des jets turbulents...).

L'approche globale retenue par la plupart des outils intégraux est présentée ci-après de façon synthétique sachant que la mise en équation des mécanismes considérés pourra être trouvée dans les manuels théoriques accompagnant la majorité des logiciels de dispersion.

Rejets instantanés

Pour la modélisation de la dispersion d'un rejet instantané, le modèle suit le nuage dans son ensemble.

Les résultats donnent la position et les propriétés au centre du nuage à différents instants après le rejet. Le nuage est généralement supposé avoir une section horizontale circulaire et une section transversale verticale circulaire si le nuage est élevé et de forme elliptique tronquée si le nuage touche le sol et s'effondre.

Rejets continus

Pour la modélisation de la dispersion d'un rejet continu, le modèle considère un panache totalement développé dans lequel le produit est encore en train d'être rejeté.

Les résultats donnent les caractéristiques des sections transversales situées le long de l'axe de ce panache (dimensions, concentrations, temps nécessaire pour atteindre la section depuis le point de rejet...).

La section transversale est généralement considérée comme circulaire si le nuage est élevé ou elliptique si le nuage touche le sol et s'effondre.

Puisque la modélisation d'un rejet continu est seulement valable après que le panache se soit totalement développé, si le rejet est relativement court ou encore de durée limitée, le modèle doit alors considérer le développement partiel du panache et ajuster ses calculs de façon adéquate.

Rejets de durée limitée

La modélisation des rejets de durée limitée considère ces rejets comme des rejets instantanés, c'est-à-dire comme une masse rejetée au lieu d'un débit de rejet.

Toutefois, il n'est pas possible de prévoir à partir des données d'entrée si le rejet continu va conduire ou pas à un panache totalement développé. Aussi le modèle commence toujours par une modélisation de rejet continu. A chaque pas de temps après l'arrêt du rejet, il vérifie si le nuage ne présente pas au global les caractéristiques d'un rejet instantané. Si tel est le cas il alors remplace le nuage continu par un nuage équivalent circulaire instantané. Cette approche est qualifiée de quasi-instantanée.

Les nuages continus et instantanés ont des formes très différentes. Le passage vers une approche quasi-instantanée peut conduire à des discontinuités dans les résultats. La concentration en un point donné peut de ce fait changer de façon abrupte à l'instant du changement. Il est malgré tout possible de palier à ce problème en utilisant des facteurs de correction pour modifier les résultats du modèle continu en une façon qui reflète l'étalement et l'entraînement de la tête et de la queue du nuage.

Déplacement du nuage

Le déplacement et le développement géométrique du nuage sont calculés en fonction de sa quantité de mouvement. Plusieurs facteurs vont intervenir successivement ou simultanément :

- quand le nuage est en contact avec le sol ou atteint une couche d'inversion, la composante verticale de la quantité de mouvement est transformée en composante horizontale, ce qui se traduit par une augmentation de la largeur du nuage.
- si le nuage est plus lourd que l'air, il va s'effondrer sur le sol ce qui va générer de la turbulence, entraîner de l'air et changer sa section transversale circulaire en une ellipse tronquée. Le sol exerce une force de frottement sur les zones du nuage qui sont en contact, ce qui diminue la quantité de mouvement du nuage.
- si un nuage au sol a une densité suffisamment petite par rapport à celle de l'air alors le nuage peut décoller du sol.

- la quantité de mouvement va être perdue progressivement du fait de l'entraînement de l'air et de l'éventuel frottement du nuage avec le sol. Le nuage est par la suite entraîné par le vent.

Dilution du nuage

Plusieurs sources de turbulence vont entraîner de l'air dans le nuage et le diluer. Le modèle considère les sources de turbulence dues :

- à la quantité de mouvement initiale ;
- au cisaillement du champ de vent ;
- à l'effondrement d'un nuage dense ;
- à la turbulence atmosphérique ;

Chacun des mécanismes participe à la dilution du nuage avec une intensité différente et variable selon l'évolution des caractéristiques du nuage. A chaque étape de la dispersion, le modèle évalue les mécanismes actifs et calcule un taux d'entraînement d'air total.

Concentration dans le nuage

L'air est entraîné par les bords du nuage et se déplace graduellement dans le corps du nuage.

Le profil de concentration dans une section du nuage va changer avec le temps. Le profil de concentration varie de façon franche dans les premiers instants de la dispersion pour prendre des variations régulières et monotones au fur et à mesure que la dilution s'opère. Le profil de concentration tend ainsi vers une forme gaussienne lorsque la dispersion devient passive.

Certains modèles donnent comme résultat de concentration une valeur moyennée temporellement au centre de gravité du nuage pour une hauteur fixée, ou encore à la moyenne des concentrations à la verticale du centre de gravité. D'autres modèles plus élaborés fournissent l'évolution de la concentration au sein du nuage.

3.2.2.4 LIMITATIONS

La qualité de ce type de modèle est conditionnée en grande partie sur le choix et l'établissement des paramètres utilisés pour simplifier les équations de la mécanique des fluides.

Le calage et la validation de ces modèles repose sur la comparaison entre les concentrations mesurées lors des campagnes d'essais (notamment Thorney Island) et les concentrations calculées par le modèle. Le nombre de campagnes d'essais n'est malheureusement pas très important et l'augmentation du nombre de paramètres dans ces modèles peut poser des difficultés de calage difficilement surmontables.

Par ailleurs, cette comparaison n'est pas toujours aisée puisque les calculs donnent une seule valeur de concentration dans le nuage, pouvant correspondre à une concentration moyennée temporellement au centre de gravité du nuage pour une hauteur fixée, ou encore à la moyenne des concentrations à la verticale du centre de gravité... L'essai expérimental fournit par contre une valeur de concentration en un ou plusieurs points de l'espace et dans le temps.

Enfin, il faut souligner que des erreurs issues du code où une mise en équation des mécanismes physiques non réalistes peuvent être masqués par l'utilisation de ces paramètres.

3.2.3 MODELES TRI-DIMENSIONNELS

3.2.3.1 GENERALITES

Les modèles numériques tri-dimensionnels permettent de simuler les rejets de gaz en prenant en compte l'ensemble des phénomènes intervenant de façon significative sur la dispersion, qu'ils soient liés à l'atmosphère comme la turbulence thermique, ou au site comme les obstacles ou le relief.

Ces modèles s'attachent donc à résoudre directement le système d'équations physiques qui gouverne la dispersion sans le dégénérer comme dans la démarche des modèles de type intégral.

Le système d'équations du modèle physique est composé de :

- la conservation de la quantité de mouvement ;
- la conservation de l'énergie ;
- la conservation de la masse d'air ;
- la conservation de la quantité de produit ;
- l'équation d'état du mélange gazeux ;
- l'équation donnant la masse molaire du mélange.

A ces équations peuvent bien sûr être ajoutées d'autres équations afin de tenir compte de l'humidité, ou encore d'éventuelles réactions chimiques...

3.2.3.2 DOMAINE DE VALIDITE

Du point de vue théorique, la validation des modèles tridimensionnels est plus facile à faire que celle des modèles de type intégral car les résultats se présentent sous la forme de variations spatio-temporelles des grandeurs physiques.

La modélisation tridimensionnelle apporte des informations qualitatives en plus des résultats quantitatifs : elle permet d'observer très facilement l'évolution du nuage que se soit en perspective ou dans des coupes.

Enfin, d'autres grandeurs telles que la température, la vitesse ou la pression peuvent servir aux validations.

3.2.3.3 METHODES DE RESOLUTION

Plusieurs méthodes de résolution existent et sont caractérisées par les différents paramètres :

- le type de modèle, eulérien / lagrangien / pré-processeurs météorologiques ;
- le schéma général de résolution, éléments, différences ou volumes finis ;
- les méthodes de résolution locales : gradient conjugué, Gauss Seidel...

Modèles eulériens

Les modèles eulériens sont basés sur les équations de la mécanique des fluides et du transport des produits. Pour résoudre ces équations en tenant compte de la turbulence, le modèle doit décomposer les composantes de la vitesse en la somme d'une moyenne et de fluctuations, générant ainsi de nouvelles inconnues. Il faut alors de nouvelles équations pour fermer le système. Ces équations correspondent à des hypothèses semi-empiriques plus ou moins complexes, qui représentent plus ou moins bien les phénomènes physiques.

Afin de résoudre le système, le modèle doit discrétiser numériquement les équations à résoudre. Ceci se fait par l'intermédiaire d'un maillage qui peut être plus ou moins complexe. De ce point de vue, les modèles eulériens diffèrent également suivant le schéma de résolution numérique qu'ils adoptent :

- éléments finis. Le maillage est défini par des lignes de nœuds qui épousent à une homothétie près, la forme du relief. Le principal inconvénient des différences finies réside dans le manque de souplesse dans le dessin du maillage.
- différences finies. C'est la méthodologie la plus utilisée, essentiellement du fait de la facilité de mise en œuvre.
- volumes finis. Cette méthode plus élaborée, permet d'améliorer la convergence et évite la diffusion numérique.

Les grandeurs physiques sont déterminées aux nœuds du maillage (sommets, centre de gravité, milieux des côtés... des éléments). Les différences de taille et de forme des éléments peuvent conduire à envisager différentes représentations des phénomènes physiques. Il est alors important de garder à l'esprit que la manière dont le maillage a été conçu influe sur les résultats.

Il convient aussi de fixer correctement les conditions aux limites du maillage : l'entrée et la sortie des produits dans le domaine défini. Des conditions aux limites inadaptées peuvent conduire à des résultats erronés voire aberrants.

Enfin, les méthodes de résolution locale (résolution des systèmes linéaires, interpolations...) jouent un rôle important puisqu'elles doivent minimiser les erreurs systématiques, être compatibles les unes avec les autres et enfin ne pas avoir un coût de fonctionnement prohibitif.

Modèles lagrangiens

Les modèles lagrangiens utilisent, pour modéliser le mouvement du fluide, une approche particulière : la dispersion est évaluée par le calcul de plusieurs milliers de trajectoires de particules partant d'une même source. Les concentrations sont alors données par sommation du nombre de particules présentes dans un volume donné. Les particules sont supposées indépendantes et le modèle néglige donc les interactions entre les trajectoires des particules, ce qui ne rend que partiellement compte du champ de turbulence.

Par rapport aux modèles nécessitant un maillage, l'approche lagrangienne évite la diffusion artificielle initiale des sources ponctuelles dans la maille correspondante et les erreurs dues à la diffusion numérique. Elle permet de plus de n'effectuer les calculs que là où cela est nécessaire.

Couplage Eulérien-Lagrangien

Certains modèles choisissent de coupler ces deux approches : un modèle lagrangien est utilisé pour les environs proches de la source, puis un modèle eulérien prend le relais lorsque l'on s'éloigne de celle-ci. Plus souvent encore, le calcul de la météo est confié à un modèle eulérien, le calcul de la dispersion étant alors effectué par un modèle lagrangien.

Pré-processeurs météorologiques

L'utilisation de classes de stabilité est réservée aux modèles les plus simples ne permettant pas une prise en compte fine de l'orographie, comme les modèles gaussiens ou intégraux. Des modèles plus élaborés peuvent déduire la distribution du champ des vents par un calcul ou en faisant appel à un pré processeur météo. Signalons que le calcul se fait en amont du calcul de la dispersion. Il est en général particulièrement complexe de résoudre à la fois les équations de la météo et celles de la dispersion. Ainsi, toute modélisation mettant en œuvre des logiciels tridimensionnels élaborés se décompose en deux étapes : une première étape qui calcule la météo du site et une deuxième qui traite la dispersion.

Il existe deux grands types de modèles météorologiques qui interviennent en tant que pré processeur dans les logiciels tridimensionnels : les modèles diagnostics et les modèles pronostics.

Modèles diagnostics

Les modèles diagnostics utilisent simplement des données météorologiques afin de créer un champ de vent 3D par interpolation sous des contraintes de continuité mais, sans passer par la résolution des équations d'écoulement. Bien entendu, cette méthode demande un nombre de données conséquent pour permettre une bonne corrélation avec la réalité. Malheureusement, les données météorologiques sur le site à étudier ne sont pas toujours disponibles et les modèles diagnostics sont alors beaucoup moins performants.

Modèles pronostics

Les modèles pronostics résolvent directement les équations de la mécanique des fluides. Certains modèles, les modèles dits hydrostatiques, font l'hypothèse d'une pression hydrostatique dans la direction verticale pour résoudre les équations. Ainsi, le calcul se fait totalement dans le plan horizontal et une équation empirique permet de simplifier la détermination de la composante verticale. Il faut toutefois préciser que cette hypothèse semble difficile à utiliser dans le cas d'un relief important, il faudra alors préférer les modèles météorologiques non hydrostatiques qui résolvent le système dans les trois dimensions.

3.2.4 AVANTAGES ET INCONVENIENTS

Les avantages des modèles tridimensionnels permettent de palier à de nombreuses limitations identifiées pour d'autres types de modèles tels les modèles gaussiens ou les modèles intégraux :

- le modèle prend en compte la réalité du terrain, les obstacles, même près de la source ;
- il est permis une grande liberté de choix quant aux types de sorties que l'on peut obtenir : champ de concentrations en temps réel pour quelques points particuliers, champ de concentration dans tout l'espace.

Toutefois, des inconvénients dans l'emploi des modèles tridimensionnels subsistent tels :

- une mise en œuvre complexe due essentiellement à la lourdeur du système lui-même ;
- des temps de calcul longs (plusieurs heures voire plusieurs jours) ;
- un matériel informatique important.

3.2.5 AUTRES TYPES DE MODELES : MODELES SIMPLIFIES

Cette appellation regroupe ici deux types de modèles: les modèles dits « screening » et les « Box models » ou modèles boîte.

Les « screening models » sont des modèles extrêmement simplifiés qui utilisent de simples corrélations ou des équations linéaires empiriques pour calculer la dispersion. Ils ne peuvent donc pas servir dans l'étude d'un cas réel, si ce n'est pour donner une première approximation au stade de la pré-étude.

Les « Box models » font également partie des modèles numériques les plus simples. La zone de l'atmosphère est assimilée à une boîte dans laquelle les espèces sont mélangées instantanément et de façon homogène.

Les modèles simplifiés sont déterminés à partir d'extrapolations simples. L'utilisateur doit donc être conscient de la simplicité des modèles simplifiés et être prudent quant à l'interprétation des résultats obtenus.

REFERENCES

Atkinson B.W. (1995)

« Introduction to the fluid mechanics of meso-scale flow fields »

ERCOTAC Series – Kluwer Academic Publishers

Bakkum et. al. (1997)

« Methods for the calculation of physical affects : Vapour cloud dispersion ».

TNO - Yellow Book – CPR 14E – 3^e edition 1997.

Bouet R. (1999)

« Ammoniac – Essais de dispersion atmosphérique à grande échelle »

Rapport final INERIS DRA-RBo-1999-20410

CCPS (1996)

« Use of vapour cloud – Dispersion models »

Center For Chemical Process Safety. 2^e édition.

Crabol et. al. (1999),

« Modèle franco-allemand pour le calcul de la dispersion atmosphérique en cas d'accident nucléaire ».

Note technique IPSN/DPEA/SEAC/99-077.

Note technique IPSN/DPEA/SECRI/99-128.

Doury

« Vade-mecum des transferts atmosphériques »

Rapport DSN n°440

Hanna S.R. et. al. (1982a),

« Guidelines for use of vapor cloud dispersion models ».

Technical Information Center. U.S. Department of Energy.

Hanna S.R. et al. (1982b),

« Handbook on atmospheric diffusion ».

Technical Information Center. U.S. Department of Energy.

Hug M. (1975)

« Mécanique des fluides appliquée aux problèmes d'aménagement et d'énergétique »

Edition Eyrolles.

Hunt J.C.R. (1992)

« Developments in computational modelling of turbulent flows »

Pironeau et al. - Cambridge University Press

Lees F. P.

« Loss prevention in the process industries »

Chap. 15 : Emission et dispersion - Volume 1 – 2^{ème} édition.

Mavrothalassitis G. et al. (1995),

« Evaluation de l'aptitude du logiciel PHAST version 4.2 à traiter des conséquences de mise à l'atmosphère de produits inflammables et/ou toxiques ».

Rapport INERIS référencé 31 FP 51-1bis, 1995.

Monin-Obukhov (1954)

« The main features of turbulent mixing in the surface atmospheric layer »

Trudy Inst. Geophys. Acad. Sci. USSR, vol 24.

Mouilleau Y.,

« Comment estimer la dispersion atmosphérique de fumées toxiques issues d'un incendie – Présentation du code DISFUM ».

Rapport INERIS référencé EMA-Ymo/CDx-11FP40 version 2.

Mouilleau Y. et al., (1991a),

« Evaluation de l'aptitude du logiciel PHAST version 3.0 à traiter des conséquences de mise à l'atmosphère de produits inflammables et/ou toxiques ».

Rapport INERIS référencé EXP-YMo-GMv-BCh/DG Z1/3 78 1310, 1991.

Mouilleau Y.(1991b),
« Comment estimer la dispersion des polluants gazeux dans l'atmosphère ».
Etude bibliographique.
Rapport INERIS référencé EXP-YMo Z1/1.

Pasquill F. (1974),
« Atmospheric Diffusion ».
1974, Ellis Horwood.

Proust C. (1999),
« Mécanismes de dispersion et d'explosion lors de fuites d'hydrogène liquide ».
Rapport INERIS référencé INERIS – DRA –CPr – Mars 2000 – 11AP50 – CGR 20393.

Richardson, 1920
« Some measurements of atmospheric turbulence »
Phil. Trans. Roy. Soc., London, Ser. A, vol 221 p1-28.

Riou Y. (1989),
« Comment estimer la dispersion des gaz lourds ? ».
EDF, Bulletin de la Direction des Etudes et Recherches. Série A - Nucléaire, hydraulique, thermique n°1, 1989, pp 23-60.

Turner D. B. (1970)
« Workbook of atmospheric dispersion estimates ».
Public Health Service Publication n°999-Ap-26.

Turbelin G. (2000),
« Modélisation de la turbulence atmosphérique en vue de l'étude du chargement aérodynamique des structures soumises aux effets du vent ».
Thèse soutenue le 14 janvier 2000 à l'Université d'Evry – Centre d'Etudes de Mécanique d'Ile-de-France.

U.I.C. (1995),

« Cahier n°6 :Dispersion atmosphérique ».

Juin 1995, Edition Chimie Promotion.

Witlox H.W.M.. [2000]

« PHAST 6.0 - Unified Dispersion Model - Consequence Modelling Documentation »

DNV

