

## Prix Prud'homme 1998

**COMMENT LES MONTAGNES  
RALENTISSENT-ELLES LE VENT ?****Haraldur Ólafsson<sup>(1)</sup>**

*Université d'Islande, Service national de la météorologie  
et Institut de la recherche en météorologie  
Vedurstofa Islands  
Bustadavegi 9  
150 Reykjavík  
ISLANDE  
Courrier électronique : haraldur@vedur.is*

**RÉSUMÉ**

À l'aide d'un modèle numérique, on explore le comportement au voisinage des montagnes d'écoulements atmosphériques de complexité croissante. On montre que la force qu'exerce la montagne sur l'écoulement – la traînée – est fortement influencée par la force de Coriolis et par le frottement au sol. Ces deux facteurs peuvent, soit augmenter, soit diminuer la traînée, selon la morphologie de l'écoulement. Les simulations numériques ont aussi mis en évidence des ondes de relief déferlantes, dans un écoulement dont on considérait traditionnellement qu'il n'engendrait pas d'ondes significatives.

**ABSTRACT****How do mountains decelerate the wind?**

A numerical model is used to explore orographic flows of increasing complexity. The drag force that acts between mountains and the atmosphere is shown to be influenced by the Coriolis force and surface friction. These two factors may act to either increase or decrease the drag, depending on the morphology of the flow. Furthermore, breaking mountain waves are discovered in flow that has traditionally been considered not to generate strong waves.

Intuitivement, chacun comprend que les montagnes ralentissent l'écoulement atmosphérique. On sait bien décrire cet effet dans le cas de montagnes et d'écoulements fortement idéalisés. On sait beaucoup moins comment ce ralentissement de l'air se déroule dans l'atmosphère réelle, dans toute sa complexité. Le but principal de ma thèse (Ólafsson, 1996) était d'établir des liens entre un monde théorique fortement idéalisé et des situations plus réalistes, notamment les phénomènes à l'échelle des Pyrénées, pour lesquels on dispose d'une base de données très riche depuis la campagne expérimentale Pyrex (Bougeault et al., 1996). L'outil principal de ce travail a été le modèle numérique Périidot de Météo-France (Pham, 1989 ; Rousseau et al., 1995).

(1) La thèse récompensée par le prix Prud'homme et dont provient cet article a été effectuée au Centre national de recherches météorologiques (CNRM) de Météo-France, à Toulouse.

## LA TRAÎNÉE, LA FORCE DE CORIOLIS ET LE FROTTEMENT AU SOL

La **traînée** des montagnes caractérise le ralentissement de l'écoulement de l'air par le relief (voir encadré ci-dessous). La traînée varie selon la hauteur et la forme de la montagne, mais dépend aussi des propriétés de l'écoulement atmosphérique. La figure 1 montre la traînée sur la partie centrale d'une montagne elliptique en fonction du **nombre de Froude**  $Nh/U$  de l'écoulement, telle qu'elle résulte de nos simulations numériques (voir encadré p. 21 et Ólafsson et Bougeault, 1997). Sur la figure 1, la traînée est normalisée par une traînée calculée en linéarisant les équations de base. Pour des valeurs basses de  $Nh/U$ , la traînée prend des valeurs proches de celles prévues par la théorie linéaire. Pour  $Nh/U$  voisin de 1, la traînée atteint un maximum, pour redescendre au-dessous de sa valeur linéaire pour des grandes valeurs de  $Nh/U$ . Le maximum est associé aux ondes de gravité, que nous appellerons **ondes de relief**. Les faibles valeurs de la traînée lorsque  $Nh/U$  est grand correspondent à un **écoulement bloqué** avec peu d'activité ondulatoire. Ce comportement général de la traînée est bien connu (Stein, 1992).

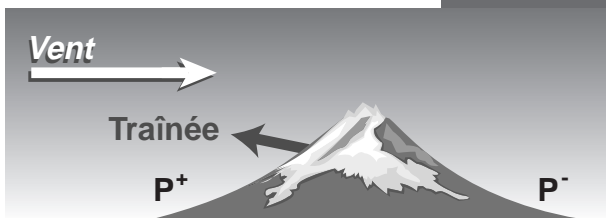
Nuages ondulatoires  
(altocumulus lenticularis)  
déchiquetés par le vent,  
et la turbulence en altitude,  
au-dessus des Pyrénées.  
Photo prise à Barèges (Hautes-Pyrénées),  
le 24 février 1998 vers 11 h 30.  
(Photo Frédéric Pluviaud)



### La traînée des montagnes

Lorsque le vent souffle, ce qui est souvent le cas aux moyennes latitudes, un dipôle de pression se forme de part et d'autre des montagnes. En amont, on trouve une anomalie positive, c'est-à-dire une surpression au sol, pendant qu'en aval on observe une zone de dépression. Ces anomalies de pression exercent sur la montagne une force dans le sens de l'écoulement et, suivant le principe de l'action et de la réaction, il doit y avoir une force équivalente qui agit sur l'atmosphère, mais dans le sens opposé, c'est-à-dire contre l'écoulement. Cette force, **la traînée**, ralentit donc l'écoulement.

Dans le cadre hydrostatique, où les accélérations sur la verticale sont négligées, la pression au sol représente la masse de l'air qui se trouve au-dessus. En amont de la montagne, l'air est donc plus dense qu'en aval. Ces anomalies de densité peuvent être liées aux mouvements ondulatoires à travers toute la troposphère. Elles peuvent aussi être le résultat d'une accumulation d'air froid et dense dans les basses couches en amont de la montagne ou d'air chaud et léger descendant vers les basses couches en aval de la montagne. Nos simulations numériques ont révélé que, contrairement à ce que prévoit la théorie linéaire, la force de Coriolis peut accroître la traînée, ce qui remet en question les méthodes de paramétrisation qui négligent cette force de Coriolis.



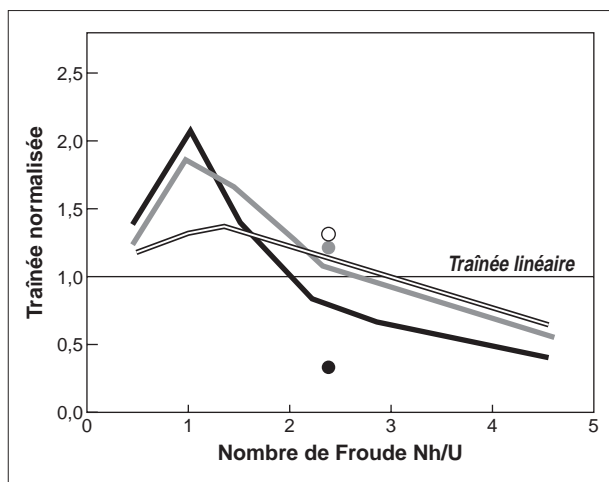


Figure 1 – Calculs numériques (traits) et observations pendant l'expérience Pyrex (cercles) de la valeur de la traînée d'une montagne elliptique en fonction du nombre de Froude  $Nh/U$ . Les valeurs de la traînée sont normalisées par les valeurs obtenues par la théorie linéaire. En noir plein, force de Coriolis  $\neq 0$ , frottement au sol = 0. En gris plein, force de Coriolis  $\neq 0$ , frottement au sol = 0. En noir évidé, force de Coriolis  $\neq 0$ , frottement au sol  $\neq 0$ .

Lorsque  $Nh/U$  est voisin de 1, on note sur la figure 1 que la force de Coriolis réduit la traînée, ce qui n'est pas inattendu (Smith, 1979). À l'inverse, on note que la force de Coriolis augmente la traînée pour les grandes valeurs de  $Nh/U$  ; ce renforcement notable était, quant à lui, jusque là ignoré.

Le frottement au sol défavorise la production des ondes et le fait qu'il réduise la traînée lorsque  $Nh/U$  est petit est bien connu (Georgelin, 1994). Mais, comme dans le cas de la force de Coriolis, le frottement a un effet contraire pour les valeurs élevées de  $Nh/U$  ; cette découverte est particulièrement intéressante pour des montagnes hautes, comme les Pyrénées, car  $Nh/U$  y est la plupart du temps grand.

### Nh/U, le nombre magique sans dimension

Le comportement des écoulements atmosphériques très simples est décrit par la valeur de ce nombre  $Nh/U$ .  $N$  est la fréquence de Brunt-Väisälä, qui caractérise simplement la stabilité statique de l'air ;  $h$  est la hauteur maximale de la montagne ;  $U$  est la vitesse de l'écoulement avant qu'il ne soit influencé par la montagne.

Ce nombre  $Nh/U$  est souvent appelé **nombre de Froude**, car il représente le rapport entre l'énergie potentielle qu'il faut fournir pour faire passer de l'air depuis le sol jusqu'au sommet de la montagne et l'énergie cinétique de l'écoulement.  $U/N$  représente aussi la longueur verticale des ondes de relief (c'est-à-dire la distance verticale entre deux endroits où les ondes sont en phase, à ne pas confondre avec l'amplitude).  $U/Nh$  est ainsi la longueur d'onde verticale des ondes de relief, normalisée par la hauteur de la montagne. Pour des montagnes allongées, la théorie linéaire prévoit qu'il y a :

- blocage pour un écoulement avec  $Nh/U$  grosso modo supérieur à 1 ;
- déferlement des ondes pour un écoulement avec  $Nh/U$  grosso modo supérieur à 0,8 (Smith, 1989).

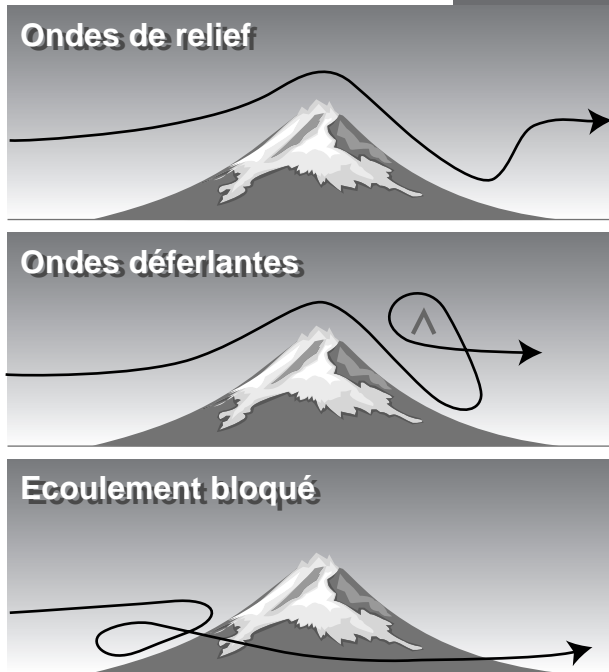
## LE CAS DES ÉCOULEMENTS BLOQUÉS

Pour des écoulements non bloqués ( $Nh/U$  petit), la force de Coriolis réduit la traînée via son effet sur les ondes de relief à travers toute la troposphère. Par contre, dans les écoulements bloqués, nos simulations numériques ont démontré que l'augmentation de la traînée a lieu dans les basses couches de l'atmosphère, dans la zone de blocage au-dessus des pentes en amont de la montagne. En présence de la force de Coriolis, l'air dense s'accumule plus efficacement dans la zone de blocage, menant à une pression atmosphérique au sol plus grande.

Contrairement à la force de Coriolis, le frottement au sol agit surtout en aval de la montagne dans les écoulements bloqués. Il défavorise l'arrivée d'air dense sur les pentes aval de la partie centrale de la montagne ; en conséquence, l'aval est occupé par de l'air chaud et léger en provenance des altitudes plus élevées. En présence de frottement au sol, la pression atmosphérique au niveau du sol sur les pentes aval de la montagne est donc plus faible que dans le cas d'un écoulement bloqué sans frottement, ce qui favorise la traînée.

L'une des conséquences du comportement différent de la force de Coriolis et du frottement au sol selon le régime d'écoulement est que la traînée se rapproche de sa valeur linéaire (la ligne horizontale de la figure 1). Ce fait répond à une importante question, ouverte depuis l'expérience Pyrex (Bessemoulin et al., 1993) : pourquoi, dans ces écoulements réels et souvent très non linéaires, la traînée est-elle si bien prévue par une simple théorie linéaire ?





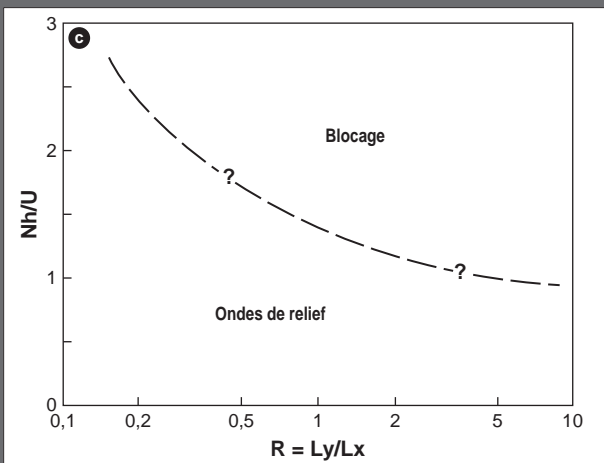
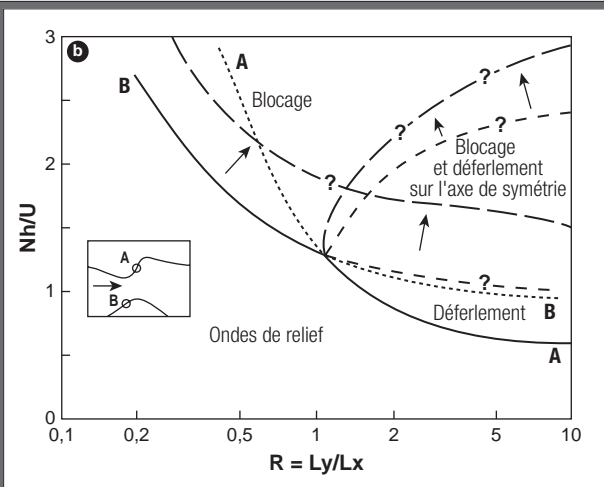
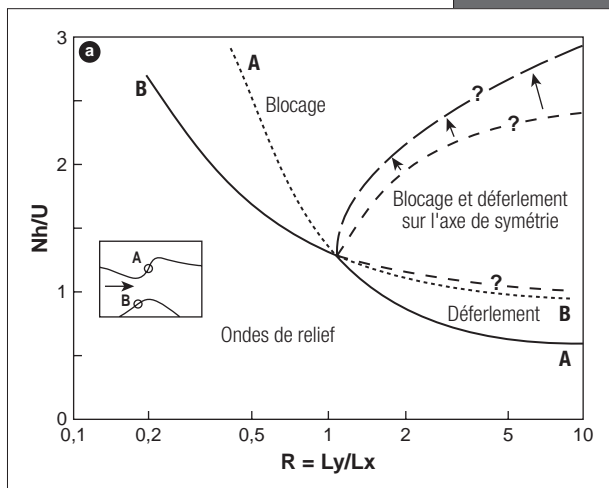
**Les régimes d'écoulement au voisinage des montagnes**

Un particule d'air qui s'approche d'une chaîne de montagnes peut, soit la gravir et la franchir pour ensuite redescendre en aval et continuer son parcours dirigé en première approximation par les systèmes synoptiques – les dépressions et les anticyclones –. Si la particule n'arrive pas à gravir la montagne, ce qui peut être le cas si son énergie cinétique est insuffisante, elle est bloquée par le relief et obligée de le contourner. Dans ce cas, on parle d'un régime d'écoulement bloqué ou simplement de **blocage**.

La stabilité statique de l'atmosphère lui confère un rôle analogue à celui d'un ressort dans le cas du déplacement vertical forcé d'une particule d'air. Comme le ressort, l'air qui surmonte la montagne oscille dans un plan vertical. Nous appelons ces oscillations des **ondes de relief**. Dans certaines conditions, les ondes de relief peuvent être très prononcées et déferler ; on parle alors d'un régime d'**ondes déferlantes** ou simplement de **déferlement**. À l'endroit où les ondes déferlent, l'atmosphère est très turbulente et se produisent des mouvements chaotiques. Le déferlement a un intérêt particulier en météorologie, car il représente un danger pour la navigation aérienne ; de plus, de violents coups de vent peuvent se produire près du sol au-dessous des ondes déferlantes.

Les régimes de blocage et de déferlement peuvent se manifester simultanément, mais aussi l'un sans l'autre. Traditionnellement, on considérait que le blocage nuit au développement des ondes et à leur déferlement. Mais notre étude montre le contraire : grâce aux effets non linéaires et à la tridimensionalité de l'écoulement, le déferlement peut au contraire être favorisé par le blocage.

Figure 2 – Diagramme des régimes d'écoulement au voisinage d'une montagne, selon le nombre de Froude  $Nh/U$  et le rapport  $R = Ly/Lx$  des dimensions de la montagne perpendiculairement ( $Ly$ ) et parallèlement ( $Lx$ ) à l'écoulement.



2a. Écoulement sans force de Coriolis ni frottement au sol (d'après Smith, 1989).

2b. Écoulement avec force de Coriolis, mais sans frottement au sol.

2c. Écoulement avec force de Coriolis et frottement au sol.

## LES LIMITES ENTRE RÉGIMES D'ÉCOULEMENT

En négligeant les termes non linéaires dans les équations du mouvement, il est possible de prévoir la position des limites des différents régimes d'écoulement (voir encadré p. 22). La figure 2a montre ces limites en fonction de  $Nh/U$  et de l'allongement de la montagne (Smith, 1989). Nos simulations numériques de l'écoulement autour d'une montagne elliptique conduisent à des limites modifiées pour des écoulements plus réalistes :

- La force de Coriolis décale les limites du blocage vers des valeurs de  $Nh/U$  plus élevées et la zone d'écoulement non bloqué est plus grande (figure 2b).
- Les simulations sont en accord avec la théorie linéaire sur les limites du déferlement des ondes, avec des valeurs de  $Nh/U$  comprises entre 0,5 et 1 pour des montagnes très allongées.
- Le frottement au sol détruit par contre tout déferlement et change radicalement la morphologie de l'écoulement. Dans un écoulement sans frottement au sol, la mise en évidence du blocage se fait par l'observation des vortex et des courants inversés dans la région située en amont de la montagne. En présence de frottement, ces vortex disparaissent et aucun courant inversé ne se manifeste dans cette région, même pour des valeurs de  $Nh/U$  très élevées ( $Nh/U = 6,8$ ). Cela complique la mise en évidence du blocage et les limites entre écoulement non bloqué et écoulement bloqué deviennent floues. La destruction du déferlement par le frottement réduit le diagramme de la figure 2 à deux zones, avec des limites mal définies (figure 2c). On peut en conclure qu'en présence de frottement au sol, ce qui est évidemment toujours le cas dans la nature, il est nécessaire d'avoir un profil vertical de vent et de température particulièrement propice pour obtenir des ondes de relief déferlantes.

## LE DÉFERLEMENT SECONDAIRE

Dans la zone non linéaire ( $Nh/U$  élevé), nos simulations numériques mettent en évidence un déferlement inattendu, que nous avons baptisé **déferlement secondaire** (Ólafsson et Bougeault, 1996). Traditionnellement, on considérait que des écoulements à  $Nh/U$  élevé ne présentent pas d'activité ondulatoire très marquée. L'air est bloqué et dévié autour de la montagne. Le déferlement d'ondes que nos simulations révèlent pour un tel écoulement est donc surprenant. La figure 3 montre ce déferlement en perspective. Sur l'axe central de l'écoulement, on a toujours peu d'ondes, mais, sur les bords de la montagne, les ondes deviennent très prononcées et déferlent. Ce déferlement secondaire est associé aux régions où l'air est accéléré en contournant la partie centrale de la montagne. Au-dessus de ce courant rapide, l'écoulement est plus lent. Un tel profil de vent, dans lequel la vitesse de l'écoulement diminue avec l'altitude, est favorable au déferlement d'ondes.

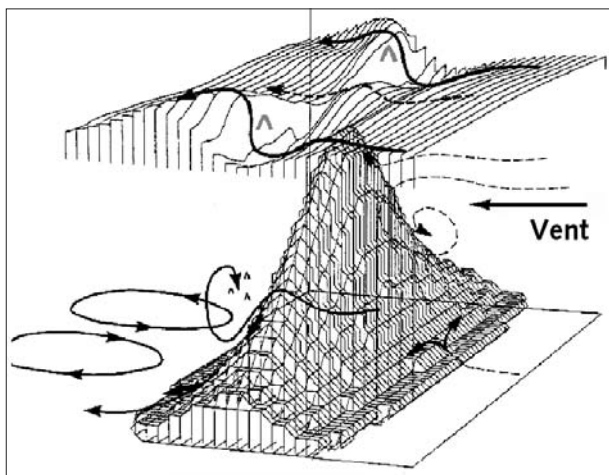


Figure 3 – Schéma montrant en perspective un écoulement bloqué avec déferlement secondaire autour d'une montagne elliptique (simulation pour  $Nh/U = 4,5$ ). La partie basse de la figure montre les lignes de courant de l'écoulement à quelques endroits caractéristiques au niveau de la montagne. La partie haute montre les lignes de courant sur un niveau isentropique situé en altitude.

Le terme « déferlement secondaire » a été choisi, d'une part parce que ce déferlement se produit hors de l'axe central de l'écoulement où l'on trouve le déferlement prévu par la théorie linéaire (Smith, 1989), d'autre part parce que ce déferlement a lieu dans un écoulement qui est déjà très non linéaire. Les expériences numériques montrent en outre que, contrairement à l'activité ondulatoire qui se produit sur l'axe central, le déferlement secondaire est renforcé par la force de Coriolis.

## PERSPECTIVES

Les montagnes ont une grande influence sur le temps qu'il fait et sur le climat. Dans ma thèse, ces influences ont été explorées et des théories sur la morphologie et la dynamique des écoulements orographiques ont été proposées. Ces théories ont un intérêt général pour les écoulements stratifiés rencontrant des obstacles, mais aussi un intérêt pratique pour la prévision du temps et la modélisation du climat. En effet, les modèles numériques, et en particulier les modèles climatiques, voient mal les montagnes à cause de leur faible résolution spatiale. Il est donc nécessaire de paramétrer l'effet des



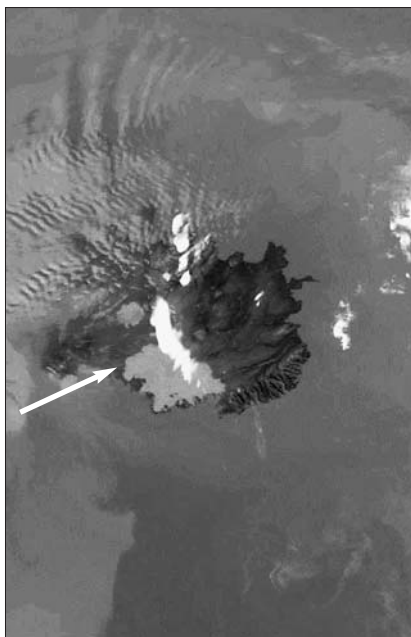


Figure 4 - Image satellitaire (canal infrarouge) de l'Islande, le 23 septembre 1997. Le vent souffle de sud-ouest. Au-dessus du Nord de l'Islande, on note un nuage allongé créé par une onde de relief. Ce nuage est coupé par endroits, au-dessus des sommets de la chaîne montagneuse, indiquant une activité ondulatoire plus marquée entre les parties hautes des montagnes, comme dans les simulations numériques du déferlement secondaire. (Figure tirée d'Ólafsson, 2000)

montagnes (Bougeault et al., 1996). Jusqu'à présent, les paramétrisations de l'effet des montagnes ne prenaient pas en compte la force de Coriolis ; nous savons maintenant que cela peut mener à des erreurs significatives dans les modèles.

Une amplification des ondes dans les endroits où l'on peut attendre un déferlement secondaire a déjà été observée dans la nature (figure 4) ; ce phénomène représente une réelle menace pour la circulation aérienne. Il reste donc à développer des outils pour prévoir le déferlement secondaire partout où il peut se produire ; ces outils peuvent être des modèles numériques à haute résolution, comme Méso-NH, ou une paramétrisation à partir des champs atmosphériques de plus grande échelle.

Enfin, l'impact important du frottement au sol sur les ondes et sur certains autres aspects de la morphologie de l'écoulement nous pousse à explorer la sensibilité des écoulements orographiques à la rugosité du sol. La poursuite des recherches dans cette direction a un intérêt pratique certain, en connexion avec le déboisement ou le reboisement des sols au voisinage des montagnes.

## Remerciements

Je tiens à remercier les différentes personnes du Centre national de recherches météorologiques qui m'ont aidé et guidé dans ce travail de thèse, notamment Philippe Bougeault. Je remercie également Didier Renaut pour son aide lors de la préparation de cet article.

## BIBLIOGRAPHIE

- Bessemoulin P., P. Bougeault, A. Genoves, A. Jansa Clar et D. Puech, 1993 : Mountain pressure drag during Pyrex. *Contrib. Atmos. Phys.*, 66, 305-325.
- Bougeault P., B. Benech, P. Bessemoulin, B. Carissimo, A. Jansa, J. Pelon, M. Petitdidier et E. Richard, 1996 : Les résultats de Pyrex. *La Météorologie* 8<sup>e</sup> série, 16, 11-30.
- Georgelin M., 1994 : Étude numérique de l'écoulement atmosphérique au voisinage des Pyrénées. Thèse de doctorat de l'université Paul Sabatier, Toulouse, 161 p.
- Ólafsson H., 1996 : La morphologie et la traînée des écoulements orographiques de complexité croissante. Contribution à l'interprétation de Pyrex. Thèse de doctorat de l'université Paul Sabatier, Toulouse, 313 p.
- Ólafsson H., 2000 : Observations of linear and non-linear mountain waves over Iceland and the Denmark Strait. *Meteorol. Apps.*, à paraître.
- Ólafsson H. et P. Bougeault, 1996 : Nonlinear flow past an elliptic mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, 53, 2465-2489.
- Ólafsson H. et P. Bougeault, 1997 : The effect of rotation and surface friction on orographic drag. *J. Atmos. Sci.*, 54, 193-210.
- Pham H. L., 1989 : Historique du modèle d'adaptation et de prévision locale : le modèle Périidot. *La Météorologie* 7<sup>e</sup> série, 28, 11-27.
- Rousseau D., H. L. Pham et R. Juvanon du Vachat, 1995 : Vingt-cinq ans de prévision numérique du temps à échelle fine (1968-1993) ; de l'adaptation numérique à maille fine au modèle Périidot. *La Météorologie* 8<sup>e</sup> série, numéro spécial, 129-134.
- Smith R. B., 1979 : The influence of the earth's rotation on mountain wave drag. *J. Atmos. Sci.*, 36, 177-180.
- Smith R. B., 1989 : Hydrostatic airflow over mountains, in *Advances in Geophysics*, volume 31. Academic Press, Londres, Royaume-Uni.
- Stein J., 1992 : Contribution à l'étude des régimes hydrostatiques d'écoulements orographiques. Thèse de doctorat de l'université Paul Sabatier, Toulouse, 243 p.

