

ÉCOLE POLYTECHNIQUE FÉDÉRALE DE
LAUSANNE

TRAVAIL DE MASTER

Transition du matin des vents de
pente dans une vallée alpine étroite

Auteur :

Nicolas SOMMER

Directeur :

Prof. Marc PARLANGE

Superviseur :

Daniel NADEAU

LABORATOIRE DE MÉCANIQUE DES FLUIDES DE L'ENVIRONNEMENT

24 juin 2011

Abstract

The characteristics of the morning transition of the atmospheric boundary layer over mountainous terrain are currently approximated as those over flat surfaces. However, the complex, mountainous land surface creates significant spatial heterogeneity that influences the energy budget and the formation of slope and valley winds. Slope winds drive the morning transition from the stable nighttime boundary layer to the unstable daytime boundary layer. To study this transition, a network of weather stations was installed along a steep slope (25° to 45°) while tethered balloon soundings simultaneously measured the atmospheric profile in the Val Ferret (Valais, Switzerland) during the summer of 2010. Observations demonstrate multiple aspects of this morning transition. The inversion layer is destroyed at night 2-3 hours after local sunrise. Contrary to a flat terrain, the destruction in a mountainous valley is not only due to surface warming but also due to subsidence warming triggered by an anabatic flow at the top of the slope. Temperature measurements near the surface indicate the presence of a counter-gradient heat flux, which could be explained by the presence of hot bubbles generated by the surface penetrating into the stable layer. Two wind regimes are observed in the atmospheric profiles : katabatic winds, shallow flows characterized by a low-level jet, during the night ; and up-valley winds during the day. The change in wind direction from day to night begins a few meters above the ground before descending to the surface. This study uses the motion equation to explain the formation of katabatic winds due to the temperature deficit above the ground.

Résumé

Les caractéristiques précises de la transition du matin dans la couche limite atmosphérique au-dessus d'un terrain alpin restent encore peu connues. La grande hétérogénéité spatiale influençant le budget énergétique ainsi que la formation de vents de pente et de vallée sont quelques unes des conséquences de ce type de terrain complexe. Pour étudier les transitions du cycle diurne des vents de pente, une campagne de mesures a été réalisée dans le Val Ferret (Valais, Suisse) durant l'été 2010. Un réseau de stations météorologiques a été déployé le long d'une pente abrupte (25° à 45°) en parallèle avec des mesures de profils atmosphériques par ballon sonde. Les résultats suggèrent que la couche d'inversion nocturne est détruite 2-3 h après le lever du soleil local. Contrairement à un terrain plat, la destruction n'est pas uniquement due au réchauffement par la surface mais également par la subsidence causée par un écoulement anabatique sur le haut de la pente. Deux régimes de vent sont observés grâce aux profils atmosphériques : des vents catabatiques durant la nuit et des vents ascendants de vallée durant la journée. Les vents catabatiques mesurés sont des écoulements superficiels caractérisés par un jet à quelques mètres au-dessus de la surface. Le changement de direction de vent du régime nocturne à diurne s'effectue premièrement à quelques mètres au-dessus du sol puis près de la surface à cause de la stabilité atmosphérique. L'équation de quantité de mouvement révèle que la formation des vents catabatiques est principalement due au déficit de température nocturne. Les mesures de températures près de la surface indiquent la présence d'un flux de chaleur contraire au gradient qui pourrait supposer le transport de chaleur par des bulles d'air chaudes générées par la surface en direction de la couche d'air stable située au-dessus.

Remerciements

Je tiens à remercier tous les collaborateurs du Laboratoire de Mécanique des Fluides de l'Environnement (EFLUM) pour leur accueil chaleureux ainsi qu'au Professeur Marc PARLANGE qui a permis la réalisation de ce projet. Merci également à Natalie CEPERLEY pour son aide ainsi qu'aux personnes impliquées dans la campagne de mesures. Je tiens à remercier tout particulièrement Daniel NADEAU pour son encadrement, sa disponibilité, sa motivation et sa relecture de ce travail. Enfin, je remercie ma fiancée Miriam, ma famille et mes amis qui m'ont soutenu tout au long de ces années d'études.

Table des matières

1	Introduction	2
2	Dispositif expérimental	5
2.1	Description du site	5
2.2	Climatologie du site	6
2.3	Instrumentation	6
3	Contexte théorique	10
3.1	Équations de mouvement	10
3.2	Équations de turbulence	12
3.3	Particularités d'un terrain alpin	13
4	Méthodologie	18
5	Résultats et discussion	20
5.1	Profils atmosphériques	20
5.2	Bilan de l'énergie cinétique turbulente	24
5.3	Variables météorologiques près de la surface	27
5.4	Équation de mouvement	32
5.5	Fin de la transition du matin	34
6	Conclusion	36

Chapitre 1

Introduction

Les interactions entre la surface terrestre et l'atmosphère se déroulent dans la couche limite atmosphérique (CLA). Au-dessus du sol et lors de faibles conditions synoptiques, la CLA est principalement influencée par le cycle diurne. Durant la nuit, l'absence de radiation solaire entraîne un refroidissement de la surface qui donne formation à une couche d'inversion près du sol. La CLA devient ainsi fine et stable avec de faibles niveaux de turbulence. Le matin, suite au réchauffement de la surface par les rayons solaires, la couche d'inversion de surface est progressivement détruite. Cette transition du régime nocturne stable au régime diurne instable, appelée transition du matin, est bien connue dans les grandes lignes. Lorsque les premiers rayons du soleil atteignent la surface, le sol se réchauffe et transfère cette chaleur à l'air situé au-dessus. Ce transfert d'énergie entraîne la formation de mouvements ascendants d'air chaud à partir du sol jusqu'à ce que toute la CLA devienne convective et bien mélangée. La destruction complète de la couche d'inversion détermine la fin de la transition du matin et marque le début du régime diurne de la CLA. Cet état est déterminé par une production de turbulence due principalement à la convection et au cisaillement, entraînant alors un fort mélange de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement dans l'entièreté de la CLA (Stull, 1988).

Les caractéristiques précises de la transition du matin restent encore très peu étudiées et mal comprises malgré quelques études réalisées sur des terrains plats et homogènes (Bange et al. 2007, Beare 2008, Lapworth 2006). Selon Angevine et al. (2001), la transition du matin est divisée en trois périodes : le début de la radiation solaire, le changement de signe du flux de chaleur sensible et la destruction complète de la couche d'inversion. Ces auteurs ont également mis en évidence l'influence des phénomènes d'entraînement et de cisaillement sur la durée de la transition. Acevedo et Fitzjarrald (2001) ainsi que Kossmann et al. (1998) ont montré que chaque type de surface influence différemment le comportement de la transition qui dépend de nombreux paramètres physiques (topographie, humidité du sol, rugosité, flux de chaleur sensible, etc.). Toutefois, ces études en terrain complexe se sont concentrées sur des milieux hétérogènes comme des forêts (Kossmann et al., 1998) ou des villes (Acevedo et Fitzjarrald, 2001), mais peu d'études ont été menées en terrain complexe de type alpin.

Plusieurs régions du monde possèdent un relief abrupt (e.g. les Alpes) dont la compréhension de la transition du matin est déterminante pour l'amélioration des modèles météorologiques, hydrologiques et de dispersion des polluants. Cette géométrie complexe donne lieu à une grande hétérogénéité spatiale qui influence le budget énergétique (Matzinger et al., 2003) et la formation des vents (Whiteman, 2000). Le gradient horizontal de température entre l'air situé au milieu de la vallée et l'air au-dessus des pentes entraîne la formation de vents de pente ascendants (anabatiques) lors du régime diurne et descendants (catabatiques) lors du régime nocturne (Whiteman, 1982). Lors de la transition du matin, ces vents anabatiques, situés près de la surface du sol, jouent un rôle essentiel dans la destruction de la couche d'inversion ; la compréhension de la formation de ces vents est donc fondamentale. Des hypothèses ont déjà été formulées concernant le rôle des vents de pente dans la destruction de la couche d'inversion lors de la transition (Whiteman, 1982). Ces mécanismes de destruction de la couche d'inversion ont été étudiés en laboratoire (Princevac et Fernando, 2008), principalement les phénomènes de convection amorcés par le réchauffement du sol ainsi que les mécanismes

de subsidence détruisant l'inversion par le haut de la couche stable. La formation de ces vents a été également étudiée lors d'une campagne de mesures en Grèce (Papadopoulos et Helmis, 1999) sur des pentes d'une inclinaison relativement faible (environ 9°) comparativement aux pentes que l'on peut retrouver dans les massifs alpins. Il existe donc peu d'études sur la formation des vents de pente lors de la transition du matin.

Relativement distante des hypothèses conceptuelles idéalisées (Whiteman, 1982), notre étude permet de prendre en compte les effets liés à l'orientation de la pente et l'ombrage dû à la topographie afin de les mettre en relation avec l'hétérogénéité du réchauffement de la vallée alpine. L'analyse des vents de pente lors de la transition, leur formation, leurs caractéristiques et leurs impacts sont les sujets principaux de l'expérimentation. Cette analyse va être mise en lien avec les phénomènes se produisant près de la surface durant la transition du matin. La réaction du sol face à l'apparition brusque de radiation solaire, la réponse de l'atmosphère et les transferts de chaleur et d'humidité sont des paramètres qui vont être étudiés et mis en rapport avec la géométrie du site.

Cette étude analyse les données recoltées par quatre stations micrométéorologiques installées sur une pente raide alpine (de 25° à 45°) durant l'été 2010. L'objectif est de pouvoir mettre en relation la transition du matin avec différentes variables météorologiques (vitesse du vent, température de l'air, turbulence, etc.) qui vont permettre d'identifier les facteurs déterminant le comportement des vents de pente. L'analyse des phénomènes se produisant près de la surface va permettre également de comprendre les interactions entre le sol et l'air se produisant dans la couche de surface lors de la transition et de leur influence sur les vents de pente. De plus, l'utilisation de ballons sondes évoluant dans la CLA permettra d'obtenir différents profils atmosphériques aidant à la compréhension des phénomènes à l'échelle de la vallée (hauteur de la CLA, mouvement d'advection, vent de vallée, formation de jet, etc.).

Chapitre 2

Dispositif expérimental

2.1 Description du site

La campagne de mesure s'est déroulée près de la Fouly (45.902° N, 7.123° E) dans les Alpes valaisannes (Figure 2.1) de juillet à septembre 2010. Le site se trouve dans le Val Ferret, une vallée latérale du massif du Mont-Blanc, qui a la caractéristique d'être très étroite (4 km de largeur). La pente d'expérimentation choisie est homogène sur son ensemble et possède une inclinaison de 25° à 45° orientée ouest. Son altitude varie de 1800 à 2200 m et possède une crête culminant à 2800 m. Elle est recouverte d'une végétation typique de ce milieu (prairie alpine avec quelques petits buissons). Le versant étudié possède plusieurs petits affluents qui évacuent l'eau de ruissellement vers le fond de la vallée où coule la Dranse de Ferret. L'axe de la vallée est orienté nord-ouest en aval du site d'expérimentation et nord à son amont. Le site expérimental est situé près d'un coude de la vallée, ce qui peut influencer localement l'écoulement des vents de vallée.

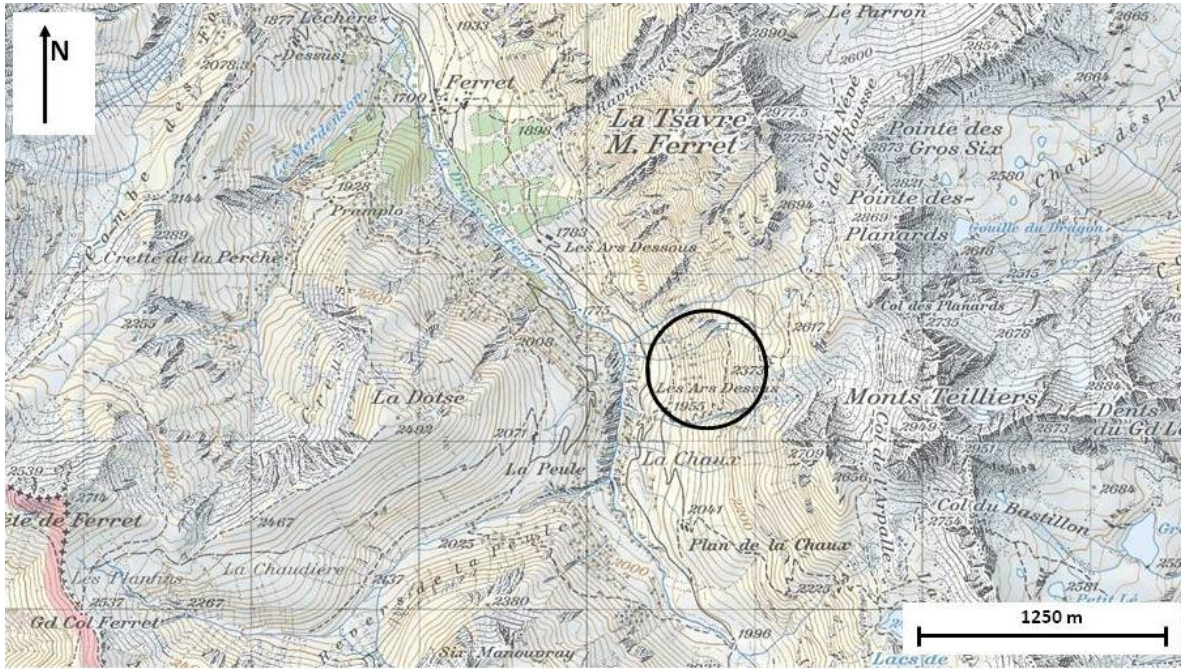


FIGURE 2.1 – Localisation du site d’expérimentation (Swisstopo, 2010).

2.2 Climatologie du site

Le relief complexe du terrain entraîne une grande variabilité de la radiation solaire dans la vallée. Durant la période expérimentale, les valeurs moyennes de température de l’air étaient de 5°C la nuit et de 15°C la journée, avec un minimum observé de -3°C et un maximum de 25°C . La radiation solaire maximale moyenne était de 900 W/m^2 de 10h30 à 18h30 avec d’importantes périodes à l’ombre dû aux reliefs environnants. La quantité des précipitations durant cette période était de 327 mm répartis lors d’averses tous les 5 à 10 jours environ.

2.3 Instrumentation

Durant cette campagne de mesures, plusieurs types d’instruments ont été déployés : un ballon sonde, deux stations *Sensorscope*, une station *Bilan énergétique* et une station *Mât météorologique*. La Table 2.1 et la Figure 2.2 présentent la position de ces instruments répartis le long de la pente.

Lors de quatre périodes d'observations intensives, un ballon sonde attaché à un câble a été utilisé afin de relever des profils atmosphériques entre des altitudes de 1950 m et 2800 m au-dessus du niveau moyen de la mer. Le ballon sonde était équipé de senseurs mesurant la vitesse et la direction du vent, la température et l'humidité de l'air. La vitesse d'ascension ou de descente du ballon était en moyenne de 30 cm/s.

La pente a été équipée de deux stations *Sensorscope* dans les parties inférieures et supérieures. Il s'agit de stations micrométéorologiques, alimentées par énergie solaire, envoyant les différentes mesures par ondes radios à une station mère relayant à son tour par réseau GPRS les données à un serveur (Ingelrest et al., 2010). Ces stations mesurent la précipitation, la température de l'air et de la surface, l'humidité relative, la vitesse et la direction du vent et la radiation solaire. La majorité des paramètres sont mesurés toutes les minutes sauf la radiation solaire relevée toutes les 30 secondes. Quant aux mesures de précipitations et aux mesures dans le sol, elles sont relevées toutes les 5 minutes.

La station *Bilan énergétique* est située dans la partie inférieure de la pente (30°). Elle possède quatre radiomètres montés parallèlement à la surface sous-jacente mesurant les quatre composantes de la radiation. La station possède également un analyseur de gaz H₂O-CO₂ à haute fréquence (Li-7500, LI-COR) qui mesure la concentration en vapeur d'eau et en dioxyde de carbone de l'air. Additionnellement, deux anémomètres soniques (CSAT3, Campbell Scientific) mesurant les trois composantes de la vitesse du vent (u, v, w) à une fréquence de 10 Hz ont été déployés. Finalement, la station est aussi équipée de deux capteurs de flux de chaleur dans le sol.

La station *Mât météorologique* est située dans une partie plus raide de la pente (41°). Elle est équipée de quatre anémomètres soniques répartis sur la hauteur de la tour (1.51 m, 3.58 m, 4.72 m et 5.89 m*). D'ailleurs, les mesures de l'anémomètre sonique 2 ($z = 3.58$ m) se sont révélées incohérentes empêchant ainsi leur utilisation. La station possède encore un radiomètre net (1.24 m*) ainsi que deux senseurs de

*. distances normales à la surface

température et d'humidité relative (1.77 m et 4.20 m *).

Station	Altitude (m.s.m.)	Inclinaison de la pente (°)
Sensorscope 1173	1897	25
Bilan énergétique	1939	30
Aire de lancement	1950	32
Mât météorologique	1988	41
Sensorscope 1037	2200	39

TABLE 2.1 – Positions des stations de mesures.

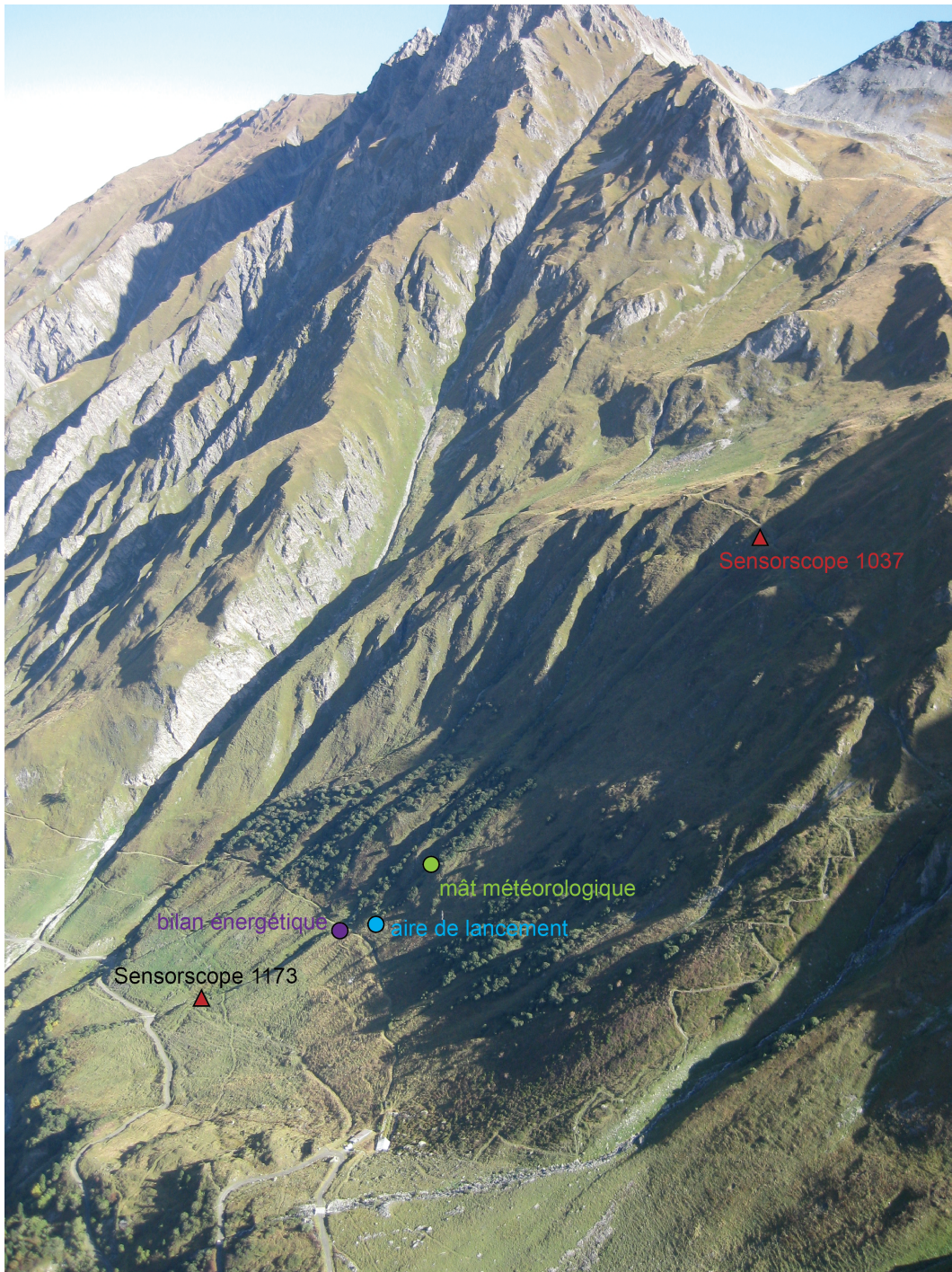


FIGURE 2.2 – Emplacement des instruments (D. Nadeau, 2010).

Chapitre 3

Contexte théorique

3.1 Équations de mouvement

Les mécanismes générant les vents de pente peuvent être en partie décrits grâce aux équations de quantité de mouvement :

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g - 2\varepsilon_{ijk}\Omega_j u_k - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j}, \quad (3.1)$$

où il y a sommation sur les indices répétés, u_i est la vitesse, t le temps, g l'accélération gravitationnelle, Ω_j la vitesse de rotation angulaire de la Terre, ρ la densité de l'air, p la pression et τ_{ij} le tenseur des contraintes visqueuses. Durant le régime diurne, l'important mélange turbulent entre les vents de vallée et les vents de pente change la direction de l'écoulement près de la surface qui n'est plus orienté selon la pente. Ce phénomène de mélange est absent durant la nuit, ainsi, l'alignement des stations permet de mesurer les différents paramètres météorologiques lors du régime des vents catabatiques. En considérant un écoulement près de la surface, une pente constante et en utilisant l'approximation de Boussinesq, les équations pour un vent catabatique et

pour un mouvement perpendiculaire au sol deviennent (Mahrt, 1982) :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + g \frac{\Delta \bar{\theta}}{\bar{\theta}} \sin \alpha + f_c \bar{v} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \bar{w}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{w}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{w}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - g \frac{\Delta \bar{\theta}}{\bar{\theta}} \cos \alpha, \quad (3.3)$$

en utilisant la décomposition de Reynolds qui sépare la moyenne et la fluctuation de la quantité turbulente : $u = \bar{u} + u'$ et où u est la vitesse en direction du bas de la pente, v la vitesse perpendiculaire à la pente, w la vitesse en direction normale au sol, $\Delta \theta$ le déficit de température (Figure 3.1), θ la température potentielle à la hauteur z , α l'inclinaison de la pente et f_c le paramètre de Coriolis. Les termes surlignés sont moyennés dans le temps.

De plus, dans le cas où la pente est faible ($\alpha \leq 10^\circ$) et/ou que le rapport *couche de l'écoulement catabatique/longueur de la pente* est petit, on peut assumer l'équilibre hydrostatique dans une direction perpendiculaire au sol, soit $g \frac{\Delta \bar{\theta}}{\bar{\theta}} \cos \alpha = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z}$. On obtient alors le système d'équations suivant :

$$\begin{cases} \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} = \cos \alpha \frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\partial (\langle \bar{\theta} \rangle h_d)}{\partial x} \\ \langle \bar{\theta} \rangle (z) = \frac{1}{h_d} \int_{z'=z}^{h_d} \Delta \bar{\theta} dz'. \end{cases} \quad (3.4)$$

En négligeant Coriolis et en utilisant un système de coordonnées aligné avec le vent ($\bar{v} = 0$), l'équation de quantité de mouvement pour un vent catabatique devient :

$$\begin{array}{ccccccc} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} & + & \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} & + & \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} & = & g \frac{\Delta \bar{\theta}}{\bar{\theta}} \sin \alpha - \cos \alpha \frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\partial \langle \bar{\theta} \rangle h_d}{\partial x} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z}. \\ \text{I} & & \text{II} & & \text{III} & & \text{IV} \quad \text{V} \quad \text{VI} \end{array} \quad (3.5)$$

Terme I	Accélération
Terme II	Advection en direction du bas de la pente
Terme III	Advection verticale
Terme IV	Effets thermiques (flottabilité)
Terme V	Vent thermique
Terme VI	Divergence de contrainte

Chaque terme de l'équation 3.5 joue un rôle particulier dans la formation des vents catabatiques. La Figure 3.1 représente de manière conceptuelle quelques paramètres lors du régime nocturne.

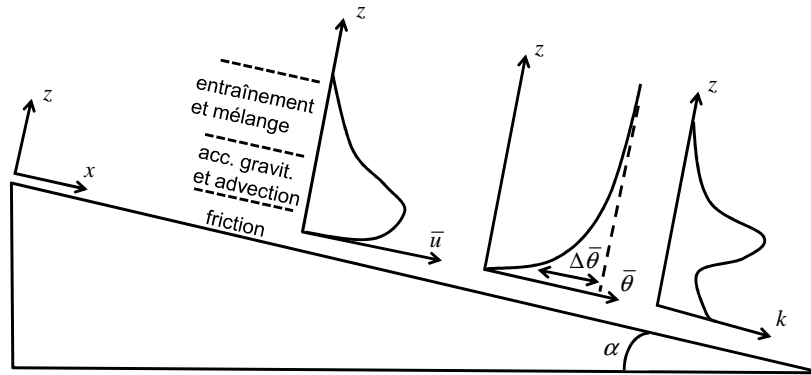


FIGURE 3.1 – Vent catabatique près de la surface (Stull, 1988).

3.2 Équations de turbulence

L'énergie cinétique turbulente (k) est une variable qui permet de mesurer l'intensité de la turbulence. Ce paramètre est très important en micrométéorologie et permet de mieux comprendre une grande partie des phénomènes se déroulant dans la CLA. La définition de l'énergie cinétique turbulente est la suivante :

$$\bar{k} = \frac{1}{2} (\overline{u_i'^2}). \quad (3.6)$$

Le bilan de l'énergie cinétique turbulente, en assumant que $\bar{\theta}_v \approx \bar{\theta}$, est :

$$\frac{\partial \bar{k}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{k}}{\partial x_j} = +\delta_{i3} \frac{g}{\bar{\theta}} (\overline{u'_i \theta'}) - \overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} - \frac{\partial (\overline{u'_j k})}{\partial x_j} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\overline{u'_i p'})}{\partial x_i} - \varepsilon, \quad (3.7)$$

où ε est la dissipation.

Chaque terme de l'équation de l'énergie cinétique turbulente 3.7 décrit un processus physique qui génère ou détruit de la turbulence. L'équation ci-dessous considère un système de coordonnées aligné avec le vent ($\bar{v} = 0$), une homogénéité horizontale et néglige la subsidence (Stull, 1988) :

$$\begin{array}{cccccc} \frac{\partial \bar{k}}{\partial t} & = & \frac{g}{\bar{\theta}} (\overline{w' \theta'}) & - & \overline{u' w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} & - & \frac{\partial (\overline{w' k})}{\partial z} & - & \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\overline{w' p'})}{\partial z} & - & \varepsilon. \\ \text{I} & & \text{II} & & \text{III} & & \text{IV} & & \text{V} & & \text{VI} \end{array} \quad (3.8)$$

Terme I Stockage de k

Terme II Production/destruction de k par effets thermiques

Terme III Production mécanique de k

Terme IV Transport turbulent de k

Terme V Transport de k par des fluctuations de pression

Terme VI Dissipation de k

3.3 Particularités d'un terrain alpin

Un terrain alpin influence le comportement de la CLA lors de la transition du matin. Cette section reporte quelques-uns des différents paramètres qui sont caractéristiques d'un terrain alpin et qui risquent d'influencer la formation et la destruction de vents de pente à notre site expérimental.

3.3.1 Subsidence

En montagne, la couche d'inversion nocturne est en partie détruite durant la transition du matin par le réchauffement par subsidence au sommet de la CLA stable. Ce phénomène est déclenché par les vents de pente anabatiques qui génèrent un déplacement de l'air au-dessus des pentes en direction des sommets. Par conservation de masse, l'air stable situé au-dessus de la vallée s'affaisse en direction du sol ce qui diminue ainsi la taille de l'inversion nocturne (Figure 3.2). Ce mouvement d'affaissement permet le transfert de la chaleur générée sur les flancs de pente dans toute la vallée. Le phénomène de subsidence prend fin lorsque toute la CLA devient convective et que l'inversion nocturne est totalement détruite (Whiteman et al., 2004).

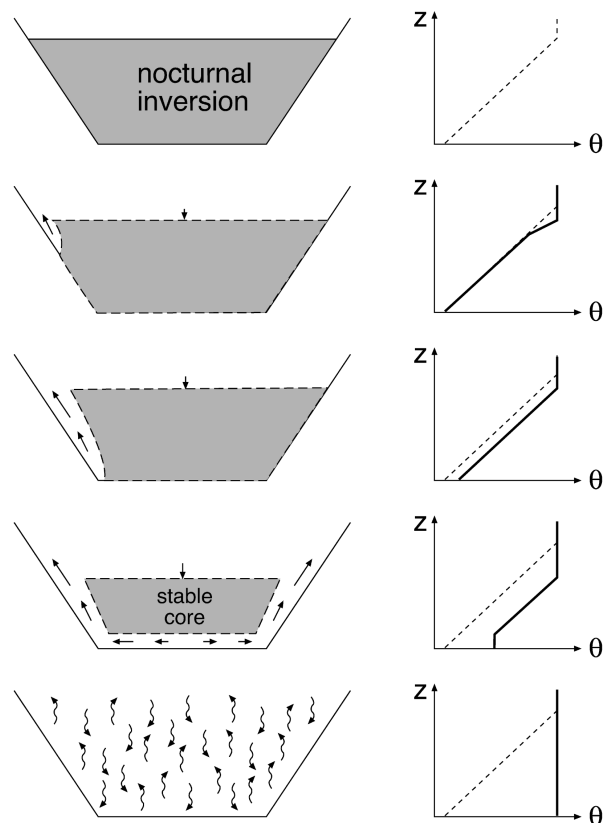


FIGURE 3.2 – Phénomène de subsidence enclenché par les vents anabatiques dans une vallée alpine lors de la transition du matin (Whiteman et al., 2004).

3.3.2 Radiation

Le terrain expérimental du Val Ferret est caractérisé par une vallée étroite et escarpée. L'une des principales conséquences de ce type de terrain est la modification du flux de radiation solaire incidente. La radiation solaire incidente peut être divisée en deux composantes, soit la radiation solaire directe et la radiation solaire diffuse :

$$K\downarrow = K\downarrow_{\text{direct}} + K\downarrow_{\text{diffus}}. \quad (3.9)$$

Contrairement à la radiation solaire directe, le moment où la radiation solaire diffuse débute est identique quel que soit l'endroit, du fait que cet instant correspond au lever du soleil astronomique (Matzinger et al., 2003). La modélisation de $K\downarrow_{\text{direct}}$ de la Figure 3.3 quantifie le fait que l'orientation de la pente et son inclinaison jouent un rôle considérable sur la quantité de radiation incidente et sur la période pendant laquelle elle est reçue. Selon l'orientation et le relief environnant, le lever du soleil local peut être retardé de quelques heures par rapport au lever du soleil au-dessus d'un terrain plat (Matzinger et al., 2003) et différer tout le processus du développement de la couche convective. D'après la Figure 3.3, une pente exposée sud recevra plus de radiation solaire qu'un terrain plat ou qu'une pente exposée ouest. La radiation solaire directe d'une pente orientée ouest chute brusquement en début de soirée à cause des effets de l'orientation de la pente.

En plus de l'orientation et de l'inclinaison des pentes, l'effet d'ombre dû aux reliefs avoisinants joue un très grand rôle qui n'est d'ailleurs pas inclus dans le modèle de Whiteman et Allwine (1986) utilisé pour produire la Figure 3.3. Ce dernier paramètre nécessite une grande résolution spatiale afin de pouvoir modéliser au mieux les effets sur la radiation solaire. Colette et al. (2003) remarquent que l'effet de la topographie (en particulier de l'ombrage) joue un très grand rôle dans le développement des vents anabatiques durant la transition du matin et soulignent l'importance de modéliser précisément ce paramètre.

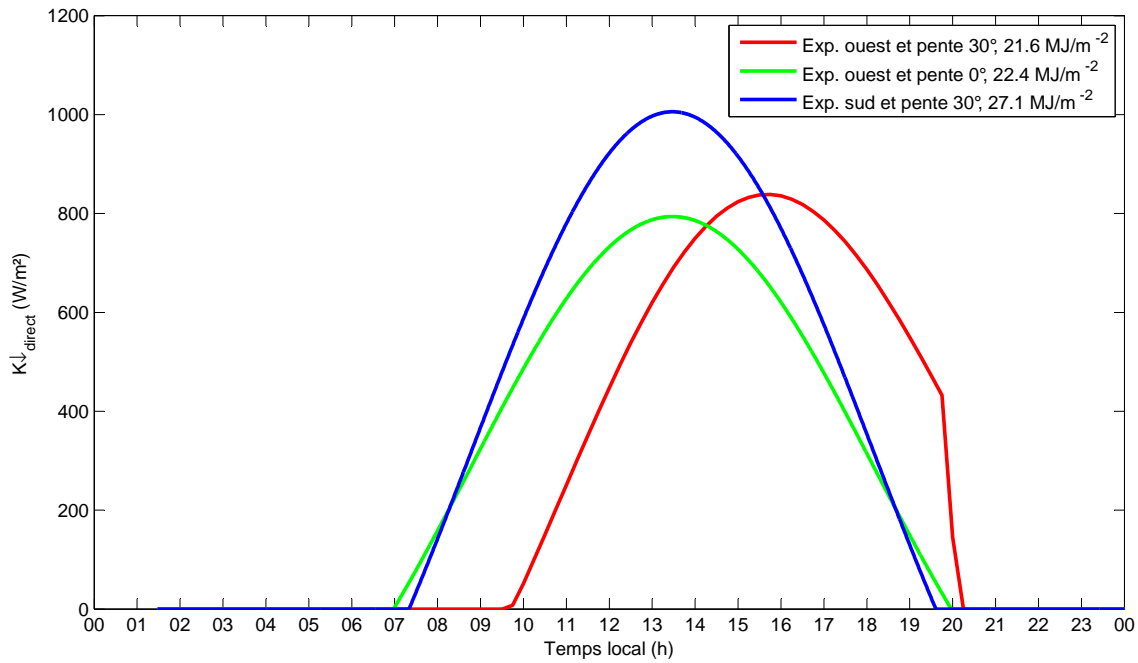


FIGURE 3.3 – Modélisation de la radiation solaire selon le modèle de Whiteman et Allwine (1986) du 1^{er} septembre 2010 au site d’expérimentation (45°54’06.32”N/7°07’23.23”E). Les valeurs en MJ/m⁻² indiquent l’énergie incidente totale au cours de la journée.

3.3.3 Transfert thermique

Dans une vallée étroite, le volume d’air à chauffer/refroidir est plus petit que celui d’un terrain plat. Considérant que la quantité d’énergie est la même quel que soit la topographie, l’augmentation de température sera plus élevée en montagne (Whiteman, 2000). Une deuxième caractéristique est le transport de chaleur par subsidence. L’efficacité du transport de chaleur par les vents de pente est donc plus efficace que les phénomènes se déroulant en plaine (Brehm et Freytag, 1982).

3.3.4 Hauteur de la CLA

L’évolution spatiale et temporelle de la couche convective dépend principalement des conditions de surface (réchauffement de la surface, humidité et type de sol) et des phénomènes d’entraînement au sommet de la couche limite. L’influence orographique joue donc un grand rôle dans le développement de la CLA. Kalthoff et al. (1998) observent

d'ailleurs que la hauteur de la CLA est fortement corrélée à la topographie durant les premières heures de la matinée mais que cette corrélation a tendance à disparaître au cours de la journée (Figure 3.4).

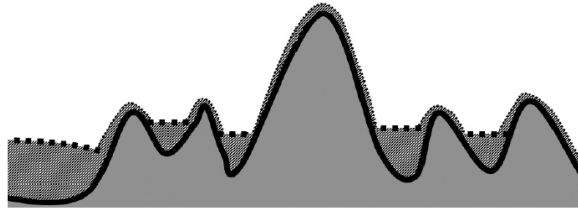


FIGURE 3.4 – Représentation de la couche convective en terrain alpin (Rotach et Zardi, 2007).

Chapitre 4

Méthodologie

Une méthodologie similaire à celle présentée dans Angevine et al. (2001) est utilisée dans notre étude. La transition du matin présente trois temps caractéristiques (Figure 4.1) :

1. premiers rayons solaires diffus, t_{astro} ;
2. début de la radiation locale, t_{local} ;
3. changement de signe du flux de chaleur sensible, t_{H+} .

La transition du matin prend fin lorsque la couche d'inversion de surface est complètement détruite. Ce temps n'est pas méthodiquement défini ici mais des hypothèses pour le déterminer seront présentées au chapitre suivant.

Le temps t_{astro} correspond au lever géométrique du soleil. Toutefois, en raison du relief complexe, les rayons solaires qui atteignent la pente d'expérimentation à ce moment sont d'origine diffuse. Le temps t_{local} correspond au moment où la radiation solaire arrive directement sur la station de mesures. Ce temps peut ainsi varier d'une station à l'autre en fonction de leur position sur la pente et des effets d'ombrages dus aux reliefs avoisinants. Finalement, le temps t_{H+} correspond au moment où le flux de chaleur sensible passe de négatif à positif.

Afin de se concentrer sur la transition des vents de pente, six jours « convectifs » (21 août, 1, 3, 4, 11 et 19 septembre 2010) caractérisés par de faibles conditions synoptiques et un ciel dégagé ont été choisis pour la période d'expérimentation. Une médiane des mesures a été calculée afin d'avoir une valeur représentative de cet échantillon qui a été également inspecté chaque jour individuellement. Les différents temps de référence ont été également définis d'après cette médiane.

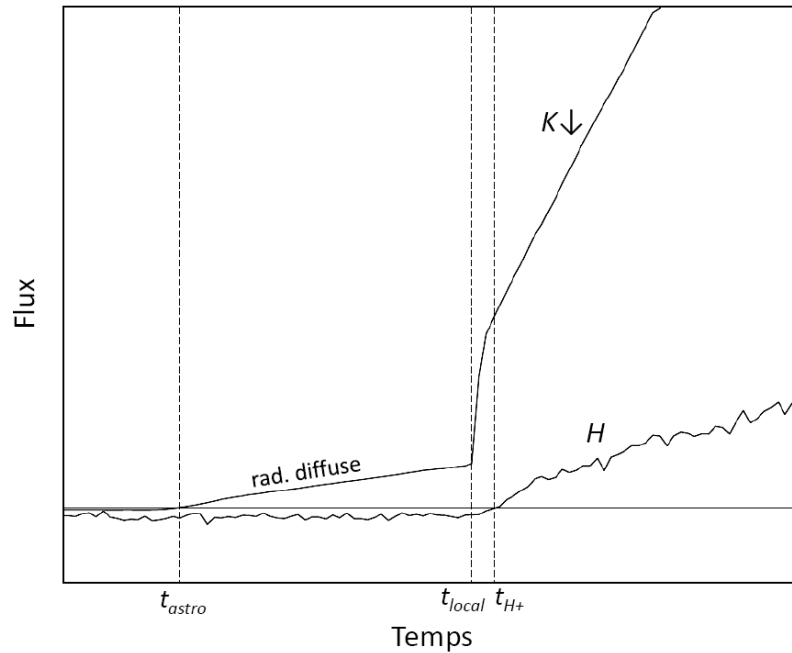


FIGURE 4.1 – Importants repères temporels lors de la transition du matin (Angevine et al., 2001) où H est le flux de chaleur sensible et $K\downarrow$ la radiation solaire globale.

Chapitre 5

Résultats et discussion

Ce chapitre présente les résultats de la campagne de mesures. La transition du matin va être mise en relation avec certaines variables météorologiques relevées lors des profils atmosphériques et des mesures près de la surface. De plus, les équations de mouvement et d'énergie cinétique turbulente seront étudiées.

5.1 Profils atmosphériques

L'étude des profils atmosphériques permet de mieux comprendre la dynamique de la transition du matin sur toute la hauteur de la CLA et de mettre en évidence les phénomènes se déroulant à l'échelle de la vallée.

5.1.1 Mécanismes de destruction de la couche limite stable

La Figure 5.1 présente la température potentielle de l'air en fonction de l'altitude et du temps d'après les profils atmosphériques collectés le 2 septembre 2010. Cette journée a été choisie car elle est caractérisée par un régime anticyclonique et de faibles gradients synoptiques, ce qui est représentatif des autres jours convectifs. La première

observation est la présence du phénomène de subsidence durant la transition du matin. Le réchauffement de la partie supérieure de la CLA débute dès le lever du soleil local. Une masse d'air d'une température potentielle plus élevée descend en direction de la surface au cours du temps comme l'indique la flèche sur la Figure 5.1. Ainsi, la destruction de la couche d'inversion commence avant qu'il n'y ait un réchauffement de l'air par la surface. Comme Shaw et al. (2005) l'observent, ce phénomène est amorcé par les vents anabatiques (voir section 3.3.1). Au lever géométrique du soleil, il n'y a

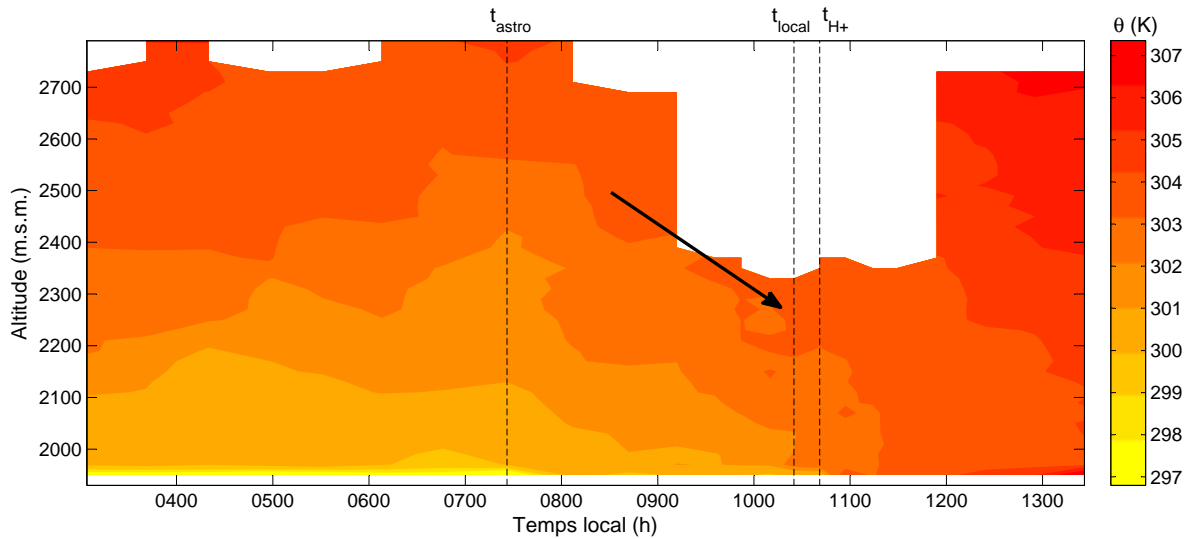


FIGURE 5.1 – Température potentielle de l'air en fonction de l'altitude et du temps lors du 2 septembre 2010. La flèche indique la présence de subsidence lors de la transition du matin.

pas encore de vents anabatiques près de l'aire de lancement du fait que la radiation solaire incidente est uniquement diffuse. En revanche, grâce à l'observation du lever géométrique du soleil avec *Google Earth*, on observe que les surfaces au-dessus de l'aire de lancement (Figure 2.2) reçoivent déjà de la radiation solaire directe à cet instant. De ce fait, on peut supposer que des vents anabatiques se forment et par conservation de masse (Figure 3.2), entraînent la couche d'inversion vers le bas, au centre de la vallée. Une meilleure couverture de cette zone en 2011 devrait permettre de confirmer cette hypothèse. Ce n'est donc qu'au temps t_{local} que la couche d'inversion est également détruite par le réchauffement de l'air près de la surface par la radiation solaire directe. La couche d'inversion est donc dégradée durant la transition du matin par deux mé-

canismes différents comme Papadopoulos et Helmis (1999) l’observent également, soit l’affaissement de l’air en direction du sol par subsidence et le réchauffement de l’air près de la surface par le sol.

Afin de saisir l’ampleur du premier mécanisme de destruction dans le Val Ferret, la Figure 5.2 présente le même type de graphique qu’à la Figure 5.1 mais avec des profils collectés au-dessus d’un terrain plat lors d’une campagne de mesures menée dans le nord-est de l’Allemagne (Beyrich et Mengelkamp 2006, Beyrich et al. 2006). La journée du 29 mai 2003 a été choisie du fait qu’il s’agit également d’un jour convectif. Dans ce cas, la destruction de la couche d’inversion est principalement amorcée par le réchauffement de l’air près de la surface par le sol. Cette observation semble confirmer que la présence de vents anabatiques est la cause du phénomène de subsidence et que ce mécanisme est caractéristique d’un terrain alpin.

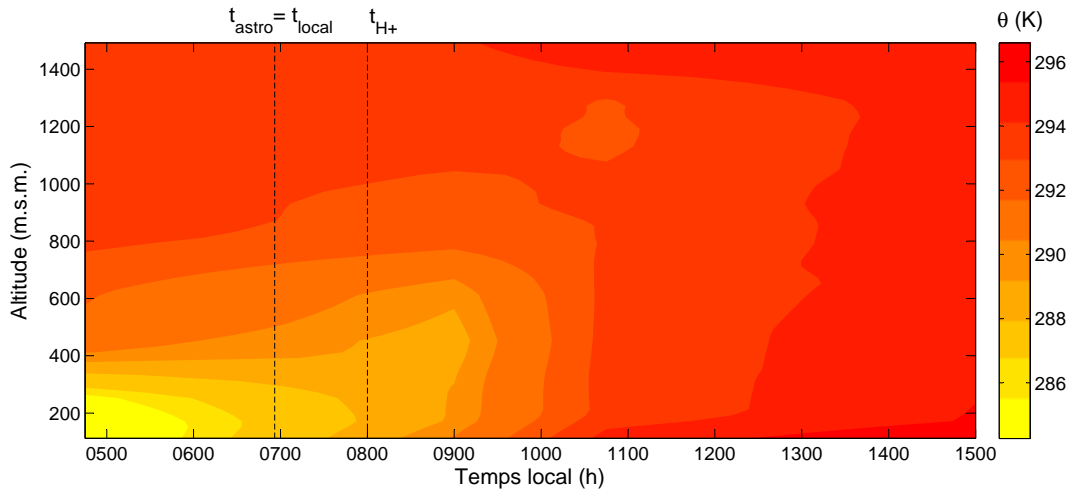


FIGURE 5.2 – Température potentielle en fonction de l’altitude et du temps au-dessus d’un terrain plat et hétérogène lors du 29 mai 2003 à Grenzschicht-Messfeld (52.091667° N, 13.9° E) où $t_{\text{astro}}=t_{\text{local}}=0651$ et $t_{H^+}=0800$.

5.1.2 Description des vents durant la transition du matin

La Figure 5.3 présente la vitesse du vent et sa direction en fonction de l’altitude durant la transition du matin pour la journée du 2 septembre 2010. Selon la géographie de notre site expérimental (Figure 2.1), un vent catabatique vient de l’est tandis

qu'un vent anabatique vient de l'ouest, un vent de vallée ascendant vient du NNO et un vent de vallée descendant vient du SSE. La Figure 5.3b permet de définir deux régimes distincts : la présence de vents catabatiques près de la surface lors du régime nocturne superposé par des vents de vallée descendants et la présence de vents de vallée ascendants lors du régime diurne le long de toute la CLA. Tel que discuté dans Reuten et al. (2005), il y a un effet de superposition des vents durant la journée ce qui empêche de distinguer clairement les vents anabatiques près de la surface. La Figure 5.3a permet d'identifier le gradient de vitesse très important près de la surface durant le régime stable (e.g. à 0952). Il s'agit de vents catabatiques caractérisés par une vitesse supérieure aux vents se situant dans les couches supérieures. De plus, on observe une augmentation de la vitesse du vent sur toute la hauteur de la CLA lors du passage du régime nocturne au régime diurne ainsi qu'une augmentation de la variance spatiale de la vitesse. On observe également, à environ 2250 m, une forte diminution de la vitesse des vents durant la journée, ce qui semble indiquer la limite supérieure de la CLA (L'analyse des températures potentielles de l'air confirme aussi cette observation).

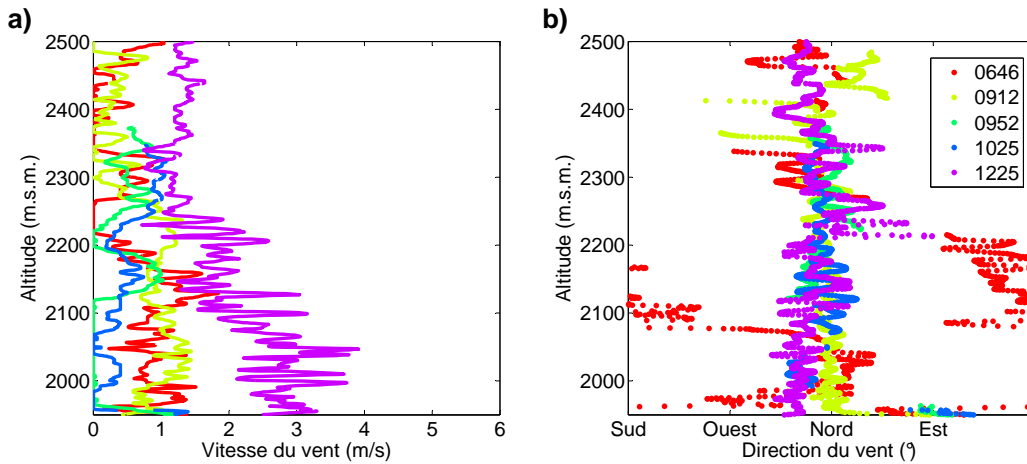


FIGURE 5.3 – Vitesse et direction du vent en fonction de l'altitude durant la transition du matin du 2 septembre 2010 où $t_{\text{astro}}=0726$, $t_{\text{local}}=1025$ et $t_{H^+}=1041$.

5.2 Bilan de l'énergie cinétique turbulente

Durant la transition du matin, une variable très pertinente à étudier est l'énergie cinétique turbulente (k). Cette dernière est généralement faible durant la nuit et presque nulle à l'instant où le flux de chaleur sensible change de signe (Figure 5.4). Elle augmente ensuite drastiquement au cours de la transition. La compréhension de son comportement peut être ainsi quantifiée grâce au bilan de l'énergie cinétique turbulente ainsi qu'avec le nombre de Richardson.

5.2.1 Description des termes

Les termes du bilan de l'énergie cinétique turbulente ont été calculés avec les données des anémomètres soniques 1 ($z = 1.51$ m) et 3 ($z = 4.72$ m) du mât météorologique (Figure 5.4). Dans l'équation 3.8 du bilan de l'énergie cinétique turbulente, la production/destruction de k par effets thermiques, la production mécanique de k et la dissipation sont les termes les plus importants du bilan (Mahrt, 1982). Le terme de transport turbulent de k est un moment statistique du troisième ordre. Lors de son calcul, l'importance des incertitudes associées aux mesures a entraîné le choix de le négliger. Le transport de k par des fluctuations de pression doit être négligé du fait que les variations de pression sont extrêmement difficiles à relever sur le terrain.

Le terme de dissipation constitue la destruction visqueuse de k qui est présente dans les petits tourbillons. L'équation utilisée pour la calculer est la suivante :

$$\varepsilon = 0.3634r^{-1}(D_{uu}(r))^{3/2}, \quad (5.1)$$

où $D_{uu}(r)$ est la fonction de structure de second ordre et où on prend $r = 1$ m (Bou-Zeid et al., 2010). Effectivement, la Figure 5.4 montre que la dissipation est faible durant la nuit dû à la stabilité de l'air et que la destruction de k par dissipation augmente au cours de la transition du matin.

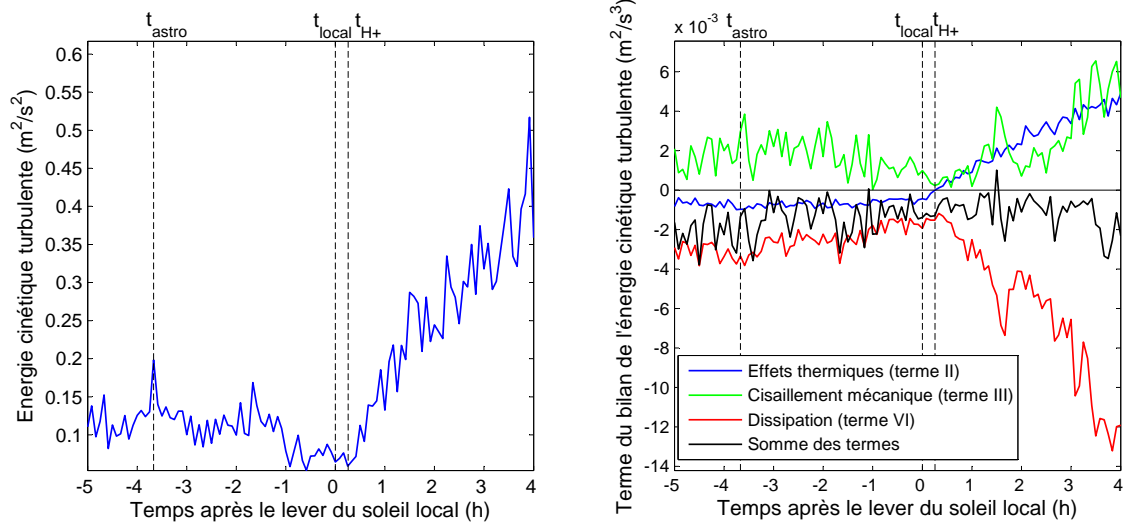


FIGURE 5.4 – *Gauche* : Médiane des valeurs de k à l’anémomètre sonique 1 du mât météorologique. *Droite* : Valeurs des termes du bilan de k durant la transition du matin pour les six jours convectifs (voir équation 3.8).

Le terme de production mécanique de k est positif tout au long de la transition du matin (Figure 5.4). Cette production mécanique de turbulence est générée en grande partie par la rugosité du sol et joue un grand rôle dans le développement de la couche convective lors de premiers instants de la transition du matin (Beare, 2008). Ce terme est composé de deux éléments : $\overline{u'w'}$ et $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$. Au cours de la nuit, le gradient $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$ devient négatif et $\overline{u'w'}$ positif. En effet, comme l’indique la Figure 5.5, les anémomètres se situent dans la partie supérieure du jet. Cela démontre que la hauteur du jet est inférieure à la hauteur du premier anémomètre sonique et qu’il s’agit donc d’un écoulement superficiel, très près de la surface (Mahrt et al., 2001). Le terme de production/destruction de k par effets thermiques change de signe durant la transition du matin (Figure 5.4). Lors du régime nocturne, sa valeur est négative du fait que l’air est stable et qu’il y a ainsi une destruction de k . Au cours de la transition du matin, sa valeur diminue (de moins en moins de destruction thermique de turbulence) jusqu’au temps t_{H+} où son signe devient positif. Il y a ainsi une production de k dû à la convection et à l’instabilité de l’air près de la surface qui joue un grand rôle dans la fin de la transition du matin (Angevine et al., 2001).

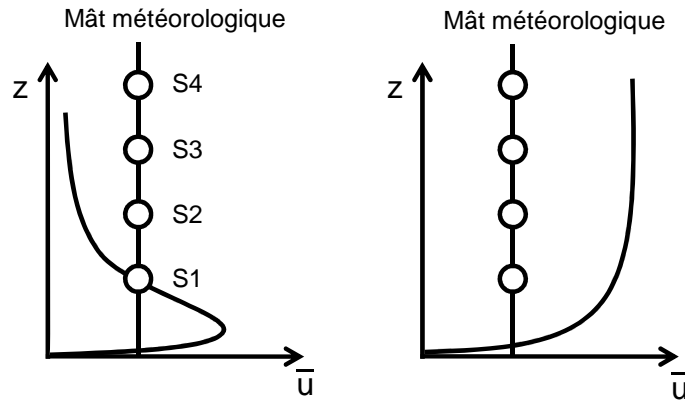


FIGURE 5.5 – Profils de vitesse du vent près du sol lors du régime nocturne à gauche et lors du régime diurne à droite.

5.2.2 Nombre de Richardson

Le nombre de Richardson de flux (R_f) est un nombre adimensionnel qui détermine le rapport entre la production thermique et mécanique de turbulence (termes II et III). Considérant un système de coordonnées aligné avec le vent ($\bar{v} = 0$), une homogénéité horizontale et négligeant la subsidence, son équation est :

$$R_f = \frac{\left(\frac{g}{\bar{\theta}}\right) (\overline{w'\theta'})}{(\overline{u'w'}) \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}. \quad (5.2)$$

Durant le régime de nuit, R_f a une valeur moyenne de 0.3 (Figure 5.6). Cela signifie que la production mécanique de turbulence est trois fois plus grande que la destruction thermique de turbulence dû à la stabilité de l'air. Au temps t_{H+} , R_f vaut zéro du fait que le terme II est nul. Durant le régime diurne, la production de k par effets thermiques est légèrement supérieure à la production mécanique de k avec un R_f d'une valeur moyenne de 1.5. Il est toutefois important de remarquer que le nombre de Richardson est un paramètre très sensible. Lors des transitions du soir et du matin, étant donné que les niveaux de turbulence deviennent très faibles (Acevedo et Fitzjarrald, 2001), les valeurs de R_f peuvent fluctuer de façon importante. Cette sensibilité élevée du paramètre explique également la présence d'événements ponctuels de la Figure 5.6 (e.g.

aux temps $t_{\text{local}} - 4$ h et $t_{\text{local}} - 1.5$ h).

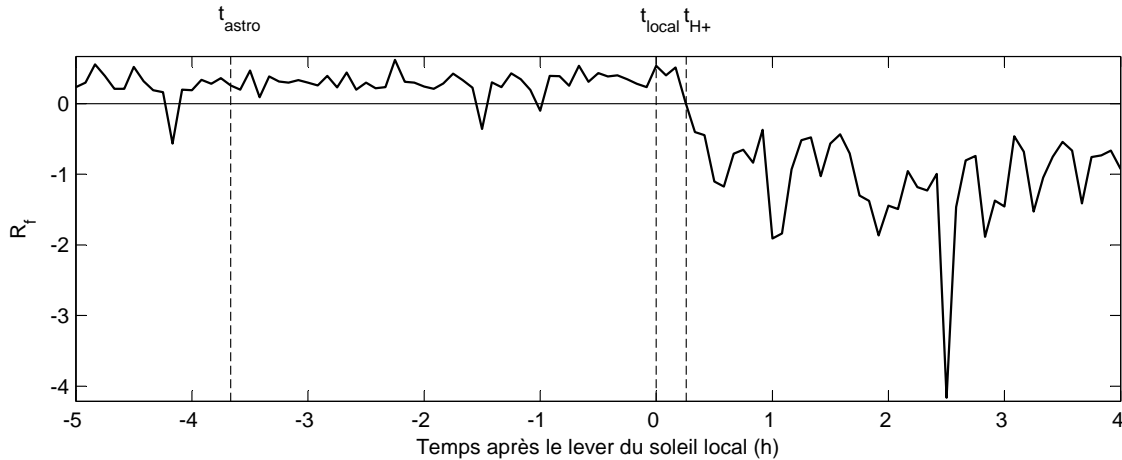


FIGURE 5.6 – Médiane du nombre de Richardson de flux durant la transition du matin pour les six jours convectifs.

5.3 Variables météorologiques près de la surface

5.3.1 Écoulements anabatiques et catabatiques

L'évolution rapide des vents près de la surface est un facteur caractéristique de la transition du matin. Durant la nuit, un gradient de vitesse significatif apparaît au-dessus de la surface (Figure 5.7). La vitesse des vents près de la surface est plus élevée que celle se trouvant en altitude à cause de la présence du jet nocturne (Figure 5.5). Lorsque le flux de chaleur sensible change de signe à t_{H+} , une diminution de la vitesse des vents apparaît sur toute la couche près de la surface. Durant la journée, la vitesse des vents est quasiment homogène sur toute la hauteur et plus élevée que durant la nuit.

L'écoulement catabatique nocturne se transforme en vent ascendant de vallée lors de la transition du matin. Le changement de direction des vents apparaît tout d'abord à l'anémomètre sonique 4 ($z = 5.89$ m) puis à l'anémomètre 1 ($z = 1.51$ m) situé près du sol (une dizaine de minutes plus tard). Ce phénomène est causé par l'évolution de

la stabilité atmosphérique. Comme l'indique la Figure 5.8, l'air plus froid près de la surface est graduellement remplacé par de l'air plus chaud venant du vent ascendant de vallée combiné avec le réchauffement de la surface par absorption de la radiation solaire. Papadopoulos et Helmis (1999) observent que tant que la température de surface n'est pas égale à la température de l'air à 2.5 m au-dessus du sol, le mouvement catabatique persiste. Ce n'est qu'ensuite, dès que l'air devient instable, que l'écoulement anabatique se développe à son tour près de la surface. Dans le cas du Val Ferret, la seule différence est que lorsque l'atmosphère devient instable, c'est un vent ascendant de vallée qui se développe. Toutefois, du fait que ce vent n'est pas exactement parallèle à l'axe de la vallée, il joue également un rôle d'un vent anabatique participant au phénomène de subsidence. De plus, comme l'indique la Figure 5.8, le changement de stabilité n'est pas exactement synchronisé avec le changement de direction des vents par le fait qu'il peut y avoir un décalage temporel entre la stabilité de l'air et l'amorçement des vents diurnes.

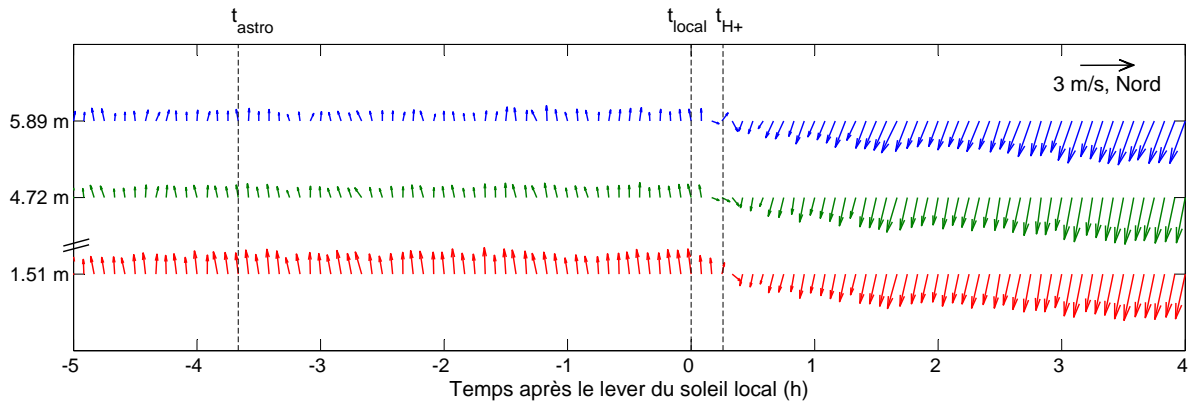


FIGURE 5.7 – Médiane des vents au mât météorologique (anémomètres soniques 1,3 et 4) pour les six jours convectifs.

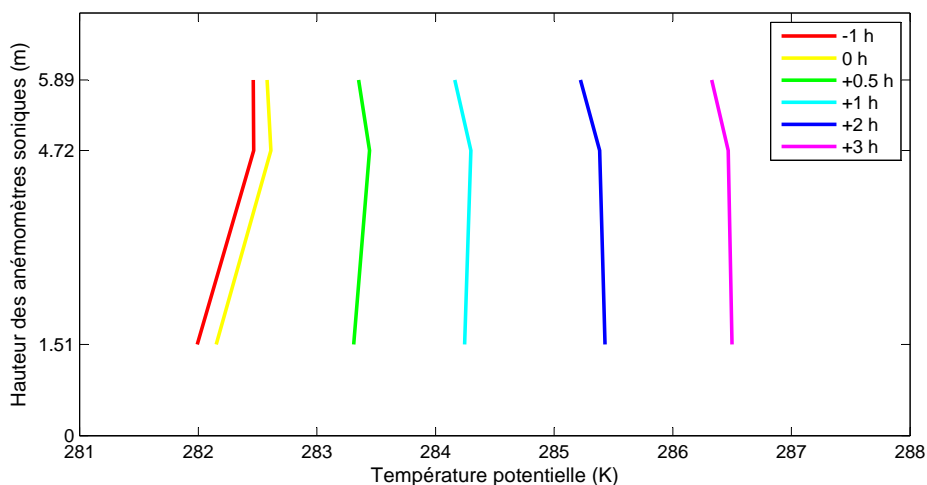


FIGURE 5.8 – Médiane des températures potentielles de l’air au mât météorologique pour les six jours convectifs où chaque profil représente un temps par rapport au lever du soleil local.

5.3.2 Évolution de la stabilité atmosphérique

Les températures de l’air et de la surface réagissent différemment à la variation abrupte du bilan radiatif durant la transition du matin. La Figure 5.9 présente la température de la surface et celle de l’air à 2.34 m au-dessus du sol. Durant la nuit, la température de l’air est plus élevée que celle de la surface, ce qui induit un flux de chaleur sensible de l’atmosphère vers le sol ($H < 0$). Durant la journée, la surface devient plus chaude que l’air à cause du réchauffement par la radiation solaire. Toutefois, le changement de gradient $\frac{\partial T}{\partial z}$ s’effectue non pas au temps t_{H+} mais seulement une vingtaine de minutes après. Cela signifie que, malgré le flux de chaleur sensible H positif, le gradient $\frac{\partial T}{\partial z}$ reste positif indiquant la présence d’un flux de chaleur contraire au gradient (Deardorff, 1966).

L’hypothèse d’une « empreinte » différente pour chaque senseur (celui mesurant T_{air} et H et celui mesurant T_{stc}) a été écartée en utilisant un modèle pour calculer l’*aire source* détectée par chaque instrument (Schmid, 1994). Ce phénomène pourrait donc être expliqué par le transport de chaleur par des bulles d’air chaudes générées près de la surface et pénétrant la couche d’air stable située au-dessus (Kondo et Haginoya, 1985).

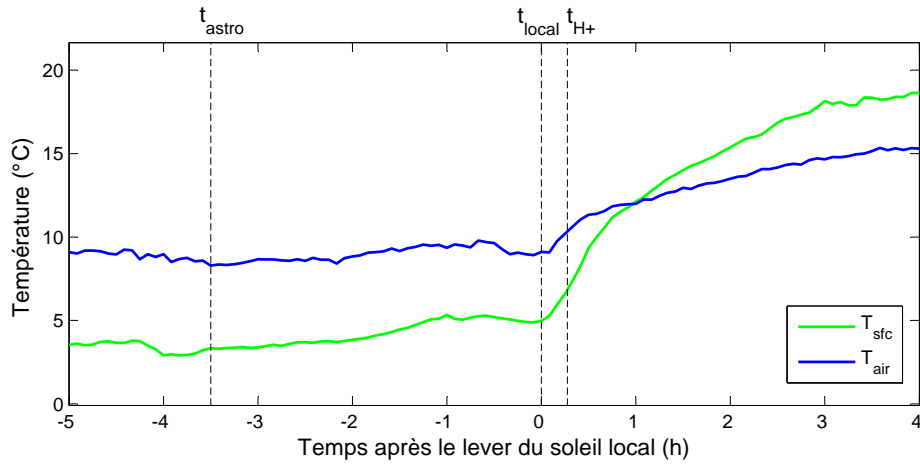


FIGURE 5.9 – Médiane de la température de l'air et de la surface à la station *Bilan énergétique* pour les six jours convectifs.

La Figure 5.10 représente ainsi de manière conceptuelle ce que cette hypothèse aurait comme effet sur les isothermes. En supposant que c'est ce qui se produit, malgré un flux de chaleur sensible positif, la température de l'air reste supérieure à celle de la surface pendant une courte période. D'ailleurs, afin de mieux comprendre ce phénomène, il serait pertinent d'utiliser l'équation de conservation de chaleur et de disposer d'avantage de points de mesures sur le terrain (Stull, 1988). Il serait ainsi possible de définir si l'augmentation de la température potentielle est uniquement due au réchauffement par la surface, ou si l'advection joue un rôle important par exemple. Malheureusement, tous les termes de l'équation qui décrit $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t}$ n'ont pas été mesurés dans cette expérience et il n'est donc pas possible de l'utiliser.

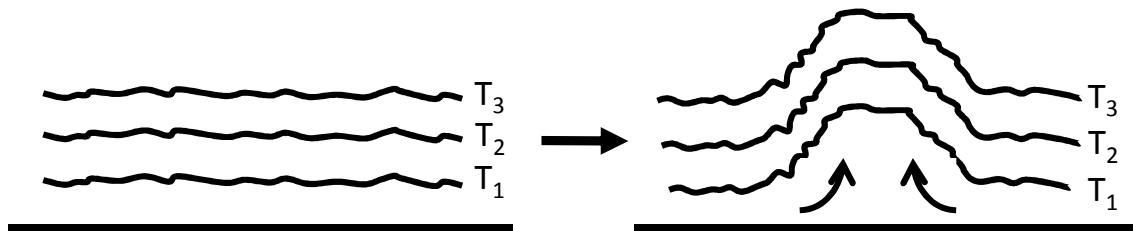


FIGURE 5.10 – Schéma conceptuel des isothermes lors de la transition du matin expliquant la présence momentanée d'un flux de chaleur contraire au gradient de température, où $T_3 > T_2 > T_1$.

5.3.3 Flux turbulents

Le rapport des flux de chaleur sensible et latente permet de connaître la répartition de l'énergie fournie par la radiation solaire. Dans notre cas, durant la nuit, le flux de chaleur latente LE est très petit (Figure 5.11a). C'est uniquement à t_{astro} qu'il augmente, indiquant ainsi qu'une partie de l'eau à la surface (sur la végétation et dans le sol) s'évapore. Le flux de chaleur sensible H est quant à lui négatif durant la nuit, du fait que la température de l'air est plus élevée que celle de la surface. Il augmente ensuite durant la journée grâce à la radiation solaire. D'ailleurs la durée entre le lever du soleil local t_{local} et le temps t_{H+} est typiquement d'une quinzaine de minutes.

Le rapport de Bowen durant le jour est défini par :

$$B = \frac{H}{LE} . \quad (5.3)$$

on observe alors que la valeur moyenne en mi-journée est 0.6, signifiant que la fraction d'évaporation est presque deux fois plus grande que la fraction de chaleur sensible. Lors de la transition du matin, comme l'indique la Figure 5.11b, l'énergie disponible est tout d'abord utilisée pour évaporer la rosée dans le couvert végétal et seulement ensuite chauffer la surface. Ainsi, le flux de chaleur sensible disponible pour réchauffer l'air au-dessus de la surface et détruire la couche d'inversion thermique est diminué à de l'évaporation (Whiteman et al., 2004). Cette hypothèse est confirmée avec les mesures d'humidité spécifique q de la Figure 5.12 qui indiquent une augmentation de q dès le lever géométrique du soleil (succédant à une importante diminution deux heures plus tôt). De plus, Muller et Whiteman (1988) remarquent que la subsidence est favorisée par rapport au chauffage de la surface pour la destruction de l'inversion lorsque le rapport de Bowen est petit, ce qui est le cas de la vallée humide du Val Ferret. Il se peut toutefois que cette observation soit influencée par le fait que l'appareil mesurant q à haute fréquence est orienté à l'ouest si bien qu'en présence de vent catabatique, il se trouve dans le sillage de la station. Cela pourrait influencer la fiabilité des mesures.

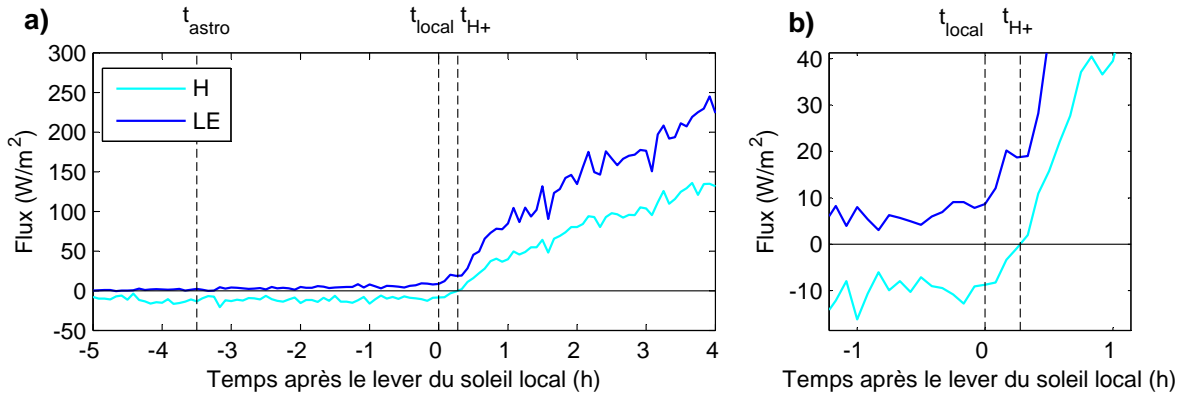


FIGURE 5.11 – *Gauche* : Médiane des flux H et LE à la station mesurant le bilan énergétique pour les six jours convectifs. *Droite* : Gros plan sur le lever du soleil local.

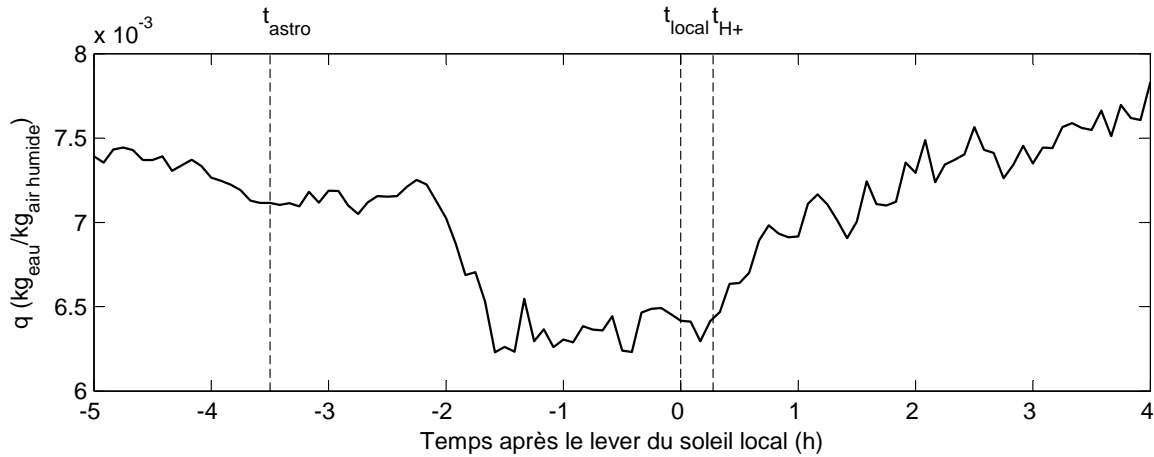


FIGURE 5.12 – Médiane de l'humidité spécifique à la station mesurant le bilan énergétique pour les six jours convectifs.

5.4 Équation de mouvement

L'équation de mouvement permet de comprendre la relation entre les vents de pente, la température, la vitesse et la topographie locale. La Figure 5.13 indique les différents termes de l'équation de mouvement 3.5. L'effet de poussée thermique, défini par $g \frac{\Delta \bar{\theta}}{\bar{\theta}} \sin \alpha$ où $\Delta \bar{\theta} = \bar{\theta}_{\text{air}} - \bar{\theta}_{\text{sfc}}$, est clairement la plus grande contribution à la formation des vents catabatiques ainsi qu'à leur destruction. Ainsi, lors du régime nocturne, $\Delta \bar{\theta}$ est très élevé et conduit ainsi à la formation de vents catabatiques. Lors de la transition, la surface se réchauffe et l'air situé au-dessus passe d'un état stable à neutre,

détruisant ainsi ce gradient de température et donc l'écoulement catabatique. Concernant les autres termes, les effets de vents thermiques (terme V) sont quasiment nuls si la température et la hauteur de l'écoulement catabatique ne varient pas le long de la pente (Mahrt, 1982). Quant au terme d'advection verticale, son effet est tout de même important même si sa fiabilité est limitée par le fait que w reste très difficile à mesurer (Rotach et al., 2008). Comme l'observe également Mahrt (1982), le comportement des vents de pente peut être convenablement estimé en considérant exclusivement les effets thermiques, d'accélération et d'advection.

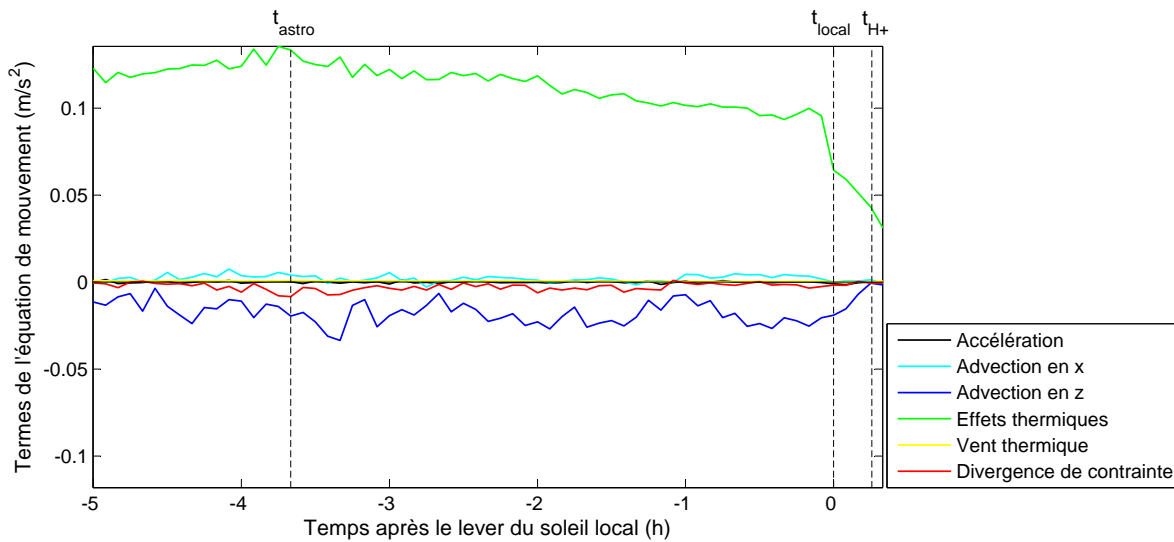


FIGURE 5.13 – Médiane des termes de l'équation de mouvement à la station mât météorologique (anémomètre sonique 1) pour les six jours convectifs.

Ce modèle ne peut toutefois pas être utilisé pour des cas plus complexes (e.g. une hétérogénéité spatiale, des effets de subsidence ou des vents d'altitude). De plus, une restriction majeure de ce modèle est de ne pas inclure les vents ambiants (Manins et Sawford, 1979). Ainsi, durant un régime diurne, la présence de vents de vallée n'est pas prise en compte alors qu'ils peuvent interférer avec la formation de vents de pente.

5.5 Fin de la transition du matin

La fin de la transition du matin est généralement assez difficile à définir. Angevine et al. (2001) l'identifient comme le moment où la couche d'inversion est complètement détruite et que la couche de mélange atteint la hauteur de 200 m. Ce moment peut être déterminé lorsque la température potentielle à quelques mètres au-dessus de la surface est supérieure à la température potentielle à 200 m d'altitude. La Figure 5.14 présente ainsi les profils de températures potentielles lors de la transition du matin du 11 septembre 2010 (représentatif des jours convectifs). Le passage d'un état stable typique du régime nocturne à un état instable durant la journée est clairement observé. La Table 5.1 indique la pente de la droite de régression linéaire de chaque profil de température potentielle. Dans le profil mesuré à 1326, la stabilité de l'atmosphère devient neutre, ce qui est donc le moment où la couche d'inversion est complètement détruite. Toutefois, cette méthode, comme Angevine et al. (2001) le remarquent aussi, présente une grande variabilité. Dans notre cas, le fait que les profils ne soient pas mesurés instantanément sur toute l'altitude empêche de déterminer avec précision la fin de la transition du matin et de mettre en relation la durée de la transition avec d'autres paramètres météorologiques. Il est tout de même possible de donner un ordre de grandeur de la durée de la transition du matin avec cette approche. La transition du matin se termine donc environ 2 à 3 h après le lever du soleil local et ces valeurs confirment les temps reportés dans la littérature (Whiteman et al. 2004, Angevine et al. 2001).

Il peut encore être pertinent de remarquer que, selon White et al. (2002), la fin de la transition peut être également déterminée par l'analyse d'un paramètre mesuré uniquement à la surface : l'humidité spécifique q . Il observe que le taux d'humidité diminue rapidement lorsque de l'air plus sec provenant de la couche résiduelle est entraîné en direction de la surface. Cette diminution de q permet ainsi d'évaluer le moment de la fin de la transition du matin. Toutefois, pour une raison inexplicée, ce phénomène n'apparaît pas clairement dans nos mesures (Figure 5.12).

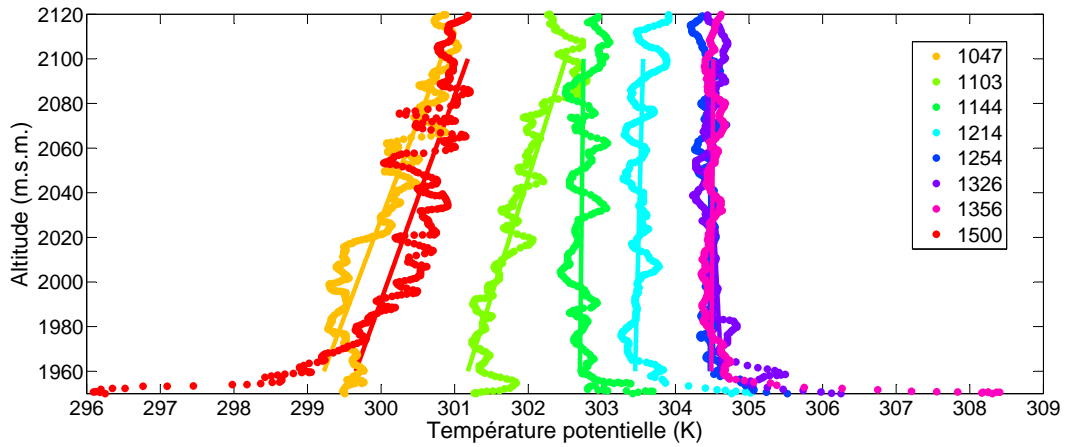


FIGURE 5.14 – Températures potentielles le 11 septembre 2010 où les droites représentent la régression linéaire entre 1960 et 2100 m.

Heure du profil	Pente de la droite de régression (m.s.m./K)
1047	0.0109
1103	0.0114
1115	0.0065
1144	0.0095
1214	0.0003
1254	0.0008
1326	0.0001
1356	-0.0016
1427	-0.0014
1500	0.0002

TABLE 5.1 – Valeur de la pente de la régression linéaire des profils de températures potentielles du 11 septembre 2010.

Chapitre 6

Conclusion

L'installation de stations de mesures le long d'une pente raide dans une vallée alpine étroite et l'utilisation de profils atmosphériques ont permis d'observer l'évolution de la transition du matin lors de six jours convectifs (ciel dégagé et faible activité synoptique). La méthodologie employée repose sur la détermination de trois temps caractéristiques de la transition du matin : t_{astro} , t_{local} et t_{H+} . À chaque temps caractéristique, l'évolution des variables météorologiques et des termes des équations turbulentes a été étudiée. Toutefois, contrairement à l'étude d'Angevine et al. (2001), la détermination de la fin de la transition n'a pas pu être définie précisément.

L'étude des profils de température potentielle a permis de déterminer les mécanismes de destruction de la couche d'inversion nocturne lors de la transition du matin. La subsidence (voir Whiteman et al. 2004) est le principal mécanisme de destruction de la couche d'inversion dans le Val Ferret, où l'air stable situé au-dessus de la vallée est entraîné en direction du sol. Comme le site d'expérimentation est humide (faible rapport de Bowen), l'importance de l'érosion de la CLA stable par le bas est diminuée.

Durant la nuit, un écoulement catabatique se forme au-dessus de la surface qui est remplacé durant la journée par un vent ascendant de vallée. Le changement de régime de vent se produit généralement une dizaine de minutes après le lever de soleil local.

Les mesures prises par le mât météorologique ont révélé que le changement de direction s’amorce tout d’abord quelques mètres au-dessus de la surface puis ensuite près de la surface à cause de la stabilité atmosphérique. De plus, l’analyse des mesures de vitesse ont pu démontrer la présence d’un jet à quelques mètres au-dessus du sol caractéristique d’un écoulement catabatique superficiel (Mahrt et al., 2001).

L’étude terme par terme des équations de mouvement et d’énergie cinétique turbulente a permis d’identifier les phénomènes clés de la transition du matin. Le processus ayant un rôle majeur dans la formation des vents de pente est l’effet de flottabilité lié aux effets thermiques. C’est donc principalement le déficit de température créé durant la nuit, près de la surface, qui est à l’origine de l’écoulement catabatique. La production d’énergie cinétique turbulente provient, quant à elle, principalement des effets thermiques et de cisaillement. Le nombre de Richardson, déterminant la stabilité atmosphérique et quantifiant les effets de turbulence, indique que durant la nuit, la production de turbulence due au cisaillement est le terme dominant tandis que durant le jour, la production de turbulence due aux effets thermiques est la plus importante.

Dans le cadre d’une future campagne de mesures, il serait pertinent d’installer des stations météorologiques non seulement sur la pente étudiée mais également en amont afin de pouvoir mieux comprendre la formation des vents de pente dans sa globalité. Une autre proposition serait d’implanter des stations météorologiques pas uniquement dans l’axe de la pente mais aussi dans l’axe de la vallée afin de pouvoir mesurer les paramètres d’advection lors du régime diurne des vents ascendants de vallée. Cela permettrait une utilisation complète des équations de mouvement, d’énergie cinétique turbulente et de chaleur. De plus, la fin de la transition du matin a été approximativement définie avec les données disponibles. Une éventuelle solution serait d’utiliser un LIDAR mesurant les profils de température et de vitesse afin de déterminer ce temps d’après le nombre global de Richardson : R_B (Angevine et al., 2001). Cela permettrait ainsi de définir précisément la durée de la transition du matin et de la mettre en relation avec les autres paramètres météorologiques.

Nomenclature

B	rapport de Bowen
f_c	paramètre de Coriolis
g	accélération gravitationnelle
h_d	couche de l'écoulement catabatique
H	flux de chaleur sensible
k	énergie cinétique turbulente
$K\downarrow$	radiation solaire incidente globale
LE	flux de chaleur latente
p	pression
R_f	nombre de Richardson de flux
t	temps
t_{astro}	temps des premiers rayons solaires diffus
t_{local}	temps du début de la radiation locale
t_{H+}	temps du changement de signe du flux de chaleur sensible
T	température
T_{air}	température de l'air
T_{sfc}	température de la surface
u	composante de la vitesse dans la direction x
v	composante de la vitesse dans la direction y
w	composante de la vitesse dans la direction z
α	inclinaison de la pente
ε	dissipation
Ω	vitesse de rotation angulaire de la Terre
ρ	masse volumique de l'air
θ	température potentielle
$\Delta\theta$	déficit de température potentielle
τ	tenseur des contraintes visqueuses

Bibliographie

- Acevedo OC, Fitzjarrald DR (2001) The early evening surface-layer transition : Temporal and spatial variability. *J Atmos Sci* 58 :2650–2667
- Angevine WM, Baltink HK, Bosveld FC (2001) Observations of the morning transition of the convective boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol* 101 :209–227
- Bange J, Spiess T, van den Kroonenberg A (2007) Characteristics of the early-morning shallow convective boundary layer from helipod flights during STINHO-2. *Theor Appl Climatol* 90 :113–126
- Beare RJ (2008) The role of shear in the morning transition boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol* 129 :395–410
- Beyrich F, Mengelkamp HT (2006) Evaporation over a heterogeneous land surface : EVA GRIPS and the LITFASS-2003 experiment - an overview. *Boundary-Layer Meteorol* 121 :5–32
- Beyrich F, De Bruin HAR, Etling D, Foken T (2006) Preface : The LITFASS-2003 experiment. *Bound-Layer Meteor* 121 :1–4
- Bou-Zeid E, Higgins CW, Huwald H, Meneveau C, Parlange M (2010) Field study of the dynamics and modelling of subgrid-scale turbulence in a stable atmospheric surface layer over a glacier. *J Fluid Mech* 665 :480–515
- Brehm M, Freytag C (1982) Erosion of the night-time thermal circulation in an alpine valley. *Theor Appl Climatol* 31 :331–352

- Colette A, Chow FK, Street RL (2003) A numerical study of inversion-layer breakup and the effects of topographic shading in idealized valleys. *J Appl Meteorol* 42 :1255–1272
- Deardorff JW (1966) Counter-gradient heat flux in lower atmosphere and in laboratory. *J Atmos Sci* 23 :503–506
- Ingelrest F, Barrenetxea G, Schaefer G, Vetterli M, Couach O, Parlange MB (2010) Sensorscope : Application-specific sensor network for environmental monitoring. *ACM Trans Sens Netw* 6
- Kalthoff N, Binder HJ, Kossmann M, Vogtlin R, Corsmeier U, Fiedler F, Schlager H (1998) Temporal evolution and spatial variation of the boundary layer over complex terrain. *Atmos Environ* 32 :1179–1194
- Kondo J, Haginoya S (1985) Observational study on the transitional boundary-layer. *J Meteorol Soc Jpn* 63 :437–452
- Kossmann M, Vogtlin R, Corsmeier U, Vogel B, Fiedler F, Binder HJ, Kalthoff N, Beyrich F (1998) Aspects of the convective boundary layer structure over complex terrain. *Atmos Environ* 32 :1323–1348
- Lapworth A (2006) The morning transition of the nocturnal boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol* 119 :501–526
- Mahrt L (1982) Momentum balance of gravity flows. *J Atmos Sci* 39 :2701–2711
- Mahrt L, Vickers D, Nakamura R, Soler MR, Sun JL, Burns S, Lenschow DH (2001) Shallow drainage flows. *Boundary-Layer Meteorol* 101 :243–260
- Manins PC, Sawford BL (1979) Model of katabatic winds. *J Atmos Sci* 36 :619–630
- Matzinger N, Andretta M, Van Gorsel E, Vogt R, Ohmura A, Rotach MW (2003) Surface radiation budget in an alpine valley. *Q J Roy Meteor Soc* 129 :877–895

- Muller H, Whiteman CD (1988) Breakup of a nocturnal temperature inversion in the dischma valley during DISKUS. *J Appl Meteorol* 27 :188–194
- Papadopoulos KH, Helmis CG (1999) Evening and morning transition of katabatic flows. *Boundary-Layer Meteorol* 92 :195–227
- Princevac M, Fernando HJS (2008) Morning breakup of cold pools in complex terrain. *J Fluid Mech* 616 :99–109
- Reuten C, Steyn DG, Strawbridge KB, Bovis P (2005) Observations of the relation between upslope flows and the convective boundary layer in steep terrain. *Boundary-Layer Meteorol* 116 :37–61
- Rotach MW, Zardi D (2007) On the boundary-layer structure over highly complex terrain : Key findings from MAP. *Q J Roy Meteor Soc* 133 :937–948
- Rotach MW, Andretta M, Calanca P, Weigel AP, Weiss A (2008) Boundary layer characteristics and turbulent exchange mechanisms in highly complex terrain. *Acta Geophys* 56 :194–219
- Schmid HP (1994) Source areas for scalars and scalar fluxes. *Boundary-Layer Meteorol* 67 :293–318
- Shaw WJ, Doran JC, Coulter RL (2005) Boundary-layer evolution over Phoenix, Arizona and the premature mixing of pollutants in the early morning. *Atmos Environ* 39 :773–786
- Stull R (1988) *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers, 670 pp
- White AB, Templeman BD, Angevine WM, Zamora RJ, King CW, Russell CA, Banta RM, Brewer WA, Olszyna KJ (2002) Regional contrast in morning transitions observed during the 1999 Southern Oxidants Study Nashville Middle Tennessee Intensive. *J Geophys Res-Atmos* 107

- Whiteman CD (1982) Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys .1. Observations. *J Appl Meteorol* 21 :270–289
- Whiteman CD (2000) *Mountain meteorology : fundamentals and applications*. Oxford University Press, 355 pp
- Whiteman CD, Allwine KJ (1986) Extraterrestrial solar radiation on inclined surfaces. *Environ Softw* 1 :164–169
- Whiteman CD, Pospichal B, Eisenbach S, Weihs P, Clements CB, Steinacker R, Mursch-Radlgruber E, Dorninger M (2004) Inversion breakup in small rocky mountain and alpine basins. *J Appl Meteorol* 43 :1069–1082