

M. Fily, B. Hernandez

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS/UJF, Grenoble, France

J.P. Dedieu, E. Paul

Laboratoire de la Montagne Alpine, CNRS/UJF, Grenoble, France

Y. Durand, E. Brun

Centre d'Etudes de la Neige, Météo-France, Grenoble, France

**ABSTRACT:** Comparisons are made between the output of a snow metamorphism model and the snow cover characteristics that can be derived from Landsat Thematic Mapper images over the French Alps. The lower limit of the snow cover, the surface grain size and the surface temperature are compared for different ranges, elevations, slopes and azimuth. The lower limit of the snow cover and the snow grain sizes computed by the model or derived from satellite data are similar but large difference are found for the surface temperature.

## 1 INTRODUCTION

Pour l'étude du climat, la prévision du risque d'avalanche ou la prévision des ressources en eau il est utile de savoir mesurer et modéliser l'évolution des principales caractéristiques du manteau neigeux: surface, épaisseur, équivalent en eau, albedo, type de grains, etc.. Les régions enneigées étant souvent très étendues et difficile d'accès, la télédétection est un outil adapté à leur étude.

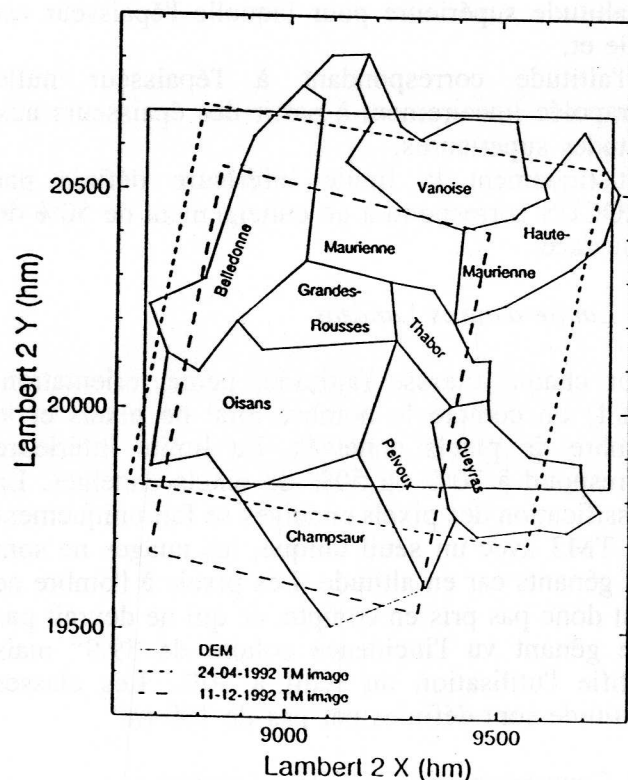


Figure 1: Localisation géographique des massifs étudiés.

## 2 LE MODELE DE METAMORPHOSE DE LA NEIGE: CROCUS

L'évolution de la couverture neigeuse en un point dépend principalement des conditions météorologiques. Elles déterminent les transferts de masse et d'énergie et donc le métamorphisme de chaque couche ainsi que la présence d'eau liquide. Un modèle physique résolu numériquement, appelé CROCUS, a été développé pour simuler tous ces phénomènes (Brun et al., 1992). Il donne une description complète du manteau neigeux (température, densité, teneur en eau liquide, stratigraphie) en fonction des conditions météorologiques.

Pour la plupart des applications nous ne disposons pas d'une série complète d'observations météorologiques en chaque point. Pour cette raison un outil d'analyse météorologique objective (SAFRAN) est utilisé afin de fournir les données d'entrée nécessaires à CROCUS. A partir de toutes les observations disponibles ainsi que des résultats des modèles numériques, SAFRAN fournit des informations horaires en des points caractéristiques des Alpes: température de l'air, vent, humidité, couverture nuageuse, précipitations et bilan radiatif. Ce modèle est utilisé d'une manière opérationnelle depuis 1992 par Météo-France pour la prévision du risque d'avalanche.

A partir de SAFRAN et CROCUS les caractéristiques du manteau neigeux sont calculées toutes les heures:

- par massif (Fig. 1)
- par tranche d'altitude de 300 m
- pour 3 pentes: horizontal, 20°, 40°
- pour 6 orientations: N, E, SE, S, SW, S.

Il s'agit de configurations géométriques théoriques

indépendantes de la topographie réelle de chaque massif et qui, en particulier, ne prennent pas en compte les effets de masque par les sommets environnants. Toutes les données de télédétection seront classées selon la même procédure afin de pouvoir effectuer des comparaisons avec les résultats de CROCUS correspondant aux mêmes jours et à l'heure TU la plus proche c'est-à-dire 10H00.

### 3 LES DONNEES DE TELEDETECTION

Deux images ont été acquises par le capteur TM (Thematic Mapper) de Landsat 5 les 24 Avril et 11 Décembre 1992 à 9H45 TU (Fig. 1). Les caractéristiques spectrales du capteur TM sont données sur le Tableau 1. La résolution spatiale est de 30 m pour les canaux 1,2,3,4,5,7 et 120 m pour le canal 6 (IR thermique).

Tableau 1. Bandes spectrales du Landsat 5 Thematic Mapper

TM1: 0.45 - 0.52 $\mu\text{m}$
TM2: 0.52 - 0.60 $\mu\text{m}$
TM3: 0.63 - 0.69 $\mu\text{m}$
TM4: 0.76 - 0.90 $\mu\text{m}$
TM5: 1.55 - 1.75 $\mu\text{m}$
TM6: 10.4 - 12.5 $\mu\text{m}$
TM7: 2.08 - 2.35 $\mu\text{m}$

Afin de connaître la localisation de chaque pixel les images ont été rectifiées géométriquement avec des points d'amer et une technique de rééchantillonnage basée sur des fonctions splines. L'incertitude de localisation est estimée à moins de 100m. Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) nous permet ensuite de déterminer l'altitude, la pente et l'orientation de chaque pixel ou groupe de pixels. La taille de la maille du MNT est de 250 m. Nous avons considéré que cette résolution est suffisante vis à vis de la précision de localisation des pixels, de la résolution spatiale de TM6 et plus globalement de la difficulté d'établir des topographies précises en zone montagneuse.

Pour l'étude de la température et de la taille des grains, les pixels sont groupés par ensemble de 8x8 pixels. La taille d'un groupe est alors de 240 m x 240 m, proche de celle d'une maille du MNT. Un groupe est sélectionné comme étant enneigé si les 64 pixels du groupe sont enneigés. Un canal visible est utilisé pour sélectionner la neige des autres surfaces (sols nus, végétation, eau) et un rapport entre TM5 et TM4 pour détecter les nuages. Ce regroupement de pixels permet en outre d'avoir une valeur statistiquement plus significative de la luminance ainsi que de la pente et de l'orientation car la topographie à petite échelle est alors lissée.

Pour l'étude de la limite inférieure du manteau neigeux, on utilise les pixels individuels car il est nécessaire de connaître la surface enneigée exacte et que la valeur absolue de la luminance n'est pas

nécessaire.

Afin de comparer les résultats issus de la télédétection avec ceux du modèle les pixels ou groupes de pixels sont classés d'une manière équivalente à CROCUS en 6 orientations (N: 292.5°-67.5°, E: 67.5°-112.5°, SE: 112.5°-157.5°, S: 17.5°-202.5°, SW: 202.5°-247.5°, W: 202.5°-247.5°) et 3 classes de pente (Hor: 0°-10°, 20°: 10°-30°, 40°: >30° ou 35°-45° pour la limite du manteau neigeux). Le traitement des données TM est ensuite légèrement différent pour chaque paramètre, il est détaillé dans les chapitres qui suivent.

### 4 LIMITE INFERIEURE DU MANTEAU NEIGEUX

L'altitude inférieure du manteau neigeux diffère pour chaque massif car les conditions météorologiques ne sont pas les mêmes. Elle dépend aussi de la pente et de l'orientation. Sur les pentes orientées au nord la limite devrait être plus basse que pour le sud car l'éclairement est plus faible. Les calculs ont été effectués sur l'image du 24 avril car les différences sont plus significatives à la fin de l'hiver et qu'en Décembre la limite supérieure des nuages masque en partie la limite basse du manteau neigeux.

#### 4.1 Limite d'après Crocus

Pour chaque classe, par pas de 300 m, CROCUS donne l'épaisseur du manteau neigeux. La limite inférieure est définie comme étant le maximum entre:

- l'altitude supérieure pour laquelle l'épaisseur est nulle et,
- l'altitude correspondant à l'épaisseur nulle extrapolée linéairement à partir des épaisseurs aux altitudes supérieures.

Statistiquement la limite inférieure définie par CROCUS correspond à un enneigement de 50% de la surface.

#### 4.2 Limite d'après Landsat

Pour chaque classe (altitude, pente, orientation, massif) on compte le nombre total de pixels et le nombre de pixels enneigés. La limite inférieure correspond à 30% ou 50% de pixels enneigés. La classification des pixels enneigés se fait uniquement sur TM3 avec un seuil unique, les nuages ne sont pas gênants car en altitude. Les pixels à l'ombre ne sont donc pas pris en compte, ce qui ne devrait pas être gênant vu l'incidence solaire de 39.9° mais justifie l'utilisation du seuil à 30%. Les classes d'altitude sont définies par pas de 100 m.

#### 4.3 Comparaisons CROCUS - Landsat

Les résultats sont représentés sur la Fig. 2. Il apparaît, comme prévu, pour CROCUS comme pour

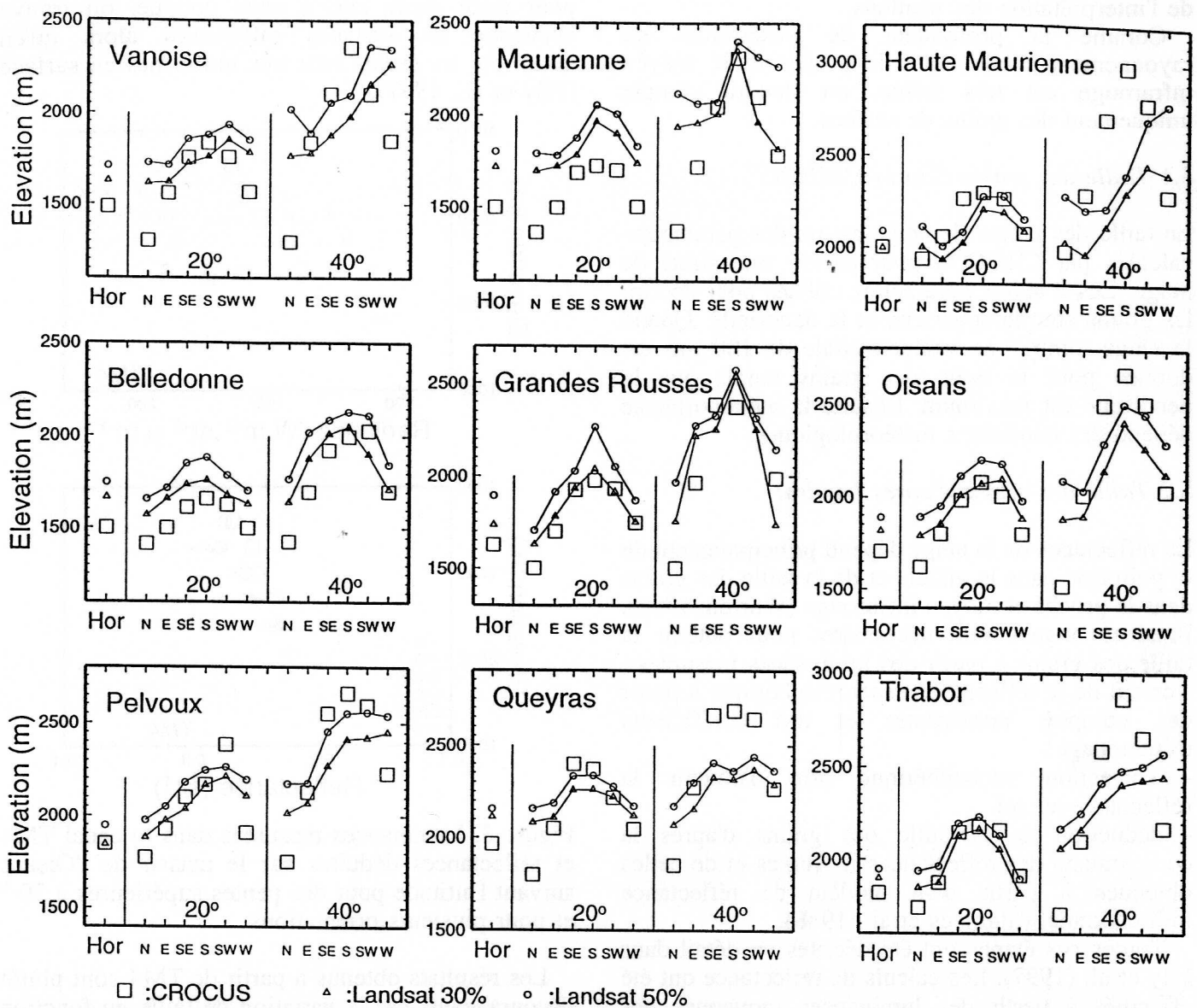


Figure 2. Limite inférieure du manteau neigeux pour plusieurs massifs suivant la pente (Hor, 20°, 40°) et l'orientation. Pour Landsat, 2 seuils de pourcentage de surface enneigée sont utilisés pour définir la limite d'enneigement

Landsat, que la limite inférieure du manteau neigeux est plus basse pour les pentes orientées Nord que pour les pentes orientées Sud, que les différences azimutales sont plus marquées pour les fortes pentes et que la limite est plus haute pour les massifs les plus au Sud (Pelvoux, Thabor, Queyras).

Pour les pentes orientées Nord ou Ouest il est probable que certains pixels à l'ombre ne soient pas pris en compte d'où une sur-estimation de la limite inférieure du manteau neigeux d'après Landsat.

Dans la plupart des cas les différences azimutales sont plus prononcées avec CROCUS que d'après les mesures de télédétection. Il semble, en particulier, que CROCUS surestime la limite inférieure pour les pentes de 40° orientées Sud et Sud-Est dans plusieurs massifs: Oisans, Pelvoux, Thabor, Queyras. Les données météorologiques sont de moindre qualité près de la frontière italienne et les précipitations pourraient être sous-estimées.

En conclusion il apparaît qu'il est possible de définir une limite inférieure du manteau neigeux à partir des données Landsat qui soit comparable à celle modélisée par CROCUS. Les données Landsat peuvent donc être utilisées comme validation des résultats du modèle.

## 5 TAILLE DES GRAINS DE NEIGE EN SURFACE

La taille des grains modifie l'albedo de la neige et doit donc être prise en compte dans toute étude traitant du bilan radiatif sur la neige (Dozier, 1989; Grenfell et al., 1994). Mais la taille des grains est un paramètre qui n'est pas facile à définir: les tailles utilisées dans les modèles, celles mesurées sur le terrain ou celles déduites des mesures de réflectance ne sont pas identiques bien qu'elles soient liées. Cette difficulté ne devra pas être oubliée au moment

de l'interprétation des résultats.

Comme la profondeur de pénétration du rayonnement solaire dans le proche et le moyen infrarouge est très faible, on tiendra compte uniquement des grains de surface.

### 5.1 Taille des grains d'après CROCUS

La taille des grains de neige est un des paramètres calculés par CROCUS pour définir une strate de neige. Les 2 autres paramètres utilisés pour décrire les grains sont la sphéricité et la dendricité. Quand la neige tombe une valeur initiale de 100  $\mu\text{m}$  est donnée pour la taille des grains tandis que la dendricité est maximum. Ensuite la métamorphose dépend des conditions météorologiques.

### 5.2 Taille des grains d'après Landsat

La réflectance de la neige dépend principalement de la pollution dans le visible et de la taille des grains dans le proche et moyen infrarouge (Warren, 1982). Plusieurs étapes sont nécessaires pour obtenir la taille des grains à partir des luminances mesurées:

- calcul de la réflectance exoatmosphérique à partir des comptes numériques et des coefficients d'étalonnage
- correction atmosphérique afin d'obtenir la réflectance au sol
- déduction de la taille des grains d'après la comparaison des réflectances mesurées et de celles obtenues à partir d'un modèle de réflectance bidirectionnel (Stamnes et al., 1988).

Toutes ces étapes ont été décrites en détail dans Fily et al. (1997). Les calculs de réflectance ont été effectués à partir des luminances moyennes des groupes de  $8 \times 8$  pixels et de la topographie correspondante déduite du MNT. Les réflectances de la surface sont ensuite moyennées par classe (altitude, pente, orientation, massif) avant d'être inversées pour avoir finalement la taille des grains par classe. En ce qui concerne TM5 un facteur empirique a été appliqué aux données de réflectance avant de les inverser. Ce facteur (0.4) a été déduit de comparaisons avec des mesures de terrain (Fily et al., 1997). La taille des grains déduite est donc semblable au rayon convexe moyen que l'on peut obtenir par traitement d'images des grains prélevés in situ (Brun and Pahaut, 1991) mais les résultats sont, a priori, indépendants du modèle CROCUS.

La correspondance luminance - réflectance est donnée pour le canal TM4 comme exemple (Fig.3). On peut voir que l'algorithme tient bien compte des éclaircissements différents suivant l'azimut.

### 5.3 Comparaisons CROCUS - Landsat

Seuls les résultats concernant au minimum 10 groupes de pixels ont été retenus pour éliminer les cas trop particuliers. L'image d'Avril a été choisie

pour cette étude car, à cette époque, on trouve beaucoup de surfaces différentes alors qu'en décembre les grains sont très uniformes en surface (Fily et al., 1997).

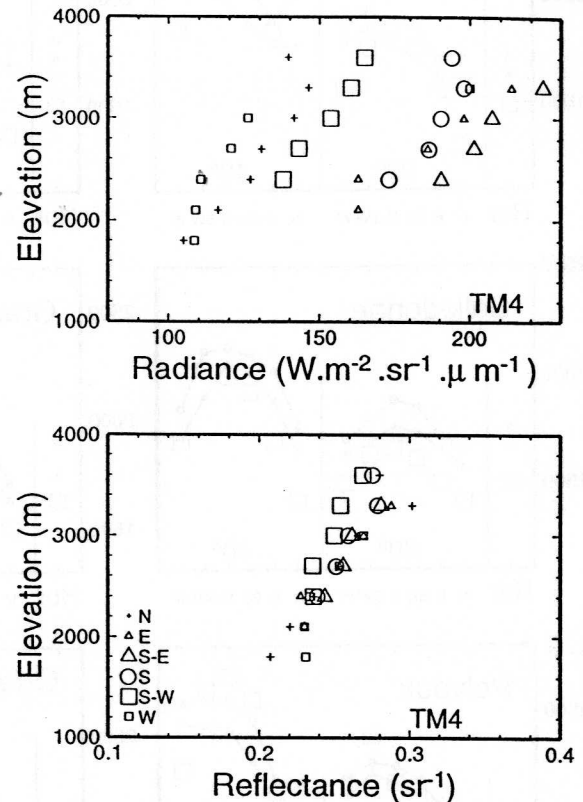


Figure 3. Luminances mesurées dans le canal TM4 et réflectances déduites sur le massif de l'Oisans suivant l'altitude pour des pentes supérieures à 30 ° et pour plusieurs orientations.

Les résultats obtenus à partir de TM4 sont plutôt décourageants car la variation de taille en fonction de l'altitude est beaucoup trop grande comparée à celle obtenue avec CROCUS (Fig. 5, Oisans). Cette conclusion est en parfait accord avec nos études précédentes: l'effet de la taille est si petit par rapport aux autres facteurs (angle d'incidence, atmosphère, éclaircissement provenant des pentes adjacentes) qu'une inversion précise n'est pas possible en zone alpine. Pour la journée du 24 Avril nous pensons que le profil d'aérosols dans l'atmosphère n'est pas bien pris en compte. Cependant aucune donnée précise n'est disponible et, par ailleurs, il est impossible d'utiliser un canal visible pour corriger les données car alors la pollution, inconnue elle aussi, vient perturber les résultats.

Par contre les résultats obtenus à partir des canaux TM5 et TM7 sont nettement meilleurs. Ils sont identiques pour les 2 canaux et seuls ceux de TM5 sont présentés pour des fortes pentes dans le massif de l'Oisans (Fig.4) puis étendus aux surfaces horizontales de tous les massifs (Fig. 5). Les variations suivant l'altitude sont bien retrouvées: plus petits grains en hauteur où les métamorphoses sont en général moins rapides. Les résultats diffèrent peu suivant la pente sauf dans le cas extrême 40° N où

CROCUS prévoit des grains plus petits qu'avec TM5. Les valeurs issues du modèle et celles issues des mesures sont similaires dans la plupart des cas et la taille des grains déduite de TM5(ou TM7) peut donc être considérée comme un paramètre utile à l'évaluation des sorties de CROCUS.

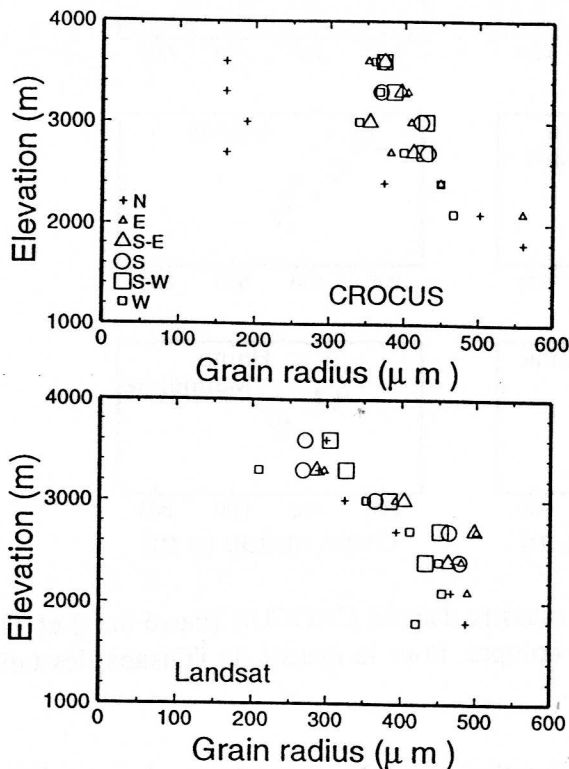


Figure 4. Tailles des grains d'après CROCUS et déduites de TM5 en Oisans pour des fortes pentes (40°) et plusieurs orientations.

Pour éviter d'avoir à calculer les angles d'incidence locaux et les corrections atmosphériques nous avons également essayé d'utiliser un simple rapport de canaux (cf Annexe):

$$R_{45} = (r_5 - r_4) / (r_5 + r_4)$$

où  $r_4$  et  $r_5$  sont les réflectances exoatmosphériques pour les 2 canaux TM4 et TM5.

La forme des courbes obtenues est en accord avec celles issues de la théorie (Fily et al., 1997): le rapport est plus petit pour les petits grains. Cependant aucune relation quantitative n'a pu être déduite car les effets de pente et d'éclairement ne sont pas suffisamment éliminés.

## 6 TEMPERATURE DE SURFACE DE LA NEIGE

Le gradient de température dans le manteau neigeux est un des paramètres les plus importants quant à son métamorphisme. Il est donc indispensable de bien connaître les variations de la température de surface. L'absorption du rayonnement électromagnétique est très grande dans l'infrarouge thermique et seule la température de surface intervient sur la luminance.

### 6.1 Température de surface d'après CROCUS

La température de surface du manteau neigeux est obtenue à partir du bilan énergétique en surface. Il est important de rappeler que, comme les effets de masque ne sont pas pris en compte, les pentes sont exposées au soleil dès que celui-ci se lève.

### 6.2 Température de surface d'après Landsat

Bien que la résolution du canal TM6 soit de 120 m les données sont rééchantillonnées à 30 m d'où la possible utilisation des mêmes algorithmes que précédemment. Les pixels de 30 m sont regroupés par 8x8 pixels et la luminance moyenne du groupe est calculée quand il s'agit d'une surface enneigée. Les coefficients d'étalonnage utilisés pour convertir les Comptes Digitaux en luminances (R) sont ceux de Markham and Barker (1986). La température de la surface ( $T_s$ ) est ensuite calculée d'après l'équation donnée par Wukelic et al. (1989):

$$T_s = K_2 / \ln(K_1/R + 1) \quad \text{où} \\ K_1 = 60.776 \text{ mW cm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1} \text{ et } K_2 = 1260.56 \text{ K.}$$

D'après Wukelic et al. (1989) les données de TM6 utilisées sans correction atmosphérique donnent une bonne approximation de la température de la surface à 1-2 °C près si le ciel est clair. Ils indiquent clairement que l'utilisation d'un profil atmosphérique erroné peut se traduire par des erreurs plus importantes. C'est pourquoi nous n'avons appliqué aucune correction atmosphérique car le ciel était très clair en Avril comme en Décembre. L'émissivité de la neige est proche de 0.99 dans l'infrarouge thermique. Nous avons gardé une émissivité de 1 car l'influence sur le résultat est inférieure à 0.5 °C. Nous considérons que cette incertitude est petite par rapport aux erreurs d'étalonnage (un effet de lignage est clairement visible sur les images) ou aux effets atmosphériques. Nous estimons finalement que la température calculée à partir des données de TM6 est entachée d'une incertitude de 2°C: cette valeur est compatible avec la valeur de 0°C trouvée en Avril à basse altitude et avec les quelques mesures de surface dont nous disposons. Nous verrons par la suite que cette incertitude est de toute façon petite par rapport aux écarts CROCUS-TM6 provenant d'autres facteurs.

### 6.3 Comparaisons CROCUS-Landsat

Les résultats sont uniquement donnés pour le massif de l'Oisans (Avril et Décembre) (Fig. 6) car les différences entre massifs sont faibles. Il apparaît clairement que, si le gradient de température suivant l'altitude et l'azimut est à peu près similaire pour TM6 et pour CROCUS, les valeurs absolues sont, elles, très différentes. La raison est que CROCUS ne prend pas en compte les ombres et que donc l'échauffement se fait dès que le soleil se lève, ce qui n'est pas le cas en réalité. Les différences sont en effet plus accentuées aux basses altitudes où les effets de masque par les sommets avoisinants sont

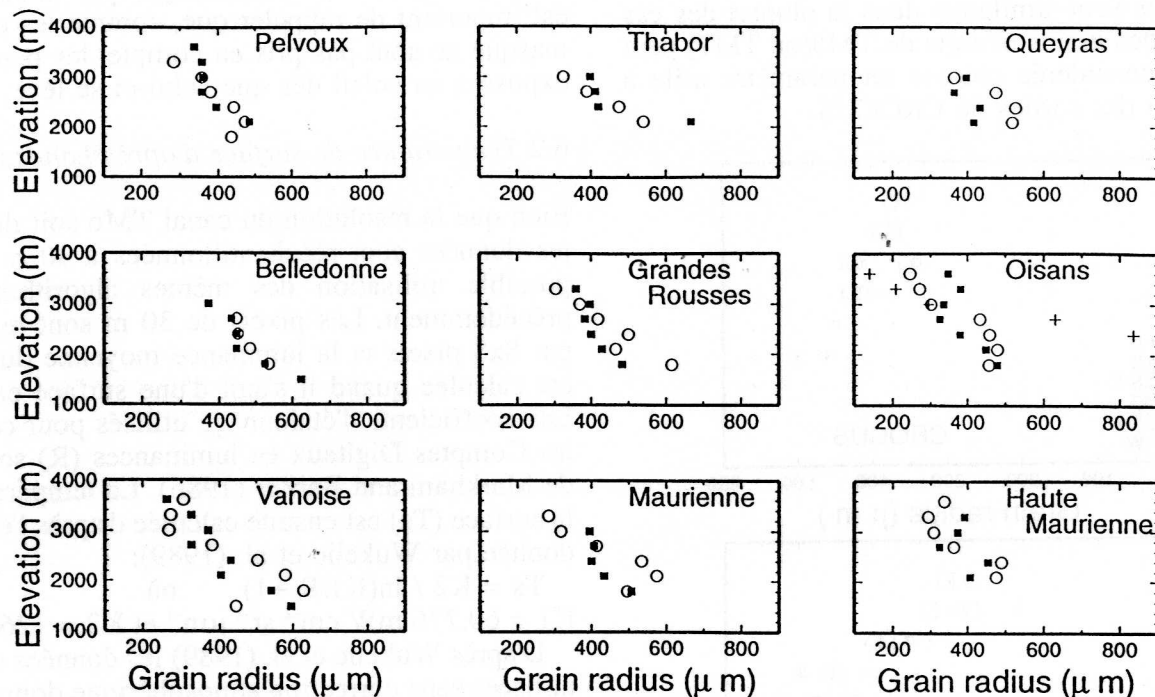


Figure 5. Taille des grains de neige de surface pour plusieurs massifs d'après CROCUS (carré noir) et TM5 (ronds blancs). Seules les surfaces horizontales sont prises en compte. Pour le massif de l'Oisans, les tailles obtenues à partir de TM4 sont également représentées (croix).

les plus forts tandis que les résultats sont nettement meilleurs pour les surfaces à l'ombre, c'est-à-dire pour les fortes pentes ( $40^\circ$ ) orientées vers le Nord ou vers l'Ouest. Dans ce dernier cas l'accord est satisfaisant.

En conclusion nous estimons que la température déduite de TM6 est correcte à  $2^\circ\text{C}$  près mais qu'elle est très difficilement comparable aux résultats de CROCUS qui ne prennent pas en compte la réalité topographique de chaque massif.

## 7 CONCLUSION

Nous estimons que l'utilisation conjointe d'une image TM associée à un MNT au pas de 250 m permet d'obtenir des résultats intéressants quant au manteau neigeux à l'échelle d'un massif.

La détermination de la limite inférieure du manteau neigeux ne pose pas de problème particulier sauf pour les zones à l'ombre.

Pour la taille des grains le canal TM4 n'est pas adapté aux zones alpines mais par contre TM5 et TM7 permettent d'obtenir des résultats tout à fait corrects à condition de prendre en compte la topographie locale et de mettre en oeuvre des corrections atmosphériques adaptées. Les résultats ne concernent bien sûr que la surface.

Le principal problème de la mesure de la température est qu'elle est effectuée à une heure très précise et que cette mesure peut ne pas être

représentative car très dépendante des conditions locales d'éclairement et très variable dans le temps.

En ce qui concerne les comparaisons avec CROCUS il apparaît que les limites inférieures du manteau neigeux sont moins bonnes pour certains massifs où les données météorologiques sont de moins bonne qualité. Pour les tailles de grains aucun biais important n'a été décelé pour les surfaces horizontales. Pour les températures il est clair que l'absence d'une topographie réaliste amène CROCUS à surestimer les températures à l'échelle d'un massif.

## REMERCIEMENTS

Cette étude a été financée par le Programme National de Télédétection (PNTS) et par le CNES (Programme SPOT4/MIR).

## REFERENCES

- Brun E., and E. Pahaut (1991). An efficient method for a delayed and accurate characterization of snow grains from natural snowpacks, *J. Glaciol.*, 37(127), 420-422.
- Brun E., David P., Sudul M., and Brugnot G. (1992), A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 38(128): 13-22.
- Dozier, J. (1989), Spectral signature of Alpine Snow

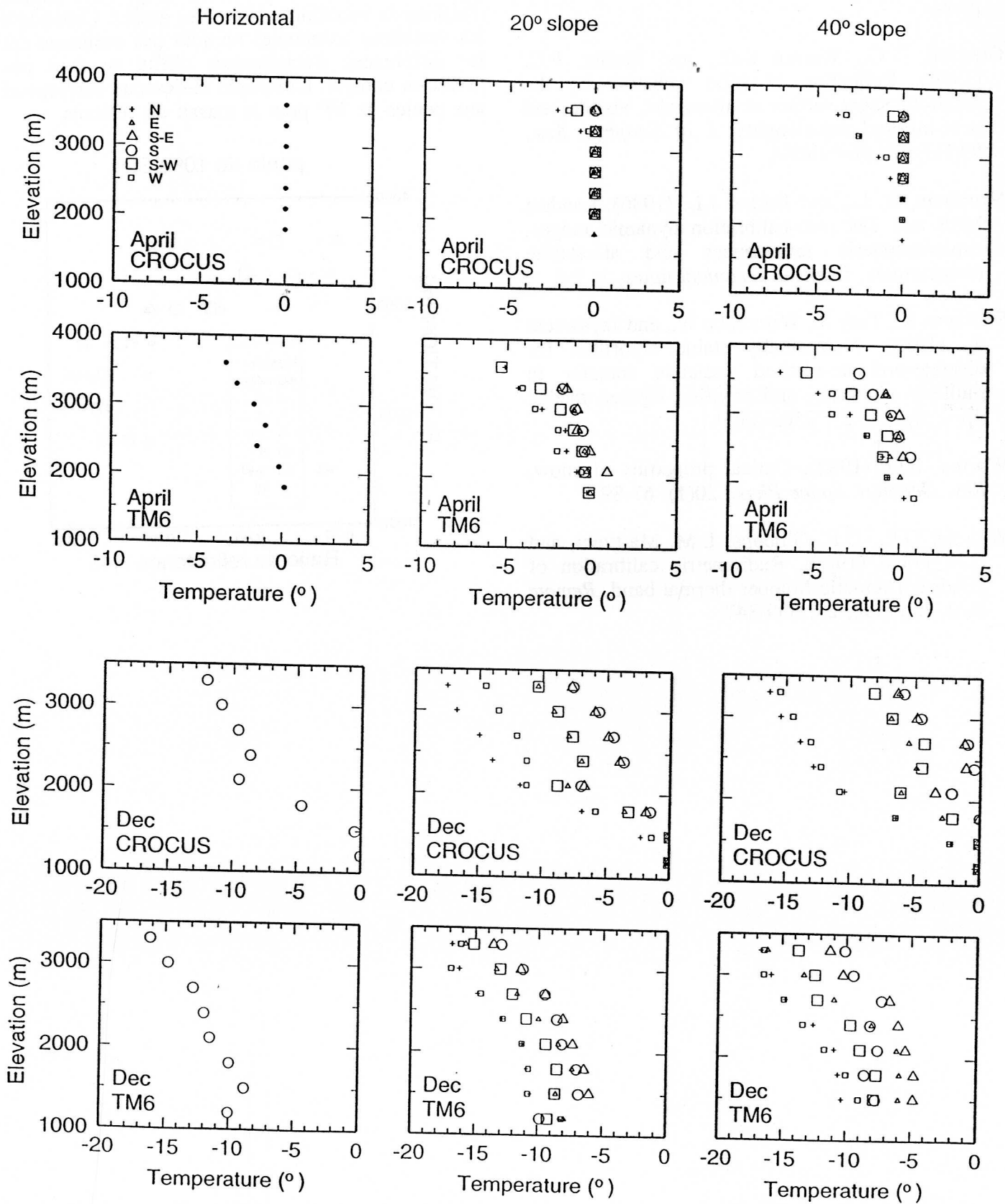


Figure 6. Température de surface en Oisans les 24 Avril et 11 Décembre 1992 d'après CROCUS (10H00 TU) et d'après TM6 (9H45 TU) en fonction de l'altitude, de la pente et de l'orientation.

Le rapport de reflectance R45 entre les canaux TM4 et TM5 (cf texte) est calculé sans aucune correction topographique ni atmosphérique. Comme prévu par la théorie le rapport est plus petit pour les petits grains à haute altitude. C'est un moyen très simple d'estimer la variation relative des grains. Cependant les variations azimutales ne sont pas correctes car les différences d'éclaircement diffus ne sont pas prises en compte. L'exemple ci-dessous correspond aux pentes de 20° pour le massif de l'Oisans.

Fily M., B. Bourdelles, J.P. Dedieu, and C. Sergent (1997), Comparison of in situ and Landsat Thematic Mapper derived snow grain characteristics in the Alps, *Remote Sens. Envir.*, in press.

Grenfell, T.C., Warren S.G., and Mullen P.C. (1994), Reflection of solar radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infrared wavelenghts, *J. of Geophys. Res.*, 99(D9): 18 669-18684.

Markham, B. L., and Barker J.L. (1986), Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures, *Landsat Technical notes*, 1: 3-8.

Stamnes, K., Tsay S., Wiscombe W., and Jayaweera K. (1988), Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Appl. Optics*, 27: 2502-2509.

Warren, S.G. (1982), Optical properties of snow, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20(1): 67-89.

Wukelic G.E., D.E. Gibbons, L.M. Martucci, and H.P. Foote (1989), Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper thermal band, *Remote Sens. Environ.*, 28: 339-347.

penste de 10° a 30°

