

INRS

**SUIVI OPÉRATIONNEL DU COUVERT NIVAL PAR
TÉLÉDÉTECTION EN VUE DES PRÉVISIONS
HYDROLOGIQUES**

Rapport scientifique, no 343

Jean-Pierre Fortin et Denis Gratton

INRS-Eau
2800, rue Einstein, suite 105
Sainte-Foy (Québec)
G1V 4C7

18 octobre 1991

Table des matières

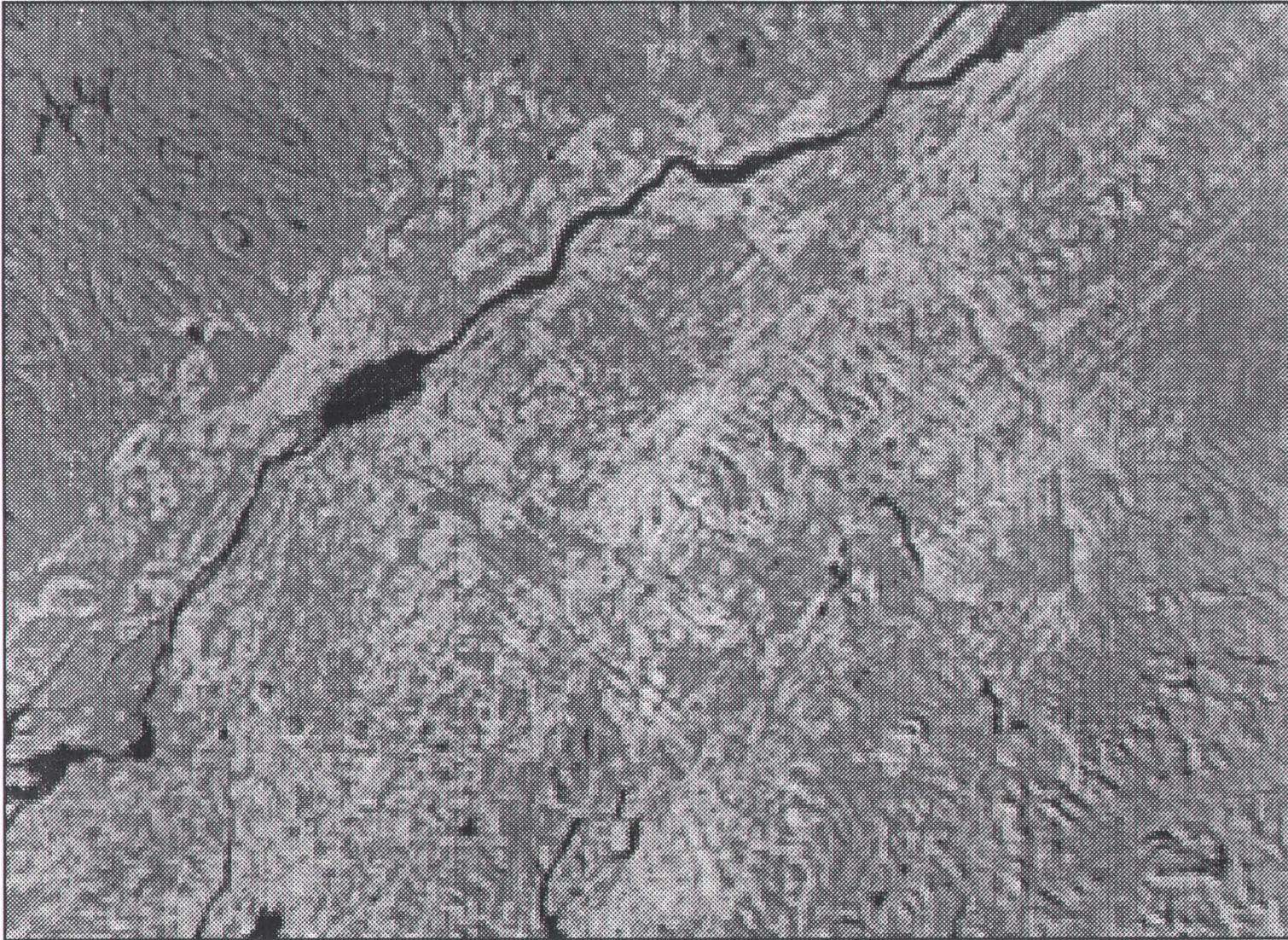
1.0 Introduction	1
1.1 Le secteur d'étude.....	1
1.2 Les images AVHRR de NOAA	3
2.0 Le pré-traitement des données satellitaires.....	4
2.1 Correction géométrique	4
2.2 Extraction des nuages	6
2.3 Correction radiométrique et calcul de la réflectance planétaire.....	10
3.0 L'albédo planétaire	12
3.1 L'analyse du fond de scène.....	12
3.1.1 Le calcul de l'albédo planétaire.....	15
3.2 L'albédo planétaire des images d'hiver.....	18
4.0 Suivi de la distribution et de l'état du couvert nival.....	29
4.1 La distribution du couvert de neige	29
4.2 Classification de l'état du couvert nival	30
4.2.1 Un indice de neige normalisé.....	31
4.2.2 La classification du fond de scène	36
4.2.3 Classification des indices de neige normalisés	42
5.0 Les mesures d'albédo planétaire de la neige dans un modèle opérationnel.....	48
6.0 Références.....	49

1.0 Introduction

L'utilisation principale des images de télédétection afin d'établir, dans un contexte opérationnel, les propriétés de la neige se résume jusqu'à ce jour à la cartographie de l'étendue du couvert nival (Carrol, 1990; Baglio and Holroyd, 1989). Une telle cartographie permet une meilleure estimation du stock de neige dans un bassin versant, améliorant ainsi la modélisation de l'apport en eau de fonte (Martinec and Rango, 1986). Les modèles globaux ne retiennent de cette cartographie que le pourcentage du bassin encore couvert de neige (Martinec and Rango, 1986), alors que les modèles distribués peuvent tenir compte de la distribution spatiale des caractéristiques du couvert nivale (Fortin *et al.*, 1990). Dans ce contexte, l'albédo du couvert nival représente un des paramètres principaux pour l'analyse de l'état de transformation du stock de neige. La difficulté d'extraire les effets du fond de scène, surtout forestier, des valeurs d'albédo de la neige a eu pour conséquence de limiter les études plus exhaustives sur l'état de la neige au secteur montagneux à des altitudes souvent supérieures à la ligne des arbres (Dozier, 1989). Une procédure opérationnelle pour caractériser le couvert neigeux en zone de forêt boréale doit, par conséquent, tenir compte de l'effet du fond de scène sur la mesure de luminance au capteur satellitaire. Ainsi, la méthodologie proposée fait appel à la haute résolution temporelle des images AVHRR de NOAA pour analyser la réflectance spectrale du fond de scène à l'automne avant le début des précipitations neigeuses, pour établir l'étendue du couvert de neige durant la saison d'hiver et développer une procédure permettant d'obtenir un indice caractérisant le niveau de métamorphisme du couvert nival pour chaque pixel.

1.1 Le secteur d'étude

Le site choisi pour cette étude est une portion du sud du Québec contenue à l'intérieur des limites de 70° à 74° de longitude ouest et de 45° à 47° de latitude nord (Figure 1). En plus d'être accessible, facilitant l'acquisition de mesures *in situ* conduisant à une validation du modèle proposé, ce secteur présente une variété de types de fond de scène et de relief, permettant de mettre notre méthodologie à l'épreuve dans des conditions de couvert végétal (fond de scène) plus hétérogènes que celles retrouvées sur la plupart des bassins exploités par Hydro-Québec. Le secteur couvre plus de 69 000 km² incluant une grande partie du piedmont appalachien au sud-est (bas droit de la figure 1), des Basses Terres du Saint-Laurent entre les villes de Montréal et de Québec au centre ainsi qu'une partie du massif cristallin des Laurentides au nord-ouest. En plus du fleuve Saint-Laurent, on peut reconnaître facilement les lacs Aylmer, Saint-François, Mégantic et Memphrémagog, ainsi que la baie Missisquoi et le réservoir Taureau (au nord-ouest du secteur).



—| = 20000 Metres 1:1559055

Figure 1. Localisation du site d'étude. La projection utilisée est de type Lambert conique conforme.

1.2 Les images AVHRR de NOAA

Résolution temporelle

Actuellement, l'acquisition des images est faite par les satellites NOAA-10 et NOAA-11 au-dessus d'une même région approximativement à la même heure 4 fois par jour à des intervalles de 6 heures (~1:30, ~7:30, ~13:30, ~19:30). Le trace du satellite couvre un secteur de plus de 2000 km (2048 pixel de 1,1 km par ligne de balayage). Étant donné qu'il y a un recouvrement considérable de la trace du satellite d'une orbite à l'autre, un secteur peut être survolé plus de 4 fois par jour.

Toutefois, les bordures des images, en raison du grand angle de visée du capteur ($\pm 55,5^\circ$ par rapport au nadir et ceci à l'équateur) (Kidwell, 1986), subissent d'importantes déformations géométriques. C'est aussi un endroit où le signal au capteur est sujet à une atténuation et une luminance atmosphérique accrues par rapport au reste de la scène. On verra plus loin que, pour une analyse sur l'état de la neige, il est préférable d'éviter ces effets atmosphériques et d'utiliser l'information radiométrique échantillonnée le plus au nadir possible ($\pm 25^\circ$). Par contre, cette répétitivité d'acquisition en bordure peut compléter l'analyse de l'évolution des masses nuageuses et combler des lacunes sur la distribution du couvert nival.

Pour cette étude, nous avons utilisé des images de l'année 1988 acquises par le satellite NOAA-9 autour de 16:00 heure.

Résolution spatiale et spectrale

Les images ont une résolution spatiale de 1100 m. Les bandes du AVHRR couvrent 5 portions du spectre électromagnétique:

bande 1:	0,58-0,68 μm
bande 2:	0,725-1,10 μm
bande 3:	3,55-3,93 μm
bande 4:	10,30-11,30 μm
bande 5:	11,50-12,50 μm

Les bandes 1 et 2 sont des bandes du rouge et du proche-infrarouge utilisées pour le calcul de l'albédo avec un rapport signal sur bruit de 3:1 pour une valeur d'albédo de 0,005 tandis que les bandes 3, 4 et 5, qui se situent dans la portion de l'infrarouge thermique du spectre, ont une précision de $0,12 \text{ K}^\circ$ à une température de brillance de 300 K° . Les valeurs de luminance au capteur sont normalement codées en 10 bits (1024 niveaux de gris). Toutefois, les images utilisées pour cette étude sont codées en 8 bits (256 niveaux de gris). Cette différence n'est pas significative dans le cadre de la présente recherche.

2.0 Le pré-traitement des données satellitaires

La première étape de pré-traitement a pour but de rendre l'ensemble des images conformes à une base cartographique conventionnelle. Contrairement à la plupart des bassins versants alimentant les réservoirs d'Hydro-Québec, notre secteur intègre des parcelles particulièrement hétérogènes spectralement. En conséquence, un mauvais enregistrement géométrique de deux images successives pourrait causer des erreurs importantes dans l'analyse de l'albédo de la neige. L'erreur de concordance spatiale doit donc être inférieure à 500 m en moyenne. Cette précision peut être atteinte seulement avec des points de contrôle au sol identifiés par un analyste. Dans un cadre opérationnel, par contre, la méthode de correction géométrique des images doit s'opérer de façon automatique, quoique la présence d'un analyste à des fins de vérification et d'ajustements locaux est toujours recommandée. Les bases méthodologiques permettant de rendre cette étape opérationnelle tout en atteignant les niveaux de précision désirés sont expliquées à la section 2.1.

La deuxième étape de pré-traitement consiste à identifier et discriminer les nuages. Les nuages sont naturellement des obstacles à la détection des conditions de surface. La méthode proposée est interactive et repose sur la distinction des nuages par un analyste. Il demeure que, dans un contexte opérationnel requérant le traitement d'une grande quantité de données, une méthode automatique de discrimination des nuages intégrée au processus interactif devra être envisagée. Par exemple, la discrimination visuelle de certains nuages minces et froids comme les cirrus pourrait présenter des problèmes pour un analyste. En ce cas, ils pourraient être classifiés par une méthode automatique basée sur la température de brillance. À la section 2.2, une description est faite de la méthode interactive et des détails sont fournis sur un algorithme proposé pour une méthode automatique (Holben, 1986; Phulpin *et al.*, 1989).

La dernière étape de pré-traitement avant la discrimination du couvert nival consiste à minimiser les effets liés à la variabilité de la géométrie du système capteur-soleil, ceci à différents moments de l'année et sur l'ensemble d'une scène en utilisant un modèle de correction radiométrique basé sur le cosinus de l'angle zénithal solaire. À partir de cette correction, on procède au calcul de la réflectance planétaire pour chaque pixel dans chacune des bandes. Cette procédure est décrite à la section 2.3.

2.1 Correction géométrique

Deux méthodes sont proposées pour corriger les images géométriquement afin de les rendre conformes à une projection cartographique. La première s'applique lorsque l'hétérogénéité spatiale des couverts du milieu étudié requiert une haute précision de correction. La seconde est plus générale et vise à corriger les déformations importantes provenant de l'orbite du satellite et de la sphéricité de la terre. La

projection choisie pour cette étude est la projection Lambert Conique Conforme mieux adaptée aux petites échelles et à la taille des bassins versants étudiés par Hydro-Québec.

a) La première méthode, celle utilisée dans cette étude, suppose une connaissance limitée de l'orbite du satellite. Elle s'appuie sur la reconnaissance d'objets sur l'image (absence de nuage) dont la position géographique est connue. Ils sont utilisés comme points de contrôle pour corriger les effets produits par la forme de la terre, la géométrie de balayage du capteur, l'orbite et les mouvements du satellite. Connaissant les coordonnées images et de projection cartographique de ces points de contrôle, un algorithme d'interpolation est utilisé pour traduire l'ensemble des valeurs de l'image dans le nouveau système de coordonnées. L'algorithme d'interpolation le plus couramment utilisé est celui basé sur la convolution cubique. Cet algorithme a été évalué comme étant rapide et plus fiable que d'autres algorithmes connus comme celui du plus proche voisin ou de l'interpolation linéaire (Shlien, 1979; Keys, 1981). Un nombre allant de 12 à 15 points de contrôle ont été utilisés pour corriger les 13 images AVHRR avec une précision variant de 212 m à 439 m et de 182 m à 500 m dans le sens des lignes et des colonnes respectivement. Dans un contexte opérationnel, pour réduire le temps d'analyse on peut sélectionner *a priori* une série de cibles stables qui limiteront les références excessives à un fond de carte. Pour justifier le temps d'opération, il faut que l'erreur spatiale obtenue par ce type de correction soit régulièrement inférieure à 500 mètres.

b) Une deuxième méthode s'occupe davantage de la géométrie orbitale et planétaire. Cette méthode s'appelle dans le jargon courant la "navigation des images". Il y a essentiellement deux approches différentes au problème de navigation. La première suppose une connaissance assez rudimentaire de l'orbite du satellite et compte sur l'utilisation de 1 à 3 points de contrôle pour corriger les erreurs dues à la forme de la terre (en supposant une terre statique aplatie vers les pôles), à la géométrie de balayage, à l'orbite et au comportement du satellite. L'erreur généralement obtenue par cette méthode est de 2 km (Ho et Asem, 1986). La seconde approche utilise les données d'éphéméris de haute précision du satellite (paramètres d'orbite) pour le positionner en fonction du temps de passage. Elle requiert, elle aussi, quelques points de contrôle au sol seulement (1 à 3) pour corriger les erreurs d'horloge et l'altitude du satellite (Emery *et al*, 1989). Des erreurs de 70 micro-secondes par jour ont été notées sur l'horloge des satellites Tiros-N créant ainsi des déplacements de position sur l'ensemble de l'image le long de l'axe de l'orbite. C'est ici que l'utilisation d'un point de contrôle afin de "remettre le satellite sur son axe" est utile. La précision de positionnement spatiale est de 1000 à 1500 mètres avec l'information sur les éphéméris du satellite. Ces données peuvent être obtenues à partir de différentes sources. Les messages NOAA/TBUS qui sont transmis sur le circuit du réseau d'information météorologique conventionnel fournissent les informations les plus accessibles sur les éphéméris de NOAA.

Pour conserver une précision acceptable sur toute l'image tout en minimisant l'intervention d'un analyste, il serait approprié d'intégrer la méthode des paramètres de navigation avec ou sans éphéméris (b) appliquée à l'ensemble de l'image avec la méthode des cibles de contrôle (a) appliquée à un secteur de l'image où une précision plus élevée est requise. Une approche semblable a été développée par le centre de Météorologie Nationale français avec la particularité qu'elle incorpore une recherche automatisée de "cibles objets" au sol comme une côte ou un cours d'eau majeur (comme le fleuve Saint-Laurent) au processus de correction géométrique (Jullien et Phulpin, 1988). Cette équipe semble obtenir des résultats satisfaisants. Il pourrait s'avérer intéressant de vérifier l'applicabilité d'une telle méthode au contexte environnemental québécois.

2.2 Extraction des nuages

L'utilisation d'une méthode de seuillage d'histogramme de distribution de fréquences des niveaux de gris est choisie pour l'extraction des nuages. Durant l'hiver, ceux-ci occupent l'extrémité inférieure de l'histogramme de la bande 3 (3,03 à 3,25 μm) (nuages opaques à haute teneur en vapeur d'eau) (Figure 2) et l'extrémité supérieure de la bande 4 (11,5 à 12,0 μm) (nuages minces et froids) (Figures 3 et 4).



= 40000 Metres 1:3118110

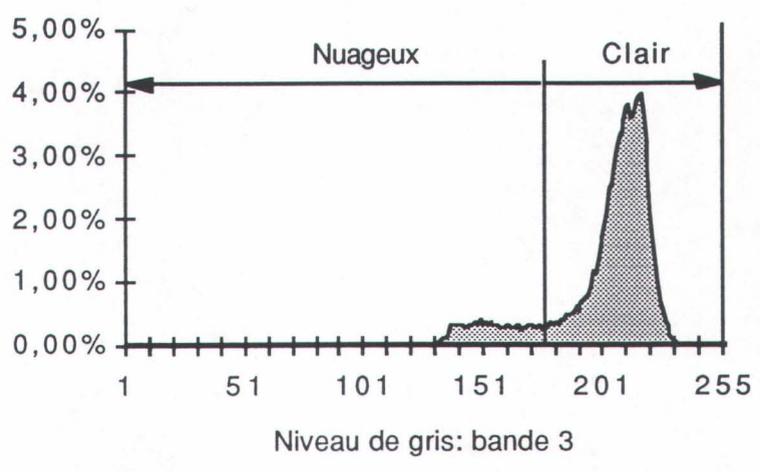
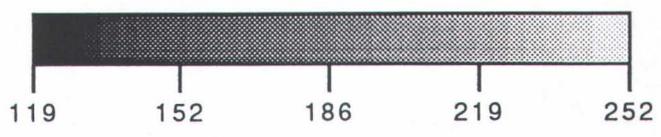
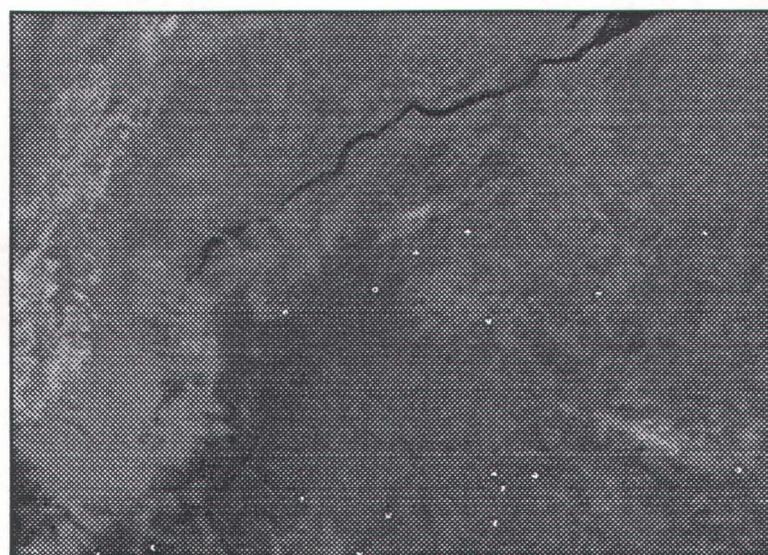


Figure 2. Classification des nuages à haute teneur en vapeur d'eau par seuillage d'histogramme des niveaux de gris de la bande 3.



— = 40000 Metres 1:3118110

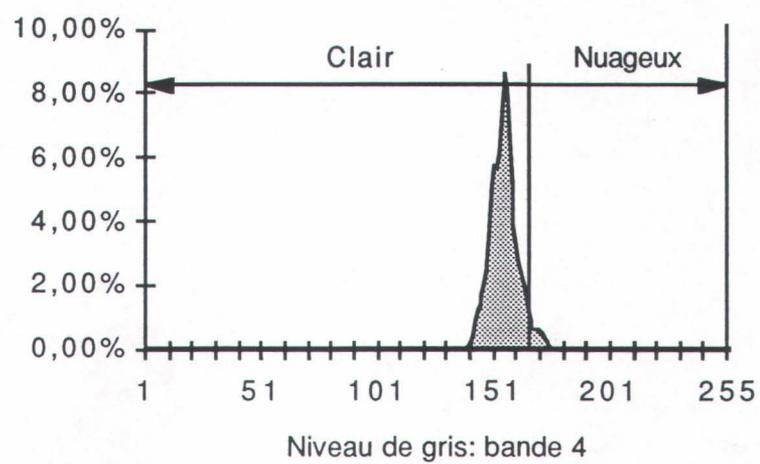
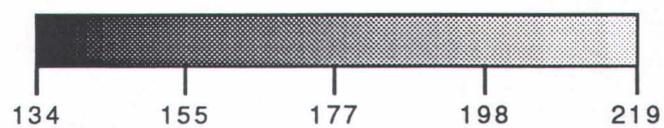
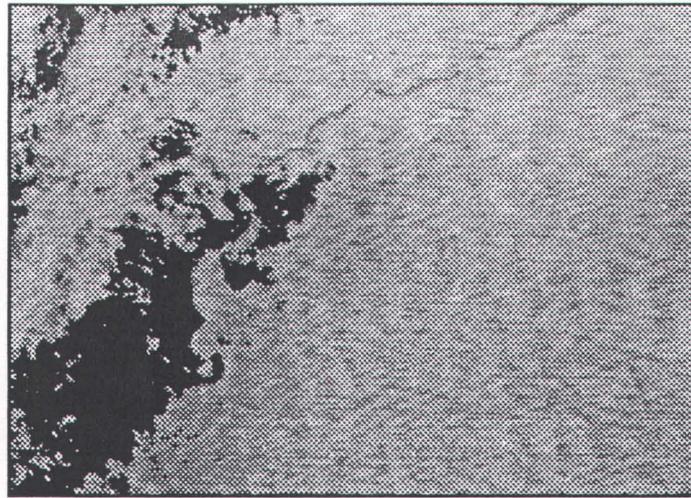
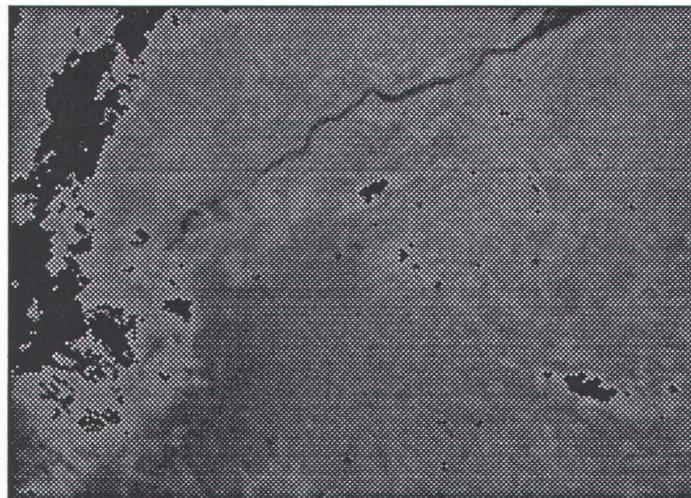


Figure 3. Classification des nuages minces et froids par seuillage d'histogramme des niveaux de gris de la bande 4.

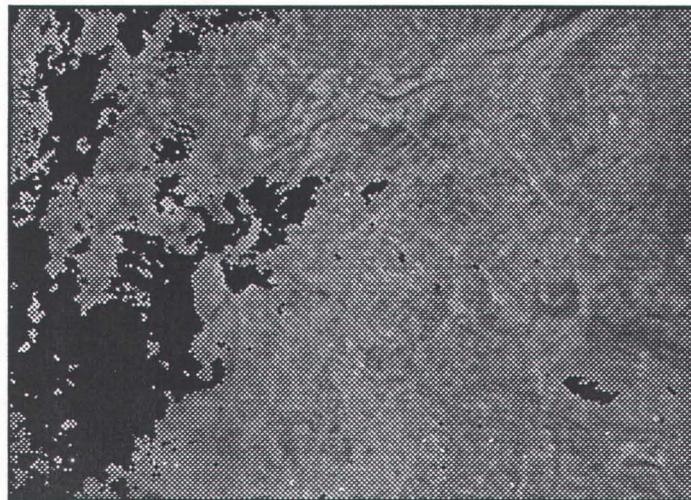
A



B



C



■ Nuage

Figure 4. Classification des nuages sur la bande 3 (A), sur la bande 4 (B) et résultat sur l'image d'albédo du 23 janvier 1988 (C).

Il est recommandé d'éliminer le plus de nuages possible étant donné, comme on le verra plus loin, que les données multi-dates combleront l'information manquante et que l'effet masquant des nuages peut avoir des répercussions importantes sur les résultats de l'analyse de l'albédo de la neige. Dans le cas des images d'été et d'automne, la bande 1 (0,58 à 0,68 μm) est utilisée pour discriminer les nuages qui ont une réflectance élevée par rapport aux autres couverts présents sur l'image.

Des méthodes automatiques de discrimination des nuages pourraient être mises au point en utilisant l'approche du seuil de température de brillance développée par Holben (1986) en Afrique centrale et par Lasselin (1987) en France. Ces méthodes emploient une bande ou une combinaison de bandes de l'infrarouge thermique (3, 4 et 5) et une série de seuils de température de brillance établie de façon empirique. Il serait intéressant de vérifier l'efficacité de cette discrimination automatique des nuages dans un contexte québécois, surtout en hiver. Durant une année test, une analyse systématique de la température de brillance des nuages permettrait ainsi d'établir ces seuils de discrimination.

2.3 Correction radiométrique et calcul de la réflectance planétaire

Toute analyse de l'état ou des propriétés de la neige au cours de son évolution saisonnière doit utiliser comme valeur fondamentale la quantité physique représentée par la réflectance planétaire. Plus précisément, sur une surface horizontale dans le contexte où on suppose que la distribution angulaire de la radiation réfléchi est isotropique, cette quantité se définit comme la réflectance hémisphérique directionnelle du système terre-atmosphère (Nicodemus *et al.*, 1977). Conséquemment, pour chaque bande de réflectance du capteur AVHRR (1 et 2) représentée par la longueur d'onde $[\lambda]$, la valeur de gris (DN) mesurée et enregistrée sur l'image satellite est convertie, premièrement, en valeur de luminance ($L[\lambda]$) et ensuite en valeur de réflectance planétaire (entre 0,0 et 1,0) ($R_p[\lambda]$):

$$L[\lambda] = L_{\min}[\lambda] + \left[(L_{\max}[\lambda] + L_{\min}[\lambda]) \frac{DN}{DN_{\max}} \right] \quad (1)$$

$$R_p[\lambda] = \frac{L[\lambda] d^2 \pi}{\cos Z_s E_0[\lambda]} \quad (2)$$

où:

($\cos Z_s$) est le cosinus de l'angle zénithal solaire, d^2 est le vecteur du rayon terre-soleil et ($E_0[\lambda]$) est l'irradiance exo-atmosphérique dans chaque bande. Les valeurs L_{\min} et L_{\max} correspondent aux valeurs $DN = 0$ et $DN_{\max} = 255$ (ou 1023) (Tableau I).

Tableau I. Les caractéristiques radiométriques de NOAA-9.

	Luminance satellitaire # (Wm-2 μm-1 sr-1)				Irradiance exo-atmosphérique *
	(255)		(1023)		(Wm-2 μm-1)
	L_{min}	L_{max}	L_{min}	L_{max}	E_0
Bande 1	129,151	-4,748	518,704	-18,993	1551,3
Bande 2	86,453	-3,169	347,219	-12,677	1027,2

* Les valeurs d'irradiance exo-atmosphérique proviennent de Thekaekara (1974).

Les valeurs de luminance satellitaire proviennent de Lauritson *et al.* (1978).

Le calcul du ($\cos Z_s$) pour une position géographique donnée, en l'absence de l'effet de réfraction de l'atmosphère terrestre, provient d'une relation trigonométrique entre le soleil (le centre de l'astre) et une surface horizontale et s'écrit:

$$\cos Z_s = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega \quad (3)$$

où:

Z_s est l'angle zénithal, en degré,

ω est l'angle horaire mesuré au pôle céleste entre le méridien de l'observateur et le méridien solaire. Changeant de 15° par heure, il est 0° à 12:00 heure solaire et positif le matin.

ϕ est la latitude géographique de l'observateur,

δ est la déclinaison solaire, la position angulaire du soleil à 12:00 heure solaire en relation avec la plaine équatoriale, positive au nord en degré.

Différentes méthodes pour le calcul de la déclinaison solaire existent, possédant différents degrés de précision. La méthode utilisée ici repose sur la prémisse qu'une journée compte 24 heures exactement. L'erreur maximum obtenue avec cette équation est de 3 minutes (Iqbal, 1983). L'équation pour la déclinaison en degré s'écrit:

$$\begin{aligned} \delta = & (0,006918 - 0,399912 \cos \Gamma + 0,070257 \sin \Gamma \\ & - 0,006758 \cos^2 \Gamma + 0,000907 \sin^2 \Gamma \\ & - 0,002697 \cos^3 \Gamma + 0,00148 \sin^3 \Gamma) (180 / \pi) \end{aligned} \quad (4)$$

ou:

Γ est l'angle journalier équivalent à:

$$\Gamma = 2\pi (J_n - 1) / 365 \quad (5)$$

Le terme, J_n représente le numéro de la journée, variant entre 1, le 1 janvier, et 365, le 31 décembre. Durant les années bissextiles, le 31 décembre sera le 366ième jour de l'année.

En raison de la taille de la région d'étude (et des bassins versants), des variations importantes d'angle zénithal solaire apparaissent d'une extrémité à l'autre de l'image. Il est alors important de calculer ces valeurs pour chaque position ligne-colonne de l'image. Pour notre secteur d'étude, sur approximativement 300 km, des différences d'angle zénithal de plus de 4° peuvent apparaître au cours de l'année occasionnant des erreurs significatives dans le calcul de la réflectance planétaire.

Finalement, l'indice de la distance terre-soleil exprimé par le vecteur du rayon au carré d^2 varie de 0,9666 à 1,0350 approximativement. La valeur de ce vecteur est calculée par:

$$d^2 = 1,000110 + 0,034221\cos \Gamma + 0,001280\sin \Gamma + 0,000719\cos^2 \Gamma + 0,000077\sin^2 \Gamma \quad (6)$$

3.0 L'albédo planétaire

L'intégration de la réflectance de la neige à celle des autres couverts du fond de scène a pour effet de transformer significativement le signal reçu au capteur. En milieu forestier surtout, la superposition de la neige au fond de scène rend l'analyse sur l'état et la distribution de la neige beaucoup plus complexe. Selon l'hypothèse que la neige a une influence sur le signal, peu importe son état, une modélisation de l'albédo du fond de scène permet d'analyser la transformation du couvert nival au cours de l'hiver. A partir de la prémisse que le fond de scène ne se transforme pas significativement au cours de cette saison au point que cette transformation influence la valeur du signal mesuré au capteur, la première étape de l'analyse sur l'état de la neige consiste à élaborer une stratégie pour cartographier l'albédo du fond de scène par pixel à l'automne, juste avant le début de l'accumulation de la neige. La deuxième étape consiste à calculer durant une saison d'hiver complète, pour chaque pixel libre de nuage, l'albédo de l'intégration neige-fond de scène. En raison de l'effet probable de transparence variable de l'atmosphère, surtout dans un contexte de différentes géométries de visée du capteur, la stratégie suggérée afin d'obtenir une information fiable sur l'albédo repose sur une méthode basée sur le composé multi-dates de valeurs maximales (CVM). Cette méthode est utilisée de façon opérationnelle par le "National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)" pour la production de cartes sur l'indice de végétation à l'échelle du globe et apporte d'excellents résultats (Holben ,1986).

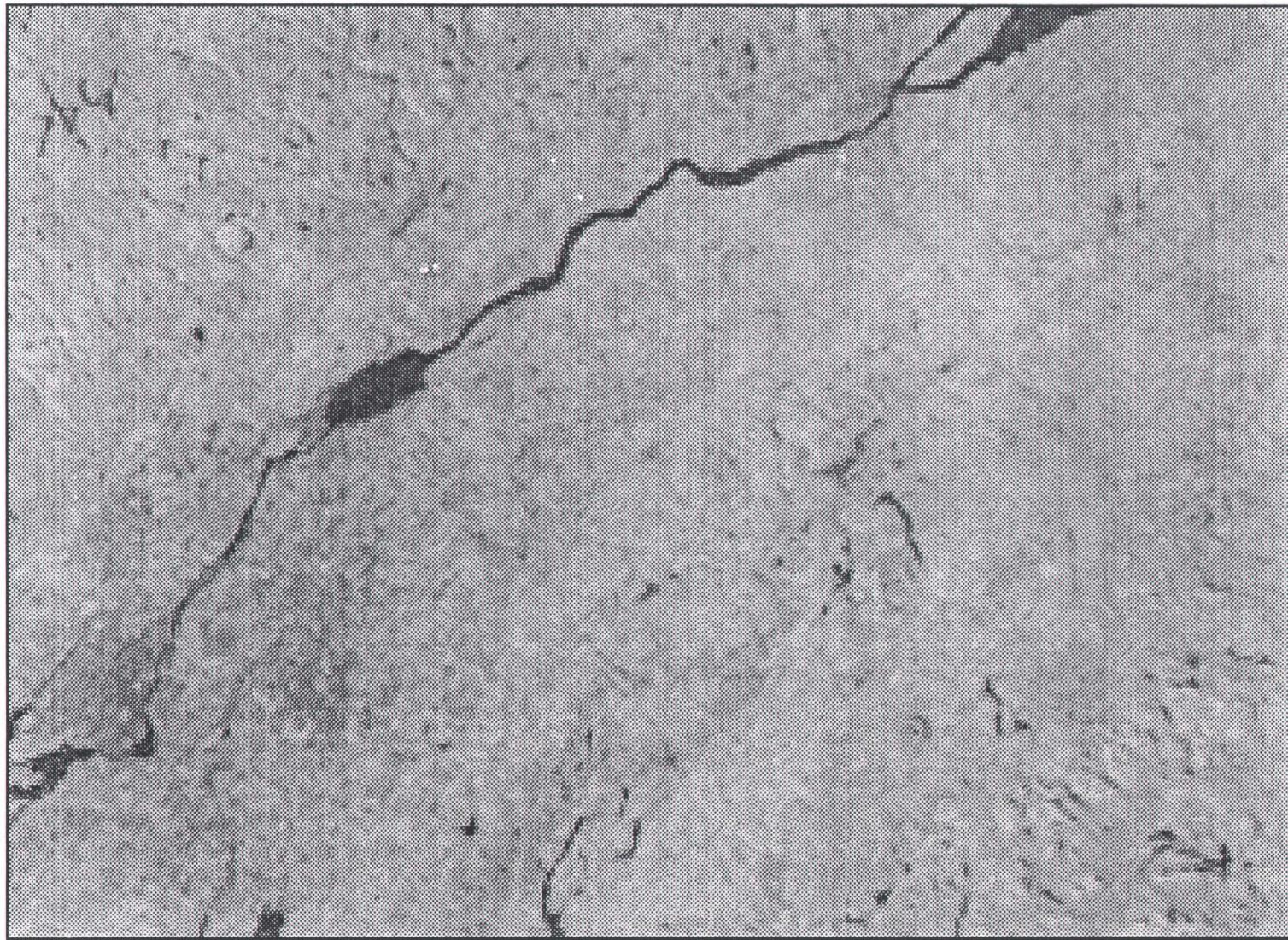
3.1 L'analyse du fond de scène

Deux objectifs sont à atteindre lors du calcul de l'albédo du fond de scène. Le premier consiste à obtenir des valeurs d'albédo de chaque pixel le plus tard possible dans la saison afin de s'assurer que l'activité végétative est à son minimum et qu'il y a absence de neige au sol. Le second objectif est d'accentuer les types de couvert à l'automne, surtout forestiers, en utilisant une méthode qui, de plus,

facilitera l'identification des pixels qui indiquent la présence de neige au sol. Pour le sud du Québec, des images prises au cours des deux premières semaines de novembre ont été retenues. Naturellement, ces objectifs doivent être accomplis tout en discriminant les nuages. Une image exempte de nuages est obtenue en utilisant une approche de composé multi-dates de valeurs maximales (CVM). Trois images acquises à la fin de l'automne dans le sud du Québec sont utilisées, soient celles du 1, 2 et 8 novembre (Figure 5). Cette méthode permet en même temps de minimiser les effets de l'angle de visée, de l'atténuation, de la luminance atmosphérique et de l'anisotropie de la réflectance des couverts (Holben, 1986). Les pixels sont choisis pour constituer le CVM d'automne en fonction de leurs valeurs maximales d'indice de végétation, soit celui de la différence normalisée des bandes du visible (bande 1) et du proche-infrarouge (bande 2). La première bande est sensible à l'absorption chlorophyllienne alors que la seconde montre une forte réflectance en fonction de la surface foliaire. Cet indice est communément connu sous l'acronyme de IVN (indice de végétation normalisé) :

$$\frac{R_p[\lambda]_2 - R_p[\lambda]_1}{R_p[\lambda]_2 + R_p[\lambda]_1} \quad (8)$$

Les symboles $R_p[\lambda]_1$ et $R_p[\lambda]_2$ représentent la réflectance planétaire pour la bande 1 et la bande 2 respectivement. Parallèlement, en identifiant la réflectance planétaire de chaque pixel représentant le IVN maximum, nous constituons, pour l'ensemble de la scène, une matrice des valeurs de réflectance planétaire associées à chaque bande. Ces valeurs de réflectance sont conservées pour calculer ultérieurement l'albédo du fond de scène. La présence de neige au sol en novembre a pour effet de réduire systématiquement la valeur de IVN. L'approche du CVM élimine automatiquement ces pixels montrant la présence de neige au sol. Toutefois, il est important de s'assurer que les plans d'eau ne sont pas couverts de glace, le IVN de la neige ou de la glace étant plus élevé que celui calculé pour un plan d'eau.



—| = 20000 Metres 1:1559055

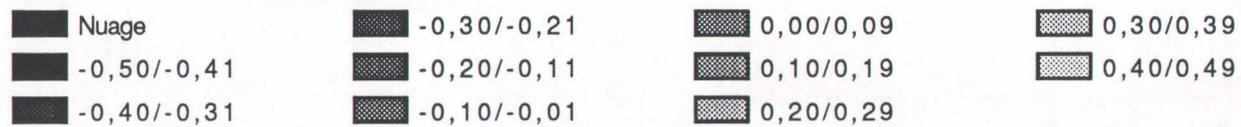


Figure 5. Le composé multi-dates de valeurs maximales de l'indice de végétation de différence normalisée pour 3 images d'automne (1, 2 et 8 novembre).

3.1.1 Le calcul de l'albédo planétaire

A partir des valeurs de réflectance par bande, l'albédo planétaire pour chaque pixel est calculé (entre 0,0 et 1,0) en tenant compte de trois facteurs (Gratton, 1991):

- la réflectance du couvert qui compose le pixel,
- la distribution de l'irradiance exo-atmosphérique totale,
- la bande spectrale qui représente le mieux une portion du spectre.

Seules les bandes du rouge (bande 1) et du proche infrarouge (bande 2) sont disponibles sur le capteur AVHRR. Un calcul de l'albédo planétaire par bande par opposition à un calcul sur l'ensemble du spectre (0,28 μm à 5,0 μm) est très fiable lorsque à chaque segment significatif du profil de réflectance d'un couvert on a fait correspondre une bande de réflectance mesurée. Ainsi, avec deux bandes, il est possible d'obtenir une bonne approximation de l'albédo planétaire d'un couvert ayant un profil de réflectance relativement linéaire. Par contre pour les profils plus complexes, en se basant sur l'hypothèse que les couverts ont une réflectance isotropique peu importe la longueur d'onde, on peut compenser l'absence d'information pour un segment par une approche de bande substitut (Duguay, 1989). Dans ce cas, il faut déterminer, sur le terrain, à l'aide de mesures de réflectance spectrale sur les couverts principaux, la proportion de réflectance mesurée dans un segment du spectre couvert par une bande par rapport à la réflectance dans un segment où l'information par bande est manquante.

À ce stade de l'étude, toutefois, nous travaillons avec la prémisse que l'étendue spectrale des bandes couvre assez bien les portions significatives de réflectance des couverts principaux (végétal et nival) de la scène. Dans ce contexte, l'information sur l'albédo planétaire provient de la somme des réflectances planétaires associées à chaque intervalle du spectre électromagnétique (visible et infra-rouge) pondérées par la proportion de l'irradiance reçue dans cet intervalle par rapport à l'irradiance totale (Thekaekara, 1974) (Figure 6). Cette équation s'écrit:

$$\alpha = 0,493R_p[\lambda]_1 + 0,507R_p[\lambda]_2 \quad (7)$$

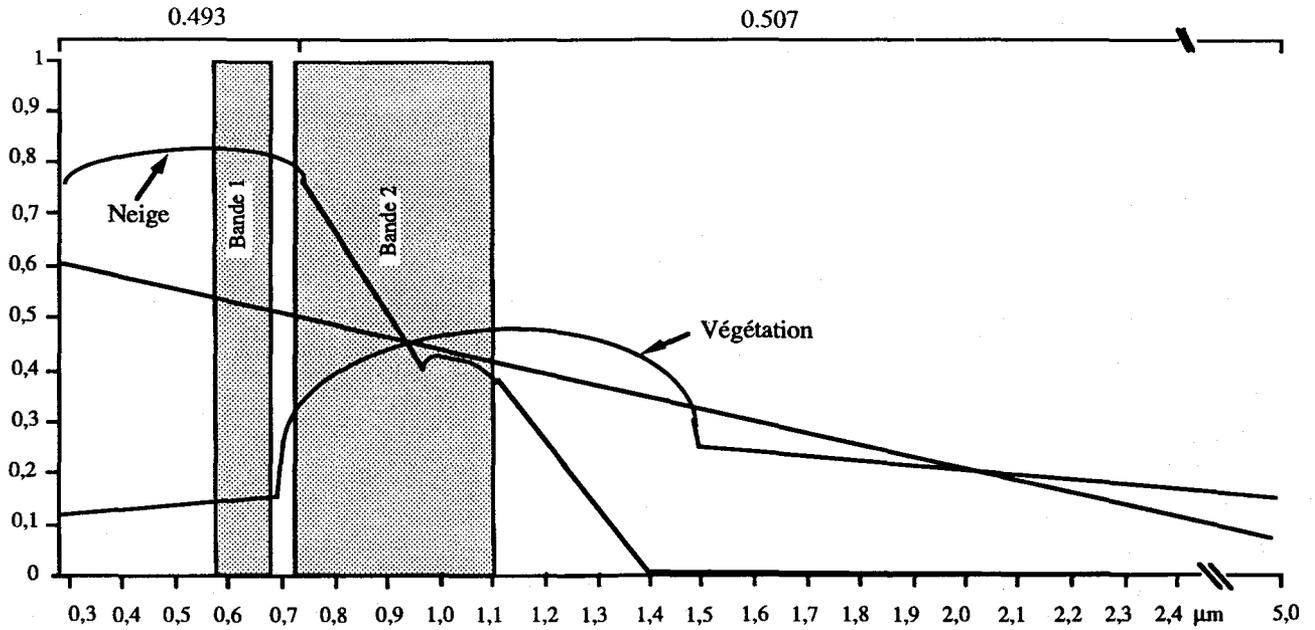
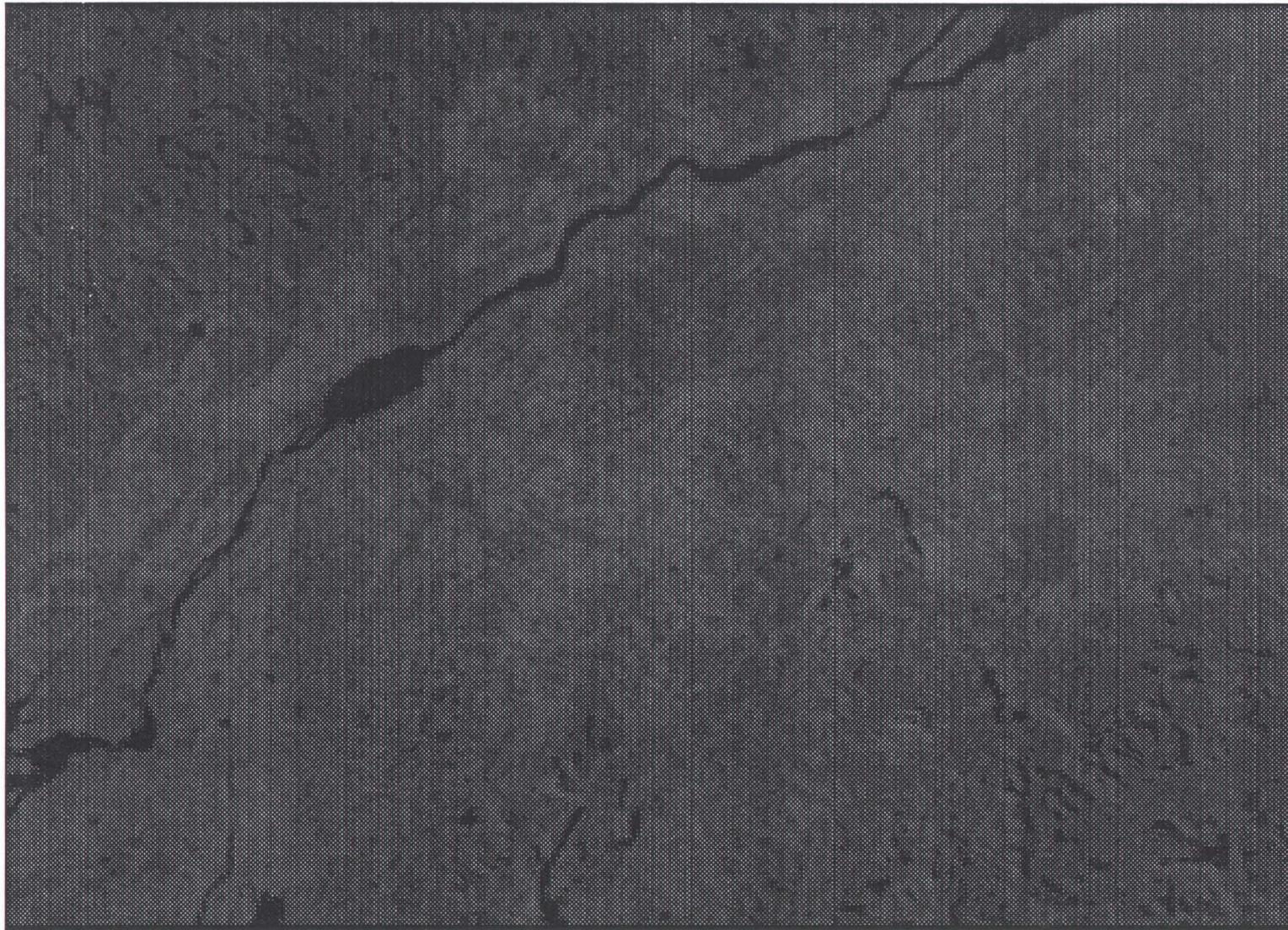


Figure 6 Courbe généralisée de réflectance spectrale des couverts de neige propre et de végétation, les principaux segments de réflectance et les intervalles spectraux des bandes du capteur AVHRR. La droite représente la schématisation proposée afin de simuler l'intégration spectrale des deux couverts à l'échelle d'un pixel 1,1 km.

Les coefficients 0,493 et 0,507 représentent, respectivement, la proportion de l'irradiance solaire exo-atmosphérique totale dans les portions 0,280 μm à 0,725 μm (le visible) et 0,725 μm à 5,0 μm (l'infrarouge) des courtes longueurs d'onde du spectre électromagnétique. Le calcul de l'albédo planétaire de chaque pixel du fond de scène a été effectué en appliquant cette fonction pondérée aux valeurs de réflectance planétaire retenues lors de l'étape précédente (Figure 7).



—| = 20000 Metres 1:1559055

■ 0,000/0,049

■ 0,050/0,099

■ 0,100/0,149

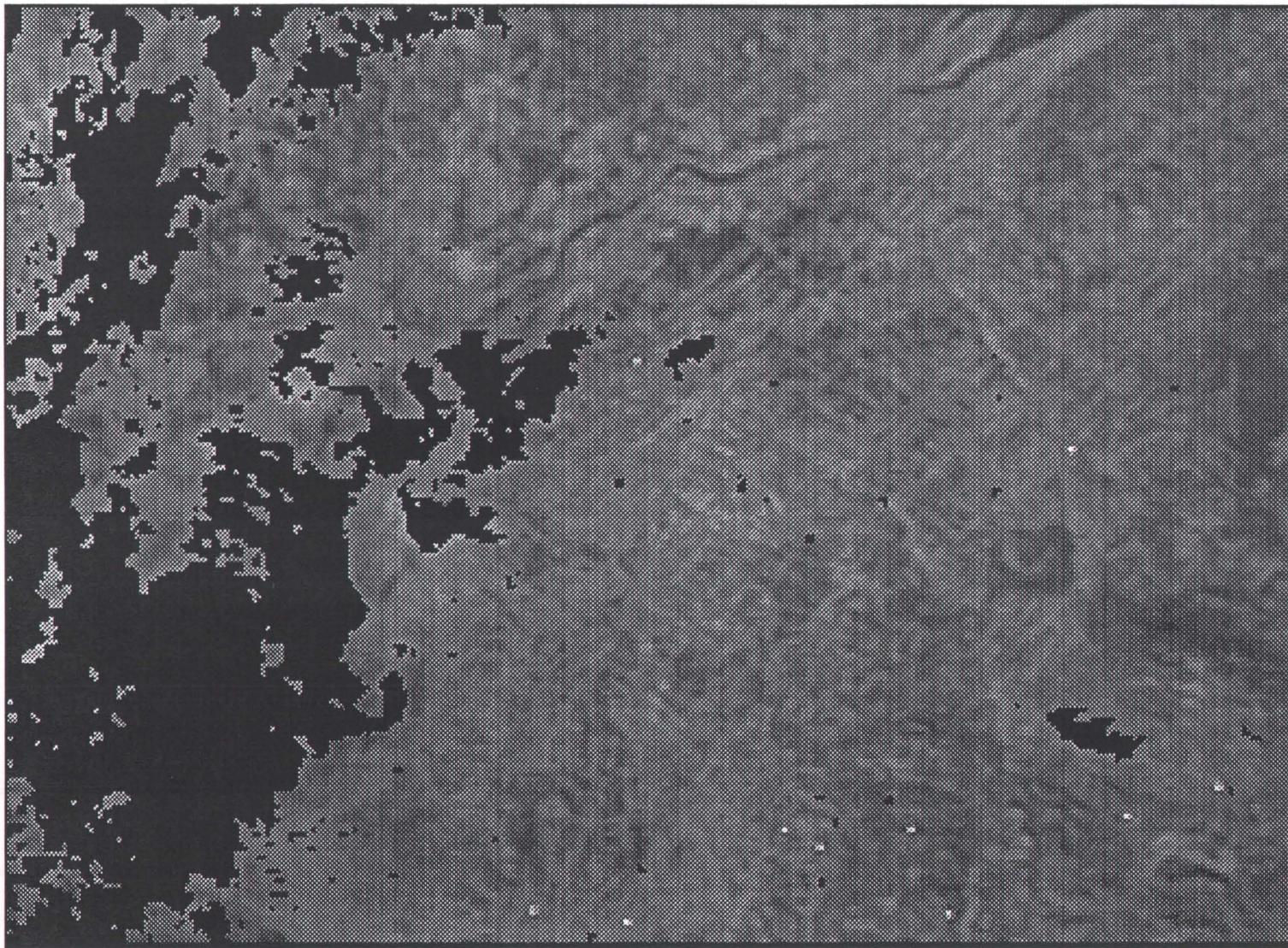
■ 0,150/0,199

Figure 7. Le composé multi-dates de valeurs maximales d'albédo planétaire du fond de scène (1, 2 et 8 novembre).

3.2 L'albédo planétaire des images d'hiver

Comme il a été dit auparavant, l'intégration neige/fond de scène influence significativement le signal au capteur et ceci dans les deux bandes du AVHRR. Quoique assez bien positionnées pour analyser l'albédo de la végétation, ces bandes, en raison des portions du spectre qu'elles couvrent, ne sont que partiellement représentatives de l'albédo d'une neige fraîche. Cependant, comme le fond de scène de la plupart des bassins versants d'Hydro-Québec est constitué d'un couvert végétal, une analyse générale de l'intégration spectrale neige/végétation passe par la caractérisation du profil de réflectance de chacune des composantes. La neige et la végétation montrent un comportement de réflectance très différent et presque opposé dans les portions du visible et de l'infrarouge du spectre (Figure 6). En supposant que les couverts de neige et de végétation ont une influence comparable sur l'albédo total et que leurs distributions spatiales montrent une certaine homogénéité, on peut s'attendre à ce que leur intégration donne un profil de réflectance plutôt linéaire. Afin de s'assurer du comportement spectral de l'intégration neige/végétation, des analyses plus poussées devraient être effectuées à l'aide de capteurs ayant une haute résolution spectrale.

Six images d'hiver ont été retenues, sur lesquelles l'albédo planétaire des pixels libres de nuage a été calculé. Ce sont celles du 23 et 27 janvier (Figure 8 et 9), du 21 et 29 février (Figure 10 et 11) et du 28 et 29 mars (Figure 12 et 13).



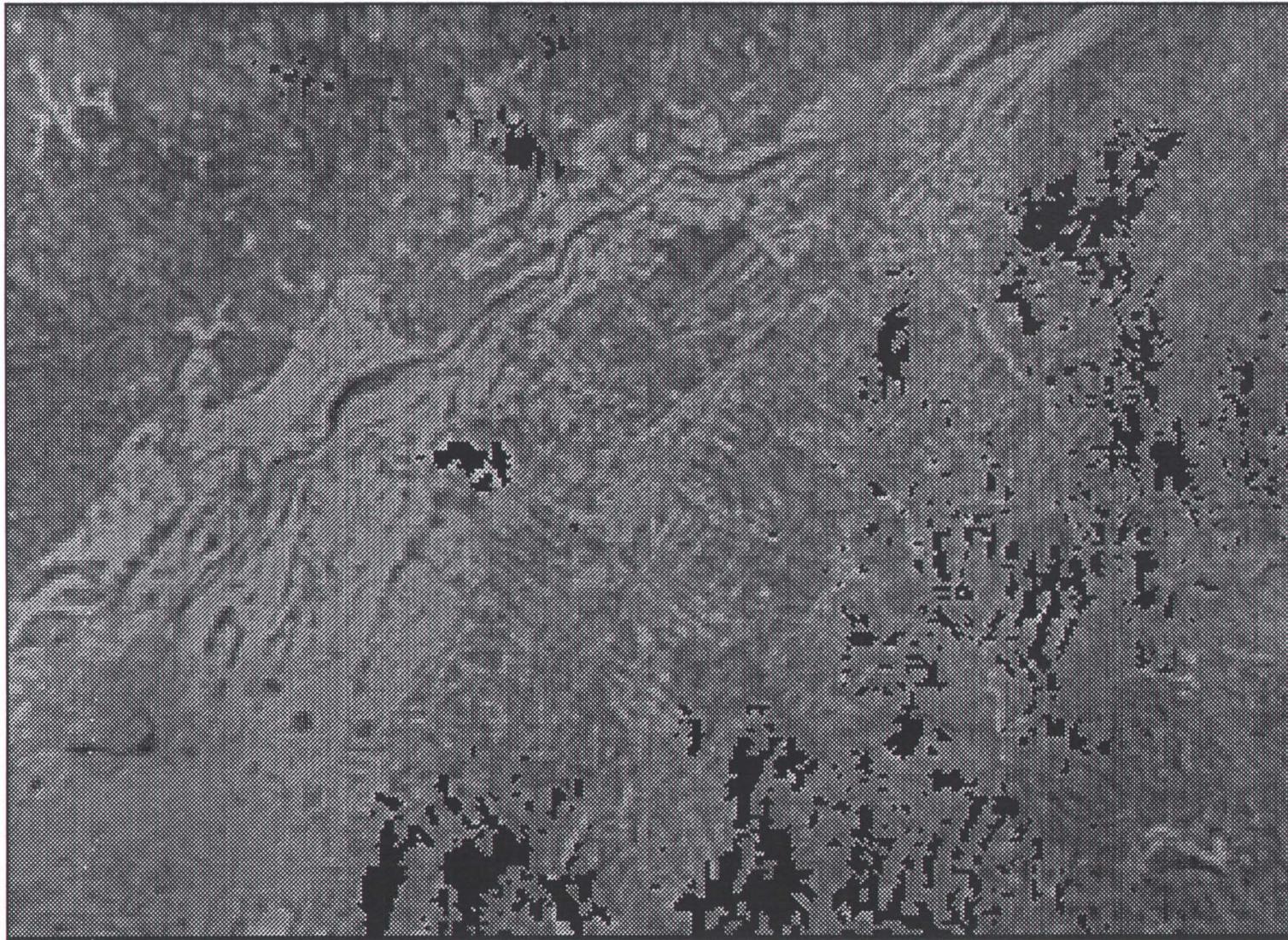
— = 20000 Metres 1:1559055

■ Nuage
 ■ 0,050/0,099
 ■ 0,100/0,149
 ■ 0,150/0,199

■ 0,200/0,249
 ■ 0,250/0,299
 ■ 0,300/0,349
 ■ 0,350/0,399

■ 0,400/0,449
 ■ 0,450/0,499
 ■ 0,500/0,549
 ■ 0,550/0,599

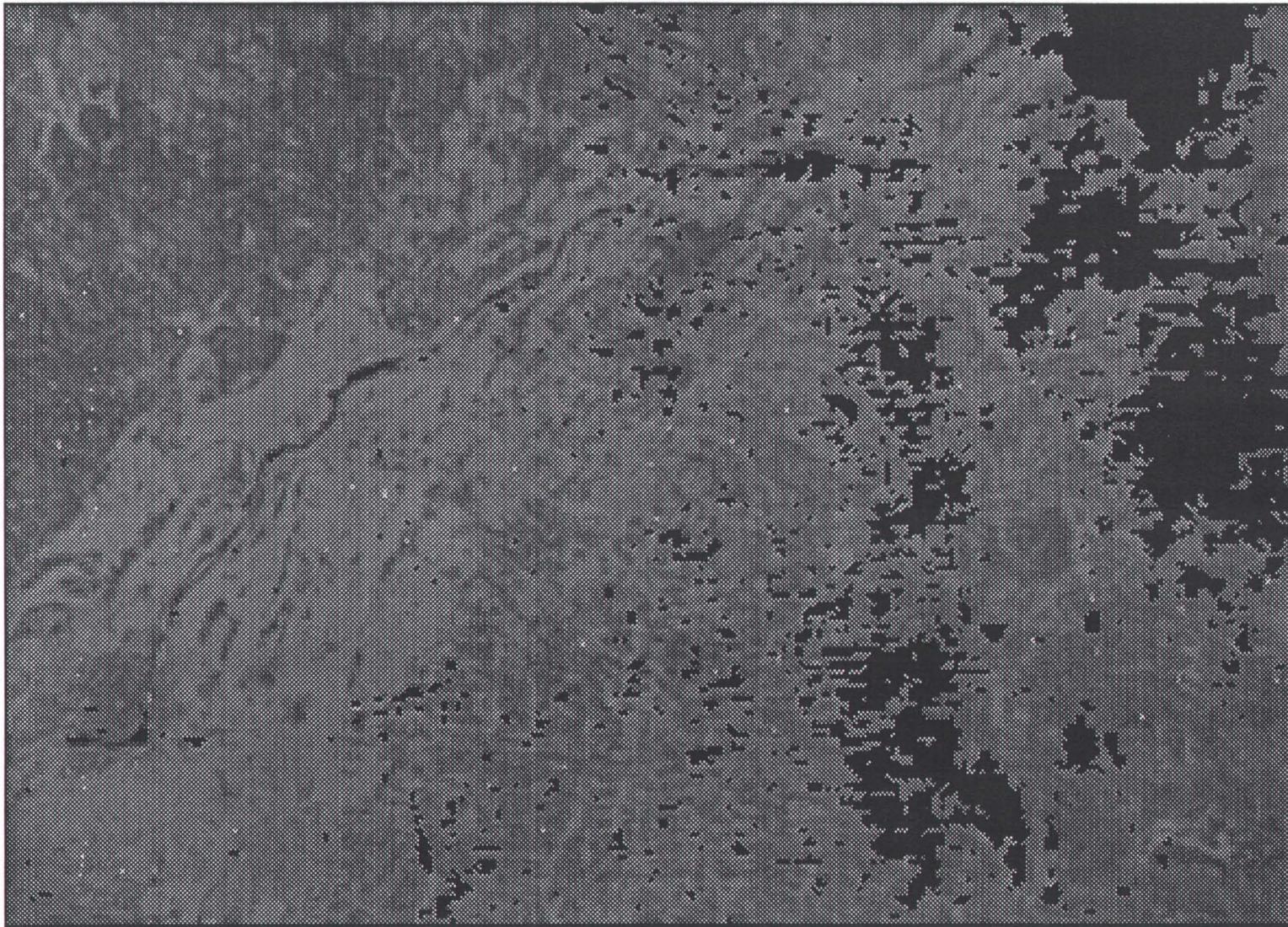
Figure 8. L'albédo planétaire du 23 janvier 1988.



—| = 20000 Metres 1:1559055



Figure 9. L'albédo planétaire du 27 janvier 1988.



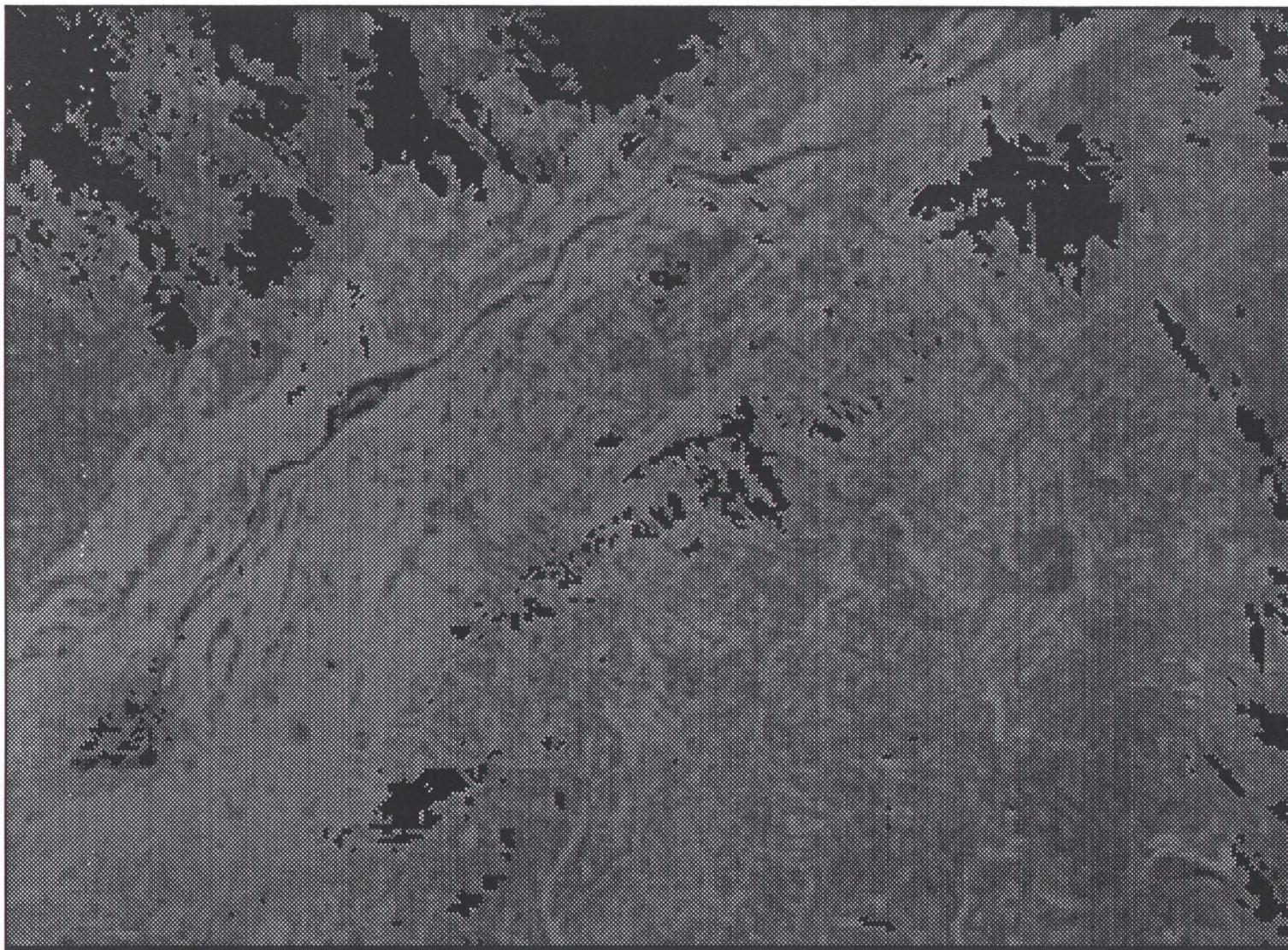
— = 20000 Metres 1:1559055

■ Nuage
 ■ 0,050/0,099
 ■ 0,100/0,149

■ 0,150/0,199
 ■ 0,200/0,249
 ■ 0,250/0,299

■ 0,300/0,349
 ■ 0,350/0,399
 ■ 0,400/0,449

Figure 10. L'albédo planétaire du 21 février 1988.



— = 20000 Metres 1:1559055

■ Nuage

■ 0,050/0,099

■ 0,100/0,149

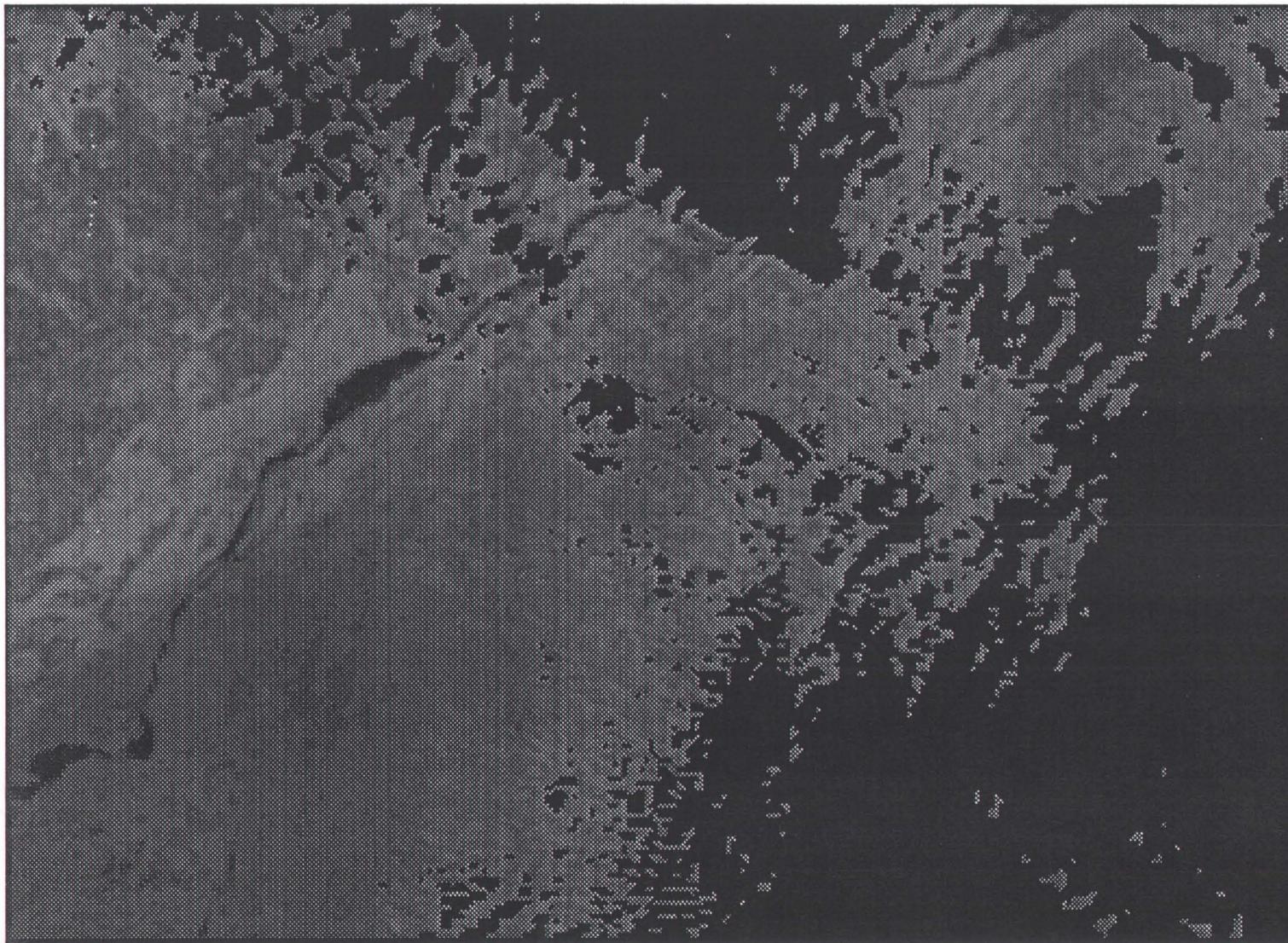
■ 0,150/0,199

■ 0,200/0,249

■ 0,250/0,299

■ 0,300/0,349

Figure 11. L'albédo planétaire du 29 février 1988.



— = 20000 Metres 1:1559055

■ Nuage

■ 0,050/0,099

■ 0,100/0,149

■ 0,150/0,199

■ 0,200/0,249

■ 0,250/0,299

■ 0,300/0,349

Figure 12. L'albédo planétaire du 28 mars 1988.



— = 20000 Metres 1:1559055

■ Nuage

■ 0,050/0,099

■ 0,100/0,149

■ 0,150/0,199

■ 0,200/0,249

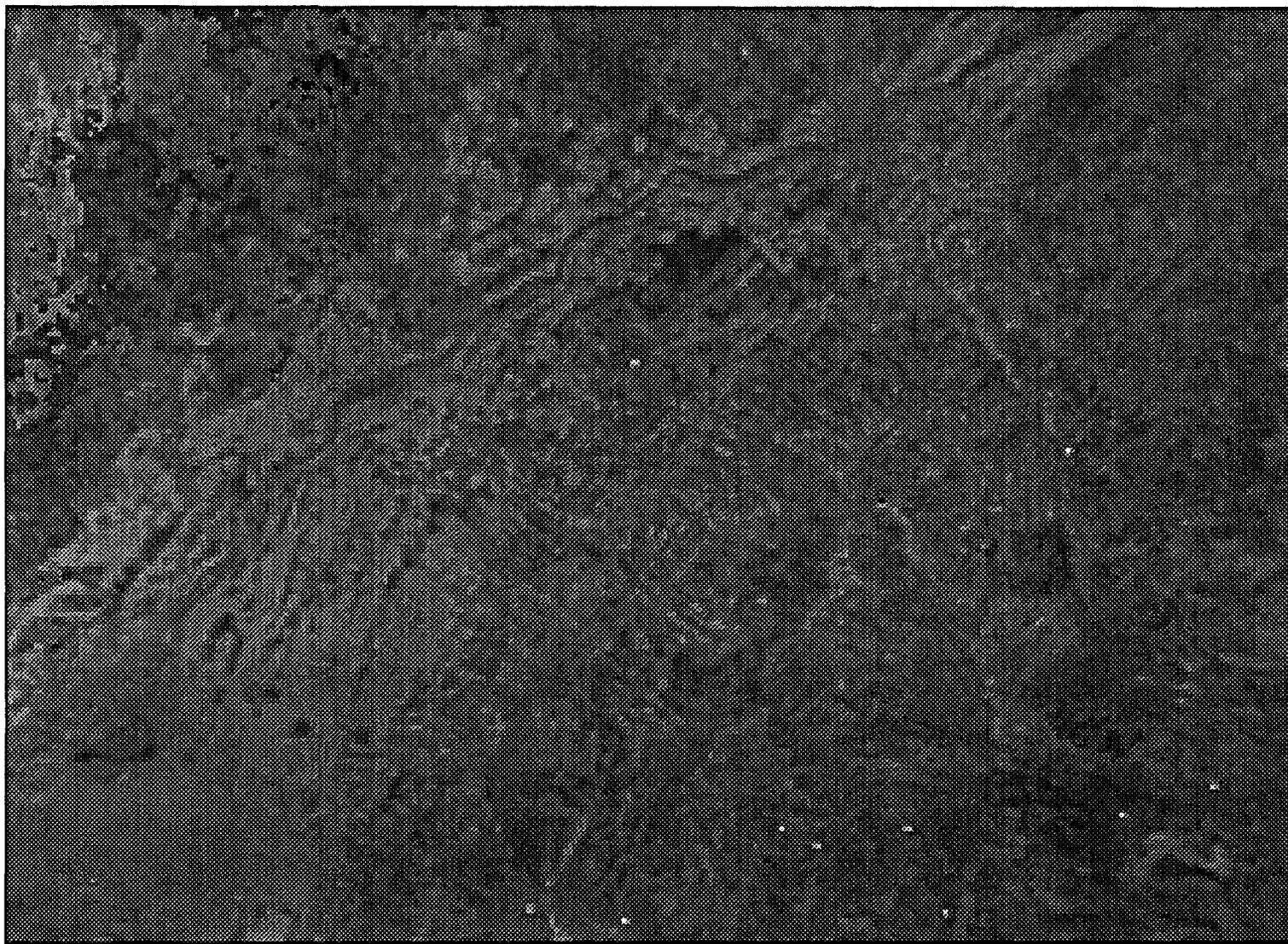
■ 0,250/0,299

Figure 13. L'albédo planétaire du 29 mars 1988.

La production des images d'albédo planétaire exemptes de nuage se fait en utilisant la méthode des CVM. Idéalement un CVM est constitué en utilisant des séquences d'images disponibles durant une période pré-déterminée comme par exemple 7 jours. Durant une telle période il est possible d'obtenir, dans des conditions idéales, au minimum 14 images (7 le matin, 7 l'après-midi) acquises avec un angle de visée assez réduit. En appliquant une méthode de semaine mobile, on élimine les valeurs d'albédo provenant du jour #1 de la semaine pour constituer un nouveau CVM avec les valeurs provenant du jour #8. A la fin de chaque jour, un CVM est ainsi produit regroupant les valeurs d'albédo planétaire les plus élevées provenant des 7 journées précédentes.

Toutefois, la durée d'échantillonnage du CVM est fonction de la dynamique de transformation du couvert. L'apport d'une neige fraîche par une tempête risque de transformer significativement le CVM et ceci pour une période allant jusqu'à 10 jours (Zeng *et al.*, 1983), le temps qu'un métamorphisme important de la neige s'opère. Normalement cette période est suffisamment longue afin de permettre de constituer un CVM libre de nuage représentant tous les pixels où apparaît un couvert de neige relativement fraîche. Une comparaison entre les CVM avant et après cet apport de neige fraîche permettra de circonscrire l'étendue du nouveau couvert nival.

Dans le cadre de cette étude, en utilisant un nombre réduit d'images, des CVM de la dernière semaine de janvier, de février et de mars sont produits (Figure 14, 15 et 16). La figure 7, représentant l'albédo du fond de scène, et les figures 14, 15 et 16 sont normalisées afin de permettre une analyse visuelle des valeurs d'albédo planétaire. Un changement significatif de l'albédo planétaire est notable entre le CVM de novembre (Figure 7) et le CVM de fin janvier sur lequel apparaît le couvert nival (Figure 14). Sur le CVM de l'albédo de janvier, il est possible de distinguer les effets sur le composé (au nord-ouest de la scène) de l'apport d'une neige fraîche entre le 23 et le 27 janvier. Quelques images supplémentaires auraient corrigé ces effets permettant possiblement de délimiter la distribution spatiale de la nouvelle neige. La présence et l'évolution de l'albédo planétaire de la scène au cours des trois mois de janvier, février et mars est clairement identifiable sur l'histogramme de distribution de fréquences de ces valeurs (Figure 17).



— = 20000 Metres 1:1559055

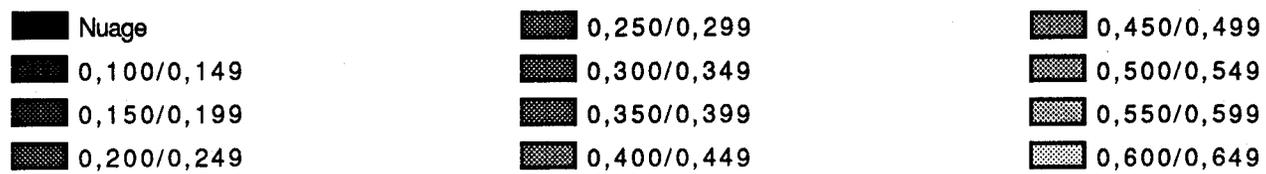
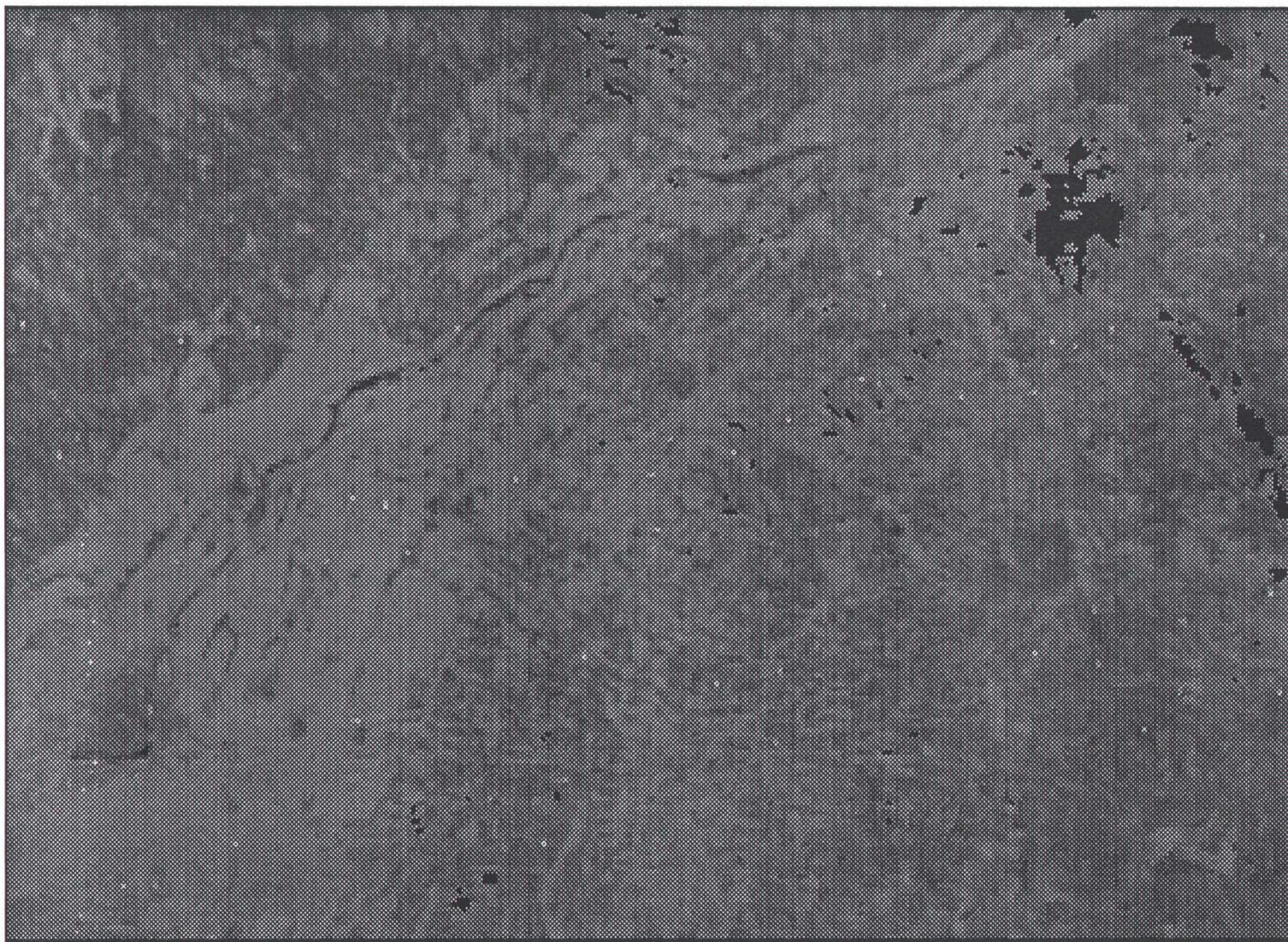


Figure 14. Le composé multi-dates de valeurs maximales d'albédo planétaire pour la dernière semaine de janvier 1988.



—| = 20000 Metres 1:1559055

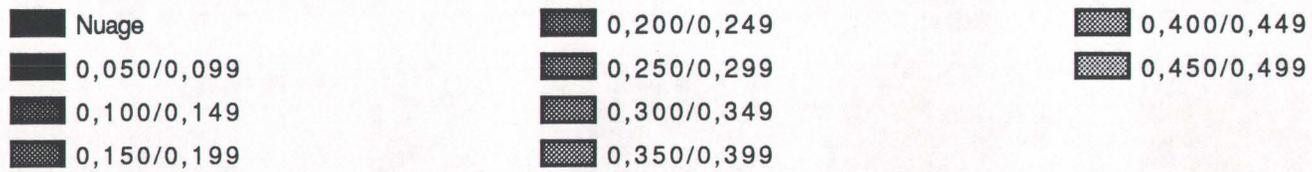
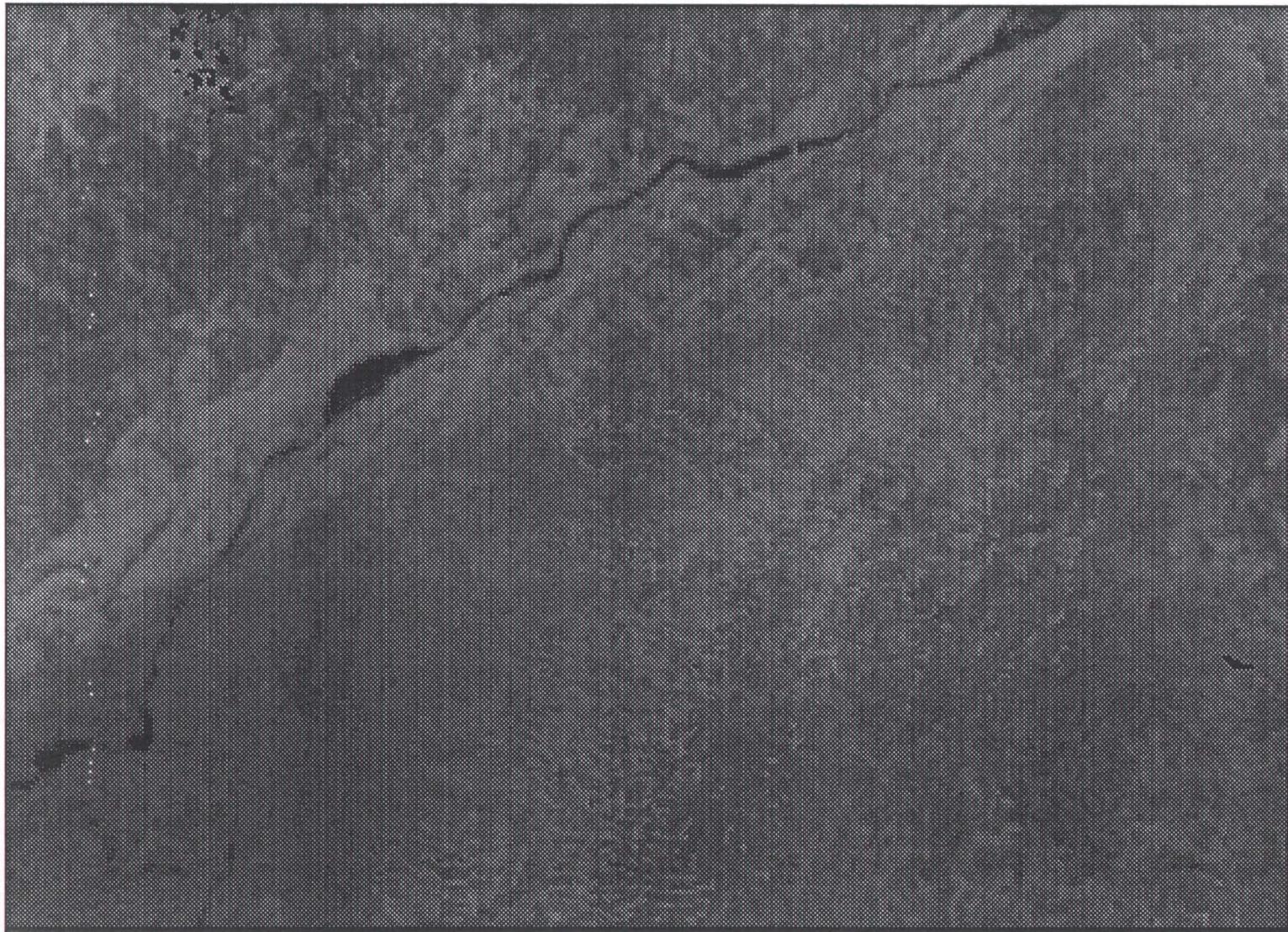


Figure 15. Le composé multi-dates de valeurs maximales d'albédo planétaire pour la dernière semaine de février 1988.



—| = 20000 Metres 1:1559055

■ Nuage

■ 0,050/0,099

■ 0,100/0,149

■ 0,150/0,199

■ 0,200/0,249

■ 0,250/0,299

■ 0,300/0,349

Figure 16. Le composé multi-dates de valeurs maximales d'albédo planétaire pour la dernière semaine de mars 1988.

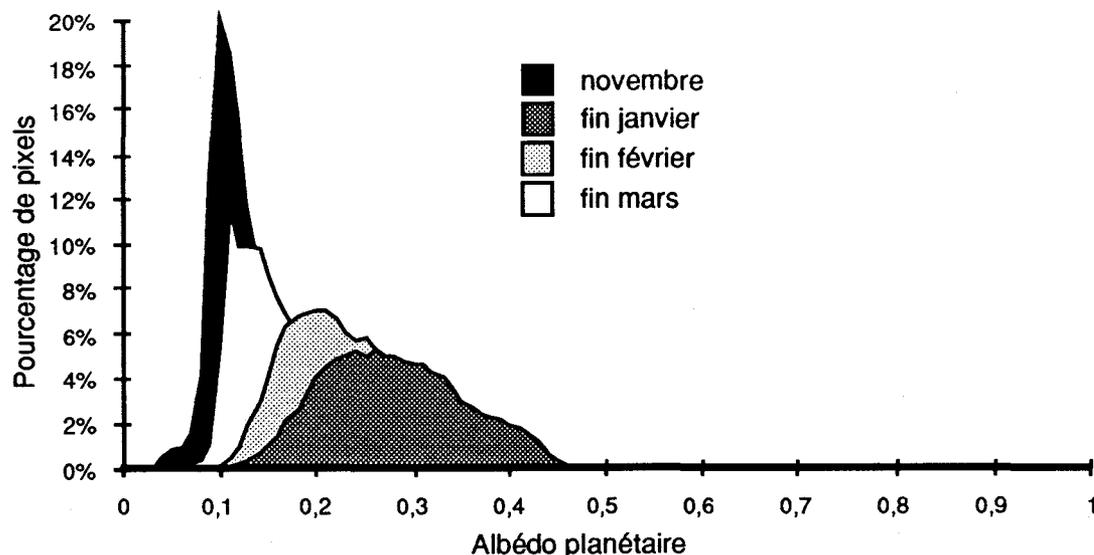


Figure 17. Histogrammes de distribution de fréquences des valeurs d'albédo planétaire des CVM du fond de scène de novembre, de fin janvier, de fin février et de fin mars, pour le secteur d'étude.

4.0 Suivi de la distribution et de l'état du couvert nival

Le suivi du couvert nival se divise en deux sections principales. La première consiste à identifier les pixels qui montrent un couvert de neige au sol, alors que la seconde partie est consacrée à la classification de l'état de la neige. Cette section de la méthodologie se sub-divise en trois étapes: la production d'un indice normalisé de l'état (INN) de la neige, la caractérisation du fond de scène en classes générales de couvert et, finalement, la classification des valeurs de INN pour l'ensemble d'une saison, en quatre classes de neige pour les différents types de couvert du fond de scène.

4.1 La distribution du couvert de neige

Afin d'identifier les pixels indiquant la présence de neige au sol, il suffit de calculer la différence entre le CVM du fond de scène d'automne et ceux calculés au cours de l'hiver. Pour un pixel, toute valeur d'albédo d'hiver égale à la valeur d'albédo d'automne signale que la neige a disparu.

Abstraction faite des modifications locales du fond de scène au cours de l'hiver et de la différence pour une surface inclinée entre l'angle d'illumination d'automne et celui d'hiver, la précision d'une telle approche repose principalement sur le nombre et la qualité des images qui constituent chacun des CVM. Une estimation de l'erreur peut être effectuée en calculant le nombre de valeurs négatives obtenues lors de la soustraction des CVM d'hiver de celui du fond de scène d'automne. Toutefois, il est important de considérer la distribution et l'étendue de ces valeurs négatives. Les capteurs AVHRR ont eu tendance à montrer, au cours de leur durée de vie, une dégradation de leur précision. De plus, le rapport signal sur bruit du capteur se situe approximativement à 3/1 pour un albédo de 0.005. Comme

exemple, pour le site d'étude, la différence entre le CVM de fin de mars, qui repose sur deux images seulement, avec notre image de fond de scène montre que près de 15% des pixels ont des valeurs plus faibles en mars qu'en novembre. Cependant, la moyenne de ces valeurs négatives est de -0,015 avec un écart-type de 0,010. On peut donc supposer qu'une large portion de ces valeurs négatives provient du bruit au capteur. Ultérieurement, il sera nécessaire de déterminer avec des mesures au sol qu'elle est la proportion d'un pixel qui doit être couverte de neige pour qu'il soit identifié par la méthode de différence, ceci en tenant compte du bruit au capteur.

Nonobstant les problèmes de capteur, la distribution des valeurs de différence d'albédo pour une saison complète permet d'envisager une stratégie de classification de l'état du couvert nival. En regroupant les différences d'albédo on s'assure, lors d'une année subséquente sur une image d'une date donnée, d'une méthode d'identification des pixels couverts d'une neige transformée et sale de ceux couverts d'une neige nouvelle et propre. Normalement, ces pixels auront des valeurs de différence d'albédo apparaissant respectivement aux deux extrémités de la distribution des valeurs de différence d'albédo de l'année qui a été identifiée comme étalon. Toutefois, avant de procéder à une telle classification, il importe de minimiser les effets d'illumination et d'ombrage apparaissant sur une image d'un pixel à l'autre, dus aux conditions biophysiques variables du fond de scène.

4.2 Classification de l'état du couvert nival

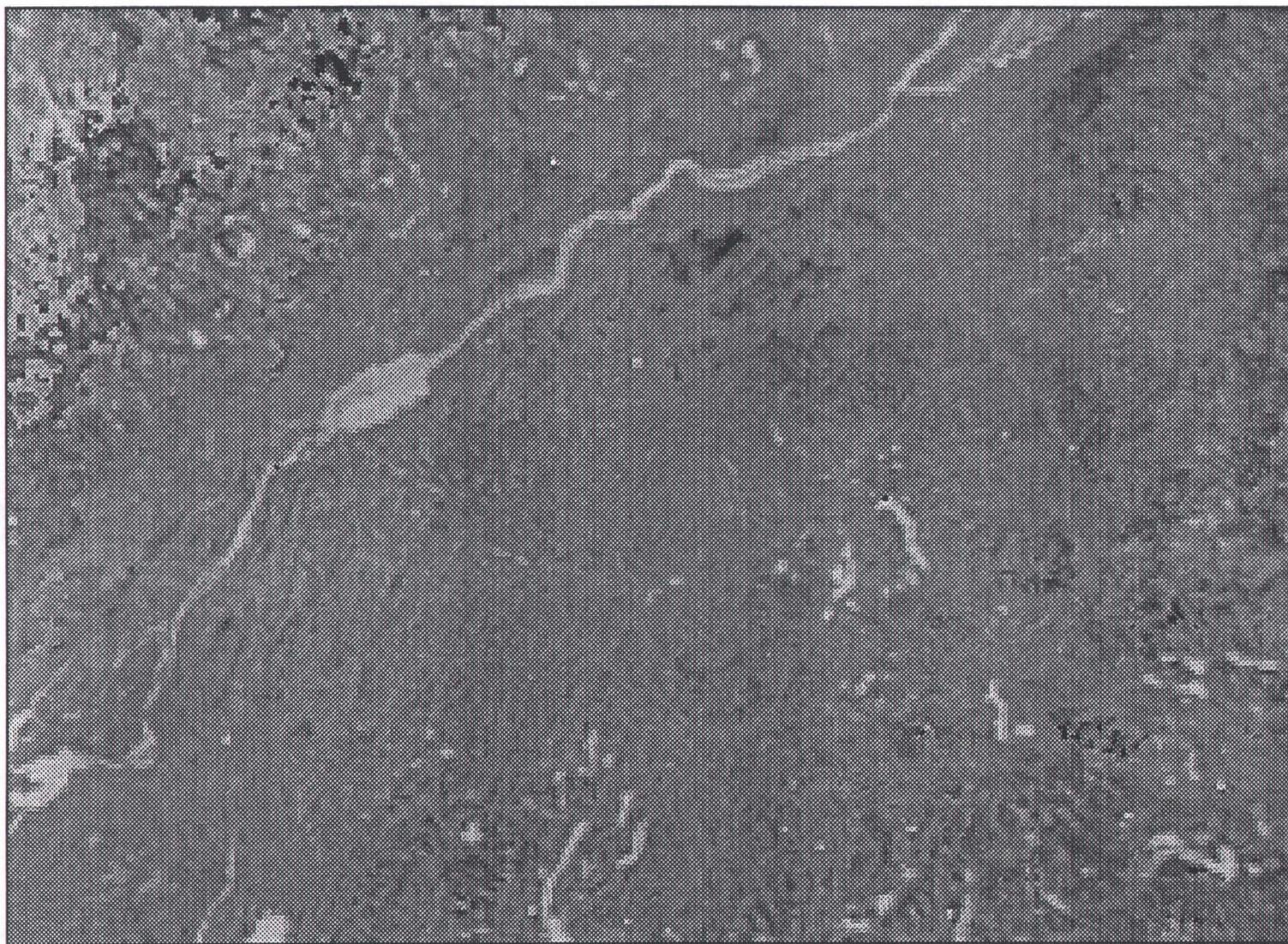
La classification de l'état du couvert nival passe d'abord par l'élaboration d'un indice sur l'état de la neige qui est relativement stable dans le temps, en supposant des conditions de fond de scène invariables. Un indice de neige doit correspondre à un état physique de la neige saison après saison. Dans ce cas, il faut minimiser les effets d'éclairement à l'intérieur de chacune des images en normalisant la différence d'albédo. En deuxième lieu, afin d'associer l'indice de neige à un état physique, un échantillonnage de la variation des indices de neige pour chaque pixel doit être effectué pour une année étalon. De cette façon, la distribution temporelle des indices de neige correspond pour chaque pixel à l'ensemble des états du couvert nival. Cette distribution peut ainsi être segmentée en classes de neige. On pourra, à partir de mesures sur le terrain, par exemple, relier chacune de ces classes de neige à des valeurs moyennes d'albédo. Cependant, au préalable, il est nécessaire de classifier le fond de scène en types de couvert pour minimiser les effets d'aplatissement et de distribution variable des valeurs saisonnières d'indice de neige provenant des effets combinés des caractéristiques physiques du type de couvert et des types d'intégration spectrale neige/fond de scène.

4.2.1 Un indice de neige normalisé

Pour éliminer en partie l'effet du fond de scène, on procède, premièrement, à la normalisation des valeurs de différence d'albédo des CVM d'hiver avec le CVM du fond de scène d'automne. De la même façon que pour le IVN, il s'agit de calculer un indice de neige normalisé (INN), c'est-à-dire un rapport de la différence d'albédo planétaire du CVM d'hiver, $\alpha_p[H]_i$, et de l'albédo planétaire du CVM d'automne, $\alpha_p[R]$, sur la somme de ceux-ci (Figure 18, 19 et 20):

$$\frac{\alpha_p[H]_i - \alpha_p[R]}{\alpha_p[H]_i + \alpha_p[R]} \quad (8)$$

Ceci a pour effet de regrouper les pixels qui ont une différence relative d'albédo planétaire semblable. Cette approche ne tient pas compte, toutefois, des variations d'angle d'illumination solaire (angle d'incidence) d'une image à l'autre au cours de la saison. Celles-ci pourraient être corrigées en utilisant une information sur la pente et l'orientation de chaque pixel. On estime que l'effet d'angle d'illumination sur un pixel devient important seulement dans des conditions de relief très accidenté. Le calcul des paramètres topographiques à l'aide d'un modèle numérique d'élévation aurait l'avantage de compenser pour ces variations locales d'éclairement au cours de la saison.



— = 20000 Metres 1:1559055

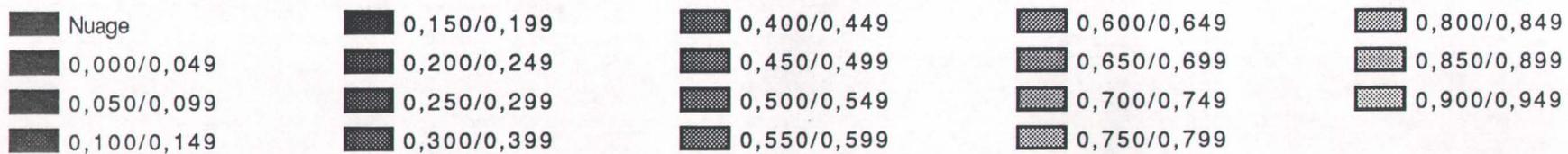
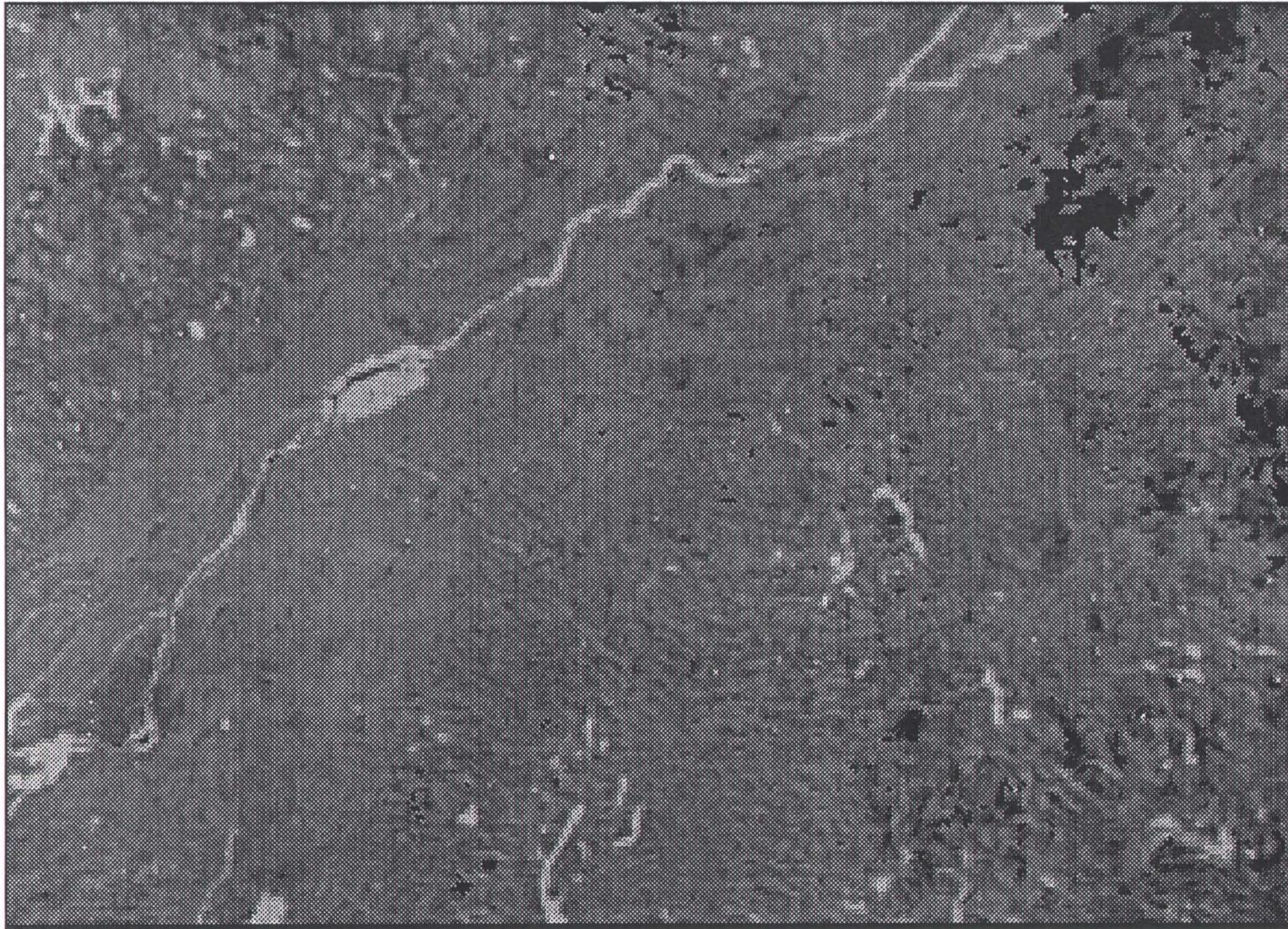


Figure 18. L'indice sur l'état de la neige basé sur la différence normalisée des valeurs d'albédo de la fin de janvier (nouvelle neige) avec celles de novembre (fond de scène).



—| = 20000 Metres 1:1559055

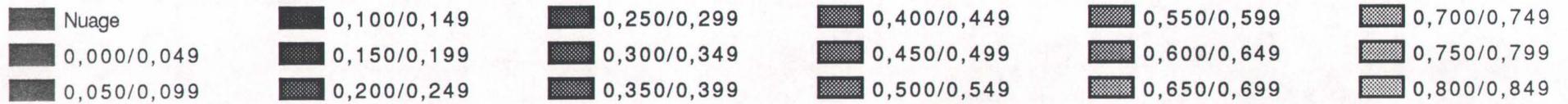


Figure 19. L'indice sur l'état de la neige basé sur la différence normalisée des valeurs d'albédo de la fin de février (neige transformée) avec celles de novembre (fond de scène).



— = 20000 Metres 1:1559055



Figure 20. L'indice sur l'état de la neige basé sur la différence normalisée des valeurs d'albédo de la fin de mars (vieille neige et fonte complète) avec celles de novembre (fond de scène).

L'analyse de l'histogramme (Figure 21) des valeurs de INN permet de constater une nette similitude entre les profils de neige de janvier et de février, ce qui suggère une évolution du couvert nival d'une neige nouvelle (une chute de 30 cm le 26 janvier) mesuré sur le CVM de fin janvier en une neige plus transformée sur le CVM de fin février. La différence modale des deux distributions représente le vieillissement généralisé du couvert nival sur l'ensemble du site d'étude. En dépit du fait que le secteur d'étude possède des unités physiographiques assez différentes, il semble que le rythme de transformation de la neige s'opère à cette période de l'année de façon presque linéaire d'un secteur à l'autre, c'est-à-dire sans qu'une différenciation locale notable de l'état de la neige n'apparaisse. Les secteurs plus montagneux ne semblent pas avoir conservé une neige relativement plus neuve, en février, que les zones des basses terres. Par contre, l'histogramme de fin mars, montre une courbe aplatie, ce qui suggère une variabilité géographique de l'évolution du couvert nival et la présence d'une variété de types de neige au moment où apparaît, dans notre secteur, la limite transitoire des neiges.

Il ressort de cette analyse qu'en calculant l'INN pour chaque pixel on met en évidence la participation de la neige dans la valeur de l'albédo planétaire tout en réduisant les conditions biophysiques locales qui influencent l'éclairement et la réponse au capteur. Comme on pouvait s'y attendre, une comparaison entre les figures 17 et 21 montre que l'effet de la neige sur l'albédo planétaire de l'ensemble de la scène est beaucoup plus marquante en janvier qu'en mars. Ceci suppose qu'en janvier la neige masque en grande partie le fond de scène ou du moins "cache" les objets ayant un albédo plus faible. La neige transformée de mars n'a pas cet effet. En raison de la similitude des profils surtout de janvier et de février, mais aussi de mars (Figure 21), il semble que les valeurs de INN tendent à réduire les effets de l'intégration neige/fond de scène en comparaison avec les valeurs d'albédo planétaire (Figure 17).

Comme on l'a dit précédemment, le regroupement des valeurs de INN de toute une saison permet la caractérisation des différents stades de l'évolution du couvert nival. Toutefois, pour s'assurer de réduire davantage les différentes conditions d'intégration spectrale du couvert nival avec les types de fond de scène, il est préférable de procéder à une classification de celui-ci pour ainsi analyser indépendamment l'évolution de la neige en fonction de chaque type de fond de scène.

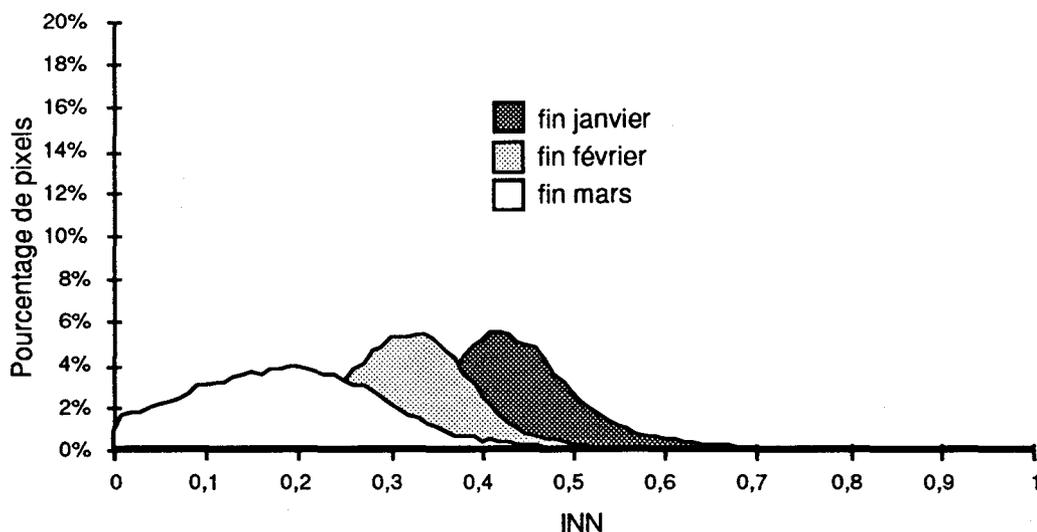


Figure 21. Histogrammes de distribution de fréquences des valeurs d'indice de neige normalisé (INN) pour la fin janvier, la fin février et la fin mars, pour le secteur d'étude.

4.2.2 La classification du fond de scène

Le fond de scène est classifié en deux grandes classes: forestière et non-forestière. Dans les zones non-forestières, on sépare les plans d'eau et les secteurs urbanisés des secteurs plutôt agricoles ou en friche. Dans ce dernier cas, le fond de scène n'a que très peu d'effet sur la mesure d'albédo de la neige. Pour différencier le couvert forestier des deux classes de non-forestier nous produisons un CVM du IVN (indice de végétation normalisé) durant la période de forte croissance estivale de la végétation (pour cette étude, du 29 juillet au 4 août) (Figure 22).

Procédant de la même façon que pour la discrimination des nuages, les secteurs forestiers et les secteurs non-forestiers sont différenciés par le biais d'un seuillage de l'histogramme des valeurs de IVN conjointement à une évaluation visuelle des résultats (Figure 23).

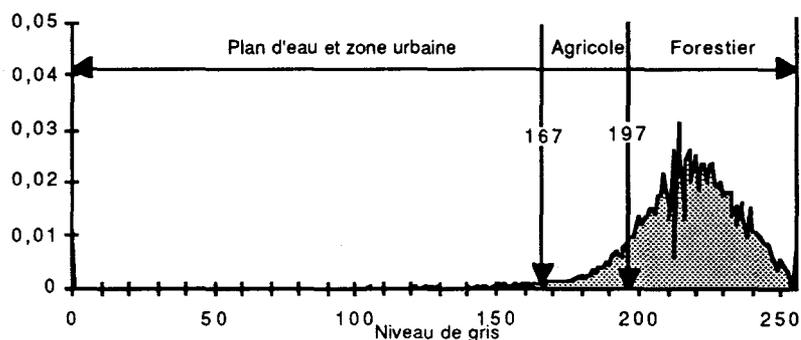


Figure 23. Classification du fond de scène en deux zones non forestières distinctes et une zone forestière par le seuillage de l'histogramme des valeurs de l'indice de végétation de la différence normalisée (IVN).



— = 20000 Metres 1:1559055

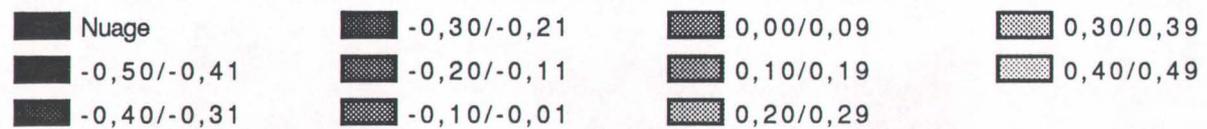


Figure 22. Le composé multi-dates de valeurs maximales de l'indice de végétation de différence normalisée pour 4 images d'été (29 juillet, 2, 3, et 4 août). Des nuages sont toujours présents sur ce composé.

Les valeurs de IVN mettent en évidence les grandes classes du couvert forestier en misant sur le niveau d'activité photosynthétique (Tableau II). Les feuillus matures ont un IVN élevé. Par contre, les résineux ont une activité beaucoup plus modérée et caractérisée par un IVN plus faible. Dans les zones forestières, une connaissance des grands types de couvert est primordiale afin de comprendre les variations d'albédo du couvert nival. La classification des zones forestières en classes de résineux et de feuillus fait appel aux valeurs de IVN du CVM d'automne utilisées lors de la production de l'image d'albédo du fond de scène. A l'automne les valeurs de IVN montrent, à l'inverse de celles de l'été, des valeurs très faibles pour les forêts de feuillus. Toutefois, les résineux ont les valeurs de IVN les plus élevées (Figure 5). En calculant, pour les zones forestières, la différence entre les valeurs de IVN d'automne et celles d'été, une image accentuant la concentration relative en résineux est produite (Figure 24).

Tableau II. La stratification des valeurs de l'indice de végétation de la différence normalisée (IVN) pour des classes générales de couvert de la scène provenant du capteur AVHRR de NOAA (d'après Holben, 1986).

Type de couvert	Réflectance planétaire		NDVI
	Bande 1	Bande 2	
Végétation: feuillage à densité élevée	0,050	0,150	0,500
Végétation: feuillage à densité modérée	0,080	0,110	0,140
Végétation: feuillage à densité faible	0,100	0,120	0,090
Sol nu	0,269	0,283	0,025
Nuage opaque	0,227	0,228	0,002
Neige et glace	0,375	0,342	-0,046
Eau	0,022	0,013	-0,257



— = 20000 Metres 1:1559055



Figure 24. La soustraction des valeurs maximales de IVN d'été par celles d'automne. Les plus grandes valeurs représentent un changement important de l'activité photosynthétique de la forêt.

En segmentant la distribution des valeurs de différence de IVN à chaque quartile, on regroupe les zones à forte (75 à 100 %), moyenne-élevée (50 à 75%), moyenne-faible (25 à 50%) et faible (25 à 0%) concentration de résineux. Ils sont identifiés comme classes de résineux, de mélangés à tendance résineuse, de mélangés à tendance feuillue et de feuillus (Figure 25 et 26). Bien entendu, les divisions sont arbitraires, mais elles sont bien indicatives d'une proportion de résineux. De plus, on suppose qu'il existe des pixels de couvert forestier dans notre secteur d'étude où il y a 100% et 0% de résineux, ce qui reste à démontrer. Une comparaison visuelle à l'aide des cartes forestières de la région a montré une assez bonne correspondance des classes.

Dans un contexte opérationnel, la classification des types de couvert du fond de scène doit être faite seulement une fois pour les pixels de l'image. A chaque année, toutefois, il est important de vérifier s'il y a eu une modification importante dans l'estimation de la proportion de résineux en comparant deux images de IVN d'automne ou, plus important encore, si un pixel n'est plus considéré comme couvert de forêt, en comparant les IVN d'été. Ce cas pourrait apparaître à la suite d'un feu de forêt ou d'une coupe à blanc.

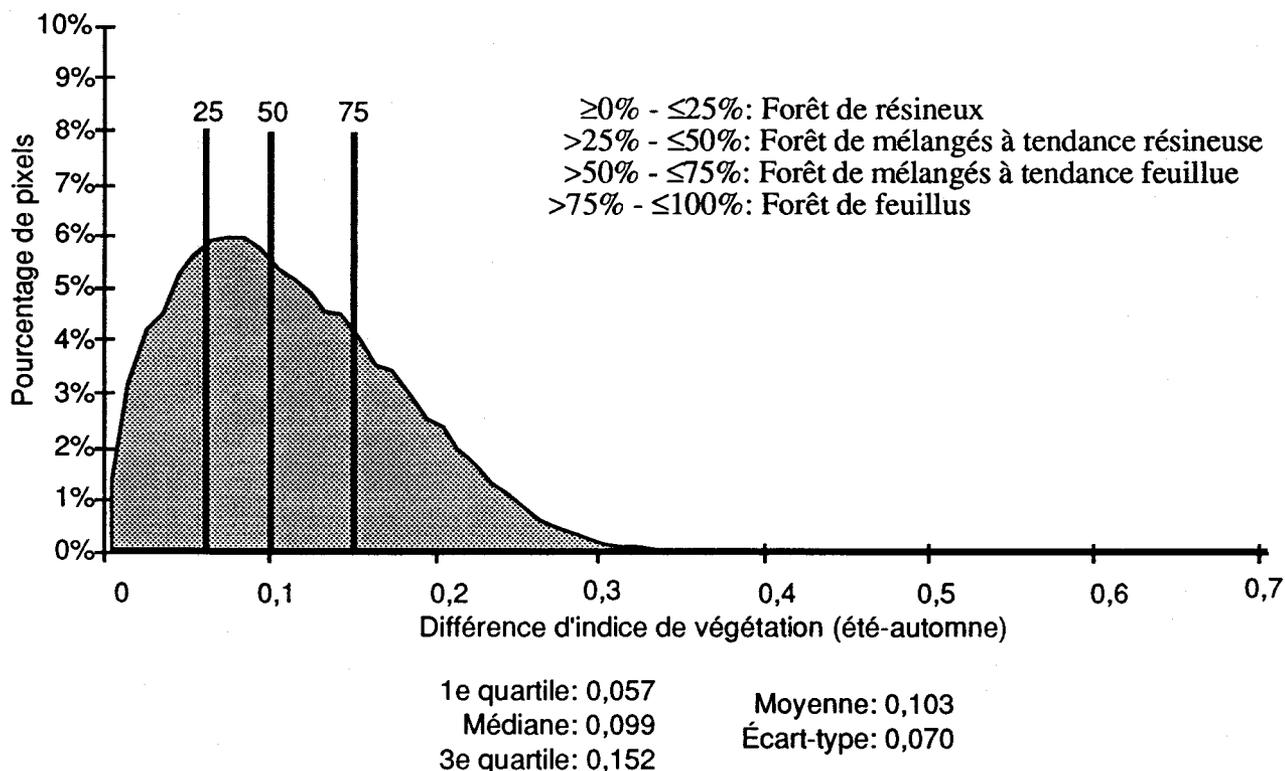
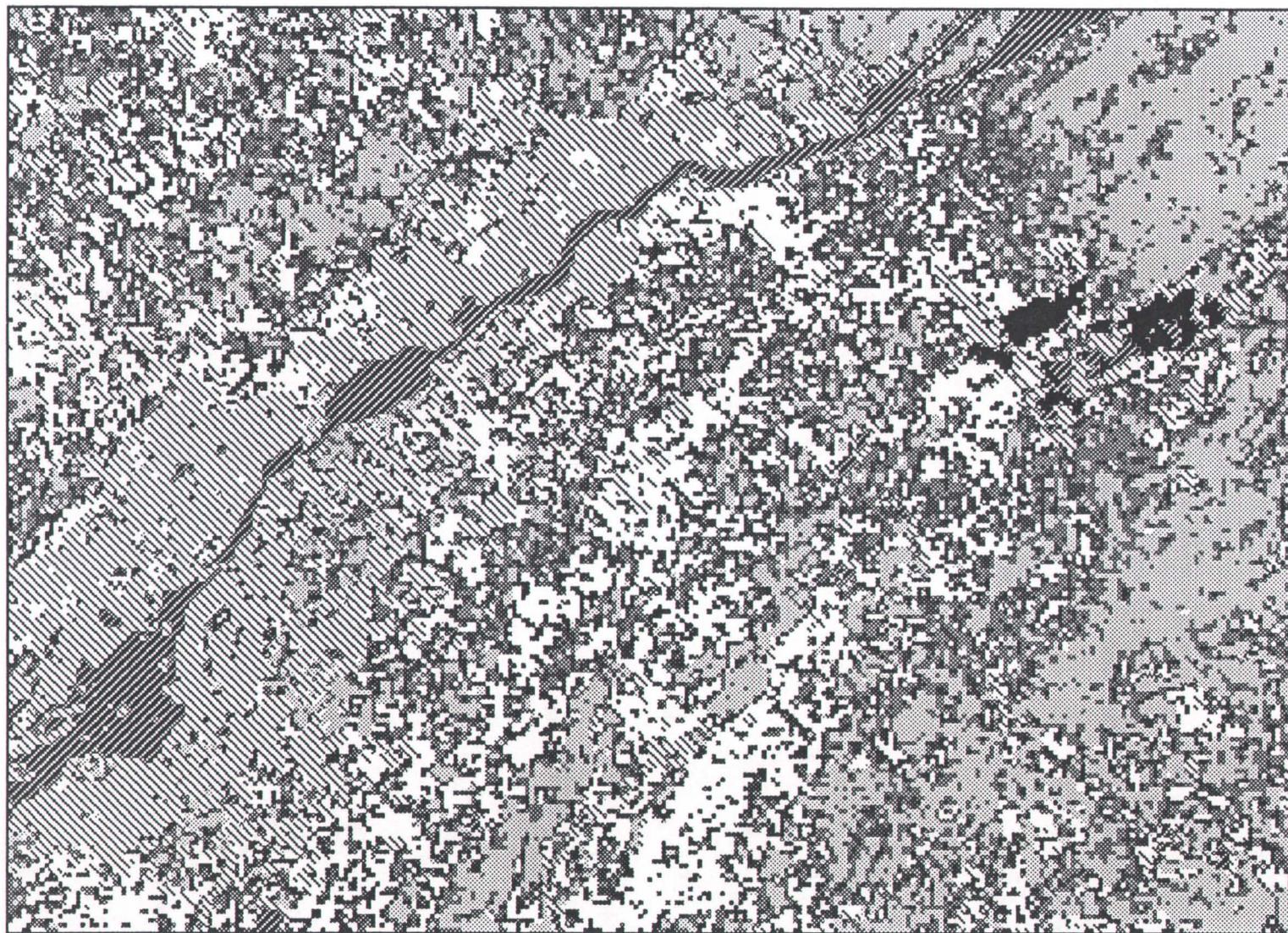


Figure 25. Classification du couvert forestier en quatre classes de forêt en fonction d'une segmentation non-paramétrique des valeurs de la différence des indices de végétation de juillet-août et de novembre.



—| = 20000 Metres 1:1559055

- | | |
|--|--|
|  Nuage |  Mélangés, tendance feuillue |
|  Non forestier (plan d'eau, zone urbaine) |  Mélangés, tendance résineuse |
|  Non forestier (zone agricole, etc.) |  Résineux |
|  Feuillus | |

Figure 26. La classification du fond de scène pour le secteur d'étude.

4.2.3 Classification des indices de neige normalisés

A l'exception des plans d'eau et des zones urbanisées qui accélèrent la transformation de la neige à la fin de l'hiver et qui regroupent des couverts très variables spectralement, notre échantillonnage montre tout de même que la neige couvrant les différents types de couvert du fond de scène se transforme au cours de la saison, de façon quasi linéaire suivant approximativement la même pente (Figure 27).

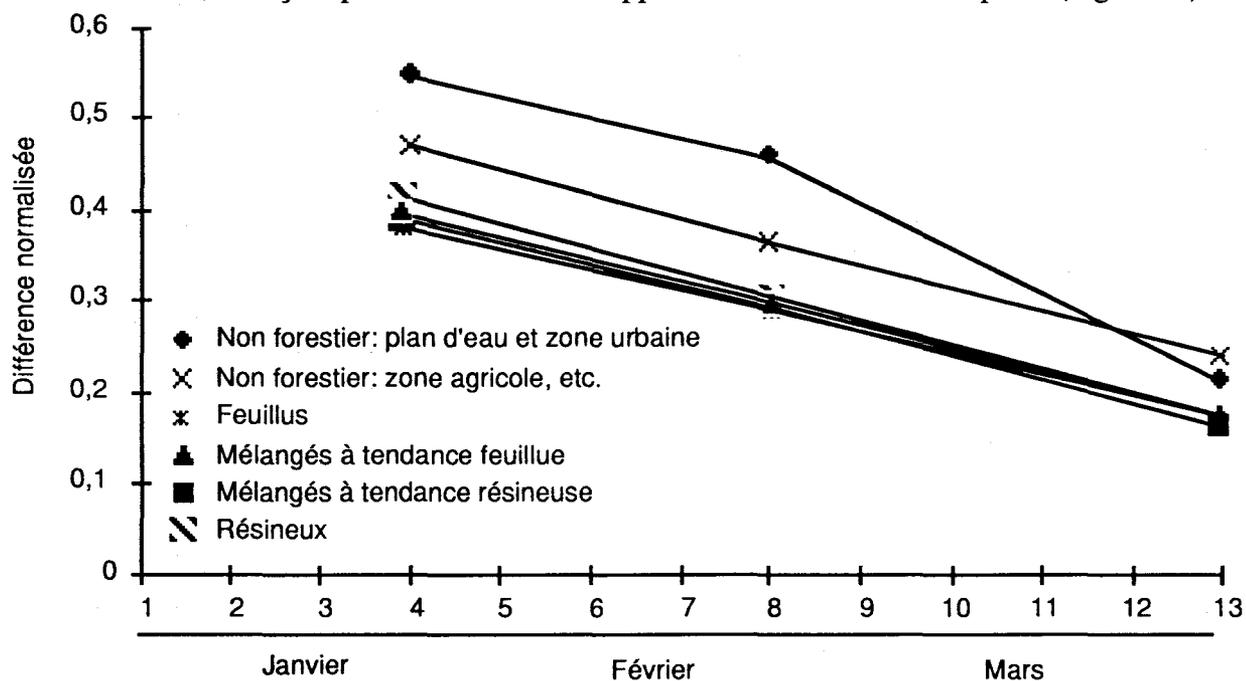


Figure 27. Profil des valeurs médianes des INN pour la dernière semaine de janvier, de février et de mars.

En établissant la distribution de fréquences des valeurs de INN au cours de l'hiver, on peut calculer des seuils définissant des types de neige pour chaque type de couvert (Figure 28). Les valeurs de INN les plus élevées pour chacune des distributions représentent la neige ayant l'albédo le plus élevé (la neige la moins transformée et la plus propre) et les valeurs de INN les plus faibles représentent la neige ayant l'albédo le plus faible (la neige la plus transformée et la plus sale).

Ces histogrammes représentent en fait l'effet de la neige sur l'albédo planétaire calculé. La similitude des profils montre que la méthode tend à réduire la variabilité de l'albédo conséquence de l'intégration neige et type de fond de scène. Chaque type de couvert, pour ne pas dire chaque pixel, possède une réponse spectrale distincte lorsqu'il est recouvert de neige et qui varie au fur et à mesure que la neige se transforme. De plus malgré des rythmes de fonte variables d'un couvert à l'autre il n'y a pas de raison de penser qu'une neige nouvelle et propre pour un type de fond de scène, par exemple, aura une valeur d'albédo plus élevée que pour un autre.

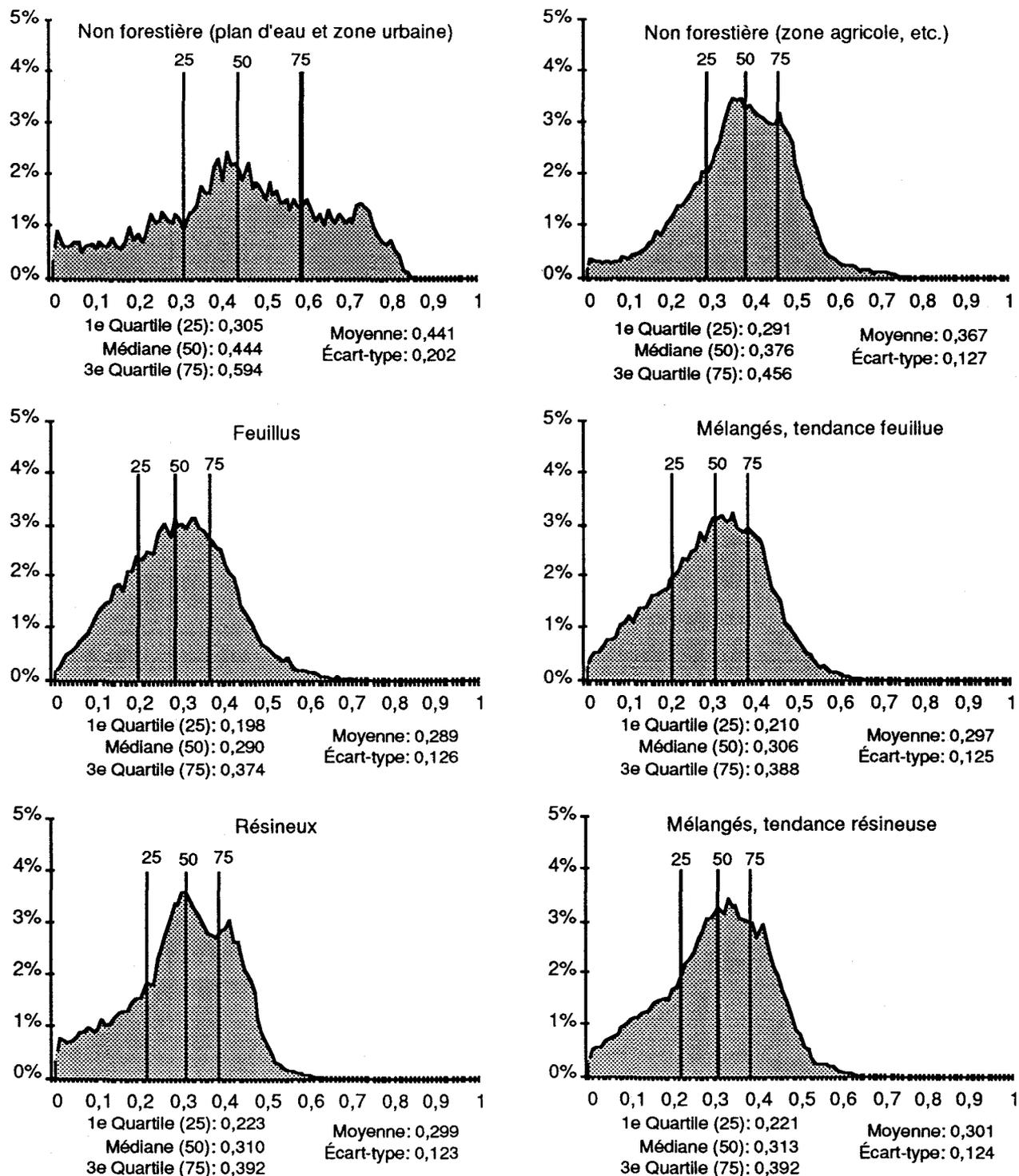


Figure 28. Distribution de fréquences et statistiques des valeurs de INN sur les 3 CVM de l'hiver 1988 pour les 6 types de couvert du fond de scène.

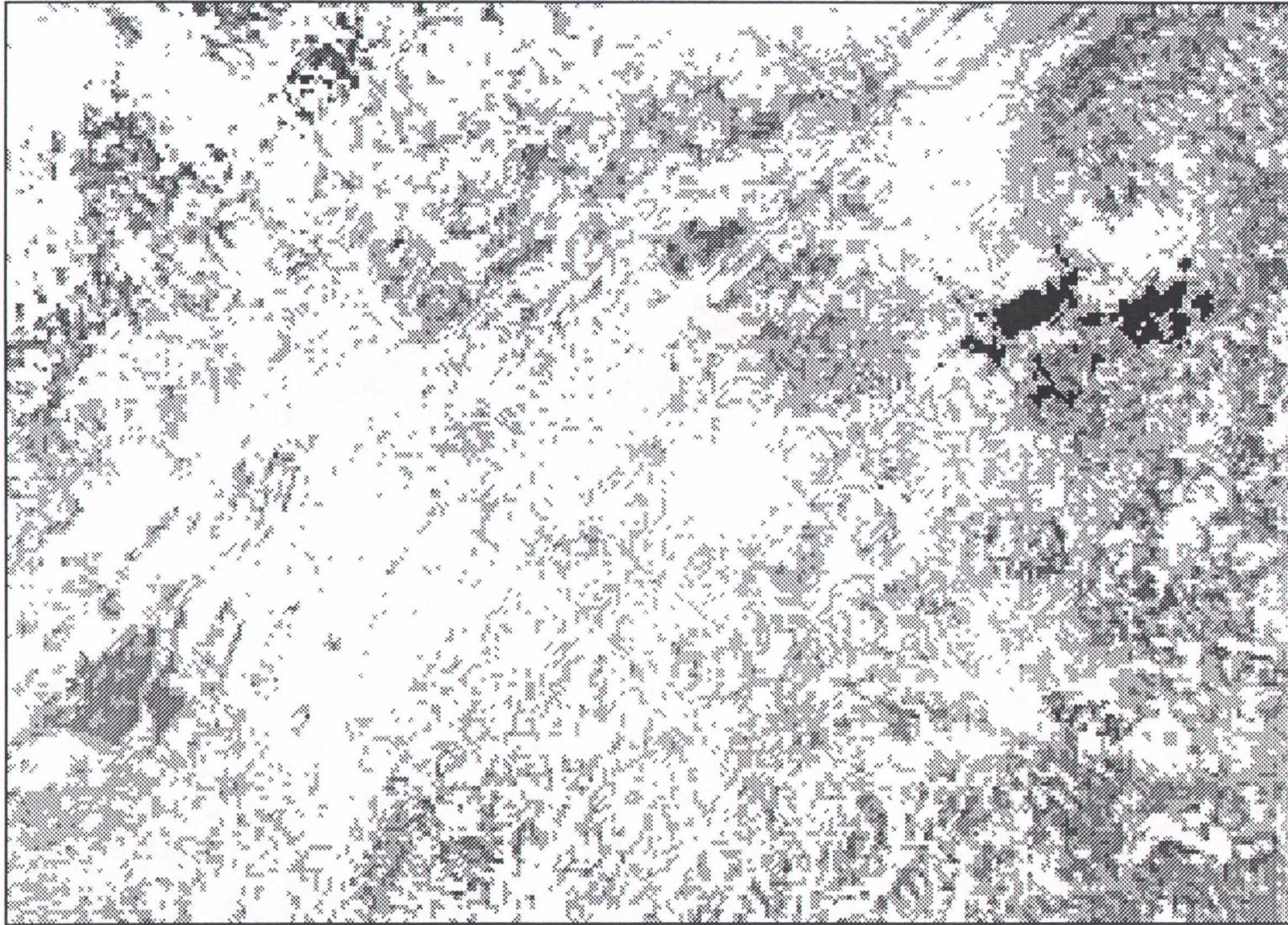
Ainsi, l'approche des INN tient compte des caractéristiques biophysique de chaque type de fond de scène et accentue l'information sur la valeur d'albédo planétaire de la neige au sol. Cette similitude des profils suggère que la méthode des INN met en évidence l'effet de l'albédo de la neige au cours de l'hiver 1988 malgré les différents types de fond scène. La similitude des valeurs statistiques des INN, pour les couverts forestiers en particulier, confirme ceci.

De plus, quoique ayant une médiane significativement plus élevée, il est intéressant de constater la similitude du profil des valeurs de INN pour les zones agricoles avec les couverts forestiers, les résineux en particulier. Une analyse plus détaillée des types de couvert en fond de scène pourrait permettre de réduire le nombre de classes à considérer et possiblement d'estimer, dans un contexte opérationnel, les valeurs d'albédo planétaire moyennes de la neige en région forestière à partir des valeurs mesurées dans les secteurs non-forestiers agricoles en autant, naturellement, qu'il demeure un couvert de neige au sol dans ces secteurs. Ainsi, peu importe la date au cours de l'hiver, la neige au sol pour tout pixel où le type de fond de scène est classifié comme résineux, par exemple, et dont la valeur de INN est supérieur au troisième quartile de la distribution étalon des INN, a un albédo moyen semblable à l'albédo de la neige pour les pixels en zone agricole dont les valeurs de INN occupent aussi cette portion de la distribution étalon. Par conséquent, une valeur d'albédo moyenne calculée en zone agricole pour chacune des classes de neige pourrait être utilisée comme valeur d'albédo moyenne pour d'autres types de fond de scène ayant des distributions étalon des INN semblable.

En utilisant arbitrairement les seuils quartiles afin de classifier les CVM de janvier, de février et de mars, nous pouvons produire une cartographie de l'état de la neige dans notre secteur à différents moments de la saison (Figure 29, 30, et 31). Il est important de noter que les termes: neige vieille et sale, vieille et propre, nouvelle et sale et nouvelle et propre ne sont utilisés qu'à des fins qualitatives. Le tableau III donne les valeurs d'albédo planétaire calculées pour chacun de ces types de neige pour l'ensemble de la saison couvrant les zones non-forestières agricoles.

Tableau III Valeurs d'albédo planétaire pour les classes de neige des surfaces non-forestières agricoles.

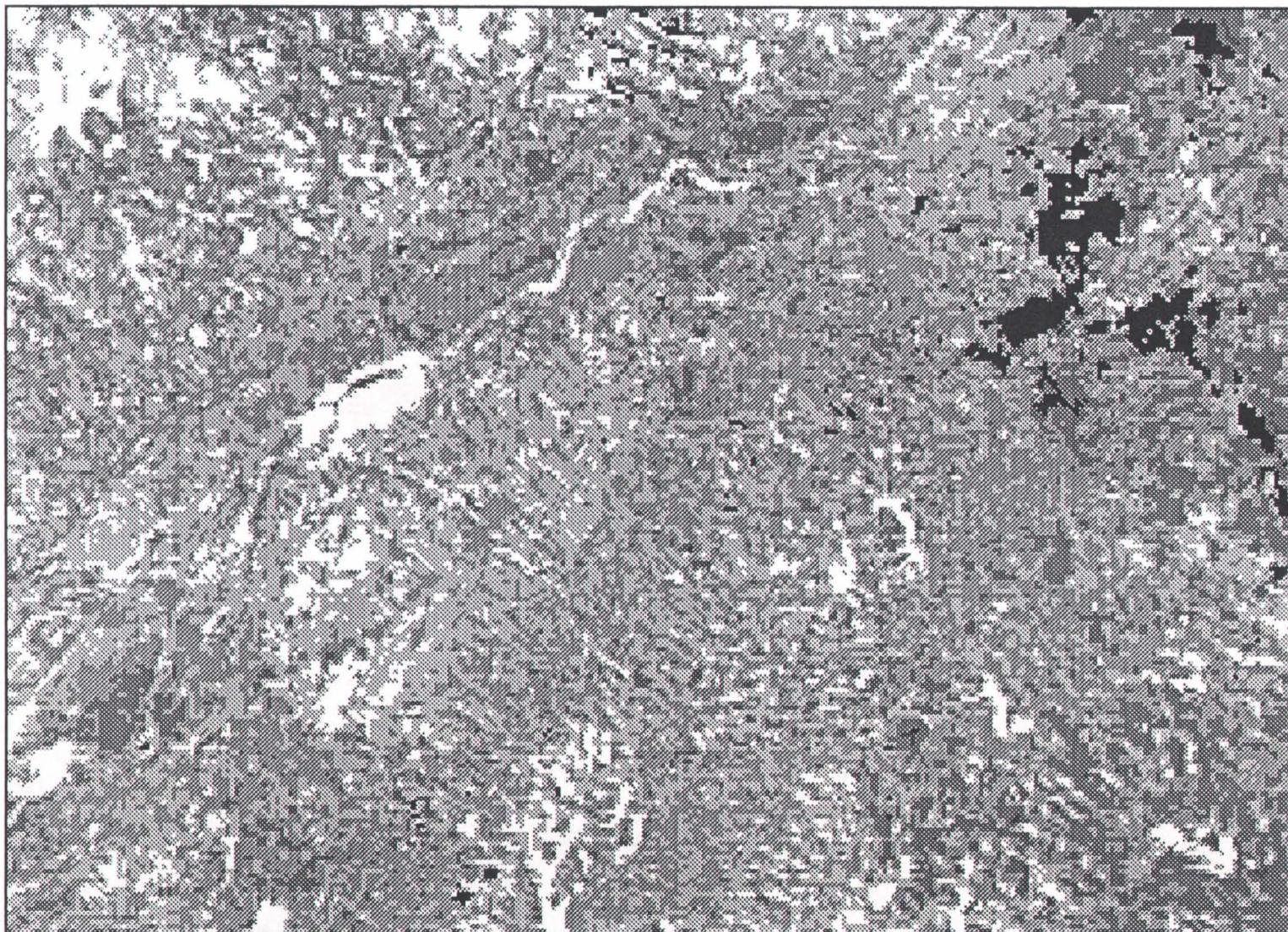
Classe de neige	Moyenne	Ecart-type
Neige, vieille et sale	0,184	0,040
Neige, vieille et propre	0,248	0,042
Neige, nouvelle et sale	0,291	0,046
Neige, nouvelle et propre	0,352	0,063



— = 20000 Metres 1:1559055

- | | |
|--|--|
|  Nuage |  Neige, vieille et propre (6880 km ²) |
|  Sans neige (5 km ²) |  Neige, nouvelle et sale (20996 km ²) |
|  Neige, vieille et sale (1054 km ²) |  Neige, nouvelle et propre (40299 km ²) |

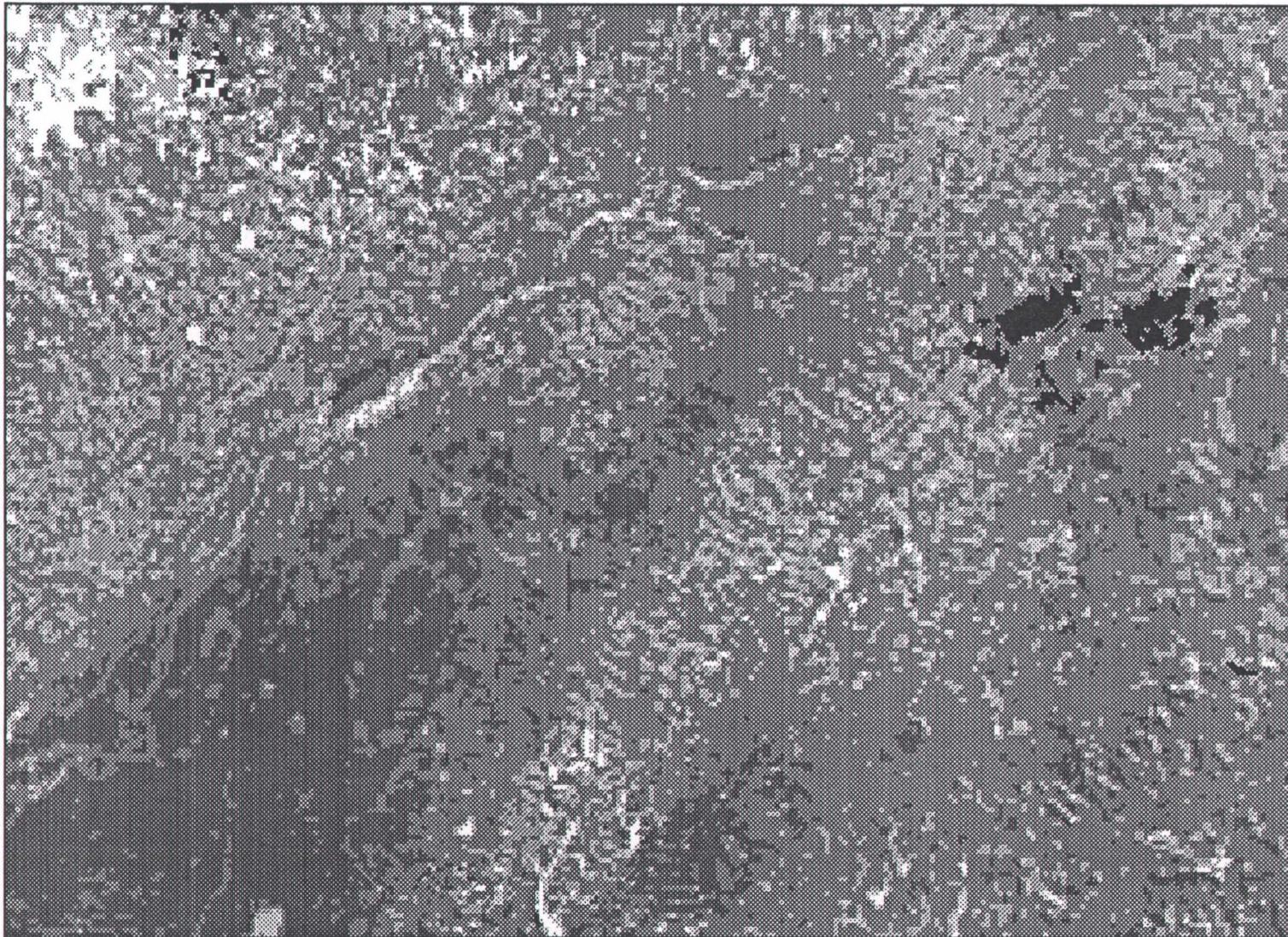
Figure 29. Classification du couvert de neige, fin janvier 1988.



— = 20000 Metres 1:1559055

- | | |
|--|---|
|  Nuage |  Neige, vieille et propre (28427 km ²) |
|  Sans neige (45 km ²) |  Neige, nouvelle et sale (23889 km ²) |
|  Neige, vieille et sale (8511 km ²) |  Neige, nouvelle et propre (7541 km ²) |

Figure 30. Classification du couvert de neige, fin février 1988.



—| = 20000 Metres 1:1559055

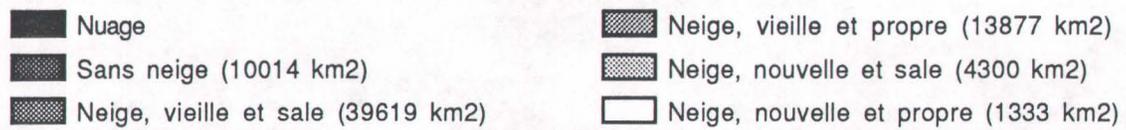


Figure 31. Classification du couvert de neige, fin mars 1988.

5.0 Les mesures d'albédo planétaire de la neige dans un modèle opérationnel

Afin de rendre la prise de mesures d'albédo planétaire de la neige opérationnelle dans un secteur, la méthodologie suivante est proposée:

la première année:

1. produire un CVM de l'albédo du fond de scène à la fin de l'automne (constituer le fond de scène étalon),
2. appliquer la méthode de la semaine mobile pour constituer des CVM d'hiver,
3. déterminer les valeurs de INN pour chaque CVM pour chaque pixel (constituer la distribution de valeurs INN étalon),
4. déterminer les classes générales de couvert au sol en utilisant l'approche de la segmentation des différences de IVN d'été et d'automne (il est à noter qu'une analyse très détaillée du couvert forestier ne semble pas primordiale pour estimer l'albédo planétaire de la neige),
5. à la fin de l'hiver, segmenter les distributions de fréquences des INN pour chaque type de fond de scène (en quartile ou en décile) et associer à ces types de neige des valeurs d'albédo planétaire provenant des secteurs non-forestiers agricoles ou à partir de mesures au sol d'albédo de la neige (les valeurs maximales et minimales de l'albédo mesuré durant l'hiver représentent les extrémités de la distribution);

la deuxième année:

1. déterminer les classes générales de couvert au sol en utilisant l'approche de la segmentation des différences de IVN d'été et d'automne (probablement seules les surfaces où le boisé a disparu devront être identifiées),
2. identifier les pixels dont le couvert en fond de scène a subi des transformations majeures,
3. produire un CVM de l'albédo du fond de scène à la fin de l'automne pour ces pixels seulement, et remplacer ces valeurs dans l'image de l'albédo du fond de scène de l'année étalon,
4. appliquer la méthode de la semaine mobile pour constituer des CVM d'hiver,
5. déterminer les valeurs de INN pour chaque CVM pour chaque pixel,
6. quotidiennement, cartographier l'albédo du couvert nival en utilisant les seuils de INN (quartile ou décile) déterminés durant l'année étalon. A des fins de vérification, comparer l'albédo planétaire des zones forestières avec l'albédo planétaire estimé à partir de la distribution étalon des INN.

6.0 Références

- Baglio, J.V. and E.W. Holroyd, 1989. Method for Operational Snow Cover Area Mapping Using the Advanced Very High Resolution Radiometer - San Juan Mountain Test Study, Research technical report, USGS EROS Data Center, Sioux Falls, South Dakota, March 1989, 82 p.
- Carrol, T.R., 1990. Airborne and Satellite Data Used to Map Snow Cover Operationally in the U.S. and Canada. Proceedings of International Symposium on Remote Sensing and Water Resources, Enschede, Pays-Bas, 20 au 24 août, pp. 147-155.
- Duguay, C.R., 1989. Net Radiation Mapping of Mountainous Terrain Using Landsat-5 Thematic Mapper Imagery and Digital Terrain Data. Thèse de Ph.D., Département de géographie, University of Waterloo, 259 p.
- Dozier, J., 1989. Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper. Remote Sensing of Environment, vol. 28, pp. 9-22.
- Emery, W.J., Brown, J., and Z.P. Nowak, 1989. AVHRR Image Navigation: Summary and Review. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 55, no. 8, pp. 1175-1183.
- Fortin, J.-P., Villeneuve, J.P. and C. Bocquillon, 1990. Hydrotel, Physitel and Imatel: An Integrated Application of Remote Sensing and GIS to Hydrological Modeling, on Microcomputer. Proceedings of the International Symposium on Remote Sensing and Water Resources, Enschede, The Netherlands, August 20-24, pp. 793-803.
- Gratton, D.J., 1991. A Remote Sensing Approach to Determine the Day-Time Clear-Sky Net Radiation Field of A Mountain Glacier Environment: The Athabasca Glacier Basin. Thèse de Ph.D., Département de géographie, University of Waterloo, 210 p.
- Ho, D. and A. Asem, 1986. NOAA AVHRR Image Referencing. International Journal of Remote Sensing, vol. 7, pp. 895-904.
- Holben, B.N., 1986. Characteristics of Maximum-Value Composite Images from Temporal AVHRR Data. International Journal of Remote Sensing, vol. 7, no. 11, pp. 1417-1434.
- Iqbal, M., 1983. An Introduction to Solar Radiation. Academic Press, 387 p.
- Jullien, J.P., et Phulpin, T., 1988. Ajustement automatique de la navigation AVHRR. Note technique no. 212, Établissement d'Étude et de Recherche Météorologiques (EERM), Météorologie Nationale, Paris.
- Keys, R.G., 1981. Cubic Convolution Interpolation for Digital Image Processing. IEEE Transactions on Acoustics, Speech, and Signal Processing, vol. ASSP-29, no. 6, pp. 1153-1160.
- Kidwell, K.B., 1986. NOAA Polar Orbiter Data. Users Guide. NOAA, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Climatic Data Center, Satellite Data Services Division, Washington D.C., U.S.
- Lasselin, L., 1987. Contribution à l'élaboration d'une méthode automatique de filtrage des nuages sur les images AVHRR de NOAA-x. Mémoire interne, Cycle d'enseignement de la télédétection, Groupement pour le Développement de la Télédétection Aérospatiale, Toulouse.

- Lauritson, L., Nelson, G.J., and F.W. Porto, 1979. Data Extraction and Calibration of Tiros-N/NOAA Radiometers. NOAA Technical Memorandum NESS 107, November 1979, 73 p.
- Martinec, J. and A. Rango, 1986. Parameter Values for Snowmelt Runoff Modelling, Journal of Hydrology, vol. 84, pp. 197-219.
- Nicodemus, F.E., Richmond, J.C., Hsia, J.J., Ginsberg, I.W., and Limperis, T., 1977. Geometrical Considerations and Nomenclature for Reflectance. National Bureau of Standards, Monograph 160, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., 52 p.
- Phulpin, T., Jullien, J.P. and D. Lasselien, 1989. AVHRR Data Processing to Study the Surface Canopies in Temperate Regions; First Results of HAPEX-MOBILHY. International Journal of Remote Sensing, vol. 10, nos 4 et 5, pp. 869-884.
- Shlien, S., 1979. Geometric Correction, Registration and Resampling of Landsat Imagery. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 5, no. 1, pp. 74-89.
- Thekaekara, M.P., 1974. Extraterrestrial Solar Spectrum, 3000-6100 Å at 1 Å Intervals. Applied Optics, vol. 13.
- Wan, Z., and J. Dozier, 1989. Land-Surface Temperature Measurements from Space: Physical Principles and Inverse Modeling. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 27. no. 3, pp. 268-278.
- Warren, S.G., 1982. Optical Properties of Snow. Review of Geophysics and Space Physics, vol. 20, pp. 67-89.
- Wukelic, G.E., Gibbons, D.E., Martucci, L.M. and H.P. Foote, 1989. Radiometric Calibration of Landsat Thematic Mapper Thermal Band. Remote Sensing of Environment, vol. 28, pp. 339-347.
- Zeng, Q., M. Cao, X. Feng, F. Liang, X. Chen and W. Sheng, 1983. A Study Of Spectral Reflection Characteristics for Snow, Ice and Water in the North of China. Proceeding of the Hydrological Applications of Remote Sensing and Remote Data Transmission, Hamburg, August, International Association of Hydrological Sciences, pub. 145, P.451-462.