

PARTIE I

Cartographie topographique, nivale et des milieux à fort relief

1

Traitement numérique des données multibandes HRV de SPOT appliqué à la cartographie des zones de végétation humide dans les régions à fort relief

LAURENCE CAILLON et JACQUES BORZEIX

Laboratoire d'acquisition et de traitement des données et d'images, Université française du Pacifique, B.P. 6570, Faaa-aéroport, Tahiti, Polynésie française; téléphone : (689) 803-813; télécopieur : (689) 803-804

Résumé

Cette étude a été menée sur des îles volcaniques de l'archipel des Gambier en Polynésie française. Le traitement numérique mis au point comporte trois étapes principales : 1) les variations de la luminance sont étudiées d'après les valeurs numériques brutes enregistrées dans les trois canaux XS1, XS2 et XS3 de HRV de SPOT sur une série de zones-tests; 2) trois fonctions linéaires de rehaussement sont appliquées aux données brutes et donnent XS1', XS2' et XS3'; elles sont calculées de façon à obtenir des valeurs de (XS1'-XS2') et (XS1'-XS3') peu influencées par les conditions géométriques d'éclairage et d'enregistrement, indépendantes de la nature du couvert végétal (arbres ou graminées) et caractéristiques de l'état de la végétation (humide, chlorosé, dense ou normal); 3) la classe «végétation humide» est extraite grâce à une analyse par minimum des valeurs numériques entre pixels correspondants sur les images (XS1'-XS2') et (XS1'-XS3') étalées linéairement de 0 à 255. Cette classification, qui peut être rapidement développée à partir des principaux logiciels de traitement d'images existant sur le marché, trouve deux types d'application dans la détermination des zones les plus favorables à l'implantation des captages d'eau et la localisation des gîtes potentiels de moustiques à traiter dans la lutte contre les épidémies de dengue.

1. Introduction

Sur les îles hautes de Polynésie française au relief très accentué, les cartographies d'après les données multibandes HRV du satellite SPOT sont fortement perturbées par les contrastes de luminance associés aux conditions géométriques d'enregistrement et d'éclairement. Nous avons recherché un traitement numérique permettant d'une part, d'atténuer ces contrastes et d'autre part, de localiser les zones humides d'après certains aspects de la couverture végétale.

2. Zone d'étude et acquisition des données

La zone d'étude correspond à l'île d'Akamaru, dans l'archipel des Gambier situé à l'extrémité SE de la Polynésie française (fig. 1). Les seuls documents disponibles sur cet archipel sont les cartes marines du Service hydrographique et océanographique de la marine (S.H.O.M., 1974).

L'île d'Akamaru a une superficie de 2 km², pour une altitude maximale de 246 m (fig. 2). De hautes graminées recouvrent les pentes, qui peuvent atteindre 45°, alors que des cocoteraies mêlées d'arbres fruitiers occupent les terrains moins accidentés en bordure des baies. Les parois rocheuses, principalement constituées de tholéïites (BROUSSE, 1974), sont rares et leur hauteur n'excède pas une dizaine de mètres.

L'image multibande sur les Gambier a été acquise au début de la saison sèche par le capteur HRV de SPOT 1 le 14 mai 1989 à 19 h 08 min 47 s TU (10 h 19 min 47 s heure locale), en mode XSP (fig. 1-3, voir cahier couleur). L'azimut et la hauteur solaires étaient respectivement de 34,5° et 41°. Nous avons travaillé sur des données ayant subi le prétraitement de niveau 1B : égalisation radiométrique des détecteurs, correction géométrique de la rotation de la terre et du système de balayage. Les documents issus du traitement sont présentés avec un masque sur le lagon, obtenu par seuillage bas sur le canal XS3.

3. Traitement numérique

3.1. Sélection des zones-tests

Plusieurs aspects du sol et de la végétation, sous des conditions d'éclairement différentes, ont été étudiés sur onze zones, aisément repérables sur le terrain et sur les documents HRV par rapport aux éléments marquants du relief et du littoral. Ces zones correspondent à une surface d'au moins 10 000 m² où la végétation présente un aspect homogène. La moyenne arithmétique des comptes numériques est calculée dans les trois canaux sur les pixels de chaque zone; la valeur obtenue est considérée comme représentative de la zone si la variance est inférieure à 2.

Quatre parcelles recouvrent les deux grands types de végétation (graminées et arbres), éclairées sous un angle d'incidence solaire i égal à 10° (versants orientés au NNE) et à 80° (versants orientés au SSO). Les deux valeurs de i ont été choisies de façon à obtenir les plus fortes variations de luminance liées aux effets de relief (HUGLI and FREI, 1983). Les pentes très fortes qui ne sont pas directement éclairées par le soleil, ainsi que la zone couverte par leur ombre portée, n'ont pas été traitées en raison de leur surface extrêmement réduite. Les différents aspects de la végétation (humide, chlorosé, dense ou normal) ont été étudiés sur sept autres parcelles reconnues en terrain pratiquement horizontal (KOCH *et al.*, 1990; DEMETRIADES-SHAH and STEVEN, 1988).

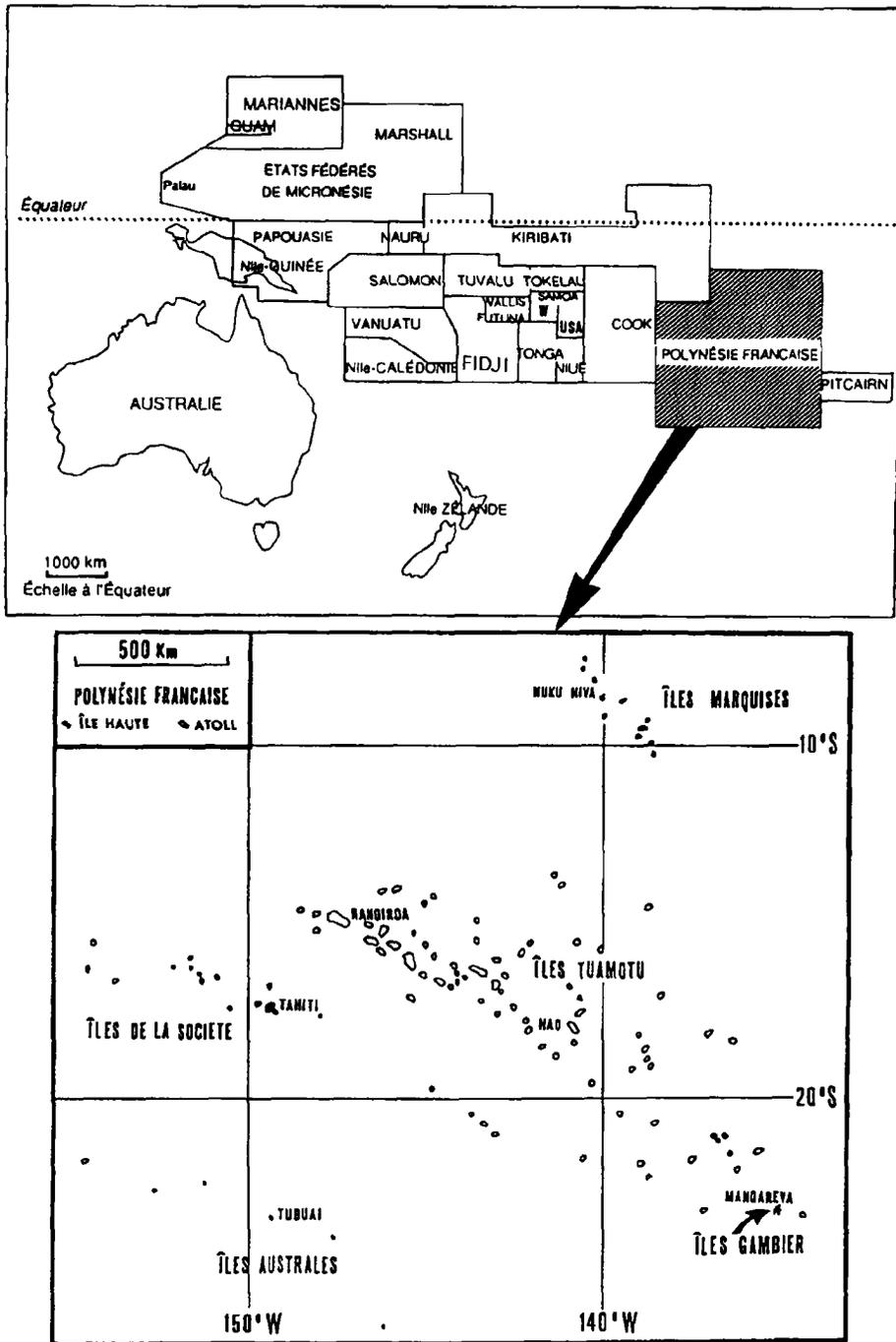


Figure 1. Localisation de la zone d'étude

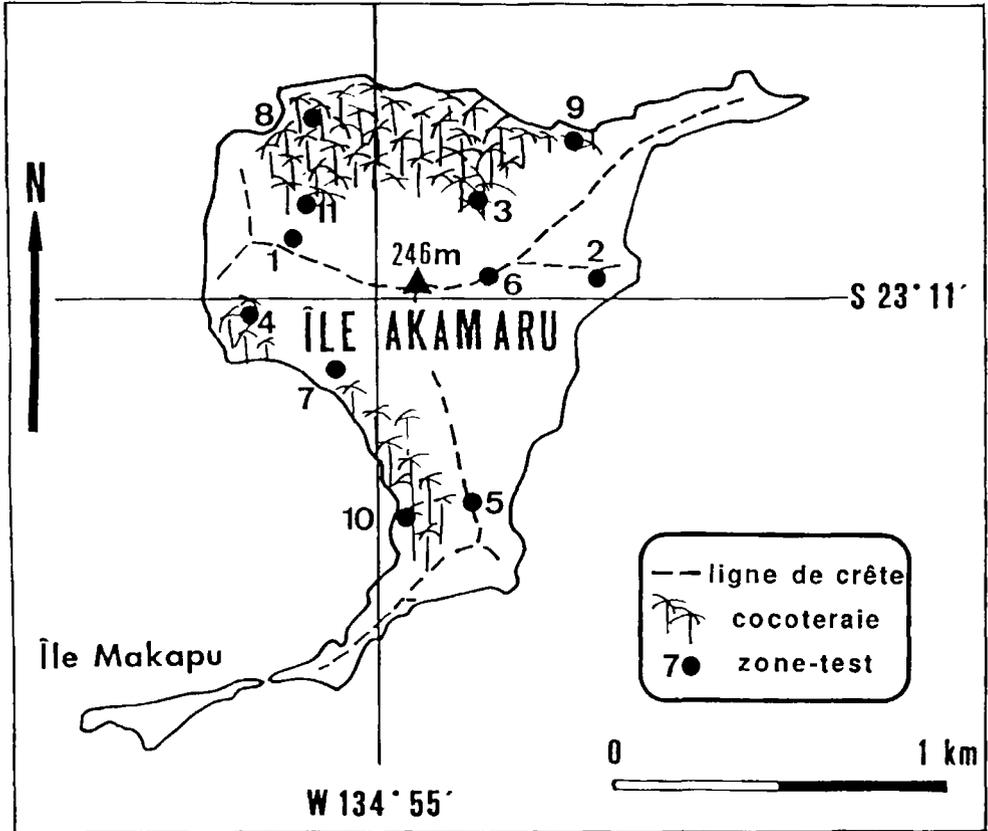


Figure 2. Carte détaillée de la zone d'étude et localisation des zones-tests (d'après la carte 6462 du S.H.O.M.)

3.2. Recherche sur les données brutes

L'étude débute par une analyse des valeurs numériques de la luminance XS1, XS2 et XS3 enregistrées dans les trois canaux sur chaque parcelle (tab. I). Les figures 4, 5 et 6 représentent les valeurs obtenues pour les onze zones-tests dans les canaux pris deux à deux. Elles permettent ainsi de mettre en évidence les différences XS1-XS2, XS3-XS2 et XS3-XS1 qui sont classiquement à la base des recherches de traitement numérique destiné aux études sur la végétation (THOMSON and JONES, 1990).

Les variations de la luminance en fonction des conditions géométriques d'éclairage et d'enregistrement et suivant le type de végétation sont sensiblement équivalentes sur XS1 et XS2. La différence XS1-XS2 est donc peu influencée par l'orientation des pentes et la distinction arbres-graminées (fig. 4a). Elle présente ses valeurs numériques les plus élevées dans le cas d'une végétation humide où l'abondance des pigments chlorophylliens provoque une augmentation des réflexions dans XS1 et des absorptions dans XS2 (fig. 4b).

Le canal XS3 étant caractérisé par de fortes variations de luminance en fonction de l'exposition des versants et de la densité du couvert végétal, les différences XS3-XS2 et XS3-XS1 sont plus difficiles à utiliser (fig. 5a et 6a). Elles ont toutefois l'avantage d'établir une

Tableau I. Valeurs numériques de la luminance enregistrée dans XS1, XS2 et XS3 sur les zones-tests

Zone fig. 2	Symbole fig. 4 à 11	Description de la végétation	Exposition du terrain	XS1	XS2	XS3
1	gra*	graminées	versant NNE	55	45	64
2	gra°	graminées	versant SSW	36	24	28
3	arb*	arbres	versant NNE	39	24	89
4	arb°	arbres	versant SSW	29	19	61
5	gra	graminées	terrain plat	44	33	44
6	gra C	graminées chlorosées	terrain plat	22	18	26
7	gra H	graminées humides	terrain plat	47	25	28
8	arb	arbres	terrain plat	34	21	75
9	arb C	arbres chlorosés	terrain plat	22	23	81
10	arb H	arbres humides	terrain plat	50	25	67
11	coc D	cocoteraie dense	terrain plat	32	15	78

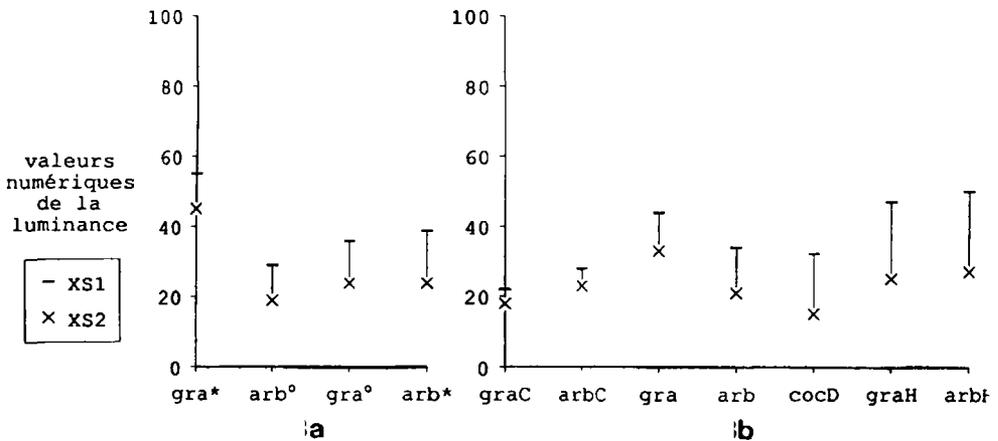


Figure 4. Valeurs numériques de la luminance enregistrées dans les canaux XS1 et XS2; a) étude de l'influence de l'orientation des versants et de la distinction arbres-graminées; b) étude de l'influence de l'état de la végétation en terrain horizontal (les valeurs numériques en ordonnée et la signification des symboles en abscisse se trouvent sur le tableau I; les bâtonnets font apparaître les différences XS1-XS2 classées par ordre de valeurs numériques croissantes)

distinction marquée entre végétation humide et végétation de même type mais d'aspect chlorosé, normal ou dense (fig. 5b et 6b). Cette distinction est particulièrement nette quand des absorptions intenses sur les molécules d'eau dans XS3 se combinent à de fortes réflexions sur les pigments chlorophylliens dans XS1 pour donner des valeurs de XS3-XS1 très faibles (TUCKER, 1980).

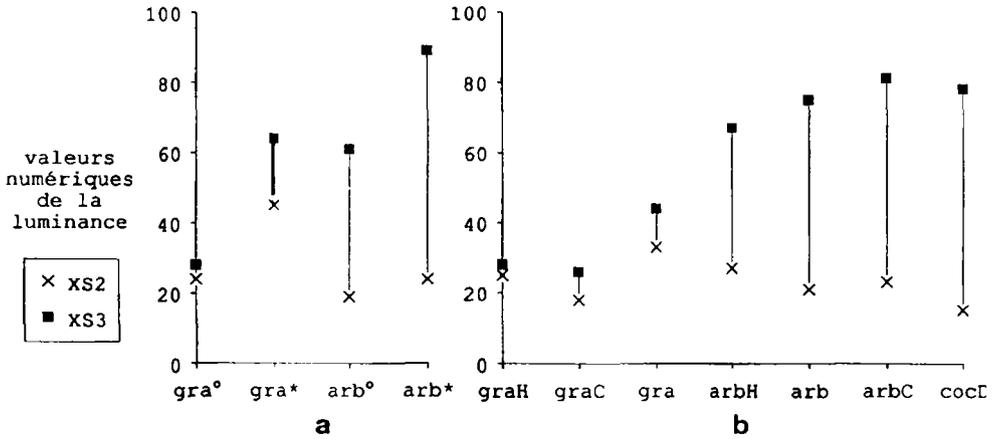


Figure 5. Valeurs numériques de la luminance enregistrées dans les canaux XS2 et XS3; a) étude de l'influence de l'orientation des versants et de la distinction arbres-graminées; b) étude de l'influence de l'état de la végétation en terrain horizontal (les valeurs numériques en ordonnée et la signification des symboles en abscisse se trouvent sur le tableau I; les bâtonnets font apparaître les différences XS3-XS2 classées par ordre de valeurs numériques croissantes)

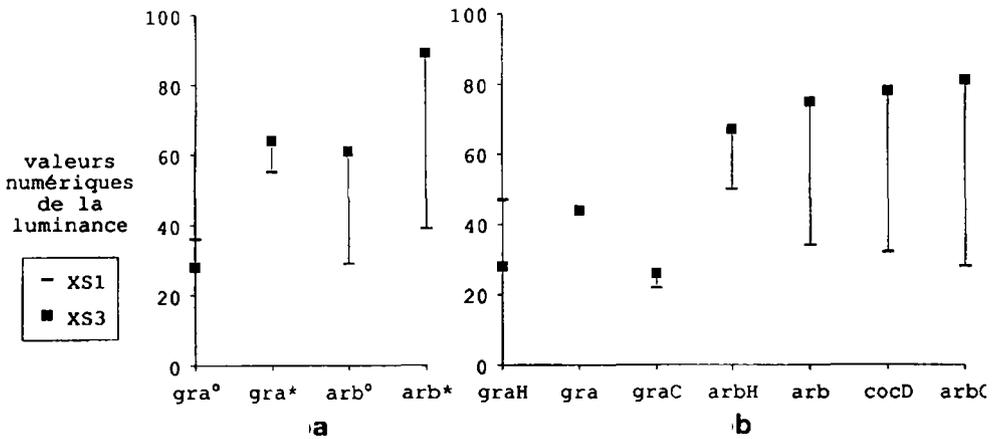


Figure 6. Valeurs numériques de la luminance enregistrées dans les canaux XS1 et XS3; a) étude de l'influence de l'orientation des versants et de la distinction arbres-graminées; b) étude de l'influence de l'état de la végétation en terrain horizontal (les valeurs numériques en ordonnée et la signification des symboles en abscisse se trouvent sur le tableau I; les bâtonnets font apparaître les différences XS3-XS1 classées par ordre de valeurs numériques croissantes)

Nous utiliserons donc pour la suite du traitement XS1-XS2, peu sensible à l'orientation des versants et à la nature du couvert végétal, et XS3-XS1, qui présente les plus forts contrastes entre végétation humide et non humide.

3.3. Rehaussement sur les données brutes

Des fonctions de transfert sont appliquées sur les données brutes des trois canaux :

$$XS1' = a XS1 + l \quad (1)$$

$$XS2' = b XS2 + m \quad (2)$$

$$XS3' = c XS3 + n \quad (3)$$

Les coefficients des trois fonctions sont calculés de façon à obtenir sur les différences XS1'-XS2' et XS3'-XS1' une correction sur les effets de relief, une atténuation du contraste arbres-graminées et une bonne individualisation de la végétation humide.

Nous avons vu que l'opération XS1-XS2 calculée sur les données brutes fournissait une approche satisfaisante des deux corrections recherchées. Les fonctions de transfert appliquées aux canaux XS1 et XS2 doivent simplement accentuer les contrastes de valeurs numériques déjà existants entre végétation humide et non humide; elles auront donc des pentes égales et maximales. Pour cela, les valeurs numériques du canal XS1 comprises entre 18 et 66 sont étalées linéairement de 0 à 255. Ce rehaussement correspond à la fonction (1) suivante (fig. 7) :

$$XS1' = 5,3 XS1 - 95 \quad (4)$$

Sur le canal XS2, les valeurs numériques sont comprises entre 10 et 48. La pente de la fonction de transfert est la même que celle de la fonction (4) : $a = b = 5,3$. La valeur du

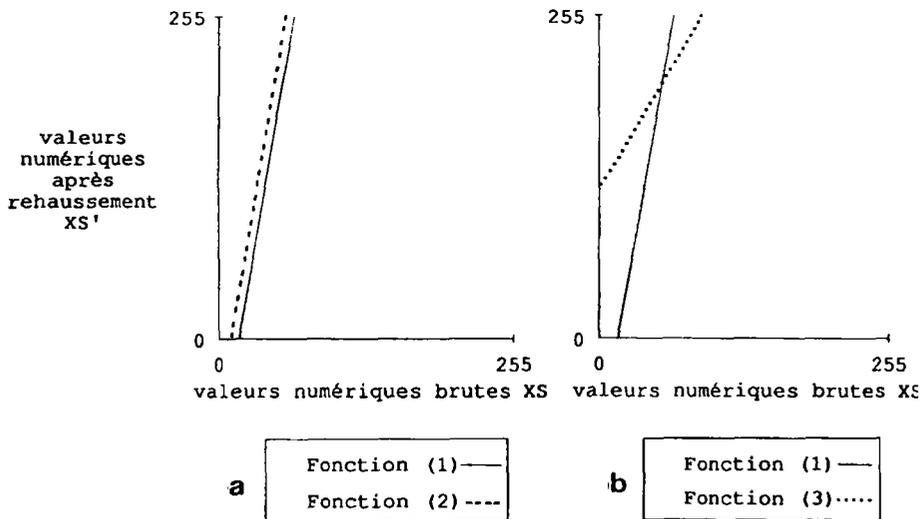


Figure 7. Fonctions de transfert appliquées aux valeurs numériques brutes de la luminance; a) fonctions appliquées aux canaux XS1 et XS2 : fonction (1) : $XS1' = 5,3 XS1 - 95$, fonction (2) : $XS2' = 5,3 XS2 - 53$; b) fonctions appliquées aux canaux XS1 et XS3 : fonction (1) : $XS1' = 5,3 XS1 - 95$, fonction (3) : $XS3' = 1,5 XS3 + 120$

coefficient m est calculée d'après le minimum des données brutes en prenant $XS2' = 0$ pour $XS2 = 10$. La fonction (2) peut s'écrire :

$$XS2' = 5,3 XS2 - 53. \quad (5)$$

Les coefficients de la fonction (3) peuvent être obtenus grâce aux relations suivantes (la signification des symboles utilisés se trouve sur le tableau I) :

- recherche de la correction sur les effets de relief :

$$(XS3' - XS1')_{gra*} = (XS3' - XS1')_{gra^\circ} \quad (6)$$

$$(XS3' - XS1')_{arb*} = (XS3' - XS1')_{arb^\circ} \quad (7)$$

- recherche de la correction sur le contraste arbres-graminées :

$$(XS3' - XS1')_{arb} = (XS3' - XS1')_{gra} \quad (8)$$

$$(XS3' - XS1')_{arbH} = (XS3' - XS1')_{graH} \quad (9)$$

- individualisation de la végétation humide :

$$(XS3' - XS1')_{arbH, graH} \neq (XS3' - XS1')_{arb, gra} \quad (10)$$

Pour chaque type de végétation, on peut écrire :

$$XS3' - XS1' = c XS3 - a XS1 + (n-l) \quad (11)$$

La pente c de la fonction (3) est alors extraite des relations ci-dessus en prenant pour $XS3$ et $XS1$, les données du tableau I et pour a , la valeur précédemment déterminée. Les relations (6) et (7) donnent c voisin de 2,5 et les relations (8) et (9), de 0,5. On retiendra le chiffre intermédiaire de 1,5. Les valeurs numériques brutes du canal $XS3$ s'étalent de 5 à 90; le coefficient n est calculé en prenant $XS3' = 255$ pour $XS3 = 90$. La fonction (3) devient alors :

$$XS3' = 1,5 XS3 + 120 \quad (12)$$

La relation (10) permet de vérifier la validité des valeurs retenues pour c et n dans le cadre d'une recherche des zones de végétation humide.

3.4. Soustraction sur les valeurs rehaussées

Des facteurs de normalisation P et D sont introduits dans l'opération afin d'éviter les débordements de valeurs :

$$(XS1' - XS2') = \frac{XS1' - XS2'}{P} + D \quad \text{avec } P = 2 \text{ et } D = 128$$

$$(XS3' - XS1') = \frac{XS3' - XS1'}{P} + D \quad \text{avec } P = 2 \text{ et } D = 128$$

Les figures 8 et 9 permettent de comparer les valeurs de $(XS1' - XS2')$ et $(XS3' - XS1')$, calculées après rehaussement, et celles de $(XS1 - XS2)$ et $(XS3 - XS1)$, issues des données brutes. L'influence des conditions d'éclairement et de la nature du couvert végétal est étudiée sur la première série de zones-tests (fig. 8a et 9a), celle de la distinction entre végétation humide et végétation chlorosée, normale ou dense, sur la deuxième série de zones-tests toutes situées en terrain horizontal (fig. 8b et 9b).

Sur $(XS1' - XS2')$, on constate une bonne atténuation des contrastes liés aux différences d'éclairement sur les reliefs (fig. 8a). La classification de la végétation se fait en fonction de

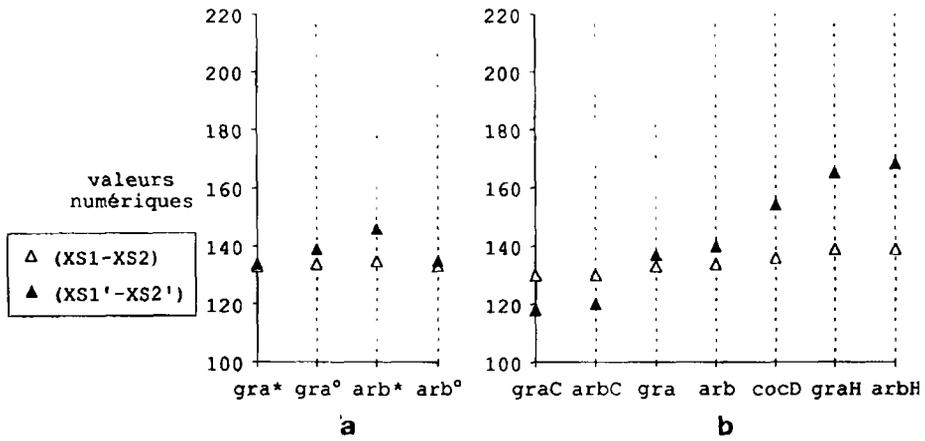


Figure 8. Comparaison entre les différences (XS1-XS2) calculées sur les valeurs numériques brutes et les différences (XS1'-XS2') calculées sur les valeurs numériques rehaussées; a) étude de l'influence de l'orientation des versants et de la distinction arbres-graminées; b) étude de l'influence de l'état de la végétation en terrain horizontal (les fonctions de rehaussement sont les suivantes : XS1' = 5,3 XS1 - 95 et XS2' = 5,3 XS2 - 53)

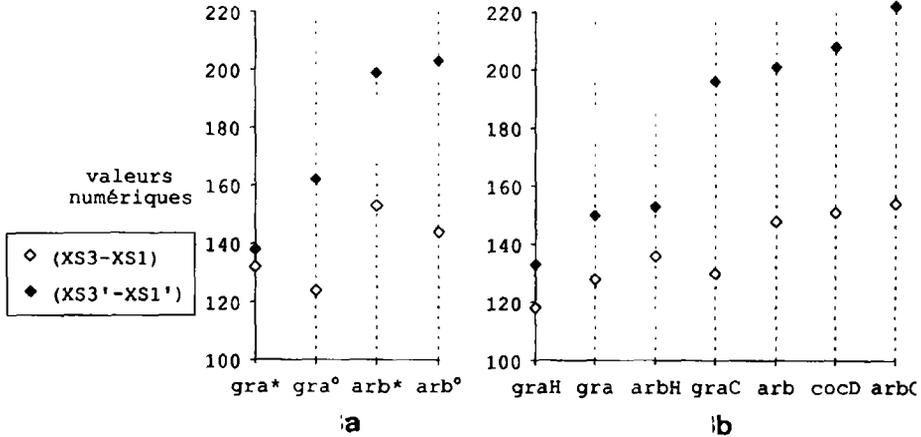


Figure 9. Comparaison entre les différences (XS3-XS1) calculées sur les valeurs numériques brutes et les différences (XS3'-XS1') calculées sur les valeurs numériques rehaussées; a) étude de l'influence de l'orientation des versants et de la distinction arbres-graminées; b) étude de l'influence de l'état de la végétation en terrain horizontal (les fonctions de rehaussement sont les suivantes : XS1' = 5,3 XS1 - 95 et XS3' = 1,5 XS3 + 120)

son état et indépendamment de sa nature; les graminées et les arbres humides correspondent aux plus fortes valeurs numériques (fig. 8b).

Sur (XS3'-XS1'), la correction des effets de relief est moins bonne (fig. 9a). Mais la végétation humide est maintenant regroupée dans les faibles valeurs numériques (fig. 9b).

3.5. Étalement linéaire

(XS1'-XS2') et (XS1'-XS3') sont linéairement rehaussés de 0 à 255 sur l'intervalle compris entre leurs valeurs extrêmes. La figure 10a montre les nouvelles valeurs notées (XS1'-XS2') et (XS3'-XS1').

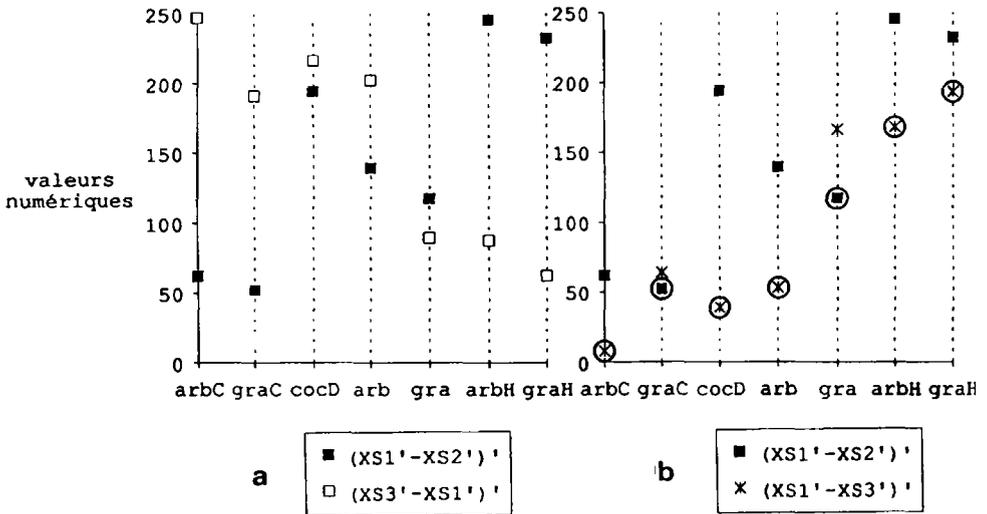


Figure 10. Valeurs numériques obtenues après rehaussement des données brutes, soustraction sur deux canaux et étalement linéaire de 0 à 255; a) valeurs sur (XS1'-XS2')' et (XS3'-XS1')'; b) valeurs sur (XS1'-XS2')' et (XS1'-XS3')' (l'opération (XS1'-XS3')', contraire de (XS3'-XS1')', est calculée de façon à obtenir des valeurs numériques maximales pour la végétation humide); les points entourés sur la figure 10b correspondent aux valeurs numériques conservées dans la suite du traitement par l'opération min[(XS1'-XS2')',(XS1'-XS3')']; ils sont également représentés sur la figure 11

3.6. Classification par minimum

À l'issue du deuxième rehaussement, les valeurs numériques de la végétation humide sont bien individualisées. Mais, sur (XS1'-XS2')', elles offrent peu de contrastes avec celles de la végétation dense et, sur (XS3'-XS1')', il existe des risques de confusion entre graminées sèches et arbres humides. Les erreurs de classification peuvent être évitées en analysant les deux images par maximum ou par minimum.

L'opération consiste à créer une nouvelle image dont chaque pixel a pour valeur numérique le maximum ou le minimum des pixels situés aux mêmes coordonnées sur les deux images :

$$XR(i,j) = \max [X1(i,j), X2(i,j)]$$

$$XR(i,j) = \min [X1(i,j), X2(i,j)]$$

Dans le cas d'une analyse par maximum, seules les classes présentant de faibles valeurs numériques sur les deux images comparées peuvent garder ces faibles valeurs sur l'image résultante. Toutes les autres se trouvent confondues dans le domaine des fortes valeurs. De la même façon, une analyse par minimum permet de distinguer uniquement les classes présentant des valeurs élevées sur deux images à la fois, en regroupant toutes les autres zones dans le domaine des faibles valeurs.

Nous rappelons que, sur $(XS1'-XS2')$ et $(XS3'-XS1')$, la végétation humide correspond à des valeurs numériques respectivement fortes et faibles (fig. 10a). Afin de pouvoir appliquer la méthode d'analyse par minimum, l'image $(XS3'-XS1')$ est transformée en son contraire $(XS1'-XS3')$ par l'opération «inverse vidéo» :

$$XR(i,j) = 255 - X(i,j).$$

La végétation humide présente alors des valeurs élevées sur les deux images $(XS1'-XS2')$ et $(XS1'-XS3')$ (fig. 10b), et la classe peut être extraite par minimum (fig. 11) :

$$R = \min [(XS1'-XS2)', (XS1'-XS3)'].$$

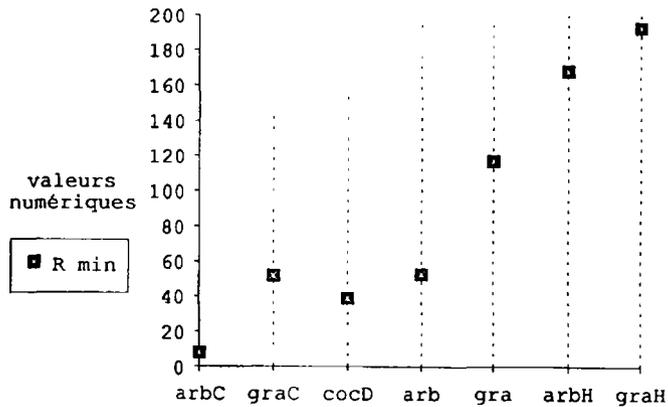


Figure 11. Valeurs numériques obtenues à l'issue du traitement par l'opération $\min[(XS1'-XS2)', (XS1'-XS3)']$ sur les zones-tests (la végétation humide est caractérisée par les valeurs numériques maximales)

3.7. Document final

Les valeurs extrêmes de la végétation humide sont mises en évidence par seuillage et traitement en pseudo-couleurs du rouge sombre au rouge clair. Les autres valeurs, non représentatives d'une classe, correspondent à un dégradé de teintes bleues (fig. 1-12, voir cahier couleur).

4. Exemples d'application

Dans l'archipel des Gambier, les zones de végétation humide sont localisées sur trois types de site correspondant à des configurations hydrogéologiques différentes. Dans le premier cas, qui est le plus fréquent, elles se situent au contact des versants et des plaines littorales lorsque celui-ci est marqué par des éboulis grossiers de bas de pente. Ces colluvions ont une capacité

d'infiltration et une perméabilité élevées. Lors d'une période pluvieuse, l'eau ruisselle presque intégralement sur les fortes pentes constituées en surface de matériaux imperméables : croûte latéritique des sols ferrallitiques ou argiles des sols vertiques (TERCINIER, 1974); elle s'infiltré dans les massifs de piedmont et alimente une nappe. De légers suintements signalent souvent le passage des colluvions en pente faible, où la végétation est particulièrement vigoureuse, aux alluvions fines, imperméables et horizontales qui constituent le remplissage supérieur des plaines littorales. Ces conditions sont largement représentées à Akamaru au bas des versants les plus abrupts qui subissent une érosion plus intense : limites de la grande plaine littorale nord et pied de pente sud de la principale arête rocheuse de l'île.

Une végétation plus humide que son environnement se développe également dans les zones déprimées des plaines littorales où la nappe des sables coralliens, captive sous les alluvions fines superficielles, affleure (MONIOD, 1974). Le sol y est nettement spongieux. Quelques exemples de mouillères semblables à ce deuxième type de cas sont visibles dans la plaine littorale nord.

Enfin, dans le troisième type de configuration hydrogéologique, les zones de végétation humide sont directement alimentées le long de fissures à partir des nappes contenues dans le matériel volcanique de l'île. Ces fissures peuvent être apparentes et donner des sources bien localisées suintant du rocher. Ce n'est pas le cas à Akamaru où les zones de drainage, masquées par des formations superficielles, se manifestent beaucoup plus discrètement dans le paysage par une répartition de la végétation humide en axes rectilignes. Le traitement numérique présenté ci-dessus constitue alors une méthode bien adaptée à leur mise en évidence.

Les résultats obtenus trouvent deux champs d'application : sur l'île étudiée, il n'existe aucun cours d'eau permanent, et la détermination des emplacements les plus favorables à l'implantation des captages se fait d'après la présence de fortes teneurs en eau dans le sol et la végétation; les zones de végétation humide constituent également des gîtes potentiels de moustiques qu'il est important de localiser pour lutter contre les épidémies de dengue; leur cartographie permet de les traiter rapidement et très précisément avec un minimum de nuisance pour l'environnement.

5. Conclusion

Le traitement numérique mis au point nécessite des opérations simples (rehaussement linéaire, soustraction, «inverse vidéo», maximum ou minimum) et peut être mené à partir de la plupart des logiciels destinés à l'interprétation des images multibandes numériques.

La correction ainsi obtenue des variations systématiques de luminance associées à l'exposition des versants et à la distinction arbres-graminées permet d'éviter les corrections radiométriques établies d'après un modèle numérique de terrain, coûteuses et longues à mettre en oeuvre.

La méthode de cartographie des zones de végétation humide, réalisée sur l'île d'Akamaru à l'aide de quelques points de contrôle sur le terrain, a pu être étendue très rapidement aux autres îles de l'archipel, difficiles d'accès, et où n'existent encore ni couverture photographique, ni cartes topographiques.

6. Remerciements

Cette étude a été menée à la Station polynésienne de télédétection (S.P.T.) à l'aide du logiciel Gringo, développé sur place et au Centre océanographique de Bretagne (C.O.B.) de l'IFREMER.

7. Références

- BROUSSE, R. 1974. Géologie et pétrologie des îles Gambier. Cahiers du Pacifique, n° 18, t. 1, p. 159-244.
- DEMETRIADES-SHAH, T. and STEVEN, M. 1988. High spectral resolution indices for monitoring crop growth and chlorosis. Proceedings of the 4th international colloquium on spectral signatures of objects in remote sensing, Aussois, France, European Space Agency SP-287, p. 299-302.
- HUGLI, H. and FREI, W. 1983. Reflectance in mountainous terrain. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 49, n° 5, p. 671-683.
- KOCH, B., AMMER, U., SCHNEIDER, T. and WITTMEIER, H. 1990. Spectroradiometer measurements in the laboratory and in the field to analyse the influence of different damage symptoms on the reflection spectra of forest trees. International Journal of Remote Sensing, vol. 11, n° 7, p. 1145-1163.
- MONIOD, F. 1974. Étude hydrologique des îles Gambier. Cahiers du Pacifique, n° 18, t. 1, p. 291-325.
- TERCINIER, G. 1974. Les sols de Mangareva (Gambier), étude pédologique témoin d'une île haute de la Polynésie française. Cahiers du Pacifique, n° 18, t. 2, p. 341-457.
- THOMSON, A. and JONES, C. 1990. Effects of topography on radiance from upland vegetation in North Wales. International Journal of Remote Sensing, vol. 11, n° 5, p. 829-840.
- TUCKER, C. 1980. Remote sensing of leaf water content in the near infrared. Remote Sensing of Environment, n° 10, p. 23-32.
- S.H.O.M. 1974. Îles Gambier partie sud, carte 6462, grandes corrections n° 1 1985.

2

Création d'une ortho-image à l'aide d'un modèle numérique d'altitude : influences des modes de rééchantillonnage radiométrique

RÉGIS CALOZ, THOMAS J. BLASER et GUILLEMETTE WILLEMIN

Institut d'aménagement des terres et des eaux (IATE), École polytechnique fédérale de Lausanne (EPFL), 1015 Lausanne, Suisse; téléphone : (41 21) 693 3725; télécopieur : (41 21) 693 3739

Résumé

L'utilisation d'image numérique conjointement avec d'autres informations de type cartographique exige que sa géométrie soit conforme aux précisions cartographiques. En régions de relief accidenté, les procédés habituels basés sur une transformation affine induisent parfois des décalages de plusieurs pixels, inadmissibles pour certaines applications. Le recours à des modèles numériques d'altitudes (MNA) permet la création d'ortho-images et rend ainsi l'information satellitaire conforme aux exigences cartographiques. On examine ici les principales étapes de la réalisation d'une ortho-image. Dans une deuxième partie, on évalue l'influence du mode de rééchantillonnage radiométrique sur la dynamique de l'image dérivée en prenant comme référence des indices statistiques ainsi qu'un indice textural.

1. Introduction

L'image satellitaire est de plus en plus utilisée conjointement avec d'autres informations de type cartographique au sein de systèmes d'information géographique (SIG). L'association de ces deux types de données autorise une exploitation plus riche de l'imagerie satellitaire et une meilleure gestion du territoire. La combinaison n'est évidemment possible que si la géométrie de l'ensemble des documents est identique et que si les pixels de chaque grille se superposent

parfaitement. Si la plupart des documents exploités dans un SIG ne présentent aucune difficulté parce qu'issus d'une base cartographique, il n'en est pas de même pour les images satellitaires. Leur géométrie est implicite, elle découle des mécanismes de prise de vue et apparaît souvent éloignée des normes cartographiques.

D'autres utilisations de l'image satellitaire ne deviennent possibles qu'après conversion aux normes cartographiques, notamment : l'extraction de surfaces ou de distances sur une image classée. Il est également probable que l'imprécision géométrique mentionnée peut faire apparaître comme mal classées, par rapport à la vérité-terrain, des zones qui en fait sont localisées de manière erronée.

Toutes ces raisons justifient que de sérieux efforts soient investis pour développer des méthodes afin de transformer les images satellitaires en document de type cartographique, en d'autres termes pour créer des ortho-images.

Les corrections géométriques généralement appliquées sur les images sont de type non paramétrique. Elles agissent globalement sur l'image sans tenir compte des conditions de la prise de vue. Elles se basent sur le principe des régressions linéaires ou d'ordre supérieur appliquées sur les couples de points repérés sur la carte et sur l'image. Cette procédure tend à minimiser les résidus associés aux points de contrôle. Il convient encore de préciser que ces résidus ne peuvent être réduits au-delà d'une certaine limite quelque soit le nombre d'amers. Les hypothèses autorisant ces transformations sont : un espace géométrique continu et une métrique constante ou pouvant être considérée comme telle (cas des surfaces de tendance).

La première condition peut être considérée comme remplie pour une image satellitaire. En revanche, la métrique constante n'est réalisée que pour une surface parfaitement plane et après correction des effets panoramiques.

En plus de l'aspect géométrique évoqué, toute opération sur l'image peut influencer l'étendue des informations spectrales qu'elle contient. En effet, l'image numérique n'est rien de plus qu'un ensemble numérique dont les éléments sont organisés sous forme matricielle. La géométrie est introduite lorsqu'on en donne une représentation visuelle. À l'écran, par exemple, le pixel est affecté à un espace de l'ordre du mm^2 . Si les luminances deviennent un attribut d'un fichier grille dans un SIG, le pixel recouvre la surface de la maille. Créer une image aux normes cartographiques revient à transformer les luminances de manière qu'elles correspondent aux éléments d'une grille régulière appliquée sur une carte, en d'autres termes réaliser une ortho-image. Cette opération passe par un rééchantillonnage des valeurs radiométriques. Dans quelle mesure, ces transformations modifient les caractéristiques spectrales de l'image et affectent leur richesse informative?

Le problème est donc double : d'ordre spatial, car il s'agit de déterminer les coordonnées spatiales des valeurs de luminance, d'ordre radiométrique lors du calcul de la nouvelle luminance.

C'est l'ensemble du processus que se propose d'analyser le présent article. Il se divise en deux parties principales. Dans la première partie, on examine la modélisation de la prise de vue pour proposer une procédure de création d'ortho-image. La deuxième partie évalue les méthodes de rééchantillonnage qui y sont associées en prenant comme référence quelques indicateurs statistiques sur l'image et sur la transformée texturale de l'image.

2. Modélisation de la prise de vue

Les procédures décrites plus loin interviennent sur des images ayant déjà subi plusieurs transformations réalisées par leur fournisseur. Il s'agit de corrections géométriques basées sur

la dynamique de vol du satellite et du mode de balayage du radiomètre. Ce dernier est particulièrement complexe sur Landsat TM. Nous ne les examinons pas ici. De nombreuses publications ont traité ce sujet notamment IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing (1984) et HARDY (1990). Dans le même ordre d'idée, il convient de signaler les études sur la notion de résolution spatiale effective de l'image satellitaire notamment WILSON (1988). Par ailleurs, les informations publiées par les fournisseurs d'images contiennent des descriptions détaillées des modes de corrections correspondants (ESA, 1987). Il n'y a pas lieu d'y revenir. Notre modèle ne prend en compte que les caractéristiques du balayage latéral et de la parallaxe provoquée par l'effet panoramique et par le relief de la Terre. Il n'est pas tenu compte de la pente et de l'orientation dans le sens de la ligne de vol. L'objectif est de réaliser un modèle géométrique de l'image, c'est-à-dire d'établir les références spatiales des éléments de sol pour lesquels la luminance a été mesurée.

La littérature est peu abondante sur ce sujet. À titre d'information, nous citons WONG *et al.* (1981) et WILSON (1988). Ces deux articles ne proposent cependant pas un véritable modèle géométrique.

2.1. Modélisation de la prise de vue selon une ligne de balayage

La modélisation de la prise de vue s'articule autour de deux éléments clés qui déterminent la géométrie implicite de l'image : les paramètres de vol du satellite et le relief du sol. Les paramètres de vol sont fournis par les gestionnaires du satellite et figurent dans l'en-tête de l'image en format CCT. Le relief du sol est quant à lui décrit par un modèle numérique d'altitude (MNA).

En ce qui concerne les données du satellite lui-même, on connaît son altitude et son attitude, sa trace au sol et les angles du champ de vue du capteur et de la visée latérale maximum. Notons que le champ de vue du capteur est constant. Il est fixé par la durée d'échantillonnage du convertisseur analogique/numérique du radiomètre.

La figure 1 présente le modèle géométrique de la prise de vue. Il se caractérise par : β : angle de visée latérale; α : champ de vue du capteur (IFOV); h_{sat} : altitude sur mer du satellite; h : altitude du pixel; t : distance horizontale du pixel à la trace du satellite.

Les deux éléments principaux à considérer intervenant dans l'élaboration du modèle géométrique sont : l'angle de visée latérale et le relief.

2.1.1. Angle de visée latérale β

Avec une surface de la terre plane, à mesure que l'angle β augmente, l'intersection du cône de vision avec le sol s'agrandit. Dans le cas de Landsat, la résolution à la trace du satellite est de 30 m, elle devient 30,5 m environ à l'extrémité de l'image. L'effet panoramique se caractérise surtout en valeurs cumulées. Avec un nombre de pixels égal à 3000, la différence entre la valeur cumulée des pixels allant en s'allongeant et celle correspondant à la valeur nominale de 30 m s'élève à 493 m. L'effet de la courbure terrestre accentue encore cet effet. HARDY (1990) a analysé en détail l'effet panoramique et évalue à environ 850 m, soit 28,5 pixels, le déplacement latéral du dernier pixel de l'image (fig. 2).

Notons que l'effet panoramique induit une métrique facilement corrigible. Sa loi de transformation selon la ligne de balayage dépend de l'angle de visée latérale et de la courbure terrestre. Cette correction est réalisée pour les niveaux 1B dans le cas de HRV de SPOT et 5 pour TM de Landsat. Sans tenir compte de l'effet du relief, les tailles nominales des pixels sont ramenées respectivement à 20 m et 30 m.

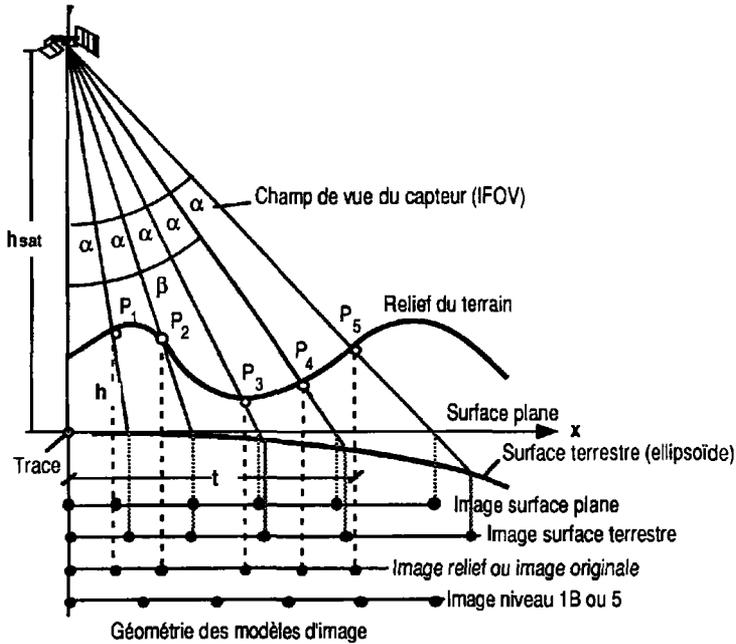


Figure 1. Modélisation de la prise d'image selon une ligne de balayage; modèles géométriques de l'image selon la surface considérée; β : angle de visée latérale; α : champ de vue du capteur (IFOV); h_{sat} : altitude sur mer du satellite; h : altitude du pixel; t : distance horizontale du pixel à la trace du satellite

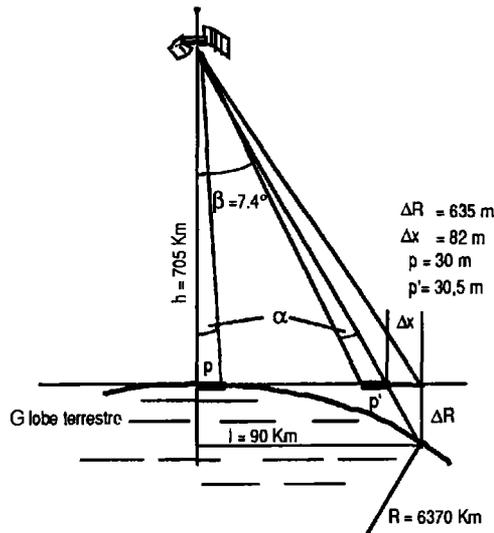


Figure 2. Rejet apparent du pixel extrême pour une image TM (d'après HARDY, 1990)

2.1.2. Relief

La figure 1 met bien en évidence l'effet du relief. L'intersection du cône de vision avec le terrain produit des pixels de taille variable selon la pente et l'orientation du terrain. Pour donner les ordres de grandeur de cette variation en projection horizontale, nous avons calculé la taille d'un pixel dans quelques situations caractéristiques. La figure 3 restitue la représentation géométrique et les résultats sont présentés sur le tableau I.

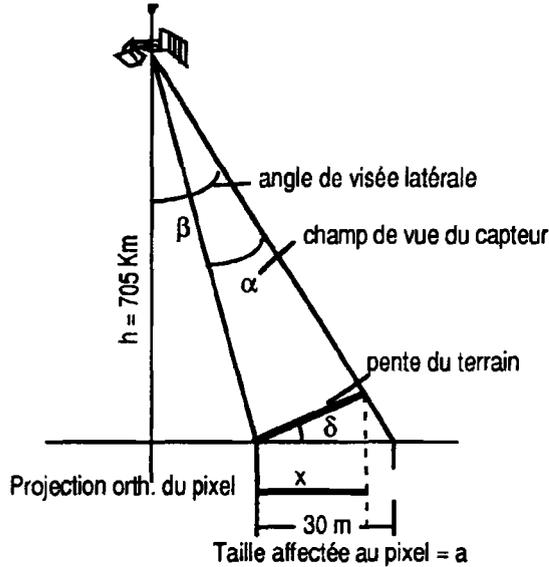


Figure 3. Variation de la taille apparente du pixel en fonction de l'angle de visée latérale et de la pente du terrain

Tableau I. Variation de la projection orthogonale du pixel

	Bord de l'image				Situation moyenne			
β [°]	7,5°	7,5°	7,5°	7,5°	4°	4°	4°	4°
δ [°]	30°	-30°	15°	-15°	30°	-30°	15°	-15°
x [m]	27,88	32,46	28,98	31,1	28,83	31,26	29,45	30,57

L'ortho-image est celle formée par les projections orthogonales des pixels. Si x désigne la taille de la projection, quelle est sa variation en fonction de l'angle latéral de visée β et de la pente δ du terrain? L'équation ci-dessous exprime la relation entre les différents paramètres.

$$x = \frac{a}{1 + \operatorname{tg} \beta \cdot \operatorname{tg} \delta}$$

où a est la résolution nominale du pixel. Elle est prise égale à 30 m pour le calcul des valeurs du tableau I. Notons encore que le relief n'est pas pris en compte pour cette analyse.

La connaissance de cette variation est fondamentale pour le problème qui nous préoccupe. Elle définit la métrique locale de la géométrie de l'image. Le tableau I rend compte de la variation de x en différentes situations.

En situation moyenne, pour des pentes courantes en zones accidentées, la taille du pixel varie de ± 1 m selon son orientation. Cette différence se cumule tant que l'orientation ne change pas de signe. Le décalage est ainsi progressif et peut atteindre des erreurs de localisation de plusieurs pixels.

2.2. Modèle géométrique de l'image

Pour la clarté du raisonnement, on caractérise le pixel par l'intersection de l'axe optique du champ de vue du capteur avec la surface du sol.

Le relief est représenté à l'aide d'un modèle numérique d'altitude (MNA). Sa résolution doit être de l'ordre de grandeur de celle des images, c'est-à-dire de 20 à 30 m. La surface du sol est représentée en reliant les points du MNA par des droites ou par une courbe calculée à l'aide d'une fonction d'interpolation «spline». Le calcul de l'intersection axe optique - surface du sol ne rencontre, ensuite, aucune difficulté mathématique. La composante x représente sa projection horizontale.

L'effet du relief provoque une variation de la distance séparant deux pixels consécutifs le long de la ligne de balayage. Il n'y a pas de déformation dans le sens de vol après corrections apportées pour éliminer les effets du mode de balayage et de la vitesse relative du satellite et de la Terre.

Les méthodes de calcul étant présentées, il s'agit maintenant de décrire les étapes à franchir pratiquement pour réaliser le modèle géométrique de l'image à l'aide d'un MNA.

L'image numérique ne contient aucune information explicite qui nous permettrait de relier une valeur radiométrique au modèle géométrique de l'image. Le pixel, dans l'image, est repéré par le numéro de ligne i et par son correspondant colonne j . On se déplace dans l'image selon les nombres i, j , alors que dans le modèle géométrique de l'image selon les coordonnées (x, y) par incréments $(\Delta x, \Delta y)$ calculés par rapport à l'angle α du champ de vue du capteur. Dans les deux cas, le déplacement se fait de manière discrète, soit par nombre entier dans l'image, soit par des multiples de Δx et Δy dans le modèle. Nous sommes donc en présence de deux ensembles construits indépendamment l'un de l'autre dont les éléments, cependant, correspondent de manière biunivoque. Il suffit donc d'ancrer un couple (i, j) à un couple de coordonnées (x, y) pour que l'ensemble de l'image soit défini tant radiométriquement que géométriquement. La procédure se résume dans les étapes brièvement décrites ci-dessous :

1) Choisir un point de contrôle selon la procédure habituelle : identifier un point sur la carte appartenant à la zone d'étude facilement repérable sur l'image, par exemple un croisement de route, une courbe de rivière, etc. La carte nous donne les coordonnées géographiques, l'image par l'intermédiaire du logiciel de traitement nous fournit le numéro du pixel tel qu'il est repéré dans l'espace numérique. Nous obtenons ainsi le couple R_{ij} et sa coordonnée cartographique (x, y) .

2) Les paramètres de vol nous informent sur la position de la trace du satellite. On suppose qu'elle coïncide avec la colonne centrale de l'image numérique. Comme l'illustre la figure 4, on déduit alors facilement l'angle β de visée latérale du radiomètre au moment où la maille contenant le point de contrôle a été mesurée.

3) L'ensemble des paramètres géométriques est maintenant déterminé; il reste à calculer l'intersection de l'axe optique avec la surface du sol modélisée par une fonction spline appliquée sur le MNA.

Avec cette information, il nous est maintenant possible de calculer les coordonnées de tous les pixels de la colonne j puisque β reste constant pour elle. Pour les colonnes suivantes, en-deçà ou au-delà de la colonne couvrant le point de contrôle, on ajoute ou on retranche de β un multiple de l'angle α mesurant le champ de vue du capteur.

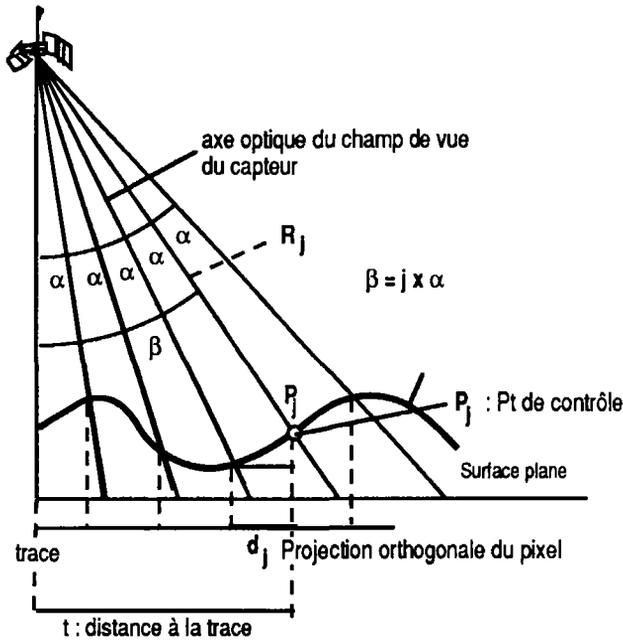


Figure 4. Relations géométriques du point de contrôle

Quelles sont les sources d'erreurs attachées à cette procédure?

Il convient de relever de prime abord que la précision que nous osons espérer ne peut être supérieure à celle permise par les précisions relatives aux paramètres de vol et du radiomètre.

L'angle de visée est calculé par rapport à la trace du satellite. Celle-ci ne peut être connue avec exactitude. Sa localisation peut être obtenue au moins par deux manières :

- On accepte les informations livrées par le fournisseur de l'image. L'incertitude est de l'ordre de deux kilomètres pour HRV de SPOT (communication de SPOT Image).

- On considère que la colonne centrale de l'image coïncide avec la trace. Comme décrit précédemment pour le point de contrôle, on repère un point dans la colonne centrale facilement identifiable sur l'écran et sur la carte. La direction de la trace est déduite ensuite des caractéristiques orbitales du satellite. Pour les visées latérales de HRV de SPOT, seule la première solution est utilisable.

L'ensemble du modèle géométrique de l'image prend la forme représentée sur la figure 5 : un semis de points irrégulièrement espacés en direction de l'axe des x et régulièrement en y (direction de vol).

Sous cette forme, l'image est difficile à représenter et inexploitable. Il faut la transformer en une grille à maille régulière, en d'autres termes créer une ortho-image.

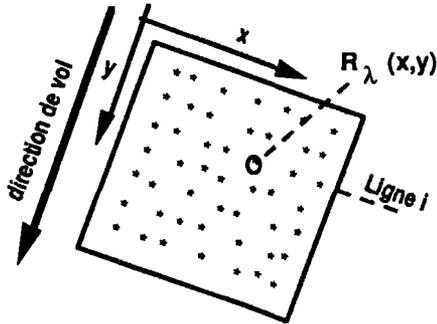


Figure 5. Semis de points correspondant au modèle géométrique de l'image

2.3. L'ortho-image du point vue géométrique

Du point de vue géométrique, l'ortho-image se caractérise par une grille régulière dont chaque élément correspond à une projection orthogonale de la surface du sol. Comme illustré sur la figure 6, l'ortho-pixel peut chevaucher un ou plusieurs pixels issus de la modélisation de la prise de vue.

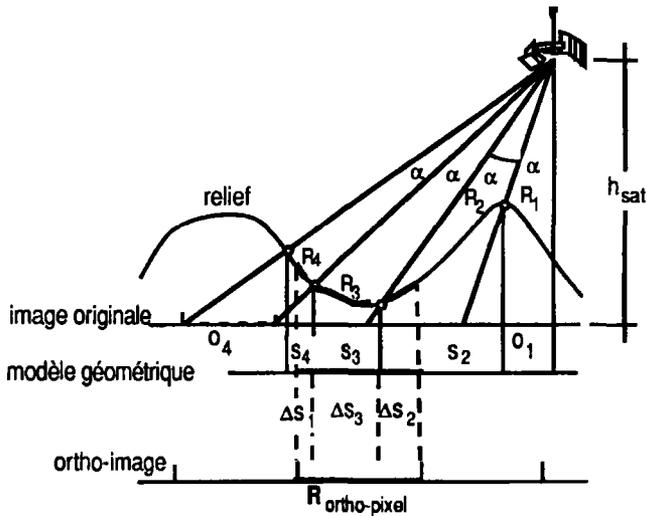


Figure 6. Relation ortho-pixel et pixels; R_i : luminance des pixels originaux; ΔS_i : élément de pixel contribuant la formation de la luminance de l'ortho-pixel; s_i : pixel projeté; o_i : pixel image originale

Le problème est donc de réaliser une image où chaque luminance correspond à une portion carrée élémentaire de la carte. La solution peut être abordée selon deux points de vue : soit les luminances sont considérées comme des valeurs points, soit elles sont interprétées comme des valeurs surfaces. Cette distinction est un problème classique en interpolation spatiale. Les deux points de vue seront examinés pour la création de l'ortho-image.

3. Création de l'ortho-image : rééchantillonnage radiométrique

Le problème du point de vue radiométrique est de rechercher la luminance que produirait une portion de sol correspondant à l'ortho-pixel. Les figures 6 et 7 rendent compte de cette situation.

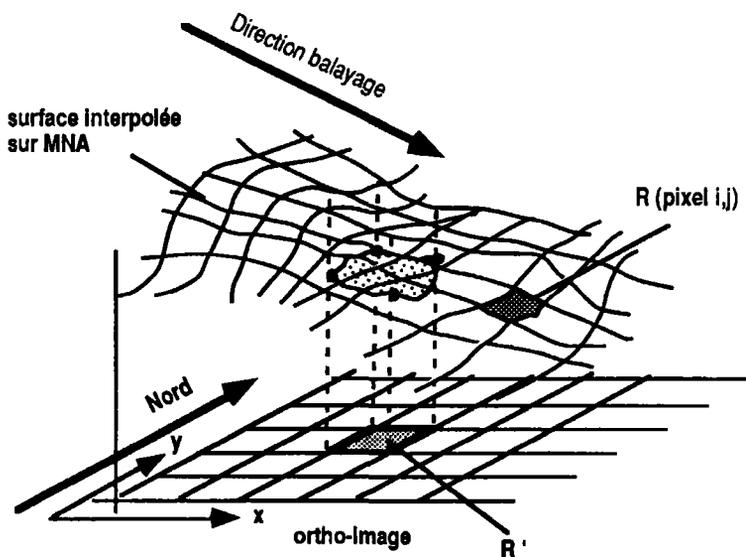


Figure 7. Luminance de l'ortho-pixel selon la pondération des surfaces

3.1. Par valeur point

Si la luminance est considérée comme une valeur point, le problème est de transformer le semis de points distribués de manière irrégulière en une grille régulière (fig. 5). De telles transformations sont connues en traitement d'images. Il s'agit des méthodes du «plus proche voisin», interpolation bilinéaire et convolution cubique. Elles s'appliquent lorsque l'on souhaite réorienter une image ou modifier la taille de la maille en mode grille.

3.2. Par valeur surface

Si la luminance n'est pas considérée comme une valeur point, mais comme un attribut affecté à une portion de sol, l'attribut de l'ortho-pixel résulte de la contribution de chaque pixel qu'il chevauche. Celle-ci est proportionnelle aux surfaces «en contact» (fig. 6.)

Luminance pondérée de l'ortho-pixel :

$$\bar{R}_{\text{ortho}} = \frac{\Delta s_2 R_2}{s_2} + \frac{\Delta s_3 R_3}{s_3} + \frac{\Delta s_4 R_4}{s_4}$$

où R_i : luminance des pixels originaux; Δs_i : élément de pixel contribuant à la formation de la luminance de l'ortho-pixel; s_i : pixel projeté.

Une manière simplifiée est de procéder comme le suggère la figure 6. La pondération est calculée à une dimension et se réfère donc à la longueur des segments seulement. Au cas où le MNA n'a pas la même orientation que celle des lignes de balayage, il est nécessaire de procéder à une rotation du MNA.

L'approche la plus complète consiste à calculer de la manière la plus précise la surface de contact de l'ortho-pixel avec les pixels originaux. Elle tient compte également de la pente et de l'orientation du pixel dans la direction de vol. BLASER et CALOZ (1991) proposent une méthode basée sur ce principe (fig. 7).

4. Effets du rééchantillonnage sur les luminances de l'ortho-image

L'image numérique n'étant au demeurant qu'une matrice de valeurs de luminance, toute transformation dite géométrique se traduit en fait par une modification des luminances. Les méthodes les plus couramment utilisées sont : «le plus proche voisin», l'interpolation bilinéaire et la convolution cubique. Les propriétés de ces trois méthodes sont connues. Le «plus proche voisin» offre l'avantage de conserver les valeurs radiométriques originales. La dynamique de l'image n'est ainsi pas affectée. En revanche, elle induit une incertitude de positionnement minimale du pixel de $\pm 0,5 \sqrt{2}$ pixel, les autres modifient les valeurs de luminance originales. L'interpolation bilinéaire introduit un lissage. Il peut en résulter des inconvénients sur le pouvoir discriminant des algorithmes de classification ou, de manière plus accentuée encore, lors d'analyses texturales. La convolution cubique ne provoque aucun lissage. Au contraire, elle a tendance à se comporter comme un filtre passe-haut et à produire ainsi un léger contrastage (KALMAN, 1985). Malgré les temps de calcul supérieurs à ceux des autres algorithmes, cette dernière méthode est souvent préférée car elle conserve assez bien la structure de l'image.

Dans la création d'une ortho-image, nous devons tenir compte de la pente et de l'orientation des surfaces élémentaires, en fonction du relief du terrain. L'ortho-pixel peut chevaucher, le cas échéant, partiellement plusieurs pixels. Nous sommes donc contraints de calculer la luminance qu'il serait sensé produire. Le rééchantillonnage est donc une étape cruciale de toute la procédure.

Quelle est l'influence de ces méthodes de rééchantillonnage sur l'information radiométrique?

La question est évidemment importante, car sur elle repose le pouvoir discriminant de toute méthode d'extraction de classes spectrales. Plus l'information radiométrique est riche, meilleur sera le pouvoir séparateur des opérateurs de classification! Il s'agit alors de définir des indicateurs de la richesse d'information relative à l'image dérivée. Nous avons choisi de

la mettre en évidence au niveau de la dynamique de l'image et de l'analyse texturale. Pour la dynamique, les paramètres suivants ont été retenus : moyenne, écart type, minimum et maximum. En ce qui concerne l'analyse texturale, nous avons retenu un indice composite proposé par BLASER *et al.* (1991) basé sur l'indice de contraste et sur celui d'autocorrélation.

L'imagette utilisée pour les tests décrits est une image TM du 6 septembre 1986. Elle couvre la région de Vevey (Suisse) qui se caractérise par un relief très accidenté. Sa taille est de 10 km par 10 km. La résolution des pixels est celle de l'image TM soit 30 m. La bande 4 a été choisie pour la présente étude en raison de sa dynamique.

4.1. Influence sur quelques indicateurs statistiques calculés sur l'ensemble de l'image

L'analyse porte sur l'imagette entière et sur deux zones dont la variabilité spectrale est reconnue comme très différente : la forêt et un espace faiblement construit. Les zones faiblement construites présentent habituellement une distribution spectrale relativement large qui entraîne de nombreuses confusions avec d'autres classes. Elles représentent donc une classe difficile pour les applications de la télédétection. Elles sont, pour cette raison, particulièrement indiquées pour évaluer les méthodes de rééchantillonnage. Les résultats sont présentés sur les tableaux II et III.

4.2. Influence sur un indice de texture

L'indice choisi exprime à la fois l'hétérogénéité du milieu et son niveau de gris moyen. La fenêtre d'analyse comporte 15 par 15 pixels.

Vis-à-vis des classes retenues pour notre test, son comportement est le suivant :

La zone faiblement construite est la plus hétérogène, l'indice s'exprime par une valeur relativement faible. Le fortement construit est moins hétérogène car il y a peu de végétation; en revanche, le ton de gris moyen est élevé. L'indice se présente pour cette classe avec des

Tableau II. Caractérisation statistique des méthodes de rééchantillonnage radiométrique

	Indicateurs	Image brute	Plus proche voisin	Interpolation bilinéaire	Convolution cubique	Pondération surfacique
Image entière	Moyenne	46,54	46,49	46,52	46,50	46,50
	Écart type	10,22	10,22	9,97	10,20	9,44
	Minimum	29	29	29	29	30
	Maximum	254	254	243	255	199
Zone forêt	Moyenne	33,88	33,84	33,88	33,86	33,87
	Écart type	1,07	1,04	0,91	1,02	0,76
	Minimum	30	30	31	31	32
	Maximum	38	38	37	38	36
Zone faiblement construite	Moyenne	50,97	50,88	50,86	50,94	50,66
	Écart type	5,47	5,43	4,97	5,58	3,76
	Minimum	39	39	41	39	43
	Maximum	83	83	77	81	67

Tableau III. Caractérisation de la texture en fonction des méthodes de rééchantillonnage radiométrique

	Indicateurs	Image originale	Plus proche voisin	Interpolation bilinéaire	Convolution cubique	Pondération surfacique
Zone faiblement construite	Moyenne	44,25	44,16	47,78	60,75	35,16
	Écart type	10,06	19,32	21,08	25,94	17,84
	Minimum	10	17	18	27	13
	Maximum	148	102	115	138	92
Zone fortement construite	Moyenne	123,84	92,98	100,69	113,86	83,22
	Écart type	10,35	9,88	11,48	14,22	10,08
	Minimum	100	69	77	88	59
	Maximum	148	114	122	151	102
Vignoble	Moyenne	198,03	168,93	163,83	201,87	146,90
	Écart type	24,55	9,82	12,02	13,94	11,38
	Minimum	137	147	139	175	122
	Maximum	241	184	181	223	162
Zone forêt	Moyenne	25,11	17,04	17,41	20,78	17,02
	Écart type	11,63	11,39	10,55	12,78	9,92
	Minimum	9	4	5	5	5
	Maximum	72	54	52	61	46

valeurs élevées. La vigne est très homogène par rapport à la résolution du capteur, et ses tons de gris sont très élevés, l'indice atteint donc sa valeur maximale. La forêt est très homogène, avec des tons de gris très bas; son indice est donc très faible. Dans quelle mesure, le mode de rééchantillonnage influence la plage de variation de l'indice? Les résultats sont formulés sur le tableau III.

Pour faciliter l'interprétation, les valeurs moyennes et les écarts types ont été reportés sur la figure 8.

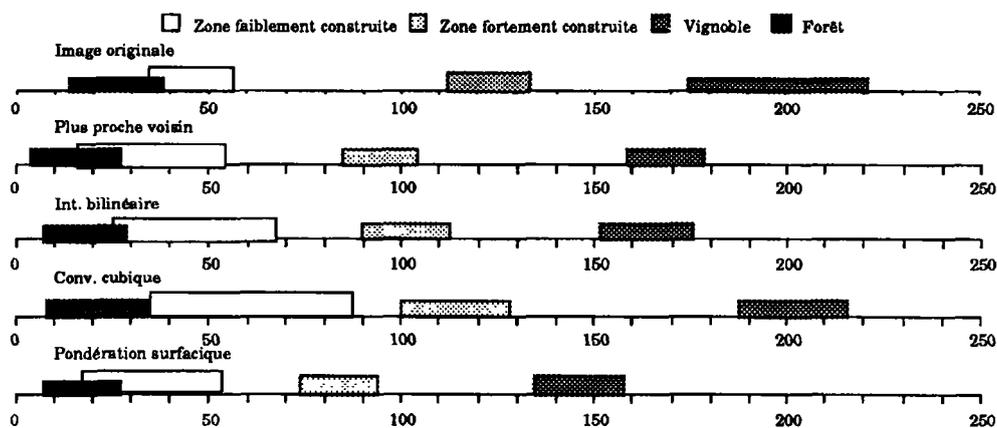


Figure 8. Influence du mode de rééchantillonnage sur l'indice de texture test

4.3. Analyse des résultats

La moyenne, comme on pouvait s'y attendre ne révèle rien sur la statistique de l'image. Elle est conservée sur le tableau pour servir de repère.

L'indice de texture varie considérablement d'un mode de rééchantillonnage à l'autre. Cependant, leurs différences ne peuvent s'interpréter de manière linéaire. Elles résultent, en partie, de la nature de l'indice utilisé. L'analyse formulée ci-dessous s'en réfère et n'évalue que le pouvoir discriminant qui subsiste dans les images rééchantillonnées.

4.3.1. Méthode basée sur la notion de valeur point

Tableau IV. Influence du mode de rééchantillonnage en valeur point

Statistiques sur l'image	Indice de texture
<p><i>Plus proche voisin</i></p> <p>Les résultats sont conformes à ceux présentés habituellement dans la littérature. La dynamique de l'image n'est pas modifiée tant pour l'image entière que pour les deux classes retenues.</p>	<p><i>Plus proche voisin</i></p> <p>L'image dérivée présente des valeurs moyennes moins élevées, les écarts types se trouvent modifiés. L'indice discrimine bien les quatre catégories d'occupation du sol.</p>
<p><i>Interpolation bilinéaire</i></p> <p>L'effet de lissage se remarque par la diminution sensible de l'écart type</p>	<p><i>Interpolation bilinéaire</i></p> <p>L'interpolation a agi de manière similaire à la méthode plus proche voisin : affaiblissement de la dynamique et modification des écarts types. Toutes les catégories sont toujours bien discriminées.</p>
<p><i>Convolution cubique</i></p> <p>La dynamique de l'image est aussi bien conservée. On n'observe pas sur cette image une accentuation des valeurs extrêmes (min. et max.) comme peut induire cette méthode.</p>	<p><i>Convolution cubique</i></p> <p>La convolution cubique, dans trois catégories sur quatre, a augmenté les écarts types tout en séparant davantage les classes. Toutes les catégories sont ainsi bien discriminées.</p>

4.3.2. Méthode basée sur la notion de valeur surface

Tableau V. Influence du mode de rééchantillonnage en valeur surface

Statistiques sur l'image	Indice de texture
<p><i>Pondération par surface</i></p> <p>L'effet de lissage est plus marqué que pour l'interpolation bilinéaire: plus faibles écarts types et réduction de la dynamique de l'image. La dégradation est très significative en zone faiblement construite.</p>	<p><i>Pondération par surface</i></p> <p>L'effet de lissage est prononcé. Si les valeurs moyennes des catégories d'occupation ont été conservées (cf. tableau III), la diminution du contraste, donc de l'écart-moyen, a davantage réduit la valeur de l'indice. D'autre part les valeurs extrêmes ont été réduites par la pondération. En conséquence, un nombre plus grand de pixels est tombé vers des valeurs inférieures par rapport au seuil de binarisation fixé lors de l'analyse texturale. Cette fois-ci la classe faiblement construite chevauche la classe forêt de 10 unités de gris.</p>

5. Conclusion

Si la télédétection souhaite fournir à l'utilisateur des informations de nature quantitative (surface et distance), produire en définitive des documents conformes aux normes cartographiques, fournir des fichiers numériques compatibles avec un SIG, il apparaît indispensable d'établir des ortho-images. Il y a quelques années, cette opération butait contre l'absence de modèle numérique d'altitude aux résolutions appropriées. Aujourd'hui, la plupart des pays industrialisés (ce n'est pas encore le cas hélas pour les pays du sud!) disposent, ou sont en bonne voie d'être dans cette situation, de MNA basés sur une maille de 20 à 30 m de côté.

L'évaluation globale des méthodes de rééchantillonnage est soumise à deux considérations antagonistes : la précision géographique du pixel et la richesse de l'information contenue dans l'image. Pour satisfaire aux exigences de précision dans la localisation, la méthode basée sur la « pondération par les surfaces » est théoriquement la plus correcte : elle tente d'affecter à la portion de sol la luminance correspondant au mieux à la réalité. Cependant, le rééchantillonnage est réalisé sur une distribution discrète des luminances. Toute combinaison de celles-ci ne peut que provoquer un lissage dont l'ampleur a été mise en lumière par la présente étude. À l'opposé, la méthode dite du « plus proche voisin » respecte presque totalement la dynamique mais est imprécise à $\pm 0,5 \sqrt{2}$ pixel du point de vue géométrique. Le choix d'une procédure dépend donc de l'usage qui sera fait des résultats. En ce qui concerne la liaison de la télédétection et des systèmes d'information géographiques, il nous paraît préférable de privilégier la conservation de la dynamique de l'image; on s'assure ainsi de tirer le maximum de profit de cette source d'informations.

6. Références

- BLASER, T. J. and CALOZ, R. 1991. Digital ortho-image generation from a SPOT panchromatic image using a digital elevation model. IGARSS'91, Helsinki, p. 2431-2434.
- BLASER, T. J., CALOZ, R., WILLEMIN, G., COLLET, C. et LYON, R. J. P. 1991. Sensibilité d'indices de textures aux résolutions spatiale et spectrale en milieux semi-urbains. 5^e Colloque sur les mesures physiques et signatures spectrales en télédétection, Courchevel, Agence spatiale européenne, p. 619-625.
- ESA 1987. Landsat Thematic Mapper (TM) CCT formats standards. ESA/EARTHnet, p. 91.
- HARDY, E. 1990. Modellorientierte Entzerrung von Thematic-Mapper-Rohdaten. Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DLR), p. 103.
- IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 1984. Special Issue on Landsat 4. IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing, n° 3, p. 175-338.
- WILSON, A. K. 1988. The effective resolution element of Landsat Thematic Mapper. International Journal of Remote Sensing, n° 8, p. 1303-1314.
- WONG, F., ORTH, R. and FRIEDMANN, D. E. 1981. The use of digital terrain model in the rectification of satellite-borne imagery. 15th ERIM Symposium, Ann Arbor, Michigan, p. 653-662.
- KALMAN, L. S. 1985. Comparison of cubic-convolution interpolation and least-squares restoration for resampling Landsat MSS imagery. in Technical Papers of the 51st Annual ASP-ASCM Convention : Theodolite to satellite, Washington, D. C., U. S. A., p. 546-556.

3

Le suivi par la télédétection des congères résiduelles de neige dans l'Arctique canadien : le lien avec les accumulations annuelles

YVES CREVIER*, JAMES T. GRAY**, CLAUDE DUGUAY*,
BERNARD LAURIOL* et HENRI AMYOTTE*

*Département de géographie, Université d'Ottawa, Ottawa, Ontario, Canada, K1N 6N5;
téléphone : (613) 564-6792

**Département de géographie, Université de Montréal, Montréal, Québec, Canada,
H3C 3J7; téléphone : (514) 343-8017

Résumé

L'objectif principal de cette étude est d'évaluer les effets de causalités qui existent entre les données du couvert de neige estival, en milieux arctiques, extraites des images TM de Landsat-5 et les données météorologiques sur les accumulations hivernales. Ainsi, nous avons développé, à l'aide du logiciel de traitement d'images EASI/PACE, une méthode automatique d'inventaire des congères de neige. Cette méthode nous a permis de faire la compilation des superficies régionales du couvert nival résiduel pour la mi-juillet pour des secteurs au nord de la ligne des arbres. Une équation de régression qui met en relation le couvert de neige résiduel et les accumulations hivernales fut établie par LAURIOL *et al.* (1986) à partir d'une étude détaillée de photos aériennes. Nous avons appliqué cette équation aux données nivales estivales extraites des images TM pour trois régions. Les résultats démontrent une sous-évaluation de 8,9 cm pour le nord de l'Ungava et de 5,8 cm pour la péninsule de Melville par rapport aux données météorologiques hivernales acquises *in situ* : soit une sous-évaluation de 13% et de 10% respectivement. Pour le site du Labrador, cependant, il y a une sur-évaluation très significative due à la sélection d'une image qui a été affectée par une chute importante de neige estivale. Plusieurs problèmes demeurent à résoudre afin d'augmenter l'acuité des

paramètres qui s'intègrent dans la relation. Certains sont d'ordre méthodologique et d'autres d'ordre technique. Cependant, les études multitudes entreprises parallèlement pour une série de sites précis, permettraient d'établir des tendances à long terme pour le couvert nival, et surtout d'évaluer les répercussions potentielles des changements climatiques en milieux arctiques.

1. Introduction

Dans le cadre de recherches sur le couvert de neige estival dans l'Arctique canadien, LAURIOL *et al.* (1986) ont établi, par l'étude des photos aériennes pour onze endroits au nord de la ligne des arbres, une relation spatiale et temporelle très significative ($R = 0,93$) entre l'épaisseur maximale de neige en hiver et les superficies des congères résiduelles vers la fin de juillet. La corrélation entre les valeurs accumulées de degrés/jours au-dessus de 0°C et la superficie des congères étant très faible ($R = 0,29$), l'hypothèse retenue est que malgré une diversité des conditions météorologiques pendant la fonte des neiges, le facteur prédominant en ce qui concerne l'étendue et le nombre de congères de neige estivales est l'accumulation hivernale de neige pour la région.

Dans le but d'élaborer sur ce thème, nous avons jugé utile d'explorer le potentiel des images satellitaires, pour la cartographie des plaques de neige estivales. L'analyse des photographies aériennes est longue et fastidieuse et s'avère inefficace pour un suivi continu et prolongé du couvert nival. La grande fréquence des images TM de Landsat, leur aptitude à couvrir de vastes superficies, leur bon potentiel pour la discrimination de la neige dans les bandes visibles, proche et moyen infrarouge et la possibilité de traitement numérique des données nous ont amenés à choisir dans un premier temps trois images TM de Landsat-5 de sites côtiers localisés sur un transect nord-ouest à sud-est à travers l'Arctique canadien (fig. 1).

La physiographie de ces régions se décrit par un relief local qui est composé de plateaux monotones entaillés par des vallées glaciaires et disséqués par de nombreuses anfractuosités dans la roche en place (fig. 2). Ces deux régions sont situées dans la zone de toundra soit herbacée, soit arbustive et font partie du bouclier canadien. Les paramètres bio-physiques des trois régions et les renseignements sur les images sont présentés sur le tableau I. Les étapes suivies pour cette étude sont représentées schématiquement sur la figure 3.

Tableau I. Caractéristiques biophysiques des régions d'étude et description des images

Paramètres	Melville	Ungava	Labrador
Précipitation neigeuse	100 à 150 cm	150 à 200 cm	300 à 400 cm
Topographie	Plateau côtier entaillé	Plateau côtier entaillé	Plateau côtier entaillé
Végétation	Toundra	Toundra	Toundra arbustive
Localisation du centre des images	65°40'N 83°20'O	62°05'N 75°00'O	54°40'N 58°25'O
Date d'acquisition	03-08-1986	13-07-1984	05-07-1985
Taille	1880 pixels 2360 lignes 3993 km ²	3000 pixels 2900 lignes 7830 km ²	2496 pixels 1200 lignes 2693 km ²

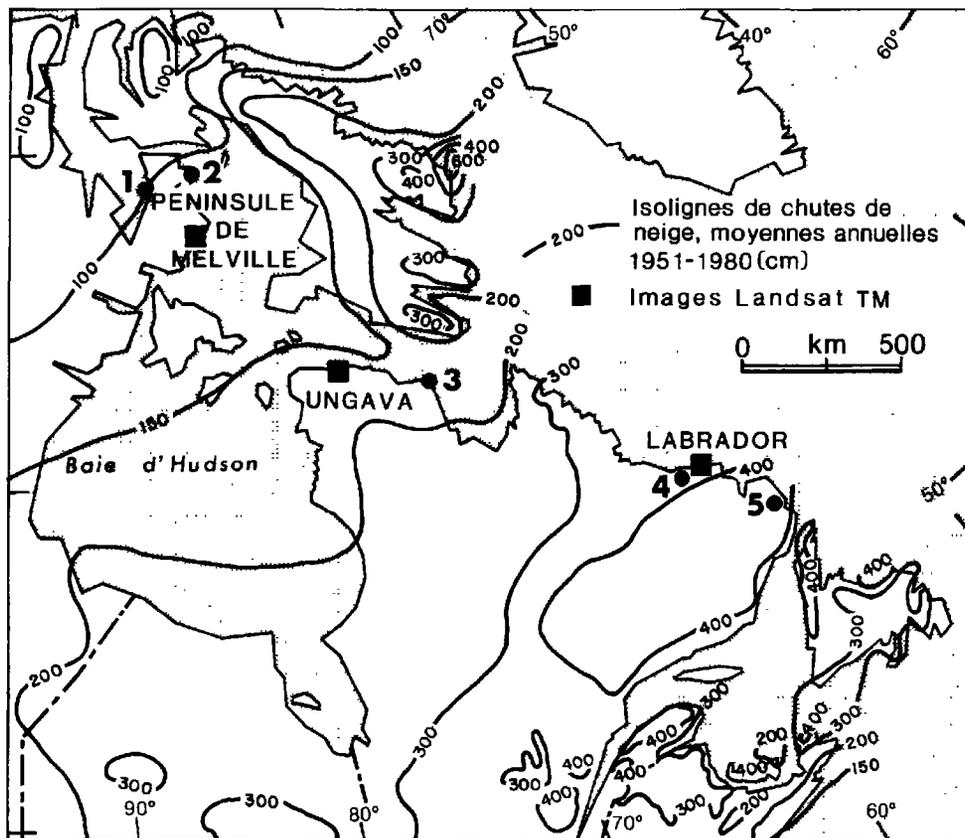


Figure 1. Localisation des régions d'étude; stations météorologiques indiquées sur la carte : 1) Mackar Inlet, 2) Hall Beach, 3) Koartac (Quaqtaq), 4) Hopedale, 5) Cartwright

2. L'extraction de la neige résiduelle sur les images TM

Il existe plusieurs propriétés du couvert nival qui influencent la luminance de la neige. Ces propriétés sont résumées, entre autres, par le contenu en polluants qui affecte la réflectivité pour les ondes courtes et le diamètre des grains de neige qui ont une influence pour les ondes longues du spectre solaire. L'influence de ces paramètres sur la luminance de la neige augmente avec l'âge du couvert nival. Au fur et à mesure que la saison avance et que les températures s'adoucissent, l'état de la congère se modifie. On assiste en surface à une concentration des matières contaminantes ainsi qu'à une augmentation de la taille des grains, ces effets ayant tendance de réduire l'albédo de la neige (HALL and MARTINEC, 1985; FOSTER, 1989). De plus, il existe des problèmes de discrimination entre la neige et d'autres surfaces dans les bandes visible et proche infrarouge du capteur TM, comme par exemple les terrasses de sables et graviers ainsi que les nuages. Une étude effectuée par GRAY *et al.* (1989) pour les pixels d'échantillonnage choisis sur l'image TM d'Ungava suggère TM2, TM4 et TM5 comme bonne combinaison pour la discrimination de la neige par rapport aux autres surfaces (fig. 4). La réponse de la neige dans la bande TM2 (0,52 à 0,60 μ m) est très élevée par rapport



Figure 2. Paysage du nord de l'Ungava mi-juillet 1986

aux autres surfaces, à l'exception des nuages; elle est donc très efficace pour la cartographie de la neige (DOZIER, 1989). La réponse de la neige dans la bande TM4 (0,76 à 0,90 μm) est aussi très élevée par rapport aux autres surfaces, et il peut aussi y avoir confusion avec la réponse du couvert nuageux. Ainsi, l'utilisation de la bande TM5, où la réponse de la neige est très faible, offre une discrimination évidente avec les nuages et elle complète la série de bandes utilisées pour l'analyse multibande de la neige. La figure 3-5a (voir cahier couleur), qui est une image composée couleur des bandes TM2, TM4 et TM5, illustre le contraste de la neige avec les autres surfaces.

3. Traitement de l'image

Le traitement de l'image, dans le but d'extraire les données sur les surfaces résiduelles de neige, s'est fait en deux étapes : le seuillage et la classification

3.1. Le seuillage

La méthode utilisée pour faire l'extraction des surfaces nivales à partir d'images satellitaires est le seuillage des données numériques. Cette technique consiste à segmenter l'espace spectral (données numériques) d'une bande d'une image afin d'isoler les éléments d'intérêts. Les résultats de cette méthode s'illustrent par des images binaires où chaque classe peut faire l'objet de traitements indépendants.

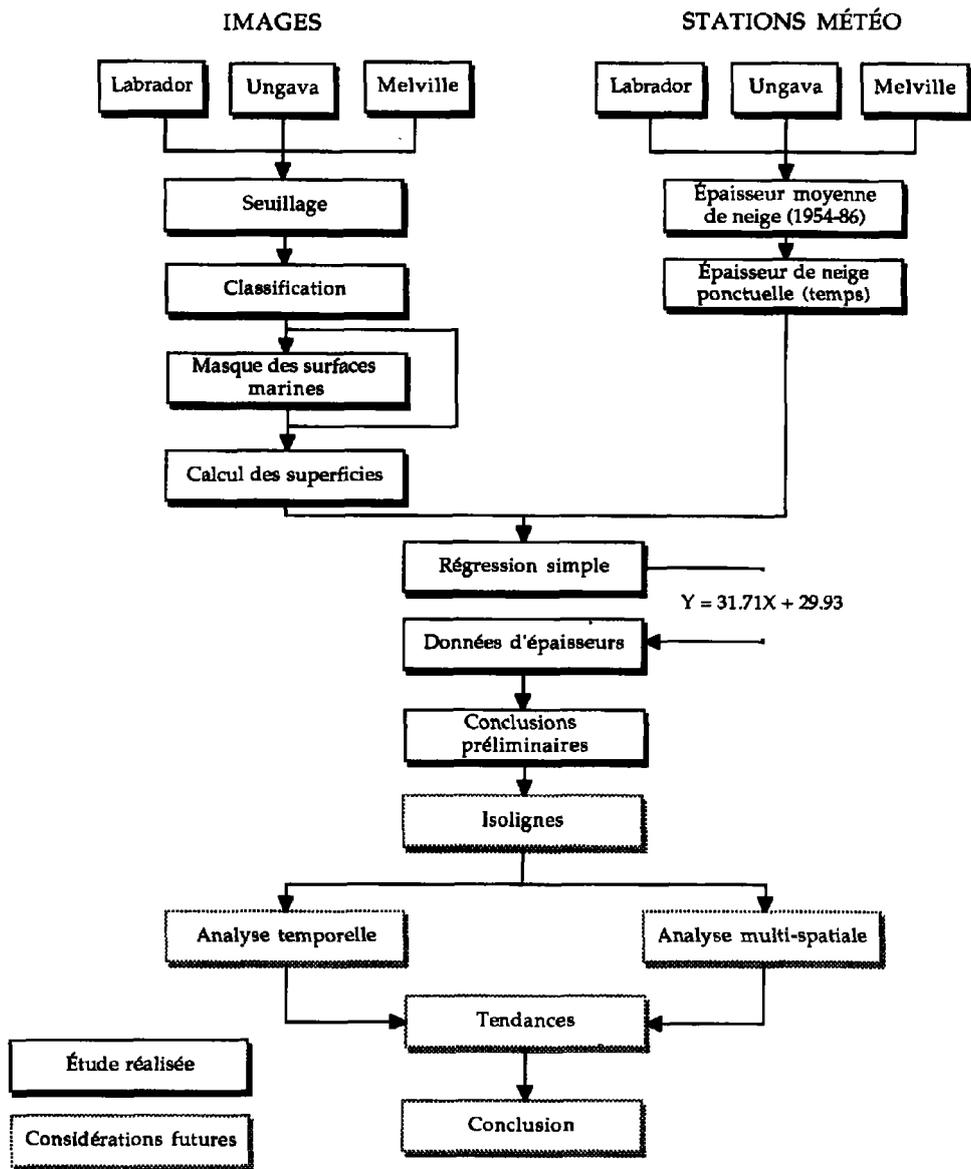


Figure 3. Étapes suivies dans l'étude

Pour ce projet, le seuillage consiste à définir précisément l'espace spectral occupé par la neige pour chacune des trois bandes retenues. Les connaissances *a priori* sur le comportement spectral de la neige nous ont permis d'identifier les sites d'entraînements sur les images satellitaires. La vérification de ces sites a été effectuée à partir de photographies aériennes des régions à l'étude. L'exploration des pixels de neige pour ces sites a permis de fixer les limites spectrales minimales et maximales de la neige pour chacune des bandes de chaque image.

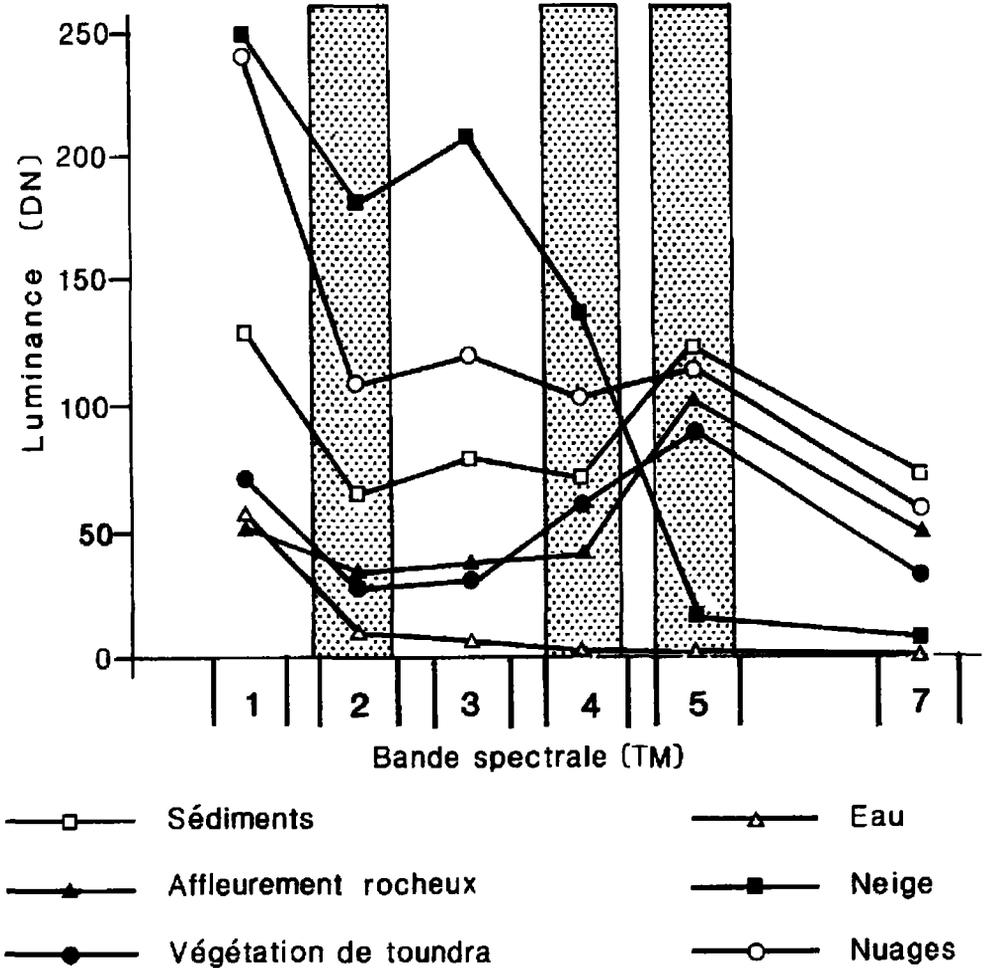


Figure 4. Signatures spectrales de la neige et d'autres surfaces sur l'image TM d'Ungava (tiré de GRAY *et al.*, 1989)

Les variations d'amplitude des données numériques, pour la neige résiduelle en été, sont importantes. Elles sont liées aux variations des caractères physiques des surfaces nivales (principalement aux variations du contenu en contaminants et en eau), à la date d'acquisition des données, qui influence le paramètre précédent, ainsi qu'à la configuration et à la taille des surfaces de neige résiduelle en fonction de la résolution spatiale du capteur.

Les paramètres qui modifient la luminance de la neige ont ici une influence significative considérant que les images de ce projet ont été acquises pendant le mois le plus chaud de l'année. Par conséquent, nous avons défini des valeurs de seuillage pour chaque bande avec une étendue relativement large afin d'englober les pixels de neige impurs (souillés ou mixtes) tant au centre qu'en bordure des congères. Les valeurs de seuillage retenues pour ce projet sont illustrées sur le tableau II.

Tableau II. Valeurs de seuillage (DN) pour la neige sur les images TM

Bandes spectr.	TM2	TM4	TM5
Seuils (DN)	125-255	100-250	5-60

3.2. La classification

Le but de la classification est d'extraire tous les pixels qui répondent aux caractéristiques spectrales de la neige. L'espace spectral des surfaces nivales pour chaque bande ayant préalablement été extrait à l'aide de la technique du seuillage, l'étape subséquente consiste à combiner les espaces spectraux des bandes TM2, TM4 et TM5 afin d'isoler de façon non équivoque les surfaces nivales comme illustrées en jaune sur la figure 3-5b (voir cahier couleur). La classification s'est effectuée à partir d'un opérateur booléen «ET» où la valeur résultante du pixel ne représente pas un nombre réel mais l'état du pixel. Par conséquent, tous les pixels dont les valeurs se retrouvent dans l'espace spectral tri-dimensionnel des bandes TM2 «ET» TM4 «ET» TM5 prennent la valeur de 1. Tous les pixels qui ne répondent pas à ces exigences prennent la valeur de 0. Par la suite, il est d'une simplicité élémentaire d'établir le nombre de pixels de neige par rapport au nombre total de pixels et d'en dériver la superficie. Un module de masquage des surfaces marines (optionnel) a été développé afin de corriger les erreurs amenées par la localisation côtière des images du projet. En effet, ce module est appliqué là où la présence des surfaces marines des images influence le rapport entre la superficie du couvert nival et la superficie des surfaces terrestres seulement.

Une procédure interactive a été développée afin d'automatiser l'extraction des données nivales. Cette procédure fut écrite dans le langage inhérent au logiciel de traitement d'images EASI/PACE. Elle se définit comme suit : a) segmentation des espaces statistiques; b) application de l'opérateur logique «ET» sur les trois bandes et finalement; c) production d'un rapport sur les superficies du couvert nival exprimées en nombre de pixels, en superficie et en pourcentage de l'image. Cette procédure permet d'optimiser en terme de temps l'extraction des données nivales.

4. Relation entre la neige résiduelle et l'épaisseur hivernale

Une régression linéaire simple entre le pourcentage des surfaces résiduelles de neige provenant des données de photographies aériennes et l'épaisseur maximale de neige a été effectuée par LAURIOL *et al.* (1986). Les résultats de cette régression démontrent un coefficient de détermination de 0,86 à un niveau de signification de 99% (fig. 6). La figure 6 illustre aussi la position, dans la relation, des données estimées à partir des images satellitaires et des données météorologiques des stations voisines : 1) Mackar Inlet, 2) Hall Beach, 3) Koartac (Qaqtaq) (fig. 1). Le médaillon de la figure 6 illustre la relation où sont ajoutées les données de l'image du Labrador (dans ce cas les accumulations hivernales sont pour Hopedale [4] et Cartwright [5]).

5. Résultats et discussion

Les résultats sur l'épaisseur du couvert nival estimés à partir de l'équation de LAURIOL *et al.* (1986), utilisant les données nivales extraites des images satellitaires, démontrent une sous-

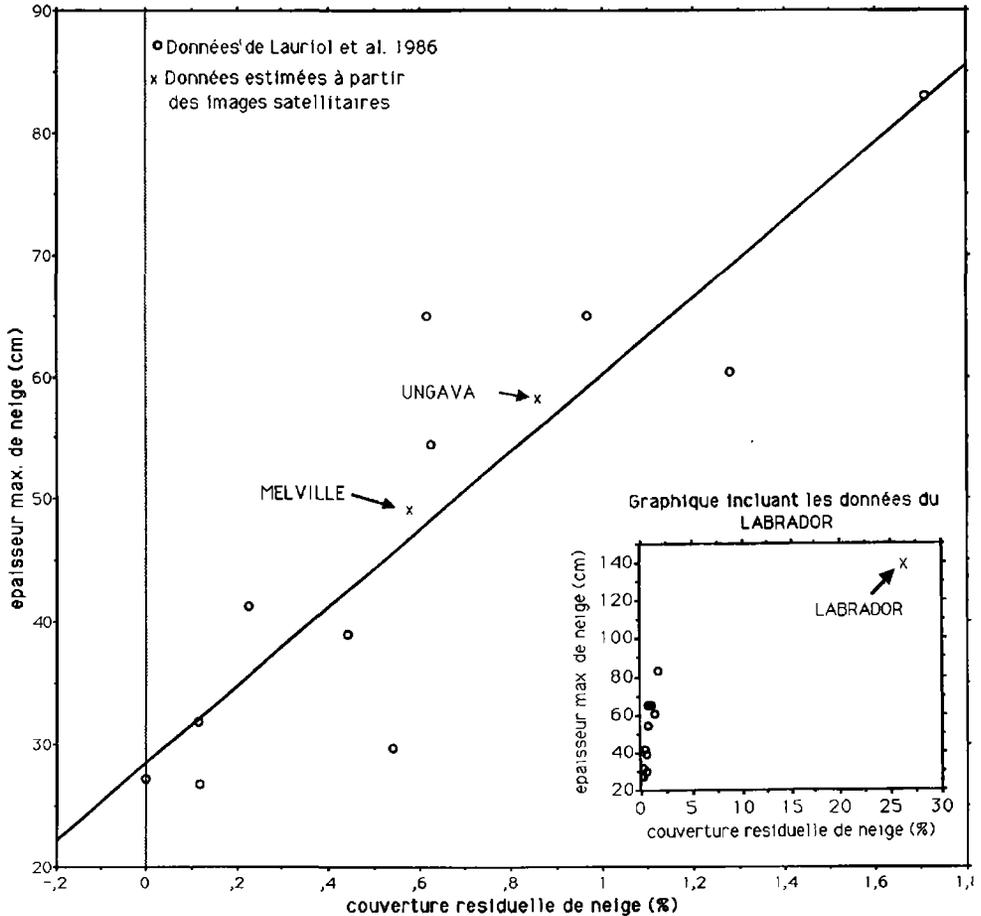


Figure 6. Régression de LAURIOL *et al.* (1986) entre le pourcentage de neige résiduelle en été et l'épaisseur maximale en hiver avec les données de la péninsule Melville et Ungava superposées; en médaillon, l'écart de valeurs pour Labrador

Tableau III. Résultats de l'analyse des accumulations nivales pour la péninsule de Melville et de l'Ungava

	Épaisseur moyenne de neige observée (cm)	Épaisseur de neige estimée (cm)	Différence (cm)	Différence (%)
Ungava	65,0	56,1	8,9	13,6 %
Melville	54,4	48,6	5,8	10,7 %

estimation de 10,7% pour l'Ungava et de 13,6% pour la péninsule de Melville par rapport aux données observées sur le terrain. Les résultats de ces deux sites sont détaillés au tableau III.

Les valeurs extraites de l'image du Labrador ne s'ajustent pas à l'équation de LAURIOL *et al.* (1986); la superficie totale de neige estivale atteignant 26% pour une épaisseur hivernale maximale de seulement 148 cm. Ce non-ajustement des données du Labrador, qui s'exprime

par une couverture nivale importante, s'explique par des chutes de neige importantes créant des accumulations appréciables dans les jours précédant l'acquisition de l'image par le capteur. La couverture nivale n'étant pas une couverture résiduelle représentative des précipitations hivernales cela nous oblige de rejeter l'image du Labrador pour la comparaison des résultats.

Plusieurs problèmes demeurent à résoudre afin d'augmenter l'acuité des paramètres qui s'intègrent dans la relation entre les superficies de neige résiduelle en été et la couverture de neige maximale en hiver. Certains facteurs d'ordre méthodologique ont un effet direct sur l'estimation des superficies de congères, notamment, la détermination des valeurs de seuillage (fonction des propriétés physiques de la neige) et la configuration des congères en relation avec la résolution spatiale du capteur. En fait, les facteurs mentionnés ci-haut rendent difficile la détermination de règles précises de classification automatique pour des régions ayant des propriétés physiographiques et climatiques différentes dans le temps et dans l'espace.

Il existe aussi des problèmes d'ordre purement technique reliés à la résolution spatiale du capteur TM, comparée avec celles des photos aériennes utilisées dans l'étude de LAURIOL *et al.* (1986). La résolution de 30 m s'avère grossière comparativement à la taille des plus petites congères résiduelles qui pourront être ainsi écartées des résumés de superficies de la neige. Il y a probablement aussi sous-estimation le long des bordures des congères classifiées (fig. 3-5b, voir cahier couleur).

Enfin, il existe des problèmes de représentativité des mesures observées aux stations météorologiques. Selon MCKAY et GRAY (1981), il existe toute une gamme de facteurs atmosphériques (vent, température, humidité) et physiographiques (topographie, orientation des versants, couverture végétale) qui influencent l'épaisseur du couvert nivale. Comme les stations météorologiques de l'étude sont éloignées des sites couverts par les images, ces facteurs revêtent une certaine importance.

6. Conclusion

D'après les résultats ressortant de la classification multibande des surfaces résiduelles de neige en été à partir d'images TM de Landsat, il semblerait possible d'estimer, compte tenu des limitations citées, les épaisseurs du couvert de neige hivernale et ainsi des chutes annuelles de neige pour les régions arctiques situées au-delà de la limite latitudinale des arbres. L'estimation des surfaces résiduelles de neige en été, effectuée selon une procédure automatisée, pourrait servir d'indicateur valable des précipitations neigeuses en hiver. Avec cette méthode, il est donc possible d'effectuer ces estimations très rapidement.

Les deux plus grandes limitations pour le suivi annuel, à l'aide d'imagerie satellitaire, du couvert nivale à travers un si grand territoire sont les couvertures de nuages très fréquentes en période estivale ainsi que le coût élevé des images. Par contre, pour des régions plus restreintes, des études annuelles méritent d'être entreprises afin de confirmer la relation entre la neige résiduelle et le couvert hivernal dans le but d'effectuer un suivi des tendances climatiques de l'Arctique canadien.

7. Références

DOZIER, J. 1989. Snow reflectance from Landsat-4 Thematic Mapper. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-22, n° 3, p. 323-328.

- FOSTER, J. L. 1989. The significance of the date of snow disappearance on the Arctic tundra as a possible indicator of climate change. *Arctic and Alpine Research*, vol. 21 (1), p. 60-70.
- GRAY, J. T., LAURIOL, B., BRUNEAU, D. and BRIAND, P. 1989. Residual snow patch mapping in Arctic Canada using Landsat TM images. *Proceedings of the 12th Canadian Symposium on Remote Sensing*, vol. 2, p. 562-565.
- HALL, D. K. and MARTINEC, J. 1985. *Remote sensing of ice and snow*. Chapman and Hall, London. 189 p.
- LAURIOL, B., CARRIER, Y., BEAUDET, H., and BINDA, G. 1986. The residual snow cover in the arctic in July : A means to evaluate the regional maximum snow depth in winter. *Arctic*, vol. 39, p. 309-315.
- MCKAY, G. S., and GRAY, D. M. 1981. The distribution of snow cover. *Handbook of Snow*, Pergamon Press, chap. 5, p. 153-190.

4

La carte morphostructurale de l'Ituri oriental (nord-est du Zaïre) : étude à partir de données satellitaires TM de Landsat

MOKILI MBULUYO* et **, ANDRÉ OZER** et JOHAN LAVREAU***

**Département de géographie et sciences naturelles, Institut supérieur pédagogique de Buta, B. P. 106, Buta, Haut-Zaïre, Zaïre*

***Université de Liège, Laboratoire de géomorphologie et de géologie du Quaternaire, place du 20-Août, 7, 4000 Liège, Belgique*

****Musée royal d'Afrique centrale, Laboratoire de téledétection, chaussée de Louvain, 3080 Tervuren, Belgique*

Résumé

Cette étude vise à déterminer les conséquences de la tectonique, liée à la formation du rift occidental africain, sur la morphologie du nord-est du Zaïre. L'utilisation des données satellitaires TM de Landsat, appuyée par les observations de terrain, permet une analyse complète et quantitative des principaux traits structuraux de la région et autorise une délimitation de secteurs à lithologie semblable. Les différents traitements numériques des données satellitaires se résument de la manière suivante : 1) correction atmosphérique et étalonnage en réflectance, 2) réduction des effets d'ombre portée par la méthode du logarithme résiduel, 3) analyse en composantes principales, 4) dérivation d'images et composition colorée, 5) compilation numérique des cartes résultantes. Grâce à la vue globale que permet la téledétection, une carte morphostructurale à l'échelle de 1:100 000 a pu être dressée. Elle montre une typologie des escarpements qui délimitent ainsi des zones en place, effondrées ou surélevées. Ce compartimentage de l'Ituri constitue une reproduction, à l'échelle réduite, de la tectonique du rift qui caractérise toute cette partie de l'Afrique centrale.

1. Introduction

L'étude présentée ici fait suite aux travaux préliminaires réalisés dans le cadre de recherches en géomorphologie structurale de la région de l'Ituri oriental. Celle-ci, située dans la partie nord-est du Zaïre, couvre un territoire d'environ 8000 km² et s'étend, approximativement entre 1°10' et 2°15' de latitude N et entre 29°40' et 30°50' de longitude E. Ses limites naturelles occidentale et orientale correspondent respectivement à la rivière Ituri et au lac Mobutu (fig. 1).

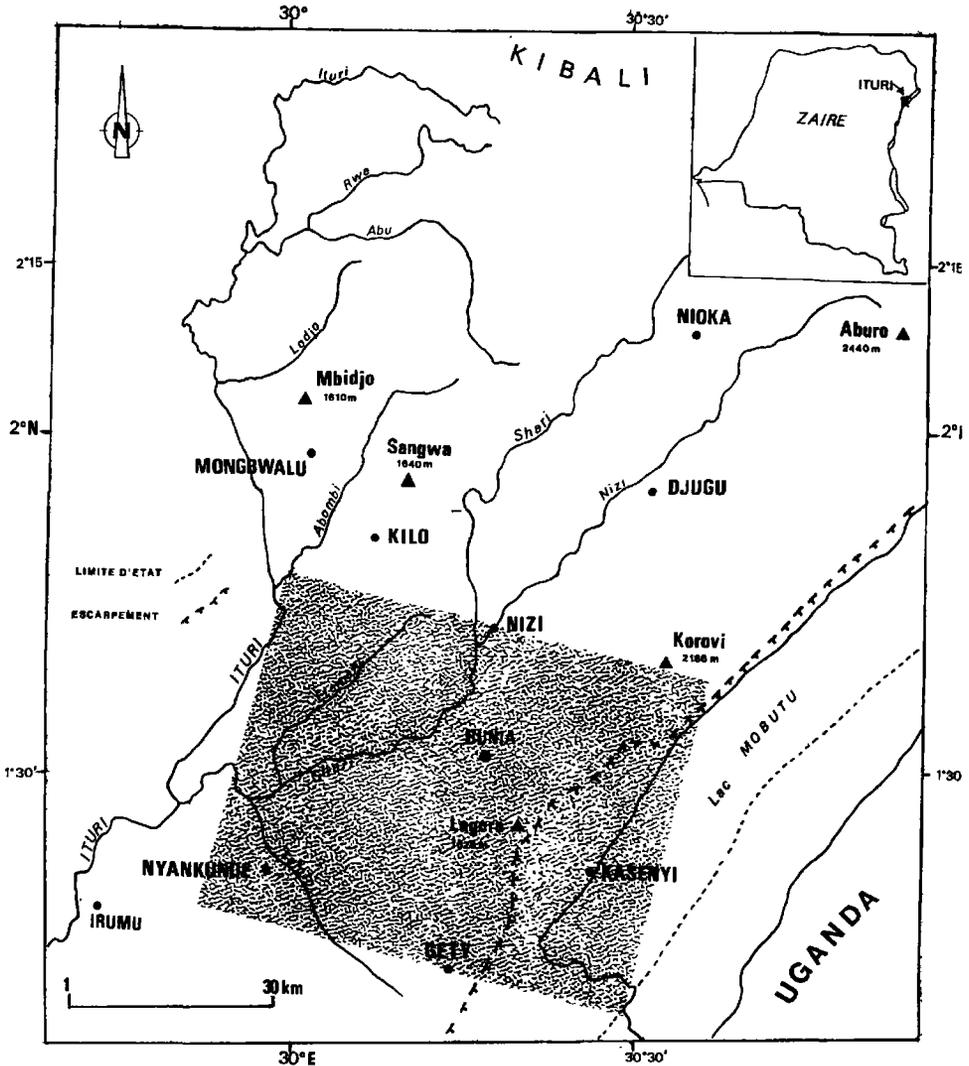


Figure 1. Carte de localisation de l'Ituri oriental; la zone tramée correspond à la sous-scène étudiée

Morphologiquement, elle fait partie de la zone du rift de l'Afrique centrale. Son relief est constitué de collines dont les sommets sont étroits et aplanis. Vus de loin, ces sommets forment une série de plates-formes ou de plateaux plus ou moins étagés qui témoignent de l'existence de surfaces topographiques anciennes. L'altitude générale de celles-ci augmente du sud-ouest (1086 m à Nyankunde) vers le nord-est (2166 m à Korovi). Ce relèvement de la région vers le nord-est trouve son explication essentiellement dans les mouvements tectoniques tertiaires contemporains à la formation du graben albertin (lac Mobutu).

Les mouvements tertiaires ont provoqué des dislocations dans toute la région, si bien que la détermination de leurs conséquences sur la morphologie a depuis très longtemps été la préoccupation principale des chercheurs qui se sont intéressés à la géomorphologie du nord-est du Zaïre (LEPERSONNE, 1949, 1956; RUHE, 1954; MOEYERSONS, 1975; MBULUYO, 1987, 1991). Bien souvent, l'origine des différents talus inventoriés dans l'Ituri a constitué l'objet de nombreuses controverses.

Cette étude aborde la question du rapport entre la tectonique et la morphologie de la région considérée et présente les résultats de l'analyse morphostructurale menée à partir des données satellitaires (Thematic Mapper de Landsat 4). La morphostructure est considérée ici comme un ensemble de formes de relief particulièrement grandes (d'échelle hectométrique à kilométrique) dans lesquelles le rôle de la structure ou des mouvements tectoniques demeure prépondérant. L'analyse est appliquée à la partie méridionale de l'Ituri (zone tramée, fig. 1) dont les images satellitaires offrent les meilleures conditions d'observation et pour laquelle, les données contrôlées de différentes campagnes de terrain sont suffisamment nombreuses et bien localisées.

2. Le cadre géologique

Dans la région étudiée, on distingue deux grandes unités lithostratigraphiques :

- sur les plateaux ainsi que dans la plaine de Bunia, les roches appartiennent au soubassement précambrien, localement rapportées au groupe du Kibali et au complexe gneissique (Archéen) Ouest-nilien. Elles sont formées de schistes, d'amphibolites, de gneiss et de divers granites généralement intrusifs. Un faisceau d'intrusions doléritiques, associé aux différents épisodes tectoniques ayant affecté la région, recoupe les formations précambriennes sous forme de dykes;

- dans la plaine de Kasenyi, par contre, affleurent des sédiments plus récents, datant du Tertiaire à l'Actuel. Dans toute la zone du rift, ils sont groupés en deux principaux étages bien définis : le plus ancien, dénommé formation de Kaïso, date du Plio-Pléistocène; cette formation est constituée de grès tendres et de sables fins et grossiers; le plus récent, appelé formation de Semliki, correspond au Quaternaire moyen et se compose de sables et de graviers.

Du point de vue tectonique, l'Ituri oriental fait partie des zones actives du rift de l'Afrique centrale caractérisées par de nombreuses failles radiales. Certaines d'entre elles, très anciennes, datant du Paléozoïque (VILLENEUVE, 1983), se sont vues réactivées, tout le long du Tertiaire, lors de la formation du fossé albertin. Cette activité tectonique se traduit actuellement par de nombreuses terrasses lacustres formées dans les dépôts quaternaires et récents.

3. Méthode et matériel utilisés

3.1. Les données initiales

Les images utilisées ont été enregistrées le 1^{er} juin 1989 par le capteur TM de Landsat 4 à la demande conjointe du Laboratoire de géomorphologie tropicale de l'Université de Liège et du Département de géologie et de minéralogie du Musée royal d'Afrique centrale de Tervuren. Elles correspondent à la scène n° y4251207464X0 qui couvre approximativement 32 400 km². Toutefois, à cause de la couverture nuageuse relativement importante dans le secteur nord de la région, nous avons utilisé uniquement la sous-scène méridionale de dimension 2 048 par 2 048 pixels (résolution nominale de TM = 28,5 m) soit une superficie d'environ 3 500 km². Les divers traitements d'images et la réalisation automatique des cartes ont été respectivement exécutés à l'aide des logiciels GM-PCIMAGE et AUTOCAD.

3.2. Les prétraitements des images numériques

Les prétraitements sont choisis en fonction des caractéristiques de la sous-scène utilisée. Bien qu'au départ, celle-ci présentait une quantité considérable d'informations, les prétraitements s'avéraient nécessaires, afin de mieux faire apparaître les propriétés spectrales des objets étudiés.

3.2.1. La correction atmosphérique et l'étalonnage en réflectance

Une correction pour les effets de l'atmosphère peut être réalisée au travers d'un modèle atmosphérique. Les valeurs de la luminance enregistrées par le satellite peuvent ensuite être converties en mesures physiques telle la réflectance du pixel au sol. Pour ce faire, nous avons utilisé le programme 5S proposé par TANRÉ *et al.* (1987) qui permet d'estimer la luminance au satellite ou une cible au sol de dimension déterminée, placée dans un environnement de réflectance connue éventuellement différent de la cible. La luminance au satellite a ensuite été exprimée en DN en se basant sur la table de quantification des signaux fournie par EOSAT, en considérant qu'une cible de dimension infinie et de réflectance 1 aurait un DN de 255. Ces nouvelles valeurs de DN étant des valeurs physiques, elles peuvent être utilisées comme telles dans les raisonnements portant sur la comparaison entre DN dans les différentes bandes spectrales.

3.2.2. Le logarithme résiduel («log. residual») de la luminance

C'est une approche semi-quantitative de traitement d'images développée par GREEN and GRAID (1985). Elle est basée sur l'idée que la valeur de la luminance varie en fonction de la topographie (T), de la réflectance de la cible (R) et de l'illumination de la scène (I).

$$DN = T \cdot R \cdot I$$

Le facteur T se manifeste par l'ombre portée et par la clarté des différentes surfaces en rapport avec leur lambertianité. Dans une région accidentée comme l'Ituri, ce facteur T joue un rôle déterminant dans la réduction des effets de discontinuité essentiellement dus à l'ombre. Il varie d'un pixel à l'autre.

Le facteur R de la formule qui indique le rapport entre l'énergie réfléchiée et l'énergie incidente pour une longueur d'onde donnée c'est-à-dire la réflectance des cibles. Pour les sols,

ce facteur dépend surtout de l'humidité, de la teneur en carbonate, en fer et en matières organiques.

Le facteur I concerne l'éclairement solaire; il est relativement constant pour toute l'image. Il varie cependant notamment en fonction de l'état global de l'atmosphère et de la longueur d'onde.

En mettant en relation les trois facteurs considérés par une série de transformations logarithmiques, on déduit l'équation suivante exprimant la luminance c'est-à-dire à un facteur d'étalonnage près, la valeur numérique (DN) de chaque pixel dans chacun de canal du TM :

$$\text{Log Res} = \log \text{DN}_{i\lambda} - \log \overline{\text{DN}}_i - \log \overline{\text{DN}}_\lambda + \log \overline{\text{DN}}$$

où

$$\log \text{DN}_{i\lambda}$$

est le logarithme de la valeur de chaque pixel i dans chaque bande spectrale λ ;

$$\log \overline{\text{DN}}_i$$

correspond au logarithme de la moyenne inter-pixel dans chaque bande spectrale;

$$\log \overline{\text{DN}}_\lambda$$

est le logarithme de la moyenne inter-bande, inter-pixel;

$$\log \overline{\text{DN}}$$

désigne la moyenne des moyennes précédentes.

L'application de ce traitement permet, dans une certaine mesure, de corriger (ou d'atténuer) les effets combinés de l'éclairement et du relief.

3.3. Les traitements effectifs

3.3.1. L'analyse en composantes principales

Le calcul des composantes principales a été effectué sur les images pré-traitées en correction atmosphérique et en logarithme résiduel. Les trois premières composantes expliquent 99,7% de la variance observée parmi lesquelles la première composante principale détient 80,5%. Ce premier axe apparaît, par conséquent, comme une sorte de moyenne des variables originelles de TM (tab. I). Les deux axes suivants expliquent respectivement 15,4% et 3,8%. Les images résultantes de ces derniers axes, n'ont pas apporté plus d'informations que celles qui figurent sur l'image du premier axe. Quant au quatrième axe, qui présente 0,3% de la variance, son image est fortement bruitée. Les images de ces trois derniers axes, pour les raisons évoquées plus haut, n'ont pas été, par conséquent, considérées dans la suite de l'étude.

3.3.2. La dérivation d'images

Afin de rehausser les discontinuités structurales, but recherché par la présente étude, plusieurs filtres (tab. II) de type Sobel et Prewitt (SCHOWENGERDT, 1983) ont été testés, d'abord sur l'ensemble de l'image, ensuite sur des fenêtres de 512 par 512 pixels. Les opérateurs matriciels choisis ont été appliqués successivement sur l'image brute et sur celles qui sont traitées en

Tableau I. Données statistiques de la sous-scène (2048 par 2048 pixels) de l'Ituri, après filtrage des zones nuageuses

Canal	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7	
Longueur d'onde (µm)	450 - 520	520 - 600	630 - 690	700 - 900	1550 - 1750	2080 - 2350	
Valeurs des TM							
Moyenne	79,04	33,01	34,35	81,06	84,23	34,68	
Écart-type	5,91	3,68	6,30	11,44	17,89	11,11	
Matrice de corrélation linéaire							
TM1	1,000	0,819	0,810	-0,144	0,740	0,737	
TM2		1,000	0,900	-0,021	0,815	0,755	
TM3			1,000	0,282	0,867	0,886	
TM4				1,000	-0,135	-0,363	
TM5					1,000	0,936	
TM7						1,000	
Matrice des variances-covariances							
TM1	371,33	304,29	418,37	202,40	473,00	345,92	
TM2		266,67	354,91	198,11	362,00	267,98	
TM3			484,88	243,28	526,97	388,29	
TM4				461,56	165,24	119,00	
TM5					738,44	549,45	
TM7						399,60	
Analyse des composantes principales (CP) : poids des vecteurs (sur base des variances-covariances) et pourcentage de contribution							
CP1	0,401	0,326	0,455	0,224	0,558	0,403	80,5%
CP2	0,045	0,140	0,095	0,880	-0,365	-0,248	15,4%
CP3	-0,357	-0,418	-0,440	-0,415	0,526	0,231	3,8%
CP4							0,3%

composantes principales notamment sur la première composante qui exprime, comme décrit ci-haut, 80,5% de la variance globale. Pour l'ensemble de l'image, les résultats de filtrage provoquent un lissage important alors que sur les fenêtres choisies, ils sont de loin meilleurs.

3.3.3. La composition colorée TM5 - TM4 - TM1

La composition colorée TM5 - TM4 - TM1 (fig. 4-2, voir cahier couleur) a été réalisée sur les images prétraitées en logarithme résiduel. Au regard de la faible corrélation existant entre certains canaux initiaux (tab. I), la composition colorée TM5, TM4 et TM1, en rouge, vert et bleu, a donné une image fortement améliorée par rapport aux compositions colorées des images TM brutes.

Tableau II. Opérateurs matriciels utilisés (SCHOWENGERDT, 1983)

Directions	Filtres
Est-Ouest (Sobel "A")	-1 -2 -1
	2 4 2
	-1 -2 -1
Nord-Sud	-1 2 -1
	-2 4 -2
	-2 -2 1
NO-SE	-2 -1 -2
	-1 4 -1
	-2 -1 2
NE-SO	-2 -1 2
	-1 4 -1
	2 -1 -2
ONO-ESE	1 -2 -2
	1 4 1
	-2 -2 1
NNO-SSE	1 1 -2
	-2 4 -2
	-2 1 1
NNE-SSO	-2 1 1
	-2 4 -2
	1 1 -2
Prewitt	1 1 1
	-1 -2 1
	-1 -1 1

À partir de ces images améliorées, ainsi que celles obtenues selon les traitements décrits sommairement plus haut, plusieurs cartes des discontinuités ont été dressées par interprétation visuelle. Celles-ci ont été rassemblées en une seule carte de synthèse. Trois principales étapes ont été nécessaires pour cette élaboration : 1) compilation des calques d'interprétation (1:100 000) des images améliorées; 2) numérisation de cette carte par le logiciel AUTOCAD qui offre la possibilité à la fois de tracer des limites de discontinuités (lithologiques et linéamentaires) ainsi que leurs calculs statistiques; 3) superposition de la carte résultante, à l'aide de l'équation de redressement à partir d'amers connus (coordonnées géographiques et rectangulaires de la triangulation de la région de Kilo-Moto et lac Albert, 1936), avec la carte topographique numérisée. La carte finale obtenue est interprétée sur la base de données recueillies à la fois sur le terrain et sur les divers documents d'archives.

4. Interprétation et discussion des résultats

4.1. Interprétations lithologique et morphologique

Sur la composition colorée TM5-TM4-TM1 des logarithmes résiduels (fig. 4-2, voir cahier couleur), on reconnaît grâce aux aspects de surface (texture dense ou lâche), deux grands ensembles qui correspondent respectivement aux terrains anciens du socle (Précambrien) et aux dépôts récents (Néogène à Actuel) de la plaine de Kasenyi. Les deux entités lithologiques sont séparées par un escarpement de graben à forte dénivellation topographique et dont les versants sont incisés par de nombreuses vallées plus ou moins rectilignes.

La morphologie est remarquablement bien mise en évidence ainsi que les différents modelés associés à chaque type lithologique connu. Les terrains granitiques présentent un relief doux caractérisé par des vallées peu encaissées et un réseau hydrographique lâche alors que les roches métamorphiques (principalement schistes et amphibolites) se caractérisent par une morphologie accidentée et découpée par un réseau hydrographique profondément encaissé et dense.

Les autres formations lithologiques telles que les dolérites qui se présentent en nappes ou dykes et les itabirites (quartzites ferrifères) sont reconnaissables par leur texture typique et par leur relief vigoureux. Elles traduisent par leur morphologie, les aspects locaux de l'érosion différentielle rencontrée dans la région.

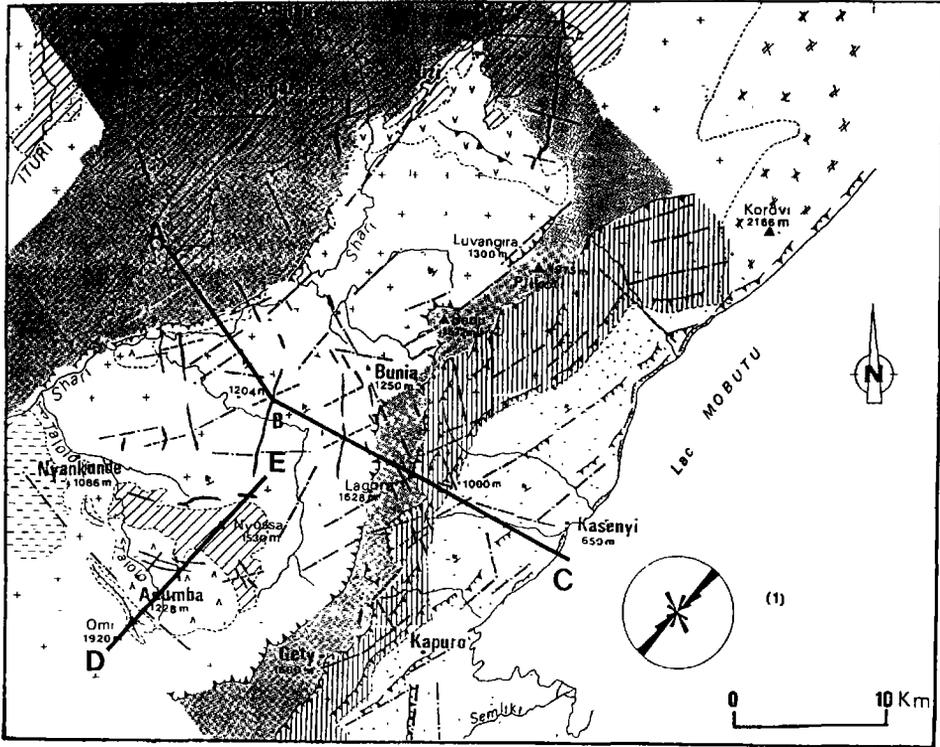
Dans la plaine de Kasenyi, l'image permet de distinguer différentes formations superficielles qui peuvent, selon la connaissance du terrain, être associées à la formation de Kaiso (Plio-Pléistocène) ou la formation de Semliki (Quaternaire moyen). Quant aux dépôts récents (sub-actuels et actuels), ils sont parfaitement rehaussés et on y reconnaît des paléo-réseaux qui constituent des véritables témoins de mouvements tectoniques récents dans la région.

4.2. Significations tectoniques des linéaments et typologie des escarpements

La carte télé-interprétative (1:100 000) issue des calques des images améliorées et de leur superposition sur les documents topographiques existants (IGCB, 1955) donne un aperçu de synthèse relatif à la morphostructure de l'Ituri oriental (fig. 3). Cette esquisse cartographique présente également la rosace de principales orientations des linéaments et en complément, deux coupes topographiques schématiques (fig. 4) utiles pour son interprétation. On y reconnaît sans ambiguïté plusieurs unités morphostructurales séparées par deux types d'escarpements. Les plus importants de ceux-ci ont fait l'objet de contrôle *in situ* et leur détermination se fait selon les techniques préconisées dans les travaux de LAGASQUIE (1989) et LAGEAT (1989).

4.2.1. Les abrupts lithologiques

Moins importants que les abrupts de faille (voir plus loin), les abrupts lithologiques sont associés à la présence de roches de résistance différente telles que les itabirites, les dolérites massives et les amphibolites. Certains d'entre-eux se superposent aux talus tectoniques comme c'est le cas pour l'escarpement de Nyangaraie. Ce talus, à pente très adoucie, s'est formé aux dépens des schistes du Kibalien (supérieur) relativement moins résistants que les amphibolites massives (Kibalien inférieur) du niveau sous-jacent.



LÉGENDE

GÉOLOGIE

- Sables et graviers (Plio-Quaternaire)
- Dolomites et grès d'Irumu (Primaire)
- Granite
- Schistes du Kibalien (Précambrien inférieur)
- Amphibolites du Kibalien (Précambrien inférieur)
- Gneiss (Précambrien inférieur)
- Nappes de dolérites

TECTONIQUE

- Failles
 - Fracturation
 - Dykes doléritiques
- } failles et linéaments par télédétection et photogéologie

UNITÉS MORPHOSTRUCTURALES

- Abrupts dérivés de failles
- Abrupts lithologiques
- Zones d'escarpement
- Zones surélevées
- Zones effondrées
- Reliefs de résistance différentielle (itabirites et quartzites)
- Niveau altimétrique local
- Pente topographique
- Sommets
- Coupes topographiques (fig. 4.1 et 4.2)
- Rosace directionnelle des discontinuités linéamentaires

Figure 3. Les unités morphostructurales de l'Ituri oriental et les reliefs associés avec la rosace directionnelle des discontinuités relevées sur les différents documents satellitaires

Un autre abrupt lithologique reconnu sans équivoque, est celui qui forme une barrière incurvée limitant vers le nord la plaine de Bunia-Irumu. Il se prolonge vers le nord-ouest, en direction de Bambu, par une série des crêtes courtes et parallèles.

4.2.2. Les abrupts dérivés de failles

Ils sont reconnaissables par leur allure relativement rectiligne et par leur direction parallèle aux failles télédéetectées (LAVREAU, 1976; MUKONKI, 1980; MBULUYO et LAVREAU, 1989) qui sont localisées généralement en contrebas de l'escarpement.

Sur la carte, les abrupts tectoniques les plus importants sont situés près du fossé et atteignent une dénivellation supérieure à 100 m (talus de Bedu à l'est de la plaine de Bunia); la dénivellation peut être appréciée par le déplacement des dykes qui ont fidèlement enregistré les mouvements relatifs.

Ailleurs, dans les zones éloignées du graben, ces talus sont d'amplitude relativement faible et parfois, dans les roches moins résistantes, fortement modifiés par l'érosion. On les identifie, sur le terrain, par l'orientation des diaclases qui est perpendiculaire à la direction de la faille.

Dans la plaine de Kasenyi, les talus tectoniques sont de faible ampleur et correspondent à de petits ressauts rectilignes (généralement moins de 4 m) en contrebas desquels se forment actuellement des micro-cônes de déjection et des aires dépressionnaires occupées saisonnièrement par des eaux stagnantes. Le long du lac, ces ressauts se terminent par des falaises vives atteignant la dizaine de mètres.

4.2.3. Les unités morphostructurales

Les plus importantes sont de taille kilométrique et sont représentées sur la carte par des compartiments topographiques découlant des mouvements de différenciation tectonique. Les escarpements qui les limitent sont sans exception des talus tectoniques. On peut distinguer deux principales zones d'effondrement séparées par une série de horsts dont certains atteignent des altitudes considérables (monts Plikoti, 1975 m; Bedu, 1572 m; Lagora, 1628 m; Gety, 1600 m). Sur les coupes topographiques schématiques (fig. 4), elles sont nettement individualisées.

La principale zone d'effondrement est la plaine de Kasenyi à l'est de la région. Elle fait partie des grabens du système du rift de l'Afrique centrale considérés d'âge tertiaire. Plusieurs failles post-kaiso (Pléistocène), signalées plus haut, recourent les formations fluvio-lacustres. À l'ouest des horsts s'étend la plaine de Bunia. Elle constitue également un graben mais d'amplitude relativement faible. Son alignement par rapport au graben d'Irumu, d'âge précambrien permet, de lui attribuer le même âge. Le soulèvement du Tertiaire a provoqué son basculement, ce qui explique que dans cette plaine, l'orientation générale des cours d'eau est du SSE vers le NNO.

Enfin une zone d'effondrement de dimension très réduite est le graben de Talolo au sud-ouest de la région. Elle est séparée de la plaine de Bunia par le horst du mont Nyossa (1533 m).

Des cas similaires d'unités morphostructurales d'échelle variable peuvent être mis en évidence dans toute la région et soulignent l'importance de la tectonique cassante dans la mise en place de grands volumes morphologiques.

5. Conclusion

Cette étude montre le rôle prépondérant de la tectonique sur la morphologie de l'Ituri. Dans les secteurs de la région où la géologie est suffisamment connue comme dans ceux dont les

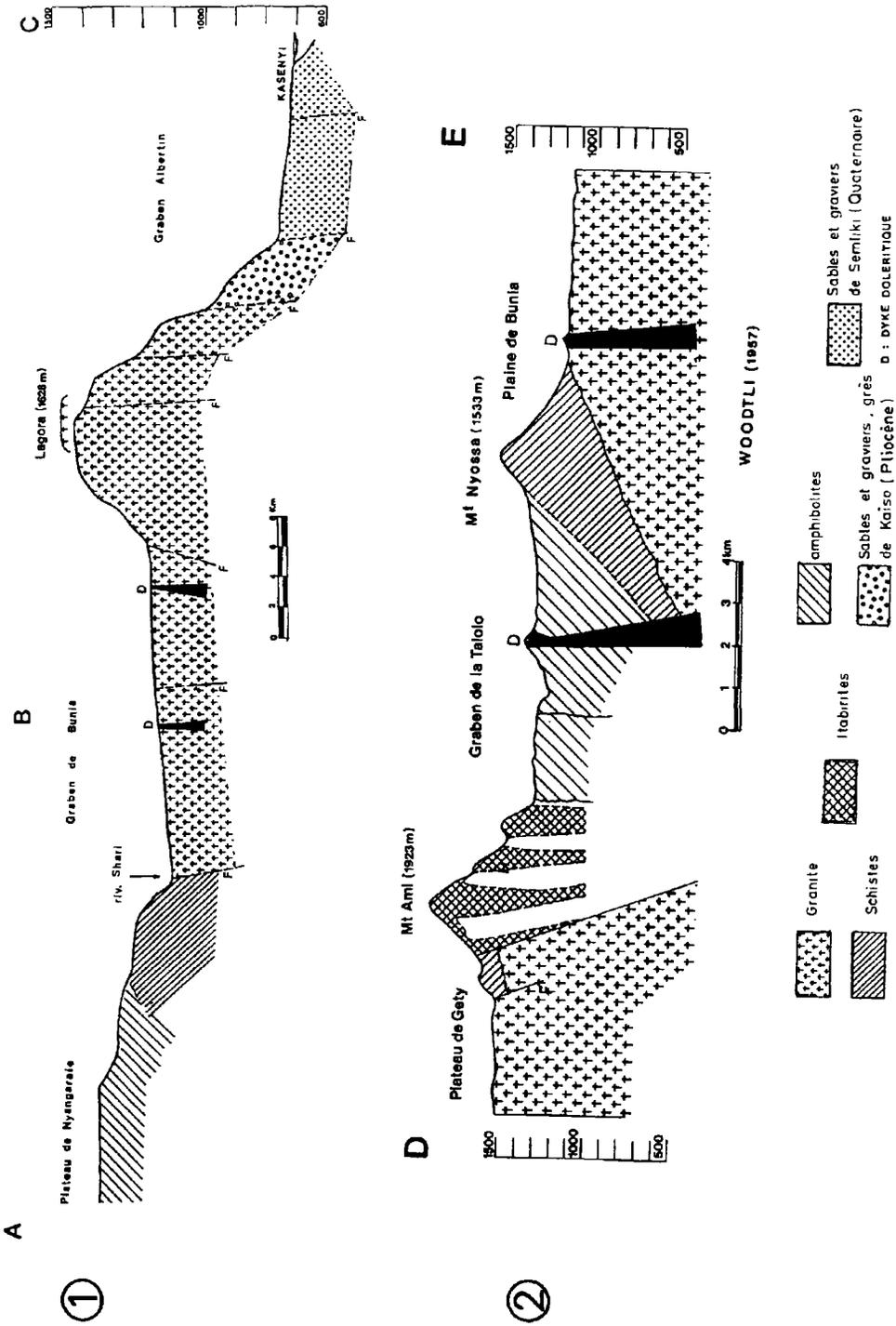


Figure 4. Coupes topographiques schématiques de l'Ituri oriental

connaissances géologiques sont encore peu avancées, chaque type d'analyse ou traitement d'images a apporté de nouveaux éléments complémentaires pour une meilleure compréhension de la structure géologique. La télédétection a privilégié particulièrement deux domaines de la cartographie.

Du point de vue de la cartographie géologique, la carte interprétative des documents satellitaires TM donne des résultats pertinents pour la reconnaissance de formations lithologiques de l'Ituri particulièrement dans les zones situées en dehors des secteurs miniers et où les cartes sont schématiques et sommaires. En dépit de limites lâches ou douteuses dans certaines de ces zones, les cartes obtenues constituent de véritables tests de fiabilité des différents documents cartographiques utilisés dans le travail et sur lesquels on peut désormais s'appuyer avec certitude.

À partir de différentes plages lithologiques identifiées sur les documents satellitaires, la reconnaissance de la morphologie et de différents modelés associés aux principales formations lithologiques de la région a été facilitée. L'identification de ces différents aspects du paysage s'est révélée de très grande utilité lors de la campagne de terrain en donnant un cadre plus précis à nos observations in situ.

Du point de vue de la cartographie structurale, les images satellitaires (Landsat TM) ont mis en évidence deux systèmes orthogonaux de dislocation datant d'épisodes tectoniques différents :

- des fractures NNO-SSE caractérisées dans la plupart des secteurs de l'Ituri par des intrusions de dolérite. Elles sont les plus anciennes puisque les intrusions sont légèrement métamorphiques (un âge radiométrique minimum d'environ 800 millions d'années a été obtenu, PASTEELS, communication personnelle). Cet âge ancien constitue la limite à partir de laquelle les accidents rhéomatiques de cette orientation ont cessé d'être très actifs;

- des fractures NNE-SSO qui localement deviennent ENE-OSO. Elles coupent les fractures anciennes liées aux intrusions doléritiques, ce qui prouve leur postériorité par rapport à ces dernières. Ce second épisode tectonique majeur a connu son grand développement à l'Eocène au moment de la mise en place définitive du graben albertin. Ce mouvement tectonique se poursuit encore de nos jours par le soulèvement du bord occidental du fossé (d'où son profil dissymétrique) et par la création, dans les séries sédimentaires plio-quadernaires à l'intérieur de celui-ci, de demi-grabens à profil asymétrique.

Ces deux systèmes de dislocation sont, à l'origine, des failles radiales qui délimitent des blocs de dimensions très variables et qui confèrent, à la région étudiée une structure tectonique en damier. Considérant l'ensemble de territoires voisins du rift, le découpage de l'Ituri oriental constitue la reproduction, à l'échelle réduite, de la tectonique générale du rift africain.

6. Références

- IGCB (Institut géographique du Congo belge) 1955. Atlas topographique de Kilo-Moto, 12 planches.
- GRENN, A. A. and GRAID, M. D. 1985. Analysis of aircraft spectrometer data with logarithmic residuals. Proceeding of the First Airborne Imaging Spectrometer data Analysis Workshop, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, p. 111-119.
- LAGASQUIE, J. J. 1989. Fracturation et étagement des surfaces d'érosion dans un socle : l'exemple de Millas (Pyrénées-orientales). Bulletin de l'Association des géographes français, Paris, n° 1, p. 36-41.
- LAGEAT, Y. 1989. Notion de la forme structurale dans les socles. Bulletin de l'Association des géographes français, Paris, n° 1, p. 3-11.

Carte morphostructurale de l'Ituri oriental (nord-est du Zaïre) : étude à partir de données TM

- LAVREAU, J. 1976. Étude photogéologique de la région de Djugu-Mahagi-lac Mobutu (nord-est du Zaïre) et Uganda. Département de géologie et de minéralogie, Musée royal d'Afrique centrale, Tervuren, Belgique, rapport annuel 1975, p. 113-121.
- LEPERSONNE, J. 1949. Le fossé tectonique lac Albert-Semiliki-lac Edouard : résumé des observations géologiques effectuées en 1938-1939-1940. Annales de la Société géologique de Belgique, n° 71, p. 1-92.
- LEPERSONNE, J. 1956. Les aplanissements d'érosion du nord-est du Congo belge et des régions. Académie des sciences coloniales, Sciences naturelles et médicales, 108 p.
- MBULUYO, M. K. 1987. Les formations superficielles du bassin de Mongwalu, contribution à la connaissance géomorphologique du Haut-Ituri (nord-est du Zaïre). Mémoire de maîtrise en géologie de terrains superficiels, Université de Liège, 55 p.
- MBULUYO, M. K. 1991. Les principales entités géomorphologiques de l'Ituri oriental et les faciès cuirassés associés. Hommage au professeur J. Alexandre, Afrique centrale : géomorphologie et géologie récente, Bulletin de la Société géographique de Liège, n° 27, 139-149.
- MBULUYO, M. K. et LAVREAU, J. 1989. Apport de la télédétection à la connaissance de grands traits structuraux du bassin du Haut-Ituri (nord-est du Zaïre). Département de géologie et de minéralogie, Musée royal d'Afrique centrale, Tervuren, Belgique, rapport annuel 1987-1988, p. 165-172.
- MOEYERSONS, J. 1975. Les surfaces d'aplanissement et les cycles géographiques dans le nord-est du Zaïre. Annales de la Société géologique de Belgique, n° 98, p. 439-448.
- MUKONKI, M. 1980. Application de la télédétection à l'étude du système des fossés de l'Est Africain. Thèse, Université Pierre-et-Marie-Curie, Paris VI, 2 tomes, 97 + 168 p.
- RUHE, R. V. 1954. Erosion surfaces of central African high plateaus. Publication de l'Institut national des études agronomiques au Congo, série scientifique, n° 54, 38 p.
- SCHOWENGERDT, R. A. 1983. Techniques for image processing and classification in remote sensing. Academic Press, 49 p.
- TANRÉ, D., DEROC, C., DUHAUT, P., HERMAN, M., MORCRETTE, J. J., PERBOS, J. and DESCHAMPS, P. Y., 1987. Simulation of the satellite signal in the solar spectrum (5S). 149 p.
- VILLENEUVE, M. 1983. Les sillons tectoniques du Précambrien supérieur dans l'est du Zaïre; comparaison avec les directions du rift-est Africain. Bulletin du Centre de recherche et d'exploitation du pétrole, vol. 7, n° 1, p. 163-174.

5

Comparaison de différentes méthodes de rapports de bandes pour l'application de la télédétection satellitaire à la reconnaissance géomorphologique d'un milieu montagneux subarctique semi-aride

JANINE SOMMA et FRANÇOIS CAVAYAS

Département de géographie, Université de Montréal, C. P. 6128, succ. A, Montréal, Québec, Canada, H3C 3J7; téléphone : (514) 343-8016; télécopieur : (514) 343-8008

Résumé

L'application de la télédétection à la reconnaissance géomorphologique nécessite deux sortes d'analyse : l'une de type statistique pour la cartographie automatique des matériaux, l'autre de type visuel pour l'identification des formes d'érosion et de dépôt. En terrain montagneux, il est, de plus, important d'éliminer les effets d'ombre afin de maximiser le rendement des données. La méthode de rapports de bandes dirigés de CRIPPEN *et al.* (1988) prenant en compte un objet de faible ratio a été testée et modifiée à cette fin sur l'image MSS d'une région semi-aride et montagneuse du nord du Labrador. Les modifications ont été réalisées par la prise en compte : 1) de n'importe quel objet; 2) de plusieurs objets à la fois; et 3) par l'ajout d'une constante dans les zones d'ombre. Ces trois méthodes offrent des résultats équivalents. La dernière s'avère cependant plus intéressante parce que plus rapide d'exécution et parce que ses résultats visuels sont plus attrayants. Expérimentée sur l'image TM d'une autre région, elle a permis de réduire significativement les écarts d'intensité lumineuse entre ombres et zones éclairées. Bien qu'inaptes à corriger également toutes les parties de l'image, ces procédures sont utiles pour le traitement des données avant la classification automatique des matériaux.

1. Introduction

Il est déjà bien établi que l'imagerie satellitaire peut être d'un secours appréciable pour la compréhension des phénomènes étudiés en sciences de la terre et de l'environnement. La reconnaissance géomorphologique demeure cependant un des rares domaines où le potentiel de cette imagerie n'a pas encore été étudié à fond. En effet, les quelques recherches effectuées jusqu'à présent sur ce sujet ne traitent pas le problème dans sa globalité qui est à la fois identification des matériaux en présence et caractérisation des formes d'érosion et de dépôt (JONES, 1986; MILLINGTON *et al.*, 1986; HAYDEN, 1986; CLÉMENT *et al.*, 1983; DEAN and MORISSEY, 1988; SIEGAL and GILLESPIE, 1980). Les recherches portant sur un terrain montagneux semi-aride visaient le développement d'une méthodologie d'analyse d'images couvrant ces deux aspects fondamentaux.

Les expériences effectuées ont démontré que pour une série d'objets visibles sur les images analysées (MSS de Landsat) :

- l'identification automatique des matériaux est possible pourvu que l'on élimine au préalable les effets dus au relief (SOMMA et CAVAYAS, 1987). Nous entendons par là non seulement la réduction de la variabilité des valeurs spectrales des objets mais également le rehaussement des objets ombragés au même niveau de luminance que leurs homologues au soleil;

- l'identification des formes demande plutôt l'interprétation visuelle des images rehaussées de façon appropriée;

- l'utilisation d'un modèle numérique d'altitude (M.N.A.) facilite beaucoup les opérations d'analyse.

Cet article a comme objectif de présenter les principaux résultats obtenus en employant la technique des rapports de bandes à des fins de reconnaissance automatique des matériaux.

2. La région d'étude et les données utilisées

La région d'Eclipse Channel est une région semi-aride sub-arctique du nord du Labrador (fig. 1). Elle est caractérisée par un relief alpin prononcé et son paysage reste très marqué par le passage des grands glaciers quaternaires : vallées en auge, cirques glaciaires, arêtes, corniches, till, champs de blocs, bourrelets morainiques d'importance variable. Certains cirques glaciaires sont encore occupés par de petits glaciers récessifs ou d'importants névés permanents.

Le relèvement isostatique qui a accompagné la fonte de l'inlandsis a permis l'étagement d'une série de terrasses marines le long de la côte ainsi que de quelques petits deltas.

Un climat périglaciaire y modère aujourd'hui roche en place et dépôts. Ces derniers sont mobilisés par une glace sous-jacente favorisant solifluxion et glaciers rocheux ou encore géliformes à triage. De nombreux couloirs d'avalanches et d'éboulis sont incisés dans les versants et des cônes jonchent les pieds de ces couloirs.

Les processus fluviaux participent, mais dans une moindre part, au façonnement du paysage par un découpage de chenaux et de terrasses dans le matériel meuble.

Une végétation de toundra clairsemée colonise les dépôts meubles des fonds de vallées (SOMMA, 1984).

L'image utilisée était une MSS de Landsat, seule image présentant une couverture nivale et nuageuse minimum. Elle a été captée le 25 août 1979 avec un soleil à 32° d'élévation et 150°

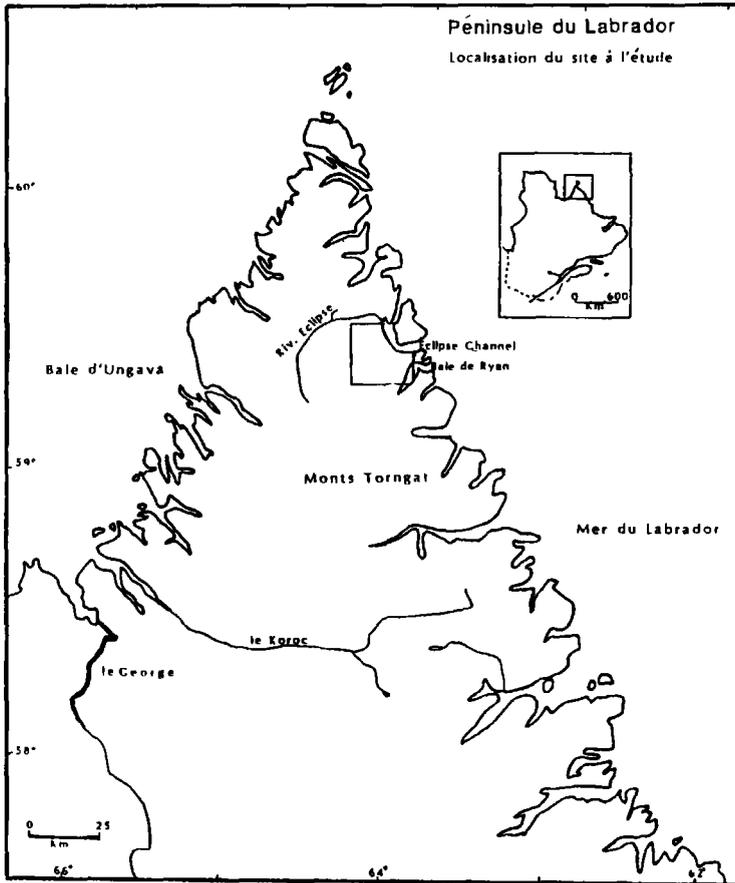


Figure 1. Localisation de la région d'étude

d'azimut. Compte tenu de la position du soleil et du fort relief de la région, plusieurs parties du terrain y apparaissent fortement ombragées. Cette image a été corrigée géométriquement par le Centre canadien de télédétection selon la grille UTM (Universal Transverse Mercator, à 50 m de résolution).

Un MNA de même résolution, créé par numérisation des isohypses d'une carte topographique au 1:50 000 selon la méthode décrite par LETTS and ROCHON (1980) a également été utilisé. Grâce à ce modèle, il a été possible de produire une image du facteur d'insolation du terrain (image des cosinus de l'angle d'incidence du rayonnement, $\cos i$), de calculer les ombres portées et d'isoler les régions ombragées. Par ailleurs, l'image des altitudes a servi de canal additionnel lors de la classification des données. Son ajout améliorait les pourcentages de précision globale.

3. Problématique et méthodologie

Les rapports de bandes sont souvent utilisés dans le but de réduire les écarts radiométriques dus aux effets topographiques et d'homogénéiser les classes. Ceci n'est valable que lorsque les points suivants se réalisent :

- a) les effets topographiques s'expriment de la même façon dans les deux bandes spectrales utilisées;
- b) les effets atmosphériques doivent être éliminés avant division des bandes;
- c) les décalages d'étalonnage par bande spectrale sont pris en considération.

Les analyses dans les régions semi-arides sous d'autres latitudes ont démontré que la première condition semble être satisfaite (KOWALIK *et al.*, 1983). Ainsi les matériaux devraient avoir la même valeur de ratio quelles que soient les valeurs d'éclairement. Un rapport de bandes minimiserait donc les effets causés par les variations topographiques et mettrait en relief les différences de réflectance entre les objets (CRIPPEN, 1988; VOGELMAN and ROCK, 1988) à condition que les points b) et c) soient pris en considération. Dans notre cas, les décalages d'étalonnage sont nuls en raison de la méthode suivie par le Centre canadien de télédétection pour la production de l'image.

En ce qui concerne les effets atmosphériques à travers l'image, des études effectuées antérieurement sur des terrains montagneux indiquent que même si l'atmosphère est homogène sur le plan horizontal, son uniformité sur le plan vertical n'est pas assurée à cause de changements de composition en fonction de l'altitude par rapport au niveau de la mer. Pour notre part, nous avons extrait la luminance moyenne d'une série de lacs à différentes altitudes (0 à 800 m environ). Aucune relation statistiquement significative n'a pu être établie entre ces luminances moyennes et l'altitude des plans d'eau, aussi avons-nous considéré l'atmosphère comme étant homogène verticalement. La méthode des lacs oligotrophes combinée avec le modèle atmosphérique de TURNER et SPENCER (AHERN *et al.*, 1979) ont permis de calculer les paramètres atmosphériques à différents endroits sur l'image. Généralement leurs variations sur le plan horizontal étaient négligeables et leurs faibles valeurs indiquaient une atmosphère passablement claire au moment de la prise de vue. En conséquence, il a été décidé de procéder seulement à la correction des effets de la luminance atmosphérique. Les valeurs estimées par le modèle ont été ajustées pour les rendre plus conformes aux données satellitaires en raison d'une surestimation de ce paramètre par le modèle; surestimation observée lors de l'examen des valeurs minimales des pixels dans l'ombre. L'ajustement a été fait à l'aide des histogrammes des bandes à diviser ainsi qu'à l'aide de leur graphique bispectral ramenés à l'origine des ordonnées.

Pour tester l'efficacité des rapports de bandes à réduire les effets topographiques, la région d'étude a été séparée en deux zones : l'une éclairée par le soleil, l'autre ombragée et ce, à l'aide d'un masque des régions d'ombre. Le comportement radiatif des objets n'est, en effet, pas le même dans les deux types de zones et les rapports de bandes ne se montrent pas assez efficaces dans le cas présent pour ramener au même niveau de gris les objets homologues à l'ombre et au soleil (tab. I). Pour parer à cet inconvénient, nous nous sommes inspirés de la méthode de rapports de bandes de CRIPPEN *et al.* (1988). Ces auteurs proposent une méthode de ratio «dirigée» maniable quelle que soit l'image où une série d'opérations arithmétiques simples, appliquées en fonction des données bispectrales, permettent de contrôler l'expression des effets topographiques sur les images de rapport. L'une des étapes consiste, après élimination des effets additifs de l'atmosphère, à multiplier les données de la bande qui constitue le dénominateur du ratio par un nombre permettant la rotation des vecteurs bispectraux. Si ce nombre est choisi de sorte que le vecteur bispectral le plus proche de l'axe du dénominateur soit ramené à 45°, un rehaussement de toute l'image est ainsi obtenu, tout en minimisant, en principe, les effets du relief.

4. Résultats et modifications méthodologiques

Dans les régions éclairées, après élimination des effets de la luminance atmosphérique, ce type de rapport de bandes montre une grande efficacité quant à la réduction des effets atmosphériques. Ceci est démontré par les figures 2a et 2b.

La méthode de CRIPPEN *et al.* (1988) expliquée ci-dessus rehausse effectivement les images de ratios dans les parties ensoleillées. Même les zones d'ombre deviennent beaucoup plus faciles à interpréter. Cependant le rehaussement opéré accroît d'avantage les écarts entre valeurs de ratios pour certaines classes d'objets au soleil et à l'ombre. Différentes variantes de la méthode de rotation des vecteurs bispectraux ont donc été testées afin de vérifier si une meilleure homogénéisation des zones ombragées et ensoleillées était possible. Après différents essais, deux de ces variantes ont retenu notre attention. Toutes deux agissent dans un premier temps sur les données dans l'ombre. Une fois cette opération terminée, la méthode de CRIPPEN *et al.* (1988) est appliquée pour l'ensemble de l'image.

Dans le premier cas, les données du dénominateur sont multipliées par un nombre qui tient compte de la différence initiale des rapports de bandes entre pixels à l'ombre et pixels au soleil pour le même type d'objets. Il a été nécessaire pour cela d'établir des moyennes de ratios d'objets à l'ombre et au soleil (tab. I). À titre d'exemple, pour le rapport MSS1/MSS4, c'est un facteur multiplicatif de 2,5 pour la bande MSS4, correspondant à la valeur moyenne requise pour amener le vecteur moyen de la neige à l'ombre à une valeur approximative de 1, qui a été utilisé. Ce facteur a été préféré à la valeur de 3,32 (tab. I, fig. 3) afin d'éviter de générer de trop grands écarts avec les autres objets. Ce facteur permet une rotation de l'ensemble des vecteurs bispectraux des zones ombragées autour de l'axe de 45° et réduit passablement les écarts entre zones ombragées et zones ensoleillées sur l'image résultante.

Dans le second cas, une table de correspondance a été créée de sorte que, connaissant le rapport initial dans les zones ombragées, il est possible de définir et d'appliquer un facteur multiplicatif du dénominateur pour chaque type d'objet avant de calculer le rapport de bandes à nouveau.

4.1. Résultats visuels

Pour les deux variantes essayées, les objets dans les zones à l'ombre apparaissent d'une façon générale au même niveau d'intensité lumineuse que leurs homologues dans les zones ensoleillées. Cependant l'algorithme de correction crée des plages de même valeur à l'ombre puisque la procédure impose des facteurs définis en fonction d'une moyenne. Il y a donc sur ce plan un manque de souplesse qui empêche le passage en gradation d'intensité lumineuse entre un pixel et son voisin comme dans les zones au soleil.

4.2. Résultats statistiques

Toutes ces méthodes permettent une amélioration de la précision globale de la classification par maximum de vraisemblance d'environ 15% par rapport aux données brutes avec un pourcentage pratiquement équivalent tournant autour de 64%. Les classifications ont été effectuées avec l'image des altitudes et une modification des probabilités *a priori*. Ces dernières concernaient la probabilité d'occurrence de chaque classe évaluée à partir de sa superficie relative sur l'image. Celle-ci a été déterminée visuellement. Douze thèmes ont été

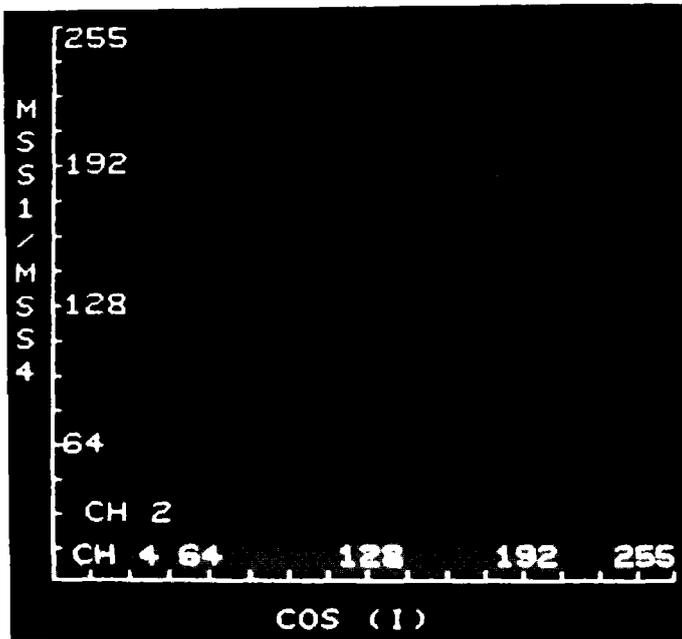
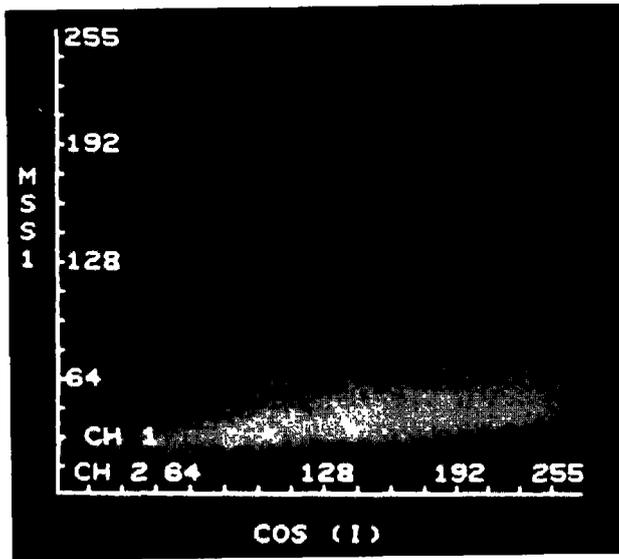


Figure 2. a) luminances de l'image brute vs les valeurs d'éclairément; b) valeurs de ratios selon la méthode de Crippen *et al.* (1988) vs les valeurs d'éclairément

Tableau I. MSS1/MSS4 : moyennes de ratios après correction de la luminance atmosphérique

Matériel/Zones	Zone ensoleillée	Zone ombragée
Neige	1,19	3,32
Matériel rocheux	0,60	1,89
Végétation	0,19	0,97

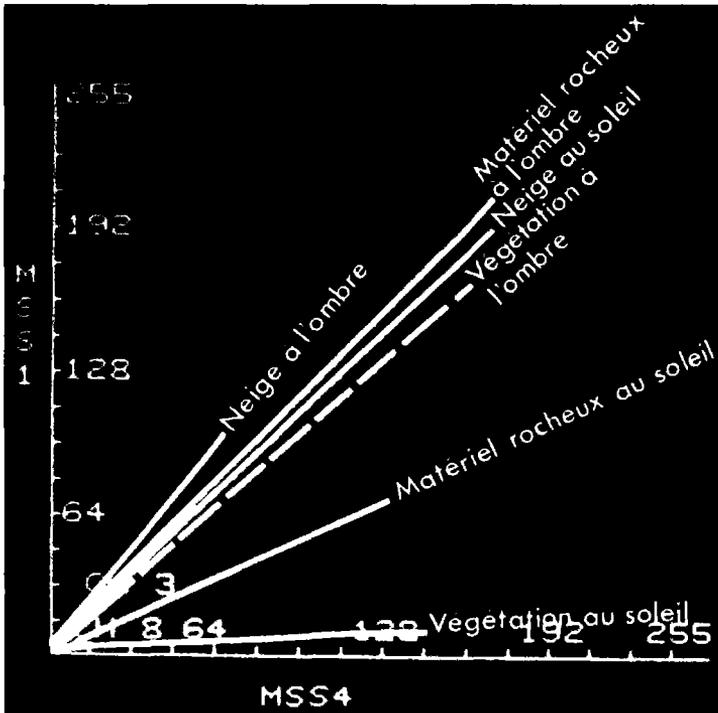


Figure 3. Pentes moyennes de ratios de différents objets

classifiés : la roche en place, la neige, les moraines à noyau de glace, les moraines à bourrelets dans les fonds de vallées, le till remanié par la solifluction sur les versants, la moraine de fond, les champs de blocs sommitaux, les glaciers rocheux, la végétation, les terrasses marines, les versants et l'eau. La vérification des résultats s'est faite par apposition de la grille UTM sur la classification évaluée et par comparaison des thèmes à chacun des 316 points extraits avec les classes situées aux mêmes points sur une carte géomorphologique établie par photo-interprétation et observations sur le terrain (SOMMA, 1984).

Une comparaison des résultats a été effectuée par le calcul du coefficient de Kappa (K) (COHEN, 1960), respectif à chacune des matrices de confusion issues des classifications, qui peut être considéré comme une mesure de précision globale des cartes thématiques (ROSENFELD and FITZPATRICK-LINS, 1986). Les différents K sont ensuite confrontés deux par deux par un test Z qui permet d'évaluer si la différence entre deux matrices est

significative à 90% d'intervalle de confiance. Dans le cas présent ce test a confirmé l'équivalence significative entre les résultats des classifications effectuées sur les différents ratios (tab. II).

Tableau II. Test Z sur les différents ratios (N représente un ratio MSS1/MSS4 non dirigé)

Méthodes \ Z	Z	90%	95%	99%
Ratio normal vs troisième variante	0,73	NS	NS	NS
Ratio normal vs première variante	0,73	NS	NS	NS
Ratio normal vs deuxième variante	1,01	NS	NS	NS
Troisième variante vs première variante	0,0006	NS	NS	NS
Troisième variante vs deuxième variante	0,28	NS	NS	NS
Première variante vs deuxième variante	0,28	NS	NS	NS

5. Discussion

Vu l'équivalence des résultats, la méthode de CRIPPEN *et al.* (1988) reste opérationnellement la plus intéressante parce que la plus rapide d'exécution. Elle offre également l'avantage d'une meilleure gradation des niveaux de gris et l'élimination visuelle des effets topographiques.

Nous l'avons cependant légèrement modifiée par l'ajout d'une constante (1 en l'occurrence) au numérateur comme au dénominateur dans les zones d'ombre. Ceci a permis non seulement d'éviter les rapports non définis mais a pu également favoriser une réduction du coefficient de variation et de la variance entre zones ensoleillées et zones ombragées. C'est ce qui est confirmé d'ailleurs par un test effectué sur une autre région avec une meilleure résolution d'image.

Pour un rapport de bandes TM3/TM5 d'un terrain aride, sans neige (image TM de baie Déception), il a été vérifié que pour des variances considérées comme différentes, la moyenne d'un échantillon de pixels de zones ensoleillées est significativement différente de la moyenne d'un échantillon de pixels de zones ombragées. Le test T (WINER, 1971) indique une différence significative à 95% d'intervalle de confiance pour un rapport de bandes normal ainsi que pour un rapport de bandes selon la méthode de CRIPPEN *et al.* (1988), mais aucune différence significative pour un rapport de bandes selon la procédure de CRIPPEN *et al.* (1988) avec ajout de 1 au numérateur et au dénominateur (tab. III).

Tableau III. Paramètres statistiques obtenus pour une image TM de baie Déception (Québec)

	Ratio normal		Ratio Crippen <i>et al.</i> , 1988		Ratio Crippen modifié	
	soleil	ombre	soleil	ombre	soleil	ombre
N	45	45	45	45	45	45
Moyenne	9,244	7,578	9,240	7,570	9,600	10,467
Variance	16,643	20,022	16,640	20,002	18,609	16,755
t observé	1,85 S à 95%		1,85 S à 95%		0,978 NS	

6. Conclusion

De ces tentatives d'élimination des effets topographiques, il ressort que :

- Les différentes méthodes utilisées sont pratiquement équivalentes en termes de résultats. La méthode de CRIPPEN *et al.* (1988) modifiée reste cependant la plus facile à utiliser.

- Il est possible d'homogénéiser certains éléments et de réduire l'écart radiométrique entre zones d'ombre et de soleil par l'utilisation de constantes adaptées, calculées en fonction des valeurs moyennes de ces éléments à l'ombre et au soleil.

- Une des variantes de la méthode permet de travailler tous les éléments de l'image à la fois mais sa mise en application est plus longue.

- Il apparaît d'autre part, que l'amélioration de la visibilité des objets n'est pas uniforme sur l'image, non seulement d'un objet à l'autre, mais également pour un même objet en fonction de son éclairage initial ou de sa position sur le terrain.

- C'est la végétation qui reste, dans tous les cas, la plus facile à discerner visuellement. D'autres classes comme la neige sont facilement identifiables statistiquement.

En résumé, il est possible par l'une ou l'autre de ces méthodes de manipuler l'image soit en fonction d'un ou plusieurs objets à «homogénéiser», soit en fonction d'un rehaussement visuel général des zones d'ombre. Bien qu'inaptes à générer des corrections égales sur toute l'image, ces procédures restent utiles à la reconnaissance géomorphologique, qu'elle soit effectuée de façon statistique ou visuelle, car elles offrent la possibilité de «voir» clairement dans les régions non éclairées par le soleil.

7. Références

- AHERN, F. J., TEILLET, P. M. and GOODENOUGH, D.G. 1979. Transformation of atmospheric and solar illumination conditions of the CCRS image analysis system. Machine processing of remotely sensed data symposium, p. 34-52.
- CLÉMENT, P., BONN, F. et DUBOIS J. M. 1983. Télédétection et caractéristiques physiques des dépôts meubles dans un milieu anciennement englacé du sud du Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 37, n° 1, p. 107-117.
- COHEN, J. 1960. A coefficient of agreement of nominal scales. Educational and Psychological Measurement, vol. 20, n° 1, p. 37-46.
- CRIPPEN, R. E. 1988. The dangers of underestimating the importance of data adjustments in band ratioing. International Journal of Remote Sensing, vol. 9, n° 4, p. 767-776.
- CRIPPEN, R. E., BLOM, R. G. and HEYADA, J. R. 1988. Directed band ratioing for the retention of perceptually independent topographic expression in chromaticity-enhanced imagery. International Journal of Remote Sensing, vol. 9, n° 4, p. 749-765.
- DEAN, K. G. and MORISSEY, L. A. 1988. Detection and identification of arctic landforms : an assessment of remotely sensed data. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 54, n° 3, p. 363-371.
- HAYDEN, R. S. 1986. Geomorphological mapping. Geomorphology from space : a global overview of regional landforms. Chap. II, US National aeronautics and space administration, Scientific and technical information office, Washington, D.C., p. 637-656.
- JONES, A. R. 1986. The use of thematic mapper imagery for geomorphological mapping in arid and semi arid environments. Symposium on Remote Sensing for resources development and environmental management, Enschede, p. 273-280.

- KOWALIK, W. S., LYON, R. J. P. and SWITZER, P. 1983. The effects of additive radiance terms on ratios of Landsat data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 49, n° 5, p. 659-669.
- LETTS, P. J. and ROCHON, G. 1980. Generation and use of digital elevation data for large areas. 6th Canadian Symposium on Remote Sensing, p. 597-602.
- MILLINGTON, A. C., JONES, A. R., QUARMBY, N. and TOWSHEND, J. R. G. 1986. Monitoring geomorphological processes in desert marginal environments using multitemporal satellite imagery. *Symposium on Remote Sensing for resources development and environmental management*, Enschede, p. 631-637.
- ROSENFELD, G. H. and FITZPATRICK-LINS, K. 1986. A coefficient of agreement as a measure of thematic classification accuracy. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 52, n° 2, p. 223-227.
- SIEGAL, B. S. and GILLESPIE, A. R. 1980. *Remote Sensing in geology*. Wiley & Sons, 702 p.
- SOMMA, J. 1984. *Géomorphologie de la région d'Eclipse Channel, Labrador*. Mémoire de Maîtrise ès sciences, Université de Montréal. 195 p.
- SOMMA, J. et CAVAYAS F. 1987. Reconnaissance géomorphologique d'une région montagneuse semi-aride par télédétection. 11^e Symposium canadien sur la télédétection, Waterloo, Ontario, p. 429-440.
- VOGELMANN, J. E. and ROCK, B. N. 1988. Assessing forest damage in high elevation coniferous forest in Vermont and New Hampshire using Thematic Mapper data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 24, p. 227-246.
- WINER, B. J. 1971. *Statistical principles in experimental design*. McGraw-Hill, 2nd edition, 907 p.

6

Correction radiométrique sur les données satellitaires en zone de relief : modélisation et application

CHONGJUN YANG, URUYA WEESAKUL et CHRISTIAN PUECH

Laboratoire commun de téledétection CEMAGREF-ENGREF, B.P. 5095, 34033 Montpellier, France; téléphone : 67-04-63-00; télécopieur : 67-63-57-95; télex 490 990

Résumé

L'objectif de ce travail est de proposer une correction des effets topographiques sur les données satellitaires des milieux montagneux, pour y diminuer les effets perturbateurs du relief et permettre une cartographie thématique. Une équation de correction ainsi que des méthodes d'obtention des valeurs des paramètres ont été proposées. Cette équation a été ensuite appliquée sur une image HRV de SPOT-1 du bassin versant du Réal Collobrier, France. Les résultats montrent que la perception des formes du relief est de beaucoup atténuée sur les images corrigées par rapport aux images brutes. Les coefficients de variation de l'image corrigée sur une zone spectrale homogène de châtaigniers de 1269 pixels, choisie à l'aide de la vérité de terrain, sont diminués pour les canaux XS1, XS2, XS3 respectivement de 11%, 38%, 52%. De plus, les pourcentages de pixels bien classés sur la zone sont augmentés de façon conséquente pour les trois couverts principaux de l'image.

1. Introduction

De nombreux travaux ont déjà constaté que les données satellitaires sont considérablement influencées, dans le domaine du visible et du proche infrarouge, par la topographie des régions accidentées.

Cette influence peut conduire à des radiométries très différentes sur des surfaces de même nature spectrale ou très similaires sur des surfaces de différentes natures spectrales. C'est un problème important en télédétection, notamment pour les classifications automatiques, la cartographie et la segmentation.

Nous essayerons dans cette étude de proposer et puis d'appliquer un modèle de correction.

Après une revue des modèles de correction actuels, nous présenterons successivement la modélisation, un exemple d'application, et sa validation.

2. Principaux modèles de correction actuels

On peut dénombrer une vingtaine de modèles de correction proposés au cours des 15 dernières années qui présentent tous des avantages et des inconvénients. Les principaux modèles sont présentés succinctement dans les paragraphes suivants.

2.1. Modèle lambertien

Parmi les modèles de correction des effets topographiques, le plus ancien est le modèle lambertien, qui consiste à normaliser la luminance mesurée par le capteur en ne prenant en compte que l'effet d'angle d'incidence solaire.

Déjà décrit par JUSTICE et HOLBEN (1979), SMITH *et al.* (1980), ce modèle a été examiné dans le cas des données de l'image Landsat par STRAHLER *et al.* (1978), puis JONES *et al.* (1988) ont étendu son application dans le cas des données HRV de SPOT-1.

Une surface est dite lambertienne si la luminance réfléchie reste constante quelle que soit la direction d'observation. Cette correction suppose donc que la surface est constante et que les influences des luminances de l'atmosphère et de l'environnement sont négligeables.

Cette dernière hypothèse amène sûrement une surcorrection d'où une augmentation de la variance des données comparativement aux données brutes, parce que la luminance influencée par l'angle d'incidence solaire n'est qu'une part de la luminance mesurée. Évidemment, moins l'atmosphère est claire, moins l'effet d'angle d'incidence solaire est important, et plus la surcorrection est grave.

Par exemple, pour une hauteur du soleil de 30°, une visibilité de 23 km, et une altitude de 500 m, on peut constater que la surcorrection théorique obtenue par ce modèle atteint 74% pour 0,55 μm et 39% pour 0,85 μm . Si la visibilité est inférieure à 23 km, l'erreur est encore plus importante.

2.2. Modèle non lambertien

Parmi les modèles de correction des effets topographiques, le plus connu est le modèle non lambertien. En utilisant le théorème de réciprocité optique donné par Helmholtz sur chaque formation lunaire typique, MINNAERT (1941) a trouvé une fonction photométrique caractéristique, appelée aussi «fonction de Minnaert» en astrophysique. Cette fonction a d'abord été introduite sans modification en télédétection sous le terme de «modèle non lambertien» puis améliorée (CAVAYAS, 1984; JONES *et al.*, 1988).

Les problèmes rencontrés sont cependant les suivants :

- La fonction de Minnaert a été définie pour l'étude de la Lune autour de laquelle il n'y a pas d'atmosphère. Au contraire, en télédétection terrestre, l'influence atmosphérique ne peut

être négligée. La fonction de Minnaert ne peut donc pas être transférée en télédétection sans modification.

- Dans l'expression d'origine le terme θ_p (pente de l'élément au sol) de l'équation de correction est l'angle d'observation (ou angle d'incidence satellitaire). Pour une observation oblique (ex. SPOT) ces deux termes sont différents.

- En pratique, la valeur de la constante K de Minnaert, dans le modèle non lambertien, est estimée par régression linéaire sur une zone spectrale homogène. Elle varie fortement selon les moyens de regroupement des données dans la régression linéaire.

Certains auteurs ont trouvé qu'en segmentant les données des images en fonction de l'angle d'incidence solaire ou en fonction de la pente, les valeurs de K calculées pour chaque sous-groupe de données ne sont pas identiques à celles calculées pour l'ensemble des données. Ces incertitudes posent fortement le problème du choix de la valeur de K. De celui-ci résultent les limites d'application de ce modèle.

2.3. Autres modèles existants

Plusieurs auteurs proposent dans la littérature leur propre modèle comme méthodes d'élimination des effets topographiques : TEILLET *et al.* (1982), SJOBERG and HORN (1983), CAVAYAS (1984, 1987), PROY (1986), WOODHAM and GRAY (1987), KAWATA *et al.* (1988), CHEN *et al.* (1989), CIVCO (1989).

En résumé, les modèles de correction topographique existants peuvent être classés en deux catégories : les modèles de correction absolue consistant à transformer le compte numérique brut en réflectance spectrale, les modèles de correction relative qui transforment le compte numérique brut correspondant à une condition réelle de prise de vue en un compte numérique normalisé.

Pour les modèles existants, on observe que les modèles absolus sont en général moins précis et moins applicables que les modèles relatifs (plus grand nombre de paramètres difficiles à obtenir).

Les modèles proposés dans la littérature ne sont pas assez précis, et ne permettent pas de corriger l'ensemble des effets topographiques d'une image satellitaire. Dans ces modèles il apparaît que la pente et l'azimut de surface sont les facteurs les plus importants pour la détermination de la luminance en région accidentée et que le seul effet généralement pris en compte est l'effet de l'angle d'incidence solaire.

Les valeurs de luminances d'atmosphère et d'environnement sont des fonctions monotones décroissantes de l'altitude. Mais dans la littérature les valeurs de ces luminances sont souvent fixées pour tous les pixels de l'image pour la correction, ce qui peut entraîner un problème de surcorrection locale.

Lorsque l'on utilise une méthode statistique, les valeurs obtenues des paramètres nécessaires sont souvent très différentes et dépendent de la méthode d'obtention utilisée.

3. Établissement de l'équation de compte numérique de scène

Avant de proposer un modèle de correction, nous allons établir ici l'équation dite «équation de compte numérique (CN) de scène» qui donne le CN lié à la luminance spectrale en fonction de divers paramètres. Nous utiliserons pour cela un certain nombre de notions angulaires qui sont :

- θ_s , angle zénithal solaire, angle entre la verticale locale et la direction du soleil;
- θ_v , angle zénithal satellitaire, angle entre la verticale locale et la direction du satellite;
- θ_p , pente locale de l'élément de terrain;
- θ_s , angle zénithal solaire, angle entre la normale locale à l'élément de sol et la direction du soleil;
- θ_v , angle zénithal satellitaire, angle entre la normale locale à l'élément de sol et la direction du satellite;
- nous définissons aussi le terme S comme paramètre d'ombre, égal à zéro si l'élément est à l'ombre, égal à 1 sinon.

Nous pouvons alors donner ci-dessous les expressions des divers éclairagements.

3.1. Éclairagement spectral direct

Dans les canaux du visible et du proche infrarouge dans lesquels nous travaillons, la source d'énergie est le soleil. Le rayonnement du soleil est caractérisé par l'éclairagement spectral solaire E_0 . L'effet dû à la distance réelle terre-soleil D peut être corrigé par le facteur $(D_0/D)^2$, D_0 étant la moitié de la somme des distances de périhélie et d'aphélie. Supposons que l'atmosphère soit composée d'une série de couches horizontales, parallèles et homogènes, l'atténuation du rayonnement solaire lors de sa traversée de l'atmosphère peut alors, se mettre sous la forme $e^{-\delta/\cos \theta_s}$ où δ est l'épaisseur optique normale totale. L'éclairagement spectral direct d'un élément au sol E_D ($W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$) s'écrit donc :

$$E_D = S(D_0/D)^2 E_0 \cos \theta_s e^{-\delta/\cos \theta_s} \quad (1)$$

Pour un élément plat, éclairé, en négligeant l'effet dû à la distance soleil-terre, on retrouve à partir de l'équation (1) l'expression traditionnelle de l'éclairagement direct :

$$E_0 \cos \theta_s e^{-\delta/\cos \theta_s}.$$

3.2. Éclairagement spectral diffus

L'effet d'éclairagement diffus est défini comme la variation d'éclairagement diffus entre deux éléments de pente différente, mais de même nature spectrale. L'éclairagement E_d reçu par un élément quelconque peut être approché en corrigeant l'éclairagement spectral diffus reçu par un élément horizontal E_h ($W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$) par un facteur g (sans dimension) dépendant des caractéristiques topographiques de cet élément :

$$E_d = E_h g \quad (2)$$

L'expression mathématique de E_h , qui n'est pas ici discutée est donnée généralement par une intégrale (CHANDRASEKHAR, 1960; KONDRATYEV, 1977). Dans la littérature, certains auteurs ont proposé plusieurs expressions d'un facteur de passage de l'insolation diffuse ($W \cdot h \cdot m^{-2}$) reçue par un élément quelconque à celle reçue par un élément horizontal. En supposant que le facteur de passage est indépendant du temps et de la longueur d'onde, on peut l'utiliser pour le calcul de la modification de l'éclairagement diffus et donc transformer toutes les expressions trouvées dans la littérature suivant la forme de l'équation (2). Six expressions principales de g sont présentées ci-dessous.

3.2.1. Modèle isotrope

Si l'on suppose que l'éclairement spectral diffus a une distribution isotrope, le facteur g devient (LIU and JORDAN, 1963) :

$$g = (1 + \cos \theta_p) / 2 = \cos^2(\theta_p / 2) \quad (3)$$

Bien que cette hypothèse d'isotropie soit très discutable, plusieurs auteurs utilisent ce facteur (KONDRATYEV, 1977; TEMPS and COULSON, 1977; TEILLET *et al.*, 1982; CAVAYAS, 1984; WOODHAM and GRAY, 1987).

3.2.2. Modèle isotrope et héliocentrique

L'hypothèse d'un éclairement diffus isotrope n'est généralement pas acceptable. En supposant l'éclairement diffus isotrope et héliocentrique, HAY (1978) propose la forme suivante :

$$g = 0,5 \cos^2(\theta_p / 2) + 0,5 \cos \theta_i / \cos \theta_s \quad (4)$$

Le premier terme de cette expression concerne l'éclairement diffus isotrope, l'autre l'éclairement héliocentrique. Les valeurs de pondération de ces deux termes sont de 0,5 (raison non donnée par l'auteur).

En tenant compte de ces mêmes effets, PROY (1986) propose une autre expression de E_d :

$$E_d = E_{iso} \cos^2(\theta_p / 2) + E_{max} \cos \theta_i / \cos \theta_s \quad (5)$$

où E_{max} et E_{iso} proviennent de la séparation de l'éclairement diffus en deux composantes. Ils peuvent être calculés par la méthode numérique proposée par ce même auteur en connaissant la visibilité considérée. Cette expression modifie en effet les coefficients de pondération de l'équation (4), ce qui apporte, peut-être, une approximation plus précise. Mais la détermination des valeurs de E_{max} et E_{iso} n'est pas évidente. Elle entraîne d'autres difficultés : temps de calcul plus élevé et connaissance de la valeur de visibilité.

3.2.3. Modèle isotrope et anisotrope

L'éclairement diffus présente un maximum vers l'horizon et, suivant la quantité d'aérosols présents dans l'atmosphère, un autre maximum plus ou moins prononcé autour du disque solaire. En tenant compte de tous ces effets, HAY (1978) propose :

$$g = \cos^2(\theta_p / 2) [1 - (I/E)^{1/m} \cos \theta_s] \quad (6)$$

où m est la masse d'air optique, I est l'insolation directe totale, E est la constante solaire ($1353 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ pour HAY (1978)). De leur côté, en tenant compte de ces mêmes effets, TEMPS and COULSON (1977) proposent également :

$$g = \cos^2(\theta_p / 2) [1 + \sin^3(\theta_p / 2)] [1 + \cos^2 \theta_i \sin^3 \theta_s] \quad (7)$$

Bien que cette équation améliore la solution du problème, elle ne correspond pas parfaitement aux données empiriques obtenues par les mêmes auteurs.

KLUCHER (1979) modifie l'équation (7) sous la forme suivante :

$$g = \cos^2(\theta_p / 2) [1 + F \sin^3(\theta_p / 2)] [1 + F \cos^2 \theta_i \sin^3 \theta_s] \quad (8)$$

avec $F = 1 - (I_D / I_H)^2$ où I_D est l'insolation totale (insolation directe et diffuse) reçue par un élément horizontal, I_H est l'insolation diffuse reçue par le même élément. HOOPER and BRUNGER (1980) proposent une autre expression similaire de g .

En pratique, il est très difficile de déterminer les valeurs de E_{iso} , E_{max} dans l'équation (5), de I dans l'équation (6), et de F dans l'équation (8). Nous allons donc utiliser l'équation (7) pour notre étude.

3.3. Éclairement spectral réfléchi par l'environnement

Un élément reçoit encore une part du rayonnement réfléchi par le paysage avoisinant. KONDRATYEV (1977) prend en considération ce type de rayonnement en supposant que la luminance réfléchie par l'environnement est distribuée de façon isotrope :

$$E_e = \pi F \sin^2(\theta_p/2) \quad (9)$$

où F est la luminance réfléchie par l'environnement.

On peut trouver d'autres expressions de cet éclairage (TEMPS and COULSON, 1977; PROY, 1986).

3.4. Luminance spectrale totale réfléchie au sol

Considérons pour le moment, que l'élément est non lambertien. La luminance réfléchie spectrale totale au sol se compose de trois parties (fig. 1) :

- celle provenant de l'éclairement direct, qui peut être exprimée, sous la forme : $f(\theta_r, \theta_i, \theta_r, \theta_r) E_D$, où $f(\theta_r, \theta_i, \theta_r, \theta_r)$ est la fonction de distribution de la réflectance (sr^{-1});

- celle provenant de l'éclairement diffus sous la forme $E_d p_{hd}(2\pi; 2\pi)$, $p_{hd}(2\pi; 2\pi)$ étant la réflectance hémisphérique directionnelle (sr^{-1});

- enfin celle provenant de l'éclairement réfléchi par l'environnement (E_e).

Il est difficile de décomposer le terme E_e , d'une part en source directionnelle, d'autre part en source hémisphérique. Cette part de la luminance réfléchie est donc supposée avoir une distribution isotrope, soit sous la forme : $p E_e / \pi$ où p est la réflectance spectrale. On a donc la luminance spectrale réfléchie totale au sol ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$) :

$$L_r = f(\theta_r, \theta_i, \theta_r, \theta_r) E_D + E_d p_{hd}(2\pi; 2\pi) + p E_e / \pi \quad (10)$$

3.5. Luminance spectrale arrivant au capteur

La luminance spectrale L' arrivant au capteur se décompose aussi en trois parties (fig. 2) :

- la luminance atmosphérique L_a , qui correspond au rayonnement solaire réfléchi par l'atmosphère et au rayonnement atmosphérique ;

- la luminance réfléchie par l'environnement de l'élément L_e ;

- la luminance réfléchie par l'élément sous la forme : $L_r e^{-\delta/\cos\theta_v}$ où δ est l'épaisseur optique normale totale.

Soit :

$$L' = [f(\theta_r, \theta_i, \theta_r, \theta_r) E_D + E_d p_{hd}(2\pi; 2\pi) + p E_e / \pi] e^{-\delta/\cos\theta_v} + (L_e + L_a) \quad (11)$$

en $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$, la somme de L_e et L_a correspond à ce qui est appelé la «path luminance» dans la littérature. Selon le théorème de réciprocité de Helmholtz, on peut montrer que les positions de la source et du capteur peuvent s'interchanger sans affecter la valeur de l'épaisseur optique normale totale. La valeur de δ dans l'équation (11) est donc identique à celle de l'équation (1).

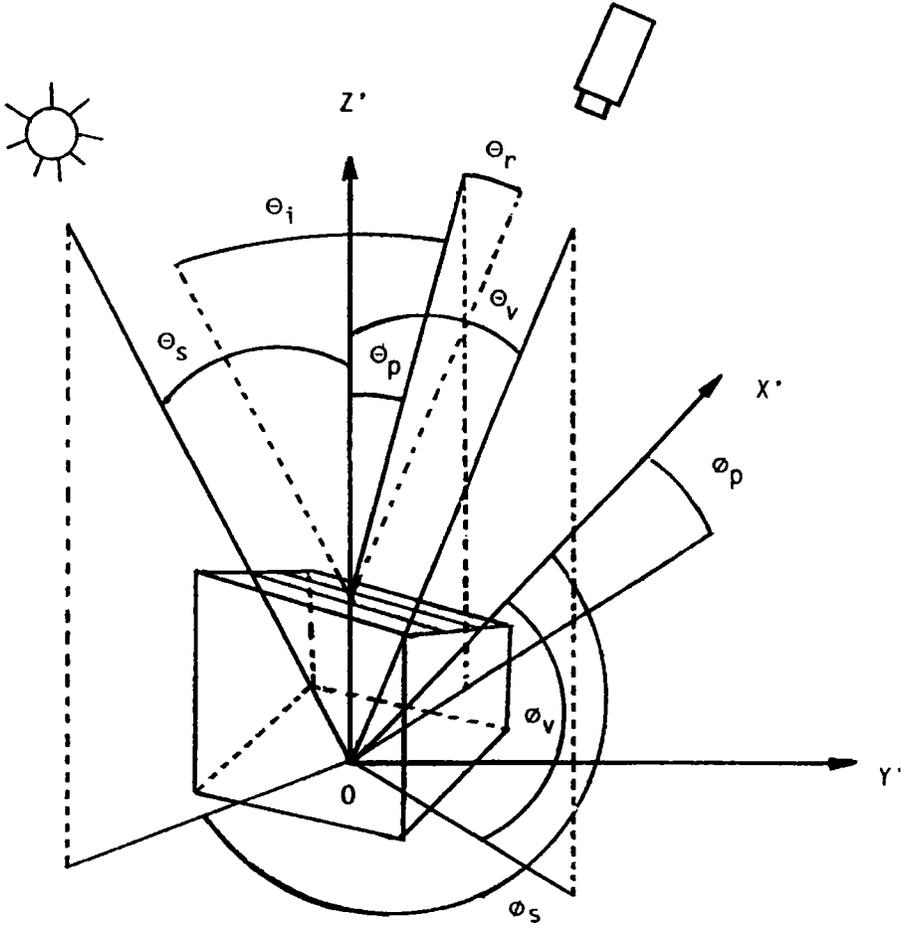


Figure 1. Paramètres angulaires définissant la position du soleil et du satellite et l'orientation d'un élément au sol

En remportant l'équation (1) dans l'équation (11), on a :

$$L' = [f(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r) S (D_o/D)^2 E_o \cos \theta_i T_s + E_d p_{hd}(2\pi; 2\pi) + p E_e/\pi] T_v + L_c + L_a \quad (12)$$

(en $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$) avec $T_s = e^{-\delta/\cos \theta_s}$, $T_v = e^{-\delta/\cos \theta_v}$.

3.6. Transformation de luminance spectrale en compte numérique

Les comptes numériques enregistrés sur les bandes magnétiques à partir de l'information reçue par le capteur du satellite ne nous renseignent pas directement sur la luminance spectrale. Pour obtenir celle-ci, il faut effectuer plusieurs transformations mathématiques à partir de l'équation (12) et des modes d'étalonnage.

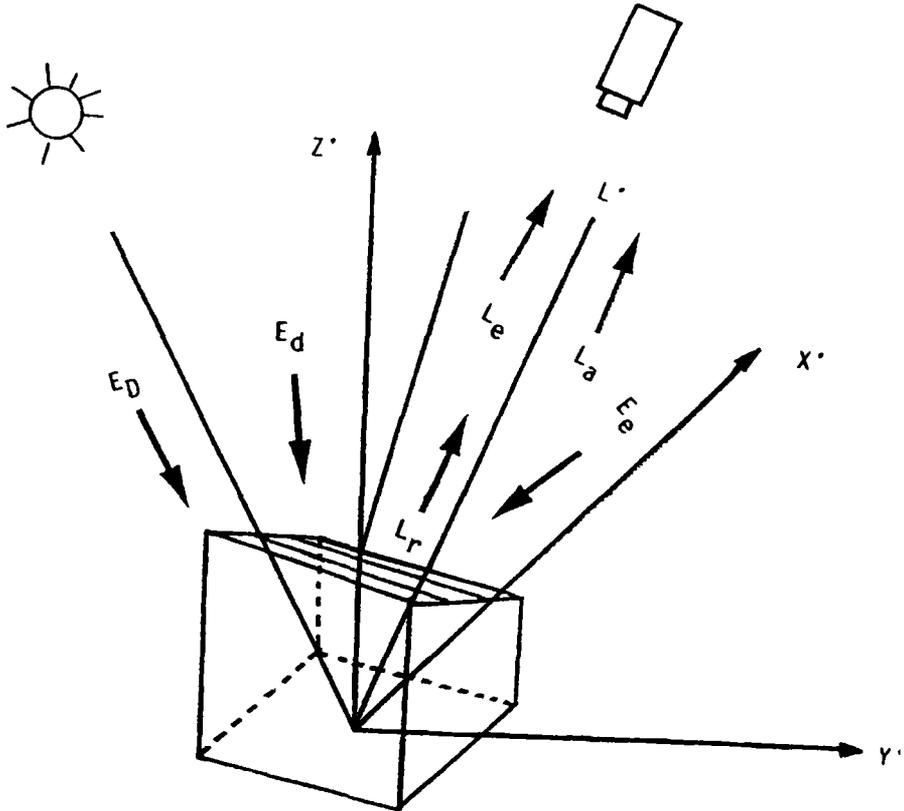


Figure 2. Paramètres nécessaires pour l'établissement de l'équation de compte numérique

3.6.1. Luminances équivalentes et comptes numériques HRV

Les luminances équivalentes HRV sont au nombre de quatre, une pour le mode panchromatique, trois pour le mode multibande. La définition rigoureuse de la notion de luminance équivalente HRV est la suivante (BEGNI, 1982) :

$$L(\lambda) = \frac{\int_0^{\infty} S(\lambda) L'(\lambda) d\lambda}{\int_0^{\infty} S(\lambda) d\lambda} \quad (13)$$

où $S(\lambda)$: sensibilité spectrale de l'instrument HRV pour la bande considérée, exprimée en unités arbitraires,

$L'(\lambda)$: luminance spectrale arrivant au capteur,

λ : longueur d'onde, exprimée en micromètre.

La luminance équivalente HRV représente une luminance spectrale moyenne dans la bande considérée, ou encore, c'est la luminance spectrale du paysage fictif de répartition uniforme en longueur d'onde ($L(\lambda) = \text{constante}$), qui donnerait la même réponse que la zone homogène considérée.

Le compte numérique CN (sans dimension) en sortie du système est proportionnel à la luminance équivalente HRV $L(\lambda)$. La constante de proportionnalité dépend uniquement :

- de la date de prise de vue, à cause de l'évolution progressive de la sensibilité du capteur;
- du «numéro m de gain analogique G_m ». Le paramètre m peut prendre 8 valeurs entières, de 1 à 8. Il permet l'amplification du signal afin d'adapter au mieux sa dynamique à la plage de codage des comptes numériques.

La relation permettant le calcul de la luminance équivalente HRV est (CHAVEZ, 1989) :

$$CN = A' G_m L \quad (14)$$

avec $G_m = 1,3^{(m-3)}$.

A' est déterminé en fonction de la date, de la bande spectrale et du capteur. Notez que les gains d'image G_m pour nos images sont respectivement 1,690 - 2,197 - 1,690 pour les canaux XS1 - XS2 - XS3.

Dans le cas de l'utilisation d'un gain standard, la relation entre la luminance équivalente HRV $L(\lambda)$ et le compte numérique CN peut être liée par les coefficients absolus d'étalonnage :

$$CN = A'' L \quad (15)$$

où A'' est le coefficient d'étalonnage absolu. Il peut permettre d'éliminer les différences de sensibilité des deux instruments HRV qui peuvent provoquer de légers écarts entre les valeurs radiométriques moyennes des deux images d'une scène bi-HRV.

Les coefficients d'étalonnage absolu étant fournis avec les bandes magnétiques HRV, nous utilisons donc l'équation (15) dans notre étude.

3.6.2. Transformation de luminance en compte numérique pour MSS et TM de Landsat

Pour les images MSS et TM de Landsat, la transformation des comptes numériques en luminance peut être accomplie à l'aide de la formule (ROBINOVE, 1982) :

$$L = (CN/CN_{\max}) (L_{\max} - L_{\min}) + L_{\min} \quad (16)$$

où CN est le compte numérique correspondant à la valeur de la luminance L mesurée; CN_{\max} est le compte maximum du canal considéré (il dépend du système de prétraitement); L_{\max} et L_{\min} correspondent aux valeurs limites de luminance.

Nous pouvons simplifier l'expression (16) en l'écrivant sous la forme :

$$CN = A L + B \quad (17)$$

où $A = CN_{\max} / (L_{\max} - L_{\min})$ et $B = L_{\min} CN_{\max} / (L_{\min} - L_{\max})$.

À partir de l'équation (17), on retrouve l'équation (16) pour le cas où B est nul, ce qui est le cas de HRV. Nous n'utiliserons donc que l'équation (17) pour effectuer la transformation de luminance spectrale en compte numérique.

3.6.3. Équation de compte numérique de scène

Pour utiliser l'équation (17), on définit les moyennes pondérées de E_o , E_h et E_e (éclairements solaires en haut de l'atmosphère, sur élément horizontal, et réfléchi par l'environnement), de p (réflexivité directionnelle), de T_s et T_v (facteurs d'atténuation), de L_a et L_e (luminances

atmosphérique et réfléchie) que l'on note respectivement E_{om} , E_{hm} , E_{em} , p_m , T_{sm} , T_{vm} , L_{am} , L_{em} dans un canal spectral donné. L'équation (12) peut être réécrite :

$$L = T_{vm} [f(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r) S(D_o/D)^2 E_{om} T_{sm} \cos \theta_i + E_d p_{hd} (2\pi; 2\pi) + p_m E_{em} / \pi] + L_{am} + L_{em} \quad (18)$$

En utilisant les équations (17) et (18), le compte numérique d'un élément de scène peut s'écrire :

$$CN = A T_{vm} [f(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r) S(D_o/D)^2 E_{om} T_{sm} \cos \theta_i + E_d p_{hd} (2\pi; 2\pi) + p_m E_{em} / \pi] + CN_{ae} \quad (19)$$

où

$$CN_{ae} = A (L_{am} + L_{em}) + B \quad (20)$$

pour HRV de SPOT : $A = A''$ et $B = 0$

pour MSS ou TM de Landsat : $A = CN_{max} / (L_{max} - L_{min})$ et $B = L_{min} CN_{max} / (L_{min} - L_{max})$.

Pour un élément lambertien,

$$f(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r) = p_{hd} (2\pi; 2\pi) = p_m / \pi \quad (21)$$

En supposant que l'éclairement spectral diffus a une distribution isotrope et anisotrope (équation 7), et que la luminance réfléchie par l'environnement a une distribution isotrope (équation 9), pour l'élément lambertien l'équation (19) devient donc :

$$CN = A p_m T_{vm} \frac{S \left(\frac{D_o}{D} \right)^2 E_{om} T_{sm} \cos \theta_i + E_{hm} \cos^2 \left(\frac{\theta_p}{2} \right) \left[1 + \sin^3 \left(\frac{\theta_p}{2} \right) \right] \left[1 + \cos^2 \theta_i \sin^3 \theta_s \right] + \pi F \sin^2 \left(\frac{\theta_p}{2} \right)}{\pi} + CN_{ae} \quad (22)$$

C'est l'équation (22) qui servira de base à notre méthodologie de correction.

4. Établissement de la méthodologie de correction

Nous allons dans cette partie bâtir un modèle de correction ainsi que les méthodes qui permettent d'obtenir les valeurs nécessaires pour les corrections.

4.1. Formulation

Considérons un élément horizontal et d'altitude nulle, l'angle d'incidence solaire est donc égal à l'angle zénithal solaire. Nous voulons chercher l'expression analytique du compte numérique normalisé correspondant à cet élément.

Pour tenir compte de l'effet d'altitude dans le modèle de correction, nous rappelons que les études menées sur la variation de l'épaisseur optique normale totale en fonction de la hauteur impliquent les facteurs modifiés suivants :

- épaisseur optique des aérosols δ_a , fonction de l'altitude (KONDRATYEV, 1969) :

$$\delta_a(h) = \delta_a(0) e^{-h/1,2} \quad (23)$$

- épaisseur optique de Rayleigh δ_r , qui varie comme la pression atmosphérique (CHAHINE *et al.*, 1983) :

$$\delta_r(h) = \delta_r(0) e^{-h/7.9} \quad (24)$$

En ce qui concerne les variations de l'épaisseur optique d'ozone et de vapeur d'eau (δ_o et δ_v) en fonction de l'altitude, nous supposons qu'elles sont relativement stables, leurs contributions étant négligeables devant les précédentes.

Si les autres atténuations atmosphériques (ex. le gaz carbonique et l'oxygène) sont négligées, la transmission totale du rayonnement solaire le long du trajet entre le soleil et la terre est alors :

$$T_{sm} = e^{-\delta/\cos \theta_s} = e^{-[\delta_r(h) + \delta_a(h) + \delta_o + \delta_v]/\cos \theta_s} \quad (25)$$

Rappelons que les atténuations du rayonnement dues à la diffusion et à l'absorption n'interfèrent pas, on peut donc simplifier le problème et découper ces deux processus. L'équation (25) peut s'écrire sous la forme :

$$T_{sm} = e^{-[\delta_r(h) + \delta_a(h)]/\cos \theta_s} e^{-(\delta_o + \delta_v)/\cos \theta_s} = t_{hs} t_s \quad (26)$$

avec $t_{hs} = e^{-[\delta_r(h) + \delta_a(h)]/\cos \theta_s}$ et $t_s = e^{-(\delta_o + \delta_v)/\cos \theta_s}$.

De même manière, on a la transmission totale du rayonnement solaire réfléchi par l'élément le long du trajet entre la terre et le satellite :

$$T_{vm} = e^{-\delta/\cos \theta_v} = e^{-[\delta_r(h) + \delta_a(h) + \delta_o + \delta_v]/\cos \theta_v} = e^{-[\delta_r(h) + \delta_a(h) + \delta_a(h)]/\cos \theta_v} e^{-(\delta_o + \delta_v)/\cos \theta_v} = t_{hv} t_v \quad (27)$$

avec $t_{hv} = e^{-[\delta_r(h) + \delta_a(h)]/\cos \theta_v}$ et $t_v = e^{-(\delta_o + \delta_v)/\cos \theta_v}$.

En utilisant la définition de la transmittance totale $T(h)$ de l'atmosphère diffusant (DESCHAMPS *et al.*, 1983), l'éclairement diffus d'un élément horizontal peut s'écrire :

$$E_{hm} = t_s (R_o/R)^2 E_{om} \cos \theta_s [T(h) - t_{hs}] \quad (28)$$

Les mêmes auteurs indiquent que, si l'épaisseur optique de Rayleigh δ_r et l'épaisseur optique des aérosols δ_a sont connues, l'approximation de $T(h)$ suivante peut être utilisée avec précision :

$$T(h) = \{1 + [0,50 \delta_r(h) + 0,16 \delta_a(h)]/\cos \theta_s\}^{-1} \quad (29)$$

Notons que ces auteurs ne présentent pas la variation de T , δ_r , et δ_a en fonction de l'altitude. Si cette définition originale de la transmittance est convenable pour un élément quelconque, on a alors raison d'écrire cette transmittance selon l'équation (29).

En supposant que la luminance réfléchie par l'environnement sur la surface est négligeable et que la surface est lambertienne, et en utilisant les équations (27), (28), (29), l'équation (22) devient :

$$CN = A p_m t_{hv} t_v (D_o/D)^2 E_{om} \{S t_{hs} t_s \cos \theta_i + t_s \cos \theta_s [T(h) - t_{hs}] g\} / \pi + CN_{ae} \quad (30)$$

avec $g = \cos^2(\theta_p/2) [1 + \sin^3(\theta_p/2)] [1 + \cos^2 \theta_i \sin^3 \theta_s]$.

Considérons un élément horizontal, d'altitude nulle ; l'angle d'incidence solaire est donc égal à l'angle zénithal solaire. À partir de l'équation (30), on obtient le compte numérique de cet élément :

$$CN_n = A p_m t_{0v} t_v (D_o/D)^2 E_{om} \{t_{0s} t_s \cos \theta_s + t_s \cos \theta_s [T(0) - t_{0s}]\} / \pi + CN_{ae} \quad (31)$$

avec

$$t_{0s} = e^{-[\delta_o(0) + \delta_v(0)]/\cos \theta_s}$$

$$t_{0v} = e^{-[\delta_o(0) + \delta_a(0)]/\cos \theta_v} \text{ et}$$

$$T(0) = \{1 + [0,50 \delta_r(0) + 0,16 \delta_a(0)]/\cos \theta_s\}^{-1}$$

Combinant les équations (30) et (31), le compte numérique normalisé concernant cet élément de référence peut s'écrire :

$$CN_n = (CN - CN_{ac}) \{ T(0) t_{ov} \cos \theta_s \} / \{ S t_{hs} \cos \theta_1 + [T(h) - t_{hs}] \cos \theta_s g \} t_{hv} + CN_{ac} \quad (32)$$

avec $g = \cos^2(\theta_p/2)[1 + \sin^3(\theta_p/2)] [1 + \cos^2\theta_i \sin^3\theta_s]$.

4.2. Obtention des valeurs des paramètres

Afin d'appliquer l'équation de correction ci-dessus, il est obligatoire de connaître la grandeur de tous les paramètres nécessaires, soit $\theta_s, \theta_v, \theta_1, \theta_p, h, S, \delta_r, \delta_a, t_{hs}, t_{ov}, t_{hv}, T(0), T(h), CN_{ac}$.

Les valeurs de θ_s, θ_v sont disponibles dans l'en-tête d'image.

Les valeurs de θ_1, θ_p, h, S de chaque pixel peuvent être calculées à partir du MNE.

L'épaisseur optique des aérosols $\delta_a(0)$ et l'épaisseur optique de Rayleigh $\delta_r(0)$ peuvent être estimées par la formule générale suivante (SINGH, 1988) :

$$\delta(0) = \frac{C}{N} \sum_{j=1}^N (\lambda_{i,j})^n \quad (33)$$

où i est le numéro du canal HRV de SPOT-1.

Pour l'épaisseur optique de Rayleigh : $C = 0,00879$ et $n = -4$; pour l'épaisseur optique des aérosols : $C = 0,1$ et $n = -1,3$.

Pour le canal 1, $N = 10, \lambda_{1,1} = 0,50 \mu\text{m}$ et $\lambda_{1,10} = 0,59 \mu\text{m}$.

Pour le canal 2, $N = 8, \lambda_{2,1} = 0,61 \mu\text{m}$ et $\lambda_{2,8} = 0,68 \mu\text{m}$.

Pour le canal 3, $N = 11, \lambda_{3,1} = 0,79 \mu\text{m}$ et $\lambda_{3,11} = 0,89 \mu\text{m}$.

On peut alors à partir des équations (24), (25), (27), (30), (31), calculer les valeurs de $\delta_r(h), \delta_a(h), t_{hs}, t_{ov}, t_{hv}, T(0), T(h)$.

La littérature propose quatre méthodes pour l'estimation de CN_{ac} :

- 1) modèle physique,
- 2) mesure atmosphérique,
- 3) méthode de régression (ex. CHAVEZ, 1975),
- 4) soustraction du pixel le plus sombre (ex. CRANE, 1971; CHAVEZ, 1988).

Les deux premières ne sont pas exploitées par les utilisateurs en télédétection qui traitent souvent plusieurs images en mode multiscan et doivent aussi envisager la variabilité spatio-temporelle de l'état atmosphérique sur chacune des images. Le résultat obtenu par la troisième méthode est très sensible au choix de la fenêtre dans laquelle on effectue la régression.

C'est la dernière méthode qui est la plus connue, la plus utilisée. Elle suppose que le compte numérique le plus faible de l'image entière correspond à un élément au sol ayant une réflectance nulle, ce compte numérique est donc considéré comme celui de la luminance correspondante de l'atmosphère et de l'environnement.

C'est cette méthode que nous avons utilisée.

5. Application

Nous avons choisi une image HRV de SPOT-1 du 24 janvier 1989 du bassin versant du Réal Collobrier pour appliquer et évaluer le modèle proposé.

Le bassin versant du Réal Collobrier est située sur la façade méditerranéenne dans le département du Var (région Provence-Côte d'Azur) à l'extrémité ouest du massif des Maures à une vingtaine de kilomètres au nord-est de Toulon en France.

Cette région est topographiquement caractérisée par un relief de 70 m à 770 m avec des pentes fortes. La pente maximum est 54° et la pente moyenne est 20° .

Les angles zénithal et azimutal solaires concernant cette image sont de $64,3^\circ$ et $162,2^\circ$. L'angle zénithal satellitaire est de $R3,7^\circ$.

Après création du modèle numérique d'élévation (MNE) par numérisation de la carte topographique et interpolation suivant l'algorithme de PROY (1986), l'image satellitaire a été géométriquement corrigée pour qu'elle puisse être parfaitement superposée avec celle des MNE.

Les valeurs de CN, CN_{ac} , S, θ_r , θ_s , θ_p , t_{os} , t_{ov} , t_{hs} , t_{hv} , T_0 , T_h ont été obtenues par les méthodes présentées au paragraphe 4.2.

Les figures 6-3 et 6-4 (voir cahier couleur) présentent le bassin versant avant et après correction par le modèle proposé, et l'on remarque que la perception du relief est nettement diminuée.

6. Validation

Nous avons testé trois critères de validation sur ces images.

6.1. Analyse visuelle

C'est la méthode empirique la plus immédiate. Si l'on a une perception sensible des formes du relief sur une image brute, on peut considérer qu'il y existe des effets topographiques. L'image corrigée doit alors montrer une atténuation de cette perception et cela d'autant plus que l'amélioration est correcte.

La comparaison des figures 6-3 et 6-4 (voir cahier couleur) montre bien une telle atténuation.

6.2. Analyse statistique

C'est une approche plus fiable. En effet, il apparaît qu'un modèle de correction est d'autant plus efficace que les écarts types de la radiométrie sur une zone de couvert homogène sont faibles sur l'image corrigée. Dans la littérature, certains auteurs valident les résultats de correction en comparant les valeurs de l'écart type avant et après correction. Si ces valeurs sont diminuées, on estime que les effets topographiques sont diminués. Mais, une correction topographique peut diminuer aussi les comptes numériques absolus en même temps que les valeurs de l'écart type. Donc la diminution de l'écart type ne signifie pas obligatoirement la diminution des effets topographiques. Par contre, elle peut être signifiée par une diminution du coefficient de variation (écart type divisé par la moyenne).

Pour tester statistiquement notre modèle, nous avons retenu une zone de châtaigniers de 1269 pixels, considérée spectralement homogène. Le tableau I présente les moyennes, écarts types, et coefficients de variation de cette zone pour chaque canal de ces deux images. L'examen de ces valeurs montre que les coefficients de variation sur les images corrigées sont diminués pour les canaux XS1, XS2, XS3 respectivement de 11%, 38%, 52%.

Tableau I. Résultats d'analyse statistique de chaque canal de l'image brute et l'image corrigée sur une zone spectrale homogène de 1269 pixels

		Brut	Corrigé
Moyenne (M)	XS1	19,503	18,317
	XS2	14,160	13,024
	XS3	21,849	21,652
Écart type (E)	XS1	2,117	1,778
	XS2	2,820	1,615
	XS3	8,100	3,895
Coefficient de variation (E/M)	XS1	0,109	0,097
	XS2	0,199	0,124
	XS3	0,371	0,179

6.3. Analyse d'amélioration de classification

Nous avons testé l'amélioration des classifications apportée par le modèle proposé en utilisant une classification multidate par maximum de vraisemblance.

Outre l'image du 24 janvier 1989, une autre image HRV du 26 juin 1986 a été choisie pour effectuer cette classification multidate. La dernière image n'a pas été corrigée radiométriquement car son angle zénithal solaire est très élevé (66,4°), les ombres des versants étant très réduites ou inexistantes.

Après une correction géométrique de la date 2 et superposition pixel à pixel avec la date 1, une classification multidate a été effectuée. Les résultats de classification menée sur l'image brute et sur celle radiométriquement corrigée montrent que les pourcentages de pixels bien classés sont nettement augmentés. Le tableau II représente deux matrices de confusion où l'on constate cette amélioration sensible.

Tableau II. Matrice de confusion (en %); C1 : chataîgniers; C2 : chêne dense; C3 : chêne semi-dense; C4 : maquis; C5 : vigne; IB : image brute; MP : modèle proposé

		C1	C2	C3	C4	C5
C1	IB	42,8	45,2	0,4	9,6	2,0
	MP	94,3	0,0	0,7	3,9	1,1
C2	IB	0,0	89,4	7,7	2,9	0,0
	MP	0,0	78,8	17,3	3,8	0,0
C3	IB	1,6	29,7	64,1	4,7	0,0
	MP	0,0	17,2	78,1	4,7	0,0
C4	IB	57,1	0,0	14,3	27,1	1,4
	MP	15,7	1,4	10,0	72,9	0,0
C5	IB	1,9	0,0	0,0	7,7	90,4
	MP	1,9	0,0	0,0	3,8	94,2

7. Discussion et conclusion

Après avoir établi les équations des divers termes composant l'éclairement d'un élément de sol, sa transformation en luminance puis en compte numérique, nous avons établi l'expression théorique du passage d'un compte numérique quelconque au compte numérique de terrain plat correspondant avec l'altitude nulle.

La qualité de toute correction topographique dépend principalement de la connaissance de l'état réel de l'atmosphère qui présente une variabilité spatio-temporelle. Or, il est quasiment impossible de pouvoir disposer de mesures permettant de connaître l'état de l'atmosphère lors de la prise de vue. L'estimation *a posteriori* de cet état à partir des données satellitaires est donc préférable, et cette estimation reste un problème essentiel pour les corrections topographiques, comme pour les autres prétraitements radiométriques des images satellitaires.

L'application de cette formulation à une image HRV prise en hiver sur un massif forestier français a conduit à une amélioration sensible des divers canaux : diminution de la perception de relief, diminution des coefficients de variation et amélioration de la matrice de confusion des classifications tirées de cette image.

8. Références

- BEGNI, G. 1982. Selection of the optimum spectral bands for the SPOT satellite. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 48, p. 1613-1620.
- CAVAYAS, F. 1984. Correction radiométrique des effets topographiques des images Landsat des territoires forestiers. Thèse de Doctorat, Université Laval, Québec, 177p.
- CAVAYAS, F. 1987. Modeling and correction of topographic effect using multi-temporal satellite images. *Canadian journal of remote sensing*, vol. 13, p. 49-67.
- CHAHINE, M.T., McCLEESE, D.J., ROSENKRANZ, P.M. and STAELIN, D.H. 1983. Interaction mechanisms within the atmosphere. *Manual of Remote Sensing*. p. 165-230.
- CHANDRASEKHAR, S. 1960. Radiative transfert. Dorner Publications Inc., New York, N.Y.
- CHAVEZ, P.S. Jr. 1975 Atmospheric, Solar, and MTF correction for ERTS digital imagery. *Proceedings of American Society of Photogrammetry*. Falls Church, Va., October, abstract, 69p.
- CHAVEZ, P.S. Jr. 1988. An improved dark object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote sensing of environment*, vol. 24, p. 459-479.
- CHAVEZ, P.S. Jr. 1989. Use of the variable gain settings on SPOT. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 55, p. 195-201.
- CHEN, N.Y. *et al.* 1989. Use the Lowtran 6 and DEM to derive path radiance for SPOT Imageries over mountainous terrain. *Proceedings of IGARSS'89 symposium*, p. 900-902.
- CIVCO, D.L. 1989. Topographic normalization of Landsat Thematic Mapper digital imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 55, p. 1303-1309.
- CRANE, R.B. 1971. Preprocessing techniques to reduce atmospheric and sensor variability in multispectral scanner data. *Proceedings of the seventh international symposium on remote sensing of environment*. Ann Arbor, MI, p. 1345-1355.
- DESCHAMPS, P.Y., HERMAN, M. et TANRÉ, D. 1983. Modélisation du rayonnement solaire réfléchi par l'atmosphère et la terre, entre 0,35 et 4 μm . Contrat ESA 4393/80/F/DD(SC).

- HAY, J.E. 1978. Measurement and modelling of shortwave radiation on inclined surfaces. Conference on atmospheric radiation. Davis, California, p. 150-153.
- HOOPER, F.C. and BRUNGER, A.P. 1980. A model for the angular distribution of sky radiance. Transactions of the ASME, vol. 102, p. 196-202.
- JONES, A.R., SETTLE, J.J. and WYATT, B.K. 1988. Perspective images from the SPOT-1 HRV sensor. International Journal of Remote Sensing, vol. 9, p. 1405-1407.
- JUSTICE, C. and HOLBEN, B. 1979. Examination of lambertian and non-lambertian models for simulating the topographic effect on remotely sensed data. NASA TM 80557, GSFC.
- KAWATA, Y., UENO, S. and KUSAKA, T. 1988. Radiometric correction for atmospheric and topographic effects on Landsat MSS images. International Journal of Remote Sensing, vol. 9, p. 729-748.
- KONDRATYEV, K.Y. 1969. Radiation in the atmosphere. Int. Geog. Series, vol. 12, Academic Press.
- KONDRATYEV, K.Y. 1977. Radiation regime of inclined surfaces. Technical note n° 152, WMO n° 467.
- LIU, B.Y.H. and JORDAN, R.C. 1963. The long term average performance of flat-plate solar-energy collectors. Solar Energy, vol. 7, n° 2, p. 53-74.
- MINNAERT, M. 1941. The reciprocity principle in lunar photometry. Astrophysical Journal, vol. 93, p. 1770-411.
- PROY, C. 1986. Intégration du relief au traitement d'images de télédétection. Thèse. Institut National Polytechnique, Toulouse.
- ROBINOVE, C.J. 1982. Computation with physical values from Landsat digital data. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 48, p. 781-784.
- SINGH, S.M. 1988. Lowest order correction for solar zenith angle to Global Vegetation Index (GVI) data. International Journal of Remote Sensing, vol. 9, p. 1565-1572.
- SJOBERG and HORN 1983. Atmospheric effects in satellite imaging of mountainous terrain. Applied Optics, vol. 22, n° 11, p. 1702-1716.
- SMITH, J.A., KIN, T.L. and RAMSON, K.J. 1980. The lambertian assumption and Landsat data. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 46, p. 1183-1189.
- STRAHLER, A.H. *et al.* 1978. Improving forest cover classification accuracy from Landsat by incorporating topographic information. 12th International symposium on remote sensing of environment. ERIM, Mich., U.S.A., p. 927-942.
- TEILLET, P. *et al.* 1982. On the slope-aspect correction of multispectral scanner data, Canadian Journal of remote sensing, vol. 8, n° 2.
- TEMPS, R.C. and COULSON, K.L. 1977. Solar radiation incident upon slopes of different orientations. Solar Energy, vol. 19, p. 179-184.
- WOODHAM, R.J. and GRAY, M.H. 1987. An analytic method for radiometric correction of satellite multispectral scanner data. I.E.E.E. Transactions on Geosciences and Remote Sensing, vol. 25, p. 258-271.