

GPS観測による山岳域の積雪推定モデルの評価

EVALUATE OF THE ESTIMATION OF SNOW DEPTH MODEL IN THE MOUNTAIN AREA USING GPS AND SWE MODEL

菊地慶太¹・風間聡²

Keita KIKUCHI and So KAZAMA

¹学生員 東北大学大学院工学研究科 (〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-06)

²正会員 博(工) 東北大学大学院環境科学研究科 (〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-20)

We measured changes of snow depth distribution on elevation using GPS in a mountainous area from winter to spring to compare with SWE model. We used kinematic surveying system of GPS which is one of the interferometric positioning for the observation. Characteristic of this method is that to be able to obtain data arbitrarily at constant intervals. Interpolation methods for snow measurement are selected as the Nearest Neighbor method and 2 point geometric method. The current result shows that SWE model can satisfactory estimate snow depth distribution. Increase rate of snow depth is 0~1cm/m in grove area and -3~5cm/m in row tree and forest limit area. Relative error of GPS and SWE model is 10~30% and 50% in grove area and forest limit area, respectively.

Key Words : *Kinematic surveying, sounding rod, mountainous area, Snow depth distribution*

1. はじめに

日本で雪国と呼ばれる地域は約50%に上る。北国のみならず、山陰地方においても冬季には積雪で覆われる。春先から初夏にかけての融雪水は河川流量の平滑化に貢献し、農業用水、工業用水、生活用水の安定供給に役立つ。また、スキー場や温泉などの観光産業を通じて我々の生活に深く関わりがある。その一方で、2006-07は、平成18年豪雪と呼ばれる記録的な豪雪に見舞われ、死傷者は2,000人を超えた¹⁾。逆に暖冬・少雪の際、春以降の水利利用が懸念される²⁾。このようなことから積雪を利用し、その被害を防ぐためにより正確な積雪推定が必要となる。春先の融雪水の大部分を占める山岳域の積雪は有効な水資源の利用を考慮する上で重要な要素となる。しかし山岳域は、積雪期には吹雪や降雪などの気候条件、雪崩の危険性や登山知識の必要性などの地理的条件により観測がほとんどなされていない。

Watsonら³⁾はアメリカ合衆国にあるイエローストーン国立公園を対象に、既存のモデルを組み合わせ、モデルのパラメータ決定のためにリモートセンシングを用いることで水収支、熱収支を考慮した積雪モデルの開発を試みた。しかし、モデルの改良が適切ではなく改良点を示すまでに留まる。本研究の対象となるSWE(snow water equivalent)モデルはkazama⁴⁾が提案したDegree-day法と降雪分布を考慮した広域モデルである。SWE(snow water

equivalent)とは、積雪を水に換算した値であり単位はmm, cmを用いる。泉ら⁵⁾は、アメダスの積雪深観測データとSWEモデルを比較し、評価した。しかし、平地のアメダス観測所のみでの評価しかしていないのが現状である。このように、山間部の積雪は積雪利用を考慮するうえで非常に重要であるにも関わらず、これまでモデルでは詳細に評価されていない。

モデルの精度検証のために、山間部において積雪深観測を行う必要がある。松山ら⁶⁾は、新潟県巻機山においてスノーサーベイを行い、積雪水量増加率を評価した。スノーサーベイとは測深棒を用いるか、実際に雪を掘ることで積雪深、積雪の密度分布を観測することである。また島村ら⁸⁾は、新潟県巻機山においてスノーサーベイを行い森林限界境界前後での積雪深分布の違いを評価した。しかし、この手法は一地点の観測に多く労力を要し、融雪期の観測でその観測点も数点である。

そこで本研究ではGPSを用いた積雪深観測を試みた。近年、GPS(Global Positioning System)は、新たな測位技術として役割を果たしている。従来の測量との大きな違いは、宇宙の衛星と地上の受信機により位置を測位するため測点間の見通しは必要なく、気候にも影響されにくい点である。また、簡単な初期作業を行えば誰でも自動的に測位が行える。GPSは新たな測量技術としてはな

くカーナビゲーション、携帯電話などに採用され、他分野に渡りその有用性が評価されている。そこで、本研究ではGPSを用いた積雪深観測から広域を対象としたSWEモデルの精度と性質についての考察を目的とする。

2. 研究対象領域・期間

(1) 積雪深観測

研究対象領域は、宮城県刈田郡蔵王町にある宮城蔵王スキー場入り口から刈田岳頂上までである(図-1)。位置としては北緯38°，東経140°である。2006-07年の平均気温は12月-5.4℃，1月-5.2℃，2月-2.2℃，3月-1.3℃，4月5.2℃，5月13.1℃である。測位対象区間の地表面標高は1100m~1780mであり1100m~1550mは道幅5m~10m程度の林道が続き，両側は高さ5m程度の木々が立ち並ぶ。そして，蔵王エコラインを横切り，刈田岳の尾根となる。尾根は，一帯に高さ1mほどの低木地帯，山頂付近に植生限界地帯が広がる。斜面全体としては東向きの斜面である。水平測位距離は約6000mである。

測位日時は2006年12月15日，2007年1月15日，19日，22日，3月23日，4月4日，28日，8月29日の計8回実施した。8月29日は無積雪状態での観測である。この地表面標高データとし，その他の日の積雪面標高との差を積雪深とする。位置データの補正に電子基準点を用いた。

(2) データセット

SWEモデルにおいて，衛星データは，NOAAのデータベースの一つであるJAIDASの東日本の画像を用いた。標高データは国土地理院が作成した数値地図情報の解像度250m×250mをJAIDASの解像度1100m×1100mに平均化して用いた。気象データは気象庁より提供されているAMeDASデータから日平均気温(℃)と日降水量(mm)を用いた。

3. GPS測位

(1) GPS測位

a) 測位機器

GPS測位にはThales Navigation社のProMark3 (フランス製)を用いた。この機器は，固定して測位を行う基準局，移動させながら測位を行う移動局の二つのGPS受信局で構成される。今回の測位方法での精度は，解析ソフトGNSS Solutionsの解析結果から，水平方向±0.05~0.1m，鉛直方向±0.1~0.3mであった。GPSは基本的に鉛直方向より水平方向の方が精度は良好であることが知られている。

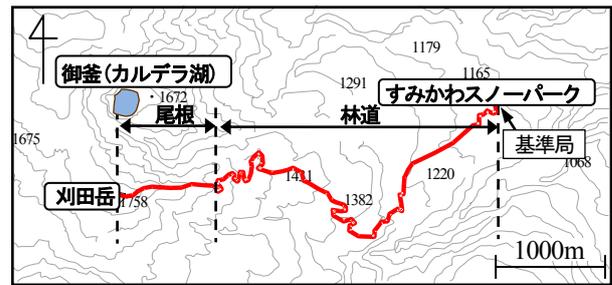


図-1 研究対象領域



図-2 GPS受信局

b) 測位方法

測位方法としては，連続キネマティック測位を採用した。これは，図-2に示すように基準局と移動局の2基のGPS受信機を用いる干渉測位の1つである⁹⁾。従来の測量方法では，測量点ごとに一定時間停止して行わなければならないのに対し，この測位方法は，未知の任意点を一定時間間隔で，次々移動しながら自動的に測位することが可能である。初期作業として，移動局の初期化を行うことで，観測者は特別な操作なしに高精度に測位が行えるのが特徴である。測位中4基以上のGPS衛星からの電波を受信するが，誤差を最小にするために，GPS衛星同士の距離はできるだけ離れていなくてはならない。そのため，観測者の頭上にある衛星に加え，地平線に近い位置にある衛星をも使用するため，樹幹部や背高な障害物がある場所では電波を遮断される危険性がある。そのためそのような場所では電波を切らないよう注意が必要である。

本研究では，移動局を背負い，雪山をスノーボードにより滑走する形で測位を実施した。積雪深の算定は，夏季の8月の無積雪期に観測した地表面標高(図-3白丸)と，その他の冬季の積雪期に観測した積雪面標高(図-3黒丸)との差をとることで求めた。

(2) 位置データ補間

GPS測位により得られた位置データは，国際基準座標(ITRF)に変換され x ， y ， z 座標で表される。国際基準座

標とは国際協力の下で学術目的のために維持管理されている座標系のことである。x, y座標は地球中心から測位点までの距離であり、地球中心からグリニッジ天文台へ向かう方向をx軸とし、地球中心から赤道上、東経90度の地点へ向かう方向をy軸とする。また、z座標は楕円体高を表す。楕円体高は、地表面標高に重力の等ポテンシャル面のジオイド高を加えたものだが、本研究では標高差が重要であるため、地表面標高には直さず、楕円体高を用いた。

積雪深は測位日間のz座標の差から求まるが、測位法の性質上、任意点を測位していくため、毎回全く同じ地点のデータを収集することは困難となる。そのため、測位日間で位置データ補間を行い、積雪深を求めることが必要となる。

本研究では「最近隣法」、「2点幾何補間法」の2つの補間方法を試みた。それぞれの説明を以下に示す。

「最近隣法」は、積雪面上の測位点から最も近い地表面標高上の点を抽出する方法である。ある積雪面データについて地表面データとの水平距離をすべて求めその中で最近傍点を選ぶ。その2つのデータのz座標の差が積雪深となる。積雪期になると無積雪期に通過した観測ルートが一切見えなくなるため、無積雪期と若干ルートがずれることがある。ある積雪面データに対し、最近傍の地表面データが何mにもなる場合、2つのデータの地表面標高差分の誤差が大きくなるため、積雪深として適さない。そのため、本研究では補間により得られた2つのデータのうち2点間距離がそれぞれ積雪0.5m以下、1.0m以下1.5m以下のデータにおいてのみ積雪深を算出した。それ以上の距離になるものは排除した。これは、地表面データが多い場合、最近傍点がより近くなるため精度は良くなる。しかし、斜度が大きくなる、また、斜面と平行な方向にずれが生じると、地表面標高差も積雪深に換算されてしまい誤差が大きくなる欠点がある。

「2点幾何補間法」は、ある積雪面標高データに対し近傍の地表面標高データ2点から相似則を用いて補間する。近傍の2点からの補間は図-4のような各観測点を考える。まず、積雪面座標と地表面座標からx, y座標が最も近い点を探す。そのz座標の差分を仮の積雪深とする。ここで、積雪深を観測区間で一様であると仮定し、積雪面標高座標から地表面標高座標を差し引く(図-4①)。これを仮の地表面座標 $S(a, b, c)$ とする。続いて、この点Sのz座標から最も近い地表面の点を前後2点 $T(x_i, y_i, z_i)$, $R(x_{i+1}, y_{i+1}, z_{i+1})$ を抽出する(図-4②)。この2点を通る直線と点Sとの距離が最小距離になるような直線TR上の点 $P(p, q, r)$ を補正值とする(図-4③)。これらはPが直線TR上にあること、直線TRと直線PSが直交することを用いれば求まる。求めたrを補正前の積雪面標高座標から差し引き積雪深を得る。これは整備された単純な斜面を滑り降りてくる際には有効な補間方法である。しかし蛇行をして斜面と鉛直方向に動くようなことがあると、積

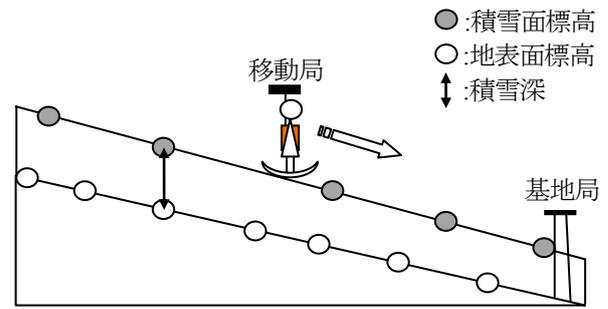


図-3 キネマティック測位

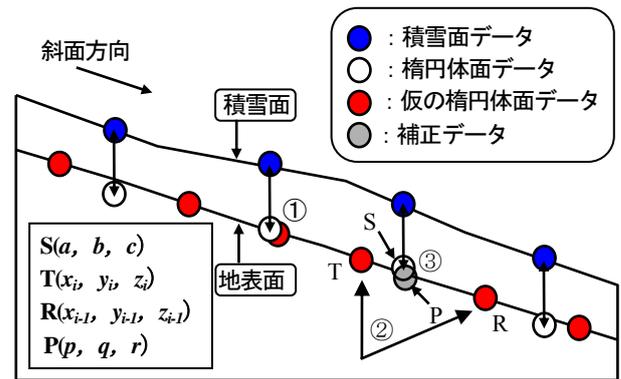


図-4 2点幾何補間

雪面標高データから地表面標高データ間を結ぶ直線に下ろす垂線が斜面方向を向いてしまい、誤差が生じる。対象領域の最大の斜度が山頂付近で16°程度であるが、そこで1mの積雪深に対し、地表面標高較差の相対誤差は20%程度となる。これは、この補間法では必ず生じる。

4. GPS測位とSWEモデルによる積雪深の比較

(1) SWEモデル

積雪深は、まず積雪水量をSWEモデルを用いて推定し、その後、泉ら³⁾にならいSWEモデルと雪の圧密過程を考慮し、積雪深を推定した。なお、SWEモデルは降雪モデルと融雪モデルからなり、以下の式(1)のように示される。

$$\frac{d}{dt}(S_{WE}) = SF - SM \quad (1)$$

なお、 S_{WE} : 積雪水量(mm), SF : 降雪量(mm/day), SM (mm/day): 融雪量である。

(2) 降雪モデル

降雪量は以下の、降雪モデルにより推定した。気温は、セル毎にAMeDASの日平均気温のデータを重み付き平

均法により補間した。その後、数値地理情報を用いて気温減率により補正し、気温分布を求めた。

降雪量は降雪と降雨の境目の気温 2°C とし、 2°C 以下を降雪とみなし、気温と同様AMeDASデータを重み付き平均法により補間した。なお、この際近藤ら¹⁰⁾にならない式(2)を用いて標高補正を実施した。

$$SF = SF' \times \{1 + 0.001 \times (E_m - E_p)\} \quad (2)$$

なお、 SF ：標高補正した降雪量(mm)、 SF' ：AMeDAS観測点の降水量データ(mm)、 E_m ：メッシュの標高(m)である。また、0.001は補正係数であり、気温 2°C 以下を降雪としている条件下において暖地・寒地ともに適用できる。

(3) 積雪マップの作成

積雪マップはJAIDAS画像のch1(可視域(0.58～0.63 μm)), ch3(中間赤外域(3.55～3.93 μm)), ch4(熱赤外域(10.3～11.3 μm))¹¹⁾を用いて作成した。

手順としては、まずch1において、目視により画像の白い部分、つまり雲および雪の部分进行判定する。この時点では、雲と雪の区別はつかない。次に標高データを用いて気温減率による標高補正をch4の輝度温度に対して行うことで、高層の雲を判定した。最後に中間赤外の波長域が大気の水域に反射する性質を利用し、ch3を用いて低層の雲を判定した。

(4) 融雪モデル

融雪量はdegree-day法により、セル毎に以下の式(3)で計算した。

$$SM = K \times T \quad (3)$$

なお、 K ：融雪係数(mm/day/ $^{\circ}\text{C}$)、 T ： 0°C 以上の日平均気温($^{\circ}\text{C}$)である。融雪係数は、JAIDASの画像を用いて作成した積雪マップとの相関が最も高くなるような値を月毎に求めた。

(5) 積雪深の推定

積雪深は、SWEモデルと雪の圧密過程を考慮することで推定した。積雪深 $D(\text{cm})$ の推定には、積雪水量分布、気温分布を用い、前日の積雪深 $D'(\text{cm})$ 、降雪深 $D_n(\text{cm})$ 、降雪後の雪自身の重さによる圧密での圧縮高さ $dD(\text{cm})$ から推定した。以下に推定式(4)を示す。

$$D = D' - dD + D_n \quad D_n = SF \frac{\rho_w}{\rho_s} \quad (4)$$

また、 dD は以下の式(5)で求まる。

$$dD = \beta_N SF \left(\frac{D}{10} \right)^{0.43} \frac{\rho_w}{\rho_D} \quad (5)$$

ここで ρ_s ：降雪の新雪密度(g/cm^3)、 ρ_w ：水の密度(g/cm^3)、 β_N ：新雪圧縮係数=0.024、 ρ_D ：積雪密度(g/cm^3)である。

(6) GPSによる積雪深とSWEモデルによる積雪深の比較

積雪深は、研究対象領域に該当するグリッドセルを、緯度経度情報を用いて5地点を抽出し比較した。各セルの地表面標高はそれぞれ、1262m、1364m、1525m、1668m、1735mである。積雪深はセル内の平均値となる。また、実測値は点データである。

5. 結果と考察

(1) 実測データ

最近隣法で求めた近傍点は近いもので0.1m程度から遠いものであれば10m以上にもなる。そこで本研究では求めた近傍点のうち水平距離が1.5m以内のものを採用した。今回、刈田岳の地表面標高1570～1650m部分は樹木が密集しており歩行が困難であり、その部分の地表面標高データが欠落している。そのため、積雪深についてもその部分のデータは欠けている。また、気候条件やデータ採取の問題から観測データが一部欠けている場合もある。図-5.6にGPS測位により求めた積雪深分布を示す。なお観測日はどちらも2008/1/22を代表として挙げた。また、図-5は最近隣法、図-6は2点幾何補間法により求めた。尾根の手前、つまり1570m付近までは、地表面標高の増加に伴い、積雪深も概ね増加している。しか

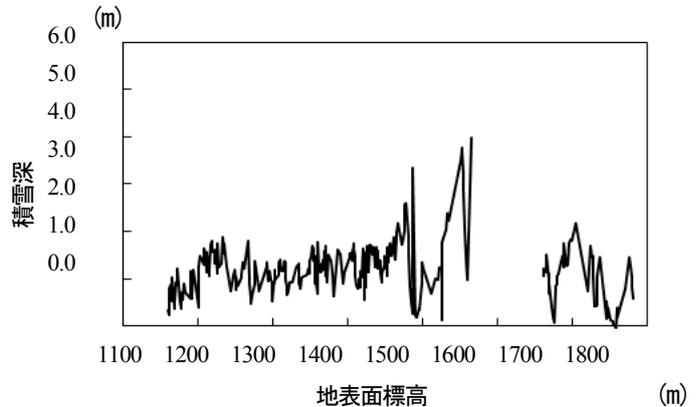


図-5 GPS測位から求めた積雪深(最近隣法)

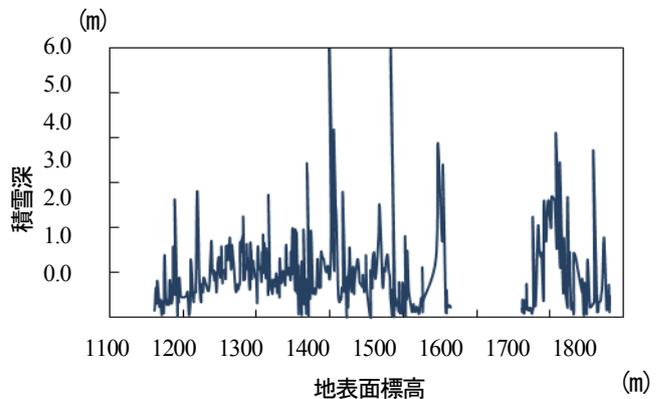


図-6 GPS測位から求めた積雪深(2点幾何補間法)

表-1 各区間における地表面標高に対する積雪深の増加割合および分散値

()内該当する地表面標高	地表面標高100m当たりの積雪深増加量(cm)							
	12/15/07	1/15/08	1/19/08	1/22/08	3/23/08	4/4/08	4/28/08	5/7/08
林間 (1100m~1500m)	80	90	0	10	100	60	50	40
開地 (1500m~1570m)	-10	-100	170	480	-60			
低灌木 (1660m~1700m)	100	-310	130	210		300	200	60
植生限界(1700m~1780m)	-40	-170	-300	-100		20	1400	-10
	分散(m ²)							
林間 (1100m~1500m)	0.08	0.76	0.26	0.19	3.25	0.51	0.58	0.34
開地 (1500m~1570m)	0.05	0.93	0.89	1.02	1.18			
低灌木 (1660m~1700m)	0.07	0.39	0.27	0.21		0.25	0.27	0.05
植生限界(1700m~1780m)	0.15	0.66	0.44	0.34		0.67	0.40	0.19

し、1650m以上になると、積雪深は、逆に減少している。細かには1月下旬の積雪期において、地表面標高1500m付近で積雪深の減少が見られる。これは、この付近が林道から蔵王エコーラインに出るところで、開けた場所であるため、日射や風の影響を他の地域より強く受けるためであると考えられる。

2つの補間方法を比較すると、図-5, 6の分散値はそれぞれ0.3m, 7.0mとなり最近隣法の方が分散値は非常に小さい。これは、2点幾何補間法計算誤差を考慮する際、

仮の積雪深による誤差を含まず検証を実施したことが原因であると考えられる。よって以下の解析では、最近隣法の結果を用いる。次に、地形条件別の積雪深分布の変化について述べる。

この際、4つの区間に分ける。内訳としては、林間部(標高1100m~1500m)、先に述べた開けた場所を開地(標高1500m~1570m)、尾根は低灌木(1660m~1700m)、植生限界(1700m~1780m)とする。表-1に区間毎の地表面標高100m当たりの積雪深増加量(cm)、区間内での積雪深の分散を示す。空欄部分は欠測の区間である。

植生限界までの区間は1月15日を除けばほぼ標高増加に伴い積雪深も増加する。割合としては、1m標高増加に対し数mm~数cm程度の増加率となっている。植生限界では積雪期(表-1中12月~1月)には増加率はマイナスとなる。これは、植生限界域においては、林間部とは違い、風を遮るものがないため、降雪の後、風による積雪の移動が起こるためこのようになると考えられる。特に冬期は降雪や強風により、減少率は融雪期(表-1中4月~5月)に比べ数倍から数10倍程になる。分散に関しては、12月15日は積雪初期のため分散も小さい。時期が進むにつれ1月15日に一旦分散が大きくなるが、その後風による積雪移動や日射の影響などにより表面が平滑化し、分散値は小さくなり、1月15日と22日を比べると、分散値はおよそ50%かそれ以下となっている。しかし、開地においては、先に述べた影響が大きく雪の削剥、再堆積が複雑に生じることにより分散値が単調に減少していない。区

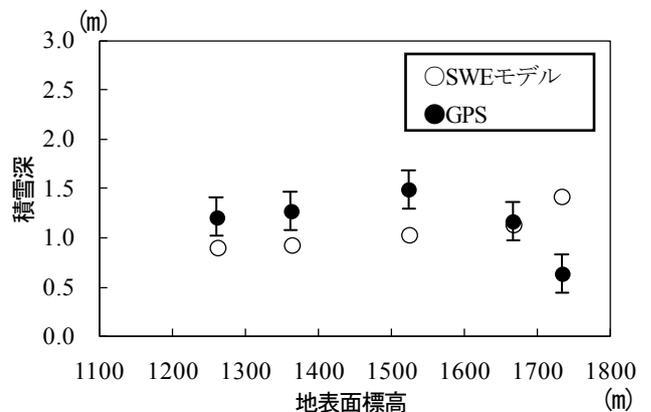


図-7 GPS測位とSWEモデルの比較(1月22日)

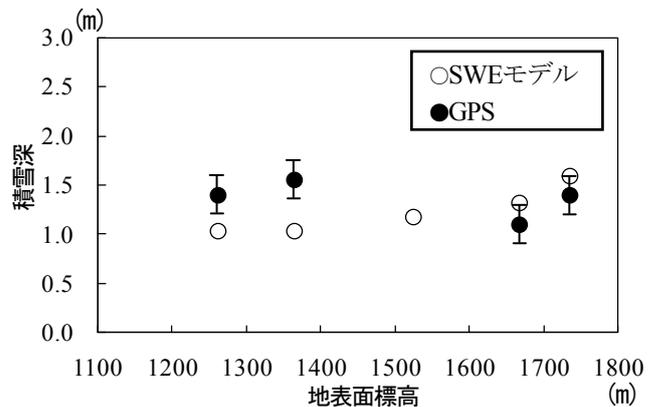


図-8 GPS測位とSWEモデルの比較(4月4日)

間ごとの変化をみると、林間部に比べ地表面標高増加量が10~20%程度であるのにも係わらず開地、植生限界の分散が大きい。研究対象領域において、この部分は地面の凹凸が激しい部分が多く、地形形状が他の区間よりも複雑であることに起因し、また勾配が急峻であることも影響していると考えられる。林間は高い木々が存在し、降雪後風による雪の移動が少なく、分散は小さく、ほぼ

標高によって決まる。3月23日は他の観測日に比べ数倍から数10倍と非常に大きな値をとるが、この原因としてGPSによる計測ミスがあった恐れがある。

(2) GPSによる積雪深とSWEモデルによる積雪深の比較

GPS測位により求めた積雪深と、SWEモデルから求めた積雪深の比較を図-7、図-8に示す。なお、紙面の関係上積雪期の1月22日と融雪期4月4日を代表として載せた。各観測点を比較すると、誤差も考慮すればSWEモデルは積雪期、融雪期とも概ね良好に再現できているといえる。1月22日、4月4日とも植生限界まではSWEモデルの方が過小評価をしている。相対誤差としては1月22日が30~40%程度、4月4日が10~30%程度となる。それに反して植生限界より上では過大評価をしている。特に1月22日に関しては相対誤差56%となる。SWEモデルは融雪の際気温のみ考慮しているため、積雪深分布は地表面標高増加に伴い単調増加となる。しかし、実際山間部での積雪は地表面標高が高くなるにつれ植生は低くなり、植生限界になるため、風の影響を受けやすく積雪の移動が起こる。島村らも新潟県でのスノーサーベイの結果から尾根上で積雪水当量が急減すると述べている。そのため、GPSで表現できた山頂部の減少分がSWEモデルでは再現できなかったと考えられる。林間部の過小評価は、融雪係数を気温のみで決定していることに起因すると考えられる。融雪係数決定の際、衛星画像により作成した積雪マップとモデルにより作成した積雪分布の画像を比較し、相関が最も高い融雪係数を採用するが、積雪マップの作成が適切でないと正確な相関を得ることができない。植生限界より下では、積雪深は単調増加をするが、地表面標高が高くなるにつれ、地形、植生、日射、風の影響が大きくなり積雪深が減少する。そのため、SWEモデルにおいて精度向上を考慮する上で地表面標高が高い区間ではしかし、広域に適用するSWEモデルが融雪に関して気温のみの考慮で概ね良好な値が得られた。

6. おわりに

本研究では、高精度GPSを用いて山岳域における積雪深分布を観測し、また、SWEモデルとの比較からモデルの検証を行った。その結果より得られた結論を以下に示す。

- ・積雪深は地表面標高増加に伴い増加するが、低灌木地帯、植生限界になると減少する。
- ・積雪深増加率は植生により異なり、林間ではシーズン通しておよそ0~1cm/mと大きく変わらないのに対し、植生が少ない開地、低灌木ではおよそ-3~5cm/mと変動が大きい。
- ・SWEモデルは概ね良好に積雪分布を再現できている

が、山頂部では、植生などの考慮が必要である。

- ・GPSとSWEモデルの相対誤差は林間部で10~30%程度、植生限界では50%以上となる場合がある。
- ・積雪深が増加するとその地帯の分散も増加する。

今後は遮断効果や日傘効果を含めた高地の植生を考慮したSWEモデルの改良を行い、山岳域の積雪量の推定精度を上げる必要がある。

謝辞：本研究は地球環境研究総合推進費(S-4)と東北建設協会の研究助成によって行われた。また、実地観測には東北大学水環境システム学研究室の諸氏の助けを得た。GPSの運用には(株)ジオサーフおよび(株)仙台測器社のご指導を受けた。ここに併せて謝意を表す。

参考文献

- 1) 内閣府：平成18年豪雪による被害状況等について(第9報)。
- 2) http://www.bousai.go.jp/kinkyu/2005yuki-higai/2005yuki-higai_9.pdf。
- 3) 河川砂防 青森県庁ホームページ。
<http://www.pref.aomori.lg.jp/kotsu/build/2008-0610-1636-367.html>。
- 4) Fred G.R. Watson, Wendi B. Newman, Joseph C. Coughlan, Robert A. Garrott: Testing: A distributed snowpack simulation model against spatial observations, *Journal of Hydrology*, pp.1-14, 2006.
- 5) So Kazama, Hirokazu Izumi, Priyantha Ranjan, Sarukkalige, Takayuki Nasu, Masaki Sawamoto: Estimating snow distribution over a large area and its application for water resources, *Hydrological Processes* 22, pp.2315-2324, 2008.
- 6) 泉宏和, 風間聡, 戸塚岳大, 沢本正樹: 全日本の積雪水量, 積雪深, 全層積雪密度分布推定, *水工学論文集*, 第49巻, pp.301-306, 2005.
- 7) 松山洋: 巻機山における積雪密度・積雪水当量の季節変化と高度分布, *水文水資源学会誌*, 第11巻, 2号, pp.117-127, 1998.
- 8) 松山洋: 日本の山岳地域における積雪水当量の高度分布に関する研究について, *水文・水資源学会誌*, 第11巻, 2号, pp.164-174, 1998.
- 9) 島村雄一, 泉岳樹, 松山洋, : スノーサーベイとリモートセンシングに基づく山地積雪水資源量の推定—新潟県上越国境周辺を事例に—, *水文・水資源学会誌*, 第18巻, pp.411-423, 2005.
- 9) 中村英夫, 清水英範共著: *測量学*, pp.274-276, 2000.
- 10) 近藤純正, 本谷研, 松島大: 新パケツモデルを用いた流域の土壌水分量, 流出量, 積雪水当量, 及び河川水温の研究, *天気*, vol.42, pp.821-831.
- 11) 日本リモートセンシング研究会: *図解リモートセンシング*, pp.114-115, 日本測量協会, 2001.

(2008.9.30受付)