

安成哲三*・増田耕一**・森永由紀*・五十嵐弘道***

Tetsuzo Yasunari, Kooiti Masuda, Yuki Morinaga and Hiromichi Igarashi

*筑波大学地球科学系 **東京大学理学部 ***筑波大学地球科学研究科

*.*** Institute of Geoscience, University of Tsukuba

** Geophysical Institute, Tokyo University

Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) snow depth data (NASA) over the Eurasian continent is analyzed from November 1978 through August 1987 to examine the relationship between snow cover extent and snow mass. Results are as follows: 1) When snow cover begins to increase, both snow cover extent and snow mass increase. Then around December, increase of snow cover extent slows down while snow mass keeps increasing until February when it reaches to its maximum. When snow cover decreases, both snow cover extent and snow mass decrease. 2) The seasonal variation of snow mass shows that the decreasing rate is much larger than the increasing rate. Enormous melting takes place during April in the western part of the Eurasian continent, and during May in the eastern part. In the northeastern part, though the snow mass decrease is not large, rapid decrease in snow cover extent is found in June. 3) The latitudinal distribution of snow cover extent shows that the establishment of snow cover starts from the northeast of the continent and then moves toward the southwest, and the disappearance of snow cover starts from the southwest and then moves toward the northeast.

1. 序論

積雪が大気に及ぼす影響は、ヒマラヤの積雪と続く夏のモンスーンとの負の関係などのように、定性的には古くから知られていた(Blanford, 1884, など)。人工衛星NOAAによる北半球の雪氷面積のデータが1966年11月以来蓄積され、面的に連続した積雪の情報が週ごとに把握できるようになると、広域積雪の気候学的研究が飛躍的に進んだ(Kukla and Kukla, 1974 ほか)。とくに地上データが少ないために、北米での研究に比べて遅れていたユーラシア大陸の積雪に関する研究は Hahn and Shukla (1976)らによって約1世紀ぶりに再開し、Blanfordらの説が定量的にも検証された。その後ユーラシア大陸の積雪に関してNOAAの積雪面積データを用いた種々の解析が行われ、秋から冬の大気が積雪面積に、冬から春の積雪面積が春以降の大気に影響を与えることなどが明らかになった(Morinaga and Yasunari, 1987, Koder and Chiba, 1989)。また、モデルによる研究からは、積雪の融解水によって供給される土壌水分が春以降の大気に少なからぬ影響を及ぼすことが指摘され(Yeh et al., Barnett et al., 1987, Yasunari et al., 1991), 積雪のアルベド効果と並んで、土壌水分を介在した水文学的効果も注目されるようになった。しかしNOAAの可視および赤外面像から得られるのは積雪の面積情報のみで、積雪深や水量は不明である。さらにこのデータは極夜をはじめ太陽高度の低い時期や、雲の多い場合には大きな誤差を含むという欠点がある。

1978年の11月に打ち上げられた人工衛星Nimbus-7に搭載されたマイクロ波放射計(SMMR)の観測値から推定された積雪深データ(Chang, 1986)は、太陽光や雲の影響をほとんど受けることがなく、北半球の大陸上の積雪分布の情報として現在得られている最良のものである。積雪の量の情報源として気候学的・水文学的に、また水資源や融雪災害などの見地からも有用なデータであるが、データの解釈をめぐるいくつかの問題点があり、まだ試験的に用いられている段階である。筆者らは国立極地研究所の神沢博氏を通じてNASAのA. T. C. Chang氏からデータを提供してもらった。

今回は本データを用いて、ユーラシア大陸上の積雪の面積と量の関係を明らかにする目的で解析を行った。

2. Nimbus-7 SMMR 積雪深データ

2.1 アルゴリズム

マイクロ波の観測値から積雪深を推定する方法は、Chang (1986)、Chang ら (1987)に詳しい。マイクロ波は雲の影響をほとんど受けることがなく、波長によって異なる形態で積雪中を浸透していく。積雪のマイクロ波観測では、積雪下の地面と積雪自身が放射するマイクロ波の強度を測る。乾雪の場合、地面からのマイクロ波は雪粒子によって散乱されるが、積雪自身はほとんどマイクロ波を放射しない(Hallikainen and Jolma, 1986)。地面からのマイクロ波の放射は積雪層の厚さと粒径に応じて散乱されるので、その結果再分配される上向き放射を測ることによって積雪の状態を知ることができる。結晶粒子によるエネルギーの再分配はミー散乱の理論から計算される。乾雪の場合、37GHz (波長0.8cm)の上向き放射では、雪粒子による散乱が主な減衰の原因であり、より長い波長の放射を用いると散乱の効果を除くことができることが理論計算から求められている。

マイクロ波の観測値は輝度温度 T_b で表される。図1はマイクロ波の波長別の輝度温度と積雪水量の関係の計算値を示す(Chang, 1986)。Kunzi et al.(1982)はNimbus-7のSMMR用のアルゴリズムを、37GHzと18GHzの輝度温度の差と積雪水量の測定値との回帰式から求めた。Chang et al.(1982)は1978-79年の冬にカナダ、北米グレート・プレーン、アラスカ、中央ソ連の平原でこれを追試し、積雪深 $S D$ について以下の実験式を得た。

$$S D = 1.59 \times (T_{18H} - T_{37H}) \text{ cm}$$

ここで T_{18H} と T_{37H} はそれぞれ 18GHz と 37GHz の水平偏波チャンネルの輝度温度を示す(図2, Chang, 1986)。この式は積雪密度を 0.3Mg/m^3 と仮定して図2から直線回帰でもとめたものである。図からわかるようにこの式では1m以上の積雪には適応できない。また、積雪は2.5cm以上ある場合に積雪ありと定義される。

2.2 データの概要

データの期間は1978年11月から1987年8月までの106カ月である。データは5日ごとに面積の最大値を示した日の分布図が1カ月平均に編集されている。データの解像度は18GHzと37GHzのチャンネルがそれぞれ $60 \times 60 \text{ km}$ と $30 \times 30 \text{ km}$ で、分布図は $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ のグリッドの平均積雪深を表す。

2.3 データの特性

放射計の空間分解能が粗いために、1画素中に含まれる情報には、植生、地形、積雪の諸条件が複雑にまざりあっており、解釈が容易ではない。よってSMMRの積雪深データを正しく解釈するためには、対象領域の積雪が、輝度温度から積雪深を求めるアルゴリズムに用いた「平均的な」積雪の状態(密度 = 0.3Mg/m^3 , 粒径 = 0.3cm)とどれだけ異なっているかを知る必要がある。積雪の状態が輝度温度に与える影響について、以下のことが明らかにされている。

- 1) 雪粒子が液体の H_2O で被膜されると雪粒子からの放射が減少するため、積雪中の数パーセントの液体の H_2O は輝度を急激に増加させる(Chang, 1986)。よって湿雪はマイクロ波観測では過小評価される。
- 2) 乾雪からの放射は雪粒子によって散乱されて積雪表面に達するので、放射量は雪粒子の大きさに強く依存する。粒子は大きいほどマイクロ波を多く散乱するので、輝度温度が小さくなる(Foster et al., 1984)。
- 3) 北半球の積雪面積はSMMRの観測値では、他の衛星データ(例. NOAA/NESDIS)に比べて約5%小さい。これは薄い積雪層ではマイクロ波はほとんど減衰することなく表面に達するために2.5cm以下の積雪を「積雪あり」と認めないためである(Chang, 1986)。

4) 乾燥または凍結した土壌は射出率が高く(0.9-0.95), 凍結していない湿った土壌は射出率が低い(>0.70)(Chang, 1986)。

5) 積雪の上に突出している植生は積雪の輝度温度を高める。植生からの放射は下の積雪の散乱の効果を抑える傾向がある(Foster et al., 1984)。

6) 山岳地域では斜面の傾斜がマイクロ波の放射に影響を与える傾向がある(Chang, 1986)。(ただし, どう影響するかは述べられていない)。

上記のように本データに関してはさまざまな問題があるが, 本研究ではChang(1986)らのアルゴリズムを用いた積雪深データを用いて, 密度を 0.3Mg/m^3 として積雪深を積雪量に換算してから解析を行った。

3. ユーラシア大陸における積雪面積と積雪量の関係

図3にユーラシア大陸全体の積雪面積(NOAAとSMMR)と積雪量(SMMR)の季節変化を示す。積雪面積の増加は12月でほぼ止まり最大値を示す2月まで横ばいなのに対して, 積雪量は2月まで増加し続ける。これは, 積雪面積は12月でほとんど最大に達し, それ以降の降雪は量を増加させるのに寄与するためと考えられる。

図4はユーラシア大陸全体の積雪面積と積雪量の関係を示す。図中の数字は月を表す(1-9:1-9月, 0:10月, N:11月, D:12月)。秋から冬にかけて積雪が増加するときは, 積雪面積も積雪量もともに増加するが, 真冬には積雪量だけが増え続ける。また, 冬から春にかけて積雪が減少する時には, 積雪面積も積雪量も共に減少するという傾向をもつことがわかる。この結果, 例えば同じ積雪量でも面積は12月の方が4月より, 11月の方が5月より大きいということがある。一方, 同じ積雪面積でも量は4月の方が11月より, 2月の方が12月より大きい。面積が同じ2月と12月を例に, ユーラシア大陸上の両月の積雪量の頻度分布を緯度帯別にとってみると図5と6のようになる。最大値は12月には15-65.5Nで4.5CMなのに対して, 2月では7.5-10.5CMと多いのがわかる。高緯度(65.5-80N)では差が小さく, 12月に7.5-10.5cmなのに対して, 2月には10.5-12cmとなっている。

ユーラシア大陸上の積雪量の分布をみるために5つの経度断面について10-6月の9カ月間解析を行った。5つの経度帯(a:52.5-57.5E, b:63-68E, c:75-80E, d:100-105E, e:125-130E, それぞれ25-80N)は, 各経度帯がなるべく地形的に均一になるように考慮して選んだ。図7(a-e)は積雪の増加する10月から2月の積雪量の緯度分布を示す。西側(a-c)で積雪量が毎月増加していくのに対して, 東側(d, e)では, 12月以降増加率が小さくなるという違いがある。図8(a-e)は図7(a-e)と同様だが, 積雪の減少する2月から6月について示したものである。図7と比べると, 積雪量の減少は増加に比べると急激に起きることがわかる。大陸の西側では4月に, 東側では5月に多量の融雪が起きることがわかる。量的には少ないが, 急激な積雪面積の縮小が6月に東北部にみられる。

4月の中央アジア付近では, 積雪の面積にも量にも急激な減少がみられる。このことは, この地域の春の積雪面積が続く春・夏以降の大気に大きな影響を及ぼす(Morinaga and Yasunari, 1987, Kodera and Chiba, 1989)理由であると考えられる。図8(a'-c')は融雪に使われた大気の熱量の緯度分布を示す(Krenke and Loktionova, 1989の図を書き直したもの)。融雪に多量の熱量が使われている地域が, 図8(a-c)で多量の融雪がおきている緯度帯とよく一致しているのがわかる。

図9は積雪の南限の季節変化を上記の5つの経度帯について示す。積雪が地面を被い始めるのは大陸の北東から南西方向に, 積雪が消えるのは南西から北東へと進行する。その結果積雪の持続期間は北東部で長く南西部で短い。

4. SMMR データの問題点

今回の解析で, 従来の積雪面積のデータを使った解析では明らかにならなかった積雪量の変動をユーラシア大陸について概観することができた。今後ともSMMRの積雪深データの解析は, とくに融雪によって供給される土壌水分のみつもりに有効であることが期待される。ただし2章で述

べたように、データの解釈に関する問題は多い。

SMMRのデータは面的に連続したデータであるが、精度は時期や地域によってまちまちである。2章では、さまざまな積雪の状態によって輝度温度が異なることを示す研究を紹介した。Chang (1986)のアルゴリズムは乾雪で粒径の小さい積雪を対象にしているが、そのような質の積雪は、限られた季節と地域にしか存在しないことは想像にかたくない。よって広域に季節変化を論じるためには、雪質に応じたアルゴリズムの開発が必要であることがわかる。そのためには雪質(含水率、圧密の度合い、粒径、氷板の有無など)の分布状況(変動の大きさを考えると、気候値を得ることよりも気象要素から推定できるようになることが望ましい)、雪質と輝度温度の関係、積雪の下の地形・植生・地面の状態が積雪からの輝度温度に与える影響などの研究が今後ひつようである。

REFERENCES

- Barnett, T., L. Dumenil, U. Schlese and E. Roeckner, 1988: The effect of Eurasian Snow cover on global climate. *Science*, 239, 504-507.
- Blanford, H.F., 1884: On the connexion of Himalayan snowfall and seasons of drought in India. *Proc. Roy. Soc. London*, 37, 3-22.
- Chang, A.T.C., J.L. Foster, D.K. Hall, A. Rango and B.K. Hartline, 1982: Snow water equivalent estimation by microwave radiometry. *Cold Regions Sci. and Tech.* 5, 259-267.
- Chang, A.T.C., 1986: Nimbus-7 SMMR snow cover data. *Glaciological Data Rep. GD-18, World Data Center A for Glaciology, U. of Colorado*, 181-187.
- Chang, A.T.C., J.L. Foster and D.K. Hall, 1987: Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters. *Ann. Glaciol.*, 9, 39-44.
- Foster, J.L., D.K. Hall, A.T.C. Chang and A. Rango, 1984: An overview of passive microwave snow research and results. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 22, 2, 195-208.
- Hahn, D.G. and J. Shukla, 1976: An apparent relationships between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *J. Atmos. Sci.*, 33, 2461-2462.
- Hallikainen, M. and P. Jolma, 1986: Retrieval of snow water equivalent from Nimbus-7 SMMR Data. *Glaciological Data Rep. GD-18, World Data Center A for Glaciology, U. of Colorado*, 173-179.
- Kodera, K. and M. Chiba, 1989: West Siberian spring snow cover and East Asian June 500mb height. *Papers in Meteorology and Geophys.*, 40, 1, 51-54.
- Krenke, A.N. and E.M. Loktionova, 1989: Role of melting of snow cover on formation of temperature field over the continent. *Data of Glaciological Studies*, 66, 43-51 (in Russian).
- Kunzi, K.F., S. Patil and H. Rott, 1982: Snow cover parameters retrieved from Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) Data. *IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing*, 20, 452-467.
- Morinaga, Y. and T. Yasunari, 1987: Interactions between the snow cover and the atmospheric circulations in the northern hemisphere. *IAHS Publication*, 166, 73-87.
- Morinaga, Y. and H. Igarashi, 1991: Relationships between snow cover extent and snow mass derived from Nimbus-7 SMMR data over the Eurasian continent. *Climatological Notes*; 40, (in press).
- U.S. Department of Commerce, NOAA/NESDIS, 1986: An atlas of satellite-derived Northern Hemispheric snow cover frequency.
- Yasunari, T., A. Kitoh, and T. Tokioka, 1991: Role of Eurasian snow cover on the spring and summer climate of the Northern Hemisphere. (Submitted to *J. Meteor. Soc. Japan*).
- Yeh, T.C., R.T. Wetherald and S. Manabe, 1984: A model study of the short-term climatic and hydrologic effects of sudden snow cover removal. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1013-1024.

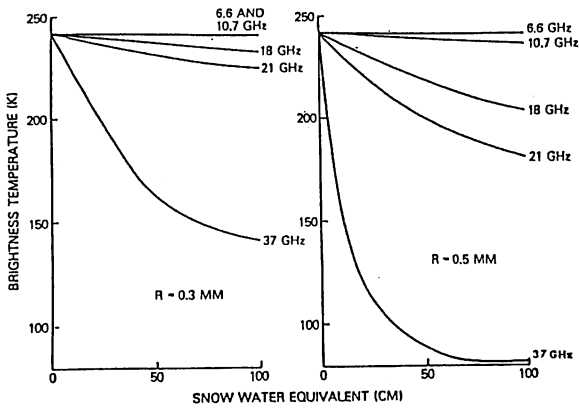


Fig.1 Calculated brightness temperatures versus snow water equivalent for five SMMR frequencies with horizontal polarization and 50° incidence angle (Chang, 1986).

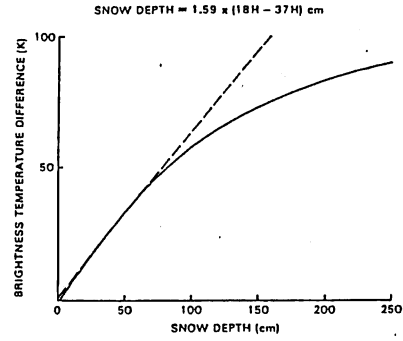


Fig.2 Brightness temperature differences ($T_{18H} - T_{37H}$) vs. snow depth (Chang, 1986).

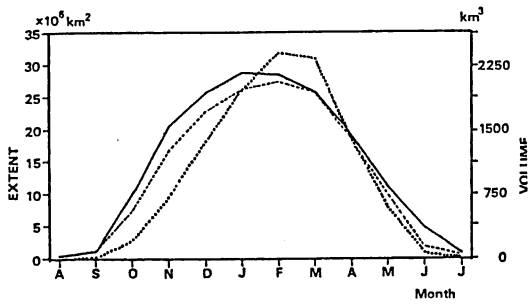


Fig.3 Seasonal Variation of snow cover extent and volume
 — snow cover extent (NOAA)
 - - - " (SMMR)
 snow amount (SMMR)

(Morinaga and Igarashi, 1991)

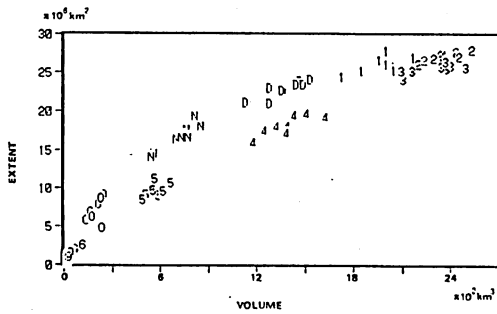


Fig.4 Relation between snow cover extent and snow water equivalent.

(Morinaga and Igarashi, 1991)

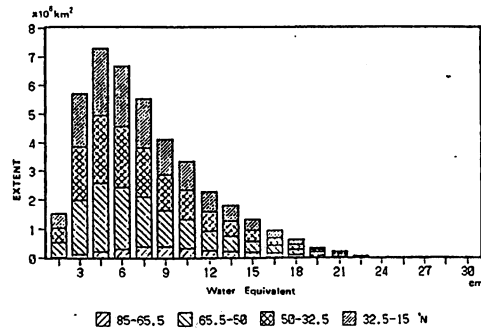


Fig.5 Frequency of snow water equivalent (December).

(Morinaga and Igarashi, 1991)

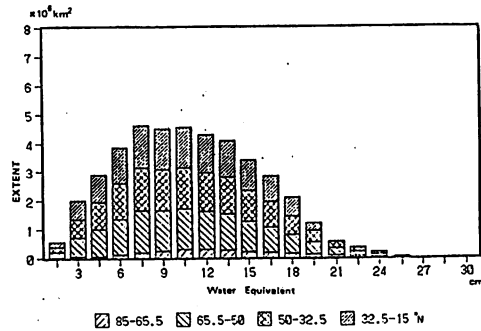


Fig.6 Frequency of snow water equivalent (February).

(Morinaga and Igarashi, 1991)

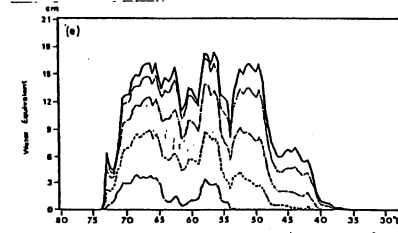
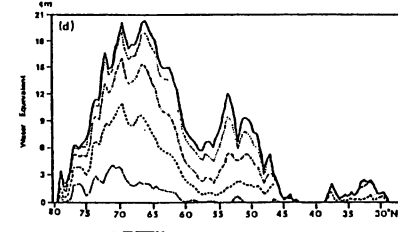
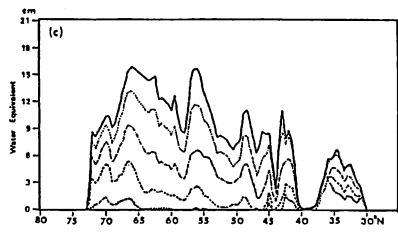
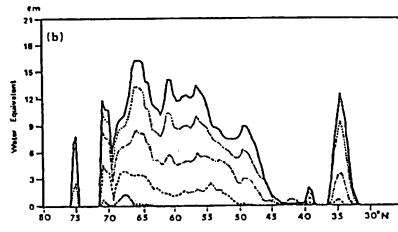
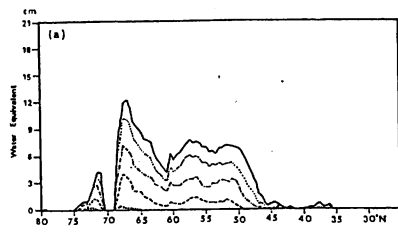


Fig.7 Latitudinal distribution of snow water equivalent from October to February over the five selected longitudinal bands.
 (a) 52.5-57.5° E (b) 63-68° E
 (c) 75-80° E (d) 100-105° E (e) 125-130° E

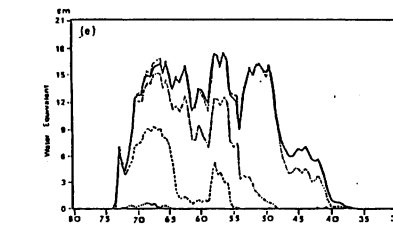
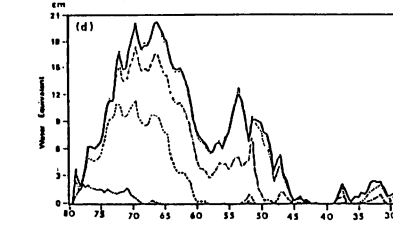
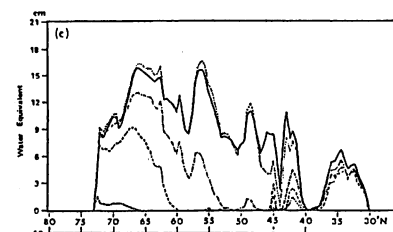
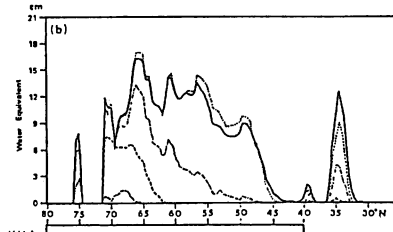
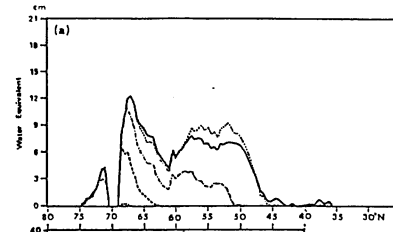


Fig.8 (a)-(c) Same as Fig.7 except for February to June.
 (a')-(c') Latitudinal distribution of specific amount of energy spent on snow cover melting (after Krenke and Loktionova, 1989).
 (d), (e) Same as Fig.7 except for February to June.

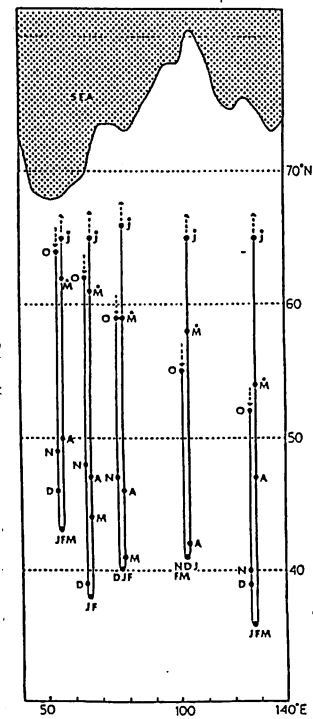


Fig.9 Seasonal variation of southern limit of snow cover extent.

O: Oct
 N: Nov
 D: Dec
 J: Jan
 F: Feb
 M: Mar
 A: Apr
 M: May
 J: Jun