

融 雪 流 出 量 に つ い て

(昭和 31 年 3 月 15 日, 土木学会北海道支部研究発表会 講演)

正員 防衛大学校教授 真 嶋 恭 雄

目 次

I 概 説
II 各国の研究の現況
III 融雪流出の推定
IV 融雪の Type
V 地温と熱伝導率
VI 地下よりの熱伝導による融雪
VII 融雪流出量に関する実測
VIII 積雪密度
IX 雪面融解による流出量
X 雪中温度と地下温度
XI 融雪量と地下水位
XII 結 び

I. 概 説

冬期に降雪のある地域に於いてはその融解のため河川の氾濫を生じ, たり農耕地に浸水を生じ又は都市下水に大きな流量を生ずることがある。又積雪は気象に従つて集中的に融解することがあるのでその流出量を適確に推定することは農耕地の排水, 都市下水道の計画及び河川の改修, 灌漑, 発電, 上水道の水源等利水上重要な問題である。更に人工降雪によつて行なう積雪貯水の増加も融雪流出の機構を明かにしなければ有効な計画を立てることは困難である。

積雪地域の河川流域に於いては河川の流量は降雨と降雪量とその源泉でその流出量は地表の状態により支配される。即ち降雨の流出量は地表勾配, 地表の性質(森林の有無, 種類, 農耕地の種類等), 地域の地質, 降雨強度, 降雨の分布によつて変化する。降雨強度は気象によつて支配され一般に降雨の継続時間が大きい程小さい。降雨強度は各地の観測値をもとにして継続時間を含めて確率的に各種の強度を確定している。しかるに積雪による流出量は降雪が地表に堆積して後に気象条件に応じて融解して水となり流出するのであるから融解の生ずる状態及び融解水の流出状態によつて流出量は変化する。ここに関係する事項としては次のものが考えられる。

- (a) 地域特有の性質: 地表の性質, 地質, 位置(緯度, 標高, 斜面方位) 地表の勾配
- (b) 気象上の要素: 降雨量, 積雪高, 降雪期, 気温, 日照時間, 風向, 風速, 地下温度積雪面の反射率(Albedo) 積雪密度, 太陽高度, 降雨等。これらは年により日により又時刻に応じて変化する。

従つて融雪流出量の推定には地域特有の性質による影響を決定すること, 気象上の要素の観測及び推定値と融雪との関係を明らかにする必要がある。

融雪の状態の主なるものは

- (1) 雪上の空気の対流
- (2) 空中にて水分の凝結による熱の発散: 1 gr の水分の凝結により 600 cal の熱量を放出する。
- (3) 太陽の輻射熱
- (4) 温い雨が積雪上に降つた場合
- (5) 土地及び空気からの熱の伝導

雪の融解熱は 80 cal/gr でこの熱量が雪に与えられると融解する。太陽の輻射熱が雪面で反射される割合は最大 90% 最小 60% 位で雪のない地上では平均 45% 位である。

以上の各種の場合につき各国の研究の現況及び著者の実験, 調査の結果について述べることにする。

II. 各国の研究の現況

(A) Wilson 氏の研究⁽¹⁾

- (1) 乱流空気の対流による融雪量は

$$D = 10.228 KVT \dots\dots\dots(1)$$

T : 摂氏気温, D : 6 時間に融けた水深 (cm), V : 風速 (m/sec), K : 水の潜熱, 空気の密度, 空気の乱れ等による 常数で米国の Yellowstone 公園での測定では $K \doteq 0.01$ であつた。

- (2) 空気中の水蒸気の凝結による熱のために生ずる融雪量は

$$D = K_1 V (e - 6.11) \dots\dots\dots(2)$$

(1) Howk: Irrigation Engineering

D : 6 時間に融けた水深+凝結水深 (cm)

V : 風速 (m/sec), e : 水蒸気圧力 (Millibar)

$K_1 = 18.18$ $K = 0.1818$: 常数

($e - 6.11$) が負の時には雪面から蒸発冷却を生ずる。

6.11 は 0°C の時の雪面の水蒸気圧力である。

(3) 温い雨により水深は

$$D = 0.125 PT \dots\dots\dots(3)$$

D : 融ける水量 (cm), P : 降雨の強さ (mm)

T : 雨の温度 (湿球寒暖計の温度に等しいと取る)

(4) 太陽の輻射による融雪量は全輻射量と Albedo に関係する。Wilson は Albedo 75% として計算値及び曲線を求めている。輻射量は (Cloud Cover を用いた。

Wilson の図表によると晴天で北緯 $40 \sim 48$ 度で 4 月の半日に 10.7 mm の融雪水量となる。

(5) Degree day

融雪が始まる日平均気温以上の日平均気温の超過量を Degree day と云う。融雪の始まる日平均気温は一定ではなく地方により変り 0°C より低い。Boston Society of Civil Engineers では 27°F を Base Temperature としてこの温度以上の 1°C day に対して $0.05 \sim 0.14$ cm の融雪率である。又 Grover, New England 1936 年 3 月では 31°F 以上の 1°C day に対して $0.14 \sim 0.23$ cm であった。 0°C を Base Temperature とすると

$$D = KmT \dots\dots\dots(4)$$

D : 1 日に融ける水量 (cm), T : 日平均気温

Km : Melting Constant で 1°C day について融ける水量, $0.14 \sim 0.69$ cm 位である。

融雪期の全 Degree day は毎日の値の和である。

実測値の例としては

(a) Oregon U. S. A. 1941, 3 月 3 日 ~ 6 月 9 日:

0.69 cm/ $^\circ\text{C day}$

” ” 1941, 5 月 26 日 ~ 6 月 2 日:

3.02 cm/ $^\circ\text{C day}$

夜の気温も () の時には 1 日に融ける水量は 0.86 cm ~ 1.85 cm 平均 1.16 cm であった。

(b) Finland では 1 日に融ける水量が平均で 1.35 cm であった。

(c) ソヴィエトでは積雪の高さが 1 日に 9.1 ~ 14 cm 減じた。又 5 月 ~ 10 月の 6 月間の氷河の融けた高さは 7.3 m で米国の氷河は 1 年に 24.08 m 高さ減じたとのことである。

(B) 米国の Gooseberry Creek 積雪調査の結果

(1) 現場調査によると堆積雪の密度は最大 49.4% まで増加して 37% まで減少した。温度が下ると融雪は減ずるが雪中に貯まる水は温度が下つても流出し続ける。

(2) 融雪前の積雪の密度は一樣でないが融雪が始まると一樣になる。

(3) 初期の融雪の大部分は雪面に生ずるように見える。

(4) Fluorescein を雪上において雪を通る水の通路を調べた。融雪期では色は速に雪を通つて下に達するが凍結期では雪面に止まっている。

(5) 雪が融けて生じた水はその割合で雪から流出するものではなく融雪は初期では流出より速くで終期では流出量より少ない。

(6) 雪より出る水は融雪期を通じて一樣であつた。実験でも実測でも一樣であつた。

(7) 雪からの流出が一定であるにもかかわらず気温の変化により河川流量は変化する。

(8) 気温は主に融雪の割合に関係する。しかし低温が長期間続かなければ流出の割合には殆んど影響がない。

(9) 気温と融雪の実測によると 1°C day は 0.41 cm 融かし実験室での測定では $0.24 \sim 0.34$ cm 融かした。

(10) 融雪の始まりと流出の開始時とのおくれは広く変化するが雪の Initial density が増加すると増加するように見える。

(11) 雪は融雪が進行すると密度が増し、その増加は Initial density が小さい程急速である。

(12) 融雪と流出の割合は雪の Initial density が増加すると少し増加する。

(13) 融雪期間中水が雪から流出する割合は融雪期の前半では殆んど一定で後期では密度の増加と共に少し増加する。

(14) 融雪をおくらせる Cold backward spring (寒の戻り) があると流出が少なく且つ一樣になる。

(15) 融雪を早める Warm early spring は流出を高め且つ流出率が一樣でなくなる。

(16) 積雪から出る水を直ちに吸収する地表地質の作用は流出率を大きく支配する。

(17) 融雪状態によつて滲透其の他の損失水量が変る。融雪が速くであれば損失は減少し、おそければ損失は増加する。

(18) 蒸発, 逆発, 滲透の損失水量は融解速度の減少にともなつて増加する。

以上の中 (10) ~ (18) は実験室の調査によるものである。流出量は気温に殆んど影響を受けないが河川流量に影響するのは温度変化によつて地中及び地表の貯水量の変化を生ずるからであるとしている。

(C) Crater Lake (標高 6450 ft) 附近で実施した U. S. Soil (Conservation Service, U. S. National Park Service, Oregon Agricultural Experiment Station 協同調査の結論)

(1) 1941 年 4 月 1 日 Crater Lake の最大積雪の水量は 1940 年 10 月根雪になつてからの全降水量を殆んど表わしていた。

(2) 比較的小さい密度の浅雪上に降つた雨は地表まで通過し雪に貯えられる水には殆んどならない。

(3) 密度小又は中等の可なり深い雪に降つた雨は雪中に止まる。

(4) 雪の密度は測定のみでは正確には求められない。即ち積雪の各部の密度より他の部分の密度を計算して分布を明らかにすべきである。

(5) Snow Settling は根雪以来連続的に行なわれる。冬早く減少する雪の深さは Settling によるものが大きく、表面が融けることによるものは少ない。冬おそくなつて雪の深さの減ずるのは殆んど表面が融けるためで Snow Settling によるものではない。

(6) 雪の密度は一般に堆積してから消えるまで一貫して増加する。

(7) 新雪の密度は一定期間では古い雪より早く増加する。

(8) 堆積後の時間と Matuer snow density の間には特別の関係がない。

(9) 主なる融雪が始まつた時水は一定の割合で雪から出るのではなく一般に時間と共に且つ深さが減ずると早くなる。又一般にこの場合空気温度は上昇する。

(10) 融解が始まると短期間密度が減少するのは表面が融けてそこから水が出て一様にならないからである。

(11) 密度は直接には雪を形成する Ice crystal の大きさ、配列に関係する。一般に円形の結晶で上層から来る融雪水で摩耗した細い組織の雪は粗い組織又は空隙のある、同じ Age 又は古い Age の雪より密度が大きい。

(12) 雪は融解が始まつた後は必ずしも Homogeneous ではない。密度も Homogeneity がなくなる。

(13) 長期間深く埋つた雪の層の最大の密度は雪の結晶が最初形成された気候に一部関係する。従つて一つの雪層の最大密度は雪が地上に達する前に幾分決定できる。

(14) 上にある雪の重さと下層の密度との間には関係がないように見える。

(15) この観測では融雪は實際上雪表面で生じ僅少の融解が地表に生じたことがわかつた。

(16) 雪の融けた水と標高 6540 ft に於ける表面蒸発量を加えたものは 1941 年 Crater Lake の結氷点以上の 1 day degree centigrade につき平均 0.6885 cm であつた。

(17) 融雪率 (Melt value) は 0°C 以上の 1 day degree centigrade について一定ではない。

(18) ある深さの雪層の最大の含水量は一定ではなく雪の構造、組織によつて変る。一般に最大の含水量は Age と共に増加する。

(19) 融雪が始まつた後の雪層の密度及び含水量はその層の中又は直下に氷の層があると増加する。

(20) 積雪には普通 2 種の氷層ができる。その 1 つは雪表面にできて後に降る新雪で覆われるもの、他は融雪水が滲透して雪の中で凍結したものである。第 1 のものは周囲の組織が変るまでは識別し難い。

(21) 低温は少なくとも 60 cm まで積雪を貫通して下の土を凍らせる。

(22) 雪の下で凍土は地下の熱の上への伝導によつて融けるが雪を通つて伝わる輻射熱では必ずしも融けない。

(23) 光線は積雪の 87~100 cm を貫いて新しく芽を出した草に Chlorophyll を形成させることができる。

(D) 米国の The Committee on Snow (1954~1955) の報告⁽²⁾

この報告によると最近の米国の雪についての研究は略次の如くである。

(1) 雪が河水の源となつている Colorado の 5 つの流域で森林の伐出し方法と流量との関係を調査している。木材の伐出しは河水に影響を与え間接に降雪、堆積及び融解率に影響を与えることがわかつた。1 つの流域では木材を幅 66~390 ft の带状に伐つて流量と帯の幅、方向の関係、雪の堆積、吹溜り、融雪に対する影響の測定を行なつている。

(2) 積雪と凍結深度を測定してその地域差及び気象条件との関係を研究している (Northeast)。

(3) 積雪深さと水量との関係を求める研究を実験流域で行なつている (New Hampshire)。

(4) U. S. Weather Bureau と協同で Northern Rocky Mountain では雪線 (Snow melt line) の退却を写真に撮つている。

(5) California では河水が融雪により生ずる地域の地図を作つた。約 12 million acres がこの範囲に入り米国の面積の 12% で米国の平均年流出量の 51% の水源地帯である。特に木材生産地帯の積雪地は流出水量を改良増加させるための Snow management が可能な所であることに注目している。この部分の面積は約 9 million acres でその流出量は米国の全流出量の 38% (27 Million acre ft) になつている。

(6) Central Sierra Snow Laboratory は Corps of Engineers 及び Weather Bureau と共に Snow data を解析して森林の被覆の程度及び影の程度が変ると積雪率と融雪率に甚だしい相違のあることを見出している。即ち小間隔で立つている森林は、密生林及び大きく開いた土地より長く雪を保持する。これは森林状態による Snow Control の効果を定量的に測る研究の 1 つの手掛りである。

(2) Report of the Committee on Snow 1954~1955, Trans, A. G. U. Vol. 36-6, Dec., 1955.

(7) 各個の流域で積雪帯の空中写真を撮影し夏の融雪の特性を研究している (U. S. Weather Bureau) 写真と Snow Cover data を比較して写真の積雪帯と河の流域の Snow Cover の%の関係を求めている。

(8) Idaho, Payette Basin で Base flow 以上の Hydrograph を融雪期に対して気温、積雪深、降雨量から求めた。Radio sonde による温度を温度の Parameter のもとにした。融雪と降雨による計算流量は表面流出と地下流出量になり、これが組合わされて河水流量となる。

(9) 輻射及び凝結融雪 (Radiation and Condensation Melt) は Radiometer 及び特別の Moisture Exchange の実験により求めた (Lysimeter Study of Snow Melt)。

(10) Central Sierra Snow Laboratory にて Albedo の日変化を研究して雪はかなりの Specular Reflection を行なうことがわかった。

(11) Upper California Snow Laboratory では輻雪率は同じ気温でも直接太陽の輻射を受けると変ることを明らかにした。

(12) Alaska の氷河の反射から雪の Albedo を調査し K. Buettner 及び R. Hubley は雪、氷、氷雪の Albedo は太陽の Zenith distance, Cloudiness, 融解、凍結の経過と共に変化することを明らかにした。

(13) O. W. Monson は小さくて容易に運搬できる雪上車 (2 人用) を試作している。

(14) 雪の国際的分類を International Union Geodesy and Geophysics の 1954 年ローマに於ける会に提出し、更に World Meteorological Organisation に提出し National Research Council of Canada により公表した。

(15) Cloud seeding (人工降雪) による積雪の増加をはかることが米国の西部で多く行なわれている。これまでの結果ではこの計画の有望であることを示している。

(16) Greenland の永久積雪に 100 ft の垂直の堅坑を掘り 165 ft までの雪の試料を取った。

この深さでも氷河の氷より密度は可なり小さかった。夏と冬の堆積した雪による層があるため積雪の年が明らかになる。又融解しないので年積雪水量は降水量測定と同程度に正確に降水量と等しい。

(17) 雪の吹溜り (Drifting of snow) を河の砂の移動に関連して研究を行なっている。

(18) 吹雪による Radiation の稀釈についての研究が行なわれている。

(19) Bureau of Reclamation は Dam の余水吐の設計流量が必要なため融雪の毎日の流出量を Snow Survey Data より導いている。

III. 雪流出の推定

融雪が始まって河にその水が達するまで時間がかかる。この時間は雪融け水が積雪を通って下に滲透して土に滲透する水量より大きい時は雪の下層も毛管貯水量まで達して地面に圧力を及ぼし表面流として水を排水路まで流す時間とそれが河に達する時間である。

雪融けによる流量は普通融雪が始まってから 2 ~ 4 日後に河に達する。

高緯度の山岳地帯では融雪期に夜は結氷点以下に昼は以上になるため融雪流出の水位曲線は日変化を行なう。これは流域が小さい程明瞭で 5000 sq. mile (13000 km²) の流域の川でも見られる。流域が大きい程変化は小さくなるのは融雪水の到達時間が一定でないからである。

融雪水が河に達する割合は主に融雪率と土地の滲透率に關係する。融雪が早ければ滲透が減じ流出が増す。地表土が凍結していれば滲透は殆どなく全部流出する。融雪期間の蒸発、通発が融雪水を全部消費することはまれである。土に滲透した水は地下水に達するが雪が消えてからは一部は地表から蒸発したり植物に吸収される。

大体に於いて融雪水中、河に達する水量の割合は地下滲透の少ない場合で 74%，地下滲透の多い時は 16 ~ 57 %位で流域の状態により又は年により相当変化する。

融雪期に雨が降ると雪の含水量を増し雪融け流出量が増加する。融雪期末期に強雨があると雪が Slush (雪どろ) となり融雪を完了させる雨と共に流出するため洪水の危険がある。

融雪流出量を予報する方法として次のものがある。

(1) The percentage method (Nevada system: 全流出量は積雪の標準の水量の割合に比例すると仮定したもの。

(2) The quantitative method: 全流出量は全流域の積雪水量より融雪期全損失量を減じたものと考える方法。

以上 2 つの方法は何れも融雪の始まる時の積雪の水量を Snow survey によつて測らなければならない。従つて Snow コースの適否が重要で標高により又は降雪量によつて Zone に分けて標準積雪水量の算出の正確を期さなければならない。(1) では融雪の始めの代表的なコースの雪の平均水量と融雪時の流出量との一定關係を求めて図表を作つておく。

(3) 空中写真による予報

積雪帯の空中写真測量により融雪期に時々撮影して融ける面積と流出量の關係を求めておく。

(4) 融雪期の始めまで堆積した水深をもとにして予想する。

(5) 夏及び秋の流出量を冬及び早春の流量の実測値と

これに対する Hydrograph の特性から 前年と同じ状態と仮定して推定する。

(6) Pattern behavior method (Pattern-repetition Method).

これは融雪に関係する多くの要素を考える。例えば秋の降水、春の降水、融雪期の降水、融雪期の気温、融雪が始まった時の土の含水量等である。秋の雨による土地の水分の増加は融雪期の滲透量に關係する。

(7) Index area method

大きな流域にある分布で雨が降つて融雪する場合、特に高い所では雪となつて流出しない。

融雪流出量と小さい Elementary area の流出量をもとにして推定する。

IV. 融雪の種類

積雪が融解する物理現象はこれを解析すれば I に述べたように 5 つに分類されるが積雪の融解をその組合せ状態より区分すると主に次の 2 つになる。

(1) 気温が 0°C 以下で地下が (+) の温度の場合、この時は地下よりの熱伝導によつて地表に接している雪が融けて。若し凍結が地下に及んでいるならば地下よりの熱によつてこの凍結線にて融解が生じ雪面の冷却が強ければ凍結線が下り弱ければ上昇する。凍結線が地表にある時に地表面融雪が生ずる。

積雪と地表面との接触部は地表の種類によつて全く密着する場合と草、笹等の倒伏のために生ずる空間のある場合と、その中間状態の一部密着し一部空間のある場合とがある。

空間のある場合には次のような性質となる。地下よりの熱は地表で水分を蒸発に消費し、この水蒸気は上部の雪層にて凝結して熱を放出して雪を融かす。熱の損失がなければ供給量は伝導の場合と等しく融解効果は殆んど等しい。しかし融解した水が地表では自由に流出し得るが密着して居れば流出する通路が制限されて貯溜しがちになりこれが寒気のため結氷となる。氷の熱の伝導度は雪より大きいから地下の凍結も生じ易く地表融雪を妨げがちになる。平坦なる草地、畠では多少地表の結氷を生ずるが山間笹地帯では 60 cm 程度までの空間が観測された。特に北海道の山野の未開拓地では笹笹が密生して空間を保持し結氷層は生じていないようである。即ち地表の種類によつて融雪水の流出率が変わる。

(2) 気温が (+) で雪面より融解する場合。

気温が 0°C 以上であれば空気に接する部分主に雪表面より融解し雪面附近の温度が 0°C 程度であれば輻射熱の効果も大きく融解を促進する。融解した水は積雪を通過して熱を失えばそこで結氷し下部の密度を増加するが、融雪水量が大きくて失う熱が少ければ雪層下に達し地面

との接触部の状態に応じて貯溜又は自由に流出する。地表上に結氷がある時と無い時とで流出、滲透の状態が変化する。即ちこの融雪状態に於いても地表の種類が融雪水の流出に重大なる関係がある。

積雪の少ない泥炭地では地表の凍結がかたしく融雪期には融雪水はこの凍結せる泥炭及び積雪下層の結氷層上を流れ、地下の融解及び排水をおくらせているのは著しい例⁽³⁾である。

V. 地温と熱拡散率

地表の温度変化は気温、輻射により生ずるが、その変化を知れば土地の熱の拡散率 k^2 を用いて

$$\frac{\partial u}{\partial t} = k^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \dots\dots\dots (5)$$

によつて地下の温度の変化を略求めることができる。ここで u : 温度, t : 時間, x : 地面に鉛直な方向の距離。

例えば地面温度 $u_{x=0}$ が

$$u_{x=0} = A_0 + A_1 \sin(nt + \varepsilon_1) + A_2 \sin(2nt + \varepsilon_2) + \dots\dots\dots (6)$$

であれば

$$u = A_0 + A_1 e^{-\frac{x}{k} \sqrt{\frac{n}{2}}} \sin\left(nt - \frac{x}{k} \sqrt{\frac{n}{2}} + \varepsilon_1\right) + A_2 e^{-\frac{x}{k} \sqrt{\frac{2n}{2}}} \sin\left(2nt - \frac{x}{k} \sqrt{\frac{2n}{2}} + \varepsilon_2\right) + \dots\dots\dots (7)$$

で与えられる。これより地温の日変化又は年変化が計算される。地下温度の振幅が 0.1°C の所又は地面の温度振幅の $1/10$ の所を地温の不易層と云つている。この層の位置は上記の定義によつて異なるが k が大きい程深くなる。土地の水分が多いと k は少なく不易層が浅くなる。地下の温度の波のある位相の進行する速度 V は

$$V = 2k \sqrt{\frac{\pi}{t_0}} \dots\dots\dots (8)$$

この波波長

$$\lambda = V t_0 = 2k \sqrt{\pi t_0} \dots\dots\dots (9)$$

$$t_0: \text{周期} \quad n = \frac{2\pi}{t_0}$$

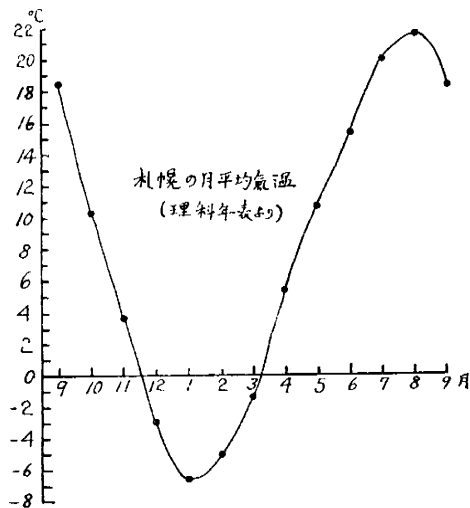
地下温度の観測値より (8) 又は (9) 式を用いて k を求めることができる。

例 札幌では平均気温 7.4°C , 最高 21.7°C (8 月), 最低 -6.6°C (1 月) でその変化は図一 1 の通りである。

札幌の地下温度の観測値 (昭和 7 年気象台) は次表の如くであつた。

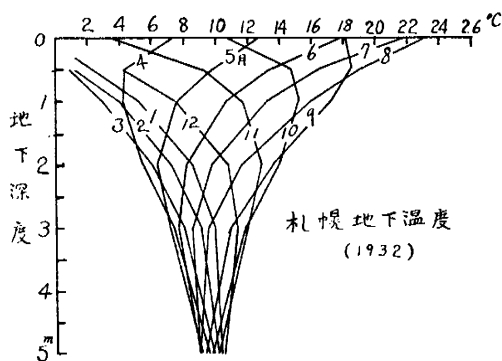
(3) 北海道開発局: 釧路泥炭地開発計画調査報告, 資料編. 昭和 30 年 3 月。

深さ m	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	平均
0.0	—	—	—	7.3	12.7	17.9	22.0	23.2	18.1	10.8	3.6	—	—
0.3	1.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.5	2.4	1.2	0.9	4.4	9.8	13.4	16.6	19.1	18.5	14.7	9.3	4.3	9.55
1.0	5.2	4.0	3.0	4.2	7.6	10.7	13.2	16.0	17.3	15.2	11.7	7.6	9.64
2.0	8.6	7.3	6.1	5.5	6.4	8.2	9.8	11.7	13.7	14.0	12.9	10.8	9.58
3.0	10.0	9.1	8.1	7.4	7.2	7.7	8.6	9.6	11.0	11.9	12.0	11.4	9.50
5.0	10.4	10.2	9.9	9.6	9.2	9.0	9.0	9.1	9.4	9.8	10.2	10.5	9.69



図—1

図—2は上の表の地温の変化を示したもので、この図を書きかへると図—3のようになる。



図—2

これより平均の $V = 3.722 \text{ cm/day}$

平均の $k^2 = 0.00466$

k^2 の最大は 0.007637 , 最小は 0.002512 であった。

札幌の地表温度の年変化は

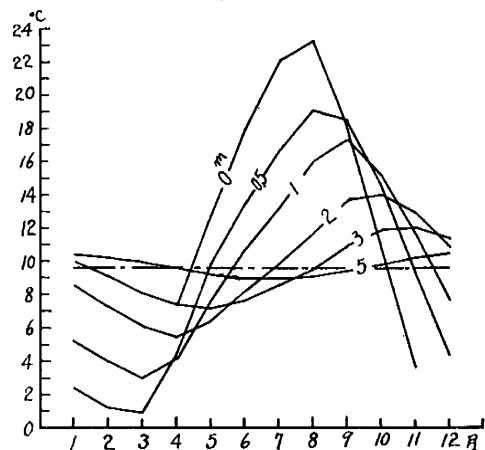
$$u = 9.6^\circ\text{C} + 13.6 \sin\left(\frac{2\pi}{t_0}t + \varepsilon_1\right) + \dots$$

気温の年変化は

$$u = 7.4^\circ\text{C} + 14.3 \sin\left(\frac{2\pi}{t_0}t + \varepsilon_1\right) + \dots$$

で地表温度と気温とは略近い値を示していると考えて差支えないであろう。

地温の年変化(札幌 1932)



図—3

VI. 地下よりの熱伝導による融雪

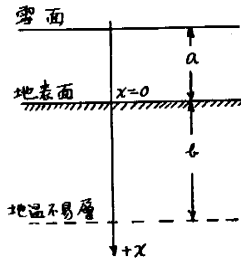
地下温度の年変化より地温の不易層の位置が求められる。この層以下は殆んど地表上の温度の影響がない。地表が低温になれば地下より熱が伝導して地表の雪に熱を供給する。雪が 0°C になり更に 80 cal/gr の熱量が供給されると融雪して水になる。雪が融けている間は融解部は 0°C に保たれ順次雪の下層を融解する。雪表面の低温のため地表温度が 0°C 以下になると融雪は凍結して更に地下も凍結するに至る。

かかる時は融雪は全く止まる。

地表面で融雪が行なわれている場合図—4に於いて

$x = 0$ にて $u = u_0$, $x = b$ にて $u = u_b$ で一定に保たれ

ている定常状態を考える。



図—4

$$\frac{\partial u}{\partial t} = 0 \quad (5) \text{ 式より } \frac{du}{dx} = A$$

故に $u = Ax + B$ 境界条件を入れて

$$u = u_0 + \frac{u_b - u_0}{b} x \quad \dots\dots\dots(10)$$

地面単位面積を通過して単位時間に流れる熱量 Q は

$$Q = -K \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_{x=0} = -K \frac{u_b - u_0}{b} \quad \dots\dots\dots(11)$$

雪の融解熱は 80 cal/gr であるから融雪水量は

$$q = \frac{Q}{80} = -\frac{K}{80} \frac{u_b - u_0}{b} \quad (\text{gr/sec}) \quad \dots\dots\dots(12)$$

ここで $k^2 = \frac{K}{c\rho}$ c : 比熱 ρ : 密度

普通の土で $\rho \div 2.0$ $c \div 0.2$ とすると

$$K = c\rho k^2 = 0.2 \times 2 \times 0.00466 = 0.00186 \text{ cal/cm sec } ^\circ\text{C}$$

例えば札幌で $u_b = 10.9^\circ\text{C}$ $b = 500 \text{ cm}$ $u_0 = 0^\circ\text{C}$

$K = 0.00186$ とすると

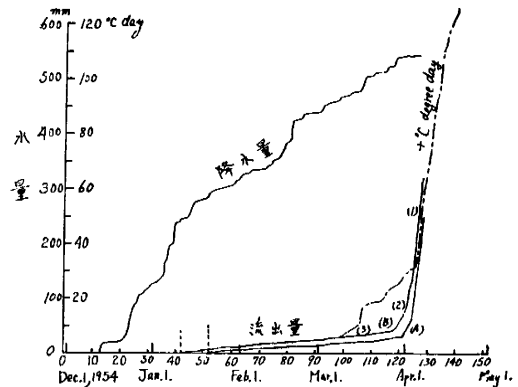
$$q = -\frac{0.00186}{80} \frac{10.9}{500} = 0.000,000,507 \text{ gr/sec cm}^2$$

$$= 0.438 \text{ mm/day}$$

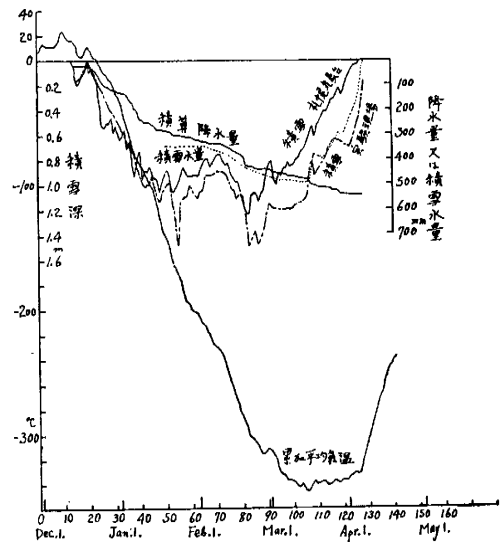
この値は次章に述べる実測による 1 月 11 日～4 月 1 日 (1955) 間の流出量平均 047 mm/day の略一定流出量と殆んど一致する。

この流出期は図—6 に示す如く根雪期よりの平均気温の積算約 100°C で積雪高約 1.0 m の時に始まる積雪深さ 0.6 m の時まで続き、それより以後 (○) の平均気温の積算に比例して流出が増加した。その流出率は 3 月 9 日～4 月 5 日平均気温 $+0.94^\circ\text{C/day}$ の間は 11 mm/ 1°C day で、その後の 4 月 5 日～4 月 19 日平均気温 $+6.5^\circ\text{C/day}$ の間は 7.3 mm/ $^\circ\text{C day}$ であった。後者で (+) の平均気温の開始期と積雪高の急激なる減少期と略一致することから雪面よりの融雪流出量であると考えられる。図—5、図—6 は観測値を示したものである。

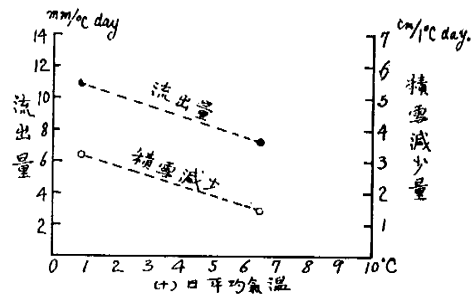
(○) 平均気温 0.94°C/day の間の積雪減少率は 0.08 m で
(+) 1°C day に対しては 3.2 cm であり (+) 平均気温 $+6.5^\circ\text{C/day}$ に対しては積雪減少率は 0.095 m/day、 $+1^\circ\text{C day}$ に対しては 1.46 cm であった。この関係は図—7 に示した。



図—5



図—6



図—7

図—6 より融雪開始期の積雪水量は根雪後の降水量の和に略等しいことがわかる。これは地表流出量が極めて少なく ($40/500 \text{ mm} \div 8\%$) で大部分雪面融雪によつて融雪するからである。

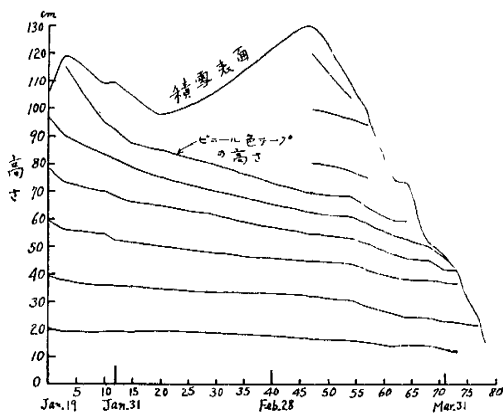
図一五より初期融雪即ち地表融雪が殆んど一様で (12) 式の関係を示していることがわかる。

$$1月11日 \sim 3月29日 (B): \frac{40}{77} = 0.52 \text{ mm/day}$$

$$1月21日 \sim 4月1日 (A): \frac{30}{70} = 0.43 \text{ mm/day}$$

この平均 0.47 mm/day の地表融雪があつた。融雪水受器 (A) と (B) の差は明瞭でないが大差はないようである。これは積雪と地表との間に空間がある場合とない場合に相当し、融雪水はゴムホースで直ちに流出させるため流出条件は同じとなり融雪量を直接示すものと考えられる。この実測では地表の流出に関する影響は示さないことになる。

初期地表融雪が少なく且つ一様であることは積雪沈下測定の結果よりも想像される。図一八は積雪層に着色ビニールテープを挿入してその沈下量を測つて変化を示したものである。この図より前項の初期地表融雪の性質がわかと共に、融雪期の融雪は雪面融雪が主であることを明かに示している。



図一八

VII. 融雪流出量に関する実測

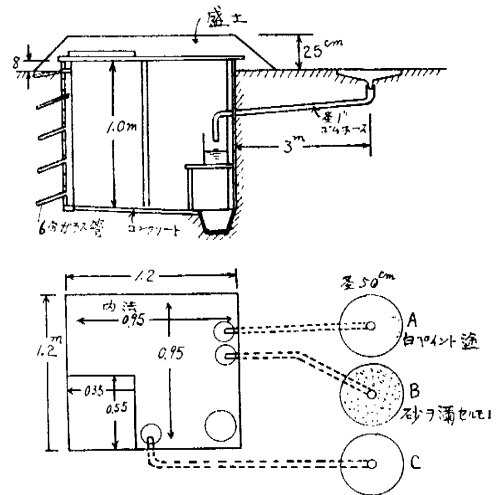
北海道大学工学部北側の平坦地に図一九の如き木造の小地下室を設け地上積雪の融解水を受けて室内の容器に貯溜させるため薄鉄板製の受器を地表と同一高さに置き、これよりゴムホースにて室内に導いた。融雪水少量の時はメスシリンダーに受けてその水位の変化は自記水位計にて測定した。融雪水受器は直径 50 cm の平らな漏斗状の盆で次の3種を図のように設置した。

A: 白ペイントを塗つたもの

B: 内部の流入口に細い金網を置いて砂を平らに盛つたもの

C: Aと同様に白ペイントを塗り積雪層中に置いたもの

更に附属設備として



図一九

(1) 積雪高測定用標柱 1 箇所

(2) 百葉箱

最低寒暖計 1 本 自記寒暖計 1 個

最高最低寒暖計 1 本 水銀温度計 1 本

(3) 風向計

(4) 風速計

(5) 地下温度測定: 地下室側壁より径 12 mm のガラス管を地中に入れて、その中に温度計を挿入してコルク栓をした。

(6) 地下水位測定: 融雪期の地下水位の上昇及びその日変化を測るため自記水位計を用いた。

(7) 積雪板: 1 個、毎日の積雪の厚さ及び水量を測るため毎日積雪面上に置いて翌日までの積雪を採取した。

(8) 積雪高さの変化測定: 着色ビニールテープを積雪層の各種の高さに挿入してその移動沈下を連続的に測定した。

以上の設備によつて 1954 年 11 月 6 日より 1955 年 4 月 14 日まで毎日略定時に下記の項目を実測した。

(1) 気象: 気温, 最高気温, 最低気温, 風向, 風速

(2) 積雪高: 毎日の降雪高, 降水量, 地上の積雪高さ

(3) 地表及び地下温度: 地下水温度

(4) 融雪流出水量: 毎日定時観測及び自記観測, (A) (B) (C) の 3 種について測定

(5) 積雪密度: 積雪試料を採取して測定

(6) 積雪中の温度

(7) 地下水位, 毎日及び自記による。

(8) 積雪層の沈下: ビニールテープの高さを測定, 雪孔の東西南北面について行つた。

其の他に融雪に関係のある日照時間, 毎時の気温, 日平均気温等は札幌気象台の観測を利用させてもらうこと

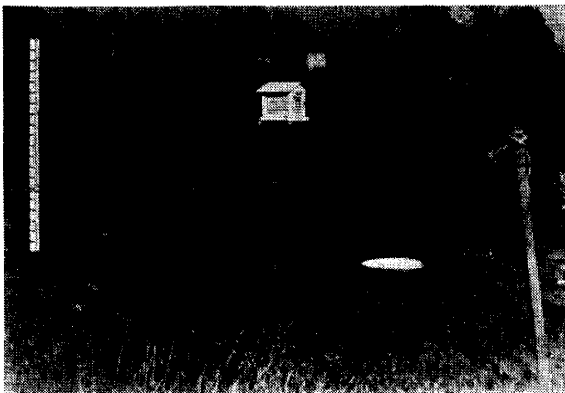
にした。

又降雪の放射能及び融雪水の放射能は適時測定して参考とした。

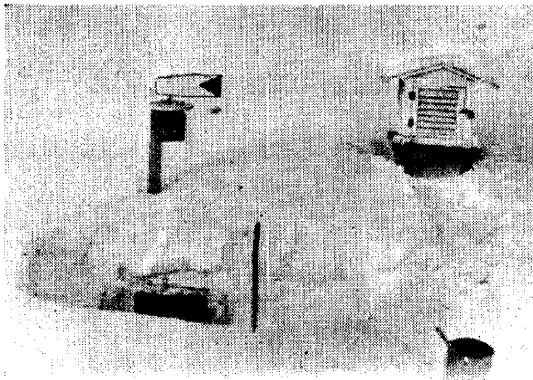
これらの実測と同時に自然河川の流出状況を比較するため観測に成るべく便利で流域が余り大きくない河川として発寒川(札幌市西部郊外)を採用し発寒橋にて水位及び流量を観測すると共にその上流の流域について Snow Survey を実施することにした。発寒川流域の観測は人員、費用の関係から 1954~55 の冬期は数回実施せるのみで今後の継続観測が必要である。

1954 年 12 月より 1955 年 4 月に至る 冬期の一般的状況は札幌附近は積雪量、降水量が例年より大きかったが石狩川上流の北海道中央部大雪山附近及び北部は例年に比し積雪が少ない。このため融雪期は札幌では少しおくれたようである。積雪高が大きかったので地表は凍結せず地下凍結の影響は明かに出来なかつた。積雪の少ない地域又は除雪区域についての融雪実験を更に行ない、積雪、融雪と地下凍結の関係を別に調査しなければならない。

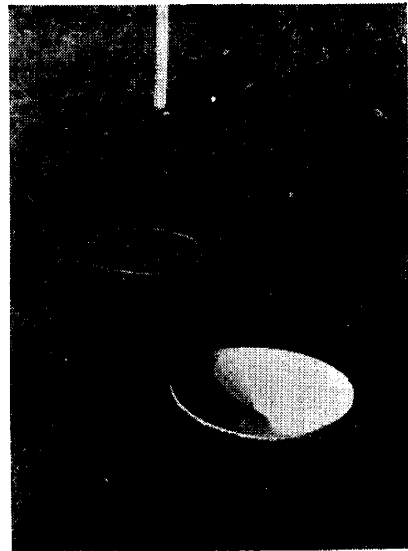
今回の観測により得た結果は夫々各項目に関係のある各章に於いて述べることにする。



写真一 1



写真一 2



写真一 3

VIII. 積 雪 密 度

雪面が (+) の気温及び太陽の輻射熱等により熱が供給されて融解するとその水は積雪の空隙を通つて下方に下り、下層の低温に接して再び凍結する。若し下層の温度が余り低くなければ下降水は凍結しないで下に下り、附着して密度を増加し最大密度に達する。この最大密度は地表で自由に融雪水を流出し得る状態にあるものである。地表が凍結して流出し得ない時は融雪水は更に空隙を満して飽和状態にする。かかる雪は所謂雪どろ (Slush) 状態と云われるものである。

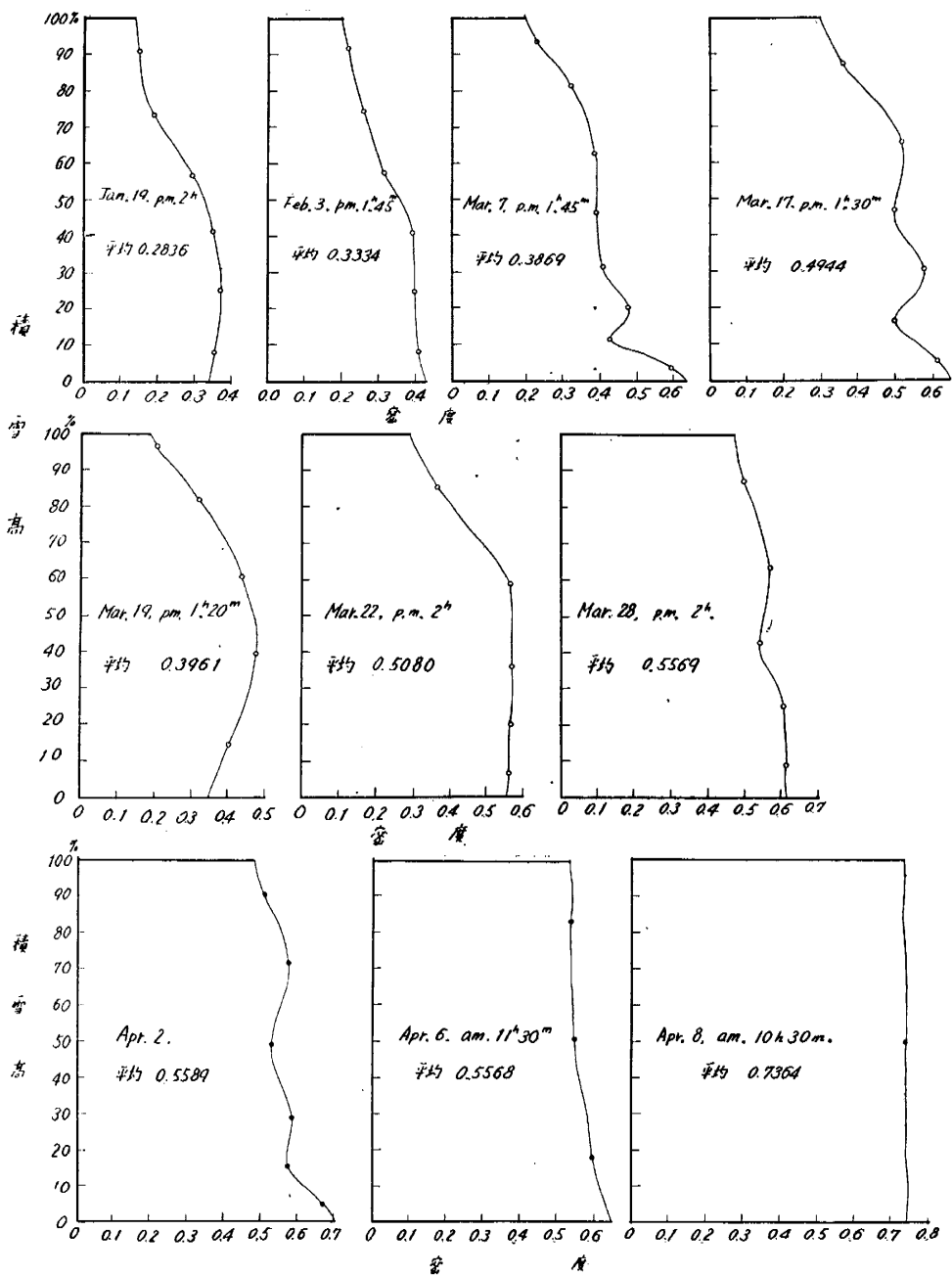
雪面融雪期の始め積雪の深さを a 、その平均密度を σ_m 、最大密度 σ_s とす。積雪水量は $a\sigma_m$ である。この積雪が表面まで最大密度になつて地表流出を生じない時の深さを a_s とすると蒸発その他の loss を無視すると

$$a\sigma_m = a_s\sigma_s \quad \therefore a_s = a \frac{\sigma_m}{\sigma_s} \quad \dots\dots\dots(13)$$

例えば $\sigma_m = 0.39$ $\sigma_s = 0.544$ とすれば
 $a_s/a = 71\%$

即ち融雪期の初めの積雪の高さの 71% になつた頃は融雪水はすべて流出する時期を暗示することになる。但し融雪期の初期の融雪水がすべて積雪密度の増加に用いられたと仮定したもので、実際上流出は漸増するから一応の標準と考えるべきであらう。これらの関係は図一 10 の密度分布及び図一 11 の平均密度、積雪水量、積雪深さの変化の観測値より大体適用できることがわかる。

即ち雪面融雪の後期には積雪水量と積雪高さの関係は図一 12 の如く略直線関係になつていて、最大密度の存在及び密度の一様化を明示している。



図—10

地表の状態が自由に流出し得ない場合には最大密度以上飽和密度になり、その水頭によつて流出量を増加して融雪水量と平衡する。この時は下層の密度が大きくなるが融雪量が急に増大した場合、即ち融雪期の末期に見受けられることが多い(図—10 参照)。

融雪期前の積雪の密度分布は図—10 の如く表面にて

小さく下層になる程大きくなっている。この変化は主として積雪の自重により自然圧密されるために生ずると考えることが適當であろう。図—13 は融雪期前と後との密度分布の測定値を示したものである。

降雪時の密度 σ_0 が自重により圧縮される場合、圧縮率 p を一定とすると

$$\sigma = p \int_0^h \sigma dh \dots\dots\dots(14)$$

$$\text{より } \sigma = \sigma_0 e_{ph} \dots\dots\dots(15)$$

但し $h=0$ にて $\sigma = \sigma_0$

の関係となつて図-13の状態を示さない。雪は圧縮されると結晶が破壊され性質が變つて行く。圧縮率が

$$p = \frac{p_0}{\sigma^2} \dots\dots\dots(16)$$

と仮定する。即ち雪が圧縮されると互に附着して強度を増加し圧縮し難くなると考えると(16)を(14)に入れて

$$\sigma = \sqrt{\frac{2}{3} p_0 h + \sigma_0^2} \dots\dots\dots(17)$$

$$h = \frac{3}{2} p_0 (\sigma^2 - \sigma_0^2) \dots\dots\dots(18)$$

例えば $\sigma_0 = 0.16$ $h = 100 \text{ cm}$ にて $\sigma = 0.45$ とすると

$$h = 565.2 (\sigma^2 - \sigma_0^2) \dots\dots\dots(18')$$

となる。

この性質は土砂の自然圧密の状態に類似しているの

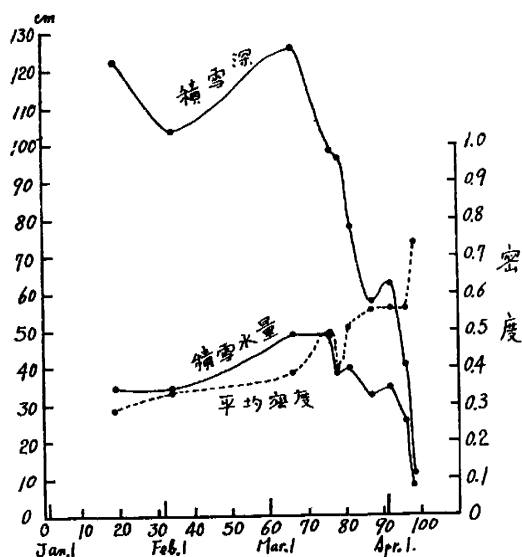


図-11

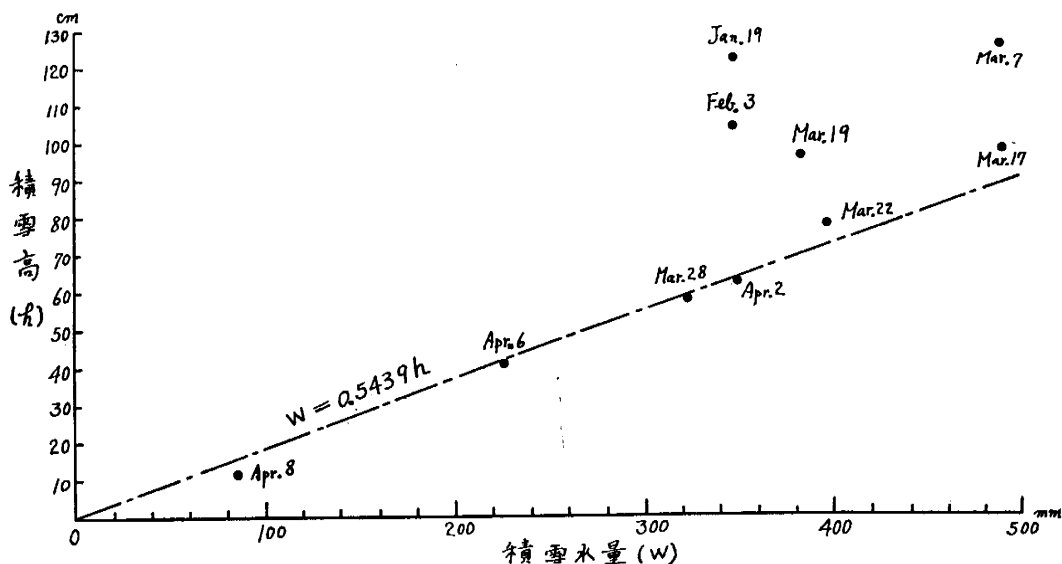


図-12

次の如く考える。

積雪の Void ratio を e とすると全容積は $1+e$ の割合となる。氷の密度を σ_i とする。

$$\frac{e}{1+e} = 1 - \frac{\sigma}{\sigma_i} \dots\dots\dots(19)$$

の関係がある。これより $e = \frac{\sigma_i - \sigma}{\sigma}$

故に

$$de = -\frac{\sigma_i}{\sigma^2} d\sigma \dots\dots\dots(20)$$

$$\text{又、圧力 } P = \int_0^h \sigma dh \text{ より } dP = \sigma dh \dots\dots\dots(21)$$

圧力によつて雪の Void ratio の減少に

$$\frac{de}{dP} = -\frac{1}{BP} \dots\dots\dots(22)$$

の圧密の関係が適用できると仮定すると

$$-\frac{\sigma_i d\sigma}{\sigma^2} = -\frac{\sigma dh}{B \int_0^h \sigma dh} \dots\dots\dots(23)$$

となる。これより

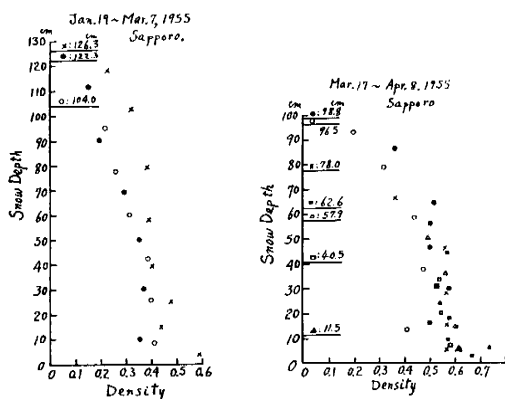


図-13

$$h = e^{C - \frac{B\sigma_t}{\sigma}} \left\{ \frac{1}{B\sigma_t} + \frac{1}{(B\sigma_t)^2} \right\} + D$$

$h = 0$ にて $\sigma = \sigma_0$ であるから

$$h = \frac{e^C}{B\sigma_t} \left\{ \left(\frac{1}{\sigma} + \frac{1}{B\sigma_t} \right) e^{-\frac{B\sigma_t}{\sigma}} - \left(\frac{1}{\sigma_0} + \frac{1}{B\sigma_t} \right) e^{-\frac{B\sigma_t}{\sigma_0}} \right\} \dots\dots\dots (24)$$

積分常数 C は $h = h_i$ にて $\sigma = \sigma_i$ の境界条件より求める。この状態の実測値は手元にないが II, D の (16) に述べた Greenland の万年雪の実測値より決定できるであろう。日本の積雪の如く毎年降つては消える普通の場合には $\sigma = \sigma_i$ になることはないのて、ここでは観測値より地面に近い部分の深さと密度を用うことにする。

$h = h_g$ にて $\sigma = h_b$ とし $h_b = 1.0 \text{ m}$ にて $\sigma_b = 0.45$
 $\sigma_0 = 0.16$

又常数 B は雪の構造上より決定される値である。よつて C 及び B を密度分布の実測値より最小自乗法によつて求めると

$$B = 1.2459$$

$$C = 6.2007$$

尚 σ_i は雪の結晶の実質の密度で普通の氷の密度程度と考え $\sigma_b = 0.917$ (0°C) と仮定した。これよう

$$h = 431.5 \left\{ \left(\frac{1}{\sigma} + 0.8752 \right) e^{-\frac{1.1429}{\sigma}} - 0.0056 \right\} \dots\dots\dots (25)$$

(18') 式及び (25) 式を図示すると図-14 の通りで略図-13 の実測値に一致する。

積雪の平均密度はこれらの式より推定出来ることになり、積雪水量も積雪深さより直ちに求められる。

若し Greenland の万年雪について $h = 165 \text{ ft} = 5029 \text{ cm}$ にて $\sigma = \sigma_i = 0.9$ と仮定し $B = 1.24$ を用うると (24) 式より $C = 9.187$ となる。 C が大きいことは同

じ σ に対して深さが大きい、即ち圧縮され難い雪であることを示す。

Greenland は日本より気温が低く雪の水分が少ないと考えられるので実際に近い性質を示しているものであろう。

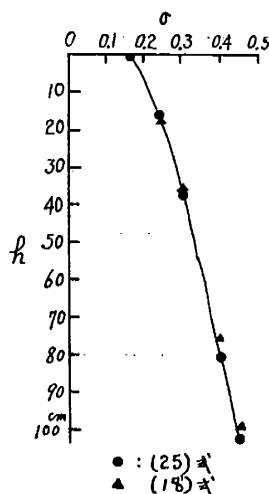


図-14

IX. 雪面融解による流出量

気温が $(+)^{\circ}\text{C}$ であれば空気と積雪と接触する所で熱の伝達が行なわれる。太陽の輻射光線は雪の Albedo に応じて雪面に熱を供給する。加えられた熱量が雪の温度を 0°C まで上昇させ更に 80 cal/gr の融解熱以上に達すると積雪は表面より融解する。この融雪水は前述の如く下層に下つて密度を増加させ更に地表上の流出又は地下に滲透して遂には河川に達する。

雪面融雪に影響するものは次のものが考えられる。

- 気温 風速, 風向, 日照時間
- 緯度 太陽高度, 積雪面の方位と傾斜
- 標高 雪面の反射率 (Albedo)

これらの要素については II に述べたように各国で研究され又は研究途上にある。

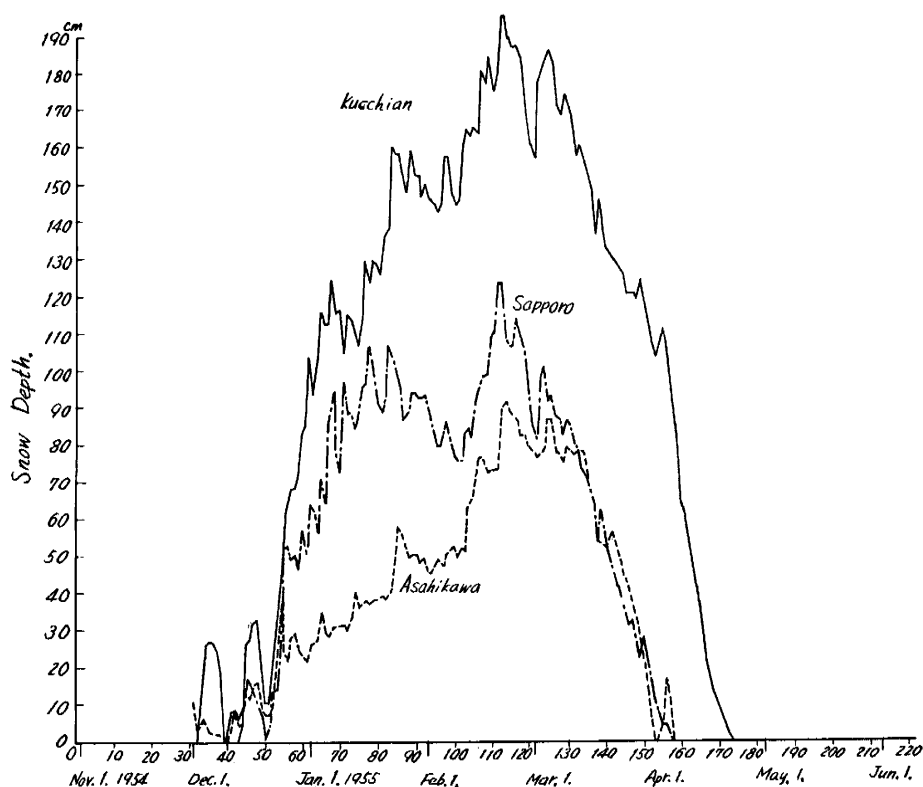
ここでは最も影響の大きいと考えられる気温と融雪との関係について考察することにする。

札幌、旭川及び倶知安の積雪深さの日減少量と日平均温度を気象台の観測値より求めて図示すると図-15, 16, 17 の如くなる。

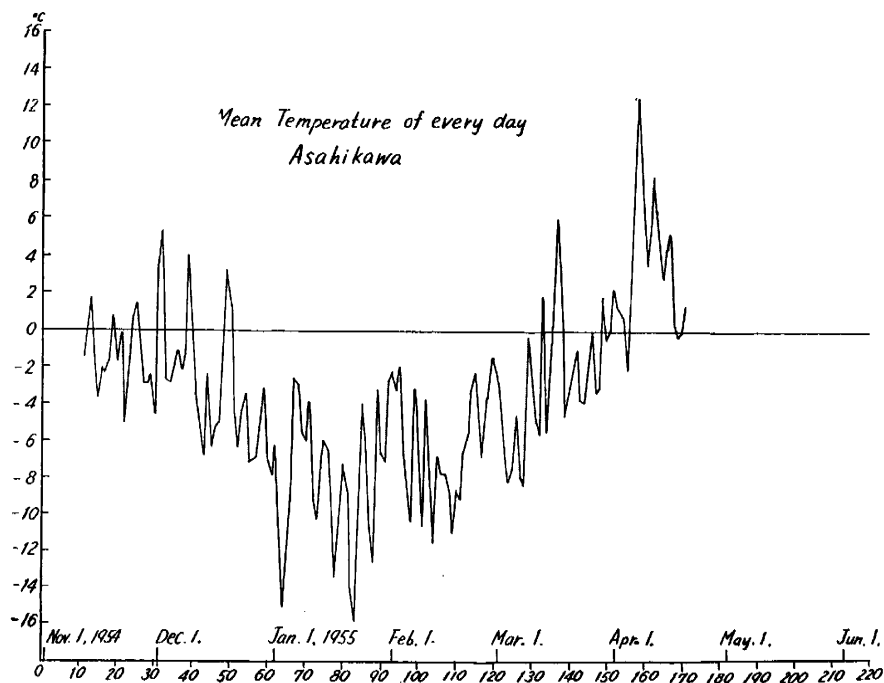
この図より平均気温が略 -5°C 以上で融雪を生じていてその範囲は

$$\left. \begin{aligned} D_{\max} &= 10.8 + 0.87 T \\ D_{\min} &= 0.875 T \\ D_{\text{mean}} &= 4.6 + 0.87 T \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (26)$$

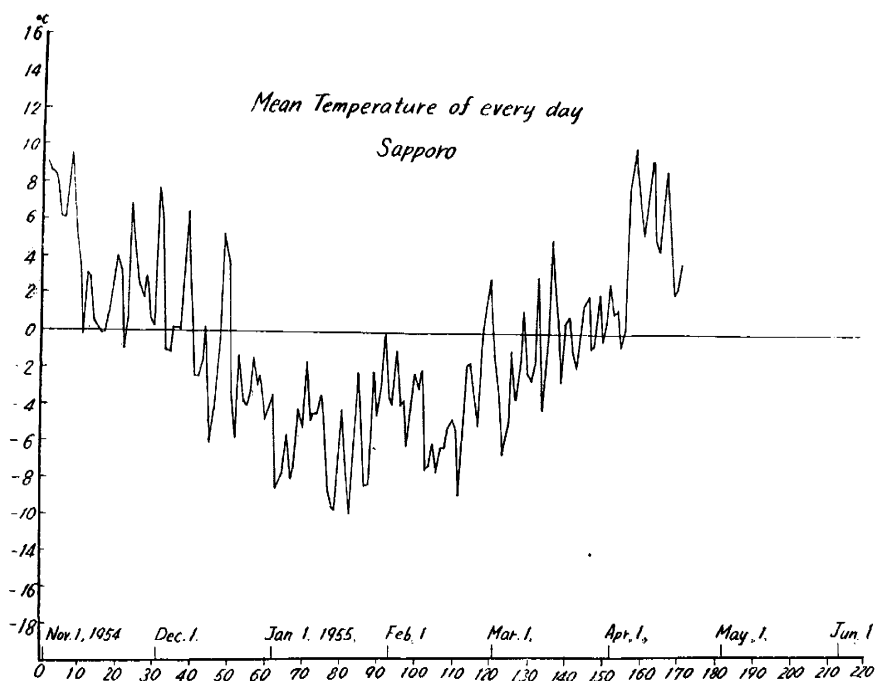
D : 1 日についての積雪高きの減少量 (cm)



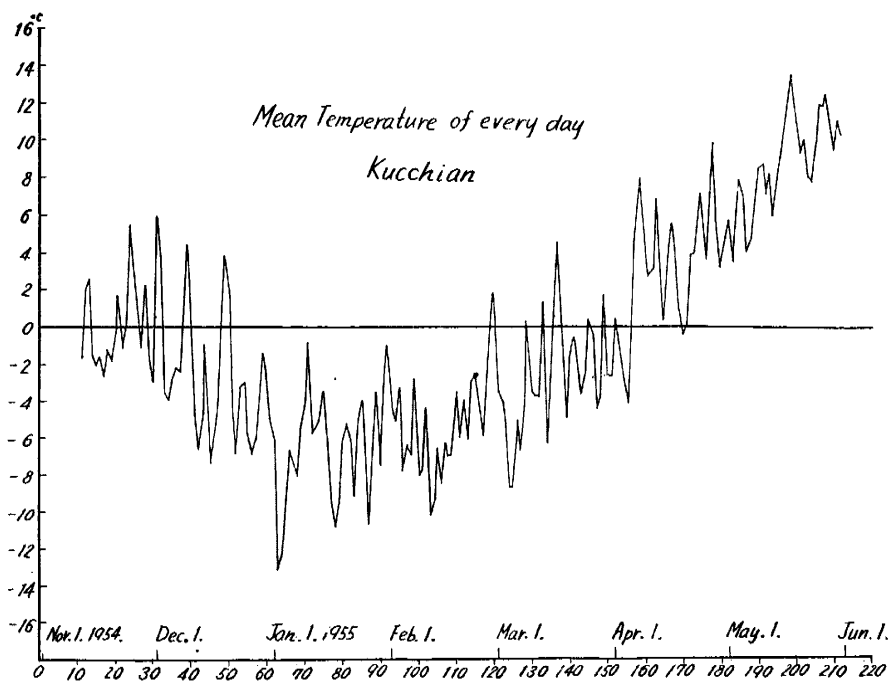
图—15



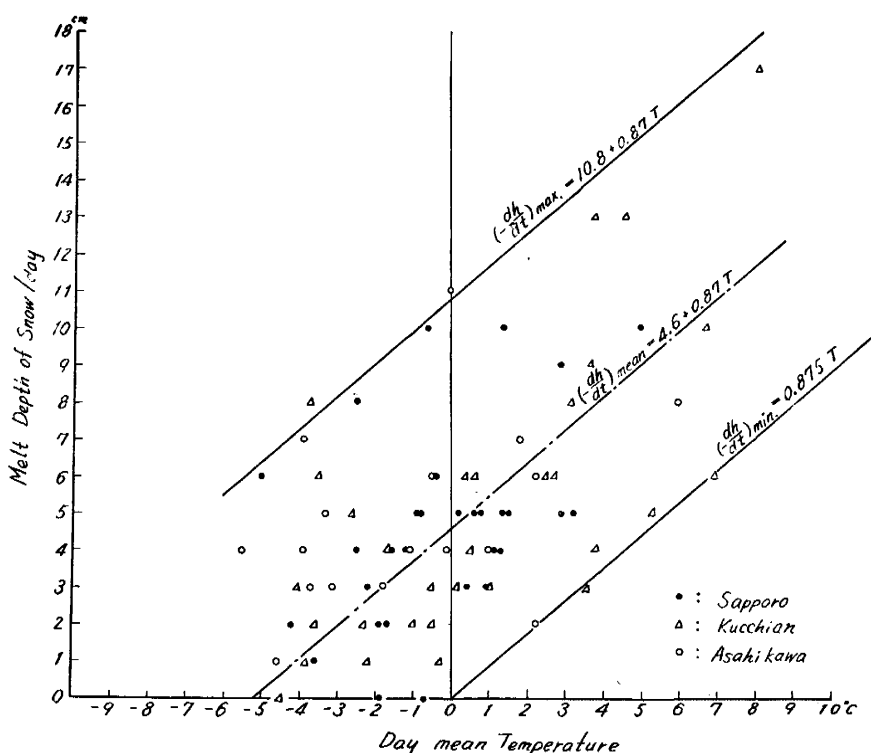
图—16, 1



图—16, 2



图—16, 3



図—17

T : 日平均気温

若し積雪の密度が図—12 の如く $\sigma_s = 0.544$ の一定値であるならば融雪水量は

$$q = \sigma_s (a + bT) \text{ cm/day} \quad \dots\dots\dots (27)$$

で表わされることになる。

しかし図—17 を (26) 式の如く簡単に示すことは測点の分布より見て適当でない。

平均気温が (-) でも日中高温であれば融解し、夜半の低温で凍結して融解はなくなるから融雪流出量に日変化を生ずる。日平均気温が (+) でも日中と夜半の気温変化のため融雪量従つて流出量に日変化を生ずる。

今気温の日変化を次式で略表わすことができると仮定する

$$T = T - C_0 \sin \left(\frac{2\pi}{t_0} t + \varepsilon \right) \quad \dots\dots\dots (28)$$

t_0 : 気温の日変化の週期 (24 時間)

t : 時間 (hour)

C_0 : 気温の日変化の半振幅

T : 日平均気温

T_t : 任意の時刻に於ける気温

気温が (+) の時に気温に比例して雪面融解が生ずるとして前記の各要素は比例常数 C に含めて考えることにす

る。しかる時は 1 日の (+)°C の Degree hour (°C hour) は次式で表わせる。

$$(a) \quad T > 0 \quad T > C_0$$

この時の (+) Degree hour は D_h は

$$D_h = \int_0^{t_0} \left\{ T - C_0 \sin \left(\frac{2\pi}{t_0} t + \varepsilon \right) \right\} dt = T t_0 \quad \dots\dots\dots (29)$$

$$(b) \quad T > 0 \quad T < C_0$$

$$D_h = T t_0 \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \sin^{-1} \frac{T}{C_0} \right) + \frac{C_0 t_0}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{T}{C_0} \right)^2} \quad \dots\dots\dots (30)$$

この時は午前の一部に (-) の気温のある場合である。

$$(c) \quad T < 0 \quad |T| < C_0$$

午後に数時間 (+) 気温のある場合で

$$D_h = -T t_0 \left\{ \frac{1}{2} - \frac{1}{\pi} \sin \left(\frac{T}{C_0} \right) \right\} + \frac{C_0 t_0}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{T}{C_0} \right)^2} \quad \dots\dots\dots (31)$$

式中の T は気温の絶対値を用うる。即ち (30) 式の T に $-T$ を代入したものと同じである。

$$(d) \quad T < 0 \quad |T| < C_0$$

この場合は気温は (+) になることはなく雪面融解は生じない。

従つて 1 日についての融雪深さ D は夫々

$$D_a = C t_0 T \dots\dots\dots (32)$$

$$D_b = C t_0 T \left\{ \frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \sin^{-1} \frac{T}{C_0} + \frac{1}{\pi} \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{T}{C_0}\right)^2}}{\frac{T}{C_0}} \right\} \dots\dots\dots (33)$$

$$D_c = C t_0 T \left\{ \frac{1}{\pi} \sin^{-1} \frac{T}{C_0} - \frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{T}{C_0}\right)^2}}{\frac{T}{C_0}} \right\} \dots\dots\dots (34)$$

これらの式の限界は夫々 (a) (b) (c) に対応し雪面融解の開始期即ち融雪期の始まりは (c) の $T < 0$ で $|T| < C_0$ の気温状態の始まる時であることになる。(33) (34) 式を $\frac{T}{C_0}$ の級数に展開して近似式を求めると次のようになる。

$$D_a = C t_0 T \dots\dots\dots (32')$$

$$D_b = \frac{C C_0 t_0}{\pi} + \frac{C t_0 T}{2} + \frac{C t_0 T}{2\pi} \left(\frac{T}{C_0} \right) + \dots\dots\dots (33')$$

$$D_c = \frac{C C_0 t_0}{\pi} - \frac{C t_0 T}{2} + \frac{C t_0 T}{2\pi} \left(\frac{T}{C_0} \right) + \dots\dots\dots (34')$$

但し $\frac{T}{C_0} \ll 1$ の場合にのみ用う。

(32) (33) (34) 式を

$$D = f C t_0 T \dots\dots\dots (35)$$

の形で書けば

$$\left. \begin{aligned} f_a &= 1 \\ f_b &= \frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \sin^{-1} \frac{T}{C_0} + \frac{1}{\pi} \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{T}{C_0}\right)^2}}{\frac{T}{C_0}} \\ f_c &= -\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \sin^{-1} \frac{T}{C_0} + \frac{1}{\pi} \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{T}{C_0}\right)^2}}{\frac{T}{C_0}} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (36)$$

即ち f は $\frac{T}{C_0}$ によつて変り次表の通りである。

$\frac{T}{C_0}$	0.05	0.1	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0
f_b	6.8769	3.6999	2.1246	1.360	1.1294	1.0339	1.000
f_c	5.8769	2.6999	1.1246	0.360	0.1294	0.0339	0

但し $T = 0$ 即ち日平均気温が 0°C の時は (30) 式より

$$D_b = D_c = \frac{1}{\pi} C C_0 t_0 \dots\dots\dots (37)$$

札幌の気温の日変化の振幅 (最高最低の差) を 1954 年

12 月より 1955 年 4 月まで 毎日について求め日平均気温に対して Plot すると図—18 の如くなる。この値の各日の平均値は

1954 年 12 月	$2 C_0 = 7.33^\circ\text{C}$	平均 9.03°C
55 年 1 月	8.98	
2 月	9.43	
3 月	8.82	
4 月	10.66	

であつた。又 C_0 の変化の範囲は $1.5 \sim 9.0^\circ\text{C}$ で 3 月は $|T| < C_0$ $T \geq 0$, 4 月は $T \geq C_0$ $T > 0$ の範囲に入る。即ち融雪期は $|T| < C_0$ $T < 0 \sim T < C_0$ $T > 0$ の期間に入る事がわかる。比例常数 C は図—17 を参考にして

最大値 $C t_0 T = 0.875 T$ より $C = 0.0364$

平均値 $C_0 = 4.5^\circ\text{C}$ $t_0 = 24 \text{ hr}$ を用い

$$4.6 + 0.87 = \frac{C C_0 t_0}{\pi} + \frac{C t_0 T}{2}$$

より C を求めると $C = 0.1337$ となる。

C_0 と T を変え C は 0.0364 と 0.1337 を用いて (32) (33) (34) 式より D を求めると図—19 が得られる。

これより図—17 の観測値は上記の式で C を適当に取ることによつて略推定できることが明かになった。即ち融雪係数 C を前述の融雪要素に応じて適当に決定できれば毎日の融雪高さは日平均気温 T と気温の日変化の振幅 $2C_0$ を与えると図—19 より求められる。

C の変化は各地の特性の影響が大きいので実測によつて充分なる検討が必要である。

D が求められれば融雪期の積雪密度略一様であるから河川に到達する流出量は地表面特性 C_d を用いて

$$q = C_s \sigma_s D A \dots\dots\dots (38)$$

A : 流域面積 σ_s : 最大密度

で表わされる。

積雪下の流出係数 C_d は融雪水量と河川流量の観測によつて決定しなければならないが、今回の研究では未だ資料不足のため今後の機会に譲ることにした。

X. 雪中温度と地下温度

深さ h の積雪が気温の低下によつて温度が下り遂には地下も (-) 温度になる。この関係は次のように考えられる。

積雪表面に原点をとり鉛直下方に x 軸をとると熱伝導の微分方程式は (5) 式で表わされる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = k^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \dots\dots\dots (5)$$

$$k^2 = \frac{K}{c \rho}$$

k^2 : 熱の拡散率 K : 熱伝導率 u : 温度

c : 比熱 ρ : 密度 t : 時間

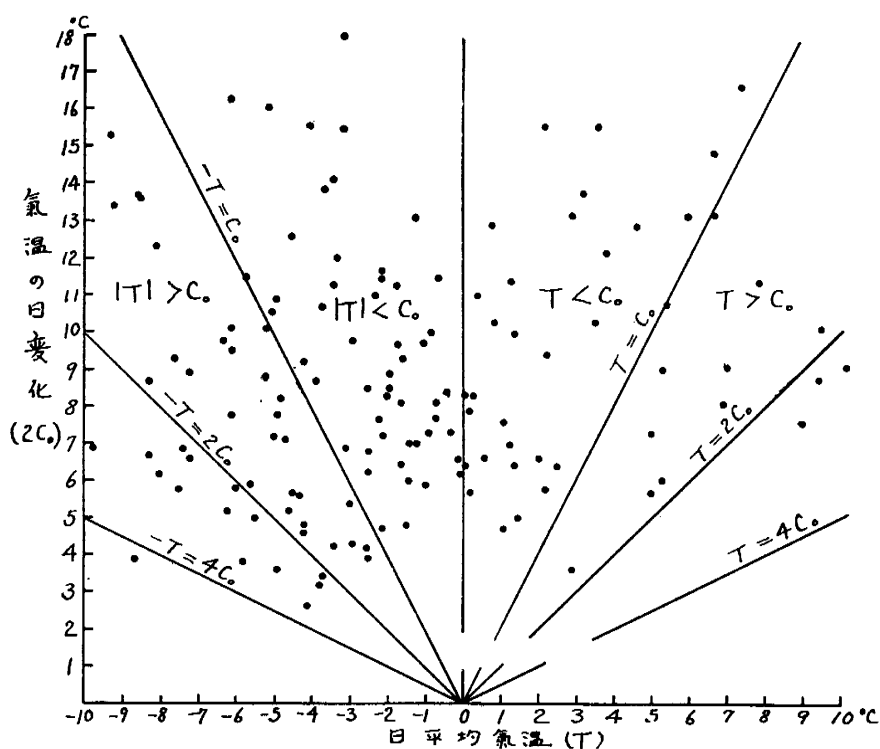


図-18

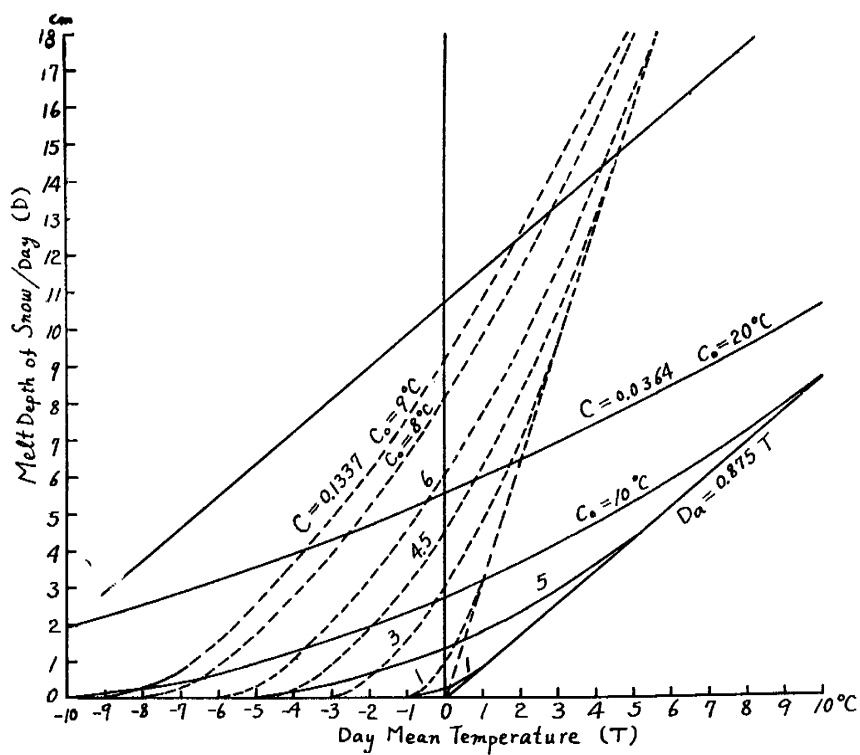


図-19

(a) 積雪深さが h 極めて大きい場合

$$x=0 \text{ にて } u = C_0 \sin nt$$

$$x=\infty \text{ にて } u = 0^\circ\text{C}$$

の条件を用い、初めから周期的変化をしていて初期条件の影響は少ないと考えて無視すると

$$u = C_0 e^{-\frac{x}{k} \sqrt{\frac{n}{2}}} \sin\left(nt - \frac{x}{h} \sqrt{\frac{n}{2}}\right) \dots\dots(33)$$

$$\left. \begin{array}{l} \text{この温度の波の伝播速度 } V = 2k \sqrt{\frac{\pi}{t_0}} \\ \text{波長 } \lambda = t_0 V = 2k \sqrt{\frac{\pi}{t_0}} \\ \text{温度の振幅の変化 } R = C_0 e^{-\frac{x}{k} \sqrt{\frac{\pi}{t_0}}} \end{array} \right\} \dots\dots(40)$$

t_0 : 年温度変化の週期

積雪中の温度の観測値より (40) 式を用いて k を求めることができる。

x 軸に垂直な平面の単位面積を通して流れる熱量は半週期について

$$Q = -K \int_0^{t_0/2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_x dt = -K \int_0^{\frac{\pi}{n}} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_x dt \dots\dots(41)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{C_0}{k} \sqrt{\frac{n}{2}} e^{-\frac{x}{k} \sqrt{\frac{n}{2}}} \left\{ \sin\left(nt - \frac{x}{k} \sqrt{\frac{n}{2}}\right) + \cos\left(nt - \frac{x}{k} \sqrt{\frac{n}{2}}\right) \right\} \dots\dots(42)$$

$x=0$ の表面では

$$Q_{x=0} = C_0 \frac{K}{k} \sqrt{\frac{t_0}{\pi}} \dots\dots(43)$$

$$\begin{array}{ll} \text{雪の密度 } \rho = 0.3 & k = 0.126 \\ \rho = 0.5 & k = 0.123 \end{array}$$

を氷と空気の熱伝導率と比熱より推定して $C_0 = 6^\circ\text{C}$ の際の半振幅 0.1°C の深さを求めると夫々 85.6 cm 及び 86.9 cm となり約 90 cm 以上の積雪があればその下では表面の 12°C の気温変化の影響を殆んど受けない。

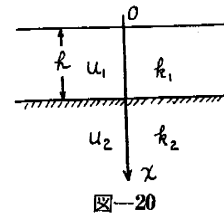
$C_0 = 9^\circ\text{C}$ の時には 94 cm で札幌の気温変化の程度では表面より約 100 cm 以上の積雪下では気温変化の影響を受けない。

雪の密度が大きければ深くまで影響を受ける。

(b) 積雪層が薄くて雪面上の気温変化が地下に及ぶ場合

図—20 に於いて

$$\left. \begin{array}{l} x=0 \text{ にて } u_1 = C_0 \cos nt \\ x=\infty \quad u_2 = 0 \\ x=h \quad \left\{ \begin{array}{l} u_1 = u_2 \\ K_1 \left(\frac{\partial u_1}{\partial x} \right)_{x=h} = K_2 \left(\frac{\partial u_2}{\partial x} \right)_{x=h} \end{array} \right. \end{array} \right\} \dots\dots(44)$$



図—20

の条件を次式が満足しなければならない。

$$0 < x < h \quad \frac{\partial u_1}{\partial t} = k_1^2 \frac{\partial^2 u_1}{\partial x^2} \dots\dots(45)$$

$$h < x < \infty \quad \frac{\partial u_2}{\partial t} = k_2^2 \frac{\partial^2 u_2}{\partial x^2} \dots\dots(46)$$

この解は次の通りである。

$$\begin{aligned} u_1 = & A^2 \cos^2 \frac{h}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}} + B^2 \sin^2 \frac{h}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}} \left[A \cos \frac{h}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}} \left\{ \left(1 + \sqrt{\frac{K_2 c_2 \rho_2}{K_1 c_1 \rho_1}} \right) e^{\frac{h-x}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}}} \cos \left(nt + \frac{h-x}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}} \right) \right. \right. \\ & + \left. \left(1 - \sqrt{\frac{K_2 c_2 \rho_2}{K_1 c_1 \rho_1}} \right) e^{-\frac{h-x}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}}} \cos \left(nt - \frac{h-x}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}} \right) \right\} \\ & + B \sin \frac{h}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}} \left\{ \left(1 + \sqrt{\frac{K_2 c_2 \rho_2}{K_1 c_1 \rho_1}} \right) e^{\frac{h-x}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}}} \sin \left(nt + \frac{h-x}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}} \right) \right. \\ & + \left. \left. \left(1 - \sqrt{\frac{K_2 c_2 \rho_2}{K_1 c_1 \rho_1}} \right) e^{-\frac{h-x}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}}} \sin \left(nt - \frac{h-x}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}} \right) \right\} \right] \dots\dots(47) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} u_2 = & \frac{2 C_0 e^{\frac{h-x}{k_2} \sqrt{\frac{n}{2}}}}{A^2 \cos^2 \frac{h}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}} + B^2 \sin^2 \frac{h}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}}} \left\{ A \cos \frac{h}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}} \cos \left(nt + \frac{h-x}{k_2} \sqrt{\frac{n}{2}} \right) \right. \\ & + B \sin \frac{h}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}} \sin \left(nt + \frac{h-x}{k_2} \sqrt{\frac{n}{2}} \right) \left. \right\} \dots\dots(48) \end{aligned}$$

但し

$$\left. \begin{aligned} A &= \left(1 + \sqrt{\frac{K_2 c_2 \rho_2}{K_1 c_1 \rho_1}}\right) e^{\frac{h}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}}} + \left(1 - \sqrt{\frac{K_2 c_2 \rho_2}{K_1 c_1 \rho_1}}\right) e^{-\frac{h}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}}} \\ B &= \left(1 + \sqrt{\frac{K_2 c_2 \rho_2}{K_1 c_1 \rho_1}}\right) e^{\frac{h}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}}} - \left(1 - \sqrt{\frac{K_2 c_2 \rho_2}{K_1 c_1 \rho_1}}\right) e^{-\frac{h}{k_1} \sqrt{\frac{n}{2}}} \\ k_1 &= \sqrt{\frac{K_1}{c_1 \rho_1}} \quad k_2 = \sqrt{\frac{K_2}{c_2 \rho_2}} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (48)$$

$$x=0 \text{ にて } u_1 = C_0 \cos nt$$

例えば次の如く仮定する。

積雪 $c_1 = 0.314$ $k_1 = 0.126$ $K_1 = 0.0015$ $\rho_1 = 0.3$
 地中 $c_2 = 0.2$ $k_2 = 0.0686$ $K_2 = 0.00186$ $\rho_2 = 2.0$
 札幌の気温の年変化は $7.4 + 7.55 \cos nt$ ($^{\circ}\text{C}$)

冬期の気温の日変化は $-4.5 - 6.0 \cos nt$ ($^{\circ}\text{C}$)

の程度である。これらの値を用うと (48) 式の振幅の C_0 係数の和は次表の通りになる。

h (cm)	x (cm)								
	0	5	10	20	40	60	80	100	150
0	0.5 $^{\circ}\text{C}$	0.3191	0.2037	0.0830	0.0137	0.0023	0.00038	0.00006	0.000,000,7
10			0.2846	0.1158	0.0182	0.0032	0.00053	0.000086	0.000,001,0
20				0.1576	0.0261	0.0044	0.00071	0.000120	0.000,001,3
40					0.0577	0.0095	0.0016	0.000260	0.000,002,9
60						0.0212	0.00346	0.00059	0.000,006,5
80							0.0093	0.00155	0.000,017,3
100								0.00271	0.000,030,3
150									0.000,32

$2C_0 = 12^{\circ}\text{C}$ とすると温度の半振幅の最大は

x (cm)	h (cm)								
	0	5	10	20	40	60	80	100	150
0	0.5 $^{\circ}\text{C}$	3.83	2.44	0.996	0.16	0.028	0.0045	0.00072	0.000,008,4
10			3.42	1.39	0.22	0.038	0.0064	0.00102	0.000,012
20				1.89	0.31	0.053	0.0085	0.00144	0.000,016
40					0.69	0.114	0.0192	0.00312	0.000,035
60						0.254	0.0415	0.00708	0.000,078
80							0.1116	0.0186	0.000,208
100								0.0325	0.000,364
150									0.003,84

この表より図—21, 22 が得られる。

地下に於ける気温の日変化の影響は積雪深さが大きい程小さくなり地表平均温度の年変化に応じて地下温度が変化する。積雪の少ない時は温度変化の影響の及ぶ所まで凍結するが、積雪が1m程度以上となれば地下温度は平均気温の低下とその継続状態によつて凍結の深さがきまる。札幌の場合は平均気温の年変化による凍結線は積雪1m以上の期間には殆んど地下に及ばないようである。従つてこの期間には地表融雪が前章の如くに行なわれる。

土地の熱伝導率は含水量、地質により変り積雪のそれ

も雪質によつて変化する。又地方によつて平均気温、気温の日変化、低温の期間も異なるので夫々に応じて地下凍結の期間、深さも変化する。

雪中の温度は平均気温が (+) の時は日変化の及ぶ範囲が 0°C になつて全体の積雪が融解の傾向になるが熱の伝達が表面の雪の融解に消費されるめた融雪期には主として積雪の表面より融解滴下することになる。

XI. 融雪量と地下水位

積雪表面の融解が盛んに行なわれている時期に気温、

融雪流出量及び地下水位を一昼夜観測した結果は図-23の通りであつた。

これによると気温と融雪流出量と地下水位は同じ週期で変化し、この順序で位相がおこなれていることがわかる。即ち融雪期の地下水位は融雪状態によつて変化する。

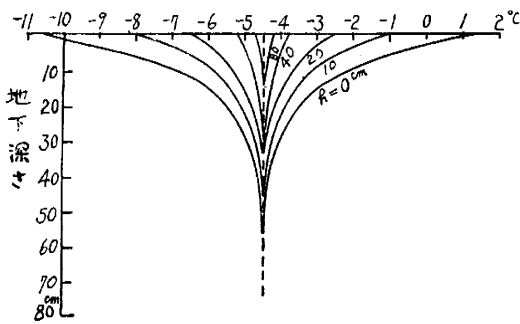


図-21

今回の観測地点では積雪が消えて数日後には地下水位の日変化は殆んど認められなくなつた。この事は融雪による河水位の日変化が流域が大きくなると小さくなるのに相当すると考えられる。

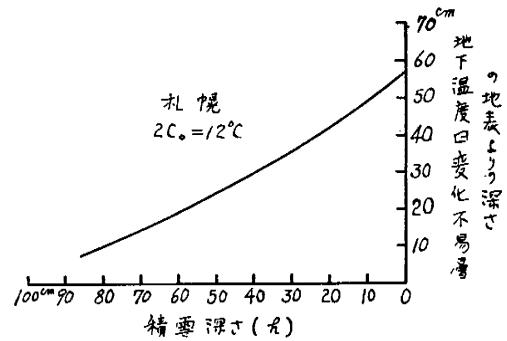


図-22

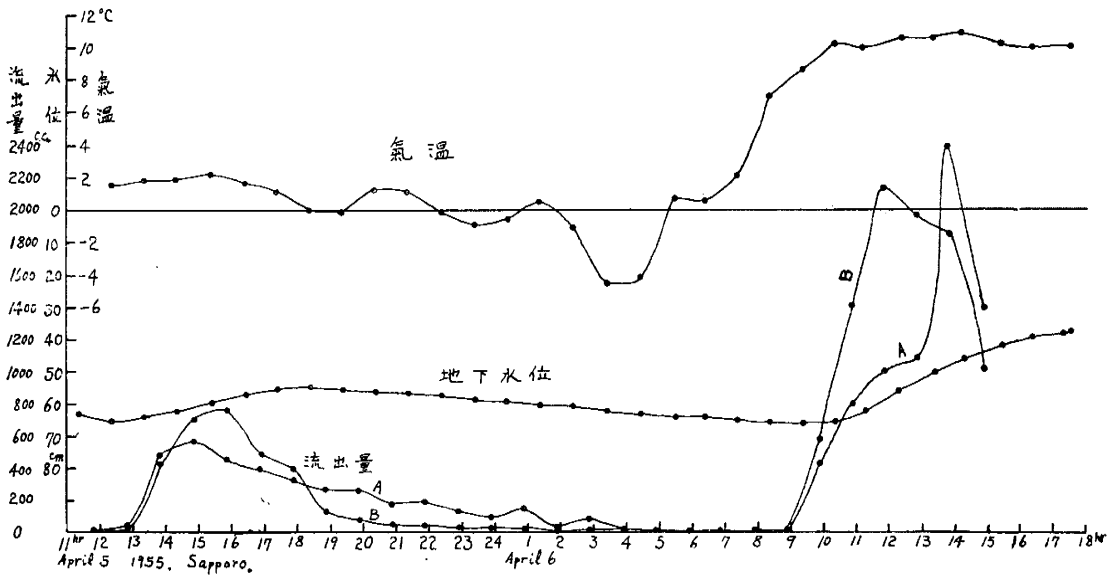


図-23

XII. 結 び

この報文に於いて先ず積雪の融解流出についての各国の研究の現況及び研究結果を述べた。

我国は地勢上欧米大陸に比して著しい相違がありその積雪状態、気象も特異なものがある。従つて融雪流出の状態及び融雪水の利用上から我国に適応した解析法が必要であると考えられる。ここに著者は1冬期間の観測で

不充分ではあるが融雪の第1段階について系統的に解析したのであるが未解決の問題が極めて多い。

これらの問題の解決は積雪地に居られる土木技術者、地球物理学関係者の御協力にまたなければならぬのであります。

この研究の観測には北大工学部大久保安君を煩し、気象資料は札幌中央気象台の御協力によつたもので、ここに厚く感謝の意を表する次第であります。