



Title	斜面の侵食と積雪・凍土について
Author(s)	村井, 延雄; MURAI, Nobuo
Citation	北海道大學農學部 演習林研究報告, 17(2), 769-792
Issue Date	1955-12
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/20733
Type	departmental bulletin paper
File Information	17(2)_P769-792.pdf



斜面の侵食と積雪・凍土について

村井延雄

A STUDY OF SNOW-COVER AND FROZEN SOIL IN RELATION TO SLOPE SOIL-EROSION

By

Nobuo MURAI

目 次

まえがき	770
1. 積 雪	770
2. 積雪と凍土	774
3. 積雪・地被と凍土層	779
4. 積雪地方の冬期斜面侵食	782
5. 積雪地方の夏期斜面侵食	787
6. 積雪地方の斜面侵食の特性と対策	789
むすび	791
参考文献	791
Summary	792
Table 1. 苫小牧川・幌内澤の氣象條件	777
2. 雨龍川・モシリウンナイの氣象條件	778
3. 幌内澤試験地の積雪深	779
4. 幌内澤試験地の凍結深	781
5. 幌内・モシリ・音威子府試験地の状態	784
6. 幌内・モシリ・音威子府試験地の斜面侵食量	785
Figure 1. 積雪深と雪表・地表温度	778
2. 積雪中の温度傾斜	779
3. 広葉樹林と同伐跡地の積雪と凍土	781
4. 針葉樹林と同伐跡地の積雪と凍土	781
5. 積雪・凍土深と最低気温	786
6. 積算斜面侵食量	786

- Plate
1. 苫小牧川・幌内澤試験地 (No. 1~3)
 2. 苫小牧川・幌内澤試験地 (No. 4~6)
 3. 雨龍川・モシリウンナイ試験地
 4. 天塩川・音威子府川試験地
 5. 苫小牧・幌内澤・アッペナイ谷道の雪どけ流
 6. 苫小牧・幌内澤・林内歩道の雪どけ侵食溝
 7. 苫小牧・幌内澤の雪どけあとの残存凍土層
 8. 雨龍川・モシリウンナイ林内耕地雪どけ侵食溝
 9. 十勝岳山麓の傾斜耕地の侵食溝・溪
 10. 十勝岳山麓の傾斜耕地侵食溪よりの堆積

まえがき

寒冷な地方や高山では、冬の間、地表が積雪でカバーされたり、凍結したりするので、温暖地方にくらべて、斜面侵蝕に異なつたものがみられるのではないかとおもわれる。そこで、ソ連や北米の積雪・凍結地方の斜面侵蝕についての研究をしらべ、また北海道内の3試験地で観測し測定した資料についての研究を進めてみた。

北海道の3試験地は、南部の太平洋沿岸で少雪・凍結地帯の苫小牧川流域・幌内沢：(T)と北部内陸の雨竜川上流々域・モシリウンナイ：(M)、天塩川中流々域・音威子府川：(O)の各流域林地に設けられた Plate 1・2・3と Table 1・2・5にみられるものである。

この研究は今田敬一教授の御指導と苫小牧・雨竜・天塩第一演習林派出所員の御協力によつたものがおおきく、また北海道科学研究費補助金によつて援助されたものでもあるので、ここに心からの謝意をひれきする。

1. 積 雪

北海道の初雪¹⁾は中央部の山岳地帯では9月末~10月初旬に、日本海沿岸では10月末~11月初旬にみられるが、東海岸地方では11月初旬~下旬になる。また終雪は南部で4月上旬、そのほかは4月上・中旬であつて、オホーツク海沿岸と北部では5月上旬、山岳地帯では6月上旬になつても降雪をみる地方がある。東北・北陸地方¹⁾では北海道より初雪は約2週間くらいおくれ、終雪は10日以上もはやいのが例である。

北海道の降雪日数¹⁾は西海岸地方で120日以上、東海岸地方では90日以下であるが、東北・北陸地方の50~80日からみるとはるかにながいがい。

北海道で根雪になるのは、初雪日より例年半月~1月あとになる。この根雪の終日は終雪日よりはやく、3月~4月上旬にかけて根雪はきえてしまう。しかし、山間地方では4月下旬~5月下旬まで根雪が残つているところもある。東北地方では2月下旬~3月中に消雪するといわれるから、北海道の雪どけによる雪代洪水の危機¹⁾も1~2月おくれて4

月～5月上旬²³⁾になることが多いといわれる。

ソ連のアムール地方(ノルスク)と北海道・旭川の積雪量と平均気温をくらべてみるとつぎの表²⁴⁾のようであつて、シベリヤの永久凍土帯もこのあたりから北に向つて、しだいにあつくなることがうなずかれる。

月		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	積雪日数, 平均最低気温
平均積雪 (cm)	アムール	1.8	12	20	24	25	27	7	5	166日
	旭川	0	7	34	61	74	64	9	0	160日
平均気温 (°C)	アムール	-0.2	-16.4	-25.5	-31.3	-24.5	-14.2	+0.3	+9.4	-35.4(1月)
	旭川	+7.9	+1.1	-5.7	-9.6	-8.7	-4.1	+3.6	+10.2	-15.7(1月)

北海道の積雪量¹⁾は山岳地帯では3mにも達するが、平地では天塩川流域・雨竜川上流域・羊蹄山ろく地帯などの積雪(平年150～180cm・最深230～263cm)が深い。しかしオホーツク海・太平洋海岸地方では、年によつては10cmにも達しないことがある。北陸・奥羽地方の最深積雪量(石川県・新潟576cm, 山形県・米沢604cm)にはとおくおよばないが、北海道で最深積雪をみるのはおよそ2月中～下旬である。

ソ連キーロフ市近郊でシチエクレイソ²⁾が雪どけについて観測したところによると、南向き斜面・丘陵頂部・斜面上部・中部・基部・低平地の順にとけるのが例であつた。同地測候所の観測によると、この雪どけ水(44,452.8 l/700 m²)は粘質土斜面では約69%が地表流となり、あとの31%は滲透と蒸発などで失なわれるという。ネステロフ³⁾によると、林内の雪どけは開放地よりゆるやかに進んで3～5週おくれるので、春の洪水の危険を少なくしているという。またハリトノフ⁴⁾は雪どけ期間について、ノボシリスク地方の南東斜面・37年生柏林では、おなじ地形の耕地斜面が26日(3月2日～28日)でとけたのに、柏林下の雪どけは18日(3月2日～4月15日)のびたから、柏林帯上方からの雪どけ流の侵食から林帯下方の斜面を防いだ例をのべている。

北海道の野幌試験林の観測²⁴⁾によると、初雪は10月下旬～11月上旬、終雪は4月下旬であつたが、根雪は11月下旬～4月上旬間であつて最深積雪量は119cmに達した。この林内雪どけは約10～15日林外地よりおくれ、針葉樹林が広葉樹林よりもおくれた。また、林内の積雪深は林外の49～100%であつたという。

この研究に引用される北海道の試験地、(T): 苫小牧・(M): 幌加内・モシリ・(O): 音威子府地方の冬期の各月最深積雪量¹⁾はつぎの表のようである。

積雪の密度について石尾和作の観測⁴⁵⁾によると、札幌の1月下旬で雪深0～30cmでは0.135～0.345 g/cm³、天塩・けなしぼろの2月中旬で雪深0～150cmでは0.173～

地 方	月						統計期間
	XI	XII	I	II	III	IV	
(T)	11	70	60	58	65	17	1943~50
(M)	92	190	263	338	309	230	1925~43
(O)	100	195	260	250	228	215	1916~50

0.407 g/cm³であつた。雪深が大きくなると密度の大きくなる傾向は認められるが、そのほか高度・地形・地被による影響はまぬがれないという。北陸や奥羽地方の多雪地帯の多年の観測³⁹⁾によると、積雪の密度の最小と最大値はつぎのようであつて、最小は11・12月に、最大は3・4月におこつている。

	最 小 値	最 大 値	統計年間
新潟縣十日町	0.132~0.274	0.457~0.576	1939~51
山形縣釜代郡	0.179~0.300	0.369~0.594	1940~51
秋田縣鷹巣	0.198~0.339	0.245~0.453	1940~46

南北斜面の積雪深・積雪水量と密度を平地を(100)として十日町で観測³⁹⁾した結果は右の表のようであつた。

高度による積雪量の増加は、宝川で4年間観測²⁶⁾した結果によると、積雪深： Y cmと海拔高： X mの一次式で表わされるという。

$$Y = a + bX \quad a, b: \text{常数}$$

高度による積雪量または積雪水量を高度から算出することは、雪どけ洪水の予報や利水上おもくみられているが、北海道の大雪山系を水源とする忠別川と天塩山塊を水源とする雨竜川流域²⁶⁾については、積雪深(d cm)・積雪水量(H_w cm)・高度(h m)として、つぎの一次式が発表されている。

忠別川流域：

$$\begin{aligned} d < 110 \text{ cm} & \quad H_w = 0.40 d \\ d > 110 \text{ cm} & \quad H_w = 0.49 (d - 20) \\ h = 300 \sim 1,400 \text{ m} & \quad H_w = 0.94 (h - 100) \\ h = 1,400 \sim 1,800 \text{ m} & \quad H_w = 265 - 0.106 h \end{aligned}$$

雨竜川流域：

$$h > 280 \text{ m} \quad H_w = 23 + 0.182 h$$

積 雪	地 形		
	平 地	南 面	北 面
深 度	100	66	111
積雪水量	100	63	100
密 度	100	96	91

この雪どけ水の地表流下量について、十日町の3冬の観測²⁶⁾によると、積雪前期に小さく末期に大きくなつていて、積雪1 m以下では3~10%流出、2 m以上では40~80%流出して、その期間内の雨の影響はみとめられなかつた。気温が0°C以下では、地表流下はまれであつて、2 m以上の深雪の年で平均気温1°Cの上昇について約1.5 mm、日射量は400 g. cal/cm²以上になると100 g. cal/cm²をますごとに約4 mmの地表流をましたといわれる。

広葉樹林の伐採後の流出率について、茨城県太田の観測²⁶⁾で3箇年の平均は、有林地57.5%、無林地60.3%となつたが、ことに寒候期にその差が大きかつたという。

樹林と草生地との谷の溪水量について、鳥取県・智頭の観測²⁶⁾をみると、有林地は暖候期に多く寒候期に少ないが、そのためによる寒候期の被害はみとめられなかつた。この寒候期には降雨があるとその初期に流出が少なく、末期に多くなるといわれる。

太田と智頭の寒候期の流出を比べてみて、積雪層による降雨の抑留と降雨によつて積雪がゆるやかにとけて流れたすことがみとめられてよいだろう。

秋と冬の河川の月流出量 (Q_a , Q_w) の関係について秋田県の角館²⁶⁾では、つぎの(A)式を、岩手県の御明神²⁶⁾では、12・1・2月の降水量 (X) と4月の雪どけ流量 (Y) との関係をつぎの(B)式で表わすことができるという。

$$(A) \quad Q_w = a + b Q_a \quad a, b: \text{常 数}$$

$$(B) \quad Y = aX - b \quad a, b: \text{常 数}$$

積雪期(11~3月)と雪どけ期(4~6月)の関係について、北海道の石狩川上流域の古川で観測²⁶⁾したところによると、雪どけ増水期の5月の流出量は1~3月の平均積雪量と関係が深いという。

雪どけ河川の高水量について武田進平氏²⁶⁾は、冬期間積雪量 (S) と雨量 (P) から高水量 (Q) をつぎの式であらわしているが、降雨による雪どけ流の最高水量時は、降雨時より3~4時間おくれるという。このことも、さきの太田と智頭の例のように積雪層の降雨抑留の効果を示しているとおもわれる。

$$Q = \frac{S^b}{10^a P^c} \quad a, b, c: \text{常 数}$$

雪代について山形県釜ヶ淵で観測²⁶⁾したところによると、気温による日量は3~4 mm/1°Cであつて、雪どけ水量と降水のほぼ全量の和から2~6 mmの消失量をさしひいた量が流出することになるが、日平均気温が雪代増水の主因をなしているという。

雪どけ水量 (w) について札幌で実験²³⁾したところでは、積雪面高5 cmの気温 (θ °C) と同上の風速 (v m/sec) が関係していて、つぎの式がよく適合するという。

$$w = (0.0045 + 0.017 v) \theta \quad \text{g/cm}^2 \cdot \text{hr}$$

斜面上の積雪が上方からの雪どけ流をさえぎることについて、ソ連のドリユチエンコ¹⁾はドネープル河沿岸の傾斜面の観測で実証し、この斜面流中の土粒分子は積雪によって沈んでんさせられて、地表の腐蝕層をあつくする効果があるという。この積雪層の雪どけ斜面流をさえぎる効果は、北海道河川流域の雪どけ水による河川増水期の浮泥量²⁾が増水期の後期に大きな含有率を示すにこよつても認められ、林地では落葉・枝と腐蝕層などの地表ひふく物によつて、さらに高められるとみてよい。

2. 積雪と凍結

ソ連のキーロフ地方¹⁾では9月中旬に初雪、10月初・中旬に根雪になるが、この間で気温が0°Cを下ると平行して凍結がはじまり、その進行は気温や地温よりややおくれて進む。また積雪がおそく浅いほど表土の凍結ははげしく深くとおる。ほかの条件がおなじであれば、降雪がはやく積雪深が大きいと、凍土は浅いしまた凍結をみないこともある。この地方では2~3月に最大凍結をみせて約80 cm、積雪の少ない年には120 cmに達したという。スムーギン等²⁾も雪のカバーの地温に対する効果を強調して、雪の熱伝導性が弱いことから、表土の冷却を防いでいるという(A)。

北海道でも積雪の多い西海岸・中部山岳地帯では凍結は浅いが、東海岸地方は積雪が少ないので凍結がはげしく、この凍結地方はほぼ火山灰地方¹⁹⁾とも一致しているという。冬期間の除雪が行われて、積雪カバーの浅い道路々盤の凍結は、つぎの凍結調査²⁵⁾にうかがわれる。昭和27年冬は11月下旬~12月初旬に凍結がはじまり、3月中旬~4月下旬に解凍したが、最大凍結深はつぎのようであつた。

日高海岸：36~69 cm (2月下旬~3月下旬)

帯広方面：97~111 cm (2月下旬~3月下旬)

釧路方面：66~110 cm (2月下旬)

旭川市：48~53 cm (2月下旬~3月下旬)

留萌市：73 cm (2月中旬)

札幌市郊外：44 cm (3月下旬)

凍結の進行速度について、十勝海岸に近い豊頃²⁶⁾でしらべたところ、つぎのようであつたが、原湿土の凍結進行速度は2.7 mm/dayであつたという。

表層(鉄道・バラスト) 29.8 mm/day

下層(天然地盤) 2.02~3.03 mm/day

凍結の進行について、ソ連のシチエクレイソ¹⁾は、低温の急げきな来襲・表土層の水分と組成・地表の凹凸・積雪深などが大きく関係するという。ソ連の鉄道研究所²⁾の観測によると、凍結の進行には地熱の伝導と地中水の移動が大きく影響する。地熱は夏期は地

表の上層から下層へ、冬期は下層から上層へと流れ、その強さは1年中をとおして昼夜の気温によつてかわる。滲透水も夏期は地表温度に近いから下層の地温を高めるが、凍結のはじまる頃になるとその逆の作用をする。凍結土層の厚さは地下水位によることが多く、地下水の移動が止められると凍結がおこるといふ。アリブレフト²⁾が四季の地表(川砂)の熱収支について行つた研究によると、冬季だけが凝縮(結氷と結露)によつてえられる熱量が蒸発によつて失なう熱量より大きいといふ。ソ連の北半部に存在する永久凍土帯³⁾では、夏期だけ表層がとけて活動層とよばれているが、この活動層は砂地で1.2~4 m・泥炭地では0.1~1 mであるが、粘土地ではその中間くらいといわれる。また、地下水の湧出口・河川や湖に近い永久凍土帯では、地中の凍土層の上限が隣接地帯よりいちじるしく下つているといわれる。上にのべたソ連の研究から凍土帯の進行と解凍に地中水の移動と地下水位の影響が大きいことがうかがわれる。

凍結の進行にともなう水分の移動を、北海道の北見と豊頃²²⁾でしらべたところによると、凍結が進行すると透水性のよい下層土中の水はかなり上層の凍結土層に移動してくる。全層の平均移動量は、はじめの含水比の28%に達し、透水性のよい土質ほど多量の保有水を上部の凍結層に供給している。このような地中水の移動は、粘土分の含有率が60%に近くなると含有水の移動はほとんど止まるが、凍土層の下に透水性のよい土層があつく存在すると、地下水位の深いときでも、その保有水は凍結のための給水源として有力であるといふ。上の地中水分の移動²³⁾によつて、下層の未凍結土層は毛管水を吸上げられて収縮し、凍結土層は水分の氷結で膨脹変形するので、地表ではこの結果が凍上としてあらわれるが、この凍上量は砂利層に小さく、シルト・ローム層に大きいといふ。

凍土の含水比²²⁾は0.5~0.8であつて、凍結前よりましており、未凍結下層土の含水比は減つているが、解凍したあとでは、上層の凍土も下層の未凍結土もまへの含水比にもどる。このような水分の移動と氷結でおこる凍上率は凍結前の深さの約8%とみてよいといわれる。凍結による毛管水の移動限界高について JUMIKIS²¹⁾の実験公式があるが、いまだ異説がみられ、今後の研究にまつものが少なくない。

凍結の機構に直接関係している地表温度について、ソ連の研究^{1),2),3)}をみると、積雪下では雪表面より雪温または地温が高く、冬期前後(10・11月, 3・4月)ではその差が気温とほぼ平行するが、積雪が深くなるとその差は大きくひらくといふ(B)。

北海道の札幌と天塩で、石尾和作が積雪層内の温度傾斜⁴³⁾についてしらべたところでは、雪表面から約30 cmくだると、日夜気温の較差はほとんど明らかにみられなくなるといふ(C)。

凍結と地温について北海道・東北地方で行われた調査²²⁾によると、凍結前(11月中旬)の土層の温度傾斜は4°C/mであつたが、凍結盛期(3月初旬)では凍土層の下層では5°C/m

であつて、地下水位に関係なく地中の温度傾斜は $4\sim 5^{\circ}\text{C}/\text{m}$ と考えてよいが、解凍期になると地表からとけた 0°C の水の滲透で、この温度傾斜は約 $1/2$ にへる。また満洲で観測された永久凍土内の地温²³⁾ はほぼ 0°C にちかく、数メートルの深さまでは $0^{\circ}\sim -0.4^{\circ}\text{C}$ とみてよいといわれる。北海道の十勝岳ふもとの火山灰傾斜地 (約 7°)¹⁵⁾ では、4月中旬の凍土地表温 ($-2.1^{\circ}\sim 12.2^{\circ}\text{C}$) は、不凍地表温 ($0.5^{\circ}\sim 24.6^{\circ}\text{C}$) よりいちじるしく低いばかりでなく、その地中温 (地表より -5 , -10 , -40 cm) も $0^{\circ}\sim 1^{\circ}\text{C}$ で1日中の変化がほとんどみられないといわれる。

凍土層の解凍についてソ連の研究^{1),3)} によると、はじめ積雪の雪どけ水が滲透して凍土層がゆるんでくるが、地表と地中の両方向から解凍は進み、1日に $1.7\sim 2.7$ cm とけるといわれる。北海道の北見²³⁾ では、上層からの解凍水で 0°C の水と氷が混在しながら 0°C の水は凍土層を下方にしみていくが、この凍土層の上下には $+0.2^{\circ}\text{C}\cdot +0.4^{\circ}\text{C}$ の土層があつて、しだいに $+^{\circ}\text{C}$ に上つていくことがみられたという。まえにのべた十勝岳ふもとの4月中旬の解凍は、3日間の観測¹⁵⁾ で $1.5\sim 2.5$ cm/day とみられるが、ソ連¹⁾ でみられた $1.7\sim 2.7$ cm/day にちかい (D)。

本州地方³¹⁾ でも、荒廢した山腹の復旧について、凍結は地質・土壤・土の含水率・地被・斜面の向きなどとおなじように問題になっている。冬のあいだ積雪をみない地方でくり返えされている表土の凍結と解凍は、山腹の侵食と崩壊に対する大きな加速的因子とみられる。反面このことから積雪の地表ひふく効果の大きいことが裏づけられているともいえよう。これまでのべたことから北海道の (T)・(M)・(O) 試験地の観測にみられた積雪と凍結についてつぎに考察をすすめてみよう。

(A) 苫小牧川・幌内沢 (O) の試験地の積雪深・凍土深と平均最低気温を図示した Fig. 5 を Table 1 と対照してみると、1952~1953年と1953~1954年の冬期は積雪に大差はないが、後年冬は根雪がはやくきて、最低気温はわずかに高いことがみられる。後年冬の凍結深が浅いことは、この2冬期の根雪の量と最低気温に差がないとしても、根雪がはやく地表をカバーしたことが最大の要因とみてよいだろう。凍結の進行が平均最低気温よりおくられて進められることは、Fig. 5 の平均最低気温 $T_2\sim 3$ ・ $T_3\sim 4$ と凍土深 $F_2\sim 3$ ・ $F_3\sim 4$ をみくらべるとわかる。Table 4 の北面の針葉樹林 (6NF) と伐跡地 (5NB) の凍土深を Fig. 4 とみくらべると林内の凍結がおくられてはじまり、林外地よりおそくとけることがみとめられてよいだろう。

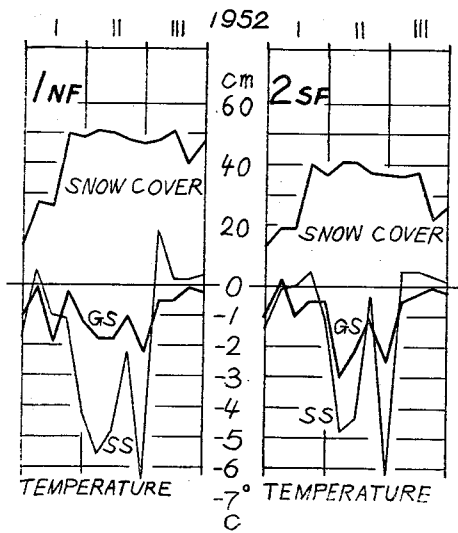
(B) 積雪表面と雪中の温度は積雪の始終季では気温と平行して移るが、積雪が深くなるとその温度差は Fig. 1a と Fig. 1b の (T) 試験地の林内 1NF・2SF・林外 3NB・4SB にみられるように大きくひらく。

(C) 積雪層内の温度傾斜は、雨竜川・モシリウンナイ試験地 (M) の昭和29年3月

第 1 表 苫小牧川・幌内澤の氣象條件

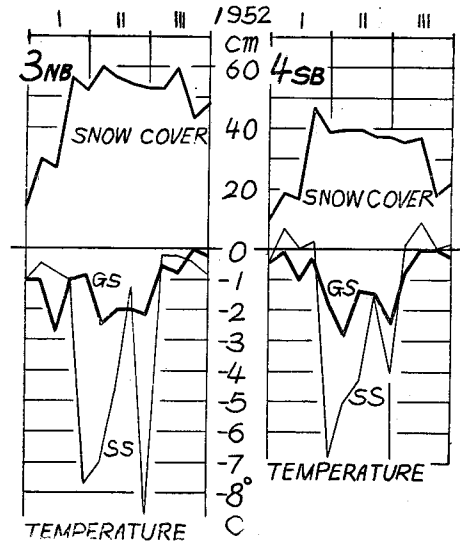
Table 1. Meteorological Condition, Horonai, Tomakomai. (VI, 1952~V, 1954)

Month	Air Temperature (0.1 C)						Precipitation (0.1 mm)				Snow Cover (cm)				Freezing Depth (cm)			
	Mean		Mean Max.		Mean Min.		Total		Max./day		Maximum~Minimum				Maximum~Minimum			
	2~3	3~4	2~3	3~4	2~3	3~4	2~3	3~4	2~3	3~4	1952~3		1953~4		1952~3		1953~4	
VI	157	127	196	174	103	81	1099	853	320	240	—	—	—	—	—	—	—	—
VII	188	177	231	214	148	145	1632	2214	590	792	—	—	—	—	—	—	—	—
VIII	203	183	253	241	158	130	1367	666	622	235	—	—	—	—	—	—	—	—
IX	147	150	213	220	87	83	2757	896	450	710	—	—	—	—	—	—	—	—
X	85	78	168	177	11	7	1193	1153	450	407	—	—	—	—	—	—	—	—
XI	9	-16	77	56	-61	-72	320	722	160	180	—	—	10	0	5	0	0	0
Summer Σ	739	699	1138	1082	446	374	8368	6504	(622)	(792)	—	—	(10)	(0)	(5)	(0)	(7)	(0)
XII	-81	-46	10	25	-159	-112	1013	1012	92	480	12	1	12	0	25	0	20	2
I	-84	-78	-14	-4	-162	-153	484	430	122	195	21	6	50	21	44	17	28	8
II	-98	-55	2	24	-185	-158	198	893	101	450	53	11	55	13	59	13	30	5
III	-15	-35	46	31	-70	-104	732	439	170	123	48	0	42	0	51	11	41	4
IV	25	45	102	113	-36	-26	402	949	112	450	31	0	19	0	25	0	25	4
V	87	85	149	149	-19	13	1445	931	310	242	—	—	—	—	7	0	14	0
Winter Σ	-166	-84	295	338	-631	-540	4274	4654	(310)	(480)	(53)	(11)	(55)	(21)	(59)	(17)	(41)	(8)
Annual Σ	623	615	1433	1420	-185	-166	12642	11153	(622)	(792)	(54)	(11)	(55)	(21)	(59)	(17)	(41)	(8)



第1圖 a 廣葉樹自然生林北面 (1NF) と南面 (2SF) の積雪深・地表温度 (GS)・雪表温度 (SS)

Fig. 1 a Snow depth and temperature of ground surface (GS) and snow surface (SS) in broad-leaved forest, Horonai, Tomakomai River.



第1圖 b 自然生林伐採跡地北面 (3NB) と南面 (4SB) の積雪深・地表温度 (GS)・雪表温度 (SS)

Fig. 1 b Snow depth and temperature of ground and snow surface in cut-over area, Horonai, Tomakomai River.

第2表 雨龍川・モシリウンナイの氣象條件
Table 2. Meteorological Condition, Moshiriunnai, Uryû.

Month Year	Air Temperature (0.1°C)			Precipitation (0.1 mm)			Snow Cover (cm)	
	Mean	Mean Max.	Mean Min.	Total	Max/day	Date	Max.	Min.
VI 1953	166	220	94	944	146	9	—	—
VII	220	268	148	2190	350	26	—	—
VIII	199	262	135	2300	550	16	—	—
IX	163	218	84	640	140	26	—	—
X	64	135	20	750	130	13	—	—
Summer Σ	812	1103	481	6824	(550)	VIII, 16	—	—
XI	-50	17	-87	2509	358	15	120	0
XII	-76	-3	-100	1621	173	24	130	60
I 1954	-139	-46	-200	1035	318	19	180	120
II	-81	10	-130	1104	235	13	185	350
III	-75	16	-140	833	111	4	200	150
IV	64	107	-34	450	210	19	145	10
V	127	176	17	560	170	17	5	0
Winter Σ	-230	277	-674	8112	(358)	XI, 15	(200)	(150)
Annual Σ	582	1380	-193	14936	(550)	VIII, 16	(200)	(150)

第3表 幌内澤試験地の積雪深
 Table 3. Depth of Snow Cover (cm), Horonai,
 Tomakomai (XI, 1952~IV, 1953)

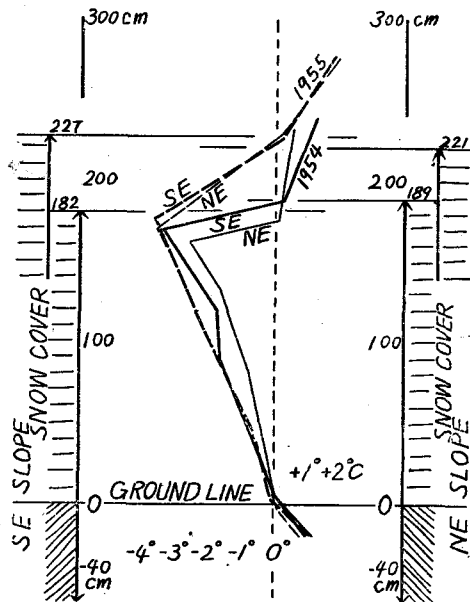
Plot No.	Date										Σ
	XI 18	XII 2	XII 23	I 8	II 10	II 25	III 10	III 20	III 30	IV 24	
1 NF	0	10	7	22	49	41	41	50	32	0	252
2 SF	0	9	1	19	41	29	15	15	6	0	129
3 NB	0	10	8	20	55	39	42	48	26	0	248
4 SB	0	7	1	13	44	22	6	1	0	0	94
5 NB	0	10	8	12	34	21	22	7	1	0	115
6 NF	0	6	1	8	13	13	7	7	1	0	56
7 SB	0	6	4	20	44	26	20	16	0	0	136
8 SF	0	7	4	16	29	25	13	19	2	0	115
Σ	0	65	34	130	309	216	166	163	62	0	1145

2日午後2.30と同30年3月6日午前10.30の観測例 Fig. 2 にみられる。この例では前夜の最低気温は雪表から15~30 cmで地温の影響をうけはじめ、地表温は0°Cにちかい。この例のように積雪が深くなつて、地表温が0°C前後に保たれるときは、地表の凍結はみられない。北海道の冬の気象条件では、凍結しない地表は80~100 cm以上の積雪下にみられることが多い。

(D) (T) 試験地の凍結深度表 Table 3 から凍結深の差によつて林地の解凍速度を概算すると約0.8 cm/dayとなるが、なおくわしいことは今後の研究にまつものがある。

3. 積雪・地被と凍土層

ソ連の研究¹⁾によると、開放地に森林が群状・帯状にあると雪をたくわえて積雪深が大きくなるので、表土の凍結を開放地よりおくらせ、また雪どけ季の積雪と凍土層の融解をのぼして、河川はんらんの危機をずらせる効果がある。しかし、林縁地帯(15~20 m幅)では凍結が深く、中央部がとけても林縁にはあとまで凍土層が残る。このような林



第2圖 南東斜面(SE)と北東斜面(NE)
 積雪層内の温度傾斜

Fig. 2. Thermal gradients in snow-cover layers on SE and NE slope, Moshiriunai, Uryu River.

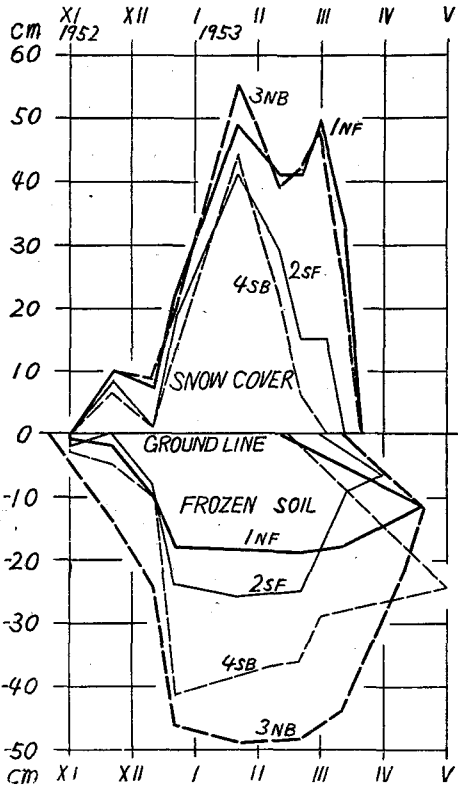
帯は年流出量に大きな影響を及ぼさないが、夏の強雨や春の雪どけ水の抑制には効果があるという (A)。

北米の Lake 州森林⁹⁾や Central 州森林¹⁰⁾では、林内の凍結が牧場や畑より浅く、北斜面では南斜面より凍結が深かったため、斜面の向きは凍結の問題ではみのがされないことと強調している (B)。Great Plains の防風林帯 (樹種: Siberian Pea, Box Elder) では積雪が吹きだまりで 104 cm になつたため、凍結層は 3~5 cm であつたが、その林帯の前後では積雪が少なく 15~20 cm であつたため、30~43 cm も凍結したという。また Spanish Fork や Weber 川流域⁹⁾の山岳地帯では、雪どけ流と凍土層のために、植生がまばらな急斜面では砂質土地帯に侵蝕溝が多くできた。この侵蝕溝から流された土砂は、まず斜面の基部に堆積するが、つぎの洪水で河川まで運ばれる。この地方で約 2,000 m の高山では、とくに南西露出斜面で凍結と解凍がくり返えられていて、そのため雪どけ流がなくなるまで表土侵食がつづいた。ここでは凍土層は積雪が 46 cm 以下の地表にみられ、傾斜 26.5°~35° で植生カバーが少ないと雪どけの侵蝕がはげしかつたが、小さな土石流ならば、かん木林 (カシワ) で防ぐことができたという。New York 州の Arnot 森林⁹⁾では、開耕地の雪どけ数日後に Susquehanna 川の洪水のピークがきて、このとき広葉樹林には 76 mm 水分当量の雪がのこつていたのに、耕地のこの冬の積雪 (18 cm) は少なかつたため、洪水期間中も表土が凍結していた。そこで、この洪水の主因は凍結した裸地からの雪どけ流とみられた。この森林内では 43~80 cm の積雪があると地表には凍土層がみられなかつたという (C)。

北米の New Hampshire で 3 冬の観測⁹⁾によると、最深凍結層の平均は耕地: 38 cm / 広葉樹林: 13 cm / トウヒ林: 39 cm / トウヒ湿地林: 48 cm であつたが、耕地の解凍日よりトウヒ林: 26 日 / トウヒ湿地林 55 日ものびたといわれる。また Arizona⁹⁾の高山林 (2,200 m) では、南面より北面が 37 日解凍 (33 cm/37 日) がのびたが、Connecticut では、耕地 (凍結 26 cm) より Red Maple 林 (凍結 10 cm) は 31 日、White Pine 林 (凍結 7.5 cm) は 44 日も凍結のはじまりがおくれ、とけるのが 13 日あとになつた。林床が粗質・多孔で透水性がよい構造のためだといわれる (D)。

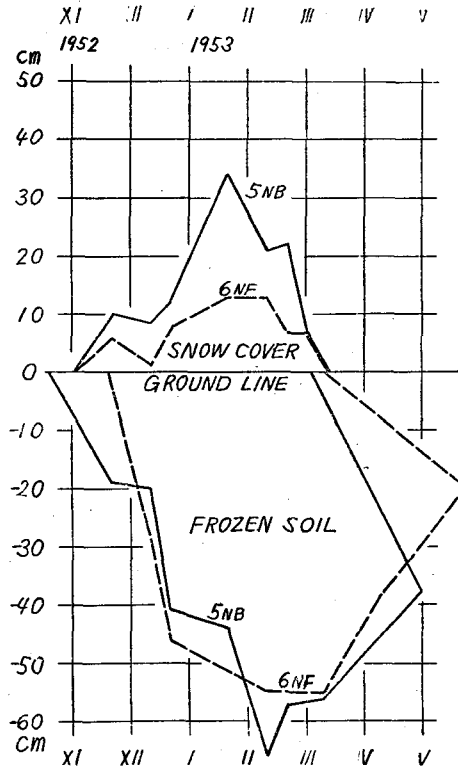
上にのべたことで、火山灰林地で少雪・凍結地帯にある (T) 試験地にみられる積雪・地被と凍土層について、つぎに考察をすすめてみよう。

(A) Fig. 3 と Table 4 をみると、(T) 試験地・広葉樹自然生林の北・南斜面 (1 NF・2 SF) では隣接する伐採跡地の北・南斜面 (3 NB・4 SB) より凍結層はあきらかに浅いので、林内 (1 NF・2 SF) では解凍が、林外 (3 NB・4 SB) よりはやい。1 NF と 3 NB・4 SB で 4 月末に地中に残つた凍土層の例は、Plate 7 a・b・c にみられるが、最大凍結深は 19・49・42 cm であつて、残つた凍土層の最下端は 18・31・26 cm であることから、1 NF はおい



第3圖 廣葉樹自然生林 (1 NF, 2 SF) と同伐採跡地 (3 NB, 4 SB) の積雪と凍結深の比較

Fig. 3. Snow cover and frozen depth on slope in forest (1 NF, 2 SF) and cut-over area (3 NB, 4 SB), Horonai, Tomakomai River.



第4圖 北面の針葉樹造林地 (6 NF) と同伐採跡地 (5 NB) の積雪と凍結深

Fig. 4. Snow cover and frozen depth on NE slope in forest (6 NF) and cut-over area (5 NB), Horonai, Tomakomai River.

第4表 幌内澤試験地の凍土深

Table 4. Depth of Frozen Soil (cm), Horonai, Tomakomai (XI, 1952~VI, 1953)

Plot no.	Date											Σ
	XI 18	XII 2	XII 23	I 8	II 10	II 25	III 10	III 30	IV 24	V 28	VI	
1 NF	1	2	10	18	14	14	19	18 ⁻¹⁾	0	0	0	96
2 SF	2	0	8	24	26	20	25	11 ^{-2)*}	0	0	0	116
3 NB	5	14	24	46	49	35	48	44	22	0	0	287
4 SB	3	5	10	42	35	37	36	20	8	0	0	196
5 NB	7	19	20	41	44	66	57	56 ⁻⁵⁾	20 ⁻²⁶⁾	0	0	330
6 NF	0	2	28	46	51	55	53	55 ⁻⁰⁾	30 ⁻⁸⁾	8	0	328
7 SB	5	6	24	44	33	46	41	31	9	0	0	239
8 SF	1	3	16	36	37	43	35	33	11	0	0	215
Σ	24	51	140	297	289	316	314	268	100	8	0	1807

* -2): Melting depth from ground surface to frozen layer.

て、少なくとも3NBと4SBでは、解凍は地表からだけでなく、地中からも進んでいるとみられる。BELOTELKIN や KIENHOLZ¹⁾ は、凍土帯の上下両方向からの解凍をみとめているが、中谷・菅谷の観測²⁾では、ほとんど上部からのみ解凍するといわれている。今後の研究にまつ問題である。

Fig. 4 と Table 4 をみると、北斜面のドイツウヒ造林地 (6NF) と隣接の伐採跡地 (5NB) の凍土層は、5NBより6NFはおそく凍結して解凍もおくれている。6NFは積雪は少ないが、凍結深は林床カバーによつて5NBと大差がないとみられるが、林縁に近く下層植生がまばらなので、林床の凍結防止作用はまえにのべた広葉樹自然生林におとるものとみられる。

(B) 南斜面と北斜面の凍結については、(T) 試験地の Fig. 3 と Table 4 をみるとわかるように、林内の北・南斜面 (1NF・2SF) と伐跡地の北・南斜面 (3NB・4SB) では、南斜面 (4SB) は北斜面 (3NB) より明らかに凍結があさい。2SFは1NFより凍結が深い、はやく解凍していて、2SFは林縁に近く、積雪の少ないことが凍結の深くなった原因とおもわれる。しかし、積雪の多い冬では、凍結深も2SFは1NFより小さいことが、次冬に観測されたので、つぎの機会に報告する。

(C) 積雪層がある深さ以上になると、地表の凍結をみないことが、ソ連や北米の研究でのべられたが、北海道の多雪地帯 (M)・(O) 試験地では、最深積雪は2mにちかいので、最深積雪季には地表は Fig. 2 にみるように凍結していない。北海道の冬の林内では70~80cmが凍結しない最小積雪量とみられるが、まれには、地被のあついで地下水の流動するところなどでは積雪量70cm以下で不凍地表がみられる。

(D) 凍土層の解凍が南斜面より北斜面でおくれる例は、(T) 試験地の1NFと2SFを Fig. 3 でみくらべるとわかるが、北斜面の5NBと6NFでは、毎冬のように5月下旬~6月初旬まで地中に残存凍土帯をみるので、南斜面で早くとける2SFからみると、約1月も解凍がおくれている。針葉樹林で凍結がおくれてはじまり、解凍もおくれることは、(T) 試験地の6NFとほかの1NF~5NBを Fig. 3・4 でみくらべるとわかるが、林床構造と林内気候の温和なことと主因があるとおもわれる。

4. 積雪地方の冬(春)期斜面侵食

ソ連のノボシリスク試験場の観測¹⁾によると、夏の降雨では地表流200~300ℓ/ha/sec・流亡土0.2t/haであつたが、春の雪どけ流では地表流10ℓ/ha/secで流亡土5~10t/haであつた。この春の侵食をうながしているのは冬の凍結と春の雪どけであつて、積雪の分布も関係が深い。雪どけは斜面の向きに大きな関係があつて、南・東・西面は表面がはやくとけて、下層には不透水性の凍土層がのこるが、北・北西面では雪どけ・解凍がおそく、全

層が平均してとけるので、南・東・西面がはげしく侵食される。また、植生のない斜面は冬の季節風と起伏関係で積雪が少なく、雪どけが不均等におこなわれて侵食がはげしいという。表土の含水量¹⁾からみても北斜面は多く、台地は水分が安定しておるが、南斜面は不安定なので、植物生育に悪条件となり、したがって、南斜面では植生カバーも十分でないという。ハリトノブ²⁾は、雪どけ流が斜面上方から中腹の積雪層下の凍土(侵食されにくい)の上を流れるときは、積雪は地表流を吸収し、流勢をそぐので、斜面の侵食は少なくなるという。ドリユチエンゴ³⁾は、各地の年間土砂流亡量をしらべて、ドネーブル地方の侵食理由の1として、積雪が少なく5~20 cmにしか達しないことをあげている。4月初旬の雪どけ流で、台地からは0.36 t/haなのに、斜面からは3 t/haの土砂流亡があつた。このような春の雪どけ流による土砂流亡⁴⁾は、斜面では台地の数倍になるが、この流亡土砂の多くは斜面の基部に堆積され、つぎの降雨で谷や川に運ばれるという。このことは北米のWeber川⁵⁾の春の侵食でも強調されていた。この雪どけ流による流亡土砂について、シチエクレイ⁶⁾は、夏の降雨による地表流より砂・微砂が少なく粘土分が多く、キーロフ市近郊では、この雪どけ流による地被のない斜面の流亡土砂は、最高10~12.5 t/ha達したという。

北米のMississippi河流域⁷⁾でも林被・地被が破壊されると、凍結をおこしやすく、雪どけ水の滲透がわるくなるから、侵食をうけやすくなって、その回復には侵食された年数の数倍かかる。このことから、植生被ふくは地表の凍結と解凍のくり返しを抑制するように気候をゆるめるといわれる(A)。

北海道でも寒くて雪の少ない十勝山麓の火山灰北西向耕地¹⁵⁾では、4月中旬(快晴の日)に、積雪5.6 cm(密度0.60 g/cm³)面積5坪からの雪どけ流(最高197.18 l/day.)で、流亡土砂は126.2 g/dayに及んだ。ここで斜面の最大傾斜方向(約7°)に横断して凍結線より深い侵食防止溝¹¹⁾を掘ると、雪どけ地表流は滲透によつてさえぎられたという。この春の雪どけ流は、4~6月の大河川増水の原因とみられるが、十勝川¹²⁾の流送浮泥は茂岩(流域5,290 km²・平均勾配0.209)で観測すると、最高139.7 t×10³が昭和28年5月の総量といわれる。昭和27・28年の観測を通じて、雪どけ増水期の浮泥量は5・6月に4月より多く、颱風による洪水の月をのぞくと年間でも最大であつた。ここで雪どけ期の緩慢な地表流による耕地や沿岸裸地からの侵食泥土の量は、夏期の降雨によるものをはるかに上まわっていることがしられる。

本州地方で冬のあいだ積雪カバーのない地方では、表土の霜害が注目²⁰⁾されていて、冬は地表被ふくが風散してしまつて、地表が裸出したままで霜柱と解氷の反復作用をうけるので、表土の風化飛散と流出が促進され、はげ山になりやすいという。また冬は南面に夏は北面に流亡土砂が多いが、植生カバーがあると、夏・冬ともに流亡土砂はわずかであ

第 5 表 幌内・モシリ・音威子府試験地の状態

Table 5. Slope Condition of Study Plot

Drainage Basin	Plot No.	Slope				Soil			Environment		
		Aspect Mag. Bear.	Altitude (m)	Gradient (%)	Area (m ²)	Cover	Weight (kg/m ³)	kind	Ground Cover	Bed Rock	
Horonai, Tomakomai	5 NB	5A	NE 2°	26	49	10	Bare	1297	Volcanic	B. Forest 214 m ³ /ha	Tuff
		5B	NE 4°	26	47	10	Vegetal	1297			
	6 NF	6A	NE 47°	26	64	10	Bare	1148	Sand	488/ha	
		6B	NE 45°	24	65	10	Vegetal	1148			
Moshiriunnai, Uryū	1	NE 56°	325	32	10	Vegetal	720	Clay	Vegetable Field	Shale	
	2	NE 56°	325	32	10	Bare	809				
	3	SE 43°	335	28	10	Vegetal	1119		Grass Land		
	4	SE 43°	335	28	10	Bare	862				
Otoineppu, Teshio	2	SE 10°	60	87	10	Vegetal	1152	Gravelly	B.N.	Shale	
	3	SE 10°	60	84	10	Bare	1152	Clayey	Forest 140 m ³ /ha		
	7	NW 8°	65	87	10	Bare	1206				
	8	NW 6°	65	81	10	Vegetal	1206	Loam	227/ha		

第 6 表 幌内・モシリ・音威府試験地の斜面侵食量

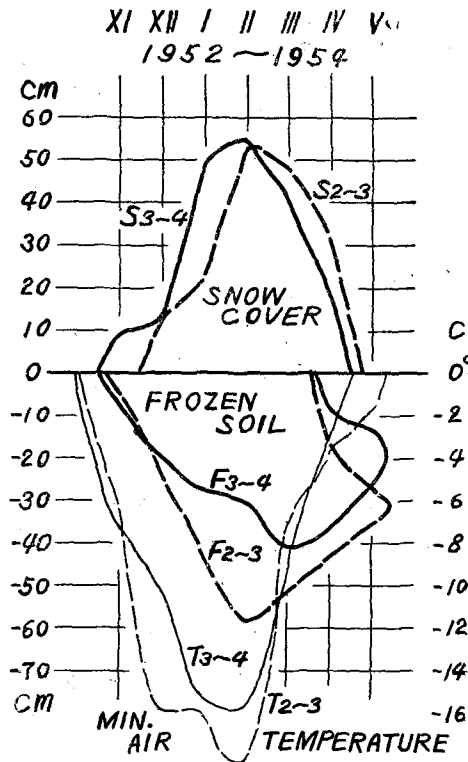
Table 6. Amount of Eroded Soil (XII, 1952~ XI, 1954) (g/10 m²)

Drainage Basin	Plot No.	1952	1953~		1954~		Total	Detailed Sum				
		Winter	Summer	Winter	Summer	Aspect		Enviroment	Plot cover			
						North			South	Bare	Vegetal	
Horonai, Tomakomai	5 NB {	5A	29	130	90	138	387	763		Brush : 483/	612	
		5B	21	43	14	18	96					
	6 NF {	6A	35	55	27	108	225		0	Forest : 280		151
		6B	11	27	14	3	55					
		Σ	96	255	145	267	763					
Moshiriunnai, Uryū	1	—	1511	37	43	1591	7439		Vegetable field : 7439/	6638		
	2	—	3515	84	2249	5848						
	3	—	46	50	21	117		908	Grass-land : 908		1708	
	4	—	420	44	327	791						
		Σ	—	5492	215	2640	8347					
Otoineppu, Teshio	2	—	—	—	149	194	2133		Forest : 7686	7287		
	3	—	—	—	5359	5359						
	7	—	—	—	1928	1928		5553	/Brush : 0		399	
	8	—	—	—	205	205						
		Σ	—	—	—	7686	7686					

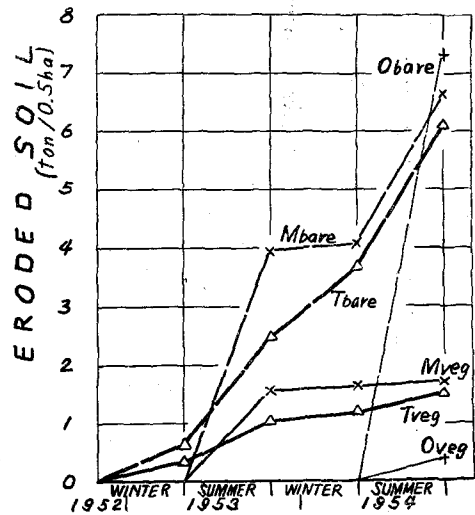
つたという。また、岡山県²⁰⁾の切取裸地(傾斜40°)でも、夏期と冬期にわけて比べると、夏期(7~10月)は北面に、冬期は南面に侵蝕が大きいという(B)。山梨県の草生と裸地の斜面侵食試験²⁵⁾でみると、秋雨期・凍結期・解凍期の比較では、凍結期の経過が解凍期の斜面侵食量に集中してあらわれているとみられる。また、鳥取県の風化花崗岩地流域²⁶⁾の土砂流出率は、冬期(11~4月):夏期(5~10月)=19:62であつたが、積雪期には森林の有無による泥砂流量に差が少なく、無林地は砂土を森林地は泥土を多く流出したといわれる。この地方²⁶⁾で崩落土砂は、月降水量と指数函数の関係式がなりたつというが、冬期は降水量よりも凍結と風による風化作用が大きいという(C)。

上にのべたことについて、北海道の(T)・(M)・(O)試験地で観測した冬・夏期斜面侵食の場合を考察してみよう。

(A) 雪どけ流による斜面の侵食は、(T)流域のように斜面が植生でカバーされている林地では、裸出している林道や歩道に集中してあらわれ、Plate 5 a・b・cと6 a・b・cにみられるようなリル(Rill)ガリー(Gully)を生じている。(M)流域の粘質土斜面耕地では、Plate 8 a・b・c・dのようなGully(頭部・集水区・中流・下流堆積地)がみられる。



第5圖 冬期間の積雪深(S₂₋₃, S₃₋₄)と凍結深(F₂₋₃, F₃₋₄)・最低気温(T₂₋₃, T₃₋₄)の比較
 Fig. 5. Snow cover, frozen depth and mean minimum temperature in Horonai, Tomakomai River.



第6圖 苫小牧(Tbare, Tveg)・母子里(Mbare, Mveg)・音威子府(Obare, Oveg)の植生區(veg)と裸地區(bare)の積算斜面侵食量

Fig. 6. Accumulated amount of seasonal erosion on vegetal and bare study plot in Tomakomai, Moshiunnai and Ottoineppu.

(B) 冬・夏期ともに植生カバー区の侵食が微量であることは、Fig. 6で(T)・(M)・(O) 3流域試験地の裸地区 (bare) と植生区 (veg.) をくらべてみると、共通してみとめられる。(M) 試験地で、Mveg. のはじめの夏期侵蝕量が大きいのは、建設工事による表土かく乱のためかとおもわれる。斜面の向きによる侵食量は Table 5・6をみると、冬期には、凍結・少雪地帯(T)でも、不凍・多雪地帯(M)・(O)でも大きな差はみられないから、積雪の被ふく効果とみてよいだろう。

(C) 積雪期には、森林の有無・地被の種類・土質による侵蝕量の差が少ないことは、Fig. 5と Table 6をみると各試験地(T)・(M)・(O)を通じてみとめられてよい。Fig. 5の積算侵食量をみて、とくに(M)試験地で夏・冬期侵食量の特性がわかる。この観測例で冬期侵食量は、斜面の向き・土質・地被などに関係なく、少ないといえるが、雪どけ・解凍が急激におこり、また、雪どけの前後に強雨がある地方では、表土の凍上・飽水状態は春の侵食を大きくする誘因になるとおもわれる。

5. 積雪地方の夏(秋)期斜面侵食

ソ連のシチエクレイン²⁾は、キーロフ市近郊の南向・粘土質・傾斜畑(7°, 700 m²)で観測した結果、春と夏にあらわれる土壤の現象は前年の秋と冬の間の土壤水分・降水・凍結と積雪の構成状態などに条件づけられることが多く、表土の硬化・土壤構造・植生カバーのないことは、侵食に好条件をあたえる。また、夏の1回の豪雨で、夏秋全期間の侵食の数倍の表土流亡がおこったつぎの例をあげて、このような土砂流亡は雪どけ流や夏の普通の雨ではみられないという(A)。

本州方面では神奈川県・東秦野で洪積層ローム土傾斜畑に行われた観測²⁷⁾によると、11~4月間は土砂の流亡がほとんどなく、5~10月では年によつて流亡がおこっている。この流亡量は雨量に比例しないで、むしろ降雨の衝撃エネルギーに関係が深いという。また、従来の侵蝕に関する資料から、侵蝕量(E)とその要因(X_r)について、つぎの関係式²⁸⁾があげられているが、この因子の決定がそのあとにつづく困難な問題である(B)。

	5~10月	7月22日
降水量	543.4 mm	193.6 mm
地表流	21,550 l/ha	5,074 l/ha
流亡土	5,690 kg/ha	5,492.8 kg/ha

$$\log E = \log a_0 + \sum_{r=1}^n a_r \log X_r$$

a: 常数 r=1……n

北海道の多雪地帯といわれる羊蹄山ふもとの喜茂別・火山灰・傾斜畑の観測¹⁷⁾によると、5月の21.5 mmの雨で飽水した斜面はつぎの日の19.4 mm (14.8 mm/hr, 6.8 mm/min)

の雨で、つぎのような耕地の流亡をともなつた。

傾 斜	斜面長	流 亡 土
23°~25°	25m	5.66~6.68 t/ha
7°~8°	50m	4.81~7.50 t/ha

この雨で、斜面の農道や誘水溝には地表流が集中して、洗掘による Rill や Gully ができたが、耕地間の牧草地帯には流亡土がなく、また、堆肥撒布地や作物生育地には

流亡が少なかつた。このことで地表ひふくの効果をみとめることができたという。同地の北西斜面 (22°~23°, 2×10 m²) の試験地で、1950~51年に観測の結果、総降雨量 20 mm 以下でも、4 mm/min をこえると、斜面の侵食は大きい、多年生牧草は生育とともに地表カバーの効果をあげていて、2年目になるとほとんど完全に表土流亡を防いでいるという。おなじような火山灰傾斜畑は十勝岳ふもとにも多くみられるが、夏の降雨による Rill と Gully の例は Plate 9 a・b・c に、Gully のおし出しによる堆積状況は Plate 10 a・b にみられる (C)。

上にのべたことについて、北海道の (T)・(M)・(O) 試験地の観測とくらべて考察をすすめてみよう。

(A) 夏期と冬期の侵食量については Table 6 をまとめてみると、つぎのようになる。すなわち、冬期より夏期の侵食量は (T) 火山灰・凍結地で約 2 倍、(M) 粘質土・多雪地で約 10 倍以上も大きく、Fig. 6 をみてもよくわかる ((T) の縮尺は 10 倍にしてある)。(T) 試験地のある苫小牧・幌

試験地	冬期	夏期	冬期	夏期	計
(T)	96 (18)	255 (33)	145 (19)	267 (35)	763 g/m ² (100)%
(M)	—	5492 (66)	215 (2)	2640 (32)	8347 g/m ² (100)%

内沢では、昭和 25 年 8 月 1 日の豪雨³⁹⁾(447.9 mm/day, 126 mm/hr) で、ほぼ平行する 4 沢のうちの最大の谷道の洗掘がおこつた。幌内沢では 10.30 km² の流域から 2,649 m³ の土砂が流出したが、ほとんど谷道路面 (33,500 m²) のみからの量であつて、この全流域面積については 10⁻¹~10⁻² mm の表土侵蝕にすぎない。このことは、この豪雨による被害は谷道路面のような裸地斜面の侵食に集中されていて林地斜面の植生カバーによる効果の大きいことをしめしたともいえる。

(B) 上にのべた豪雨による洪水洗掘量を、4 支流について解析³⁹⁾してみると、この洗掘量は地形(主流長・平均高度・高度差)と正相関、水流密度・形状形数・森林被覆率と負相関々係がみとめられ、上の諸要因を X_r としてつぎのような回帰方程式であらわされた。

$$E = a_0 + \sum_{r=1}^n a_r X_r \quad a: \text{常数} \quad r = 1 \dots n$$

しかし、侵食量をその要因の関数であらわすには、つぎの関係式によるのが一般的であるとみられるから、積雪地方では、要因の項 (X_r) として、凍結深・積雪深・斜面向きを

考えることが必要だとおもわれる。このような一般式の誘導は、なお今後の研究にまたななければならない。

$$\log E = \log a_0 + \sum_{r=1}^n a_r \log X_r$$

a_0, a_r : 常数, $r=1 \dots n$ X_r : 侵食要因

(C) 斜面侵食を防ぐ植生カバーの効果について、Fig. 6 と Table 6 の植生区 (veg.) と裸地区 (bare) をみくらべると、年間を通じて約 4~18 倍の侵食量の差がみとめられる。とくに、夏期にこの差は大きいので、冬期の積雪による地表被覆の効果がみとめられるから、積雪地方では積雪を貯留し、地表の凍結と解凍を緩和する中・下層植生の密生する林帯が必要である。このような林帯は夏期侵食防止にも有効であるが、一時的には、下層植生のみでも、地表の被覆効果は期待できる。このことは (M) 試験地の耕地と牧草地の侵食量 (7439/908) をくらべてみると、あきらかにみとめられる (第 6 表参照)。

6. 積雪地方の斜面侵食の特性と対策

これまでのべた従来の研究と北海道の南部 (T)・北部 (M)・(O) 試験地の観測資料との比較考察から、つぎのような積雪地方の斜面侵食の特性がみちびかれる。

A) 寒冷地方では、積雪は地表の凍結に、また積雪と凍結はともに冬期侵食に、とくにつぎの夏期侵食に大きな影響を及ぼすことが明らかである。

B) 積雪は降雨とおなじように、総量・強度・連続などについて考えなければならないが、気温 (ひいては地温) との関係が深く、侵食に対してはその始終期と積雪深が単位時間あたりの降雪強度よりはるかに影響が大きい。

C) 地表温度が 0°C より下るのにさきだつて根雪カバーが形成されると、地表の凍結はおくれるか、または凍結しない。根雪がある深度 (北海道: 70~80 cm, 北米: 43~80 cm, ソ連: 50~100 cm) より大きくなると地表の凍結をみないことが多い。積雪層があると断熱的地表カバーとして凍土の解凍をおくらせるが、積雪の融解水は凍土層の解凍をうながす。

D) 冬期の森林被覆は積雪の保留と凍結の緩和に有効であることから、森林の斜面侵食の防止作用がみとめられる。夏期の森林被覆は降雨遮断・雨滴衝撃力緩和・表土の透水性保持・地表流と含まれる土砂の抑留作用をみとめられているが、冬期の森林被覆も積雪層の存在で、より効果的にこれらの作用を行うとみてよい。

E) 積雪層は裸地に対しては地表被覆として侵食防止の効果をもつが、また裸地の周辺にある林帯は雪どけ・解凍のおくれによつて、周辺の裸地の侵食を防止する作用があるとみられる。

F) 林地の雪どけ・解凍が開放地よりおくれる (数週または数 10 日) ことは、その林

地の下流々域についてみるならば、河川の雪どけ増水による洪水のピークを低下し、危機を分散させる効果が大きいとみられる。

G) 冬期間またはその始末期に凍土層が裸出している斜面では、凍結と解凍の反覆がおこなわれて表土侵食をはげしくしやすいが、積雪層でカバーされるときは、その断熱効果で凍結と解凍の反覆作用がゆるめられる。

H) 南北斜面は日射の差が主因となつて、土壌組成・構造・含水率なども異なり、したがって地表植生の侵入・連続相にも大きな相違がみられる。それに寒冷地では積雪量と質・凍土深・雪どけと解凍の経過なども大きく影響をうける。したがって地域的にみると、1流域の両側斜面では、斜面侵食にも上の因子による差があきらかにみられる。

I) 雪どけ増水季の河川の浮泥は林地や植生被覆のある流域斜面では地表に抑留されやすいので、これらの浮泥は流域の裸出した斜面や川岸から直接に、または、そこに堆積していたものが二次的に流出するものが多いとおもわれる。

上にのべた積雪地方の斜面侵食の特性から、斜面侵食防止対策の方向はつぎのようにまとめられる。

a) 裸出した台地や斜面では、冬期の季節風による風食や凍結を防止するために、植生による地表の被覆・積雪の保留が必要である。

b) 積雪の少ない寒冷地方では、地表の凍結防止または緩和のために、地被密度の大きい下層植生をとまなう森林の造成が必要である。

c) 開放された台地端や傾斜裸地の基部には、雪どけ流による斜面侵食防止のため、傾斜方向に横断的な林帯や等高線壕¹⁾が効果的である。この林帯や壕は中腹に数段に設け、林帯の中央には不凍地帯、壕の最下底は凍結線以下とするとなお効果がある。この林帯の幅員と壕の深さは地形と気象条件などによつて決定されるものである。

d) 斜面侵食に対する森林の地表被覆の効果は、冬期より夏期に大きい、裸地の森林植生の前駆として、まず草生かん木林をしたてても、一時的の効果はのぞめる。

e) 森林地帯の流域によつて、河川の雪どけ洪水流のピーク緩和が期待されるので、水源地帯の傾斜畑・牧草地などにも群状・帯状林の配置がのぞまれる。

f) 南北斜面には、おもに日射に原因する侵食の差がみられるから、南面の冬期侵食防止には森林植生がのぞまれ、積雪のない凍害地方では、とくに表土の風化・侵食防止に効果が大きい。

g) 寒冷地方で侵食防止のため人工造林地をしたてるときは、凍結防止・地表流遮断効果などからみて、下層植生の繁茂しやすい広葉樹林をとる。一般に防災的見地から、保安林としての幅の広い効果をねらうとき、災害に対する抵抗の大きい郷土種の広葉樹林か針広混交林の造成がのぞましい。

む す び

この研究は、いまだ定性的な記述が多く、定量的な展開への道はなお遠いが、あえてここに発表するのは、寒冷地方の侵食に対する国内資料がとぼしいからである。

(V. I. 1955)

文 献

- 1) 滿鐵調査局編：土壤侵蝕防止の研究。79, 88, 162~3, 234~97, 342~94, 414~6 (昭和18年)。
- 2) 原田千三：雪・氷・凍土。2~4, 175~6, 195~6, 246, 252, 255 (昭和18年)。
- 3) 谷藤正三：道路工学特論。176~190 (昭和26年)。
- 4) KITTREDGE JOSEPH: Forest Influences 161~2, 263, 290~1 (1948)。
- 5) TIGERMAN M. H. and ROSA J. M.: Erosion from Melting Snow on Frozen Ground. Jour. Forestry 47, 807~809 (1949)。
- 6) BRANDEBERRY J. K.: The Influences of Forest Lands upon the Water Resources in the Missouri Basin. Jour. Forestry. 197~220 (1950)。
- 7) LYON T. L. and BUCKMAN H.: The Nature and Properties of Soils. (1948)。
- 8) KRYNINE D. P.: Soil Mechanics. 77~81 (1941)。
- 9) SCHOLZ H. F.: Forest Cover keeps Frost Line at Shallaw Depth. Jour. Forestry. 36, 78~79 (1938)。
- 10) GOODELL B. C.: Soil Freezing as affected by Vegetation and Slope Aspect. Jour. Forestry 37, 626~629 (1939)。
- 11) RIESBOL HERBERT S.: Snow Hydrology for Multiple Purpose Reservoirs. ASCE. No. 189 (1953), No. 437 (1954)。
- 12) JUMIKIS ALFREDS R.: Suction Force in Soils upon Freezing. ASCE No. 455, 572 (1954)。
- 13) AYRES Q. C.: Soil Erosion and its Control. 36~37 (1936)。
- 14) 札幌管區氣象臺編：北海道の氣候, I, 20~47 III, 9, 10 81, (昭和28年)。
- 15) 八峯利助・藤井重人：融雪水及び凍土の融雪水による土壤の侵蝕について。北大農学部邦文紀要, 1, 3, 216~221 (1953)。
- 16) 西瀧高一・竹内豊：土壤侵蝕防止の研究(豫報)。北海道農業試験場彙報, 63 (昭和27年)。
- 17) 西瀧高一・飯田次男・藤原俊英：早春強雨による土壤侵蝕の被害。北海道農業試験場彙報, 65 (昭和28年)。
- 18) 西瀧高一・飯田次男・藤原俊英：土壤侵蝕防止の研究(第1報)。北海道農業試験場彙報, 66 (昭和29年)。
- 19) 山田忍・田村昇市：凍結地帯の土壤型について。北方林業, 3, 53 (1954)。
- 20) 三島懋・高田岩次：溪川の流量と降水量・積雪深との關係。北方林業, 22, 7~8 (1951)。
- 21) 北大低溫科學研究所編：低溫科學, 1, 1~10, 27~36, 37~52, 67~78, 89~94 (昭和24年)。
- 22) 北大低溫科學研究所編：低溫科學, 2, 7~15, 47~63, 119~128 (昭和24年)。
- 23) 北大低溫科學研究所編：低溫科學, 3, 101~108 (昭和25年)。
- 24) 小野寺卯：森林内外の積雪状態の變化について。日本林學會誌, 36, 300~307 (昭和29年)。
- 25) 開發局土木試験所編：土木試験所彙報, 8, 57~65, 100~107 (昭和28年)。
- 26) 丸山岩三・川口武雄編：森林の治水機能に關する研究抄録。林野廳 (昭和27年)。
- 27) 三原義秋：雨滴と土壤侵蝕。農業研究所報告, A 1, 58~59 (昭和26年)。
- 28) 山梨縣林業試験場：昭和26年度報告, 34~37。
- 29) 倉田益二郎：山はどうして荒廢するか。林業技術, 133, 34~35 (昭和28年)。
- 30) 高橋喜平：山地の積雪, 雪氷の研究(1)。207~210 (昭和28年)。

- 31) 四手井綱英等：森林の保全機能について。林業技術, 150, 12~22 (昭和29年).
- 32) 武田進平：積雪地方森林地からの流出量。日本林學會誌, 32, 51~55 (昭和25年).
- 33) 佐伯秀章：農林地質學, 218~239 (昭和25年).
- 34) 林業試験場防災部編：積雪の密度資料, 63, 95~160 (昭和27年).
- 35) 四手井綱英・高橋喜平：積雪の沈降力。林試研究報告, 44, 25~27 (昭和25年).
- 36) 村井延雄：苫小牧林地の斜面侵蝕に對する地形と地被の影響 (1)。北大演習林研究報告, 16, 229~242 (昭和28年).
- 37) 村井延雄：同上 (2)。63回日本林學會大會講演集, 229~231 (昭和29年).
- 38) 村井延雄：林地の斜面侵蝕 (2)。日本林學會北海道支部講演集, 4 (昭和30年).
- 39) 村井延雄：谷道の洗掘侵蝕について。61回日本林學會大會講演集, 178~180 (昭和27年).
- 40) DUFORD E. G.: Surface Runoff and Erosion from Pine Grasslands of the Colorado Front Range. Jour. Forest. 52, 923~927 (1954), (野口陽一：日本林學會誌, 37, 91 昭和30年).
- 41) 松川恒雄：山腹工法としての等高線壕工法について。新砂防, 16, 21~24 (昭和30年).
- 42) 堂腰 純：十勝川水系の流送浮泥と流域との關連について。北海道總合開發委員會, 鑛工 19, 40~44 (昭和29年).
- 43) 石尾和作：北海道に於ける雪質調査資料。北大演習林彙報 (7), 21~46 (昭和12年).
- 44) 岡田武松：雨。127~143, 175~179 (昭和26年).

Summary

During 1952~1954 in Hokkaido, field study of hillside drainage was under taken with a view to clearing the characteristics of seasonal erosion on steep slope in northern latitude, where snow is rule in winter and the ground remains frozen several months each year (See Table 1·2·5, Fig. 5, Plate 1~4).

The most noticeable conclusions to be drawn from above study are about as follows:

1. Both the snow cover and soil freezing have an important influence on the soil erosion of winter, and more on subsequent summer (See Plate 5~10).
2. The deeper the snow cover, other things being equal, the less depth there will be for freezing of ground (See Table 3~5, Fig. 1~4).
3. Surface erosion of winter season is generally much less than that of summer season by the effects of snow and vegetal cover in hillside drainage (See Table 6, Fig. 6).
4. In the later spring, delayed thawing in forest compared with open ground, tends to lower the peak flow and disperse the crisis of flood in the lower reaches of a river.

Plate 1 a, b, c

Plate 1 a

No. 1: Study Plot (1NF)
on NE slope in broad-
leaved forest, Horonai,
Tomakomai River.



苫小牧・幌内 1 號試驗區
北東斜面 (傾斜 17°10′)
廣葉樹自然生林
(XII. 8. 1953 撮影)

Plate 1 b

No. 2: Study Plot (2SF)
on SW slope in broad-
leaved forest.



苫小牧・幌内 2 號試驗區
南西斜面 (傾斜 15°40′)
廣葉樹自然生林
(XII. 8. 1953 撮影)

Plate 1 c

No. 3: Study Plot (3NB)
on NE slope in cut-over
area.



苫小牧・幌内 3 號試驗區
北東斜面 (傾斜 15°30′)
伐採跡地 (1949)
(XII. 8. 1953 撮影)

Plate 2 a, b, c

Plate 2 a

No. 4: Study Plot (4SB)
on SW slope in cut-over
area, Horonai, Tomako-
mai River.



苫小牧・幌内 4 號試驗區
南西斜面 (傾斜 20°21′)
伐採跡地 (1949)
(XII. 8. 1953 撮影)

Plate 2 b

No. 5 A, B: Study Plot
(5NF) on NE slope in
cut-over area.



苫小牧・幌内 5 號 A, B 試
驗區
北東斜面 (傾斜 25°~26°0′)
伐採跡地 (1944)
(XII. 8. 1953 撮影)

Plate 2 c

No. 6 A, B: Study Plot
(6NF) on NE slope in
needle-leaved forest.



苫小牧・幌内 6 號 A, B 試
驗區
北東斜面 (傾斜 32°30′~33°
0′)
ドイツトウヒ人工造林地
(1914)
(XII. 8. 1953 撮影)

Plate 3 a, b

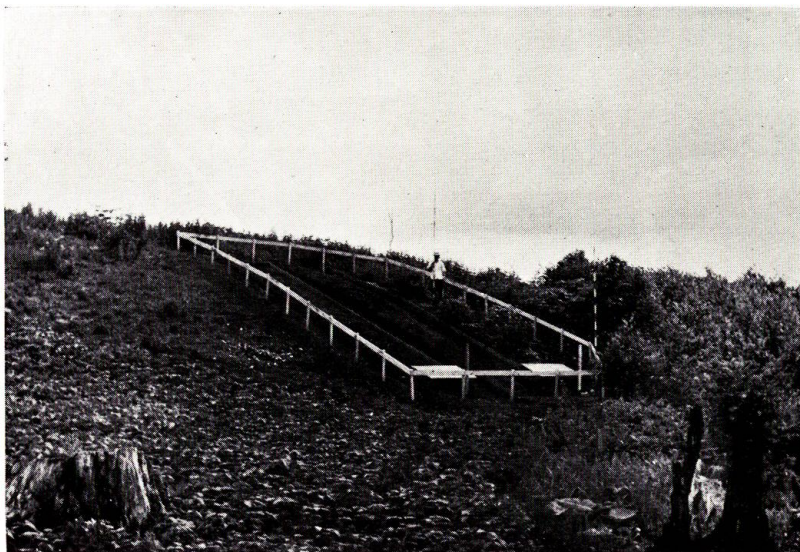


Plate 3 a

No. 1, 2 : Study Plot on NE slope of vegetable field, Moshiriunnai, Uryû River.

雨龍川・モシリウンナイ 1 號 2 號試驗區
北東斜面 (傾斜 $18^{\circ}0'$)
野菜耕地
(VII. 15. 1953 撮影)



Plate 3 b

No. 3, 4 : Study Plot on SE slope of grass land.

雨龍川・モシリウンナイ 3 號 4 號試驗區
南東斜面 (傾斜 $15^{\circ}30'$)
牧草地
(VII. 15. 1953 撮影)

Plate 4 a, b

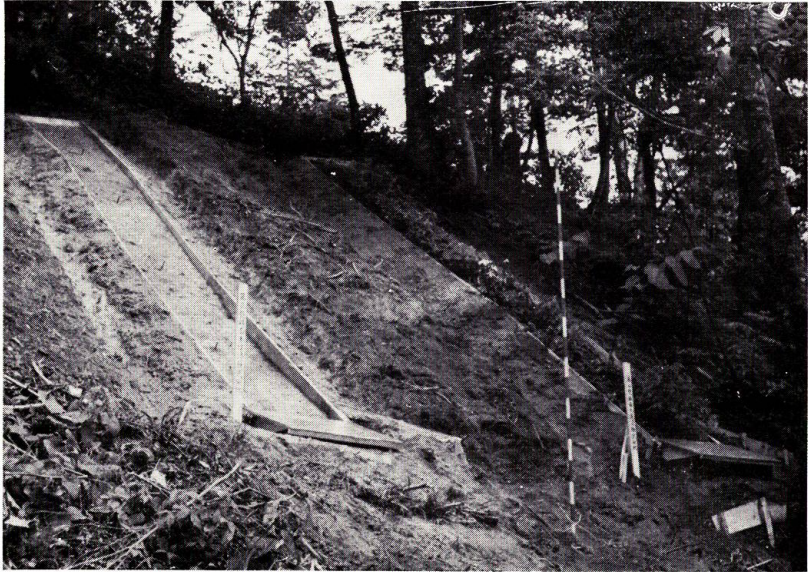


Plate 4 a

No. 2, 3: Study Plot on SE slope in broad-leaved forest, Otoineppu, Teshio River.

天鹽川・音威子府2號3號試驗區
南東斜面(傾斜 $40^{\circ}30'$)
廣葉樹自然生林
(VII. 7. 1954 撮影)

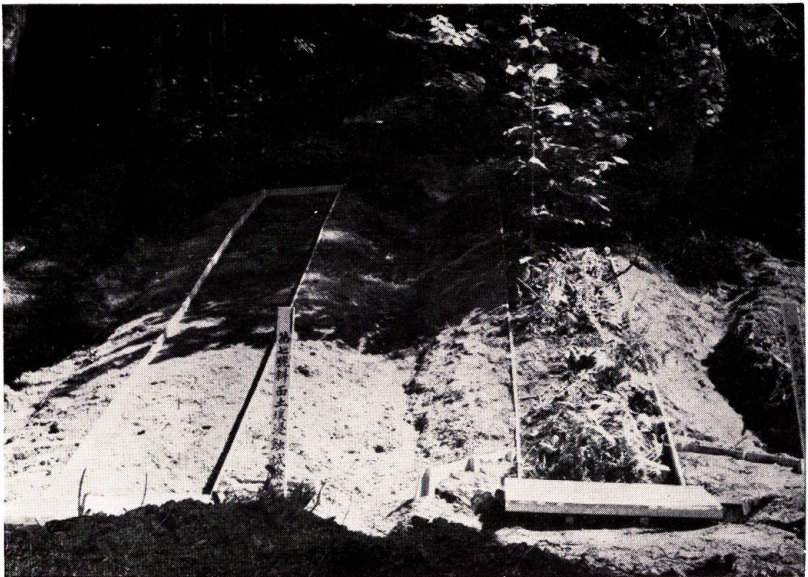


Plate 4 b

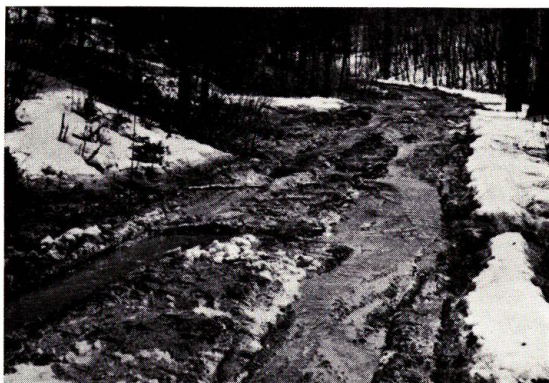
No. 7, 8: Study Plot on NW slope in Broad-leaved forest.

天鹽川・音威子府川7號8號試驗區
北西斜面(傾斜 40°)
廣葉樹自然生林
(VII. 7. 1954 撮影)

Plate 5 a, b, c

Plate 5 a

Spring flow from melting snow on valley road, Horonai, Tomakomai River.



苫小牧・幌内澤アッペナイ
谷道の雪どけ流
(III. 31. 1953 撮影)

Plate 5 b

Ditto, middle reaches.
(Maximum scoured depth, 82 cm)



同上の中流, 最大洗掘深,
82 cm
(III. 31. 1953 撮影)

Plate 5 c

Ditto, lateral erosion.



同上の横侵蝕
(明治 28 年創設・幅員 1.80
m の谷道)
(III. 31. 1953 撮影)

Plate 6 a, b, c

Plate 6 a

Rill erosion on forest road from melting snow, Horonai, Tomakomai River.



苫小牧・幌内澤，林内歩道の雪どけ侵蝕溝
(IV. 24. 1953 撮影)

Plate 6 b

Ditto, Rill head (Width, 27~38 cm, Depth, 12 cm)



同上の始点，侵蝕幅 27~38 cm, 深 12 cm
(IV. 24. 1953 撮影)

Plate 6 c

Rill end (Maximum width, 71 cm, Depth 33 cm)



同上の終点，最大侵蝕幅 71 cm, 深 33 cm
(IV. 24. 1953 撮影)

Plate 7 a, b, c

Plate 7 a

Residual layer of frozen ground (13~18 cm from ground surface) in No. 1 Study Plot.



苫小牧・幌内澤 1 號試験區
裸地の殘存凍土層 (地表より
13~18 cm)
(IV. 25. 1593 撮影)

Plate 7 b

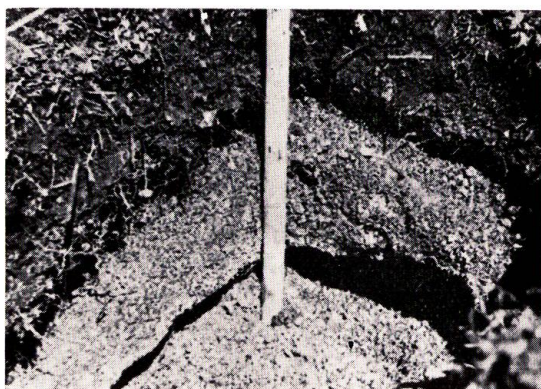
Ditto (9~31 cm from ground surface) in No. 8 Study Plot.



同上 3 號試験區草生の殘
存凍土層 (地表より 9~31
cm)
(IV. 25. 1953 撮影)

Plate 7 c

Ditto (18~26 cm) in No. 4 Study Plot.



同上 4 號試験區草生の殘
存凍土層 (地表より 18~26
cm)
(IV. 25. 1953 撮影)

Plate 8 a, b, c, d

Plate 8 c

Ditto, lower reaches.

同上の下流
(V. 17. 1954 撮影)



Plate 8 a

Rill head on field from melting snow, Moshiriunnai, Uryû River.

雨龍川・モシリウンナイ・林内
傾斜耕地 (傾斜 8° 北西面) の雪どけ
侵蝕溝始點
(V. 17. 1954 撮影)



Plate 8 d

Ditto, Deposit.

同上の終點堆積地
(V. 17. 1954 撮影)



Plate 8 b

Ditto, middle reaches.

同上の中間流
(V. 17. 1954 撮影)

Plate 9 a, b, c

Plate 9 a

Hillside field, the foot of
Mt. Tokachi.



十勝岳山麓の傾斜地
(IX. 28. 1954 撮影)

Plate 9 b

Ditto, rill erosion from
summer rainfall.



同上の中腹侵蝕溝
(IX. 28. 1954 撮影)

Plate 9 c

Ditto, gully erosion.



同上の侵蝕溪
(IX. 28. 1954 撮影)

Plate 10 a, b



Plate 10 a

Gully end, the foot of Mt. Tokachi.

十勝岳山麓の傾斜耕地侵蝕溪
よりの石礫の堆積
(IX. 28. 1954 撮影)



Plate 10 b

Ditto, Deposit of gully end.

同上の出口
(IX. 28. 1954 撮影)