HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	北海道大学演習林簾舞試験地の土壌物理性
Author(s)	田中, 永春; TANAKA, Nagaharu; 相馬, 尅之 他
Citation	北海道大學農學部 演習林研究報告, 44(4), 1241-1258
Issue Date	1987-08
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/21248
Type	departmental bulletin paper
File Information	44(4)_P1241-1258.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学演習林簾舞試験地の土壌物理性

田中永晴*　相馬尅之**　前田　隆**

Physical Properties of Soils in Misumai Experiment Site of College Experiment Forests, Hokkaido University

By

Nagaharu TANAKA*, Katsuyuki SOMA**
and Takashi MAEDA**

要　旨

北海道大学演習林簾舞試験地の土壌について，基本的物理性や収縮特性，水分特性，熱的性質などの一端を明らかにした。対象土壌は，G型，B_E型，B_B型の3つの土壌型に区分される。

1)　基本的物理性；土壌の自然含水比は表層土より下層土の方が低く，現場乾燥密度は下層土の方が大きい。また孔隙率はグライ土壌を除くと，表層の方が下層よりも大きい。飽和度はグライ層では80％以上になるが，他は40～60％である。土壌の孔隙量，Specific Pore Volumeは0.5～3.7 cm^3/gであった。

2)　収縮特性；収縮過程は構造収縮段階～残留収縮段階の2段階から成り，収縮曲線を基にした孔隙の区分が可能である。

3)　水分特性；簾舞-225の表層土の自然含水比はpF 2.0～2.5に相当する。またpF 2.7に基づく孔隙組成と収縮曲線による孔隙区分とはほぼ対応した。

4)　熱的性質；簾舞土壌の体積熱容量は自然含水比状態では1.5～2.5 $J/cm^3 \cdot °C$となる。また熱伝導率は，自然含水比状態では水の熱伝導率よりも小さく（0.36 W/m·°C），凍結状態でほぼ水の熱伝導率（0.60 W/m·°C）と等しくなる。

キーワード：　土壌物理性，収縮，孔隙組成，土壌水分，熱的性質。

1987年2月27日受理　Received February 27, 1987.

*　林業試験場土壌部
Soil Division, Forestry and Forest Products Research Institute.

**　北海道大学農学部農業工学科土質改善学講座
Laboratory of Soil Amelioration, Faculty of Agriculture, Hokkaido University.

目　　次

1. はじめに……1242
2. 簾舞試験地の概況……1242
3. 方法……1245
4. 結果および考察……1246
5. 要約……1255
参考文献……1257
Summary ……1257

1. はじめに

林地の生産性を有効に発揮させるためには，森林土壌の性質を十分に把握し，適切な土壌の維持，管理を行うことが肝要である。土壌の種々の性質の中でも，土壌物理性は林木の生長の良否や森林の水土保全機能などに大きな影響を与えることが知られているが，現在までのところ土壌物理性とこれらの関係について十分に解明されてはいない。

筆者らはこれまでに主として水分特性や熱的性質，コンシステンシーなどの面から，日本各地の土壌の物理性を明らかにしてきたが[1,2]が，本研究は筆者らの一人である，田中が国内留学生として北海道大学農学部に来学して行った「土壌構造の形成条件と各種機能に関する研究」において，研究対象の一部として用いた北海道大学演習林簾舞試験地の土壌の物理性の特徴を述べたものである。研究期間の制約から，すべての土壌物理性の項目にわたることはできなかったが，簾舞試験地の土壌物理性の概況について若干の知見が得られたのでここに報告する。

2. 簾舞試験地の概況

1) 地況

試験地は札幌市の市街地の南西，約10キロメートルの地点にあり，簾舞川の右岸，海抜高約220 mから350 mの，焼山の北側山麓に位置する（Fig. 1）。

地形は，簾舞川の川岸段丘面である平坦地と，焼山の山麓下部，扇状地状の平衡緩斜面からなる。表層地質は，古第三系～新第三系の泥岩，頁岩であるが[3]，段丘面には河川堆積物も存在し，また斜面には上部から移動してきた安山岩質岩石が散在する。

気象条件を，海抜高がほぼ等しく，試験地にも近い定山渓観測所のデータ（Table 1）によ

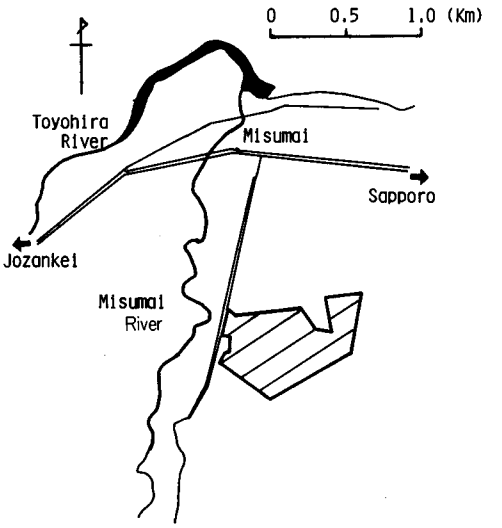

Fig. 1. Location of the Misumai Experiment Site.

Table 1. Climatological data near the Misumai Experiment Site

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Annual
Temperature(°C)													
Mean Max.	− 2.6	− 1.8	− 2.6	10.5	17.5	21.0	26.5	26.9	21.0	14.1	1.1	− 0.3	11.8
Mean Min.	−12.3	−12.0	− 8.2	− 2.1	3.2	8.6	13.9	15.9	9.2	2.4	− 3.1	− 8.7	0.5
Mean	− 7.5	− 6.9	− 2.8	− 4.2	10.4	14.8	20.2	21.1	15.3	8.3	1.5	− 4.5	6.2
Precipitation (mm)	123	107	74	65	79	82	102	101	136	119	130	121	1239

り推定すると，12 月から 4 月までは月平均気温が 0 °C 以下となる[4]。また多雪地帯であるため，秋から冬にかけての降水量が多い。

環境庁による第 2 回自然環境保全基礎調査を基にすると，植生はミズナラ−ブナクラス域自然植生のエゾイタヤ−シナノキ群落に属する[5]。段丘面から斜面下部にかけては，カラマツの造林地（胸高直径 10～30 cm，樹高 15～20 cm）であり，ヤチダモが混生する。斜面上部は，ミズナラ，ハリギリ，クリ，ハルニレ，カエデ類等の広葉樹の天然林であり，場所によっては，エゾマツ，トドマツが混生する。林床植生はクマイザサが優勢であるが，ハイイヌガヤやオシダも点在する。

2) 土壌

試験地内の，海抜高 225 m 地点（段丘面）と海抜高 310 m 地点の 2 箇所で土壌調査を行った (Fig. 2)。以下，調査地点をそれぞれ，籠舞-225，籠舞-310 と呼称する。なお調査は国有林林野土壌調査方法書に従った[6]。

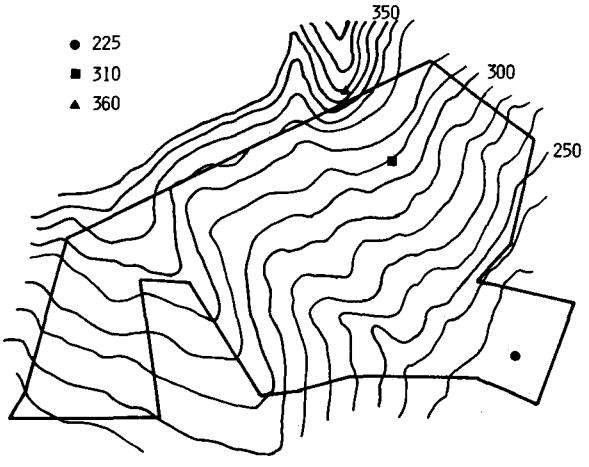

Fig. 2. Sampling plots.

断面形態の概要を，Fig. 3 および Table 2 に示す。

簾舞-225 はグライ土壌（G）である。地表から約 40 cm の所に，地下水によると思われるグライ層（$IIIG_1$層，$IIIG_2$層）が存在する。$IIIG_1$層は $IIIG_2$層に比べて砂質である。その上部には，河川堆積物と思われる砂質の層（IIB 層）が存在する。従って，この層より上の A_1，A_2層と下のグライ層とでは明らかに母材が異なる。また，全層にわたり上部の斜面から移動したと考えられるレキが多い。

簾舞-310 は弱湿性褐色森林土（B_E）である。全体に暗色であり，多雪地帯に特有の深くまで堅果状構造が発達した断面形態を呈している。また半角レキがすこぶる多く，根は深くまで入っている。

地形から考えて，この試験地では，段丘面にはグライ土壌が，斜面には弱湿性褐色森林土が，また斜面上部の一部には適潤性褐色森林土が分布するものと思われる。

なお今回は，上述の 2 地点の土壌と比較するために，試験地に隣接した海抜高 360 m の乾性褐色森林土（粒状・堅果状構造型）（B_B）からも試料を採取して，併せて検討を行った（以後，簾舞-360 とする）。

試料の採取時期は，簾舞-360 が 5 月の上旬，簾舞-225 が 6 月の下旬，簾舞-310 が 11 月の下旬である。

Table 2. Profile description

Plot	Horizon	Color	Structure	Texture	Consistence (Hardness mm)	Wetness	Humus	Gravel (%)	Root
225	A_1	7.5 YR 3/2	nutty	SCL	soft (7)	moist	abundant		many
	A_2	7.5 YR 2/2	nutty	CL	hard (16)	moist	plentiful	10	common
	IIB	5 YR 3/4	single grain	S	soft (12)	moist	plentiful	5	few
	$IIIG_1$	2.5 Y 6/4	massive	SL	hard (17)	wet	few		few
	$IIIG_2$	5 Y 6/2	massive	HC	hard (16)	wet	few		few
310	A_1	2.5 YR 2/1	crumb granular	CL	loose (5)	wet	abundant	15	many
	A_2	7.5 YR 2/2	nutty granular	CL	soft (9)	wet	plentiful	15	many
	A_3	10 YR 3/2	nutty	C	hard (18)	moist	plentiful	15	common
	B	10 YR 3/3	nutty	C	hard (21)	moist	few	20	common

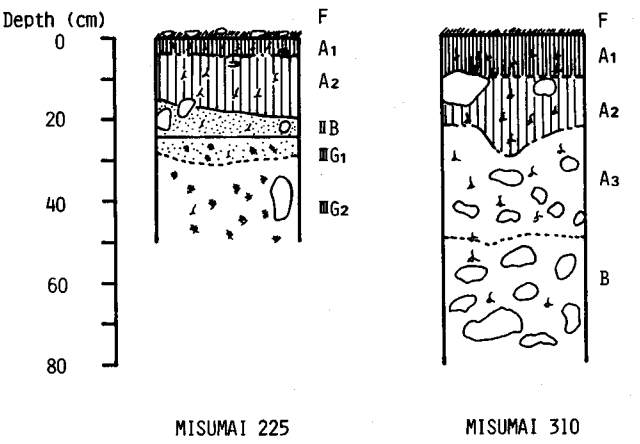

Fig. 3. Soil profile.

3. 方　法

各調査地点から採取した試料を用いて，以下の項目について測定を行った。

1) 土壌の基本的物理性

容積 50 cm³の試料円筒に採取した乱さない試料（自然状態の試料）について，採取時の質量と 110°C で炉乾燥したのちの質量を測定し，自然含水比や現場乾燥密度(Bulk Density)，孔隙率，三相分布，(水分) 飽和度などを算出した。

また，三相分布や飽和度などを求めるために，2 mm フルイを通過した生土を使用して，比重ビン法により土粒子の比重を測定した。

2) 土壌の収縮特性

土壌の収縮特性は土壌の孔隙組成や水分特性と密接にかかわっている。そこで容積 50 cm³の試料円筒で採取した乱さない試料について，毛管飽和した後，乾燥脱水による見掛けの体積変化 (減少) を測定し，収縮特性を検討した。測定は 20°C の恒温室で行い，経時的に高さと直径と質量を測定し，見掛けの体積と含水量を算出した。なお高さはハイトゲージにより，また直径は遊動顕微鏡を用いて測定した。

3) 水分特性

水分特性は土壌水のエネルギー状態（存在形態）や土壌の孔隙分布の指標となる重要な物理性である。本研究では，加圧板法を用いて水分特性を測定した。

先ず 50 cm³の試料円筒で採取した乱さない試料を毛管飽和し，1/20-bar (pF 1.7)，1/3-bar (pF 2.5)，1-bar (pF 3.0)，15-bar (pF 4.2) の圧力段階で脱水させ，脱水が終了して水分平衡に達した時点で含水量を測定した。そしてこれから水分特性曲線を求めた。

4) 土壌の熱的性質

本研究では熱的性質として比熱と熱伝導率を取上げて検討した。

比熱は2 mmフルイを通過した生土を使用して，双子型恒温壁微小熱量計により測定した[7]。さらに比熱とBulk Density，水分率とから土壌の体積熱容量を算出した。

熱伝導率については，100 cm³の試料円筒で採取した乱さない試料を用い，自然含水比状態および毛管飽和状態の水分条件の下で，双子型サーマルプローブ法（非定常法）により測定した[8]。なお本研究では土壌の熱伝導率を，試料温度を20°C～－20°Cの範囲で変化させた場合の，熱伝導率の温度依存性から検討を加えた。

4. 結果および考察

1) 自然含水比と現場乾燥密度（Bulk Density）

自然状態の乱さない試料が有する含水量と密度，すなわち自然含水比，現場乾燥密度(Bulk Density）はその土壌の堆積環境を類推するための重要な物理的指標である。

簾舞-225, -310および試験地に隣接する地点の簾舞-360から採取した乱さない試料について，自然含水比Wnと Bulk Density $(Db)_n$の測定結果をTable 3に示す。

Table 3. Natural water content and bulk density of soil samples

Plot	Horizon	St.	Wn(%)	(Db)n(g/cm³)
225	A_1	n	43.0	0.85
	A_2	n	45.5	0.80
	IIB	sg	15.1	1.21
	$IIIG_1$	m	43.2	1.18
	$IIIG_2$(r)	m	56.9	1.05
	$IIIG_2$(w)	m	42.9	1.14
310	A_1	cr, gr	144.2	0.24
	A_2	n, gr	60.0	0.69
	A_3	n	32.2	0.98
	B	n	29.9	1.18
360	A	gr, n	59.9	0.64
	B	n	38.8	0.92

Table 3をみると，簾舞試験地の土壌のWnは簾舞-310のA_1を除くと，表層土は43～60%，下層土は15～57%であり，表層土よりも下層土の方がW_nは低い。簾舞-310のA_1の場合，W_nは144%でほかの試料に比べて非常に高い。一方，$(Db)_n$は簾舞-310のA_1を除くと，表層土は0.64～0.85 g/cm³，下層土は0.92～1.21 g/cm³であり，下層土は表層土よりも$(Db)_n$が大きく，堅密である。しかし簾舞-310のA_1の$(Db)_n$は0.24 g/cm³で極めて小さい。また簾舞-225の表層土の$(Db)_n$は0.80～0.85 g/cm³で，褐色森林土の表層土としてはかなり高いBulk Densityを示す。

W_nと $(Db)_n$の垂直分布を Fig. 4 に示すが，上述のことに加えて W_n，$(Db)_n$には母材の相違が反映していることが伺える。

W_nと $(Db)_n$の関係を求めると Fig. 5 のようになり，W_nが増加すると $(Db)_n$は減少する。すなわち W_nと $(Db)_n$とは双曲線関数の関係にあり，さらに Fig. 5 から W_n～$(Db)_n$関係は土壌構造によって異なることが推察される。

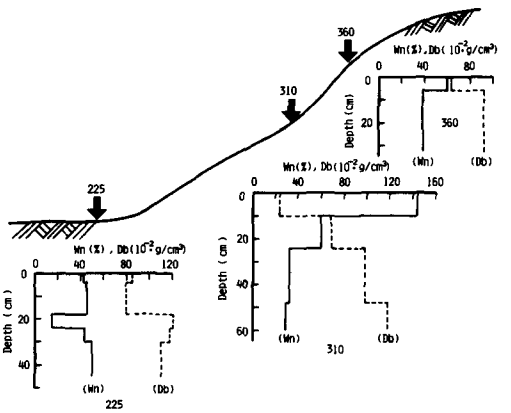

Fig. 4. Changes in natural water content and bulk density with depth at sampling plots.

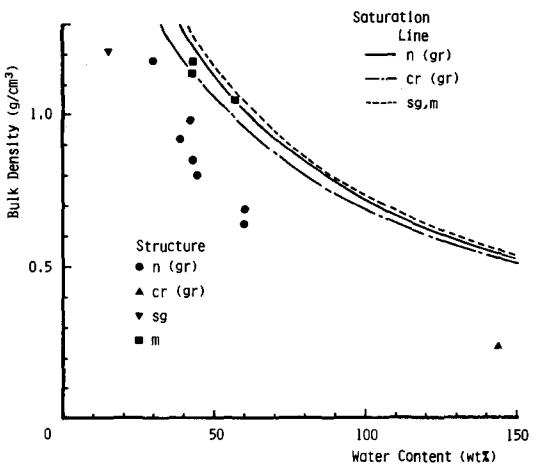

Fig. 5. Relation between natural water content and bulk density.

2) 土壌の三相分布

試料の三相分布や孔隙率，飽和度などの基本的な土壌物理性を Table 4 に示す。

藻舞-310，-360 の表層土は固相率が 30 %以下，孔隙率は 70 %以上で極めて多孔質な土壌構造を有することが判る。下層土の固相率は 40 %前後，孔隙率は 60 %前後であるが，藻舞-225 の孔隙率は下層土の値とほぼ同じであり，前項で述べた自然含水比や Bulk Density の場合と

同様に，簾舞-225の表層土は他の表層土に比べてやや堅いといえる。

次に飽和度S_rをみると，簾舞-310, -360は表層土，下層土ともに40～60％程度である。一方，簾舞-225の表層土はS_r50％前後であるのに対して下層土は80％以上で非常に高く，表層土と下層土のS_rの差が大きい。このことから簾舞-225の下層では，土壌水分が停滞していることが推察される。この土壌水分の停滞の原因として，グライ層直上の砂層が土壌水の毛管上昇を断つことと，グライ層の下方に不透水層が存在することなどが考えられる。

Table 4. Basic physical properties of soil samples

Plot	Horizon	G_s	V_s(%)	V_w(%)	V_a(%)	n(%)	S_r(%)
225	A_1	2.51	34	37	29	66	55
	A_2	2.58	31	36	33	69	52
	IIB	2.79	43	18	39	57	32
	$IIIG_1$	2.75	43	51	6	57	90
	$IIIG_2$(r)	2.80	37	60	3	63	95
	$IIIG_2$(w)	2.80	40	49	11	60	82
310	A_1	2.24	11	37	52	89	41
	A_2	2.35	29	43	28	71	61
	A_3	2.67	38	33	29	61	53
	B	2.73	44	36	20	56	64
360	A	2.47	25	36	39	75	48
	B	2.66	34	35	31	66	52

G_s, Specific gravity of soil particle; V_s, Solid ratio; V_w, Liquid ratio; V_a, Air ratio; n, Porosity; S_r, Degree of water saturation

土壌の三相分布を三角座標で表したものをFig. 6に示す。

Fig. 6をみると，簾舞試験地の土壌は，大部分が三角座標上の中央部やや下方（固相率25～45％，液相率30～45％）に位置し，また固相率40％前後，液相率45％前後に位置するものもいくつか見られる。これらは土壌構造の面でも異なり，前者は堅果状構造を有する土壌であるのに対して，後者はmassive構造を有するグライ層である。団粒状構造，単粒状構造を有する土壌の三角座標上での位置は，上述のものとはさらに異なる。

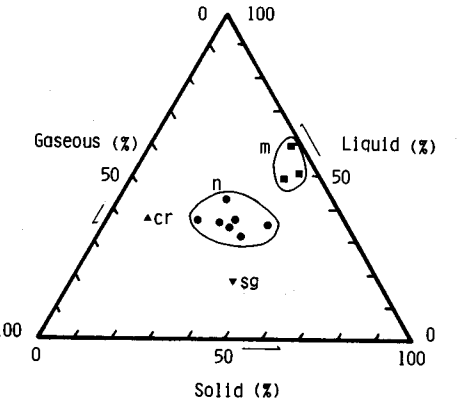

Fig. 6. Three phases of soils.

Bulk Density $(Db)_n$ と孔隙率の関係を Fig. 7 に示す。

$(Db)_n$ と n の間には

$$n = \{1 - (Db)_n/G_s\} \cdot 100(\%) \quad \cdots\cdots(1)$$

G_s；土粒子の比重

の直線関係が成立し，$(Db)_n$ が増加すると n は減少する。Fig. 7 から，土粒子の比重 G_s が種々異なるにもかかわらず，籾舞試験地の土壌には一定の $n \sim (Db)_n$ 関係が存在することが判る。

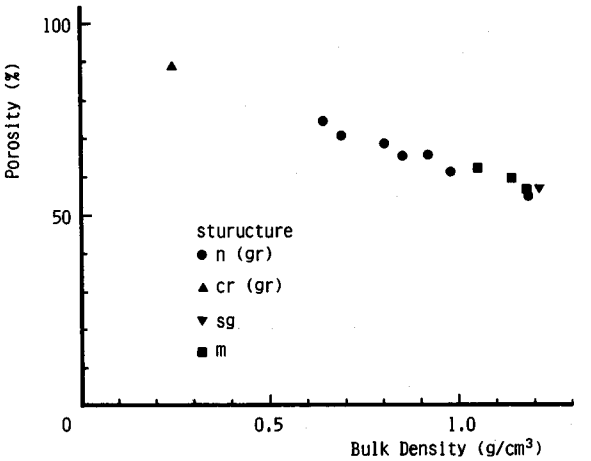

Fig. 7. Relation between bulk density and porosity.

単位質量の土壌が有する孔隙体積，すなわち Specific Pore Volume, SPV (cm^3/g) を用いて，W_n (g/g) ～SPV (cm^3/g) 関係により土壌の孔隙体積の多少を比較検討したものが Fig. 8 である。ここで SPV は

$$SPV = V_p/m_s$$
$$= \{(1/Db) - (1/G_s)\} \ (cm^3/g) \quad \cdots\cdots(2)$$

V_p；土壌の孔隙体積 (cm^3)

m_s；土壌の炉乾燥質量 (g)

で求められる[9]。

Fig. 8 で W_n=SPV の直線を Saturation Line といい，土壌が飽和状態のときの W_n ～SPV 関係は常にこの直線上にある。また W_n/SPV は土壌の飽和度をあらわす。籾舞試験地の土壌の大半は SPV 0.5～1.2 cm^3/g の範囲にあるが，籾舞-225 の下層土のグライ層およびその直上の砂層の SPV はほぼ 0.5 cm^3/g で，他に比べて孔隙が少ない。なおグライ層は W_n ～SPV 関係の図上で Saturation Line の近傍に位置する。本研究で使用した試料のうち，籾舞-310 の第 1 層(団粒状構造)の SPV は 3.7 cm^3/g と非常に大きな値を示し，極めて多量の孔隙を有することが判った。

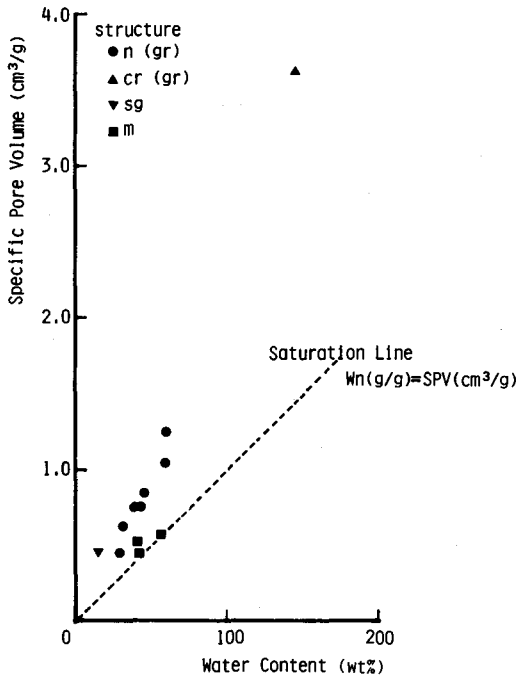

Fig. 8. Relation between natural water content and specific pore volume.

3) 収縮特性

乾燥に伴う土壌の体積減少（収縮）は土壌構造と密接に関連する重要な物理性である。収縮は土壌の孔隙の減少に起因するものであり，従って土壌の収縮特性を詳細に解明することによって，土壌構造に関するいろいろな情報が得られる。

一般に乱さない土壌の収縮過程は構造収縮段階～残留収縮段階の2段階から成る[10]。前者は体積変化（収縮）を伴わない脱水過程であり，これは比較的大きな孔隙からの脱水過程である。これに対して後者は収縮を伴う脱水過程であり，これは相対的に小さな孔隙からの脱水過程であるが，収縮量よりも脱水量の方が大きい収縮段階である。なお練返しや突固め作用により乱した土壌の場合には，収縮量と脱水量とが等しい正規収縮段階が存在するが，乱さない土壌でもこれと同じ段階がみられることもある。

Fig. 9は簾舞試験地の乱さない土壌の収縮曲線を含水比～Total Volume (V_t) 関係で示したものである。

Fig. 9をみると，簾舞-225の下層土の一部(IIB, $IIIG_2$)の収縮過程は残留収縮段階のみから成るが，その他の収縮曲線は構造収縮段階～残留収縮段階の2段階から成っていることが判る。Fig. 9における初期の V_tの差異は，収縮試験の際の毛管飽和段階での吸水膨張の程度に起因するものである。

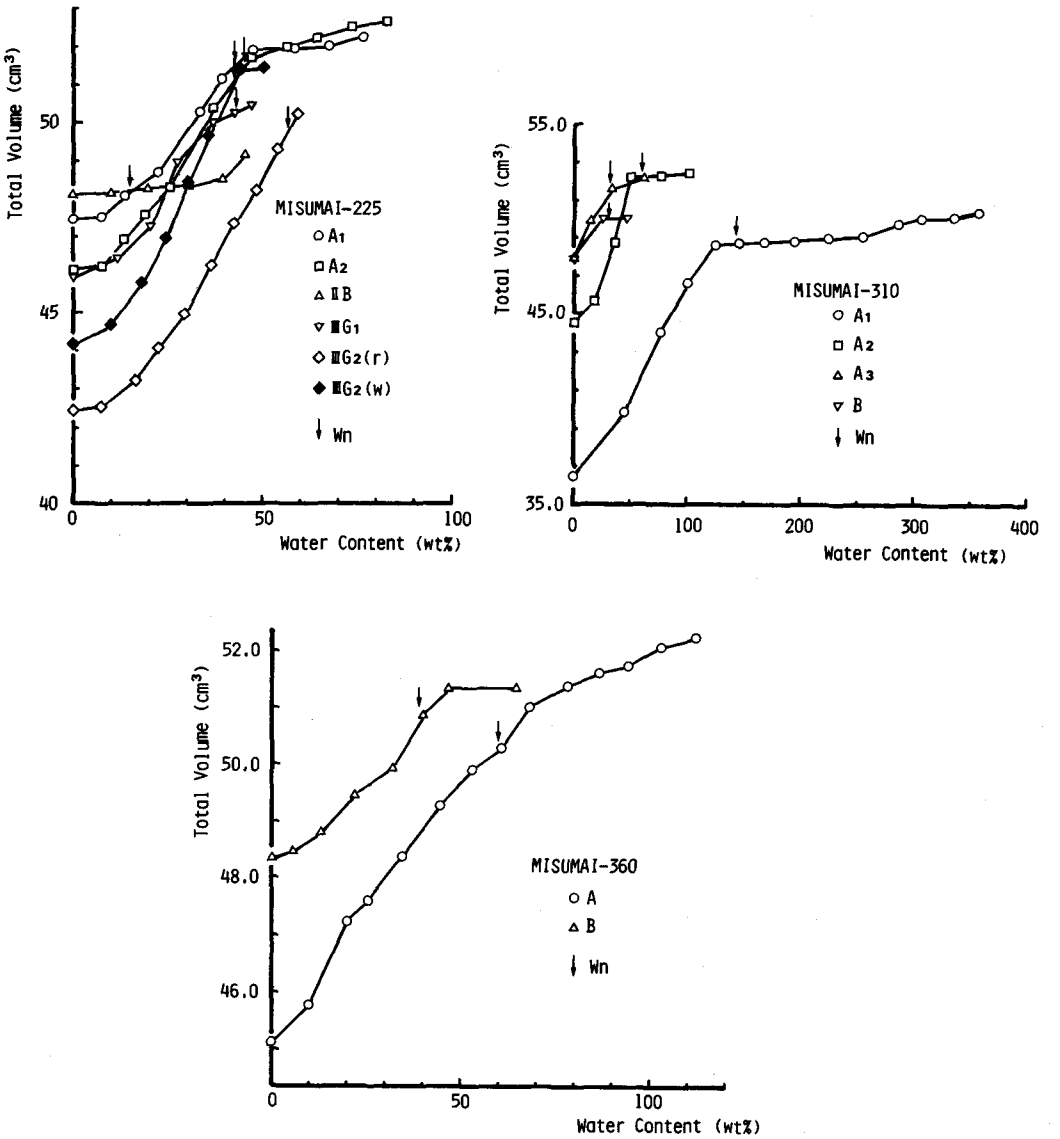

Fig. 9. Shrinkage curves represented in total volume.

Fig. 9 の藻舞-225 の表層土，下層土について，構造収縮段階および残留収縮段階での脱水に関わる孔隙を孔隙率で示すと以下の様になる。すなわち表層土の孔隙率$(n)_S$は 30 %，孔隙率$(n)_R$は 40 %程度であるのに対して，下層土の$(n)_S$は 10 %，$(n)_R$は 50 %程度になる。ここで$(n)_S$は構造収縮段階で脱水が生じる大孔隙，$(n)_R$は残留収縮段階で脱水が生じる小孔隙のことである。これから，藻舞-225 の表層土は下層土に比べて大孔隙が非常に多く，全孔隙の半ばを占めるのに対して，下層土は小孔隙が大部分を占めることが判る。一般に大孔隙が多くなるほど収縮量は相対的に少なくなる傾向があるが，土壌構造や母材の相違あるいは有機物の存在

などによって，大孔隙が多くても収縮量は大きい土壌が存在する。

収縮量を試料間で比較するために，種々の収縮段階の V_t と炉乾燥土の体積 (V_o) の比，すなわち Relative Volume (V_t/V_o) を用いて収縮曲線を含水比～V_t/V_o関係で表示すると，Fig. 10 のようになる。

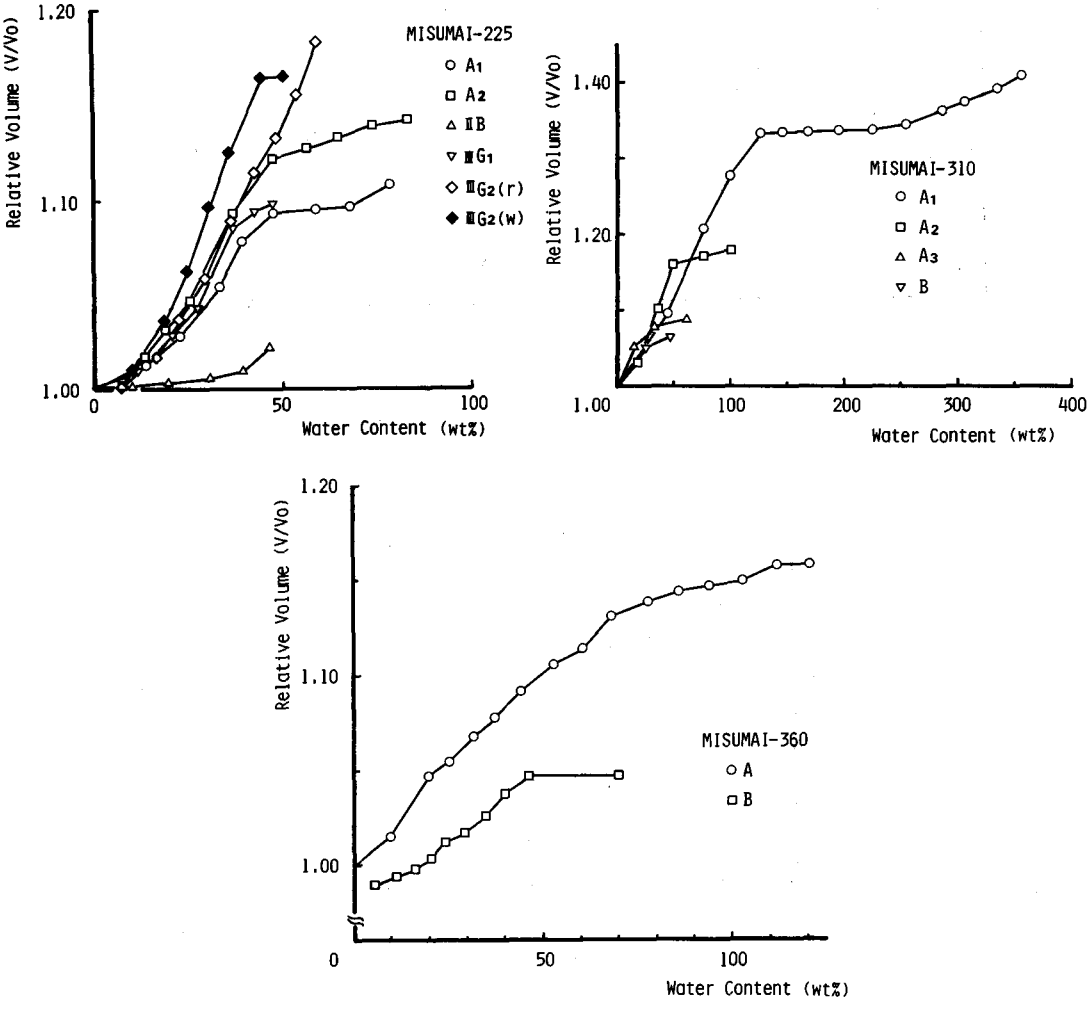

Fig. 10. Shrinkage curves represented in relative volume.

簾舞-225 の場合，砂層 (IIB) の収縮量は極めて小さいが，概して表層土，下層土の収縮量に顕著な相違は見られない。しかし，簾舞-310，-360 の場合は表層土と下層土の収縮量が大きく異なり，表層土の方が大きい。とくに簾舞-310 の表層土 (A_1) の収縮量は非常に大きいが，これは前述のごとく，この土壌が著しく多量の孔隙を有するからである。

4)　水分特性

簾舞-225 の表層土 (A_1，A_2) について得られた水分特性曲線を Fig. 11 に示す。

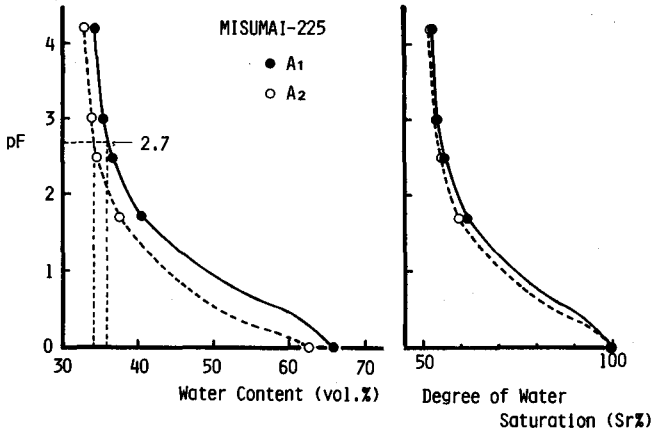

Fig. 11. Soil water characteristic curves.

Fig.11 から，これらの表層土の自然含水比状態に相当する pF 値を求めると，それぞれ pF 2.5, pF 2.0 となる。また前項で述べた収縮特性に関して，構造収縮段階から残留収縮段階へ移行する水分状態はともに pF 2.7 位であることがわかる。Fig. 11 の pF～飽和度関係をみると，pF 0～pF 2.7 では飽和度 S_r が著しく減少し，S_r は A_1，A_2 ともに約 55 %に低下する。これに対して pF 2.7～pF 4.2 では S_r の減少が極めて小さく，その減少量は 2 %程度である。

水分特性は土壌の孔隙組成，すなわち土壌の保水性，透水性を支配する細，粗孔隙の割合いを推定するための重要な性質である。そこで Fig. 11 を用いて，pF 2.7 よりも低 pF 領域の水分を保持する孔隙を粗孔隙，pF 2.7 より高 pF 領域の水分を保持する孔隙を細孔隙に区分すると，孔隙組成は Fig. 12 のように整理される。

Fig. 12 をみると，藻舞-225 の表層土の細孔隙は 36 %，粗孔隙は 30 %でやや細孔隙が多いが，おおむね細・粗孔隙の割合いはバランスがとれている。従って，藻舞-225 の表層土は前述した如く比較的高い Bulk Density を有するが，保水性，透水性の面では良好な物理性を有していると推察される。

Fig. 12 から求められた細・粗孔隙と前項の収縮曲線から求められた小孔隙，大孔隙とは，用いた試料の Bulk Density に若干の差はあるもののほぼ対応しており，孔隙組成の解析に収縮特性を利用できることが判った。

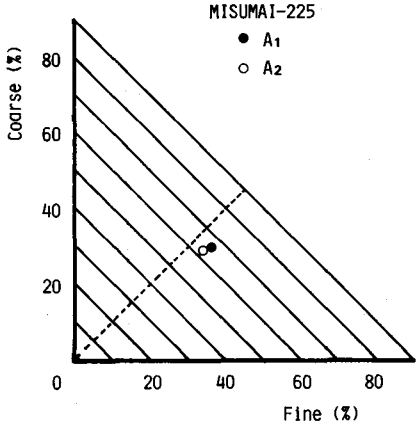

Fig. 12. Soil porosity.

5) 熱的性質

土壌の熱的性質は地温を通じて，土壌中における物理化学的諸現象や生物活性，林木の生長などに影響を及ぼし，また土壌の凍結融解を通じて森林の水土保全機能に影響を与える重要な土壌物理性の一つである。この熱的性質としてとくに重要なものは，熱容量（熱の貯溜，放出に関与する）と熱伝導率（熱移動に関与する）である。

簾舞-310の表層土，下層土について，土粒子の比熱を測定したところ，比熱の値はそれぞれ1.09 J/g·°C (0.26 cal/g·°C)，0.75 J/g·°C (0.18 cal/g·°C) であった。土壌は固相，液相，気相から成る三相系であるので，熱容量としては比熱よりもむしろ体積熱容量の方が重要である。体積熱容量 C_v は

$$C_v = C_1 \cdot \rho_1 + C_2 \cdot \rho_2 + C_3 \cdot \rho_3 \quad (J/cm^3 \cdot °C) \qquad \cdots\cdots(3)$$

C；比熱 (J/g·°C)

ρ；密度 (g/cm³)

添字1，2，3；それぞれ固相，液相，気相を指す

で算出されるが，一般に気相の比熱は他に比べて非常に小さいので無視する場合が多い。従って

$$C_v = C_1 \cdot \rho_1 + C_2 \cdot \rho_2 \quad (J/cm^3 \cdot °C) \qquad \cdots\cdots(4)$$

で求められることになる。

Fig. 13は簾舞-310の土壌の C_v を飽和度 S_r との関係で示したものである。

C_v は含水量や密度 (Bulk Density) などによって異なり，含水量の増加，Bulk Densityの減少によって C_v は大きくなる。そこでFig. 11では含水量，Bulk Densityによる C_v の変化を統一的に評価するために，S_r を用いた。

Fig. 13をみると，土壌の C_v は S_r の増加に伴い直線的に大きくなり，表層土の A_1 の場合，S_r100 %における C_v はほぼ水の C_v (4.18 J/cm³·°C) に等しい。

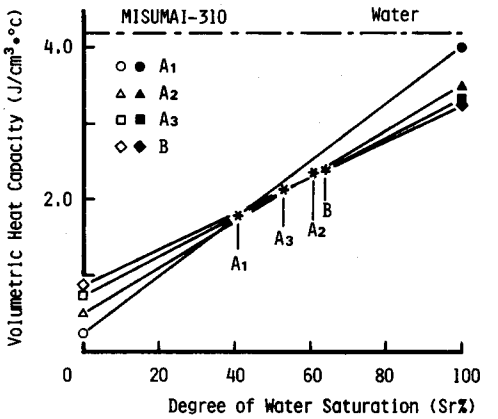

Fig. 13. Volumetric heat capacity of soils.

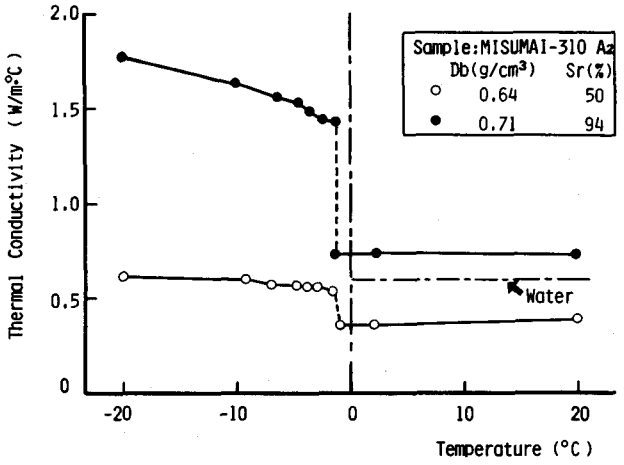

Fig. 14. Relation between soil temperature and thermal conductivity.

Fig. 14 は籐舞-310 の A_2層について，熱伝導率と温度の関係（熱伝導率の温度依存性）を示したものである。試料は乱さない試料を用い，試料の水分状態は自然含水比状態および毛管飽和状態である。

Fig. 14 から，自然含水比状態の試料の熱伝導率は，常温状態では水の熱伝導率(0.60 W／m·°C) よりも小さく，凍結状態でほぼ水の熱伝導率と同じ値になっている。一方，毛管飽和状態の試料の熱伝導率は常温状態，凍結状態ともに水の熱伝導率よりも大きく，とくに凍結状態では熱伝導率が著しく増加する。すなわち，試料の Bulk Density は若干異なるものの，水分量の多い方が熱伝導率は大きく，凍結状態では熱伝導率の増加量がさらに増大する。

土壌の熱伝導率 λ と体積熱容量 C_vは，次式に示されるように密接に関連しあっている。すなわち

$$\lambda = D_t \cdot C_v \quad \cdots\cdots(5)$$

D_t；熱拡散係数 (cm^2/s)

となる。熱拡散係数 D_tは温度伝導率とも呼ばれ，土壌中の温度分布の変動速度の指標となる熱的性質である。

そこで籐舞-310 の A_2について，Fig. 13, 14 に示した C_v, λ の値を用い，(5)式から D_tを算出すると，自然含水比状態では $D_t = 1.95 \times 10^{-3} cm^2/s$, 毛管飽和状態では $D_t = 2.18 \times 10^{-3} cm^2/s$ となる。これから含水量の多い方が，熱拡散係数は大きく，土壌中での温度分布の変動が大きくなることが判る。

5. 要　　約

本研究は，北海道大学海習林籐舞試験地の土壌について，土壌の基本的物理性や収縮特性，水分特性，熱的性質などの一端を明らかにしたものである。対象とした土壌は，籐舞試験地の

3地点から採取したもので，グライ土壌（籾舞-225），弱湿性褐色森林土（籾舞-310），乾性褐色森林土（粒状・堅果状構造型）（籾舞-360）の3つの土壌型に類別される。得られた結果を要約すると以下のようになる。

1)　土壌の基本的物理性

土壌の自然含水比 W_n は籾舞-310の A_1 層を除くと，表層土は43～60％，下層土は15～57％であり，下層土は表層土より W_n が低い。また籾舞-310の A_1 層は W_n が144％で，他の試料に比べて非常に高い。

現場乾燥度（Bulk Density）は，表層土で0.2～0.6 g/cm³，下層土で1.1～1.2 g/cm³であり，下層土の方が大きい。また籾舞-225の表層土の Bulk Density は0.85 g/cm³にもなり，褐色森林土の表層土としては比較的高い値を示す。さらに W_n～Bulk Density 関係は土壌構造によって異なることが明らかになった。

三相分布は土壌構造により異なるが，グライ土壌以外は，表層土の方が下層土よりも孔隙率が大きい。また飽和度は40～60％の範囲にあるが，グライ層は80％以上になり，不透水層の存在が予想される。孔隙量を Specific Pore Volume で表示すると，籾舞-310の A_1 層は3.7 cm³/g と非常に大きく，一方グライ層では0.5 cm³/g と小さいことが判る。

2)　収縮特性

乱さない土壌の収縮曲線は構造収縮段階～残留収縮段階の2段階から成り，籾舞-225の場合，砂層（IIB）の収縮量が極端に小さいが，表層土と下層土の収縮量には顕著な相違は見られない。しかし籾舞-310，-360では表層土と下層土の収縮量が大きく異なり，前者の方が収縮量は大きい。

構造収縮段階および残留収縮段階において脱水される孔隙を孔隙率を用いて区分し，それぞれ $(n)_S$，$(n)_R$ で表すと，表層土の $(n)_S$ は30％，$(n)_R$ は40％程度であるのに対し，下層土の $(n)_S$ は10％，$(n)_R$ は50％程度で異なる。

3)　水分特性

籾舞-225の表層土の水分特性の測定結果を基にすると，自然含水比は pF 2.0～2.5 に相当し，収縮曲線において構造収縮段階から残留収縮段階へ移行する水分状態は pF 2.7 に相当する。また pF 2.7 で区分される細・粗孔隙の孔隙組成と収縮曲線を基にして区分される孔隙組成とがほぼ対応する。

4)　熱的性質

籾舞-310の熱的性質の検討結果から，土粒子の比熱は表層土で1.09 J/g·°C，下層土で0.75 J/g·°C であり，体積熱容量 C_v は自然含水比状態で1.5～2.5 J/cm³·°C であることが明らかになった。C_v は含水量の多少によって異なり，飽和状態では A_1 層の C_v はほぼ水の C_v に等しくなる。

自然含水比状態の土壌の熱伝導率は，常温では水の熱伝導率よりも小さいが（0.36 W/m·

℃)，凍結状態ではほぼ水の熱伝導率と同じ値になった (0.60 W/m·℃)。また毛管飽和状態の場合，常温では 0.74 W/m·℃，凍結状態では 1.44～1.78 W/m·℃ でともに水の熱伝導率より大きく，とくに凍結状態では熱伝導率が著しく増加する。熱伝導率と体積熱容量から熱拡散係数を求めると，含水量の多い方が熱拡散係数が大きく，土壌中での温度分布の変動が大きくなることが判明した。

おわりに，本研究の遂行にあたり，北海道大学農学部演習林の関係各位には土壌調査，サンプリングの対象地として籠舞試験地の利用に多大の便宜をはかっていただいた。ここに記して謝意を表する。

参 考 文 献

1) 前田隆・相馬尅之・足立忠司・竹中鑒・堤聡： クロボク土の物理性の特徴と問題点. 農土論集, **103**, 1～12 (1983).
2) 前田隆・相馬尅之・池端克則： 主として保水性よりみたクロボク土 (有機質火山灰土) の熱的性質. 農土論集, **103**, 13～20 (1983).
3) 国土庁土地局： 土地分類図, 北海道 I, 表層地質図, (1975).
4) 札幌営林局： 札幌営林局土壌調査報告書, 第 11 報, 定山渓事業区, 2 pp, 林野庁, (1969).
5) 環境庁： 第 2 回自然環境保全基礎調査 (植生調査), 現存植生図, 北海道, 札幌岩内地域, 日本野生生物研究センター, (1981).
6) 林野庁林業試験場： 国有林林野土壌調査方法書, 1-19, (1955).
7) KASUBUCHI, T: Twin isothermal calorimeter method for the determination of specific heat of soil. Soil Sci. Plant Nutr., **21**, 73～77 (1975).
8) KASUBUCHI, T: Twin transient-state cylindrical probe method for the determination of thermal conductivity of soil. Soil Sci., 24, 225～258 (1977).
9) CHANG, R. K. and WARKENTIN, B. P.: Volume Change of Compacted Clay Soil Aggrerates. Soil Sci., **105**, 106～111 (1968).
10) 相馬尅之・前田隆： 火山土の収縮特性. 昭和 61 年度農業土木学会大会講演要旨集, pp. 258～259 (1986).

Summary

The physical properties of forest soils are very important for a growth of trees and an adequate management practices of forests. Moreover, the physical properties are closely related to a water-thermal regime in soil profiles, which is one of the important factors affected on soil genesis, then these properties can be used for the index properties to classify forest soils as well as other criteria.

In this paper, the authors studied the physical properties of forest soils in Misumai Experiment Site of College Experiment Forests, Hokkaido University, and investigated the natural water content, bulk density, porosity, shrinkage, water retention and thermal properties etc.

The three types of soils, Brown Forest Soils (B_E and B_B) and Gley Soils (G) were used for the examination.

The results obtained are summarized as follows:

1) The natural water content, the water content at field state, of surface soils and subsoils was 43-60% and 15-57%, respectively. The latter retained less water compared with the former.

Though among the soil samples used in this study, the soil from A_1-horizon of Brown Forest Soils (B_E), Misumai-310, retained a large quantity of water, 144% in water content, it seemed that this was due to the difference in parent materials among the A_1-horizon of Misumai-310 and other horizons.

2) The bulk density of surface soils was 0.2-0.6g/cm³, while that of subsoils was 1.1-1.2 g/cm³. The bulk density of surface soils in Gley Soils (G), Misumai-255, was 0.85g/cm³ and was relatively larger than that of Brown Forest Soils.

3) The surface soils had much pores than subsoils not only in porosity (%) but in Specific Pore Volume (cm³/g), however, the degree of water saturation of the both soils was 40-60%.

4) The shrinkage of surface soils was larger than that of subsoils in spite of soil structure developed in the former soils, in case of Brown Forest Soils. But in Gley Soils, there was no difference between the shrinkage of surface soils and subsoils except for IIB-horizon consisting of sand.

From the investigation of shrinkage curves for undisturbed soil samples, the pores in soils could be divided in two types of pores, macro-pore and micro-pore. Macro-pore and micro-pore in surface soils were 30% and 40%, while those in subsoils were 10% and 50%, respectively.

5) The natural water content of surface soils corresponded to the water content at pF 2.0-2.5, and the soil water condition at which the structural shrinkage had transferred to residual shrinkage in undisturbed soil samples, corresponded to pF 2.7.

6) The specific heat of surface soil and subsoil was 1.09J/g°C, and 0.75J/g°C, respectively, and so the volumetric heat capacity of both soils at field-moist state was 1.5-2.5J/cm³°C.

The volumetric heat capacity increased with increasing water content, then at saturated state, it was nearly equal to that of water.

The thermal conductivity at field-most state was 0.36W/m°C, and this value was smaller than that of water. The thermal conductivity increased with increasing water content and freezing.