

第一編 土の性質(土性論)

✓ 1. 土の成因

地殻を作つてゐる岩石の最上層が氣候の變化風雨の影響によつて所謂風化作用を受け、物理的並に化學的に變化し土となることは多くの人の云ふところである。然し乍ら吾吾が日々目撃する土はかうして出來たままの單純な姿である場合は寧ろ少い。我邦の如き火山國では土の大部分は火山より噴出した火山灰や泥流の堆積せられて、更にこれが風化作用を受けてなつたものが多い。これも單に堆積せられたままでなしに一度堆積せられたものが河流等によつて運ばれ移轉して再び堆積せられたものも中々に多い。その外に植物が岩石を砕いたり、人が開墾したりして出來る土もあり、落葉が重なり腐蝕土(Humus)を作ること、水藻苔類が水底に沈堆して泥炭土(Peat)を作ることも人に知られてゐる。全く地表に現れない山の内部にも屢々斷層に沿つて温泉等が通つた爲めにその部分が岩石の性質を失つて所謂温泉餘土と化してゐることもあり、隧道工事の際に屢々これが工事を困難ならしめてゐる。斯くの如く土はその成因が様々である爲めにその性質も亦頗る多岐多様であつて土性論の研究を複雑ならしめてゐる。従つて土の力學も鐵

材、木材又はコンクリート等の工業材料の力学ほどに単純にしてよく實際に當てはまるべき理論が出來上らない。

✓ 2. 土の種類

上述の成因によつて土は通常2種類に大別されてゐる。母岩から風化せられて出來た土がそのまま原地に留まつてゐるものと通常殘留土 (Residual soil)といひ、これが河流や海浪、風等によつて他所に運ばれ堆積したものを堆積土 (Sedimentary soil)といふ。この兩者は一見して判別し得る場合が多く、前者が塊状をなしてゐるのに後者は層状をなしてゐて屢々細粗の粒子の異つた層を明白に認めることができる。

殘留土は母岩の性質によつて多少成分及び性質を異にし、例へば花崗岩から出來た土は硅酸鹽、即ち長石の分解によるカオリン粘土と石英粒及び雲母片の不分解礦物片との混合物であり、石灰岩から出來た土は炭酸鹽の分解によつて白墨性の粘土を多く含有してゐる。これ等の殘留土の形態は母岩から地表に近づくに従つて漸次土分が多くなり、母岩に近づくに従つて未だ風化を受けない岩塊が土と混じて存在してゐる。

堆積土は殘留土程に母岩の性質が明瞭に残つてゐない。火山から噴出した火山灰は風の爲めに送られて廣い面積に堆積する、この種類を大氣堆積 (Aeolian deposit)といふ。

我邦の陸地の大部分はこれで蓋はれてゐる。支那では砂漠地方の風塵が同様に堆積して黃土 (Loess) を作つてゐる。これ等の大氣による堆積も陸上に堆積した場合と水中に堆積した場合とで多少性質を異にしてゐる。堆積土にはこの外に最もよくあるのは河流によつて浸蝕せられた土が遠く下流に運ばれて堆積するものであつて、河口平野によく見る三角洲 (Delta) は斯くの如き堆積土の廣大なるものである。山地に近い河段丘 (River terrace) の如きも亦これに屬する。又時として海岸に波浪によつて砂を堆積し、所謂砂丘 (Sand dune) を作る事があり、吾國には稀ではあるが氷河地方には氷河によつて堆積された氷河堆積 (Glacier moraine) もある。

斯くの如き岩石の變化によつて生じた土も、尙氣候即ち溫度乾濕等の影響によつて更に多少の變化を受ける。その爲めに氣候の差異によつて土の性質を異にする。例へば一般に乾燥地方では岩石分解による各礦物成分がそのままにて土中に殘留してゐるものが多いが濕潤地方では降雨の爲めに可溶解性成分は雨水に溶けて洗ひ流されこれを缺如してゐる。形態も異つてゐて前者は粉狀をなしてゐるのに後者は粘り氣を有してゐる。前者を乾燥土 (Dry soil) 後者を濕潤土 (Humid soil) といつて區別することが出来る。尙又溫度によつても土は異り、寒帶地方のツンドラ、溫帶地方

の灰色土、褐色土、黑色土、熱帶地方の黃色土、赭色土等はそれぞれ異つた性質を有してゐる。

✓ 3. 土の化墨的成分

斯くの如き多種多様の土も腐蝕土、泥炭土の如き有機物質の勝つたものを除けば土の化學的主成分は割合に單純であつて土を作る母岩の化學成分と大差ない。土を作る地殻の最上層をなす母岩は95%は噴出岩である爲め土の化學成分もこの噴出岩の成分と似てゐる。即ち主として珪酸(Silica)、礬土(Alumina)、酸化鐵(Ferrie 又は Ferrous oxide)並に石灰(Lime)である。勿論土の種類によつてこれら等のものの混合の割合は異つてゐる。尚土に色々の色を與へてゐるのは主として酸化鐵又は瀝青類であつて粘土質の素となるものは珪酸鹽又は炭酸鹽なることは前述の如くである。

✓ 4. 土の組成

今土の単位容積をとつてその目方を秤量するときは土を組成する岩石又は礫物のそれに比して著しく小なることを知る。例へば土を 100°C の保温器に入れて充分に乾燥せしめてその単位容積の重量を測るときは凡 1.0 gr/cm^3 乃至 2.0 gr/cm^3 になるのが通常である。これを吾々は土の見かけの比重と呼んでゐる。然るに土を組成してゐる岩石又は礫物等の實質部分の眞の比重は通常 2.6 乃至 2.7 位になつ

てゐる。この兩比重の差異は土の組織が多分に空隙を有するが爲めである。土を顯微鏡下に置いて検査すると極めて多種多様の組織形狀を呈してゐる。最も密度の高いものは恰かも霰彈や穀類を丁寧に積んだやうな状態のものであるが粗鬆なものになると蜂の巣状又は雪片状に恰かも不規則なる結晶體の如き形をなしてその間に極めて大なる間隙を有してゐる。斯くの如きものは間隙部分の方が實際部分より大なる容積となつてゐることが珍しくない。しかも相當に大なる地壓下にあつても斯くの如き大なる間隙を有してゐるのである。この間隙の容積と土の實質部分の容積との比を間隙比 (Void ratio) といふ。即ち

但し $e = \text{間隙比}$

$$V_n = \text{間隙の容積}$$

V_s = 土の實質部分の容積

間隙の大きさを表すのに通常も一つの表示法が行はれてゐる。それは間隙の容積を土の總容積の百分率で表す方法であつてこれを間隙率 (Porosity) と呼んでゐる。即ち

但し p = 間隙率

$$V_n = \text{間隙の容積}$$

$$V = \text{土の總容積} \\ = V_v + V_s$$

故に間隙比 e と間隙率 p との關係は上の (1), (2) 式より

$$p = \frac{e}{1+e} \quad \text{又は} \quad e = \frac{p}{1-p} \dots\dots\dots (3)$$

通常の土ではこの間隙率は最小 30% より最大 80% 位に及んでゐる。

これ等の間隙比又は間隙率を決定するには直接顕微鏡下でその大きさを測定することが困難なる爲め通常比重を測定してこれから算出する。土を 100°C の保溫器に入れて充分に乾燥した後、その 1 cm³ の目方を秤れば見かけの比重 G を得。次に土の實質部分即ち土を組織してゐる粒子をとつて比重ビンを用ひて眞の比重 G_s を測定する。然るときは土 1 cm³ 中の實質部分のみの容積は G/G_s cm³ となる。故に土 1 cm³ 中の間隙の容積は $1 - G/G_s$ cm³ となる。従つて間隙比 e は次式で表し得。

$$e = \frac{1 - \frac{G}{G_s}}{\frac{G}{G_s}} \dots\dots\dots (4)$$

又間隙率 p は次式となる。但し p は上述の如く百分率で表すを普通とする。

$$p = 1 - \frac{G}{G_s} \dots\dots\dots (5)$$

上の操作は土を 100°C の保溫器に入れて乾燥するに際して土の間隙が收縮する爲めに多少の誤差を生ずる。この誤差を除く爲めには自然の状態そのままに湿润せる土をとつてその單位容積の重量を秤量し、見かけの比重を測りこれと眞比重とより次の式によつて間隙率を出す。

湿润土は土の粒子と水と空氣との混合物と見ることが出来る。今土の組成の重量及び容積を次の如きものとする。

	重 量	容 積
土の粒子	W_s	V_s
水	W_w	V_w
空 気	W_a	V_a

然るときはこの土の

$$\text{見かけの比重} \quad G = \frac{W_s + W_w}{V_s + V_w + V_a}$$

$$\text{粒子の眞比重} \quad G_s = \frac{W_s}{V_s}$$

$$\text{含水率} \quad w = \frac{W_w}{W_s + W_w}$$

となる。故に間隙率 p は

$$p = \frac{V_w + V_a}{V_s + V_w + V_a} = 1 - \frac{G}{G_s}(1 - w) \dots\dots\dots (6)$$

即ち(5)式の第2項に $1-w$ を乗すればよい。但し w は土中に含まれた水の目方と土の目方との比であつて含水率と呼んでゐる(本編8参照)。

5. 土の粒子

上記の如く土の組織は土の實質部分と間隙とよりなつてゐるがその實質部分もこれを分析すれば尙大小各種の形狀の粒子の集りよりなつてゐる。

この土の實質部分をその粒子の大きさによつて筛ひ別けする方法を機械的分析法(Mechanical analysis)といひ、その分析されたる粒子の大きさに次の如き名稱を附けて呼んでゐる。

粒径(mm)	2.0 以上	2.0 乃至 1.0	1.0 乃至 0.5	0.5 乃至 0.25
名 称	礫	細礫	粗砂	中砂
粒径(mm)	0.25 乃至 0.10	0.10 乃至 0.05	0.05 乃至 0.005	0.005 以下
名 称	細砂	微砂	沈泥	粘土

時として分析を短時間に於て行はんが爲めに 0.010 mm を以つて沈泥と粘土との境界とすることがある。

尙この名稱は我鐵道省土質調査委員會の規定であつて日本農學會では多少異つた區分名稱を附してゐる。各國の土質研究所に於ても亦異つた區分法を用ひてゐるから今その主なるものを表記すれば次の如し。

學會又は著者		粒径(mm)		沙				粘土				實質物
<u>土質調査委員會 Governmental Committee of Japan</u>												
日本農學會	礫及角砾	礫	細礫	粗砂	中粒砂	細粒砂	微粒砂	沙泥	泥	糊土	土	
International	Kies	Grobsand						Feinsand	Schluff	Rohton und Kolloid Schlamme od. Ton		
Atterberg	Kies	Grobsand						Feinsand (Mio.)	Schluff	Schlamm		
Die Preussische Geologische Landesanstalt	Grand							Staub		Feinste Teile		
Bureau of Chem. & Soil U. S. A.	Eckstein (Grus, Kies)	Grund (Grus)	Sehr Grober Sand	Grober Sand	Fine Sand	Coarse Sand	Fine Sand	Very Fine Sand	Silt	Clay		
Ber. Verhandl. der Landeskirchlichen Vereinigungen im Deutschen Reich										Abschlämmbare Teile		
Williams	Kies	Grubsand		Feiner Sand								
Boswell and Holmes	Pebbles	Gravel	Very Coarse Sand	Coarse Sand	Medium Sand	Fine Sand	Coarse Sand	Medium Sand	Silt	Clay		
Ries				Gravel	Coarse Sand	Fine Sand	Very Fine Sand	Fine Sand	Silt	Clay		
Bureau of Public Roads U. S. A.	Gravel		Coarse Sand	Fine Sand						Clay		

此等の分類法は必ずしも一致してゐないが大體 5 乃至 10 ミクロン(ミクロンは 0.001mm)以下のものを粘土と稱しこれ以上のものを砂の部類に入れてゐる。在來の吾々の概念では砂と粘土とは全く異つた物質の如く考へてゐたのであるがここでは如何なる物質でも單に粒徑の大きさによつて或は粘土と考へ、或は砂と考へる。これは物理的にも全く無意味のことではなく如何なる物質でも數ミクロンの微粒子になると膠質を有して粘土質のものとなる。換言すれば砂粒程度では少しも粘着力のない物質でもこの大きさになるとこれを生ずるに至る。

✓ 6. 土の機械的分析法

土を如上の粒徑の大きさに分類することを機械的分析法(Mechanical analysis)といふ。機械的分析法は二段の操作からなつてゐる。先づ約 50 gr の土のサムプルを容量 1000 cc のビーカーに水を入れ、この内に混じて 1 時間位静かに煮沸した後これを冷却し、土の粒子の互に附着してゐるもの引き離す。煮沸する代りに震盪してもよいが、震盪によつて分離を完全に行ふ爲めには少くも 6 時間位は之を行はなければならない。第二段の操作は以上の如くにしてよく分離された粒子をその徑長により區分するのであつて、粗い部分は篩を用ひて分ける事が出来るが、微粒子になると篩ひ分けは出来ない爲め他の方法によらねばならぬ。

土の粒徑分類に用ひる篩は通常セメント試験用のものを用ひる。即ち通常 1 尺の長さにある篩の目の數を以つて篩番號としてゐる。例へば百番篩といへば 1 尺に 100 目ある篩である。今此等の篩目の大きさを示せば次の如し。

篩番號	No.4	No.8	No.16	No.30	No.50	No.100	No.200
篩目(mm)	4.76	2.38	1.19	0.59	0.297	0.149	0.075

通常之等の篩を通過する粒子はこの篩目の寸法より稍小さい。

二百番篩を通過した微粒子はもはやこれ以上篩を用ひて分類することは不可能である。斯くの如き微粒子を區分けるには通常淘汰法又は沈澱法を用ひる。淘汰法は流水中に浮流する微粒子の徑がその流速によつて異なる性質を利用して粒徑を區分けするものであつて此の流速と粒徑に就いては古くからストークス(Stokes)の有名なる法則がある。ストークスは流體力學の計算の結果半徑 a の球體が U なる流速の水流中に置かれたるときには生ずる抵抗力は次式によつて表し得べきことを證明した。

$$R = 6\pi\mu a U \quad \dots \dots \dots \quad (7)$$

但し μ = 水の粘性係數

従つて今鉛直に U なる上向流速をもつて流れてゐる水

中に球體が浮遊して留まる爲めにはこの R が球體の水中に於ける重量と釣合ふことを要する。球體の水中に於ける重量は次の如くである。

但し $\rho =$ 球體の比重

g = 重力加速度

この兩式を等しと置けば

$$U = \frac{2}{9} \frac{\rho-1}{\mu} a^2 g \dots \dots \dots \quad (9)$$

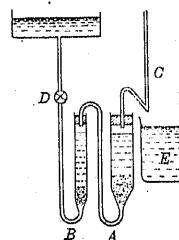
この式により球體浮遊の關係が求められる。即ち球體の比重 ρ 、水の粘性係數 μ が知れてゐれば球體の半徑 a と上向水流 U との關係が決定する。然し乍らストークスの法則は先づ物體が球形の時に限り、且つ流速 U が充分小なる時の式であつて、然も球體は互に干渉する事なく一個一個充分に離れてゐるを要する。實際の土の粒子には完全に球形のものは殆んどなく比重も一定せずその上多數が干渉して單一球體とは考へられぬ場合が多い。それ故 (9) 式をそのまま淘汰流速として用ふることには多少の難點がある。

多くの実験的経験から現下最も多く土の機械的分析に用ひられてゐる淘汰流速と流出粒子の径との関係は次の表の如くである。

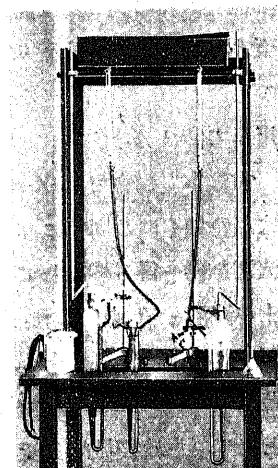
此等の上向流速を用ひ淘汰を行ふ装置として考案されたものは色々あるが最も古くから廣く行はれてゐるものはシェーネ(Schöne)の装置である。

流速 (mm/sec)	流出粒徑 (mm)
0.2	<0.01
0.5	0.01 ~ 0.02
2.0	0.02 ~ 0.05
7.0	0.05 ~ 0.10
25.0	0.10 ~ 0.20

之は第1圖又は第2圖の如くA,B 2個の硝子管を連續してこれに上向水流を送るものであつてA管の直徑は5.0cm,B管の直徑は2.5cmとなつてゐる。A管は流速2.0mm/sec迄を出し粒径0.05mm以下のものを流出せしむる用をなす。B管は流速2.0mm/sec以上の場合に用ひ粒径0.05mm以上の部分を流出する用をなす。今その操作を述べれば上述の如き分離操作を終つた土の溶



第 1 圖



第 2 圖

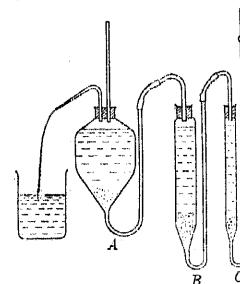
液を A, B 中に入れる。この際上澄液は A に、沈澱物は B に豫め分けて入れる方がよい。而して先づ栓 D を加減して A 中の上向流速を 0.2 mm/sec にする。この流速は豫めタンクの水面と水壓計 C の水位との差によつて決定して置くを要す。然るときは A, B 管中の 0.01 mm 以下の粒径のものは皆流出してビーカー E 中に入る。之を乾燥して秤量する。次に A 中の上向流速を 0.5 mm/sec に上げれば粒径 0.01 乃至 0.02 mm のものが流出し、 2.0 mm/sec にすれば粒径 0.02 乃至 0.05 mm のものが流出する。次に A 管中のものを B 管に移し、A 管をとり去つて 7 mm/sec 及び 25 mm/sec の流速をこれに與へれば前に掲げた表の示す如く粒径 0.05 乃至 0.10 並に 0.10 乃至 0.20 mm の部分を流出せしめ、これ以上のものは B 管中に殘る。この殘物はセメント試験用篩を用ひて篩ひ分けする。

尙日本農學會では A-S-K 式と稱して A, B 2 管の内徑を次表の如くにし同時に 0.20 mm/sec 及び 2.0 mm/sec の上向流速を與へ得る様にしてあるものを用ひてゐる。然る時は土の溶液を B 中に入れ、上記の上向流速を與へれば一度でビーカーには粒径 0.01 mm 以下のもの、A 管には 0.01 mm 乃至 0.05 mm のもの、B 管中にはそれ以上のものが殘る事となる。之は機械的分析を促進せしめるには便利である。

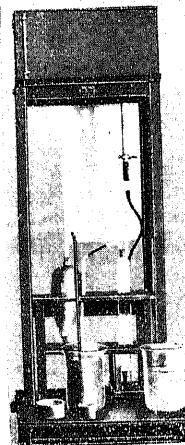
淘汰法と同様に廣く用ひられ、それよりも微粉を區分し

A-S-K 式の淘汰器

	A	B
内 徑 (mm)	117	37
面 積 (mm^2)	10800	1080
流 速 (mm/sec)	0.2	2.0



第 3 圖



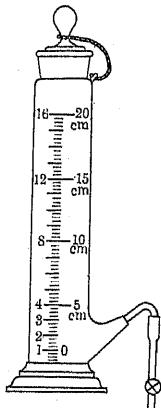
第 4 圖

得る方法として沈澱法がある。

これも理論としては淘汰法と全く同じくストークスの法則によ

るものであつて、この場合には上向流速によつて粒子を浮遊せしむる代りに静水中に粒子を沈澱せしむるのであつて粒子は(7)式に示す大さの下向力をもつてゐる爲めこれが(6)式によつて表される抵抗力と等しくなれば粒子は等速運動で下降する。即ち(8)式はかかる等速降下の速度を示す式と見ることが出来る。水中に浮んでゐる粒子は始めは

粒 徑 (mm)	深 さ 10 cm	深 さ 30 cm
<0.002	8 時間以上	24 時間以上
0.002 ~ 0.006	8 時間 ~ 1 時間	24 時間 ~ 3 時間
0.006 ~ 0.02	1 時間 ~ 7½ 分	3 時間 ~ 22½ 分
0.02 ~ 0.06	7½ 分 ~ 50 秒	22½ 分 ~ 2½ 分
0.06 ~ 0.20	—	2½ 分 ~ 15 秒



第 5 圖

加速度をもつて下降するが間もなくこの等速下降(これを終極速度といふ)になるを以つて或粒徑の粒子が下降する際に(8)式によつて表される等速度を以つて始めから下降すると見ても大なる誤はない。従つて逆にこの等速度で或深さを下降する所の時間を以つて粒徑の大きさを決定することが出来るわけである。今水深 10 cm 及び 30 cm を下降するに要する時間を各粒徑について示せば上の表の如く

である。沈澱法には深さを精確に目盛つたピーカーさへあれば充分である。その爲めに第 5 圖の如きものを用ふることがある。

7. 機械的分析結果の圖示法

我邦國有鐵道に關係ある各地方の土につき鐵道省土質調査委員會に於て分析せる結果を數例示せば卷末の表の如し。

中尾清藏氏の關東ロームに就いての分析の結果の數例を示せば次表の如し。但し關東ロームと稱するものは俗に赤土と稱し東京附近の高臺の最上部を占むる褐色土である(岩波講座“地質學及び古生物學”參照)。

關 東 ローム 機 械 分 析 表

試料番號	礫 (20~2)	粗 砂 (2~0.25)	細 砂 (0.25~0.05)	微 砂 (0.05~0.01)	粘 土 (0.01 以下)	採集地
1	0.33	6.72	23.81	15.02	53.52	水戸附近
2	1.27	12.12	17.21	6.66	62.74	
3	0.00	11.25	17.91	7.98	62.86	
4	0.20	8.72	17.57	10.04	57.47	
5	0.07	1.42	9.04	12.85	70.02	東京附近
6	0.07	2.10	13.43	18.62	65.78	
7	0.00	1.61	11.41	19.30	67.68	
8	0.01	2.13	9.11	18.45	70.30	
9	0.00	3.02	11.30	16.29	69.39	
10	0.00	2.71	21.66	26.23	49.40	我孫子附近
11	0.00	3.55	23.81	19.63	53.01	
12	0.00	3.75	21.40	19.42	55.43	
13	0.11	4.78	18.71	14.35	62.05	成田附近
14	0.00	1.30	18.95	18.57	65.98	
15	0.07	2.44	26.46	18.72	52.31	犬吠崎愛宕山

(中尾清藏氏による)

海外に於ける例を二三擧ぐれば次の如し。

London Clay (深所より)

	中粒砂 (0.5~0.25)	細粒砂 (0.25~0.10)	微粒砂 (0.1~0.05)	沈 泥 (0.05~0.01)	粘 土 (0.01 以下)
1	5.5	10.0	28.0	24.7	31.8
2	2.9	9.6	35.7	22.2	29.6

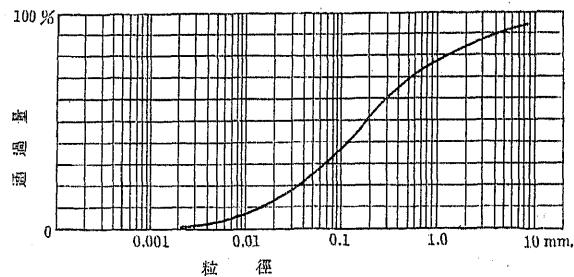
(H. C. Berdinner による)

Wien 粘土 (Tegel と稱するもの)

	Sand(砂) (0.2 以上)	Mo(微砂) (0.2~0.02)	Schluff(沈泥) (0.02~0.002)	Rohton(粘土) (0.002 以下)
1	3.9	34.4	57.0	4.7
2	3.5	36.4	56.2	3.9

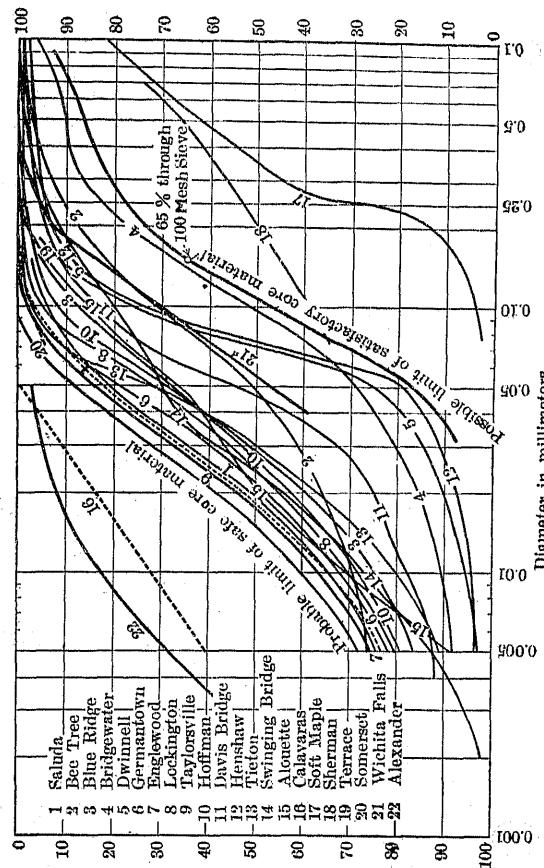
(J. Stiny による)

此等を尙見易くする爲めに第 6 圖の如く粒子の徑を横軸にとり、縦軸にその徑よりも小なる徑を有する粒子の數の百分率をとつて一つの曲線を描くことがある。

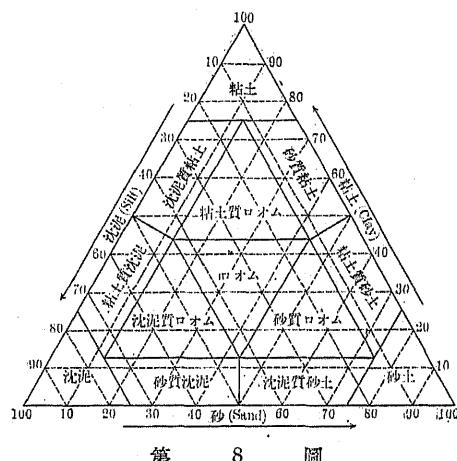


第 6 圖

通常粒子の徑の軸は粒子の大きさが極めて大なる範圍に亘る爲めに極めて長くなる。これを避ける爲めにはこの軸を對數目盛にする。E.W. Lane 氏はこの方法を用ひて米國に現存する土壤堤の堤心粘土材料 (Core material) を圖示して第 7 圖の如きものを得た。同氏によればこの圖中中央 $1/3$ の邊に入るべき粒徑の混合の割合が堤心材として最も適當してゐるといふ。尙また機械分析の結果を砂, 沈



第 7 圖



第 8 回

つて表し正三角形の三邊を各々此等の軸と考へ、0より100に至るやうに目盛れば此の三角形内の點によつて如何なる混合比の土と雖も表すことが出来る。この三角標によつて混合比の異なる土に名稱を附して置く時は土の分類に便であるので、我鐵道省土質調査委員會では第8圖に示す如き名稱を用ひてゐる。

この三角標圖によれば--見て土の組成が解り從つて基礎又は築堤等として土の適不適が或程度迄解る。米國道路局(Bureau of Public Roads)ではこの三角標圖により道路の基礎としての土の種類を良好、疑問、悪質の3種に分つてゐる。尙この三角標圖は後章述べるところの土の力学的

泥及び粘土の3軸を以つて三角標 (Tri-linear coordinates) にて示す方法もある。

砂、沈泥、
粘土を各々
百分率を以

性質を判定するにも大なる指針となるべき重要な圖示法である。

8. 土の稠度

土は含水量によつて著しくその稠度(Consistency)を變する。従つてその力學的性質も亦含水量によつて著しく變化する。これ土の力學が複雜になる主因である。土の含水量は間隙の大なるもの程大になり得るわけであるが、現地に於て採取した土の採取時の含水量は地下水の上下、氣候の乾濕によつて常に同一ではない。含水量(Moisture content)を決定するのに次の二方法が考へられる。

即ち $W = \text{湿润土の重量}$

W_0 = 乾燥土の重量

とすれば

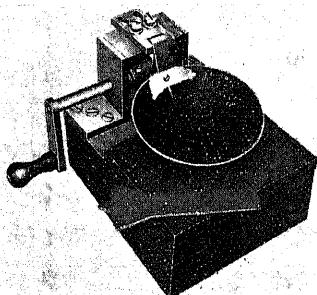
$$\frac{W - W_0}{W} (\%) \dots \dots \dots \quad (10) \text{含水率.}$$

である。前者は湿潤土の重量を分母とし、百分率を以つて表すを通常とす。従つてこれを含水率と呼んでゐる。これは採取時によつて變る變數である點不便である爲め後者をとる方が可である。この方は比を以つて表し含水比と稱し前者と區別してゐる。

さて土の含水量を漸次に増して行けば始めに固形状態であつたものが半固形態に變り、更に含水量を増加すれば塑性(Plastic)となり、更に含水量を増加する時は遂に液状と化す。Atterbergは此等の種々の稠度を次の如き試験法を用ひて區別し、之に相當する含水量を以つてそれ等の稠度を表す指針とした。即ち陶器又は硝子板の上で土を10mm乃至30mm位の丸棒に展して割目の入らない最小の含水量を以つて半固形態から塑性状態に移る境目と見做し、その



第 9 圖

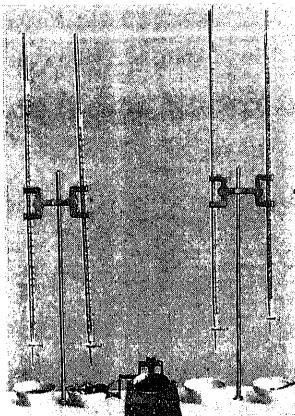


第 10 圖

含水量を以つて塑性限界(Plastic limit)と呼んでゐる。また圓底の陶器又は硝子器に凡7cm徑に土を入れ、この中央に深さ1cmのV字型の溝を穿つてこの容器を軽く一定數だけ叩き、切斷されたる兩部分が合流融合するときの最小含水量を以つて土の塑性より液状に移る境目と考

へ、これを液状限界(Liquid limit)と名付ける。これ等に用ふる容器は第9圖乃至第11圖に示す如きものである。

此等は元より精密なる限界とは云ひ難きも土の稠度の概況を示すにはよい實用的の指示法である。尙ほこの兩限界の差をとると此の大小は土の塑性状態に保たるる含水量の範囲の大小を示すものであつてこれを塑性指數(Plasticity index)と呼んでゐる。米國道路局では塑性指數を右の表の



第 11 圖

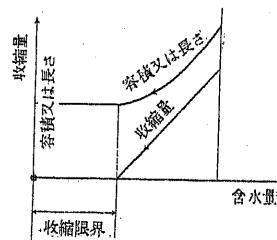
塑性指數	1 以下	非塑性
ク	1~7	弱塑性
ク	7~15	中塑性
ク	15以上	強塑性

如くとつて土の塑性の度合を示す指針としてゐる。

砂質土壤は一般に弱塑性であり、粘土質土壤は強塑性である。液状限界は土が流動を始める點であるから土工上最も危険な値である。従つて現地の土の含水量でこの液状限界を除した値を以つて土の安定度と見做すことが出来る。

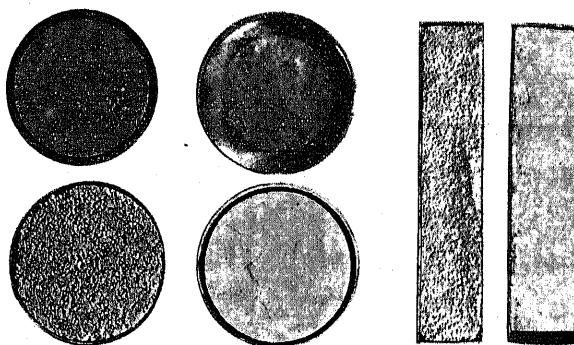
次に土を保溫器に入れて含水量を蒸發せしめるときは、土は一般に收縮する。この收縮は含水量が或値に達すると停止すること第12圖の如し。この收縮を終つたときの最

大含水量を収縮限界(Shrinkage limit)と稱し、これを以つて土の半固型状と固型状との限界と考へる。収縮量の測定



第 12 図

には長さ又は容積の變化を觀測すればよい。この收縮量は土によつて著しく變化し一般に砂質土にては小にして粘土質土では大である(第13圖參照)。この收縮量の大小は直接土工に大なる關係を有する。



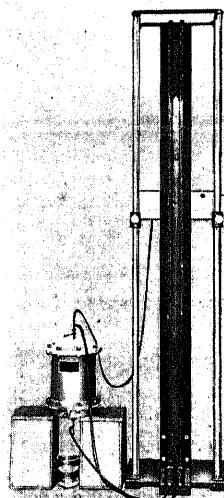
第 13 例

✓ 9. 土の透水性

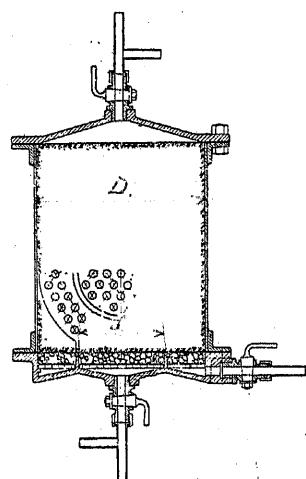
土の間隙は互に曲折して連絡してゐる爲め相當の水頭を與へれば水は透つて流れる。この難易は間隙の大小により

こと勿論であるが其の他粒子の形狀及び膠質の多少等によつても異なる。尙土中の空氣の排氣の可不可によつても著しく異つて来る。土中の透水流は土の實質部分並に間隙をひきくるめた斷面積を F とし、水頭勾配(Hydraulic gradient)を i とするとき t 時間の流出量 Q は Darcy によれば次式で表される。

但しあくを透水度(Permeability)と稱しこれは土質によつて一定の係數である。透水度を測定するには土の一定量を



第 14 圖



第 15 圖

とつて之を断面不變の容器に入れ、之に一定の水頭を與へて t 時間の流出量を測ればよいのであるが、通常第 14 圖の如き容器を用ひる。この用器の内に土を入れて水頭を與へるとき水は屢々容器の壁を傳つて流出し勝ちであるから第 15 圖の如く容器の中央部のみをとつて流出水を集める方がよい。斯くの如き試験では水頭は常に變化し dt 時間に dh 丈下るものとして細管の断面積を a 、土の容器中央部の断面積を A とすれば

$$adh = k \frac{h}{L} A dt$$

但し h は細管中の水位, L は土のサンプルの深さである。今此の式を

初發($t = 0$) の水位 $h = h_1$

t 時間後の水位 $h = h_2$

として積分すれば η_0 を求める次の式を得.

$$k = \frac{aL}{A} \log \frac{h_1}{h_2} \quad \dots \dots \dots \quad (13)$$

斯くて求めた土の透水度の例を示せば次表の如く

土の種類	海砂	海砂	海砂	川砂	川砂	川砂	粘土混りの砂
主なる粒径(mm)	0.116	0.116	0.116	0.183	0.22	0.26	0.64
間隙比(%)	98.2	75.7	63.4	54.9	75.3	69.7	78.5
$\eta \left(\frac{\text{cm}}{\text{sec}} \right)$	0.0216	0.0118	0.0098	0.0185	0.041	0.061	0.266

(Terzaghiによる)。

この表で見ても粘土が少しく交ると砂の透水度は著しく減することが解るが、一般に純粘土では η の値は $10^{-6} \sim 10^{-8}$ cm/sec の如き小なる値となり通常粘土の層を不透水層と考へてもよいことが解る。

▼ 10. 土の毛管現象

十の間隙は手管現象

(Capillary action) を

起す。第 16 圖の如く

試験管に土を入れて水

中に立てて置くとき漸

次に水を吸ひ上げる。

この吸ひ上げの高さ及

び速さは小の粒径及び

種類によつて異なる。こ

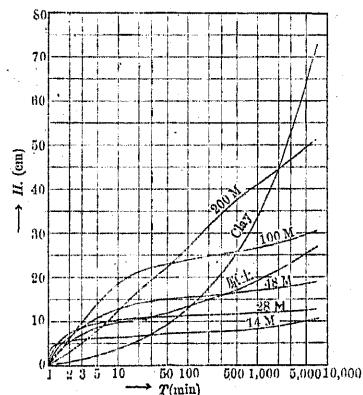
の毛管現象の爲めに地

下水は重力による水位

より常に多少上に上つ



第 16 圖



第 17 圖

位が貯水池の水位より高く上るのはこの爲めである。この毛管性の大なる土は冬季凍結する地方では凍結して道路等に於て厄介なものとなる。横軸に時間(分)をとり縦軸に吸ひ上げた高さをとつて或土に就いて實験した一例を示せば第17圖の如くなる。但し圖中Mとあるは篩目(Mesh)の意味で一つの原土から篩ひ分け透過した色々の大きさの粒徑の土を試験管に入れて試験したものと示したのである。圖中Clayとあるは粒徑5ミクロン以下のものである。

11. 土の壓縮試験

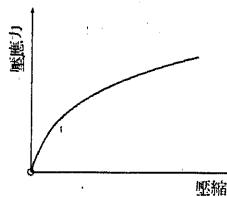
土の壓縮試験に二通りの試験法がある。石材やコンクリートの如き通常の工業材料と同様に土の圓墳試験片を作り上下から壓縮してこの縮みを測定する時は、壓應力と壓縮歪との間に第18圖に示す如き關係を生ずる。

即ちこの應力歪圖(Stress-strain diagram)に於ては直線部なく、式を以つて表せば

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E} + \frac{1}{T} \left(\frac{\sigma}{E} \right)^n \quad \dots \dots \dots \quad (14)$$

但し ε = 壓縮歪

σ = 壓應力



第 18 圖

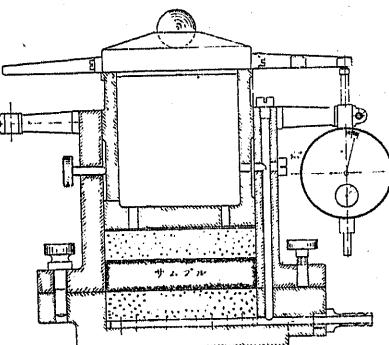
E はヤングの彈性係数と同一種のもので T は彈性度と稱して、これが大なれば第2項は第1項に比して小となり(14)式は殆んど彈性フックの法則に近くなる。

粘土質土壤の壓縮試験成績

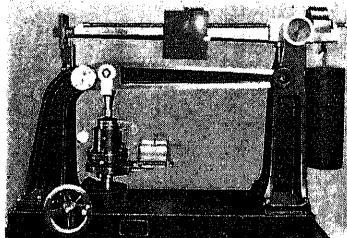
	土の機械分析表 砂、沈泥、粘土			含水量	間隙比	$E \text{ kg/cm}^2$	T	n
砂質土	47.5	24.2	28.3	26.9	79.2	115~76	1.31×10^{-5}	3
	"	"	"	23.2	68.1	310~195	$2.53 \times \text{ "}$	3
	"	"	"	14.6	49.0	3760~3460	$1.30 \times \text{ "}$	3
	"	"	"	3.0	48.2	7300~6100	$1.91 \times \text{ "}$	3
粘土質土	11.5	46.9	41.6	26.6	74.1	56.7~41.8	$6.10 \times \text{ "}$	3
	"	"	"	18.9	53.9	314~271	$6.29 \times \text{ "}$	3
	"	"	"	16.3	46.5	484~450	$6.10 \times \text{ "}$	3
	"	"	"	4.2	39.0	5200	$6.03 \times \text{ "}$	3

(Terzaghiによる)

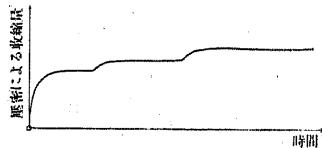
土の壓縮試験の他の一方法は第19圖及び第20圖に示す如き密閉せる容器に土を入れてその水分は輕石の底よりしづり出るやうにして上部より壓縮する所謂壓密試験(Consolidation test)である。



第 19 圖



第 20 圖

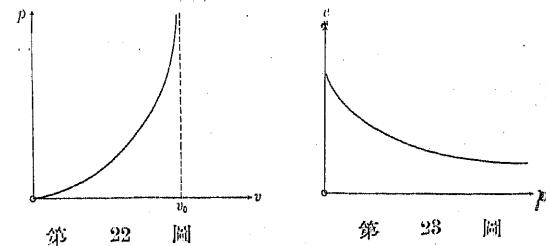


第 21 圖

つて、この土粒間にある水と空氣とは表面張力の作用により可なりに強力に結び付いてゐる爲めにこれを追ひ出すには充分長い間壓力を加へて置くを要する。今一例を示せば第 21 圖の如く階段になつてゐるのはここで荷重を増加した爲めであつて斯くの如きことを數十日の間に亘つて續行するも尙多少の壓縮を生ずる。

然し壓力を増加して收縮を増すに従ひ漸次收縮量の増加率は減少して遂には如何程壓しても最早收縮量の増加を生じなくなる。今壓力を p 、收縮量を v として $p-v$ 曲線を描けば第 22 圖の如き上向曲線となる。即ち v が一定量 v_0 に達すれば最早如何程 p を上げても之以上收縮は起らぬ。

この場合に於ては土には大なる間隙ある爲めその容積を減ずる。土の間隙には水と空氣とが存在してゐる故土を容器に密閉して外より壓力を加へるとときはその間隙中の空氣並に水分を絞り出して始めて壓縮を起すのである。



第 22 圖

第 23 圖

今少しく模様を變へて壓縮量の代りに間隙比 e をとり、且つ坐標軸を取りかへて $e-p$ 曲線を描けば第 23 圖の如くなり、この曲線はほど對數曲線若しくは雙曲線に近いものになる。即ちこれを式でかけば

$$e = -\frac{\log(p+B)}{A} + C \quad \dots \dots \dots (15)$$

但し A, B, C は係數

これを p に就いて微分すれば

$$\frac{de}{dp} = -\frac{1}{A(p+B)} \quad \dots \dots \dots (16)$$

此の値を土の壓縮係數 (Modulus of compression) と呼んでゐる。然し乍ら寧ろこの逆數をとつて

$$-\frac{dp}{de} = A(p+B) \quad \dots \dots \dots (17)$$

を壓縮係數と考へる方が妥當であらう。この式で B は小なる故右邊は殆んど $A \times p$ に等しく、この値を次の如く E' で表す。

尙この E' は p の變化のあまり大ならざる間はほど常數と見做すことを得、或種の土壤に就いて上述の A, B, E' の値を求めたるものと表示すれば次の如し。

土の種類	粒径(mm)	A	B	B'
粉状粘土	<0.6	80.7	1.0	$80.7 \times p$
8%沈泥を有する砂	0.1~0.2	94.3	1.0	$94.3 \times p$
石英の細粉	0.25~1.0	100	1.3	$100 \times p$
同上固くつめたもの	0.25~1.0	100	1.6	$100 \times p$
川砂	0.8~1.3	176	1.0	$176 \times p$

12. 土の剪断試験

土の剪断試験は土の力学的性質を検する上に最も大切な
ものである。擁壁の倒壊、築堤の陥没、山崩れ並に地すべり、
構造物の破壊的沈下等を生ずる主なる原因是土の剪断抵抗
力の不足によるものと考へられてゐる。これに就いての詳
細なる理論は第二編に於て述べるが、近頃の學説によれば
土に限らず鋼、鐵、銅、鉛、コンクリート等の如き工業材料の
多くのものも亦剪断強によつてその強弱を支配されてゐる
と見做されてゐる。従つて各種の材料に就いて剪断抵抗力
を實測することが重要なこととなつて來たのである。土
の剪断抵抗の重要なことは古くクーロンの古典土壓論時
代より認められてゐた爲め從來可なりに多くの實驗がなさ

れてゐる。然し乍ら實際上剪斷抵抗力を直接に純粹に實測するといふことが困難であつて、その爲めに屢々間接に外の現象からこれを推算することが多く行はれてゐる。

土の剪断抵抗力を

直接實測するには土

を第24圖に示す如

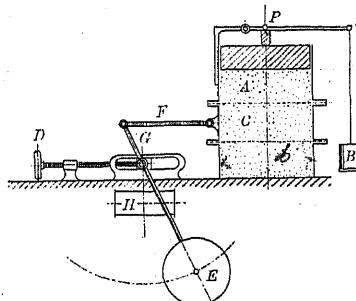
き三段箱に入れてこ

れを上下方向に壓し

乍ら横に剪断するの

が最もよい方法であ

る。第24圖中Aは

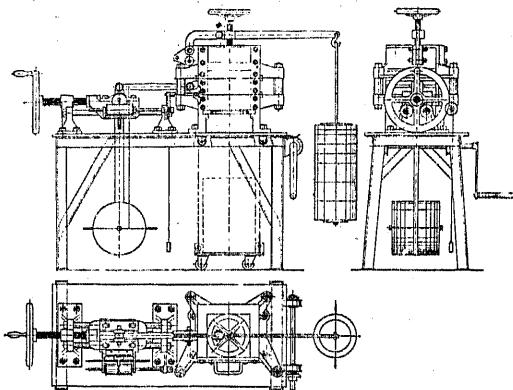


第 24 圖

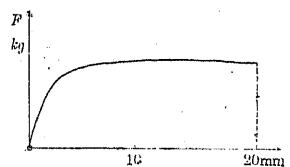
土壤を盛る容器であつて、圖の如く底なしの三重箱になつてゐて、その中央部 C を横に押し抜くのである。剪断抵抗を知らんとする土壤を自然のままなるべく變化させぬやうに切り取つて來てこれに入れ、 B に荷重をかけてレバーにより P なる上下圧を與へ、これを F によつて横に押し抜くのである。 F は E なる分銅の傾によりこれに働く力を測ることが出来る。

尚剪断作用が進行して C 部が圖中右に移動しても F に働く力が常に測定出来るやうに E を支へるピボットは D により剪断の進行と共に右に移動し得る様になつてゐる。

上記の方法による装置の詳細設計図は第25圖に示す如き



第 25 圖



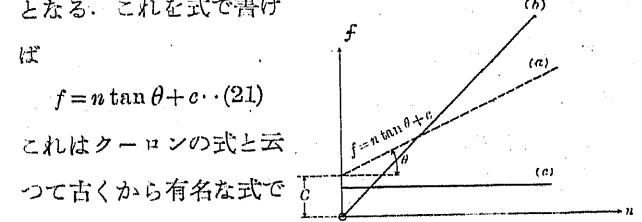
第 26 圖

も1噸、剪断面は正方形であつて 20×20 cm のものを標準種としてゐる。

上述の剪断機を用ひて上下壓を色々に變へて剪断抵抗力を測定するときは、通常の土壤では次のやうな實驗の結果を得る。即ち今剪断面の大きさを A を以つて表せば上下壓 P をこれを以つて除した

は上下壓力強となる。押し抜き力を F とすれば剪断される面は C の上下 2 面ある故 F を A の 2 倍で割つて

とすればこれは平均剪断強となる。今實驗の結果を n, f を
二坐標軸にとつて圖示すると第27圖(a)の如くには直線
となる。これを式で書けば



第三回

と土の剪断抵抗力は上下圧の大なる程大となり, $\tan \theta$ は恰かも固體の摩擦係数に等しい. 従つてこれを土の内部摩擦

係数(Coefficient of internal friction)と云ひ, θ を土の内部摩擦角(Internal frictional angle)と云ふ。 C は上下壓に無関係なる項であつてこれを土の粘着力(Cohesion)と呼んでゐる。土の摩擦角並に粘着力は含水量によつて變化し、ことに粘着力は著しく變る。このことは土が降雨其の他によつて屢々不安定となり地にり山崩れ等を起す原因となつてゐる。従つて實際工事の設計上の基件として上記の實驗を行ふ際には最も危険なる含水量を有する場合に就いての試験を行ふことを要することは勿論である。

尙純粋の砂の場合には $f-n$ 曲線は第 27 図(b)に示す如き原點を通る直線となる。即ち純砂に於ては粘着力は消失する。これに反して純粋の粘土の場合には第 27 図(c)に示す如く n 軸に平行の直線となり剪斷強 f は上下壓に全く無関係となり、摩擦力の項は消失して土の剪斷抵抗は専ら粘着力のみによることとなる。展延性の大なる金屬類の剪斷強もほどこれと同一性質を示してゐる。尙純砂の如きものであつても極めて高壓(上下壓強 30 kg/cm^2)を加へれば $f-n$ 直線は多少曲つて來ることが發見されたが通常の場合では先づこれは直線と見て差支ない*。

何れにしても此等の θ 並に c の値は土の力學上極めて主

要な基件であるから鐵道省土質調査委員會で實測した結果を卷末に掲げることにした。

尙土の内部摩擦角を直接測る代りに土を自然のまま放置してその法面の安定を定め、その最終の落付きの傾斜角を以つてこれに代用することも屢々行はれてゐる。従つて摩擦角をかういふ意味から土の息角(Angle of repose)と呼ぶこともある。

* “鐵道省 土質調査委員會報告 第三輯”又は同省“業務研究資料第二十一卷第三十二號”参照。