

# 第一編 土質科學

## 第一章 土壤の成因

### 1. 土壤の定義

一般に吾々が土壤 (Soil) といふのは地殻の最上層を蓋ふてゐる風化層であつて、地殻を形成する岩石が風化作用によつて細く粉碎せられたものと、これに化學作用の爲めに變質されたものとの混合物により、更にこれにその上に棲息する人類、動物、その上に繁茂する植物等の爲めに生ずる有機物を多少混じたものである。是等の複雑なる混合物はその因つて生ずる母岩 (Parent rock) の性質風化の模様程度及生物の種類等によつて性質を異にするは勿論、その成製せられたる後の状態即ち成製せられて、そのまま原位地に留れるか又は水流風等の爲めに他所に運ばれて堆積せるか等によつても全然異なる性質の土壤となる。

### 2. 大地氣候

土壤の成因をなす風化作用は氣候 (Climate) の状態によつて異なる、即ち氣候によつて温度の高低差を異にし、且雨量雪量等の降水量 (Precipitation) を異にす、この兩者は直接に風化作用の大小に影響を有する。その外蒸發 (Evaporation) も亦氣候によつて異り風化作用に影響を及ぼす。是等の氣候の問題は氣象學の論ずる處で、主として大氣の温度、湿度、降水量、蒸發量の測定によつて決定するが、土壤の科學に於ては直接風化作用に對して最も重大なるは、地表並に地中の温度、湿度等の所謂大地氣候 (Soil climate) の測定である。是等の土壤中の氣候状態は時として大氣中の氣候状態とは甚だしき差異を生ずることがある。通常地表下 70 cm の深さに於ては日々の大氣の温度の差はもはや影響なく、一年間の大氣温度の差異の如きは、地表下 10 cm ~ 20 cm にして既に消失するといふ。この地表の温度は地表面の蒸發に大なる影響を與へ、從つて地下水の巡環に大なる

る關係を有する。勿論乾燥した植物の蓋なき砂漠地方が地表温度は最も大なる日夜の變化を受けるべく、その高低の差は大氣温度の高低差よりも遙かに大であるといふことは、地表に敷設された鐵道の軌條が常に氣温の變化よりも、遙かに大なる温度の高低を示すことを見ても想像出来ることである。

### 3. 風化作用

氣候によつて地表の岩石が碎破される作用、即ち風化作用 (Weathering) に物理的のものと化學的のものがある。物理的の風化作用は岩石を碎破 (Disintegration) する効をなし、温度の變化により膨脹係数の異なる組成部分よりなる岩石が碎破すること、岩石の裂目に入つた水の氷結膨脹により之を大破すること等、又波浪、流水又は流砂によつて岩石を磨滅碎粉する等の効はこれに屬する。此の外場所によつては氷河の作用も考へねばならない。化學的風化作用は岩石を化學分解 (Decomposition) するものであつて、土壤を作る礦物として最も重要なは硅酸鹽類 (Silicates) であつて、之が水の効によつて所謂加水分解 (Hydrolysis) を生じ、長石の如くアルミニュームを含有する硅酸鹽なる時にはカオリン (Kaolin) となり粘土 (Clay) の主成分をなす、之れが土壤中に最も多く存在するものである。硅酸鹽が鐵分を含有するときは化學的風化の結果水酸化鐵 (Ferric hydroxide) となり、これが土壤に黄、褐、紅等の色を與へる。土壤に色を與へるものはこの外瀝青 (Pitch) 類の効が多い。是等の化學的風化即ち加水分解作用も亦温度によつて大いに其の大さを異にする、概して冰點に近き低温ではこの作用は起らず、高溫になるに従ひ活潑になる。

### 4. 生物の影響

地上に生育する樹木草苔等は大地氣候を大いに變化せしめる、概して植物に蓋はれたる地層の温度の變化は裸地の場合より遙かに少い、その外植物に蓋はれたる地層は蒸發が少く濕潤である等のことより、バクテリア菌類及動物の棲息を容易にし、その爲めに間接に土壤を變化せしむるに至る。尙樹木の根は土壤中に進

入して機械的に岩石を破壊し、地下水を吸ひ上げる爲めに土壤の變化を起すべく、落葉其他は地表に堆積して腐植土(Humus)を作る。北海道に最も多き泥炭地(Peat)の如きはこの甚しき大規模のものである。

地上並に地中に住する動物が土壤を變化せしめるることは勿論であり、特に人類文化は著しく地表の状態を變更しつゝあることは云ふを俟たない。

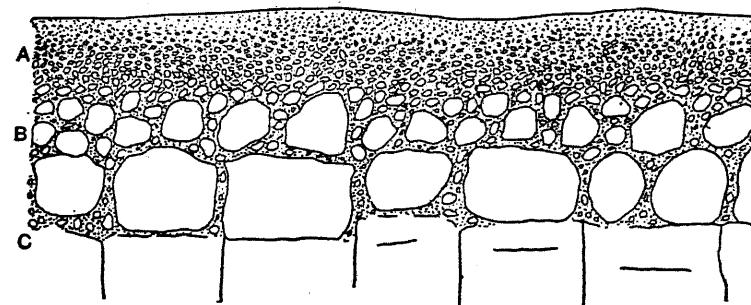
### 5. 地下水

地下水(Ground water)は土壤に物理的並に化學的に變化を與へる重大なる要素である、地下水の有無は土壤の剪斷抵抗力に直接影響を有することは後に詳述するが、一般に地下水は毛管現象によるもの(Capillary water)と重力によつて動くもの(Gravitational water)とに區別することを得。前者は表面張力(Surface tension)によつて土粒に附着し、地表面から蒸發に際しては水を表面に送流せしめる働をなす。後者は重力によつて地層中に深く流下して行くものであつて、雨水の大部分は通常これになる、地下に水を透さざる層あるときはその上に溜つて横に流れる、勿論晴雨の關係によつて高下はあるが、一定地方の地下水水面の高さは大體に於て、一定の値に保たれてゐるのが常である。地下水は凡て重力によつて地下にのみ流下するかといふと必ずしもさうでない或場合には上方に送流する、これは先の毛管水の如く地表よりの水の蒸發の爲めに上昇する外に、植物の根の吸收又は人間が井戸より汲み上ぐる爲めに地下に水圧勾配(Hydraulic gradient)を生じ、その爲にこゝに集つて來るもの又は地形の凹凸によつて水圧の爲めに凹地に於て上方に湧出することも勿論である。以上は凡て所謂自由水(Free water)であるが、此の外土粒に強い分子引力で密着して動かない所謂濕潤水(Hygrosopic water)といふものがある。是等の地下水の働は又化學的にも相當土壤に影響を與へる、即ち地表に降つた雨水は多くは純粹なる水であるが、地中に入ると漸次各種のものを溶解し鹽類溶液(Salt solution)となる。この鹽類溶液が地表に近く上昇するときは屢々それ等の結晶を生じ、又分解して他の鹽類の沈澱床を生ず

ることがある。

### 6. 土壤の生成状態

岩石が風化して土壤となるとき上述の如く氣候の影響が最も重大であるが、土壤となる母岩(Parent rock)の性質は勿論生成土壤の性質に影響を及ぼすわけである。例へば花崗岩(Granite)の母岩から土壤が出来る有様は第1圖の如く花崗岩中の長石即ち硅酸鹽類が最もよく風化作用を受けて陶土をもつた粘土となり、その内に石英(Quartz)及雲母(Mica)が散在してゐる、圖中Aと示された部分は斯くの如き完全に土壤化した部分である、Bと示された部分は過渡部分で



第1圖

半ば土壤化、半ば岩といふ状態の所でありCと示された部分は、母岩の未だ風化を受けない部分である。是等の土壤化の模様は母岩の性質によつて全く異り、例へば石灰岩(Lime stone)の場合は土壤は炭酸鹽類の分解によつて粉状になり易い白墨(Chalk)を生じ、且土壤と母岩との堿が急激であつて、第1圖のBと示された過渡部分が極めて少ない。同じ花崗岩でもその粗粒なるものと細粒なるものとによつて生成された土壤が多少異なる、即ち粗粒花崗岩から出來た土壤はやはり粗粒を多く含み、且風化が早い爲に土壤層の厚さが深いのに反し、細粒花崗岩から出來た土壤は細粒を多く含み、多くは土壤層は薄く浅く擴つてゐる。然しひら不思議なことには氣候の影響の大なる所では、斯くの如き母岩の影響といふ

ことは少く、例へば東部歐羅巴の如きは母岩が花崗岩でも石灰岩でも同じ黒色土壤で蓋はれてゐて、その物理的及化學的性質に殆んど差異を認められない。

以上は凡て母岩から風化され生成されたまゝ其處に其儘残つてゐる土壤、即ち所謂殘留土壤(Residual or sedentary Soil)に就いて述べたものであつて、土壤は決してそのまゝ其の位置に残つてゐるとは限らない、例へば山の斜面では漸次に滑り落ち、これが河の水流によつて遙かに遠く運ばれる、又氷河地方では氷の爲めに運搬せられることも考へねばならぬ、又砂漠地方の黃土(Loess)及海岸の砂丘(Sand dune)等は風によつて運ばれたものである。我國至る處に存在する火山灰層(Volcanic ash deposit)も亦一種の風によつて運ばれて出來上つた層、所謂“Aeolian dust deposit”と見るべきであらう。斯くの如き運ばれて堆積して成つた土壤を一般に堆積土壤(Sedimentary or transported Soil)と稱して、多く層状をなして存在し、その性質は母岩の性質の影響を受けることが少く、その成層状態によつて異つた性質の土壤をなすのである。

## 第二章 土壤の分類

### 1. 土壤の分類法

土壤を如何様に分類すべきかといふことはその目的によつて異なるわけである。Ramannは土壤の成因に對して氣候が最も重要な要素をなすを以つて、これによつて土壤を分類すべしといふ純土質科學(Soil science, Bodenlehre)の立場からの分類法を主張してゐる。然し乍ら農業上からの見地又は窯業上からの見地からは、化學的の分類をすることが必要であり、從つて通常土壤のことを書いた教科書には、必ずこの化學的分析による分類法が掲げてある。然し乍ら吾々に直接關係ある力學的應用としての土壤としては、寧ろ物理的(といふよりも機械的)の分類法が最も必要なるものであらう。これに併せて地質礦物學的の分類法を併用したならば、先づ土壤の力學的性質を決定すべき要素たる土壤の組織について

指針を與へることが可能であらう。以下順を逐うて各種の分類法を簡単に述べることとする。

### 2. 氣候による土壤の差異其一(乾燥による差異)

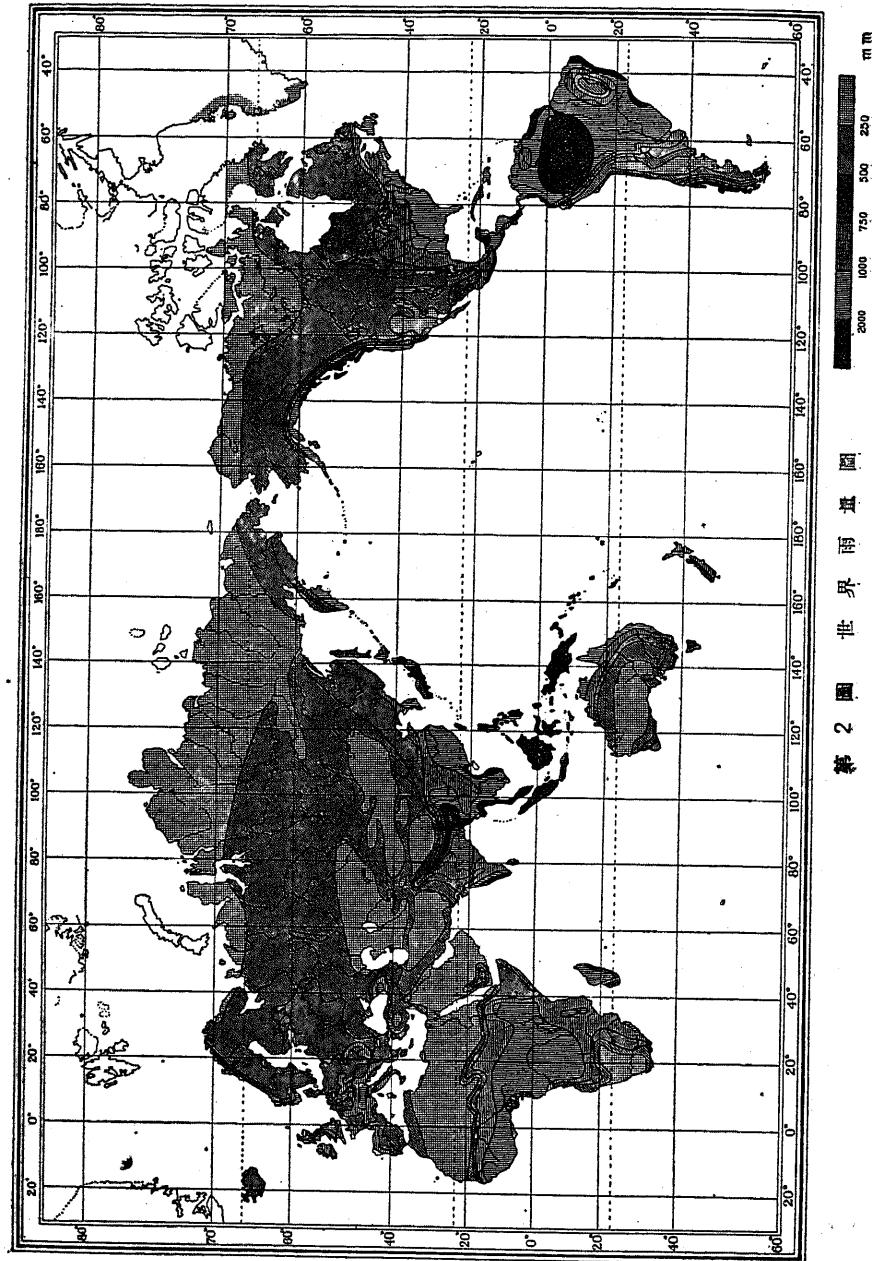
土壤を氣候帶によつて分つことは、地球を全般的に觀た達觀的の分類法としては最も重大なるもので、從つて土質科學に於ては前述の如く重要な役割をなしてゐる。Hilgardは土壤を一般に乾燥土壤(Dry or Arid Soil)及濕潤土壤(Moist or Humid Soil)との二つに大別した。土壤の成因は第一に地殻岩石の風化によつて生ずる。風化作用の中の土質を變化せしめる爲めに最も重大なるは、雨水の透入によつて岩石中の可溶解質を抜き去ることであるが故に、雨量の大小は直接成形する土壤の性質に影響を與へるわけである。雨量大なれば地表に降つた雨水は地下に滲透し下つて行くが、雨量小なれば却つて地表よりの蒸發の爲めに、地中の水は上方に吸ひ上げられて行く、從つてそれ等によつて土壤は異つた性質を附與せらるゝであらう。尙地球上の地方によつては一年の或期間を限つて乾燥し、或期間を限つて濕潤する所がある。かかる所では周期的に乾燥土壤又は濕潤土壤の性質を交互に有することとなる。又勿論是等の乾燥又は濕潤土壤についてもその程度は可成りに異なるわけであつて、例へば乾燥土壤については

#### I. 少少乾燥せる土壤

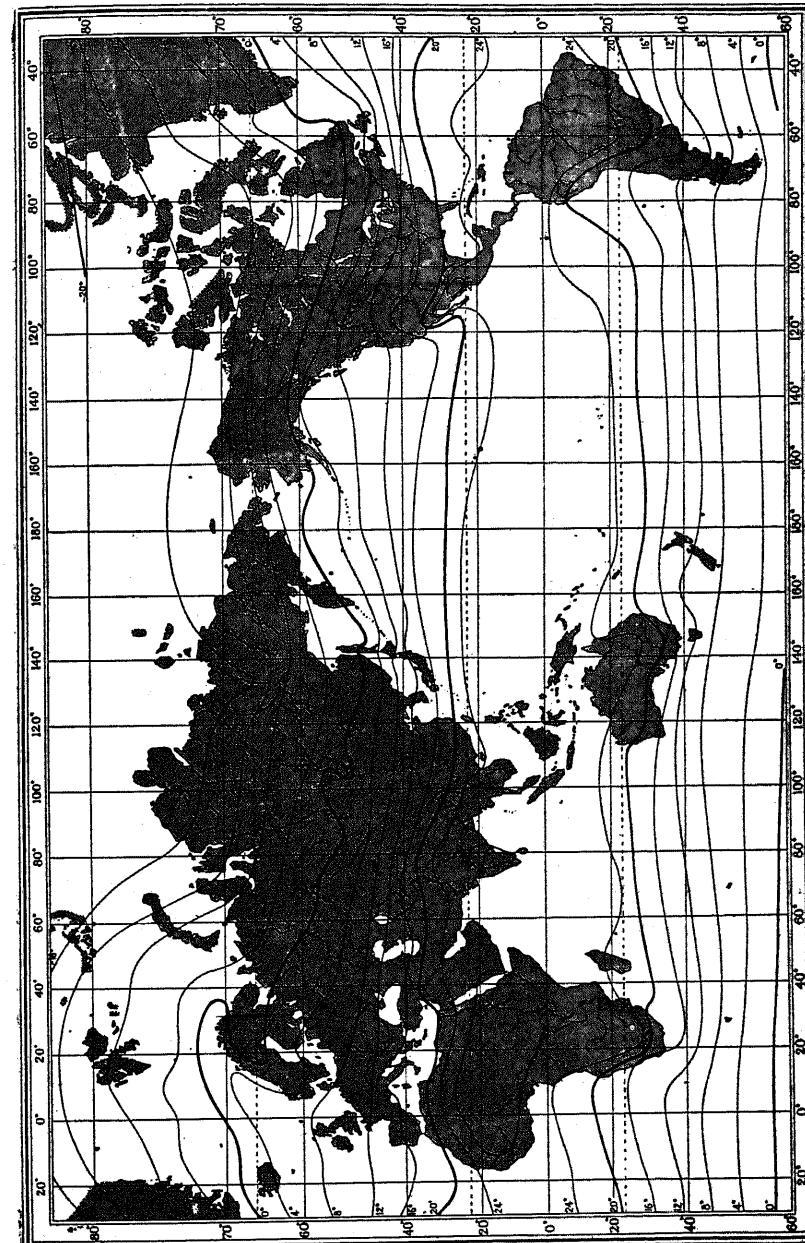
#### II. 乾燥せる土壤

#### III. 極めて乾燥せる土壤

の三種位には常に區別し得られる。これと全く同様のことが濕潤土壤についてもいへるわけである。今世界全圖を開いて乾燥地帯と濕潤地帯とを一瞥すれば、第2圖の如し。然し乍らこゝに注意すべきことは大地を乾燥に分別せしめるのは、單に降水量のみによつて決定すべきではなく、温度が併せて重大なる影響を有することである。これは全く地表の蒸發量が温度及湿度の二つによる爲めであつて、例へば兩極地方では年に僅かに400 mmの降水量あらば充分に濕潤土壤を



第2圖 世界年平均雨量圖



第3圖 世界年平均溫度圖

作るが熱帶に於ては 2,000 mm の降水量を必要とするが如し。

今少しく乾燥によつて分類されたる土壤の性質についての特徴其他を列記すれば下の如し。

**乾燥土壤** 此の土壤に於ては風化作用によつて生じた可溶解質の物質が、そのまま流失せずに多分に残留してゐる。可溶性鹽類は多くは蒸發の爲めに起る上向水流の爲めに、地表に近い所に此の鹽類の層をなすことがある。乾燥土壤は一般に粉體的で砂としての性質を多分に有する。

**濕潤土壤** 此の土壤は可溶性鹽類を有せず、これ等は地下水流によつて抜き去られてゐる。地下水は主として下向流をなしてゐる爲め、これ等の鹽類は下方に運び去られてゐる。斯くの如くして此の種の土壤の主成分は、粘土質 (Hydrated Silicates of Aluminium) であり、従つて粘性に富んだ土壤をなす。この點土壤の力學的性質として、乾燥土壤とは全く異つたる面目を有する事に留意するを要する。

Hilgard は北米に於ける乾燥地方及濕潤地方の多くの土壤について、鹽酸に非可溶解性の部分を抽出検査せるに下の結果を得た。

乾燥土壤	69.16 %
濕潤土壤	84.17 %

これ濕潤土壤に於ては可溶解性の鹽類は既に多くは流失してゐる爲めに、非溶解性の部分が乾燥土壤に比して多く殘留する割合を有す、この事は植物成育に對しては乾燥土壤の方が濕潤土壤より、多くの滋養分を有することの一證據をなしてゐる。

乾燥の周期的變化の大なる地方では又異つた性質の土壤をなす、その著しき例はロシアの大陸を蓋ふ Tschernosem (Black Earth) であつて、これは一年中の大部分は冰雪の下にあつて、永い間凍結してゐたものが（この間は勿論濕潤的である）夏季急激に溫度高まり、空氣乾燥せる爲めに急激なる蒸發が起る（この間は

勿論乾燥的である）爲めに獨特なる豐饒耕地を形成してゐる。

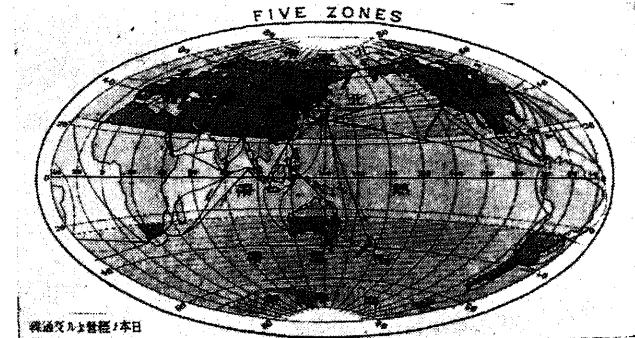
### 3. 氣候による土壤の差異其二（氣候帯による差異）

尚又風化を起す最大の要素は溫度にあるを以つて、これによつて土壤を區別してゐる人もある、即ち寒帶土壤 (Frigid Soil)、溫帶土壤 (Temperate Soil) 及亞熱帶土壤 (Sub-Tropical Soil) 热帶土壤 (Tropical Soil) である。今地球儀を撫してこれ等氣候帯を一

瞥すれば第4圖

の如し。

今氣候帯によつて起る土壤の變化及特徴を列記すれば下の如



し。

**寒帶土壤** (Soils of Cold Zone) 寒帶の土壤は低溫の爲めに蒸發量少く、従つて濕潤土壤をなす。北極附近の大陸を蓋ふ Tundra (無樹帶の意) は地下層は常に凍結してゐてその上層が夏季溶解し、再び凍結する際に上下二凍結層の間に狭まれた土壤は凍結による膨脹の爲めに高壓を受け、上層は拱状に持ち上り又その破目より土壤を噴き出して無數の小丘を作る。従つて Tundra には小丘が連亘してゐるのが特徴である。斯くの如き Tundra には屢々泥炭 (Peat) 層がある。泥炭層は苔類の枯死せるものが堆積して網状の纖維層を作るもので、低溫の爲めに腐蝕が遅れて永く纖維状を残せるものである。此の外北極地方には凍結作用により岩石が細破せられ、少しも粘性なき植物又は腐蝕土の極めて少い割栗様の堆積をなせる土壤がある。是等は凡て吾國の領土に於ては樺太又は北海道の北部に於てのみ遭遇するものなれ共、内地に於ても高山地方に於ては同様の地質を發見する。

**冷溫帶土壤** (Soils of Cool-Temperate Zone) 之れは寒帶と温帶との境に位して

るて、未だ溫度高からざる爲めに蒸發尚勘く從つて濕潤土壤をなす。この地帶に屬する土壤は通常二大別せられ、其一は灰色土壤(Grey Earth or Bleached Earth)であつて、これは名の如く白灰色をなしてゐる、その理由は下向地下水の爲めに水酸化鐵(Hydroxides of iron)を洗ひ去られた爲である。これは歐洲に於てはその北部の大部分を蓋へるものである、故に“Northern Grey Earth”的名あり、又ロシアでは Podsol(灰土の意)と稱してゐる。是等の地方は凡て地下水が比較的高く、從つて是等の土壤が水の爲めに變質堆積するときは即ち Local Soil(次節を参照)となるに當つては泥炭地(Peat)又は腐蝕土(Hamus Soil)をなすこと多し。第二種は褐色土(Brown Earth)であつて、これは含有せる鐵分の爲めに褐色を呈してゐる、中央及西部歐洲の大部分を蓋ふ土質であつて、北には上述の灰色土と連つてゐる。この土壤は鐵分を有するのみならず粘土質(Hydrated Aluminosilicates)を含有する爲め著しく粘性に富んでゐる特徴を有してゐる。腐蝕土の含有量は少い。

温帶乾燥土(Semi-arid Soil of Temperate Zone)之れにも著しきもの數種あり其一は冬季に濕潤であり、夏季は乾燥せる周期的氣候の著しき地方即ち歐洲大陸の東部又は北米の Prairie 地方、印度の棉花地方等に廣く存在する黑色土(Black Earth)であつて、腐蝕土の如き有機物質を多量に含む爲め黑色を呈してゐる。ロシアではこれを Tschernosem(黒土の意)と呼んでゐる、即ち歐洲では上述の褐色土地方の東方に連つて、廣くロシアの沃野を蓋つてゐるものである。これは更に裏海地方よりシベリアを経て遠く満洲に連つてゐる。此種の乾燥土の第二種は黒褐色土(Chestnut brown Soil)であつて、これは前記の黑色土よりも一層乾燥度の大なる地方、即ち歐洲の黑土地方の東方黑海地方より中央アジア一帯に連り、又北米の西部地方にも存在するものである。これは黑色土地方より乾燥せる爲め腐蝕土の量がそれに比して少く爲め、黑色迄に至らず黒褐色を呈するものと考へられる。尚第三種として一層乾燥の著しき中央アジア半沙漠地方には腐蝕土

の一層少く、從つて着色の一層弱き所謂褐色土(Brown Earth)がある。褐色土にはこの外水化酸鐵の爲めに褐色を呈してゐるものもあり(例へば中央歐洲の褐色土の如し)何れも温帶乾燥土である。

亞熱帶土壤(Sub-tropical Soil)温帶と熱帶の境界附近即ち歐洲南佛附近に於ては黃色土(Yellow Earth)がある、我國にもこの種の土壤が大部分を占めてゐると見られてゐる。尚其他高溫の爲め蒸發盛んな地方では有機物の生存が困難なる爲め、鐵分による光澤ある赭色を呈してゐる赭色土(Red Earth)ありこれに反して印度邊には黑色土(Black Earth)といふべき有機物に富み、粘性高く乾燥による容積變化の極めて大なる亞熱帶土壤がある。其他此の氣候帶に屬する土壤としては、曹達を多分に有する所謂アルカリ土壤(Alkali Soil)及沙漠地方にある黃色又は灰色の砂漠土壤(Desert Soil)等がある。

熱帶土壤(Tropical Soil)この地方では高溫であることゝ、降水量が大であること等より風化作用が極めて大である。この氣候帶の代表的土壤は赭色土(Red Earth)と Laterite(煉瓦土の意)とである。前者は亞熱帶のものと同一であり、後者は印度等にて切つて天日に乾して煉瓦の代用品を作るに用ひらるゝ鐵分を多量に含有する土壤である。

#### 4. 局所状況による土壤の差異

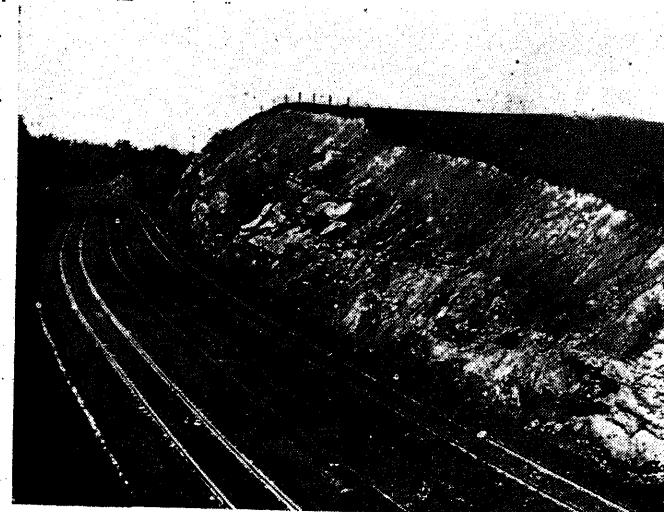
既に土壤の成因の時に述べたる如く、土壤は只に氣候によつて差異を生ずるのみならず、土壤を作る母岩の性質によつて異り、又その生成の位置によつても性質を異にする。これ等を通常局所状況(Local Influence)による差異と呼んでゐる。長石の少き細粒の花崗岩は普通淺き砂質の勝つた土壤層を生じ、これに反して長石の多き花崗岩は深き土壤層を形成する。是等の母岩の影響は氣候の變化の大なる地方では小となる、例へば東部歐洲では花崗岩でも石灰岩でも等しく黑色土の層を作つてゐる。これは斯くの如き地方では風化作用が大である爲め、母岩の特性が除去されてしまふ爲めである。然し乍ら風化作用のあまり烈しからざる

溫和なる氣候の地方では、母岩によつてかなりに風化の度合に差を生じ、従つて生成せられる土壤にも差を生ずる。

石英(Quartz)は殆んど性質的變化を受けず單に細破される丈で、土壤中に砂粒として殘留し長石(Feldspar)及び岩酸石灰(Calcium Carbonate)の類は化學變化を受けて微細粉となる。長石は主としてカオリンとなり、炭酸石灰は白墨質(Chalk Soil)となり何れも粘土(Clay)を生ずる。

以上は凡て母岩の上に生成せられた土壤即ち殘留土壤(Sedentary Soil)について述べたものである。是等の土壤を形成するものが他所に水流風等によつて運ばれて生ずる堆積土壤(Sedimentary Soil)では、土壤粒子の大小性質及びそれをセメントとする材料の性質によつて異なる。是等の堆積土壤は山の斜面に於て重力の爲めに滑り落ちて成るもの、河川によつて更に運び去られて静水の下に沈澱層を成するもの、又は海岸の砂丘(Sand Dune)沙漠地方の黃土(Loess)の如く風によつて運搬されて成るもの等あり。山の斜面に堆積するものは最大なる粒子を有し、主として礫類

が大部分を占めてゐる。水底に沈澱せるものは各種の大さの粒子を有してゐる、これは次章に述べる所の土壤の機械的分析の定義する所の礫砂及粘



第5圖 殘留粘土層

土に分類する  
ことが出来る  
これは極めて  
廣汎なる範圍  
に成層するも  
のである。そ  
の沈澱堆積せ  
る場所によつ  
て海濱土(Es-  
tuary Soil)、  
湖底土(Lake

Soil)、又は河

段土(Terrace Soil)等の名あり。風によつて生ずる土壤層の内砂丘は粒子は粗であるが黃土(Loess)は微粒であつて所謂 Aeolian Dust(空中微塵)の堆積である。何れも粘着力極めて少きことを以つて特徴とする。我邦の如き火山地方に於てはこの風成土壤の一種と見らるべきものに火山灰(Volcanic Ash)の層があり、これは我國に於ては極めて廣大なる面積を蓋うてゐる。これは黃土と異り相當の粘着力を有す。其他堆積土の内には北歐の如くに氷河のある地方では、氷河堆石土(Glacial Moraine Soil)がある。

##### 5. 土壤粒子の大さによる分類

土壤を形成する粒子の大さ(Texture)によつて區分するとき通常下の如き名稱を用ひてゐる。

###### 粒子の大さと名稱

I. 米國式 (Ries)	徑 (mm) 2~1
礫 (Gravel)	



第6圖 堆積粘土層

粗砂 (Coarse Sand)	1~0.5
中砂 (Medium Sand)	0.5~0.25
細砂 (Fine Sand)	0.25~0.1
極細砂 (Very Fine Sand)	0.1~0.05
沈泥 (Silt)	0.05~0.01
細沈泥 (Fine Silt)	0.01~0.005
粘土 (Clay)	0.005~0.001

#### I. 獨逸式 (獨逸農試所案)

	徑 (mm)
石 (Stein)	>5
礫 (Kies, Grus)	5~2
大砂 (Sehr grober Sand)	2~1
粗砂 (Grober Sand)	1~0.5
中砂 (Mittelkörniger Sand)	0.5~0.2
細砂 (Fein Sand)	<0.2
極細砂 (Sehr fein Sand)	
粘土 (Ton)	

} 微粒土壤 (Feinerde)

#### II. アッターベルグ式 (Atterberg)

これは 1913 年の 國際土質委員會案 (Internationale Kommission für die mechanische und physikalische Bodenuntersuchung, Okt. 1913.) である。

	徑 (mm)
石 (Stein und Geöl)	>20
礫 (Kies)	20~2
粗砂 (Grobsand)	2~0.2
細砂 (Feinsand)	0.2~0.02
沈泥 (Schluff)	0.02~0.002
粘土 (Rohton)	<0.002

} 微粒土壤 (Feinerde)

此の分類法は土壤の物理的性質 (Physical properties) を支配するものと見られてゐて極めて重要な分類法である。特に工學上最も重大なる土壤の力学的性質 (Mechanical properties) には直接關係あるを以つて、この分類法の實際について後章土壤粒子の大きさ及組織の所で詳述することとする。

#### 6. 土壤の化學的並に礦物學的分類

土壤は第一章に述べたる如く主として地殼を構成する岩石の風化によつて生ずるものであるから、土壤の化學的並に礦物學的成分は母岩の化學的並に礦物學的成分に負ふ所が多い。

地殼を構成する岩石の約 95 % は噴出岩 (Eruptive Rocks) であるから、土壤を生ずる母岩の大部分も亦噴出岩と見てよい。従つて噴出岩の化學的並に礦物學的成分が、土壤の化學的並に礦物學的成分に大なる指針を與へるといつてもよい。噴出岩を形成する原素は單獨に表はれることは稀で、多くは酸化物の形で表れてゐる。通常最も多く噴出岩中に存在する化合物は下の如きものである。

- 硅酸 (Silica  $SiO_2$ )
- 礬土 (Alumina  $Al_2O_3$ )
- 石灰 (Lime  $CaO$ )
- 酸化鐵 (Ferric Oxide  $Fe_2O_3$ , Ferrous Oxide  $FeO$ )
- マグネシア ( $MgO$ )
- アルカリ ( $Soda Na_2O$ , Potash  $K_2O$ )

是等に少量の炭酸瓦斯 ( $CO_2$ )、水 ( $H_2O$ )、硫酸 ( $SO_3$ ) 等を含む。此の内最も重要な化合物は硅酸及礬土であつて、石灰及酸化鐵がこれにつぎ炭酸瓦斯、水、亜硫酸瓦斯等は加熱すれば消失する 所謂灼熱減量 (Ignition Loss) となるものである。硅酸の量は 80 % ~ 30 % の間に變化し 65 % 以上ある時は酸性を呈し岩石は光澤を有して比重軽く 65 % ~ 52 % の間にあるときは中性、52 % 以下の場合には鹽基性を呈し黒色にして比重大である。Washington 及 Clarke によれば最もありふれた地殼構成岩の化學分析 (Chemical or Ultimate analysis) の一例をあぐれば下の如し。

地殼岩石の化學的分析表 (Washington & Clarke)

$SiO_2$	59.08 %
---------	---------

$Al_2O_3$	15.23 %
$CaO$	5.10 //
$Fe_2O_3$	3.10 //
$FeO$	3.72 //
$MgO$	3.45 //
$Na_2O$	3.71 //
$K_2O$	3.11 //
	98.50

土壤の化學成分は岩石から風化してそのまま殘留土壤となるものと、風水の作用によつて遠く運ばれて沈澱する堆積土壤とあるにより、岩石よりも甚だしく廣き範圍に變化するによつて一概にいへぬが、Glinka が Tobolsk 地方の Tschernosem 土壤を分析せる一例を示せば下表の如し。

Tschernosem 土壤の化學分析表 (Glinka)

$SiO_2$	71.74 %
$Al_2O_3$	15.19 //
$CaO$	1.70 //
$Fe_2O_3$	5.30 //
$MgO$	1.97 //
$Na_2O$	1.79 //
$K_2O$	1.87 //
	99.56

噴出岩の礦物學的成分は主として下の如きものである。

長 石 (Feldspar)

輝 石 (Augite) 及 角 閃 石 (Hornblende)

石 英 (Quarz)

雲 母 (Mica)

今噴出岩の礦物學的分析 (Mineralogical or Rational Analysis) の一例を擧げれば下の如し。

噴出岩礦物學的分析表

長 石	59.5 %
角 閃 岩	16.8 //
石 英	12.0 //
雲 母	3.8 //
	92.1

粘土の主成分たる "Clay Mineral" は主として長石の風化物であつて、これを "Kaolinite" といふ。Kaolinite の塊を通常 "Kaolin" と呼んでゐて、通常土壤はこの Kaolin と石英雲母並に角閃石の風化残物等の混合物であるわけである。土壤の礦物學的成分の割合は極めて廣汎なる範圍に變化し、窯業用の土壤に於てはこの粘土分が 80% ~ 90% に達するものがある。

### 第三章 土壤粒子及土壤の成層組織

#### 1. 土壤粒子の大さ及形狀

土壤は大小各種の大さ及球より板に至る各種の形狀の粒子の集合體であつて、通常これを器械分析法 (Mechanical Analysis) によつてその粒子の大小に分つ。これは通常二つの操作よりなつてゐて、先づ土壤粒子を充分に分離することを要し、次にこの分離されたる粒子をその大きさによつて區別する。分離法 (Trennung) には下の三法が通常用ひられる、即ち煮沸法 (Kochmethode) 震蕩法 (Schüttel-methode) 及摩擦法 (Reibmethode) である。煮沸法は土壤サンプルを 50 ~ 100 gr とつてこれを 1 ~  $\frac{1}{2}$  リットルの水中に入れ極めて靜かにこれを煮て分離する、なるべくならば半時間以上連續煮沸をさせて數回に切つて行ふがよい。震蕩法は煮沸する代りにこれを震蕩するものであつて、六時間位は震蕩をつゝけねば充分ではない。摩擦法は太き畫筆を以つて硝子又は陶器板上に土粒を塗りつけて粒子を一々分離するものであつて、これは極めて精密を要する場合に極く少量の土壤について行ふ場合の外はあまり用ひられない。

次に粒子の大きさを區分するには、下の三法が通常用ひられてゐる。即ち篩別法 (Siebmethode)、淘汰法 (Spülmethode)、沈澱法 (Sedimentiermethode od. Absetzverfahren) とである。篩別法は適當なる篩を用ひて各粒子の大きさに區別するのであつて、通常セメント篩別用のものと同一ものを使用してゐる。獨逸では通常の金網でなく圓孔の篩を用ひ、孔の徑 2.0, 1.5, 1.0, 0.5, 0.25 mm の種類がある。これは粒子が小となると粒子が互にくつき合ひ精密なる値を與へないが、如上の 0.25 mm よりも大なる徑の場合ならば、相當に正確な値を與へる。故に通常 0.2 mm 以上の徑の粒子の區別に用ひられ、以下の微粒子には通常下の方法を用ひる。0.2 mm 以下の微粒子に對して最もよく用ひらるゝのは淘汰法であつて、この方法では通常 0.01 mm の微粒子迄區別することが出来る。これは硝子製の圓壇中に土を入れ、下部から靜かに水流を加へてその流速を變化せしめて、土の各大さの粒子を流出せしめる方法であつて、多くの實驗の結果ほど球形石英粒子について流速と流出粒徑との間には次表の如き關係があることが知られてゐる。

水流速と流出粒徑との關係 (但し球形石英粒子)

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

淘汰法には通常用ひらるゝ装置に次の二種がある。

**Schöne の装置：**これは第 7 圖の如く徑 5.0 cm 及 2.5 cm の大小二個の圓壇中に下部より水を流入して、この中に入れたる土壤を流出せしめ區分する。土壤サムブル 35~50 gr をとり、これを前述の如く分離法によつて處理せる後この溶液となつて浮遊せる部分を、大なる徑の圓壇 A に底部に沈澱せる部分を小なる圓壇 B 中に入れ栓 D 及び水壓計 (Piezometer) C によつて大圓壇 A 中の上

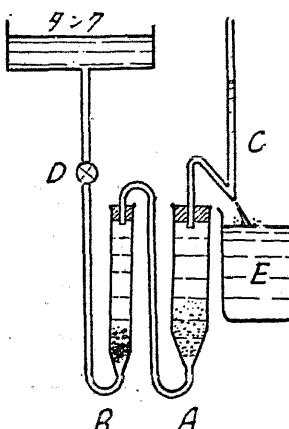
向流速に 0.2 mm/sec を與へて先づ粒徑 0.01 mm 以下の微粒を流出せしめる。而して A 中の上澄液が透明になれば 0.01 mm 以下の粒子は全部流出したことになる。そこで栓 D 及び水壓計 C によつて A 中の流速を 0.5 mm/sec に増し、0.01~0.02 mm の粒子を流出せしめる。次に A 中の流速を 2 mm/sec に上げて 0.02~0.05 の粒子を流す。そこでこれより上の流速は B 器の方を用ひて出すことにする。即ち次に B 器に於て流速を 7 mm/sec を與へて 0.05~0.1 mm の粒子を流出する。

更に流速を 25 mm/sec にすれば 0.10~0.20 の粒子が流出するわけである。これ等の流出物は各々これをビーカ E に受けて乾燥し後秤量する。B 器中の殘部は 0.20 mm 以上の粒であつて、これは前記の篩別法によつて區別し秤量する。

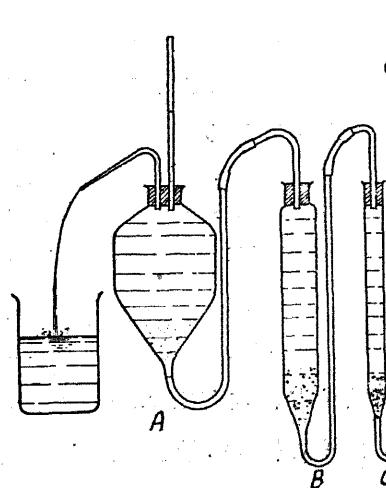
**Kopecky' の装置：**これは前記

の Schöne 装置を改良したもので

第 8 圖の如く ABC 三個の異徑の圓壇を用ひる。これによつて三種の異なる水流速を與へて、一時に三種の粒子徑の區別をすることが出来るやうになつてゐる。ABC の徑及流速及殘留粒子徑は下の如し。



第 7 圖 Schöne 装置



第 8 圖 Kopecky 装置

	A	B	C
圓壇内徑 (mm)	178	56	30
流速 (mm/sec)	0.2	2.0	7.0
殘留粒子 (mm)	0.01 ~ 0.05	0.05 ~ 0.10	> 0.10

尙 B を除き A と C とを直結して用ふれば 0.10 以上の C 中の殘留物を更に 0.10 ~ 0.20 と 0.20 以上とに區別する如に流速をきめることも出来る。

尙是等の裝置に於ても粒子が小となると互にくつつき合ふ恐れありといふので Hilgard は圓壇の底部に圓形の四枚羽根の水車をつけて、これを毎分 500 回乃至 600 回廻轉せしめる事を考案した。

沈澱法 は靜水中に浮んだ粒子の沈澱の速度を利用したものであつて、 Atterberg によれば粒子の徑と水中に於ける沈澱に要する時間とは、凡次の如き關係を有してゐるといふ。

#### 粒子の徑と水中に於て沈澱に要する時間

粒子の徑 (mm)	10 cm の深さに 沈下する時間	30 cm の深さに 沈下する時間
< 0.002	8 時間	24 時間
0.002 ~ 0.036	1 時間	3 時間
0.006 ~ 0.02	7 $\frac{1}{2}$ 分	22 $\frac{1}{2}$ 分
0.02 ~ 0.06	50 秒	2 $\frac{1}{2}$ 分
0.06 ~ 0.20	—	15 秒

これは最も古くから行はれてゐた方法で、通常のビーカーを用ひて行へば隨時何處に於ても出來るので最も簡便なものと考へられてゐる。従つてこれをビーカー法 (Beaker method) といつてゐる。 Atterberg は第 9 圖の如き深さを正確に記してあるメートルグラスを用ひてこれを精密に行ふことを考へた。前述の如き分離法を行つたサムプルをこのグラス中に入れて充分によくかき混ぜ、上記の時間静置し沈澱物は底より約 3 cm の高さにあるサイフォンから流出せしめ、此を再び清水と混じよく攪拌して再び同一時間静置して沈澱物をとり出す、斯くし

て該時間を経たる後沈澱物なくなればもはやそれに相當する粒子より大なる粒子は溶液中には浮游してゐないことを示す。そこで次の小粒子について今度は之れに應する長時間静置して上記と同一方法を繰り返せばよい

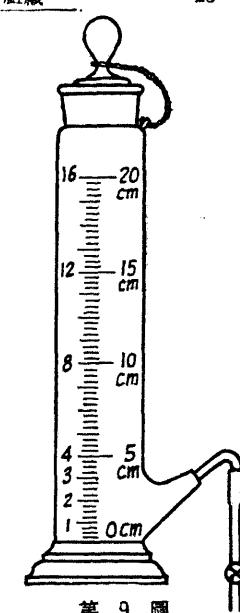
此の方法は最近色々の人々が改良を企てたが、最も精密なるのは Sven Odén の天秤の皿の一方を水中に入れて、その上に沈澱するものを次々に測定する方法であらう (第 10 圖)。

又上記の沈澱法は何れも粒子が小となると長時間を要する爲めに、數個の試験管を一軸の周りに廻轉してその遠心力を利用して底部に沈澱を得る方法は沈澱法の促進法として米國で用ひられてゐる。

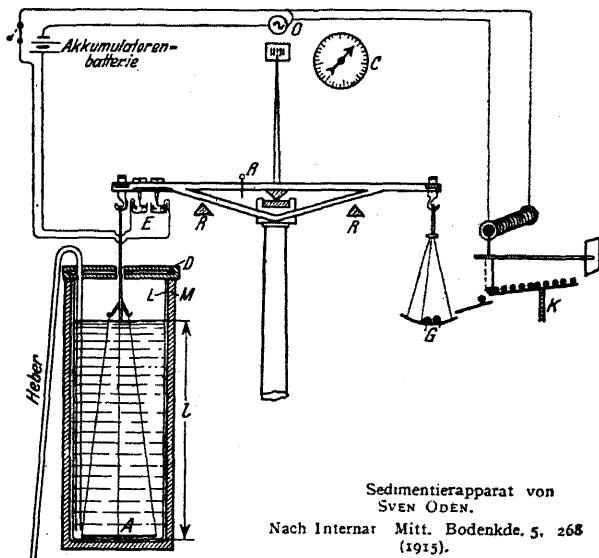
この場合廻轉の速度を變すれば一定廻轉時間に沈澱する粒子の大きさが決定されるわけである (第 11 圖)。

#### 2. 土壤の器械分析の實例

前節に於て述べた器械分析法は今日土質科學に於て一般に行はれつゝある方法であつて、主として農業關係方面及



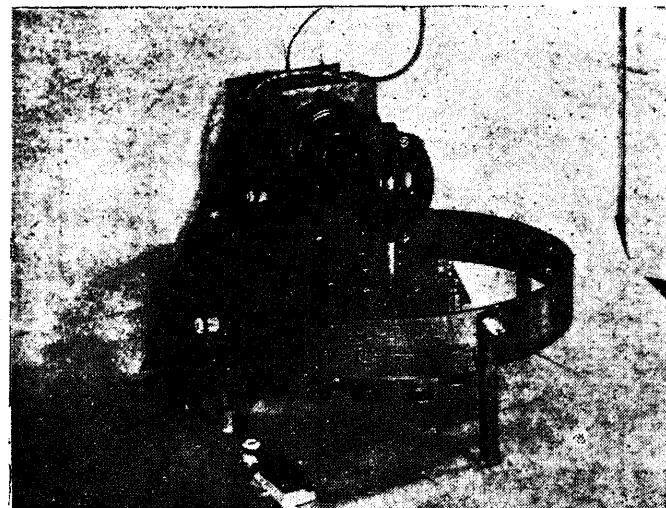
第 9 圖



Sedimentierapparat von  
SVEN ODÉN.  
Nach Internat. Mitt. Bodenkd. 5, 268  
(1915).

第 10 圖 Sven Odén 裝置

業方面に應用せられてゐる。土木工學方面に於ても近來漸く土壤の問題が重要視されて来て斯くの如き研究方法が取り入れられんとし



第 11 圖 Centrifugal Separator

てゐる。元來土壤の問題は土木工學の最初の問題であり、古來いやしくも土木工學に携るもので、これに留意しないものはないと言つても過言ではないかも知れない。然し乍ら從來吾々が土壤を取扱つてゐた方法は、土壤といふ材料を直接實驗して取り調べることなしに、多くはこれを粉體 (Pulverulent body) 又は彈性體 (Elastic body) と假定して、主として數學的解法とその結果の實證的實驗に止まつてゐた。これ等は元より重要な研究であるには違ひないが、斯くの如くして發展し來つた今日の土壓論 (Theory of Earth Pressure) は多くの土木實際家によつて、屢々實際とは合はないといはれてゐる。之れは甚だ尤もなる說であつて、根本の假定に於て實際の土壤の物理化學的特に力學的性質を調査することなしに、假りに附與した性質を基として組立てられたる理論が、實際に當てはまらぬといふのは明かなことである。従つて土壓論の理論的展開と共に實際の土壤の物理化學的特に力學的性質の研究が、兩立して行はれなければならないのである。此時反動的に古典土壓論が往々實際と合致しないことから、全く是等を

放棄して土質科學から直接に實際に應用すべき新理論を樹立しやうと試むる人がある（例へば K. Terzaghi の如き）が、これは少しく土質科學偏重の觀があり、例へていへば混凝土の研究に於て混凝土が完全彈性體に非ざるを以つて、彈性體に基づく今日の材料力學を應用すること止めやうといふ如きものであつて、吾人は直ちに組し難い説である、材料力學に於ても目下非彈性的基礎の上に立つ所謂可塑性力學 (Plasticity) の時代の來りつゝあることは事實であり、これがやがては材料強弱の將來を支配するであらうことは想像に難くないが、今日直ちに彈性體力學を放棄して、一朝にして新材料學が成立するものでなし、その基礎と思意さるゝ所の可塑性力學にした所が、今日の處ではやはり彈性力學を基としてこれの延長に過ぎないのである（拙著：材料強弱論並土壓論「岩波物理化學」参照）。土壤力學に於てもこれと全く同様にして、恐らく粉體又は彈性體と考へた古典土壓論を、全く放棄しては今の處新土壓論の樹立は困難であらう。

今日迄最も大膽に古典土壓論をすゝめ土質科學的研究のみによつて土壤の問題を取扱つたのは、土木工學の部門に於ては道路學であらう。米國に於ては近來道路の鋪裝の基盤 (Subgrade) として後章に述ぶる所の土壤の物理的性質を利用して、各種土壤の性質を幾つかの群に分つて、これに應する鋪裝の種類を決定しやうとしてゐる。第六回國際道路會議 (Sixth Congress of The Permanent International Association of Road Congresses, Washington, 1930)

吾人の取るべき最も賢明なる方法は土壤の力學的性質の實驗的研究と、それと古典土壓論との融合であつて、土壤の力學的性質の研究に於て最も重大なる點はその實驗の結果を如何に整理すべきかである。この整理が下手なれば例へば何程の實驗を繰り返してもそれは徒勞であり、一向に一般的效用を生じないで終る。これは屢々混凝土の研究に於て吾人が遭遇した所のものである。土壤の力學的實驗結果を整理するに當つて、最も重大なる點は實驗に供せられた土壤の區分法であり、これに附すべき名稱である。例へていへば今日吾々は鋼材について橋梁用鋼

材といへば、通常抗張許容應力  $1,200 \text{ kg/cm}^2$  の材料であり、更に詳しく述べれば St. 37 といへば抗張破壊強度  $3,700 \sim 4,500$  を有する鋼材だといふことが解り、混擬土についても通常セメント混擬土といへば耐壓許容應力  $30 \sim 35 \text{ kg/cm}^2$  のもの、高級セメント混擬土といへば  $40 \sim 50 \text{ kg/cm}^2$  のものであることが解る如く、土壤に對しても之れを色々に區分して一々力學的性質を實驗しなくとも、凡ての値が解るやうにしたいものである。元より土壤は通常の材料と異つて吾人が自らこれを作ることが出來ぬ天然物である丈にその性質の均等性が少く、この區分は極めて多岐多様になるであらうといふことは想像出来る。加ふるに氣候の影響例へば水分の大小、溫度の高低等が之れ又複雜なる影響を與へて、同一土壤でもこれによつて土壤の力學的性質が一々異なるのであらう。斯くの如くにして上述の分類は極めて多大の勞力を要する事業であらうけれども、何とかしてこの難問を處理しないことには、土壤力學の問題は恐らく永久に實際的の解決は望まれないであらう。

前節に於て述べた所の米式、獨式又は Atterberg 式器械分析法各種を適宜綜合して、土木工學方面に應用するに適合し、且我邦に於て實行が容易に出来る様にしたもののは鐵道省土質調査委員會で採用した次の方法であらう。

#### 鐵道省土質調査委員會土質器械分析法

##### I. 土壤粒子の名稱

砂利 (Gravel) 米式 8 mesh 篩に残れるもの徑凡  $2.5 \text{ mm}$  以上。

砂 (Sand) 同 8 mesh 篩を通過し 200 mesh 篩に残れるもの徑凡  $0.05 \text{ mm}$  以上。

沈泥 (Silt) 同 200 mesh 篩を通過し  $11 \text{ cm}$  の深さの水中に 8 分間靜置し底部より  $3 \text{ cm}$  以下に沈澱せるもの徑凡  $0.05 \sim 0.005 \text{ mm}$ 。

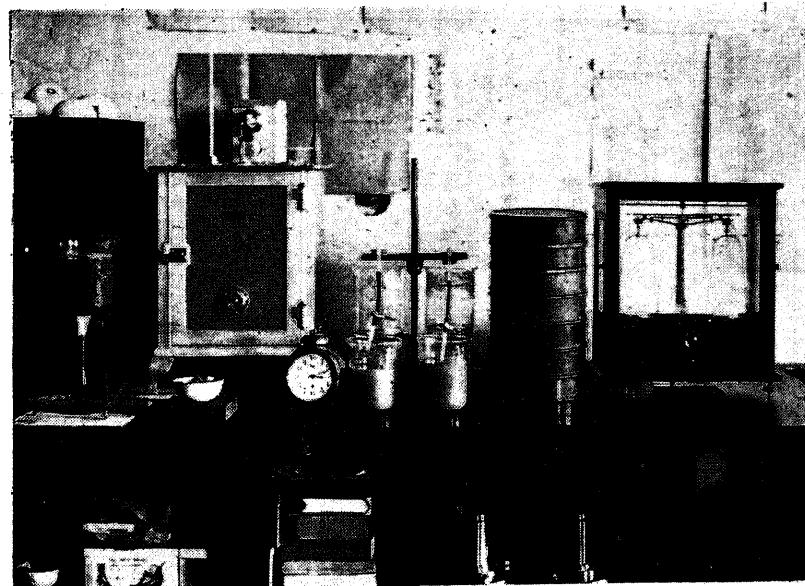
粘土 (Clay) 同 200 mesh 篩を通過し  $11 \text{ cm}$  の深さの水中に 8 分間靜置し表面より  $8 \text{ cm}$  即底部より  $3 \text{ cm}$  以上に浮游せるもの徑凡

$0.005 \text{ mm}$  以下。

##### I. 分析方法

乾燥せる土壤サンプル約  $50 \text{ gr}$  を深さ約  $11 \text{ cm}$  の水を入れたる容量  $1,000 \text{ cc}$  のビーカーに混じ、約一時間煮沸せる後之を冷却する。此の上澄液を底部より  $3 \text{ cm}$  迂濾して他の容器に移す、次に  $3 \text{ cm}$  以下に残れるものに新に  $0.5\%$  のアンモニア水を加へ 1 分間程攪き回して 8 分間靜置し、其の上澄液を他器に移す、此の作業を上澄液が透明になる迄數回繰返して行ふ。しかして此のビーカー中に残れるものを蒸發皿の中に移し、 $100^\circ C$  附近の溫度を保てる電氣恒溫器 (Electric Thermostat) 中にて乾燥し、更に之を乾燥器 (Desiccator) に入れて冷却する。

次に之をセメント用米式篩 (即ち 8 mesh 篩といへば長 1 尺につき 8 孔、即ち平方尺につき 64 孔を有す) を以つて篩別する。篩別けたるものは夫々秤定して  $50 \text{ gr}$  を  $100\%$  としてその % で表はす。是等は上記の砂利、砂、沈泥である。



第 12 圖 篩及乾燥器 其他

## 土壤機械的分類表

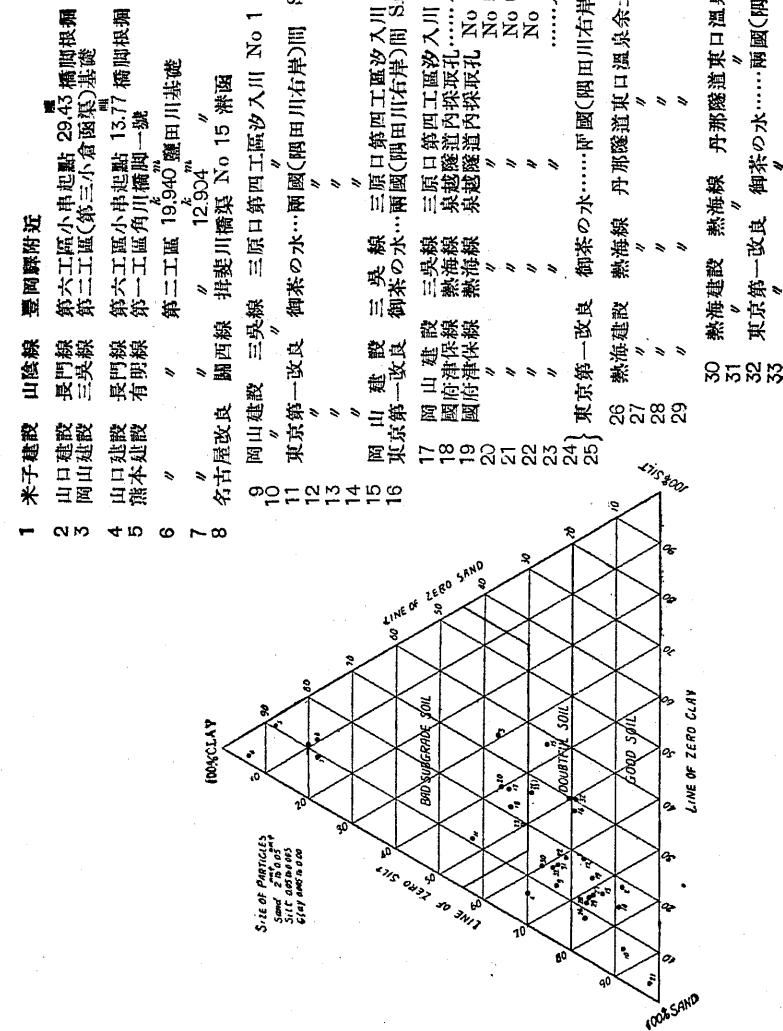
番號	試験村採取場所	機械的分類						採取量 (%)
		8II	14II	28H	48H	100H	200I	
1	山陰線 開臥所 近	29.43	哩 橋脚根掘					15.4
2	第六工區 小串起點 29.43哩 橋脚根掘	15.00	13.80	10.60	9.50	8.50	6.40	40.5
3	第二工區 第三小倉臨渠基盤	0.44	2.04	5.85	6.24	5.64	8.80	33.5
4	第六工區 小串起點 13.77哩 橋脚根掘	8.80	8.80	6.80	16.80	18.65	8.80	—
5	第二工區 六角川橋脚 一號	0	0	0.22	0.47	0.47	0.70	57.0
6	第二工區 19.940 km 距田川基盤	0	0	0.50	0.76	1.52	2.00	56.0
7	第二工區 12.904 km 距田川基盤	0.20	1.42	1.18	0.25	2.52	9.12	47.3
8	第六工區 第四工區沙入川 No1 橋脚根掘	4.33	17.12	19.37	15.46	11.75	6.40	12.40
9	第六工區 第四工區沙入川 No1 橋脚根掘	1.41	11.26	23.75	21.13	18.70	8.66	39.5
10	第六工區 第四工區沙入川右岸	4.16	1.29	1.75	4.55	10.7	23.93	7.24
11	第六工區 第四工區沙入川右岸	13.60	3.80	5.60	13.40	14.80	19.80	20.0
12	第六工區 第四工區沙入川右岸	9.00	2.10	0.30	9.60	12.80	38.40	27.5
13	第六工區 第四工區沙入川右岸	6.67	2.22	1.39	3.33	9.45	23.60	14.80
14	第六工區 第四工區沙入川右岸	1.02	4.49	6.12	4.90	4.49	15.10	37.98
15	第六工區 第四工區沙入川右岸	1.00	0.60	1.40	11.60	15.00	23.20	19.30
16	第六工區 第四工區沙入川右岸	1.00	1.20	2.80	4.60	9.20	22.00	25.4
17	第六工區 第四工區沙入川右岸	0.44	0.90	1.12	3.30	17.39	21.23	35.0
18	第六工區 第四工區沙入川右岸	2.32	4.61	6.75	12.60	23.16	18.50	2.9
19	第六工區 第四工區沙入川右岸	0.60	0.33	1.98	4.34	10.50	21.61	19.6
20	第六工區 第四工區沙入川右岸	63.10	18.07	8.14	3.60	1.60	0.98	24.64
21	第六工區 第四工區沙入川右岸	0.95	1.01	1.83	3.71	21.56	31.35	25.7
22	第六工區 第四工區沙入川右岸	0.41	3.26	9.28	9.69	11.17	15.17	2.51
23	第六工區 第四工區沙入川右岸	4.11	1.30	2.72	5.53	10.02	18.72	21.00
24	第六工區 第四工區沙入川右岸	37.60	9.86	10.57	8.15	4.11	8.04	26.76
25	第六工區 第四工區沙入川右岸	27.10	12.30	11.63	9.36	6.71	13.20	29.84
26	第六工區 第四工區沙入川右岸	28.20	11.24	11.62	9.20	6.80	4.12	17.50
27	第六工區 第四工區沙入川右岸	30.05	8.98	11.05	9.74	6.74	4.33	14.7
28	第六工區 第四工區沙入川右岸	20.10	8.74	11.00	8.20	6.24	4.60	12.70
29	第六工區 第四工區沙入川右岸	15.96	11.10	12.80	9.52	7.00	5.08	27.12
30	第六工區 第四工區沙入川右岸	11.18	1.13	3.90	6.90	17.79	9.60	10.4
31	第六工區 第四工區沙入川右岸	11.20	2.28	2.08	4.68	15.00	30.50	35.0
32	第六工區 第四工區沙入川右岸					26.40	14.36	22.2
33	第六工區 第四工區沙入川右岸							36.5

底部より 3 cm 以上に浮遊せるものにして、他の器に移されたるものはこれを一つにまとめて一様にかき廻した後、その中の一定量をとりてこれを前記同様に乾燥して其の量を秤定し、これを以つて平均濃度と考へ全重量を算出する。この全重量は即ち粘土の全量でありこれを 50 gr の % として表す。

是等の分析されたる Sand, Silt, Clay はこの三つの値を獨立變數と考へた三角標(Tri-linear Coordinates) を用ひて表はするのが最も便である。

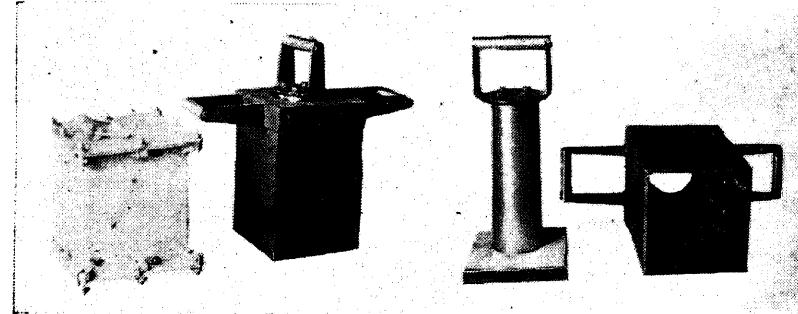
國有鐵道に關係ある土工について分析した結果を示せば前表の如し。但この最後の行の含水量は採取せるまゝの土のサムブルを乾燥器に入れて充分に乾燥し、其の重量差の全重量に對する % で表したもので、これは後章に於て述べる所の土壤の力學的性質又は物理學的性質に重大なる關係を有するによつて、こゝに併記する次第である。今上記の表でこの含水量をも含めて全重量を 100 % とする爲めには先づ 100 より含水量の % を引いて、残りを砂沈泥粘土等の表の數字に按分比例すればよい。尚是等を三角標を以つて表せば次圖の如し。

但し圖中 Bad Subgrade Soil, Doubtful Soil, Good Soil と三領域に區分したのは米國道路局(Buro of Public Roads) に於て道路の基礎として大別する分類法を併記したものである。米國ではこの何れの領域に入るかによつて、凡そ其の地質が道路の基礎として適不適を決定する目安としてゐる。圖中 Good Soil 中に入るべき點はそのまゝ道路鋪裝の基礎たり得る土地であり、Doubtful とあるは相當の土質改良を行つた上でなければ道路基礎用には不向の土地である。Bad Subgrade Soil に於ては充分なる基礎改良を施さゞれば道路鋪裝の基礎たり得ざることを示す。この區分法は勿論米國流の大ザツバなる區分法ではあるが、今迄全く標準を定めず單に技術者の經驗のみにたよつてゐたものに比べれば一段の進歩といはねばならない。勿論この區分法そのまゝで充分であるかは將來多くの研究に待たねばならない。構造物の基礎としてもかくの如き區分法が行ひ得べき筈であるが、この道路基礎の區分法そのまゝを直ちに用ひらるゝか、これも亦將來

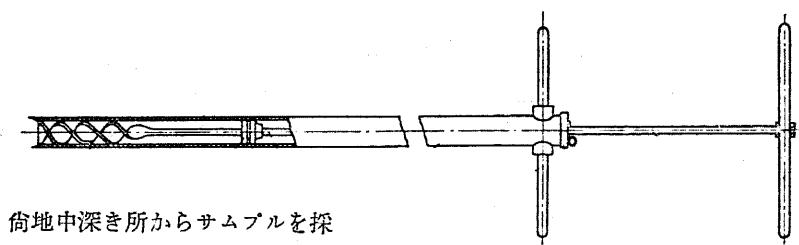


の研究問題である。

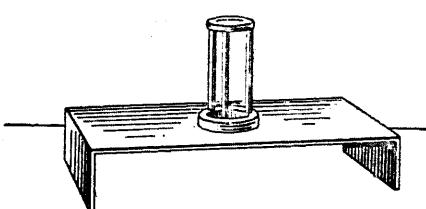
土壤の器械分析を行ひ又その物理化學並に力學的性質を研究するにはどうしても土壤のなるべく天然のまゝの状態のサンプルが必要である。自然のまゝの含水量と組織を以つた土壤サンプルを探ることは中々困難である殊に地下深き所のサンプルをとることは一層困難である。鐵道省では第13圖の如き採取器を作つて地表及地中(ならばそこ迄孔を掘つて)土のサンプルを採取してゐる。尙これを充分に水密にして運搬するのも大切な事でこれにも圖の如き器具を使用してゐる。



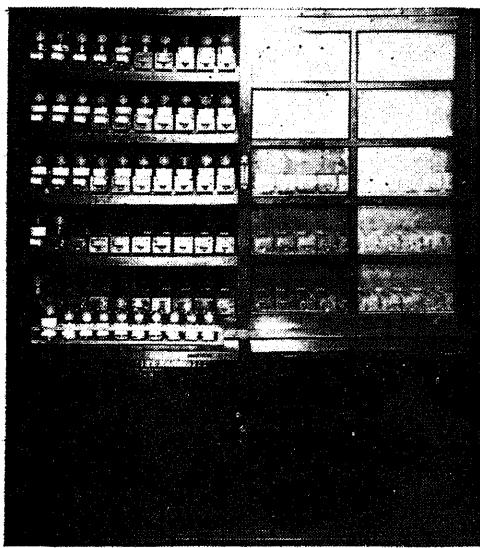
第13圖 採取器及運搬器 (内寸法 22×20×25 cm)



尙地中深き所からサンプルを探取するには上記の如く孔を掘つて多量に採取することは費用がかかるので屢々行ふことは困難である。その爲には第14圖の如き Boring machine を用ひて採取することが出来る、即ち螺旋状の穿孔器で土



第14圖



第 15 圖 土壤サンプル入戸棚

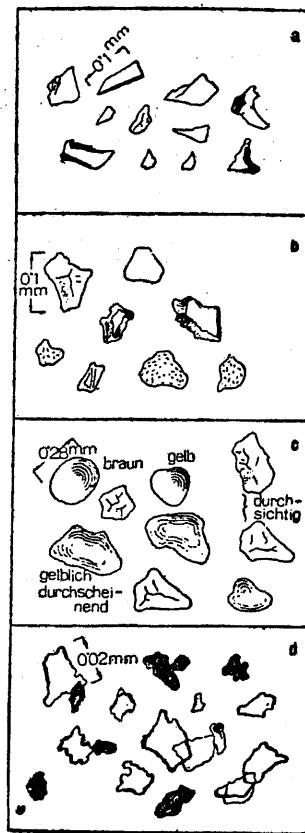
を採取するものでこれを垂直に正しく押し込み且その深さを正確に知る爲めに圖の如き臺を置いて捻り込む。勿論これで採つた土壤は自然のまゝとは云へないが器械分析を行ふ爲のサンプルとしては充分であらう。

尚斯くの如くして篩別した土壤サンプルは貴

重なる参考品なるを以つて第 15 圖の如くにして整理保存するがよい。

土壤粒子の形狀については検微鏡的検査を要する。第 16 圖に於て *a* は碎破された石英粉であり *b* は氷河 *c* は砂丘の砂であり *a* に比して著しく圓味を帶びてゐる。*d* は粘土粒子の形で鱗片状 (Schuppenform) をなしてゐる。是等の形狀は後章に述べる所の土壤の力學的性質に關係を有すべし。

### 3. 土壤の成層組織



第 16 圖

上述の如き大小種々の粒子が如何なる組織 (Structure) を組立てゝ實際の土壤層を作つてゐるかといふに Terzaghi に従へば凡そ下の三通りに大別出来るといふ (第 17 圖参照)。

圖中 *a* 及 *b*

は粒狀組織 (Einzelkornstruktur)

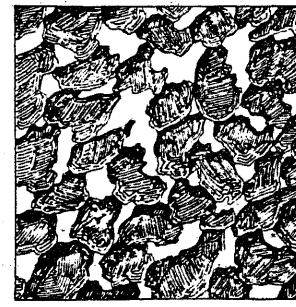
で *b* は粗なる場合 *a* は密の場合

で同一砂粒でも斯くの如き間隙の差異を生ずる。

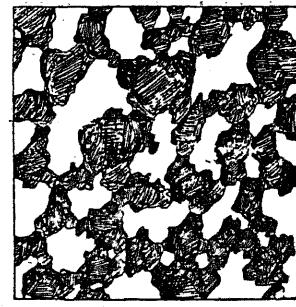
更に間隙の大なるものは *c* の如き蜂窩状組織 (Wabenstruktur)

*d* の如き雪片状

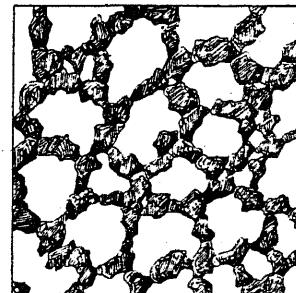
組織 (Flockenstruktur od. Krümelstruktur) である。



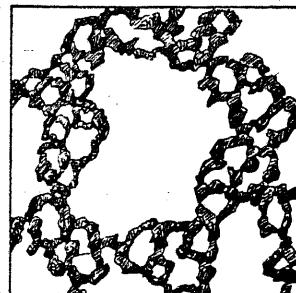
a



b



c



d

第 17 圖

同一器械分析表の土壤でも上の如き組織の差によつて間隙の大きさに大差を生ず。從つて間隙に出入する地下水の動きにも差を生じ延いては力學的性質にも差異を生ずるであらうことは既に前章に於て述べた通りである。

斯くの如き間隙容積の土壤總容積に對する比を通常間隙率 (Porosity) といふ即式で表せば

$$p = \frac{V_p}{V} \quad \dots \dots \dots (1)$$

*p* = 間隙率 (通常 100 分率で表す)

$$V_v = \text{間隙容積}$$

$$V = \text{總容積}$$

極めてよくつまつてゐる土壤ではこの間隙率 20% に近きものあり、又極めて粗鬆の地では 90% 以上のものもあるが多くの場合 50 ~ 60% と見ればよい。これは概して地表に近き所は大で地下に下るに従つて小となる。

又屢々總容積の代りに土壤粒子の容積をとつて間隙容積と土壤粒子の容積との比をとりこれを間隙比 (Void ratio) と稱してこれを用ひて間隙量を表す即

$$e = \frac{V_v}{V_s} \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots (2)$$

但  $e$  = 間隙比

$$V_v = \text{間隙容積}$$

$$V_s = \text{粒子容積}$$

間隙率  $p$  と間隙比  $e$  との關係は下の如し。

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

是等を實際に測るには土壤を  $100^{\circ}\text{C}$  の保溫器に入れて充分に乾燥せる後その  $1\text{cm}^3$  の目方を秤りこれを  $G \text{ gr}$  とす (見かけの比重)。次に土壤粒子の比重を秤り之れを  $G_s$  (眞比重) とすれば  $1\text{cm}^3$  中の粒子の容積は  $\frac{G}{G_s}$  で表はし得る故に  $1\text{cm}^3$  中の間隙容積は  $1 - \frac{G}{G_s}$  で表はし得る。

夫れ故に

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

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

粒子の比重  $G_s$  を測定するには種々なる方法があるが土壤の微粒子に對しては比重ビン (Pycnometer) を用ふる方法が最も適當してゐる。即ち比重ビンに先づ蒸溜水を入れて秤量し之を  $W_1$  とす。次に乾燥せる土壤粒子の一定量  $G$  を入れ

之れに蒸溜水を加へて秤量しこれを  $W_2$  とすれば

$$V_s = W_1 + G - W_2$$

は土壤粒子の排斥せる水量即ち土壤粒子の容積を與ふ。

$$\text{故に } G_s = \frac{G}{V_s}$$

然しながら是等の測定をせずとも土壤粒子の比重は大體下の如き値を有してゐてあまり大なる差異なき故間隙比の算出には次表を用ふることを得。

#### 土壤粒子の比重 ( $G_s$ )

砂 粒	2.6 ~ 2.7
粘 土 粒 子	2.4 ~ 2.5
腐 飽 粒 子	1.3 ~ 1.6



Pycnometer

斯くの如くして決定した間隙比又は間隙率は充分乾燥せる土壤についての間隙であつて天然の状態にある湿润土壤の場合と必ずしも同一とはいへない。湿润土壤に於ては含水量の決定を行つてこれと粒子比重及湿润土壤の見かけの比重より次の如くして決定することを得。

今湿润土壤を形成する粒子及間隙中の水及空氣の容積を夫れぞれ下の如くとする

	重量	容積
粒 子	$W$	$V$
水	$w$	$v$
空 気	$o$	$v_a$

$$\left. \begin{aligned} \text{然るときは} & \quad \text{含水率 (次節を見よ)} & w_s = \frac{w}{W+w} \\ & \quad \text{湿润土壤の目かけの比重} & G_s = \frac{W+w}{V+v+v_a} \\ & \quad \text{粒子の比重} & G_s = \frac{W}{V} \end{aligned} \right\} \dots \dots (6)$$

然るときは間隙率は下の如くして得られる。

$$p = \frac{v+v_a}{V+v+v_a} = 1 - \frac{G_v}{G_s} (1-w_2) \dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots(7)$$

#### 4. 土壤の含水量

上述の如き土壤の間隙には水が多少とも入り込んでゐる。斯くての如き含水量 (Moisture Content) を表すには間隙量を表すときと同じく二通りの比あり。土壤の一重量  $W$  を採取しこれを  $100^{\circ}c$  の保溫器又は乾燥器に入れて秤量すればその重量は含水量の蒸発するに従つて漸次減少する。この減少量の殆んどなくなつた時の重量  $W_0$  は即ち乾燥土壤の重量である。従つてこの蒸溜減量と乾燥土壤の重量比、又は蒸溜減量と濕潤土壤の重量比を以つて含水量とする。式で表せば下の如し

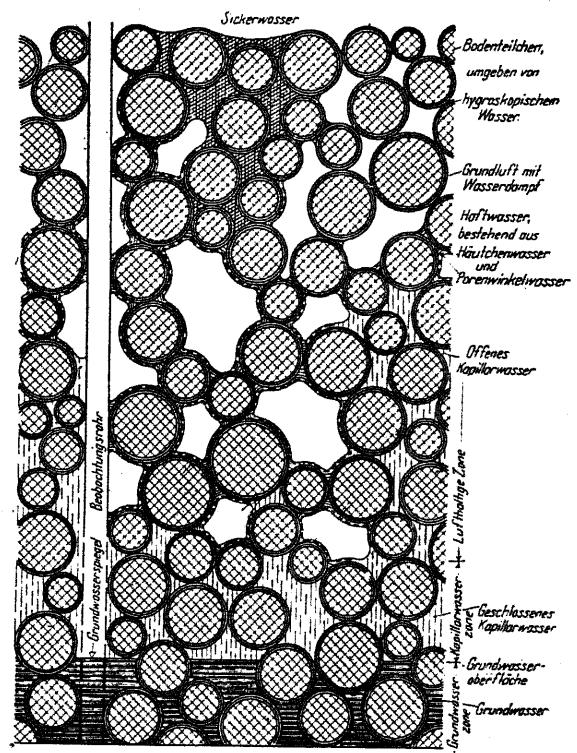
$$\text{含水比 } w_1 = \frac{W-W_0}{W_0} \dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots(8)$$

$$\text{含水率 } w_2 = \frac{W-W_0}{W} \quad (\text{通常 100 分率で表す}) \dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots(9)$$

厳密にいへば土壤粒子の間隙を充たしてゐる水には色々の異なる性質のものがある。粒子を包んで薄いフィルムをなしてゐる濕潤水 (Hygroscopic water) は極めて強い分子引力でくつついてゐる爲め、通常の空中乾燥では充分にはとり除くことが出来ない。その外側には毛管現象によつてメニスカス面をなしてゐる毛管水 (Capillary water) があり更に多量の含水量あるときは土粒子間隙にはもはや空氣の存在を許さず全部が水で充たされてゐるのである。實際土壤層に於ては是等が深さによつて別れてゐるその模様は第 19 圖の如し。

今粘土性土壤に於て含水量を漸次増加するときは固形状態から可塑状 (Plastic) になり更に含水量を増せば遂に液状になる。Atterbergは土壤の是等の變化を示す爲めに稠度 (Consistency, Konsistenzgrenz) なる定義を發案した。即ち土壤を陶器又は硝子板上に指でロールして細い棒に延ばすときこれが細く壊れない程度の含水量 (%で表す) を以つて可塑状と固形状との境界を示すこれを可塑限界 (Plastic limit, Ausrollgrenz) と名付ける。次に圓底の陶器又は硝子器に凡  $5 gr$  の土壤

粒子をとりこれを  $10 \sim 12 cm$  の徑に擴げ少量の水を加へて糊状にねり、それを凡  $1 cm$  の厚さに作つてニッケル製の範で  $V$  字型の溝の切斷をする。然る後容器を軽く叩いてこの兩者が流れ合はぬ程度の含水量 (%)を以つて液状限界 (Liquid limit, Fließgrenz) といふ。通常この兩限界の差を以つて可塑指数 (Plasticity index, Plastizitätszahl) と稱して土壤の稠度を決定する指數と考へてゐる。可塑限



第 19 ■

界は土壤が可塑状であり得る最小の含水量を示し従つて砂ではこの値は 0 である、沈泥では通常 20、粘土では 45 前後の値を有する。液状限界は土壤が液状をなす最小の含水量であつて或は土壤が内部の剪断抵抗力を失ふ時の含水量とも見ることが出来る故に、これは砂に於てはその粒子の粗滑、粘土質土壤に於ては間隙の量を比較し得ることになる、砂質土壤では通常  $20 \sim 40$ 、粘土質土壤では 100 以上に及ぶ。可塑指數は可塑状土壤が液状にならずにその形狀を保ち得る範圍を示す指數であつて、砂の如き場合は殆んど零であり粘土の如き粘着力大なる土壤程大である。この指數により土壤を稠度の立場から見て次の如く類別することが



大なる爲め著しく  $k$  の値が低下する ( $10^{-8} \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$ )。通常吾々が地下の充分に地圧を受けたる粘土層を實際上不透水層と考へてゐるのはこの爲めである。

この透水度  $k$  の値は土壤の含水量地下水流に直接關係するのみならず、Terzaghi によれば水力學的應力現象 (Hydrodynamische Spannungserscheinungen) と稱して地下水壓が地盤の支持力に重大なる關係を有するといふ。即ち容器に飽和含水量を有する土壤を入れて上部より壓縮するときは、間隙中の含水量は壓縮により間隙が減少する爲めに上部に流出する。その流出量  $Q$  は Darcy 式によつて決定せられる。この式により  $Q$ ,  $F$  及  $k$  既知ならば  $i$  が求められ從つて土壤の上下面の水壓差を知ることを得。これ即ち水力學的應力 (Hydrodynamische Spannung) である。含水量の流出に従つてこの水力學的應力は變つて来る。若し透水度に變化なきものと假定すれば、この問題は恰かも熱傳導の問題と同じであつて上下面の水壓差は含水量の全部の流失によつて零となるわけである。實際には含水量の流出に依つて土壤の間隙率が減少し、従つて透水度の減少を來たし含水量は全部の流失するに至らずして止まり上下面の水壓差の變化も或値に達して停止する。斯くの如き現象が建物等を支へる地盤に於ても起り、載荷當初は時と共に異なる支持力を與ふる現象を呈するといふのが Terzaghi の地盤の新支持力論である。

## 第四章 土壤の力學的性質

### 1. 土壤の剪断抵抗力

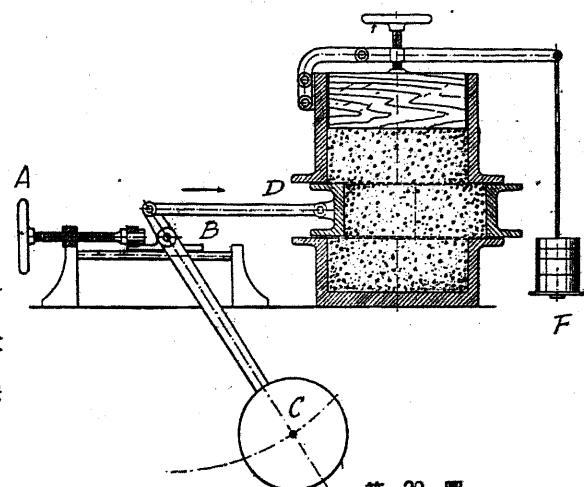
土壤の力學的性質を検査するには材料強弱等の方法を用ひて應力變形率線圖 (Stress-strain diagram) を作り、耐壓抗張他の強度及其等の彈性係數等を決定することが出來ればよいが、土壤は砂及含水量の多い場合には成形性に乏しい爲めこれも中々容易ではない。が然し土壤の崩壊を支配する最も重要な性質はその剪断抵抗力 (Shearing resistance) である。この事は材料の破壊又は屈伏 (Yield-

ing) についての最近の學說に於けると同一の觀念に基づく。剪断抵抗力を純粹に求めるには現今の材料力學では振 (Torsion) 試験の方法が最も適當なる試験方法であるとせられてゐるが、土壤は砂及含

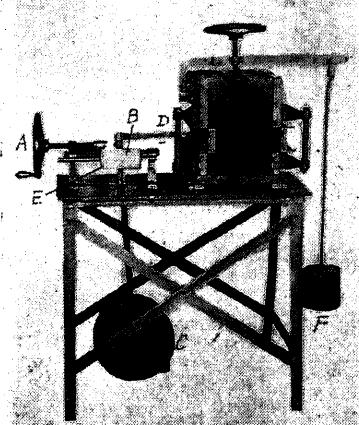
水量が多い場合には前述の如く成形性が乏しい故之を何かの容器に入れて試験することが必要であり、従つて通常の材料の如く振試験を行ふことは容易でない。

通常土壤の剪断抵抗を測定するには容器に土壤を充たして、これを上下に押へつけつゝ左右に引き切る方法を用ひる。この器械に色々のものがあるが最も具合のよいのは第 20 圖及第 21 圖の如きものであらう。

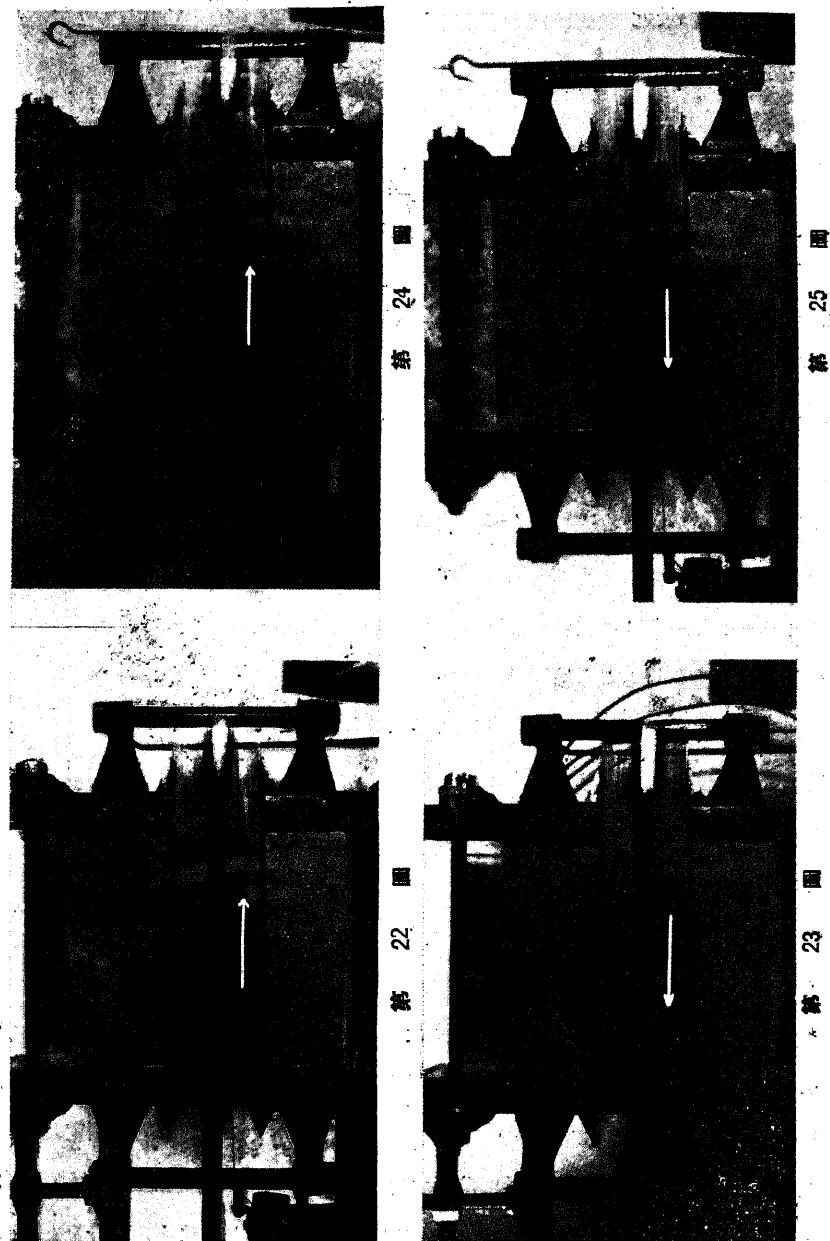
圖中  $A$  を迴轉すれば Ball Bearing よりなる Pivot  $B$  が左右に動き此點についての振子  $C$  の目方による力率と土壤を容れたる三割箱の剪断部分  $D$  の剪断抵抗による力率とが互に釣合つて、この振子のふれによつて剪断力を測定し得べし。これを  $D$  部の變位を横軸に剪断力を縦軸に Drum に自記せしむ (E)、勿論この際剪断力は上下二面についての値が出る故一面に對してはその半分をとれば



第 20 圖



第 21 圖



よい。 $F$  の重量を色々に變へて種々なる上下壓を與へることが出来る。斯くの如き器械を用ひて土壤の剪斷を行ふ場合の土の動きの模様を見る爲めに三割箱  $D$  の一面を硝子張にしてこれを觀察すれば、比較的正しく上下の二面に於て剪斷が行はれてゐることが解る。

第 22 図及第 23 図は上下壓なき時の寫真で此の場合には上層に渦動を生ずれ共、第 24 図及第 25 図の如く上下壓を加へればこの渦は消失して完全に二平面で剪斷が行はれる。今この三割箱の平面斷面を四角なものとすれば剪斷の力學的理論は次の如くして證明せられる。

### I 砂の場合

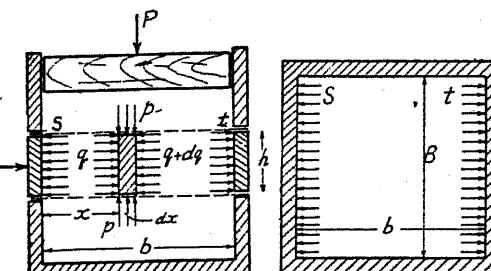
角型剪斷器に砂を入れて剪斷する場合の事を假定する。

1. 砂自身の重量を無視しえるものと考ふ。
2. 剪斷面は上下共完全に平面なりと考ふ。
3. 剪斷面上下の砂は全く移動せず剪斷部分の砂も全く變形なく(勿論容積變化もなく)剪斷されるものと考ふ。
4. 剪斷は極めて徐々に起り加速度等を生ぜず。
5. 剪斷によりて剪斷面の大さが變化せざる程度の小轉位に限るものとす。

### 第 26 図に於て要素部

分高さ  $h$  幅  $B$ 、厚  $dx$  即  $Bh dx$  に働く横壓力強度を  $q$  及  $q+dq$  とし上  
下圧強度を  $p$  とすれば  
此の部分の釣合の條件式

は



第 26 図 縦断面

平面

$$Bh(q - q + dq) = 2 \tan \theta \cdot p \cdot Bdx \dots \dots \dots (1)$$

但し  $\theta$  は砂の摩擦角 (Angle of friction) とする。

此の  $p$  と  $q$  との間には第27圖の如く  $p, q$  を主應力 (Principal stresses) と考へて、 $\sigma$  及剪應力  $\tau$  とを横軸及縱軸にとつてモールの應力圓 (Mohr's stress circle) を描けば、砂の場合には破壊最大剪力の限界は  $\sigma$  と  $\pm \theta$  の傾をなす  $OB, OB'$  なる二直線によつて表はし得べきにより (拙著: 應用力學ポケットブック参照)  $p, q$  の間には下の關係あり

$$\frac{q-p}{q+p} = \sin \theta$$

夫れ故に

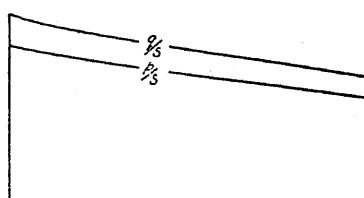
$$p = \frac{1-\sin\theta}{1+\sin\theta} \quad \dots(2)$$

(1) 式の  $p, q$  を近似的に主應力と考へれば (2) を (1) に入れて積分すれば

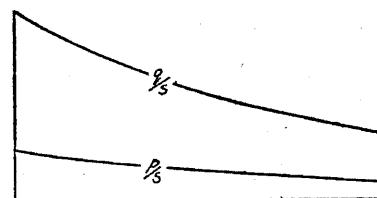
$$\log q = 2 \tan \theta \frac{1-\sin\theta}{1+\sin\theta} \frac{x}{h} + C \quad \dots(3)$$

$x = 0$  に於て  $q = s$  とすれば

$$q = se^{-2 \tan \theta \frac{1-\sin\theta}{1+\sin\theta} \frac{x}{h}} \quad \dots(4)$$

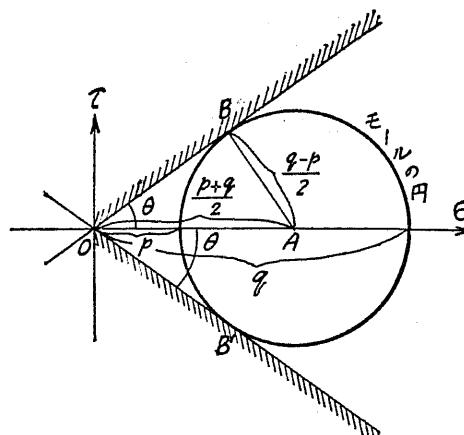


$\theta = 5^\circ$



$\theta = 35^\circ$

第 28 圖



第 27 圖

又

$$p = \frac{1-\sin\theta}{1+\sin\theta} q = \frac{1-\sin\theta}{1+\sin\theta} se^{-2 \tan \theta \frac{1-\sin\theta}{1+\sin\theta} \frac{x}{h}} \quad \dots(5)$$

即  $p, q$  何れも對數曲線をなしその模様は第 28 圖の如し

尚  $x = b$  に於ける  $q$  の値即  $t$  は

$$t = se^{-2 \tan \theta \frac{1-\sin\theta}{1+\sin\theta} \frac{b}{h}} \quad \dots(6)$$

上下壓  $p$  の總和は  $P$  たるべきにより

$$P = B \int_0^b pdx = \frac{shB}{2 \tan \theta} \left\{ 1 - e^{-2 \tan \theta \frac{1-\sin\theta}{1+\sin\theta} \frac{b}{h}} \right\} \quad \dots(7)$$

故に斷面積  $A = Bb$  で割り平均上下壓力強度を出せば

$$n = \frac{P}{A} = \frac{sh}{A} \frac{1}{\tan \theta} \left\{ 1 - e^{-2 \tan \theta \frac{1-\sin\theta}{1+\sin\theta} \frac{b}{h}} \right\} \quad \dots(8)$$

剪斷力は

$$F = (s-t) Bh$$

なる故

$$F = sh \frac{B}{A} \left\{ 1 - e^{-2 \tan \theta \frac{1-\sin\theta}{1+\sin\theta} \frac{b}{h}} \right\} \quad \dots(9)$$

故に上下二斷面 2A で割り平均剪斷應力を出せば

$$f = \frac{F}{2A} = \frac{sh}{2b} \left\{ 1 - e^{-2 \tan \theta \frac{1-\sin\theta}{1+\sin\theta} \frac{b}{h}} \right\} \quad \dots(10)$$

故に

$$\frac{f}{n} = \tan \theta \quad \dots(11)$$

### I 粘土の場合

粘土の場合に於ては剪斷抵抗力は上下二斷面の粘着力 (Cohesion) によつて生じる。この粘着力強度を  $c$  とすれば、これは上下壓強度  $p$  には無関係であつて要素部分  $Bh dx$  の釣合の條件はこの時は下の如くなる

$$Bh (q - q + dq) = 2c Bh dx \quad \dots(12)$$

故に  $q$  は

$$q = \frac{2c}{h} (b-x) \quad \dots\dots\dots\dots\dots(18)$$

となり直線型に變化し  $x=0$  及  $x=b$  に於て

$$s = \frac{2c}{h} b \quad \dots\dots\dots\dots\dots(14)$$

$$t = 0 \quad \dots\dots\dots\dots\dots(15)$$

となる。尚この  $c$  を求むるには剪断力  $F$  は

$$F = (s-t) hB = 2c A$$

なる故  $F$  を  $2A$  で割ればよい即

$$c = \frac{F}{2A} \quad \dots\dots\dots\dots\dots(16)$$

### Ⅱ 粘土交り砂

一般の土壤即ち Loam はこの場合であつてこの場合には剪断力  $F$  を上下二斷面  $2A$  を割り上下壓  $P$  を  $A$  で割り

$$\frac{F}{2A} = f, \quad \frac{P}{A} = n \quad \dots\dots\dots\dots\dots(17)$$

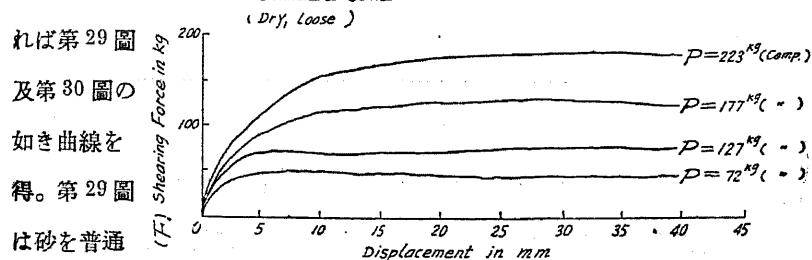
とすればこの兩者の間には

$$f = \tan \theta \cdot n + c \quad \dots\dots\dots\dots\dots(18)$$

なる關係があることとなる。

今セメント用標準砂を用ひて剪断試験を行い剪断力  $F$  及剪断變位を Drum に

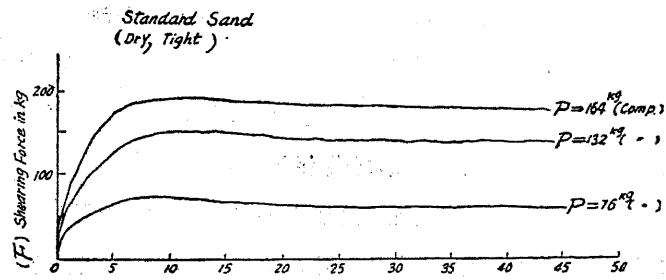
自記せしむ



第 29 圖

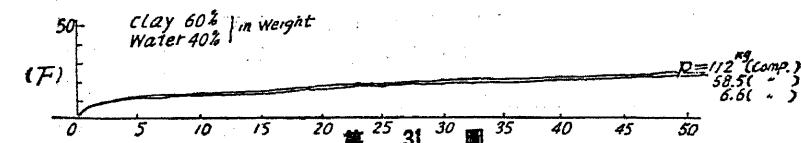
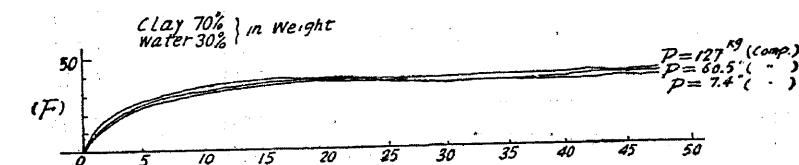
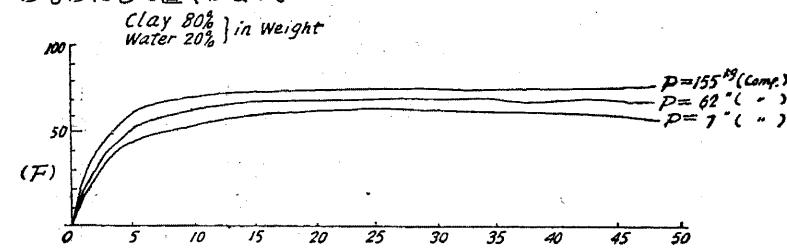
た時で、第 30 圖は充分に固く詰めた時の曲線である。

圖中曲線  
に附せる數  
字は上下壓  
の總和を示  
す。この值  
が大となる  
に従つて剪



第 30 圖

斷抵抗も増大する。又同一砂であつても詰め方によつて全く異なる  $F$  の値を與ふるふとは注目に値する、即ち土壤の剪断抵抗を測定するに眞の値を出すには土壤の生成状態そのまゝの状態に於て行はなければならぬ。その爲めには第二章 6 に於て述べた土壤採取器を用ひ、この内法の大さと剪断器の内法の大さとを同一のものにして置くがよい。



第 31 圖

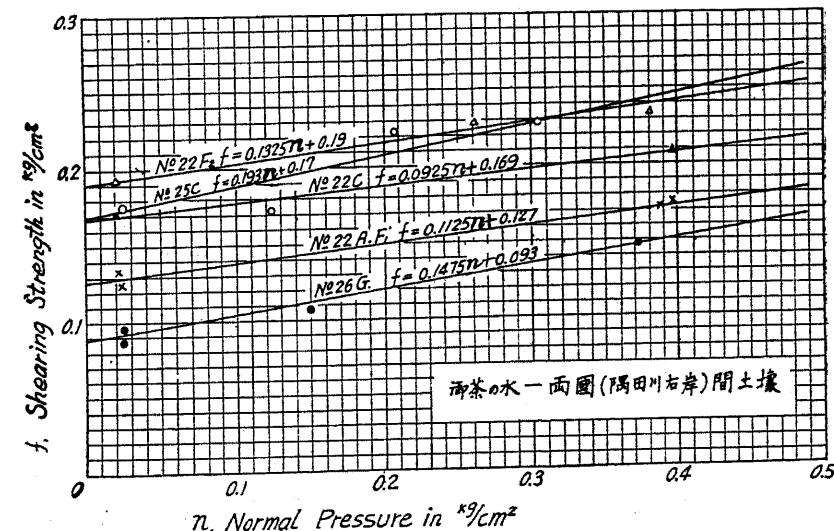
第31圖は粘土の場合(斐揚川の土壤 Clay 98%)を剪断せる實測曲線であつて含水量 20%, 30%, 40% と色々の値で剪断したものである。含水量小なる間は上下圧を増加すればやゝ剪断抵抗力を増す傾向あるも 30% 以上の含水量ではもはや剪断抵抗力は全く上下圧に無関係となることを示す。

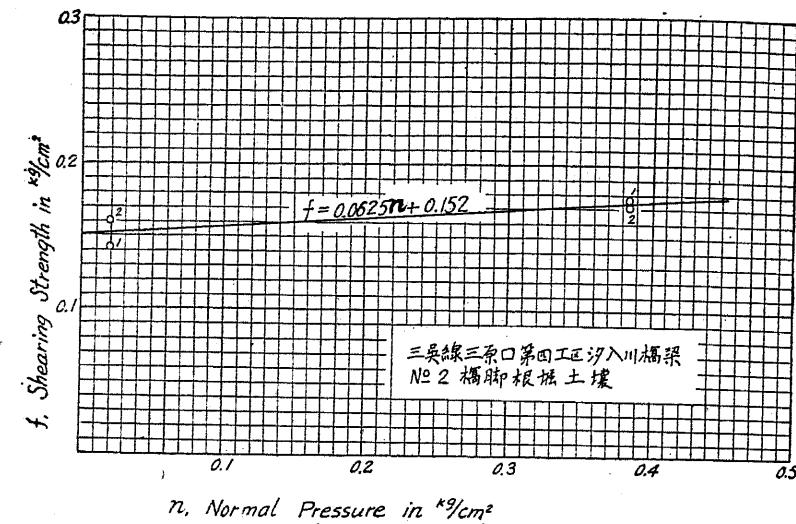
是等の實測圖から最大の剪断抵抗力  $F$  の値をとりこれを断面  $A$  の 2 倍で除して  $f$  を求め、これを上下圧  $P$  を断面  $A$  で割つた  $n$  の値を横軸にとつて表せば、一般に (18) 式の示す直線となる。

國有鐵道に關係ある土壤に就いて鐵道省官房研究所に於て、上記の方法によつて種々なる上下圧強度に對して試験せる剪断抵抗強度  $f$  の實際の例を示せば次表の如し。

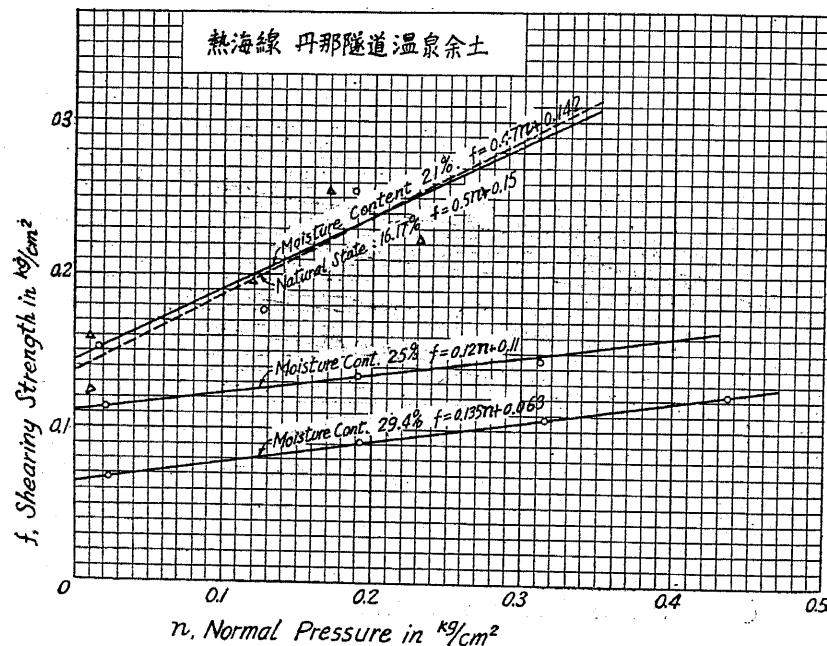
番號	試験材 採取場所	上下圧力強度 (kg/cm <sup>2</sup> ) (n)	剪断強度 (kg/cm <sup>2</sup> ) (f)
11	御茶の水一兩國(隅田川右岸)間 Sample No. 22 の A	0.025	0.132
		0.399	0.175
12	" " No. 22 の C	0.024	0.173
		0.399	0.208
13	" " No. 22 の F <sub>1</sub>	0.026	0.127
		0.270	0.143
		0.391	0.174
14	" " No. 26 の G	0.026	0.095
		0.149	0.109
		0.270	0.133
		0.391	0.218
15	三吳線一三原口第四工區汐入川 No. 2 橋脚根掘	0.021	0.154
		0.386	0.175
16	御茶の水一兩國(隅田川右岸)間 Sample No. 22 の F <sub>2</sub>	0.024 0.215 0.268 0.388	0.193 0.221 0.230 0.237
		0.025	0.176

24	"	No. 25 の C	0.122	0.172
25	"	"	0.207	0.225
			0.304	0.229
26	熱海線 丹那隧道東口内温泉余土 含水量.....14%	0.011	0.141	
		0.121	0.194	
27	含水量.....17.2%	0.171	0.255	
		0.232	0.220	
		0.019	0.152	
28	含水量.....20.1%	0.128	0.177	
		0.189	0.255	
		0.022	0.113	
29	含水量.....22.7%	0.193	0.133	
		0.313	0.146	
		0.026	0.067	
		0.194	0.091	
		0.316	0.107	
		0.438	0.121	





第 33 圖



第 34 圖

尚是等を  $f, n$  を坐標軸として圖示すれば第 32 圖、第 33 圖、第 34 圖の如く (18) 式の示す直線式を得。

尚是等の線圖に於て直線の傾きを求むれば摩擦角  $\theta$  を得、從つて摩擦係数  $\tan \theta$  を得べし。又是等の線圖の  $n = 0$  に對する點即ち  $f$  軸との交點の  $f$  の値は粘着力  $c$  を表はす。今是等の實測値を表示すれば次の如し。

番號	試験材採取場所	C	$\theta$	$\tan \theta$	S.G.	備考
		$\text{kg}/\text{cm}^2$	in Deg.	(見掛)		
11	御茶の水—兩國(隅田川右岸)間 Sample No. 22 の A	0.127	6°30'	0.1125	1.87	S. G. = 比重
12	" Sample No. 22 の C	0.169	5°20'	0.0925	1.87	$f = n \cdot \tan \theta + C$
13	" Sample No. 22 の F <sub>1</sub>	0.127	6°30'	0.1125	1.98	
14	" Sample No. 26 の G	0.093	8°24'	0.1475	2.00	
15	三吳線 三原口第四工区汐入川 No. 2 橋脚根掘 Sample 1 and 2	0.152	3°36'	0.0625	1.86	
16		0.190	7°30'	0.1325	1.90	
24	" Sample No. 25 の C	0.170	11°0'	0.1930	1.80	
25		0.150	26°36'	0.5000	1.92	此兩者は特別 に $\tan \theta$ 大
26	熱海線丹那隧道東口内温泉余土 含水量.....1+%	0.142	25°12'	0.4700	1.61	
27	" 含水量.....17.2%	0.110	6°54'	0.1200	1.77	
28	" 含水量.....20.1%	0.063	7°42'	0.1350	1.89	

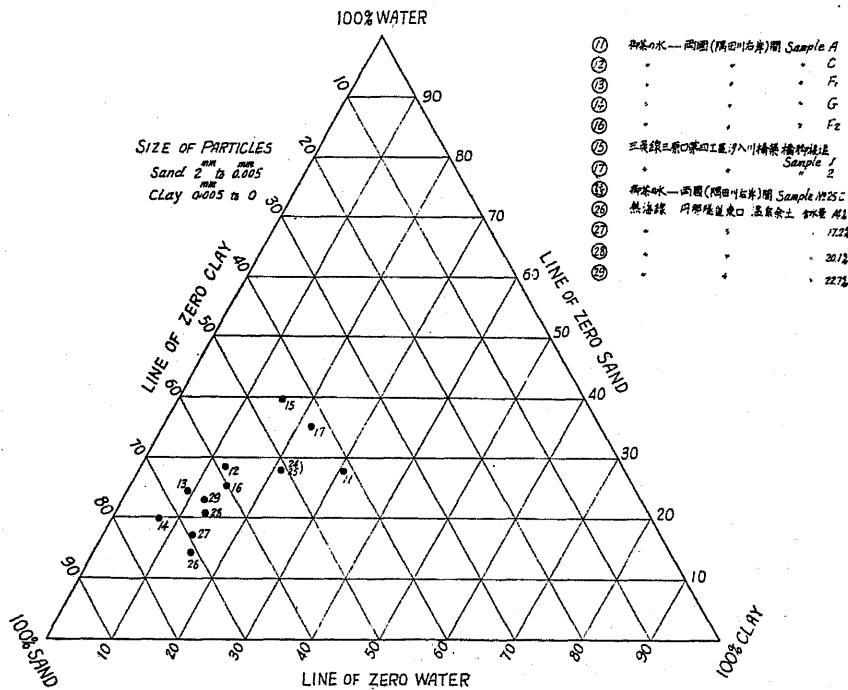
以上は凡て軟弱地盤の土壤數種に就いて例示せるに過ぎないが、斯くの如き實驗を各種の土壤について行ふ必要がある。

次に起る問題は斯くの如くして行つた實驗の結果として得たる摩擦係数  $\tan \theta$

及粘着力  $C$  を如何に整理すべきかの問題である。是等の値は第二章に於て述べた如く各種の土壤に就いて異なるべく、従つて極めて多種多様に分類さるべきものに違ひない。然し乍ら摩擦力及粘着力に最も重大なる影響を與ふるものは下の三種の原因であらう。

1. 土壤粒子の大きさ及形狀
2. 含水量
3. 土壤の構造組織及空隙率

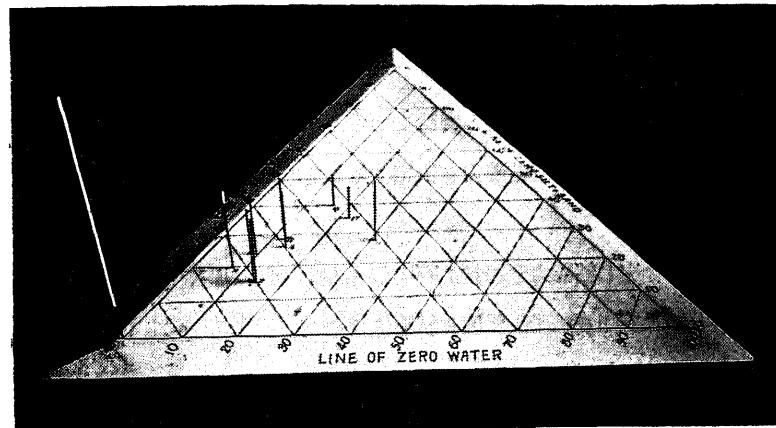
土壤の粒子の大小は第二章 6 に述べた土壤の器械分析法によつて區分することを得、その形狀の分類は困難なれ共に暫らく大きさの分類に止むれば微粉土壤は主として砂、沈泥、粘土の三種に分たれる、是等の内砂及沈泥は主として摩擦係



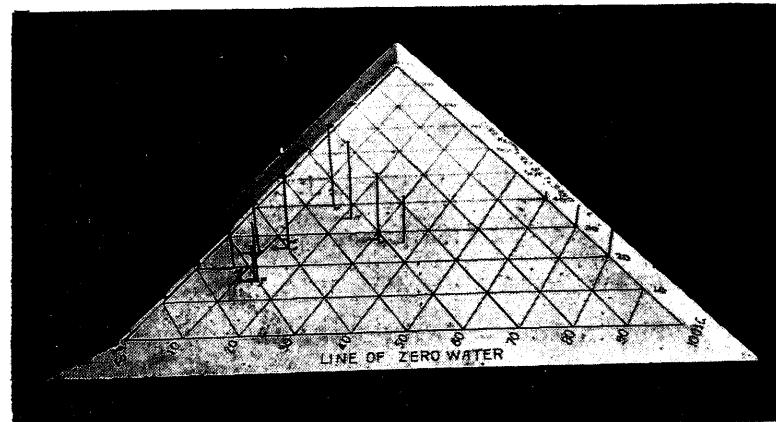
第 35 圖

數  $\tan \theta$  に關與し粘土は主として粘着力  $C$  に關與する。従つて土壤をコンクリートにたとへば砂及沈泥は骨材 (Aggregate) に當り粘土はセメントに當るといつてもよい。

故に摩擦係数及粘着力を表すのに砂 (沈泥を含む) 及粘土と含水量の三坐標を用ふれば大なる誤がないことになる。そこで前章に於て用ひた三角標とはやゝ異つてこの上記の三者を獨立變數と考へた三角標を作つて見れば第 35 圖の如し。



第 36 圖



第 37 圖

斯くの如くにして得た三角坐標の上に摩擦係数  $\tan \theta$  及粘着力  $C'$  を直角により一つの表面を作れば第36圖及第37圖の如くなる。

摩擦係数  $\tan \theta$  の方は  $S 100\%$  を頂として  $W 100\%$  及  $C' 100\%$  の方向に傾く一つの単純なる斜面をなし、粘着力  $C'$  は適當なる比  $S:C:W$  の所に頂點をもつて三方に低くなつてゐる中高丘状の表面となる。

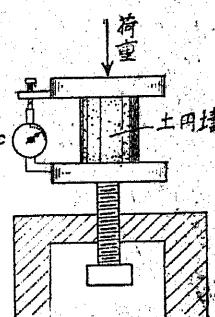
尙一つの重大なる要素として考ふべきは間隙率の影響であるが、これは上の如くにして各種の土壤について澤山の實驗をなし、これを種々なる間隙率を有する幾つもの異なる曲表面を以つて  $\tan \theta$  及  $C'$  を表はすやうにすればよい。然るときはもはや一々の土壤について上記の實驗をせずとも器械分析を行へば  $S:C:W$  の比及間隙率より摩擦係数及粘着力を決定することが可能となる。

## 2. 耐壓試験

土壤も粘土を含有し粘着力を相當に有するもので自體を保持し得るものならば通常の材料と同じくこれが耐壓強度を試験することが出来る。但し石材混凝土等に比して著しく軟弱なる材料であるから、その應力強度(Stress)を測定する耐壓試験器(Compression testing machine)は小規模で數百kg程度の能力のものであつて精密度の高いものでなければならぬ。變形率(Strain)は堅材より遙かに大なる故これは通常の變形率計(Strain meter)即約 1:100 mm 程度のもので充分であらう。砂性の土壤では粘着力に乏しく自體を保持し得ないからかゝる土壤の耐壓試験には先づ以て四方から初發壓力(Initial pressure)を加へつゝ上方から下方向の壓力を重複して加へるより外あるまい。

### I. 粘土質土壤の場合

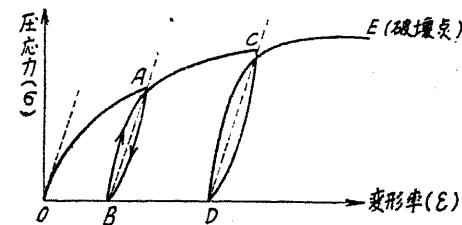
試験片は立方體(大きさ  $5 \text{ cm}^3 \sim 10 \text{ cm}^3$  位)か又は圓錐形(直径  $5 \text{ cm} \sim 10 \text{ cm}$  高さ  $8 \text{ cm} \sim 16 \text{ cm}$  位)が通常用ひられ土壤の含水量の蒸發を防ぐ爲め



第38圖

に周圍面をパラフィン等にて封するを要する。Terzaghi 教授の用ひたものは第38圖の如き装置である。土壤は力學上所謂可塑性(Plastic)の物體である故、剪斷抵抗の試験に於ても同じであるがこの耐壓試験に於ても荷重は充分にゆつくりとかけるを要する、多くは一回かけては數分間づゝ休み漸次に荷重を増大して行く様にする。

粘土質土壤について如上の耐壓試験を行い應力變形率線圖(Stress-strain diagram)を描くときは第39圖の如きものを得。



第39圖

此の曲線の大體の形狀は混凝土の應力變形率圖に酷似してゐる。應力(Stress)  $\sigma$  は耐壓荷重を試験體の横斷面積で除し  $\text{kg/cm}^2$  で表はし變形率(Strain)  $\epsilon$  は試験體に記せる基準の長さ  $l$  の壓縮量  $\Delta l$  を  $l$  で除した値である。Terzaghi は土壤はその組織が混凝土等の材料に比して遙かに多孔性(Porous)であり、従つて土壤を側方に變形なき如にして壓縮しても或程度迄はこの孔の間隙が小さくなる丈で壓縮される。この壓縮による爲めの變形率は通常の材料の變形率とは全く趣を異にする(通常の料材では壓縮によつて必ず所謂 Poisson 比によつて表はさるべき斷面の増大が起る)によつて變形率のこの部分を取り除いて間隙比(Void ratio, Porenziffer)零の状態での試験體の長さを以つて基準とすることを提倡した。間隙比に就いては前章に於て詳しく述べた通り土壤の間隙の容積と實質部分の容積との比で表はし、これを  $e$  とすれば  $l$  の代りに

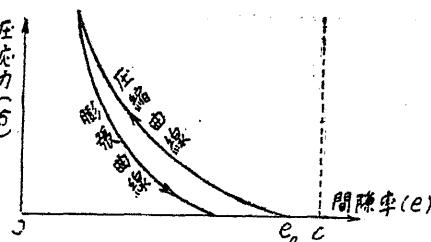
$$l_e = \frac{l}{1+e} \quad \text{但 } e = \text{間隙比}$$

をとれば間隙率零のときの試験體の基準の長さが出る。故に Terzaghi 流に  $\epsilon$  を表せば

$$\epsilon_e = \frac{\Delta l}{l_e} = \frac{\Delta l(1+e)}{l}$$



てゐる爲め第42圖の如くなり壓應力をかける前の間隙比を  $e_0$  とすれば漸次壓應力のかゝるに従つて間隙比は減少し充分に間隙比が小になればもはや容易に壓縮されなくなる。Terzaghi は



第 42 圖

土壤の間隙中に空氣の入らぬやうに全部を水濡しにして實驗したるに壓應力を取り去る時はこの場合には著しく彈性復原性を有してゐることを發見した。この膨脹曲線 (Swellkurve) をとつて Terzaghi は下式を以つて表してゐる。

$$e = - \frac{1}{A} \log(\sigma + B) + C \quad \dots \dots \dots \dots \quad (4)$$

但此式で  $e$  は間隙比  $\sigma$  は壓應力  $A, B, C$  は常數である。この式は壓應力  $\sigma = 0$  の際に間隙比が  $-\infty$  にならぬ様に  $B$  が入つてゐるが、充分に大なる壓應力を働かせれば勿論  $B$  は無視し得る程度の値である。常數  $C$  は  $\sigma$  軸の位置によつて異なる常數である。

尙此式を微分すればこの場合の彈性係数を得

$$E = - \frac{d\sigma}{de} = A(\sigma + B)$$

或は  $\sigma$  を  $B$  に比し充分に大なる所でとれば

$$E = A\sigma \quad \dots \dots \dots \dots \quad (5)$$

Terzaghi の測定した二三の結果を表示すれば下の如し。

#### 土壤膨脹曲線

$$e = - \frac{1}{A} \log(\sigma + B) + C, \quad E = A\sigma$$

粒の大きさ (mm)	$A$	$B$	$E$
粉狀の粘土	< 0.6	80.7	80.7 $\sigma$
8% silt を有する	0.1 ~ 0.2	94.3	94.3 $\sigma$
石英の細粉	0.25 ~ 1.0	100.	100 $\sigma$
同上(固くつめたるもの)	0.25 ~ 1.0	100.	100 $\sigma$
川砂	0.8 ~ 1.3	176.	176 $\sigma$

以上述べた二種の耐壓試験法による曲線の形の異なることは、地盤沈下の測定の際に沈下が土壤の彈性変形によるか、又は組織の壓縮のために生ずるかを判断するに役立ことがある。

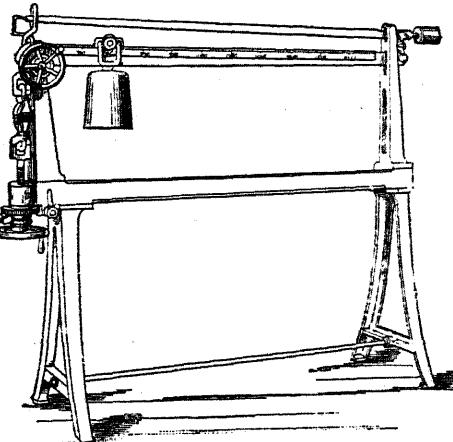
ヤングの弾性係数以外の弾性に關係する係数例へばボアソン比 (Poisson's ratio) の測定も時によつては必要であるが、是等の値も極めて廣い範圍に變化し且精確なる決定をなすことは中々困難である。粘土のボアソン比は凡  $\frac{1}{2.5}$  附近にあると見られ充分に堅くつめた砂では  $\frac{1}{5}$  位であると考へられてゐる。

#### 3. 抗張試験

土壤に抗張力を要求することは土木工事に於ては稀である、従つて直接土壤の抗張力を測定する必要は先づ無いと見てよい。砂の如きは抗張力はあつても極めて微々たるものであつて、粘土質の土壤に於ては屢々セメントモルタルの  $\frac{1}{5}$  位の大なるものがある。米國土木學會基準委員會で嘱託され Iowa 大學に於て  $43 \times 43 \text{ cm}$  の角断面の土塊について測定した値は黃色粘土質土壤で  $0.102 \text{ kg/cm}^2$  碧色粘土質土壤で  $0.124 \text{ kg/cm}^2$  であつたといふ。

窯業方面では粘土質土壤の抗張強度は可なりに重大なるものであつて、古くからこれを測定してゐる。セメントと同一 Briquette を作り、これを  $100^\circ \text{ C}$  の保溫器に入れて充分に乾燥し、然る後に第43圖又は第44圖の如きセメント抗張試験器と同一試験器にかけて破壊抗張強度を測つてゐる。

Briquette の製作法及試験法



第 43 圖

によつ同一粘土でも著しく異なる強度を與ふる故に一定の水量及詰め込法を規定して比較するを要し、試験の際にはその支持法に注意するを要し、ゴム等をこゝに挟んで引くのも一法である。

斯くの如くして測定した粘土質土壤の抗張强度は Orton, Ries 等の研究によれば粘土分(即  $<0.005 \text{ mm}$ )のみでも強くなく勿論大なる砂粒多き時は弱く、

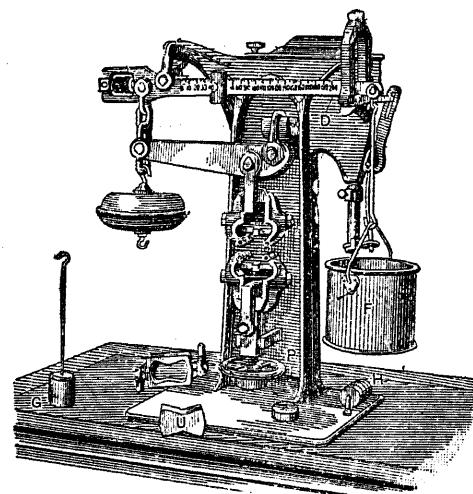
異なる粒径の土壤粒子が適當に混和されたる状態の時最もよく互に親和し合つて大なる抗張强度を生ずる有様は恰かもセメントモルタル又は混凝土の場合に似てるといふ。Ries が New Jersey clay に就いて行つた実験の結果は下表の如くである。

器械分析表

	擴張強度				
	sand (%)	silt (%)	clay (%)	(kg/cm <sup>2</sup> )	
	$>0.5 \text{ mm}$	$0.5 \sim 0.25 \text{ mm}$ , $0.25 \sim 0.01 \text{ mm}$ , $0.01 \sim 0.005 \text{ mm}$ , $<0.005 \text{ mm}$			
I.	11.00	3.50	14.70	11.00	59.00
II.	16.35	7.80	24.35	7.11	44.00
III.	33.44	11.45	23.55	5.66	22.00
IV.	42.950	6.400	5.585	14.21	30.645
V.	—	1.00	3.00	6.95	87.96
					3.5

#### 4. 土壤の物理的及力学的性質と道路基礎

上述の土壤の諸性質中次の五種の物理的又は力学的性質をもつて道路基礎としての性質を決定すべき五大性質 (Five basic physical characteristics) と稱してゐる即



第 44 圖

- (イ) 粘着力 (Cohesion)
- (ロ) 摩擦力 (Friction)
- (ハ) 弹性 (Elasticity)
- (ニ) 壓縮性 (Compressibility)
- (ホ) 毛管性 (Capillarity)

是等の性質の中粘着力と摩擦力とは次編に於て詳論する如く、基礎の横抜け移動に抵抗する最も重大なる性質であつて是等が萬一小なる場合には道路は到底永久に安定を期し難い。弾性及圧縮性は基礎に移動的の變化は生ぜしめるも、これあまり大なれば基礎は數箇月又は數年乃至數十年の永きに亘つて漸次に沈下を生ずる。殊に彈性的に荷重の去るに際して所謂跳ね返り (Elastic rebound) を生ずる地質は混凝土の如き硬質鋪装の基礎としては甚だ危険であり、又 Macadam の如き鋪装の基礎としても充分のロール固め困難にして思はしからず。毛管性の大なる土壤は透水性大なる爲め乾濕の氣候的變化によつて含水量を變じ大なる膨脹収縮を生じ、且冬季凍結する地方では霜の爲めに持ち上り凍結破壊を生じ道路の基礎としてはよくない。

今是等の關係を簡単に表示すれば

#### 土壤の五大性質と道路の基礎の安定との關係

土壤の五大性質	道路の基礎に及ぼす影響
粘着力 }	基礎の横抜けによる破壊的沈下擁壁の土壓力及
摩擦力 }	切取盛土の法面の崩壊
弾性 }	基礎の弾性的及可塑性的沈下
壓縮性 }	基礎の含水量変化による膨脹及収縮凍結作用
毛管性	

尙是等の五大性質と土壤の組成要素との間には密接なる關係あることは既に述べた通りである、今これを簡単に表示すれば

- 礫 (徑 2 mm 以上)
- 粗砂 (徑 0.25 ~ 2.0 mm)

} 摩擦力を與ふ、殊に雨天の際にも充分なる支持力を有す。

細砂(徑 0.05 ~ 0.25 mm)	摩擦力		
沈泥(徑 0.005 ~ 0.05 mm)	毛管性	壓縮性	
粘土(徑 0.005 mm 以下)	粘着力		
膠質體(徑 0.002 mm 以下)			
雲母片	彈性		
硅藻土(Diatom)		毛管性	
泥炭(Peat)	彈性		
化學性分	石灰及マグネシヤ(苦土)	土壤粉末を凝固せしむ	
	アルカリ(曹達及加里)	土壤粉末を分散せしむ	

尚米國に於ては是等の五大性質によつて道路の基礎としての土壤を次表の如く 8 個の群に分類してこれに應じて適宜に鋪装を行ふべきことを推奨してゐる。

群別	性質	基礎
A~1 大小粘よく混じ充分なる 結材ある土壤	摩擦力及粘着力大、有害な 膨脹收縮、彈性毛管性なし	最良の基礎にして比較的 薄き鋪装にして充分なり
A~2 大小粘混合よからず、結 材充分ならず	摩擦力及粘着力はある場合 に限り働く、有害なる膨脹 收縮、彈性毛管性あり	乾燥せる場合に限りよく 含水量大となれば危険
A~3 粗材のみにて結材なし	摩擦力大、粘着力なし、彈 性なく、毛管性大	可撓性鋪装の基礎に適す
A~4 沈泥のみにて粘土なし	粘着力なく、摩擦力も變化 し易し、多少彈性あり、毛 管性大	乾燥せる場合に限りよく 含水量大なれば不可、凍 結の害也る。
A~5 A~4 と同一にて彈性を 有するもの	A~4 の性質に彈性が大なるもの	固き鋪装及マカダムに適 せず
A~6 粘土のみ	摩擦力なく粘着力大、彈性 なく、膨脹收縮大	充分に固めたるマカダム には適すも、固き鋪装には 適せず
A~7 A~6 に彈性を有するも の	A~6 に彈性加はる	マカダム、固き鋪装何れ にも不可
A~8 泥炭	粘着力も摩擦力も少く、彈 性及毛管性大	特別の固結法を講ぜざれ ば、道路基礎に適せず