

第 I 章 土壌の性質

第 1 節 土粒子の大きさ及び形状

表-1 に掲げた粒子の大きさに依る土粒子の記號法は土壤學で習慣上使はれて來た方法の一つである。Am. Found. Comm. (アメリカ基礎工委員會) は表に掲げた記號方法を提議して居る。コンクリートの方では 7 耗から 70 耗迄の粒子の大きさのものを礫と呼び 7 耗より小さいものを砂と稱して居る³⁾。通常行はれて居る記號法は曖昧であるから、著者は圖に示した

表-1²⁾

粒徑(耗)	5 以上	5~2	2~1	1~0.5	0.5~0.2	0.2~0.1	0.1 以下
記號様式	岩石 (砂礫 礫)	砂利 (砂礫)	非常に 粗い砂	粗粒砂	中粒砂	細粒砂	洗滌して 除きうる 分

表-2⁴⁾

記 號		篩目の大きさ (耗)		分析の方法
		通 過	残 留	
岩石、碎石 (礫)	粗	32.0	16.0	金屬板に孔をあけた篩
	中	16.0	8.0	
	細	8.0	4.0	
砂 礫	粗	4.0	2.0	網篩
	中	2.0	1.0	
	細	1.0	0.5	
塵 土	粗	0.5	0.25	網篩
	中	0.25	0.125	
	細	0.125	0.0625	
粉 末 土	粗	0.0625	0.03125	沈澱分析
	中	0.03125	0.015625	
	細	0.015625	0.0078125	

(圖-1) 土壤組織の圖式表示法の基本となつて居る記號方法を提議する。この記號方法では洗つて除きうる細かい部分(微細砂、沈泥、浮泥)の粒子の記號は表-14の Atterberg の方法に依り、粗部分は表-1 に依つた。各種別中の最大粒子は、せいぜい最小粒子の 3.33 倍である。

機械的分析(篩分析及び沈澱分析)の結果を圖式表示する際重要なことは横軸に粒子の大きさではなくその對數を採ることである。1の對數は0であるから粒子の大きさ $d=1$ が横軸の0になる。縮尺は横坐標 x とこれに對應する粒徑 d との間には次の關係が成立する様に選んである。

$$d = 2^{-x} \dots \dots \dots (1)$$

横坐標 $x+1$ に對應する粒徑は

$$d_1 = 2^{-(x+1)}$$

従つて $d:d_1 = 2$

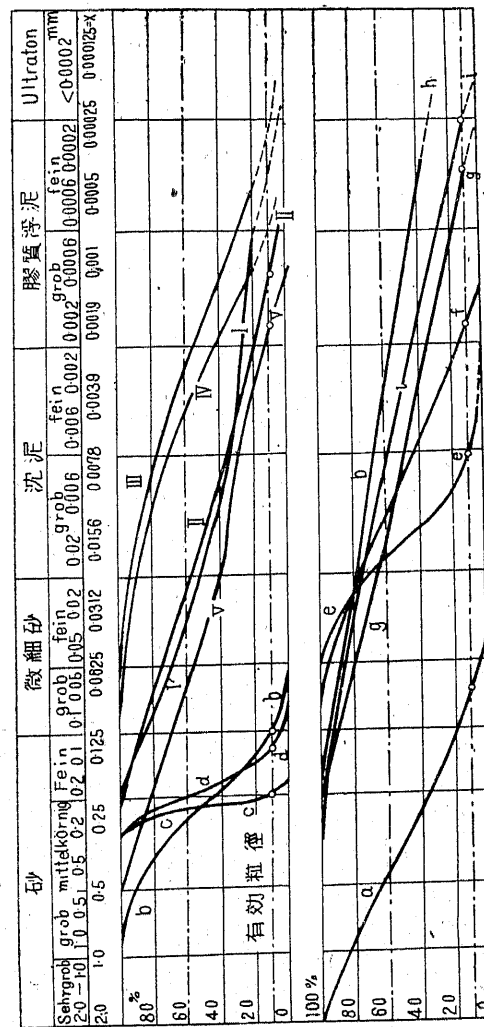
それ故、粒徑の2倍は横坐標上に於ては粒徑に無關係に1として表はされる。横坐標 x は(1)式から

$$x = -\frac{\ln d}{\ln 2} = -1.441 \ln d \dots \dots \dots (2)$$

各横坐標に對して、この横坐標に對應する粒子の大きさよりも小さな粒徑部分の含有量(重量百分率)を縦坐標にとると粒徑曲線が出来上る。粒徑曲線の傾斜は土の均等度に對する一つの規準となる。

砂 a~d (圖-1)の機械的組成はアメリカの標準篩の定め方により、又表-14の粘土 I~V は沈澱分析に依つて見出した。著者の研究した最も均等質の材料(砂c)は黒海の海岸線の砂丘から産出したものである。曲線 I~V は粘土 I~V の組成を圖示し、又曲線 f~i は比較のため

Atterberg の研究した北歐の土の粒徑曲線を掲げたのである。石英を粉砕



して造つた碎砂の粒徑曲線は殆ど直線である。粘土の組成の大きな不均等性は砂の不均等性に比べて著しく目立つて居る。エオリエン産の塵土の不均等性は(Löss. 曲線)砂と粘土との中間である。

砂の粒子の形はすくなくして居るか扁平かであり、鋭利な又は圓味のある稜及び平滑又は粗い側面等を有し、その礦物學的な組成は多くの場合單に肉眼で判断しうる。沈泥の粒子の形ならば未だ顯微鏡に依つて非常によく認めうる。沈泥の粒子は流水に依つて運ばれる際全く損耗するのではなく、せいぜい分解される程度である様に思はれ

る。そしてその形状は元の砂粒子の形よりもむしろその礦物的組成に非常に關係するのである。粘土質土壤の沈泥はすんぐりした形の粒子と薄い且不规则な縁を持つた透明な鱗片状結晶とに分けられる。膠質浮泥の粒子形状は唯間接に見出されるだけであつて、クレイの膠質浮泥は鱗片状である様に思はれる。圖-2 a~d は 圖-1 に粒徑曲線で圖示した二三の物質の粒子形状の特性を示す。氷河砂の多くの石英砂の表面 b (圖-1 b) はザラザラして居る。砂丘砂の粒子の表面は完全に滑らかである。軟かい礦物(石灰)から成立つて居るこの砂の粒子の表面は完全に平滑であり、石英粒子では尙元々の形状が認められるが縁だけは擦りへつて居る。物質 d (圖-1 クレイ III の粗沈泥) では圓い粒子部分と鱗片状のものとの區別が感ぜられる。

第 2 節 土壤の構造及び空隙量

a). 構造の種類

風化土壤の構造に對する原形は規則的な配列をした同じ大きさの球から成立つて居る球の堆積の中にみられる。かゝる堆積の空隙量は球の配列に依つて 25.8 から 47.6 % の間に在る。球堆積の型に依つて成層した土壤は單粒子構造を有して居る。この構造の他に

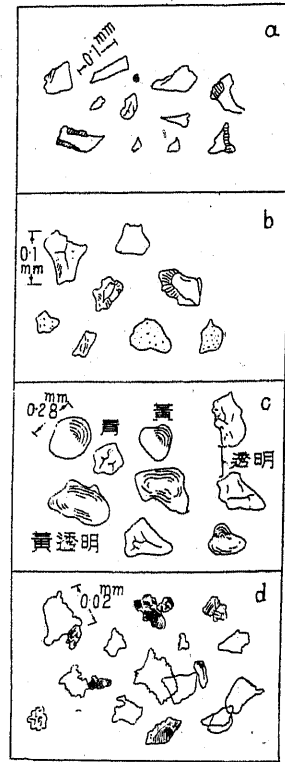


圖-2

ゆるく成層した沈泥及び浮泥の蜂窩構造、凝結せる沈澱物の雪片構造、粘土質土壤の表層のパン屑構造等がある。蜂窩構造を持つた沈澱物は最大粒子よりも大きい空隙を持つて居る。雪片構造、パン屑構造では粒子は集まつて、多孔質の團子状になりこれだつて第二次の粒子を形成して居る。二次の粒子から造られた物質の構造は二次の單粒子構造又は二次の蜂窩構造を有して居る。雪片状粒子は電解に依る膠質の凝結後直ちに形成され、従つて沈澱物は形成の際既に二次構造である。これに反してパン屑状粒子は多くの場合單粒子構造の土壤から次第に凍結、動植物、透過する水に溶けて居る酸類又はこれらに似た要素の影響に依つて形成される。

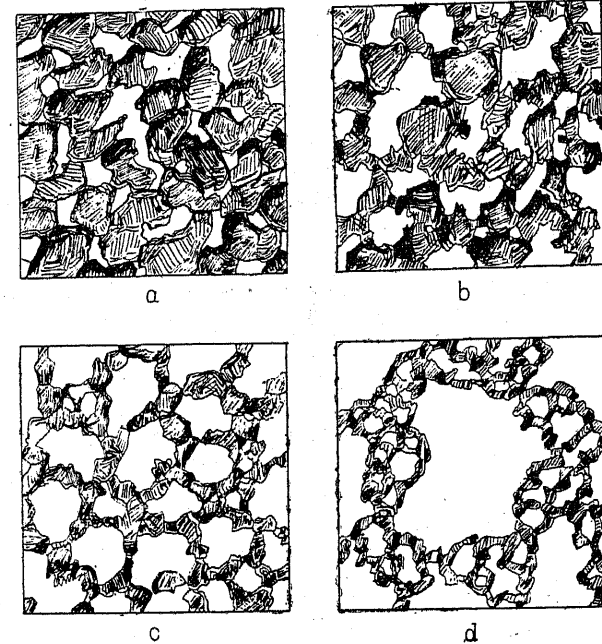


圖-3

圖-3 a~b は土壤の構造の主な型を示して居る。例へば a は密な單粒子構造、b は粗い單粒子構造、c は蜂窩、d は雪片構造である。單粒子構造の粒子配列は實驗的に研究される。砂粒子断面を擴

大した様な輪廓を示す多くのアルミニウム薄片を、二つの平行な正方形の枠にはめこんだガラス板の間に入れる。ガラス板の間の距離はアルミ薄片の厚さよりも幾分大きい。枠を適當に操作すると、薄片は急激な又は緩慢な沈澱の際の砂粒子の運動と相似な運動を行ふ。薄片が急激に重なり合つた場合は 圖-3 b の姿になり、枠を揺り動かしたり、たゞいたりするときは 圖-3 a に移つて行く。圖-3 c と d の構造形態は粒子が接觸した爲互に粘り合ふ場合にのみ起りうる (第10節参照)。

砂の構造は、粘土質土壌の構造と直接比較することは出来ない。何故ならば前者は厚い堅固な粒子から成り、後者は主として屈曲しやすい鍍物片から成つて居るからである。

b). 砂の空隙量

表-3 は實驗室に於て試験した二三の砂の空隙量を決定した結果を示し又空隙量が砂の詰め方に依つて變化する限界の概念を與へて居る。自然界に現はれる砂塊の空隙量はそれ故粒子組成に依るのみではなく、砂層の生成の歴史にも依るのである。

突發的な洪水に洗はれて沈澱した砂の空隙量は恐らく大約 50% に達す

表-3

材 料	空 隙 量 (%)			壓 密 能 F
	ゆる詰め	揺り込み	水締め	
石英を粉碎して造つた石英砂 粒 徑 0.7~0.25 糎	50.1	44.0	40.0	0.502
細かい濱砂 (圖-1 d)	49.6	41.9	38.8	0.550
砂丘砂 (圖-1 c 及び 圖-2 c)	45.8	33.9	33.9	0.660
混合粒の幾分ローム分を含んだ河砂 (2.7~0.1 糎)	41.6	33.9	29.3	0.710
石 粉	47.3	41.5	—	—

るであらう。Danbree はライン峡谷の間隔を置いて成層して居る碎石は揺り込みに依つてその空隙量を 2~3% 減少せしめ得ると稱して居る。他方静止せる水又は緩慢に流動せる水中に於て次第に沈澱した砂は非常に密な成層を示す様に思はれる。Raman に依れば沼澤層の下に成層せる砂の空隙量は 30.3% である。Veitmayer は Müggelsee に於て、26.6% の砂を見出した。細粒及び中粒の沖積砂から成る Eberwalde の砂丘は Raman に依れば 90 糎の深さ以下では 41.4 から 37.3% になる (表面に於ては 57.8~50.6%)。

砂粒子の沈澱直後の配列は側面膨脹を妨げた場合は、壓力の影響に依つては (盛上げに依る砂層の載荷) 大體の處、もう變化しない。表-3 に示した石英砂の空隙量は一時的ではあるが數時間作用する 50 匁/糎² の荷重の影響に依つて 50.1% から 43.7% に減少する。このとき砂の粉末含有量は 0% から 4.6% に増加するがこれは粒子の端と縁の破碎が行はれた證據である。表-3 に依ればこの砂の空隙量は揺り込みに依つて 44% に、又濡らして叩き込むと 40% に減少する。實際にはゆるく成層した砂の壓密は壓密杭の打込みに依つて、即ち揺り込み作用の應用に依つて可成り目的を達する。Köpenick¹⁰⁾ の橋梁の左端の橋脚の基礎工事に於ては 8 米の深さの沈泥層を砂の盛り上げに依つて押しつけた。最初に打込んだ杭は盛り上げた均質の全く純粹の砂地の中には心配になる程簡単に入つた。併し盛つた砂はすぐに壓密し、最後の杭を前述の深さ迄打込むには 1600 匁の撞錘を 4.5 米の高さから加へなければならなかつた。又矢板は最も壓密された土中に於ては難しかつたが均等に打込むことが出来、又矢板壁は水をかひ出したときに確かめた所に依ると密であつた。又爆薬はゆるい砂塊の壓密に利用される。併し文献には僅かしかないこの壓密方法の實際的な

價値に就ては如何なる決定的な批判も爲しえない。

砂層の厚さに對してはその生成の歴史が影響するから、空隙量を認識することは砂層の基礎工技術的な批判に對して必要不可欠からざることである。併し乍ら同じ空隙量の際でも構造の異つた砂では粒子の性質に依つて非常に安定の仕方が異つて居る。即ち揺り込みに依り、又は他の操作に依る影響のされ方は非常に違つた様式である。構造の安定性の程度を決定する爲に著者は壓密能と相對密度の概念を導入した。即ち、

n_0 最もゆるく詰めた際の砂の空隙量

n 自然の成層位置の砂の空隙量

n_{min} 濡らして打込んだ状態に於ける空隙量

この値を利用して最初に砂の空隙率、即ち空隙の容積と粒子の容積との比 ϵ_0 , ϵ 及び ϵ_{min} が計算される。空隙量の代りに空隙率の導入の必要性な事は第11節に於て議論しよう。空隙量と空隙率との間には次の關係がある。

$$\epsilon = \frac{n}{1-n} \dots\dots\dots(3)$$

商
$$F = \frac{\epsilon_0 - \epsilon_{min}}{\epsilon_{min}} = \frac{n_0 - n_{min}}{n_{min} (1 - n_0)} \dots\dots\dots(4)$$

F は 壓密能であり、

$$D = \frac{\epsilon_0 - \epsilon}{\epsilon_0 - \epsilon_{min}} = \frac{(n_0 - n)}{1 - n} \frac{(1 - n_{min})}{(n_0 - n_{min})} \dots\dots\dots(5)$$

D は 相對密度と稱される。

これは、ゆるい砂 $0 < D < \frac{1}{3}$

適當につめた砂 $\frac{1}{3} < D < \frac{2}{3}$

密につめた砂 $\frac{2}{3} < D < 1$

F の二三の値は 表-8 の最後の欄に掲げた。 F 及び D の値を基として

初めて、砂が自然の成層位置に於て密になつて居るか粗になつて居るかを批判されるのである。これ迄常に n の値のみが重要に扱はれて居たから、文献にのつて居る砂の成層に關する問題は靜力學上の觀點からみると殆ど價値がない。砂塊の人工的に密な成層を造る爲には砂に水を加へ乍らゆつくりと搗固めなければならない。この際水を下方に流れ出る様に供給しなければならない。

c). 粘着性土壌の空隙量

クレイ分の高い沈澱層の表層に於ける空隙量は或る程度迄沈澱現象が起つたときの事情に依つて左右される様にみえる。これは浮泥質地盤の支持力の多様性から生ずるものである。Keyham の乾ドツクの締切工事の際 1.5 米間隔の矢板壁を 12 米の深さに浮泥基礎に打込んだ。圍ひの高さ 9 米の中詰めのクレイは浮泥基礎に沈入してしまひ杭は互に押し合ふ様になつた。Bosporus の浮泥基礎 (沈泥の機械的組成は、砂及び微細砂 44.0%、粗沈泥 18.0%、細沈泥 17.0%、膠質浮泥 21.0%) 上の高さ 6 米の締切工事に於ては中詰めの土が浮泥中へ壓入する危険を避ける爲めに浮泥中に深さ 2 米に矢板をしつかりと打込んだ。20 米の水底下にて Fiume¹³⁾ の港の地盤¹⁴⁾ を造つて居る 14 米の厚さの強靱な灰色の浮泥層は Triest の港に於ける浮泥塊よりは本質的に密に成層して居る様に思はれる。この相違を沈澱條件中の多様性及び沈澱物の物理的性質へ如何なる點迄歸せしめるべきかを決定することは、將來の研究問題である。

クレイ分の多い水中下の浮泥塊又は大陸のローム、クレイの深部の層の空隙量はクレイ成分の鱗片状粒子が屈曲性を有して居る結果砂の空隙量とは違つて沈澱物の形成の様式には殆ど影響されない。それは主として、材料の剛性 (第12節) 及びこの材料に加はつて居る所の壓力 (載荷重又は毛

細管壓力)に依つて條件付けられて居る。大陸のクレイ塊の表層は粉狀でその空隙は空氣で置きかへられて居るが、一般に粉狀になり、空氣の入つた空隙に依つて置きかへられた表層の下方では空隙は多くの場合水で全く填充されて居る。空隙量の減少に依つて生ずる状態變化はそれ故に空隙水の流れの原因となるが、これはクレイの透水性が僅かであるから非常に緩慢に起る。乾燥又は載荷に依つてローム又はクレイが壓密される際の速度に従つて、深部に在る層は固化するか又は今尙塑性的又は全く半流動的狀態に在るかである(第IV章)。

文献に依つて、自然の成層場所に於て色々のクレイが示して居る含水量に関する問題を見出した。クレイの構造は空隙量に依つて決定され、又空隙量を含水量から計算する爲には乾燥状態に於ける平均比重を知らなければならぬが、これは多くの場合知られては居ない。併し乍ら空隙量は材料の相對密度の批判に對して、何等の觀念も與へて居ない。

粘着性土壌の相對密度は砂の相對密度の觀念では定義されない。何故ならば粘着性土壌の空隙量は砂の空隙量とは異つて適當な壓力を加へると既に相當小さくなるが一方揃り込みに依つてはほんの僅か壓密されるだけであり、土塊を濡らして叩きこむと、自然の成層位置に見出される様な粉體化しないロームとクレイの單粒子構造になるのではなく二次配列の蜂窩構造になつて行くのである。ローム及びクレイの相對密度を批判する爲には材料の緊硬限界、壓力及び空隙係數間の關係を知らねばならない。この重要な事情はこれ迄考慮されなかつた。

自然の成層位置に見出されるクレイ及びロームの含水量を決定するにはその場所で直ちに秤量しなければならない。これが出来ない場合は土の試料を溶かしたパラフィンの中に入れて、蒸發を遮斷するパラフィン膜で覆

はねばならない。含水量の他に乾燥土壌の平均比重及び水を含まない空隙の容量を決定する爲には全質量の比重(見掛の比重)をしらべねばならない。

第3節 土壌の化學的組成、水分の取扱ひ方及び比重

土壌の化學組成の知識は基礎技術者にとつては、農學者程に重要ではない。碎石は砂礫として代表され、岩石の種類及び岩石の風化の程度に依つて記述されるべきである。砂に在つては一般に如何なる割合で石英と石灰と長石が入つて居るかを知ることが容易である。浮泥、ローム、クレイでは腐蝕土、石灰、土壤酸類の含有量が重要なのであつて、これらは土の物理的性質に影響を與へる。洗滌して除きうる細かい部分の量的な Bausch の分析結果は唯理論的興味に應じうるだけである。

表-4 ¹⁶⁾

含水量(重量比)	記 號
0~5	濕 潤 (humid)
5~10	非 常 に 濕 潤 (damp)
10~15	濡 潤 (moist)
15~25	非 常 に 濡 潤 (wet)
<25	水 に 飽 和 (saturated)

砂の濕潤の程度に就てはアメリカの基礎工委員會は表-4に掲げた記號法を提案して居る¹⁷⁾。砂の平均比重を2.64とすると空隙が完全に水で満たされて居る場合の含水量は砂の空隙量が28.3%、39.8%、50%のとき15%、25%、27.7%となる。空隙量28.3%の砂は空隙が水で満たされたとき表-4に依れば單に濡潤といふ記號をつけるにすぎないのである。

が、50%の空隙量で30%の含水量の砂はその空隙が水の外に空気を含んで居るにも拘らず表-4に依れば水に飽和と記すことになる。

それ故に表に依る記號法は湿度含有量の相対的大さに就ての正しい概念を與へて居ない。そして著者は濕潤度 G を空隙の水で満たされた部分と、空隙の全量との比で現はすことを提議する、

- ω 含水量 (重量百分率)
- γ 砂粒子の比重
- n 空隙量

とすると、濕潤度は次式で計算される。

$$G = \frac{\omega\gamma(1-n)}{n} \dots\dots\dots(6)$$

空隙が完全に水で満たされて居るときは、 $G=1$ になる。

濕潤な砂	$G = 0 \sim 0.25$
非常に濕潤な砂	0.25 ~ 0.50
濡潤な砂	0.50 ~ 0.75
非常に濡潤な砂	0.75 ~ 1.00
飽和した砂	1.00

濕潤及び濡潤砂は毛細管水の表面張力に依り或る程度¹⁸⁾の粘着力を有し、非常に濕潤な砂で極大になり、 $G=0$ 及び $G=1$ に對しては 0 となる。

粉末化した粘着性土壌の濕潤度は砂と同様に公式(6)に依つて表はしうる。ロームやクレイの層の深部では多くの場合 $G=1$ である。

土壌の比重は粒子の比重、空隙量及び濕潤度から計算され、又土壌を取扱ふ場合常に、この三つの基本的要素を記述して置かねばならない。多くの砂の粒子の比重は 2.02 及び 2.65 の狭い範囲内に在る。著者は Bosphorus

表-5¹⁹⁾

材料	比重	材料	比重	材料	比重
長石	2.5 ~ 2.8	加里雲母	2.8 ~ 3.0	滑石	2.6 ~ 2.7
正長石	2.5 ~ 2.6	苦土雲母	2.8 ~ 3.2	石膏	2.2 ~ 2.4
灰曹石	2.63 ~ 2.69	石英	2.5 ~ 2.8	磁鐵礦	4.9 ~ 5.2
曹灰石	2.64 ~ 2.8	方解石	2.6 ~ 2.8	褐鐵礦	3.4 ~ 4.0
普通輝石	3.2 ~ 3.5	白雲石	2.8 ~ 3.0	赤鐵礦	5.1 ~ 5.2
角閃石	2.9 ~ 3.4	綠泥石	2.7 ~ 3.0	石英砂	2.653 ~ 2.689

地方のロームとクレイの粒子の平均比重は 2.76 より 2.93 迄、平均約 2.85 であることを見出した。表-5には屢々土に現はれて来る礦物の比重を掲げた。

第4節 土壌の熱的性質

土壌の熱常数は凍結の深さを決定する。又この外の基礎工技術上の重要な問題例へば凍結経過の理論、又は土壌の表面を支配して居る低温度が基礎根堀り中に打つたコンクリートの凝結²⁰⁾へ及ぼす影響の決定等は熱常数を用ひれば數學的に取扱ひうる。擁壁へ加はる土壓も亦温度に依つて影響される。

土壌は礦物性粒子、空気、水又は兩者で満たされた空隙との混合物である。この三つの土壌の要素の熱常数は非常に異つて居るから土壌の常数は空隙量と濕潤度に大いに關係するのである。²¹⁾

a). 比熱

土壌礦物質の單位容積の温度を 10°C 高めるに必要な熱量は Lang²²⁾ に依れば單位容積の水を 10°C 高めるに要する熱量の 0.517 から 0.601 倍にな

る。それ故に土壌の含水量が大きくなればなる程その比熱は大きくなる。

b). 温度擴散常數

この常數値に關しては未だ尙何等信頼すべき報告がない、 1°C に對する擴散常數は

花崗岩	0.000008
石灰石	"
大理石	0.0000084 ²⁵⁾

c). 熱傳導能力

土壌礦物成分の熱傳導能力は水のそれよりも大きく、空氣に比して異常に大きい。それ故に少し濡らすことは土壌の熱傳導能力を高める。何故ならば水膜は乾燥した状態に於て點に依つてお互に接觸して居る粒子の間に傳導のいゝ結合を作るからである。粒子組織を與へられた際水分のない砂は空隙量が減少すると共に熱傳導能力は増大する。クレイに對しては今迄の所何等の觀測結果が現はれて居ない。とにかくお互に連らなつて居る空隙水の限界（蒸發表面、第19節）以下のクレイ層に於ける熱傳導能力は空氣で置換された多くの場合粉體化したる表層内部よりも本質的に大きい。

d). 凍結限界の位置

凍結限界の位置は理論的には土壌の熱常數及び寒冷期に行はれた日々の温度移動に對する觀測に依つて大略計算される。併し乍らこれは單にその場所の地質學的状態に關係するばかりでなく、又土壌被覆の種類にも關係するのである。それ故ロシアに於ては Tscheljabinsk と Omsk の間の森のない草原では 2.4 米の深さ、Omsk と Tatarskaja の間の Barabinsk の低地、こゝでは木の生長が始まつて居るのであるが 1.6~1.8 米、Tatarskaja

と Ob 河の間の森に於ては 0.85~1.15 米の深さである。中歐の平地並びに丘陵地に於ては凍結はせいぜい 1.0 から 1.5 米の深さ迄侵入するにすぎない。平均年温度が氷點以下である所の大陸の最北部に於ては、凍結限界の代りに露の限界、即ち土壌が融解する深さが問題になる。シベリア鐵道に於ては多くの橋脚は冬期、送風器で空氣を基礎根掘りに送りこんで氷結を起させ水中では基礎工をやらない様にする (Tschita 上の橋梁、中間橋脚は -25°C の際、流れの中で基礎工を行つた)。凍結限界の位置に關する報告は觀測場所の領域に於ける土の性質、土の表面被覆及び温度變化に關する記述があつて始めて技術科學的な價值を有するのである。²⁵⁾

第5節 土壌の緊硬性と凝集性

粗い砂の力學的性質に對しては一般に砂が乾燥して居るか、濕潤か濡潤かといふことは可成り些細なことである。細かい部分の多い土はこれに反して、含水量と共にその力學的性質を大いに變化する。

a). ロームとクレイの差異

表-6 は 古い農學の權威者達がロームとクレイを區別する爲の目安にした表である。ロームとクレイとの間の限界並びに種々の種類のロームとクレイの間の限界をもつと明確に決定する爲に農業土壤學の代表者達に依つて土の特性的な目安を係數で表現する爲の實驗が行はれた。

b). 緊硬形態

含水量に従つてクレイは剛性、塑性、液性の状態になる。ガサガサしたロームや河川の流泥では塑性緊硬形態はなくなつて居る。かゝる土は含

表-6²⁶⁾

状態	材料	材料
	<p>クレイ 硬い剛性な土質 觸れたとき砂粒子は感ぜられない、濡れた唇に著しく附着する。息を吹かけるとき屢々特有のクレイの臭が感ぜられる。</p>	<p>ローム 僅かに剛性 砂の含有が感ぜられる、僅かに附着、クレイの臭なし。</p>
土壌が濕潤であるとき	<p>爪で引掻いたとき一つの光澤ある跡を示す。 爪で光澤を出すことが出来る。ベタつく感じがする。</p>	<p>光澤ある跡を示さない。ガサガサした感じがする。</p>
水に対する状態	<p>水は入りこみ難い、次第に多量の水を吸収する。</p>	<p>急速に濕潤化され、そう多量の水は吸収しない。</p>
十分に水量ある場合	<p>塑性になる、即ち捏ね成型しうる捏ね粉を形成し、細い棒に加工しうる。</p>	<p>壓延の際粉碎する。</p>
尙多量の水がある場合	<p>或る含水量で水量をほんの僅かに吸収するに過ぎず、クレイは生乾きになる。 粘着性になり、指に強く膠着し終にはクレイ糊状體を造る。</p>	<p>緩慢に水を通過せしめる。 僅か粘着質になり、糊状體は砂を遊離する。</p>
乾燥過程に於て	<p>長時間濕潤、濡潤のままである。乾燥の際著しく収縮する。硬い外皮を造る。表面は裂開し、剛性の土塊を形成する。</p>	<p>水分を急速に蒸發せしめる。殆ど収縮しない。 乾燥の際僅か硬くなる。</p>
加工した際の状態	<p>容器に粘りつく、或る特定の濕潤度のときにのみ加工しうる、大きな緊硬性を有する。</p>	<p>この性質を全然示さないか又はほんの僅か示すにすぎない。</p>

水量が増加する際崩れずに剛性状態からすぐ流動状態へと移動する。三つの主緊硬形態を Atterberg は表-7 の如く七つの緊硬形態に分ち、この形態を次の様に區別した。

表-7²⁸⁾

主緊硬形態	Atterberg に依る緊硬形態	緊硬限界	緊硬形態、技術上の記號	
剛性	硬剛性 軟剛性	} 収縮限界	完全剛性	
			半剛性	
塑性	硬塑性 粘着塑性	} 可塑性又は 塑性下限界	硬い塑性 $\epsilon = A$ から $A + \frac{P}{4}$	
			軟い塑性 $\epsilon = A + \frac{P}{4}$ から $A + \frac{P}{2}$	
		} 粘着限界	非常に軟い塑性 $\epsilon = A + \frac{P}{2}$ から $A + \frac{3P}{4}$	
液性	硬液性 濃液性 薄液性	} 液性限界又は 塑性上限界	液状塑性 $\epsilon = A + \frac{3P}{4}$ から F	
			} 濃液性限界	強靱な液性
			} 薄液性限界	濃 薄

1. 硬剛性形態 クレイは乾燥しても最早収縮せず僅かな壓力では粘り合はない。空隙水が蒸發すると空気が水の代りにクレイの内部に入りこむ。

2. 軟剛性形態 クレイ片は乾燥の際収縮するが、クレイの内部に空気は入りこまない。僅かな壓力でも押しつけられるとクレイ片はお互に粘りつく。

扱て次の塑性主緊硬形態に於てはクレイは捏粉の状態であり捏ねて線状にしうる。クレイは“流動する”。併し乍らこれは壓力の影響を受けて居り、且壓力が繼續して居るときだけである。塑性の高いクレイでは塑性主

緊硬形態は次の二つの形態に別けられる。

3. 剛塑性形態に於ては(含水量少い)クレイは器具には粘着せずクレイを線状に捏ねるには大きな力が必要である。

4. 粘着塑性形態に於てはクレイは器具に粘りつき容易に成型される。液状主緊硬形態の分類は次の如くである。

5. 硬液性形態 クレイは糊の様な粘着緊硬形態を有し、自重の影響の下に流動する。併し乍らこれは厚い層に於てのみである(>1 $\frac{1}{2}$ 寸)。

6. 濃液性形態 薄い糊の緊硬性を有して居る。糊状層を分離させると各部分は再び流れ寄つて合體するが、それでも凹線を引くとお互に別れたまゝになる。

7. 薄液性形態に於ては、材料は殆ど水の如く液状である。材料の構成粒子は水分過剰で浮游し粗い部分は土壤中に沈澱する。

含水量が増加するにつれて各緊硬形態は次へと移つて行く。Atterberg は互に續き合つて居る緊硬形態の間の限界を**緊硬限界**と稱し、表-7 に掲げた名稱を附した。

Atterberg に依れば粘着性土壌の性質を一義的に辨別する爲には上述の緊硬限界と同時に**緊硬度**をも決定することが必要である。緊硬限界として、Atterberg はクレイが緊硬限界に於て示す含水量(乾燥重量に對する百分率)を使用した。緊硬度に應じて農學者は**重い(強い粘着性)**、**半ば重い(粘着性の)**、**軽い(僅か粘着性の)**土壤といふ區別をつける。砂土は**ゆるい(粘着性のない)**土壤と稱せられる。さて粘着性は種々の要素の相互作用の結果である。重い土壤といふのはそれが粘り氣があり硬く強靱である爲にその名稱をえたのである。土壤の粘り氣と強靱性とは一般に氣乾土壤の剛性と共に増加するから Atterberg は粘着性の程度即ち緊硬度を物

質の剛性で定義しようと試みた。それ故土性論的研究も農學者の目的に役立つ様に書直されて居る。

c). 緊硬限界の決定方法

最も屢且最も詳細に研究されたのはクレイの塑性である。陶器工業に於て用ひられて居る簡単な塑性程度の檢定のための試験は例外であつて一般にはもつと系統的な方法を採用して居る。Atterberg に依れば、

A. 乾燥したクレイの剛性から塑性を推算する。30°C で乾燥したクレイ棒の抗曲強度は土壤の結合能力又は剛性破壊への一つの目安になるばかりではなく、又材料の塑性の目安になる(これは恐らく疑はしい)。

B. 塑性の目安としての水分吸収能力。この方法は Atterberg に依れば、塑性の批判に對して何等の根據をも與へない。何故ならば腐蝕土の多いクレイは塑性が小さいにも拘らず非常に多量の水を吸収する。

C. クレイの結合能力からの塑性程度の概算。乾燥状態に於て剛性を失ふ迄クレイに砂を加へたときの砂の量で決定する。即ち粉末化したクレイに重量比で、1, 2, 3 から 15 倍迄の砂を混する。混合の際は充分水を加へて小さな圓筒に成型する。圓筒を乾燥後、刷毛で 25 回前後に擦り混合物が明かに凹形になつたとき結合能力又は塑性の程度を與へることになる(Bischoff の方法)。

D. 塑性の目安としての流水中に於けるクレイの崩壊速度。この方法を檢定した際 Atterberg は腐蝕土の多いクレイは完全に濡れた状態に於てもその形を保持して居ることを見出した。

E. クレイの膠質成分の含有量からの塑性程度の概算。Ashley は粉末のクレイをマラカイトグリーン又はブリアントグリーンで處理した。即ち吸収されなかつた色素量を色度計で決定することに依つて、膠質成分の量

を見出した。経験に依れば膠質量と吸収される色素量との間には何等簡単な比率が存在しないから、Ashley は塑性程度を概算する爲次の経験公式を提出した。

$$P = \frac{C \cdot B}{A}$$

こゝに C は吸収された色素量から見出された比膠質量を意味する。要素 B は“cast air shrinkage”と稱される。これを見出す爲にはクレイの捏粉を焼石膏の板の上に置き、乾燥した後の板の縮小で決定する。 A は“Jaskson-Purdy-Faktor”で、これはクレイ粒子の表面を決定する。この考へ方は非常に明確なものではない。

d). 緊硬限界決定方法に対するアツターベルグ (Atterberg) の試み

上に述べた方法はそれ自身で塑性に對する程度を與へるのではなく多かれ少かれ任意に選んだ。即ち所謂塑性の程度と相互關係に立つべき要素の意義に對しての目安を與へるものである。塑性の概念は物理的意味に於ては全く定義されて居ないから、塑性の程度が如何にすれば物理常數に依つて一義的に決定しうるかといふことを考へ出すことは亦困難である。

塑性といふ言葉を單にクレイ-水の混合物の可能な一つの聚合状態に對する記號と考へるならば、塑性をクレイ-水の混合物が剛性及び液性の聚合状態へと移行する際の含水量(重量百分率)で記述することが適當である。このことは Atterberg が事實上行つた。既に注意した様に、この權威者は緊硬限界(表-7)をそれに對應した含水量に依つて決定した。液状限界と塑性限界との間の差を彼は“塑性指數”と稱した。そして塑性指數を塑性の目安と看做した。

Atterberg の實驗は塑性指數は大體 Bischoff の塑性度と直線關係で増加することを示した。クレイの粘着力を失はせる爲にクレイの單位重量に混合せねばならぬ砂の量を q とすると、吾々は Atterberg に依れば q の

値に依つて三つの塑性階級に分けることが出来る。

第一階級の塑性のクレイ	$q > 2$	(塑性指數 > 15)
第二 " "	$q = 1 \sim 2$	(" 15 ~ 7)
第三 " "	$q > 1$	(" 7 ~ 1)
非塑性のクレイ	$q = 0$	(" < 1)

緊硬限界の決定方法は Atterberg に従へば次の通りである。

e). 收縮限界

この方法は Arons の方法と本質的に同じである。粉末のクレイは多くの場合非常に多くの水を加へて捏ねるものであり、含水量には塑性限界よりも高い三つの單位があるから非常に重いクレイには多くの水が必要である。塑性の低いクレイは少しの水で間に合ふ。混合物を眞鍮板上の紙の上に置き取はずすと二つになる眞鍮型枠で角柱を造る。

角柱は長さ85耗、幅及び高さ20耗であり、角柱の端の二つの側面に細い仕切の溝を引く。角柱を乾燥させるときは二つの割木上に置き乾燥がすべての方向から起る様にする。仕切の線の間の距離を3分間毎に測定し、0.1耗の精度で行ふ。夜の間は角柱を蓋のあるガラス箱中に保存する。角柱の重さは各測定時毎に決定して置く。收縮が終了した後は角柱を 100 °C で乾燥し減少重量から收縮限界の係数を計算する。

著者は收縮角柱に溝ではなく、その間隔を非常に鋭敏に測定しうる針の孔を用ひた。角柱を夜間中入れて置くガラス箱の中の空氣は水をひたした海綿を入れて濕潤に保つて置いた。これに依つて空隙水の蒸發は極端に減少される。角柱の重量減少の他に水を入れた杯の重量減少をも決定した。この測定結果は蒸發表面の單位面積當りの比蒸發速度の計算の基準を與へるものである。100 °C の爐乾燥には約5時間必要である。100 °C の

爐乾燥された角柱を秤量するには急速度で行はねばならない。何故ならば角柱は秤量中空気中から濕氣水分を吸収するからである。秤量せる後角柱を細かいサンドペーパーで磨き、充分角柱形にしたのち再び乾燥し秤量する。角柱の重量、比重計で決定した乾燥物の比重及び容積から乾燥試料の空隙率が計算される。

圖-24¹⁾は三つの同時に行つた實驗結果を示す、角柱 I 及び I' (圖-24 に於ける曲線 A_1 及び A_1') は同じ材料で造つたものである。初期含水量は角柱 I では 44.5% であり、角柱 I' では 28.8% である。I の收縮限界は 12.4 であり、I' では 10.6 である。收縮角柱の含水量は、角柱の内部に空気を含まないといふ假定をすると空隙率から收縮限界に對して 15.5% 及び 14.2% の値が計算される。含水量の測定値及び計算値の間のこの大きい差異から、收縮限界の到達以前に既に空気が角柱の内部に侵入して居ることが結論される。如何なる空隙率のときこのことが起るかを知る爲に塑性及び半剛性の緊硬形態に於て、一方は長さの變化から、他方は含水量の變化から計算した角柱の空隙率を比較しよう。結果は圖-24 e に示した。曲線 O_1 及び O_1' の横軸は角柱稜の長さの變化の測定値から計算した表面を與へ、縦軸はそれに屬する空隙率を示す (實線)。角柱の含水量から計算した表面は點線曲線の横軸で與へられる。點 S は收縮限界を示す。W-S 區間に對して二つの計算法は全然異つた結果を與へるから、點 W の縦坐標は角柱の内部が空気を含むに至る點の空隙率を示すと考へるべきである。

又、著者が行つた他の收縮實驗の結果に依ると空気が收縮限界を通過する以前に既に供試體の内部に侵入して居ることを示した。乾燥クレイの空隙量はそれ故に收縮限界から計算されるのではなく、この係數とは無關係

に決定しなければならぬ。圖-24 b は空隙水の蒸發速度を空隙率の函數として示して居る。角柱 I 及び I' に對する蒸發曲線は殆ど同一であることが示されて居る。圖-24 の實驗結果に關する詳しい報告は第 19 節で行ふ。

f). 塑性限界又は塑性下限界

塑性状態のクレイの捏粉を紙の下敷の上で指で棒状に捏ねる。棒を再びくづし、又捏ねてこれを小片に分れる迄行ふ。この小片があまりにも小さい片に分れるならば何等意味がない。唯小片がくづき合せたとき尙繼續して捏ねることが出来る様でなければならぬ。併し棒を長さの方向に伸びない様に丸めてはいけぬ。何故ならばこのときには限界の位置を容易に超してしまふからである。棒が小片に崩れる正にその瞬間に丸めるのを中止する。粘着限界が低いクレイでは、棒は決定的に非常に硬く且非常に緩慢に小片へと移つて行くのみである。この硬さは所謂クレイの非常に重要な性質である。著者は 6 種の直径の二つの時計皿の間に試料を爐乾燥する迄のせて置いた。乾燥試料の重量は 3~6 瓦になつた。棒の直径は約 3 耗である。

g). 粘着限界、又は陶器業者の正常緊硬限界

クレイは丁度指に粘りつかなくなつたとき正常緊硬性を所有する。この限界は農學に於ては一つの役割を演じて居る筈であるし、又農業上の道具は鐵と鋼鐵から出來て居るから、著者は實際上これをクレイが金屬に粘りつかなくなる限界で置き換へうることを見出した。限界を決定する際銹やすい鐵や鋼鐵の筈の代りに著者はニツケルの筈を選んだ。ニツケルと鐵に對する粘着限界は違はない様に思はれる。粘着限界を決定するには、粘着性のクレイ捏粉が粘りつくときにはもつとクレイ粉を加へてやり、ニツケルの筈でこの捏粉の表面に溝をつけたときくづいて居るクレイの小塊が

幾分困難でも完全に離れる迄行ふ。このときクレイ捏粉の含水量を決定すれば限界の位置が確定する。

h). 液性限界

圓形の底を持つた幅10~12糎の小さな陶器の皿で約5瓦のクレイ粉をどろどろした溶解物になる迄攪拌する。この糊状のものに多くのクレイ粉を加へそしてツケルの筈で充分に混する。加へ終つてからクレイ捏粉を次の様に實驗する。捏粉をツケルの筈でクレイ層の高さが1糎より幾分小さくなる様に平らにする。次いでクレイをその中央で二つの部分に分け、この分たれた兩半分はV字形の断面の溝で完全にお互に分れて居る様にする。次いで皿を手の内側に劇しく且繰り返しぶつつけて、糊状クレイの兩半が流れ合する様にする。クレイの粉を新しく附加した後に、兩半分がたゞいたとき溝の最底部で僅か又は辛うじて合するとき限界に達したのである。限界の位置は糊状物の含水量を決定すれば確定する。この限界は何等鋭敏な自然的な限界なのではない。可成り鋭敏な自然的な限界はロームの際に存在するのであつて、クレイの場合には存在しない。それ故に限界の位置は便宜的に決定しなければならぬ。當初著者はこの限界を高くし溝はたゞいたとき深さの3/4流れ合つてもいゝことにした。次いで著者はこれは半分だけ流れ重なり合はすべきだと主張した。併し乍ら兩方の場合クレイは塑性として計算しなければならず、且他の性質に依れば殆ど塑性といふ記號に値しないから、著者は結局上に記述した様な決定法に移つたのである。

i). 濃液性限界

重いクレイにあつてはこの限界が正しく現はれることは殆どない。このクレイは水と接觸すると非常に簡単に糊状塊を形成しこれ以上分割する

ことは困難である(この塊は“水硬性”である。即ちこれ以上の水分を吸収することは殆どない)。それ故にこの限界に對して一定の係數をうることは非常に困難である。それ故クレイのこの係數を決定すると91.94.97.102及び109となつた。多くの實驗の後著者は次の方法に依つて一定の係數を見出した。

クレイの粉を圓形の底を持つた陶器皿の中で、多量の水と接觸させると粘着限界に到達する。次いで注水フラスコを用ひて、絶えず攪拌しながら多量の水の塊が水の如く流れ始める迄加へる。次いでガラス棒で一つの溝をつける。この溝が30秒の間に消滅するとき限界に到達したとする。もしこの限界を超過したら陶器皿をしばらく熱した浴氣中に置いて水の一部分を蒸發せしめるか又は(あまりよくないが)糊状物にクレイ粉を加へる。次いで再び僅かの水量を加へて限界に到達する様に努める。こうして外見上限界に到達したならば糊状物を細かい篩で篩へば、大體存在するクレイの小塊が分離される。細かにされた糊状物の一部分を秤量し100°Cで乾燥する。減少重量と乾燥クレイの百分率で限界の位置を與へるのである。限界の位置は係數180と30の間を變化する。

k). 限界決定法の妥當性の程度

限界を2回測定したとき Atterberg は次のことを見出した。液性限界1.3、塑性限界0.7、粘着限界1.7の試料で注意深く行つた際差は塑性限界では0.5、他の二つでは1.0を超過しないといふ所迄來た。著者は相當努力したのにも拘らず、限界決定を5~6回繰返した際 Atterberg の發表した測定結果の様に一致することは極めて稀であつた。Atterberg は彼の特殊な實驗からかゝる例のみを述べたのである(Urganの Terraossa)。

Atterberg は塑性限界は 7°C に於ては 24°C に於けるよりも僅か高いだけであることを見出した(腐蝕土の多い土は例外)。處が室温はせいぜい 16°C ~ 22°C の間を移動するだけであるから温度の影響に對して考慮を拂ふには及ばない。これに反して含砂量の限界の位置に對する影響は重要である。粘着性の風化土壌は洗滌して除きうる土壤構成粒子の他に砂や礫を含有して居るから限界決定結果は乾燥状態に於て粉末化した土の限界を決定するときに篩ふ篩目の大きさに關係する。それ故に著者はこの目的のために絶えず同一の篩、即ち篩目 0.6 耗のものを使用して居る。

1). 粘着性土壌の相對密度

表-7 に依る Atterber に依つて提出された緊硬形態の概念決定法は粘着性土壌の相對密度の批判と表示に對する基礎として使用出来る。粘着性土壌及び非粘着性土壌の間の限界は塑性階級 III, IV (項 d. 圖-4) の間であらう。塑性階級 I から III迄のものゝ土壌の相對密度の記號は表に依り、又塑性階級 IV のそれは公式に依つて求めねばならない。

粘着性土壌の相對密度を砂のそれとは異つた觀點から批判することが必要であるといふ理由は、粘着性土壌はその粒子が小さい爲に載荷されて居ない状態に於ても尙毛細管水の蒸發に依つて次第に壓密されてゆくが(第14節)一方砂ではこの様なことは起らないといふ事情に歸せられる。壓密は濕潤な物質の乾燥に依つて生ずる所の緊硬形態が變化する際に現はれるのである。粒子が粗くなり鱗片狀物質が乏しくなればなる程、水の表面張力に依つて生ずる毛細管壓力(第14節 a) がとりうる最大値は小さくなり、又乾燥の物理的作用は僅少になる。この事實は 圖-4 に示した。塑性階級 I から(細粒の鱗片狀粒子の多い土)次の土壌に移ると塑性主緊硬形態は益々現はれなくなり階級 III と IV の間の限界では存在しなくなつて

しまふ。塑性階級 IV の土壌では單に、剛性及び液性形態のみが認められる。塑性階級 V と記しうる純砂は最早、液性又は粘着性限界を有しない。

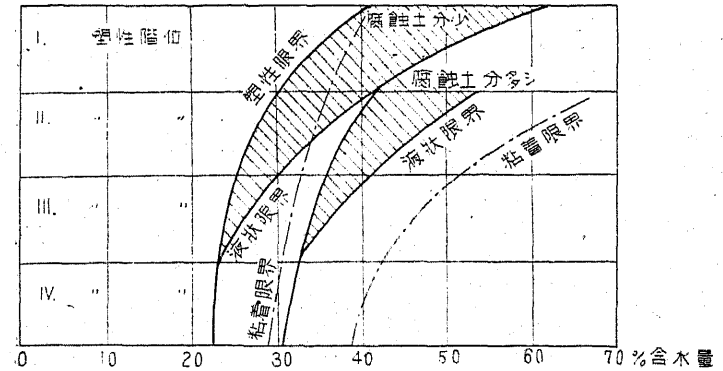


圖-4

い。それは緊硬形態の考へ方からすれば常に流動性聚合状態に在るわけである。この事實から自然界に在る砂の相對密度は粘着性土壌のそれとは全く異つた要素に依つて規定され、それ故に異つた觀點から批判されねばならないのである。同じ様な理由から砂に對して展開した壓密能(公式4)の概念は粘着性土壌には應用されない。乾燥に依る壓密の物理的原因は第14節に於て取扱ふ。

同じ含水量の二つの土の空隙率は乾燥實質の比重の様な役割を有して居る。基礎工技術上の目的に對する緊硬限界の表示はそれ故今後含水量に依つてではなく、それに対応する空隙率に依つて行ふべきである。含水量(重量百分率) e と空隙率 w との間には次式が成立つ

$$e = \frac{w}{100} \cdot \gamma \dots \dots \dots (7)$$

こゝに於て γ は乾燥實質の平均比重を意味する。塑性指數 P はこの意

味に於て、液性限界及び塑性限界に於ける空隙率 F と A の差に依つて與へられる。緊硬限界の Atterberg の記號法はそのまゝとし、基礎工技術者にとつて特に重要な主緊硬形態を粘着限界を除いた四つの緊硬形態に分ける(表-7)ことが大切である。粘着限界は別個に取扱ふべきである。

表-7 に依つて相對密度を批判しうるのは粘着性土壌が均質と考へうる場合のみである。粘着性土壌は流動性及び軟塑性緊硬形態に於て、雪片又は蜂窩構造を有して居るにも拘らず、この緊硬形態に於て均質と看做しうる。何故ならば、その構造は一つの單一なる沈澱過程の結果として現はれるからである。併し乍ら土壌は氣候又は生物學的な影響に依つて粉狀構造に、又は人為的な操作で小塊構造に移る場合は密度を批判する際の法則はその適用性を失ひ、又各素片(粉又は小塊)の性質は全塊(粉體化した土壌又は堆積土)のそれとは無關係に取扱はねばならない。それ故例へば硬塑性の小塊からなる堆積土は地中に押入れることに依つて、個々の小塊の密度を變化することなく壓密される。かゝる一つの堆積土の壓密度を批判する爲には素片の緊硬形態と空隙率及び全塊の平均空隙率を知らねばならない。

m). 土壌の緊硬度と剛性

Schübler (1838) は土壌の剛性に對する規準として、乾燥せる土壌からなる長さ5 糎、直徑1.5 糎の棒を鐵の筧で切斷するに要する力を用ひた。Haberlandt (1875) は直徑3 糎の乾燥せる土圓筒の壓縮強度(絕對剛性)及び土圓筒の抗曲強度(比剛性)を決定した。Puchner³⁴⁾ は楔に荷重をかけてこれが土中に壓入することを依つて土の試料の分離抵抗を見出した。この際の含水量は自然濕潤の土中に存在する含水量の 80、60、40、20% と

した。この研究者はその後の研究に於て、Haberlandt の方法に戻り、供試體上加へた荷重が10倍に擴大される裝置を造つた。この裝置に依つて2 糎の直徑の圓筒の壓縮強度を決定し、圓筒の分離に必要な全壓力を“壓力に對する反撥剛性”と名付けた。

Atterberg³⁵⁾ も亦土の試料の剛性をこれと似た様な方法で決定した。彼は“剛性指數”といふ言葉を用ひたがこれは最小の可能なる水量を有し、(2×2×2 糎立方體)に成型した土壌捏粉を100°Cで乾燥した後載荷した荷重を意味する。彼は研究の結果から次のことを結論出來ると信じた。即ち立方體の壓縮には楔に依つて立方體を分割するに必要な力の約2倍を必要とし、又この實驗を行ふための適當な分割の方法を選んだ。彼は土の供試體を2.3 糎³に壓縮しそしてそれを收縮の終了後直ちに(收縮限界への到達)2 糎³に截斷した。Atterberg の剛性測定裝置は65 坩の壓力を充分加ふることが出来るし、楔は15°の開角(金屬刃)を持つて居る。塑性の立方供試體は實驗中は平らな帶狀の1 糎幅の下敷きの上に置き、剛性の立方體(塑性限界より小さい含水量)は開角90°の楔の刃の上に置く。塑性の立方供試體に於ける楔の侵入に對する抵抗を Atterberg は“硬性”と名付け剛性の立方體のそれは“剛性”と名付けた。塑性の立方供試體に楔荷重をかけると、金屬刃は初めは緩慢に次いで荷重を上げると急速に(筧が立方體の中央を通過する迄)立方體を貫く。即ち切斷することが見出された。次いで沈下は終止し、金屬刃が立方體の下端に達する迄にはもつと強く載荷することが必要である。それ故 Atterberg は硬性を決定する際金屬刃が立方體の中央を通過する瞬間迄立方體に載荷することにした。この荷重は土壌の硬性を與へるわけである。

Puchner は彼の分割實驗の結果を基礎として、分割抵抗は土粒子の細か

さと共に増大することを見出した。石英砂及び腐蝕土は中位の含水量の際最大の摩擦力を示す。粘着性土壤はこれに反して乾燥状態に於て最大である。石灰を加へると、カラリンの分割剛性を減少し苛性加里と炭酸加里はそれを高める。

Ries³⁷⁾ は二つのロームの混合物は各々のロームが單獨に示すよりも大きい引張應力を示すことが出来ることを見出した。細粒部分又は粗粒部分が多すぎると剛性は低下する。

Atterberg³⁸⁾ に依れば、濕氣的に吸収した水分は爐乾燥した立方體の剛性を低下させる。Atterberg は 1910年に色々の種類のクレイの爐乾燥の直後及び數年經過後の剛性を決定した。實驗の結果によると前者は後者の約2倍の係數を生じた。立方供試體を作つた捏粉の含水量は剛性係數と共に掲げた(表-8)。楔を立方體に作用させる方向の影響は非常に大きい。立方體の成型に當り上方に向けられて居たと同じ側から立方體を裂開する際は

表-8

液性限界	塑性限界	混合する際の含水量 %	Atterbergに依る剛性	摘 要
51	26	41.4	46.2	剛性係數は6~7箇の供試體の平均値
		35.4	50.0	
		29.1	52.5	
—	—	40	31	
		35	37	
		29.3	47	

この側面と平行の方向に裂開するときの約2倍の係數となる。Atterbergはそれ故常に成型の際に上方向とした。

Atterberg は横軸に剛性、縦軸に液性限界 42 塑性限界 30 のクレイの

含水量をとつた圖を發表した。⁴⁰⁾ この曲線は塑性限界に於て一つの鋭い屈折點を示し、Atterberg はこの屈折點を剛性限界と稱した。併し乍ら Atterberg に依つて硬性及び剛性と記された性質は物理的に同一ではないと考へるべきである。圖表に横軸として著者が行つた様に、單に物理的に同値な大きさ(壓縮強度又は彈性係數)のみを掲げるならば、例外なしに屈折點のない連續曲線をうるであらう。

剛性に從つて Atterberg は土壤を五つの群に分類した(表-9)。この表に利用した記號は緊硬度を與へる。表-10 から次のことが言へる。即ち硬性

表-9⁴¹⁾

記 號	Atterbergに依る剛性
非常に重い土壤	>40
重 い	40~30
僅か重い	30~15
輕 い	15~7
ゆるい	<7

表-10⁴²⁾

材 料	Atterbergに依る硬性	Atterbergに依る剛性	塑性指數
Kalmar. 氷河クレイ	915	52	21
Gisselö. 畑土	910	53	12
Deland Silurton	880	42	27
Akerstad. 畑土	790	46	10
Ugerup in Schanew	487	39	8
Kuntsstorp. 畑土	120	18	0

(Atterb. に依る) は一般には剛性指數と共に増加するが、硬性はこれに反して、緊硬度には可成り無關係である。

残念なことに種々の研究者達が用ひた土壤の剛性々質の批判に對する

方法はこの様にお互に異つて居るから結果をお互に比較することは殆ど出来ない。物理的な観点に於ては單に壓縮強度決定だけは上述の方法に依れば異論はないし又明瞭である。この研究は Puchner の装置に依つて簡單に出来る。土壌立方體の壓縮強度は初期含水量及び土壌の性質とは何等直接相關々係のない他の要素に依つて影響されるから實驗は出来る限り同様な状態の下で且常に數多く行はねばならない、併し乍ら著者の經驗に依れば(表-20)個々の觀測結果の間には實に相當の差異が生ずる。實驗は立方體の爐乾燥の2日後に行ふことが大切である。立方體は“硬塑性”の捏粉から製造せねばならぬし、又壓力は立方體の成型の際上向に向けた面に垂直に加へるべきである。求めた係數を發表する際はこの實驗時の事情を記録して置くべきである。

土壌の基礎工技術上最も重要である剛性々質、即ち彈性は土壌學の權威者達に依つて研究されなかつた。これは第 III 章の問題である。この章に於ては壓力と含水量の間の非常に重要な關係が詳しく取扱はれて居る。

n). 土壌の性質の批判

Atterberg は土壌の特性を塑性指數及び乾燥土壌の剛性を基礎として判斷した。Johansson は轉移點の位置(收縮限界)を、即ち土壌の轉移點に於ける剛性(硬性)、乾燥土壌の剛性を決定的な性質と考へた。彼は塑性限界よりも幾分多い水量の(硬塑性 表-7)クレイ捏粉を用意し、この捏粉で二つの角柱を製造する。その一つで剛性を決定し、第二の半分で收縮限界の決定に役立て残りの半分で硬性の決定をやる。收縮限界に於けるクレイの剛性は、よく規準として選ばれる。何故ならばかゝる含水量の際の剛性實驗は乾燥した立方體の實驗よりも均等なる結果を與へるから

である。唯、蒸發過程を時を違へず中斷する爲には一日中監視して居なければならぬ。收縮限界の位置は物質の粒子組成を示す筈である。併し收縮限界の位置は三つのお互に獨立な要素即ち土粒子の大きさと形、混合物の不均等度に依つて決定されるからそう簡單には行かない。

Atterberg 及び Johansson は土壌供試體の階級所屬を評價批判する爲の簡單な方法を工夫した。

Atterberg の方法は板狀に形造り乾燥させた供試體を指でこするのである。⁴⁴⁾

細砂性ローム 指で幾分又は強くこすつたとき粉末の感じがする。

沈泥質ローム 試料は多くの粉末を示し、この粉末は滑石の様に柔かい。

粗砂性ローム 粉末は粗砂性である。

擦り磨いても僅かしか、或は全く粉が出て來ないときには端を丸めたガラス棒で溝をつけ強い壓力を加へずを溝中を初め引き下げ次いで一度押し出し又引きよせる。

非常に重い土壌(剛性指數 > 40) 溝は非常に狭く輝いて居り、少くとも三度引くことをくりかへさなければ相當量の粉は放散されない。

重い土壌(剛性指數 $40 \sim 30$) 溝は狭く平らであり、最初引いたとき輝いて居るが次いで引いたときには濁る。

僅か重い土壌(剛性指數 $30 \sim 15$) 溝は本質的に廣いが深い粉末の豊富な溝ではない。

割に軽い土壌($18 \sim 7$) 初め引いただけで相當深い溝になる。

ゆるい土壌 溝は出來ない、何故なら棒は材料の中に入つてしまう。

Johansson は數滴の水で小さな土塊をしめし、篋でそれを捏粉に加工し丸め又指の間で捏粉を捏ね、それが塑性を失ひ轉移點に達する迄行

ふ。この時期に於ける小塊の硬さは“硬性”の一つの規準となる。極端に重いクレイは殆ど石の様に硬く、ロームは柔い。

如何なる點迄この簡単な方法が目的を達して居るかは確實な方法に依る結果及び現場の結果とを充分比較出来る程多數の實驗結果が現はれない限りは批判出来ない。吾々は尙觀測する人間に依つて結果は非常に異なることに注意しなければならない。

V. Pollack⁴⁵⁾ は腐蝕土の多い土と少い土の階級分類を Johansson の決定した記號を基礎として研究した。彼の表は硬性、轉移點、塑性指數、液性限界、剛性指數、圖-1の記號法に依る機械的組成、腐蝕土含有量を掲げて居る。併し構造の密度の批判に缺くことの出来ない乾燥實質の比重がないのに氣付くであらう。Pollack の土壌階級の區別記號は表-11 に再び掲げた。この様な分類法は吾々が表に掲げた大きさと土壌の物理常數の間の

表-11⁴⁶⁾

記 號	硬 性	剛性指數 ⁴⁷⁾	轉 移 點 (收縮限界)	塑性指數
I. 純 砂 地	0	0	—	0
II. クレイ分を含む砂地	< 4	> 0 (2.4~86) ⁴⁸⁾	(15 ~ 19)	(0.2)
III. 沈 泥 土	< 4	> 4 (1.4~16)	(17.4~22.0)	0
IV. 軽い微細砂—ローム	4~10	(18~59)	< 16	(6~14)
V. 軽い沈泥—ローム	4~10	(23.24)	< 16	(5.9)
VI. 重い微細砂—ローム	10~15	(39)	< 16	(9)
VII. 重い沈泥—ローム	10~15	(22.49)	< 16	(10.16)
VIII. 非常に重いクレイ	15~25	(55)	(14.9)	(14)
IX. 極端に重いクレイ	< 25	(75~94)	(11.5~21.1)	(15~27)

關係が、廣い經驗を基礎として知られた場合初めて實際上の價値を獲得するのである。又、Atterberg の簡単な階級分類に提案した觀點を堅持し、技術上の目的に應じて土壌を記述する際に、第VI章に導いた資料を加へ

ることも重要である。