

実験書シリーズ No. 1

土の理工学性実験ガイド

土の理工学性実験ガイド編集委員会

社団法人

農業土木学会

実験書シリーズ No. 1

土の理工学性実験ガイド

農業土木学会土の理工学性実験ガイド編集委員会

(社) 農 業 土 木 学 会

まえがき

土は陸地の表面を広く覆い、生物が活動する基盤となっている。それは長い世代の気候の変化をへて、いろいろな地形や母材の影響をうけ、多くの動植物、微生物などのからみ合いの中で生成した自然体であり、その内容はきわめて複雑である。

われわれが、これを農地として利用し、高い作物生産をあげようとする場合、その物理的性質を正しく把握し、もしこれが不適切な場合は、ある目標値まで改善し、また必要な工学的対応を行わなければならない。このように、土の理工学性についての試験を行い、その内容を正しく理解することは、農業土木技術者に要請される基本的課題であるといっても過言ではない。

直接の農地基盤のみでなく、土を主体にした農業用構造物を造り上げるためにも、土の理工学性の正しい把握が前提条件となる。

現在、土の実験書については、土壌物理実験、土質試験法はじめ多くの本がすでに出されている。それにも拘わらずあえて農業土木学会として、この実験ガイドを企画した理由は次のようなものである。

すなわち農業土木においては、土にかかわる設計や施工、あるいは農地としての利用などその範囲がきわめて多岐にわたるため、単一の物理性あるいは工学性のみを議論しても不十分である。このように農業土木が総合的技術であり、土もまた総合的立場で理解すべきものであるとの認識が出発点となり、本書が企画された。

したがって本書を利用することにより、土の理工学性についての総合的理解が深まり、更にこれらの試験結果が現場における設計や施工に活用され、土にかかわる研究が進展することを大いに期待したい。

本書は総論と各論より成っている。総論は、土の理工学性実験ガイド編集委員会での議論に基づき、土の理工学性の総合的なとらえ方を、各委員が簡潔に記述した。

各論は農業土木技術体系の中で重要と判断される試験の大綱を整理し、それぞれの試験項目について、その目的、方法、解説などを記述した。したがって単に形式的な JIS の解説にとどまることなく、農業土木としてどのように特徴的に測定を進め、これを活用するかという立場を重視した。また、各論のあとには、ローカルソイルをとりあげ、それぞれの地域性を重視するよう心掛けた。

最後に各論の執筆にご協力いただいた各位ならびに長期間の困難な編集に尽力された高原事業部長に深謝申し上げる。

昭和 58 年 5 月

農業土木学会
土の理工学性実験ガイド編集委員会

委員長	竹 中 肇
委 員	足 立 忠 司
〃	多 田 敦
〃	中 野 政 詩
〃	東 山 勇
〃	前 田 隆

目 次

I. 総 論 編	1
—土の理工学性についての基本的考え方—	
第1章 土壌の理工学性	3
1. 理工学性の内容と試験法	3
2. 理工学性の解釈	3
3. 理工学性の正しい理解	3
第2章 土壌物理諸指標の相互関連性	5
1. 土壌の構造と三相	5
2. 土の基本的性質	7
3. 土壌物理性の諸指標	9
4. 土壌物理諸指標の相互関連性	11
第3章 土壌物理学と農地	13
1. 土壌と農地および土壌物理の関係	13
2. 農地と土壌物理学との結びつき	14
3. 土壌のもつ物理的機能	14
4. 地力と土壌物理性	15
5. 好ましい圃場の土壌物理性の目標値	15
第4章 土壌物理学と土質工学	18
1. 土の工学	18
2. 土質工学における土の物理性	18
3. 土質実験（室内実験）	19
第5章 力学的挙動の意味と解釈	21
II. 各 論 編	25
—土の理工学性の測定法—	
1. 粘土鉱物（X線回折，示差熱分析）	27
2. 粒 径	35
3. 団 粒	41
4. 比表面	45
5. 潤 熱	50
6. 沈降体積	52
7. 比重・密度	54
8. 含水比・三相	58
9. コンシステンシー	62
10. 実容積	68

11. pF	72
12. 有機物	83
13. 土壌断面	91
14. pH	95
15. 酸化還元電位	97
16. 電気伝導度	99
17. 飽和透水係数	102
18. 不飽和透水係数	106
19. 畑地浸入能	114
20. 水田浸透量	116
21. 毛管上昇速度	119
22. 蒸発速度	121
23. スレーキング	123
24. 分散率	125
25. 地 温	127
26. 比 熱	129
27. 熱伝導	131
28. 凍 結	133
29. コーン指数	135
30. 締固め	139
31. 圧 密	143
32. 一軸圧縮試験	150
33. 三軸 //	154
34. 一面剪断試験	160
35. クリープ	164
36. 応力緩和	168
Ⅲ. ローカルソイル編	173
—特殊土の理解のために—	
1. 火山灰土	175
2. 泥炭・黒泥土	184
3. ヘドロ	192
4. 砂 丘	198
5. マサ土	204
6. シラス	208
7. マージ・ジャーガル	211
索 引	215
あ と が き	218

執 筆 者 一 覧 (五十音順・敬称略)

足立 忠司 (岐阜大学農学部助教授)	竹中 肇 (東京大学農学部教授)
天谷 孝夫 (岡山大学農学部助手)	高山 昌照 (九州大学農学部教授)
新垣 雅裕 (三重大学農学部助教授)	月館 光三 (弘前大学農学部教授)
岩田 進午 (農業土木試験場農地整備部)	堤 聰 (北里大学獣医畜産学部助教授)
梅田 安治 (北海道大学農学部助教授)	寺沢 四郎 (太陽コンサルタツツ)
翁長 謙良 (琉球大学農学部教授)	陶野 郁雄 (公害研究所)
加藤 誠 (東京農工大学農学部助手)	鳥山 暁司 (島根大学農学部助教授)
加納 利博 (石川農業短期大学助教授)	中野 政詩 (東京大学農学部助教授)
粕淵 辰昭 (農業技術研究所)	中村 忠春 (愛媛大学農学部教授)
宜保 清一 (琉球大学農学部助教授)	長沢 徹明 (北海道大学農学部助手)
黒田 正治 (九州大学農学部助教授)	長堀 金造 (岡山大学農学部教授)
河野 英一 (日本大学農獣医学部講師)	難波 直彦 (鹿児島大学農学部教授)
河野 洋 (鳥取大学農学部教授)	東山 勇 (山形大学農学部教授)
小谷 佳人 (鳥取大学砂丘利用研究施設教授)	古木 敏也 (農業土木試験場農地整備部)
駒村 正治 (東京農業大学農学部講師)	前田 隆 (北海道大学農学部教授)
佐藤 晃一 (愛媛大学農学部教授)	松本 康夫 (岐阜大学農学部助教授)
塩沢 昌 (山形大学農学部助手)	三野 徹 (岡山大学農学部助教授)
白岩 隆己 (日本大学農獣医学部助教授)	矢橋 晨吾 (千葉大学園芸学部助教授)
新庄 彬 (三重大学農学部助教授)	安富 六郎 (茨城大学農学部教授)
鈴木 創三 (北里大学獣医畜産学部講師)	吉田 勲 (鳥取大学農学部助教授)
住田 章 (秋田県立農業短期大学助教授)	吉田 力 (山形大学農学部助教授)
相馬 尅之 (北海道大学農学部助教授)	
多田 敦 (筑波大学農林工学系助教授)	

I. 総 論 編

——土の理工学性についての基本的考え方——

第1章 土壌の理工学性

1. 理工学性の内容と試験法

土壌は人間の生活にとってかけがえのない資源である。太陽エネルギーを吸収し、水を貯え、草や木を育て、動植物の遺体を分解し、人間の生活環境をととのえとともに食糧を生産する。われわれはこうした土壌の働きを能率よくとり出して、あるいは土壌を改良、加工してより有用な働きをつけ加えて、巧みにこれを利用している。その際、まず土壌の理工学的性質を明らかにすることが求められ、さらにこれを正しく把握して運用することが望まれる。

土壌の理工学的な性質には、大別して、(1) 土壌の基本的性格を表わすもの、(2) 水や熱、電気などの移動や貯留に関するもの、(3) 外力を受けたときの変形と強度に関するもの、(4) 有機物やその他の化学的物質の分解、貯留に関するもの。

などがある。こうした性質は、土壌が微細な鉱物性粒子と有機物とから成り、その間隙に水を収容したものであるがために、由来するものである。土壌改良、灌漑・排水、築堤、その他にこれを利用する場合、目的に応じて適切な指標をえらび、工夫を凝らしてこの性質を調べ、明らかにしなければならない。そのために必要ないくつかの指標を表示すれば表-1 のようになる。

2. 理工学性の解釈

土壌は、表-1 に述べたどの性質をみるにしても、他のもろもろの物質とは異った土壌特有の解釈をもってする必要がある。それは土壌の性質に次のような性格があるからにほかならない。

1) 土壌の不均一性に影響されること

地表に広がる土壌はどこを見ても全く同じ性質のものは見当らない。同じようにみえるところから2個の土壌を採取して、全く同じ方法で或る性質を調べたとする。まず違った結果がでることが普通のことである。しかし、双方とも正しくその地点の土壌の性質を表わしているのである。

2) 試料の大きさに影響されること

したがって、土壌はその大きさによっても性質を少しずつ異にする。たとえば、試料の大きさを 2 cm^3 とするか 5 cm^3 あるいは 10 cm^3 とするか、それによって、結果は少しずつ異なることが多い。どのような性質をみるにしても、それを知るに適した土壌の大きさはおのずと定められている。

3) それまでの履歴に影響されること

土壌はいろいろな作用に鋭敏に受け答えるが、それは過去に受けた作用の影響を必ずどこかに残したものとなっている。したがって、同じ試料で繰返し同じことを調べても、同じ結果にならない。たとえば気乾した試料で調べた性質と生土あるいは飽和した試料で調べた性質とは同じ結果が得られるとは限らない。

3. 理工学性の正しい理解

こうした性格をもつ土壌の性質を知ることあるべき土壌の性質を正しく知ることにつぎが、それには、(1) 自然状態の土壌の性質を知る、(2) 加工あるいは利用したときの土壌の性質を知る、このどちらの性質を理解するのがをまずもって見さだめることが大切である。たとえば農地の水問題にかかわって必要な土壌の性質を知るようなことは(1)の自然状態でのものが求められる。また、土壌改良や築堤にかかわる土壌の性質は(2)の加工あるいは利用状態にあるときのものが役に立つはずである。

表-1 理工学性の内容

土の成分	その指標	表示内容	試験法	注 記	
固 相	粒子の配列	粒子, 団粒, 土塊の方向, 形状, 連結性, および集合の様式。	顕微鏡 (光学, 電顕によるスケッチ, 写真。) 光の複屈折性, X線回折による方向解析。	作用力関係を含む。	
	団粒の配列		肉眼や低倍率の光学顕微鏡によるスケッチ, 写真撮影。		
	土塊の配列				
	粒径組成	重量加積曲線や平均径。	比重計法やピペット法試験		
	団粒組成		水中篩別試験	作用力関係を含む。	
	土塊分布		篩別試験		
	比表面積	総面積	B. E. T 試験, グリセロール法	作用力関係やモデル関係を含む。積算値表示。	
	有機物の性質や含量	炭素換算量, 有機物の質	強熱減量法, 重クロム酸法		
	比 重	固相分の重さ	真比重 乾燥密度	水を含めるときは湿潤密度。	
間 隙	間隙の配列	間隙, 大間隙の方向, 形状, 存在状況, 連続性, 連結模様など。	肉眼, 顕微鏡 (光学, 電子系) によるスケッチ, 写真撮影など。	モデル関係を含む。	
	大間隙の配列				
	間隙径の分布	密度曲線や平均径など。	保水性試験, 水銀注入試験, 図形・写真利用		
	大間隙径の分布				
	透水性	飽和・不飽和透水係数。	透水試験		積算値表示。
	通気性	通気係数	通気試験		
固相と間隙	間隙率の分布	密度曲線や平均間隙率	間隙率測定	モデル的理論概念。	
固相と液相	2 相の配位	配位模様	スケッチや写真撮影		
	熱の伝導性	熱伝導率	熱伝導試験	積算値表示。	
	電気伝導性	電気伝導度	電気伝導試験		
間隙と液相	2 相の配位	配位模様	スケッチや写真撮影		
固相, 液相 および気相	3 相の配位	固相率, 液相率, 空気率, 間隙率, 仮比重。	重量, 容積, 比重などの測定。実容積試験。		
	粘弾性の配位	力学模型と諸定数, コンシステンシー。	緩和やクリープ試験	作用力関係やモデル関係を含む。	

次に, 土壌のその性質はどのような時間, 機作の下にここに表われたものであるのか, その性質はなにゆえに表われ, どのような原因によるものなのか, これを併せて理解することが望ましい。たとえば, 灌漑・排水が繰返される際に次第に変化してきたものなのかどうか。それは乾湿という水の貧富だけによるのか, あるいは灌漑水による土壌の化学成分の変化や反応によるものなのか, といった考察を併せて行って理解することが大切である。

次いで三番目に, 総合的理解が重要である。調べたい性質について, それを調べるためのきめられた方法で得た結果を唯一の結論とするだけでなく, 他の性質を調べてそれからうかがい知れる調べたいものに関する知見を加えて理解することが望ましい。たとえば, 土壌の間隙について知るときに, 土性, 団粒, 三相に加えて保水曲線も調べてこれを知ることがよい。こうして求めた知見には, 好ましくない雑音が相殺されて消え去り, 正しい情報だけが残る, より良い土壌の理解に到達することができる。

(中野 政詩)

第2章 土壌物理諸指標の相互関連性

1. 土壌の構造と三相

一口に農地の土といっても、水田、畑、永年牧草地、樹園地などいろいろな土があり、それぞれ生成条件に基づいて、異なった、あるいは類似の土壌構造を有している。

そこでまず土壌構造を単純化し、単粒構造と団粒構造の二つに分けて考察する。

1) 単粒構造と土壌の三相（粗粒土）

単粒構造には、砂丘地や砂漠などの砂質土が該当する。

この場合、粒子の配列によって図

図-1Aのような最もゆるくつまった状態と、図-1Bのような最も密につまんだ状態が考えられる。ここでは単純化して、均等球粒子としている。土粒子（固相）の間隙には、水と空気すなわち液相と気相があるが、これらの固相、液相および気相を土壌の三相とよんでいる。

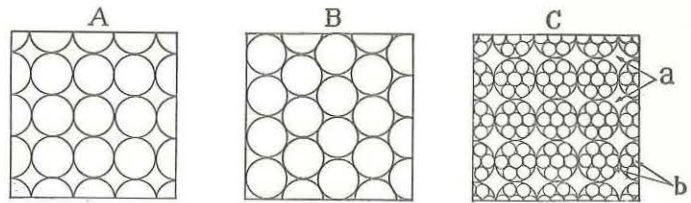


図-1 土粒子のつまり方と構造

A：最もゆるくつまった単粒構造
B：最も密につまんだ単粒構造
C：団粒構造（団粒はゆるく、団粒構成粒子は密につまっている）

2) 団粒構造と土壌の三相（細粒土）

図-1Cは、7個の小粒子が結合して1個の団粒を作り、これらの団粒が最も緩くつまんだ状態を示している。土の間隙は、団粒間隙（大間隙）と団粒内間隙（微細間隙）の両者がある。図-1Aと図-1Cを比べると団粒構造では粒子の数は多くても、固相部分は単粒構造より少なく、間隙部分が多い。

農地の土は一般には団粒構造をとり、図-2のような形になっていると考えられている。すなわち、いくつかの粒子が結合した微細団粒が最小単位となり（この微細団粒は通常の機械力などでは破壊できない）、

微細団粒がいくつか集まって小団粒を、その小団粒がまたいくつか結合して団粒を作り、そしてさらに大団粒または土塊を形成している。団粒構造では、固相に比べて液相、気相の割合が多い。

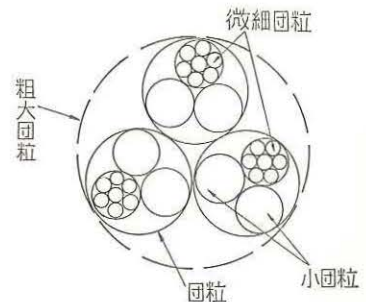


図-2 自然の土の団粒モデル

3) 農地における土壌三相の役割

作物にとって理想的な土は団粒構造を持った土である。団粒構造の土は、団粒間隙（図-1Cのa）で水や空気を通し、降雨や灌漑水の過剰の水の排除の役目をする。そしてまたそこは根の呼吸作用と伸長を行う場所である。一方団粒内間隙（図-1Cのb）は、水を保持できる能力があり、降雨や灌漑水を貯蔵する。肥料や作物に必要な微量要素などは水にとけこんで団粒内間隙の土壌水の中に入っており、作物の根はこれを吸収して生育する。また間隙はみみずや微生物の生存場所でもある。土の固相は間隙に存在する作物の根の部分と茎の基部を固定して作物を支える役目を担っている。

砂のような単粒構造の土は、粒子が大きく、その間隙も大き過ぎて水を保持しにくく、粒子自身の中には間隙がないから水を保持できない。また粘土やシルトを非常に多く含む土は、小さな粒子からなる単粒構造（壁状構造）を持つものが多く、粒子が小さいから（図-1Cの団粒構成粒子より小さい）、その間隙もまた当然非常に小さく（図-1Cのbより小さい）、水、空気の侵入が困難で、両者とも作物の生育にとって好ましい土ではない。

4) 外力による土壌三相の変化

単粒構造の場合、一つの粒子が他の粒子に接する数は、最も緩くつまった状態（図-1A）で6であり、最も密につまった状態（図-1B）で12である。最粗充填の間隙の割合を空隙率で表わすと48%，最密充填の間隙率は26%である。

いま最粗充填を耕うん直後や、掘削後力を加えないで埋戻した土の状態とすると、最粗充填の粒子は模式的にいえば6点しか接点を有しないために、外力に対する抵抗が弱く、降雨や自重などによって粒子配列を変え、密につまった状態に移行していく。

また畑を大型の農作業機などが走行した場合も土は最密充填の粒子配列に近づく。土を締め固めて強度を増そうとするのは、最密充填に粒子配列を近づけるためである。砂質土で理想的な最密充填状態は 図-3 に示す通りである。

団粒構造の場合、図-1Cの団粒構成粒子は最密配列、団粒は最粗配列で、これが耕うんしたときの一般的な形と考えられ、空隙率は61%となる。図-1Aで粒子を団粒とし、一団粒の中に4個の小粒子が入るとすると、空隙率は73%（耕うんした時に該当）、また 図-1Bでも粒子を団粒とし、団粒の中に7個の小粒子が入るとすると（耕うん後時間がたったときとか外力により土が締め固ったとき）、空隙率は45%となる。

畑でロータリ耕により耕うんされ、機械の走行により、踏圧された状態を模式的に示すと 図-4 のようになる。図-4Aの団粒が機械の踏圧により配列を変え、図-4Bのように間隙が小さくなり、そのなかにつまっている小団粒がすきまなく間隙を埋めてしまうことになる。このような状態になると降雨があっても水を透さず滞水し、土中に空气がなくなって作物は枯死する。雨のないときでも通気性は悪い。まして犁底盤が浅い所に形成されることになると、より一層水の透水性を悪くする。

このように外力により空隙率が変わるということは、固相の割合も変換し、液相、気相の割合も変換することを示す。

さらにまた自然条件下では、気候条件に基づく乾湿の繰返しにより、たとえ空隙率が変わらなくても、間隙の中の液相と気相の割合はたえず変化している。

このように土壌の三相は土壌構造と密接に関連し、また保水性、透水性および通気性に関与している。

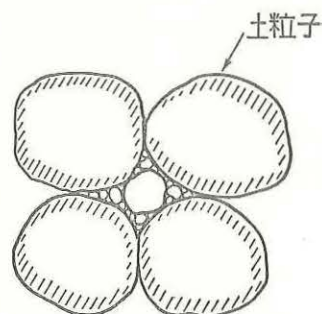


図-3 最密充填の理想粒径分布（砂質土）

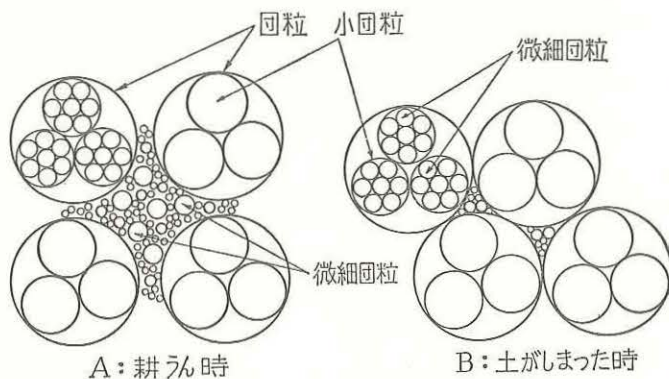


図-4 団粒の耕うん時と土が締った時のつまり具合

2. 土の基本的性質

1) 土の三相から算出される基本量

土の固相、液相、気相を模式図で示すと 図-5 のようになる。

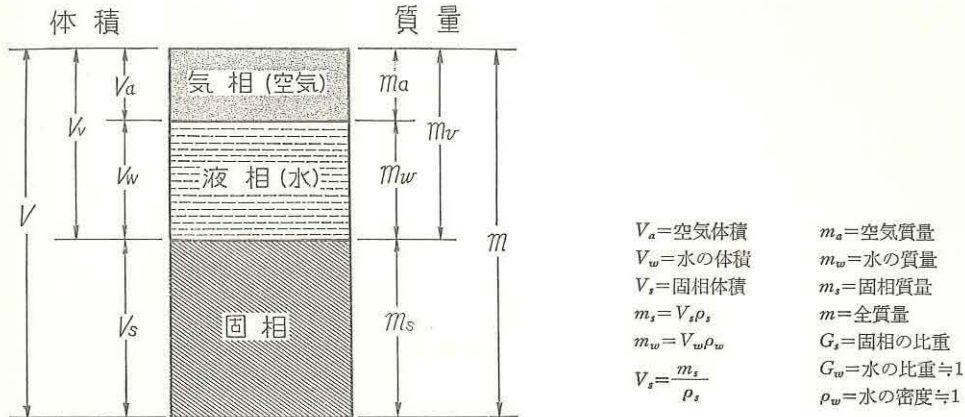


図-5 土の三相系の模式図

$$\text{固相率} = \frac{V_s}{V} \times 100 = \frac{m_s \times 100}{V \times \rho_s} (\%) \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\text{液相率} = \frac{V_w}{V} \times 100 = \frac{m_w \times 100}{V \times \rho_w} = \frac{m_w}{V} \times 100 (\%) \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\text{気相率} = 100 - (\text{固相率} + \text{液相率}) (\%) \quad \dots\dots\dots (3)$$

また土の水分を表示するのは、通常 (4) 式を用いる。

$$\text{含水比 } w = \frac{m_w}{m_s} \times 100 (\%) \quad \dots\dots\dots (4)$$

広がりを持つ畑や地山の水分の量を計算するときや、水分移動などの研究面では、(5)式を用いると便利である。

$$\left. \begin{aligned} \text{体積含水率 } \theta &= \frac{m_w}{V} \text{ (小数表示) または} \\ &= \frac{m_w}{V} \times 100 (\% \text{表示}) \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (5)$$

次に間隙比 e は、固相体積 V_s に対する間隙体積 V_v の比と定義される。

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad \dots\dots\dots (6)$$

また全体積 V に対する間隙体積の割合は、間隙率 n と定義される。

$$n = \frac{V_v}{V} \times 100 (\%) \quad \dots\dots\dots (7)$$

両者の関係は(8)式となる。

$$n = \frac{V_v}{V_s(1+e)} \times 100 = \frac{e}{1+e} \times 100 (\%) \quad \dots\dots\dots (8)$$

土質工学の分野では間隙比を使用することが多く、農業面では間隙率の方を多く使用する。

間隙の中で水がどの位の割合を占めているかを表示するのに飽和度 S_r を用いる。

$$S_r = \frac{V_w - V_a}{V_v} \times 100 (\%) \quad \dots\dots\dots (9)$$

土の湿潤質量を全体積で割ったものを湿潤密度 ρ_t といい、空気の質量が 0 であるから、

$$\rho_t = \frac{m}{V} = \frac{m_w + m_s}{V} = (1+w) \frac{m_s}{V} \quad \dots\dots\dots (10)$$

である。土の固相部分が全体積に占める割合を表示するには、乾燥密度 ρ_d を用い、

$$\rho_d = \frac{m_s}{V} \dots\dots\dots (11)$$

となる。(10)式および(11)式から

$$\rho_t = (1+w)\rho_d \text{ または } \rho_d = \frac{\rho_t}{1+w} \dots\dots\dots (12)$$

となり、 ρ_t か ρ_d のいずれか一方と含水比が判れば他方を計算できる。

なお、乾燥(湿潤)密度に標準の重力加速度 g_n を乗じると、乾燥(湿潤)単位体積重量 $\gamma_d(\gamma_t)$ が求められる。

$$\gamma_d = g_n \cdot \rho_d = \rho_d (\text{gf/cm}^3) \text{ または } \gamma_t = g_n \cdot \rho_t = \rho_t (\text{gf/cm}^3) \dots\dots\dots (13)$$

2) 土壌の三相の図式表示法の意義

(1) 土壌生成分類と三相 生成分類に基づく土壌別の三相の違いは、三角座標図に固相率、液相率および気相率をプロットして表わすことができる。図-6 で火山灰土は固相率が小さく、液相または気相率が高い。洪積土や砂質土は固相率が大きく、液相率が小さい。沖積土は三相の比率が中庸である。

(2) 土壌断面と三相 農地の土壌は、根群域の存在する深さはもちろん、それ以下も水分、養分の供給源となるから、土壌断面の三相分布を調べることは大切である。図-7(a)は肥沃な土壌、(b)図は重粘な土壌を表わしている。(a)図では三相は、深さ1mまで適切な割合で存在し、作物根が活発に伸長できる環境となっている。

しかし(b)図では深さ30cm以下では気相がなく作物根の伸長や呼吸は困難なことを示している。

3) 自然含水比または現場含水比の意義

農地や土取場などでは、土壌の水分量は、降雨時や乾燥状態が続いたとき以外には、あまり変化しない。これは土壌が圃場容水量または現場容水量を有するためであって、通常の気象条件下で農地や土取場の含水比を測定したときの土壌水分を自然含水比または現場含水比という。

自然含水比の大小によって、その土の土壌物理性がある程度判断できる。自然含水比が数100%以上のものは、泥炭などの高有機質土に属し、80~150%のものは、火山灰質粘性土または有機質火山灰土や干拓地ヘドロなどが多く、そのコンシステンシー限界も高く、保水性も高い。自然含水比が50~60%のものは一般的な土壌であるが、砂質土になると10~20%の自然含水比を示す。

4) 間隙量の表示法の意義

土中の間隙は大小さまざまな寸法の間隙からなり、同じ間隙量であっても個々の間隙の大小によって土の保水性や透水性が異なる。

一般に球状の粒子からなる粗粒土(砂質土)は個々の間隙は大きい³⁾、間隙率は40%位で、一方、火山灰質粘性土

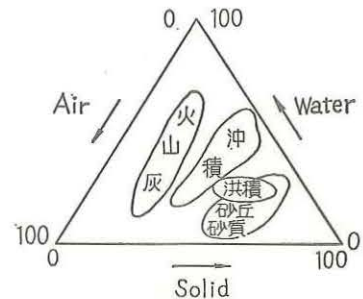


図-6 土壌生成と三相分布
(美國・川尻)

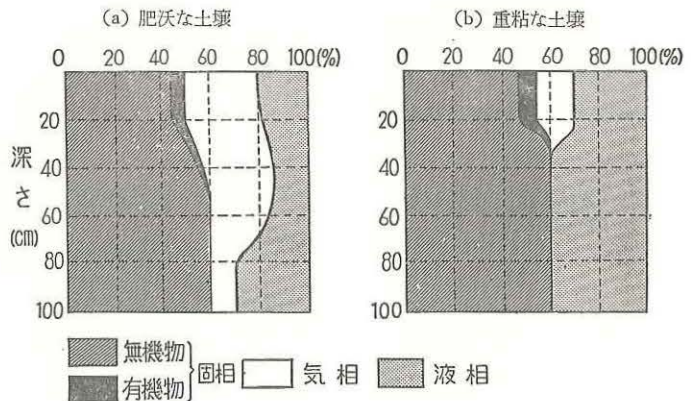


図-7 土壌の三相分布(ラーチ)

や有機質火山灰土などでは間隙率は70~80%にも達するが、個々の間隙の大きさは小さい。

間隙率の大小によって、その土が膨軟であるか、締まっているかがわかり、透水性の大小もある程度判断できるが、透水性は透水試験、保水性は pF 試験によって判定すべきものである。

5) 現場乾燥密度(仮比重)の意義

固相率と間隙率とは関連性があり、固相率が大きければ間隙率は小さい。土が膨軟か、よく締まっているかの判断は固相率の大小で判定されるが、一般には現場の乾燥密度を用い、農学の分野ではこれを仮比重と呼ぶことがある。

一般の農地では乾燥密度は 1.0 g/cm^3 前後、火山灰質粘性土では 0.9 g/cm^3 以下、有機質火山灰土では 0.6 g/cm^3 以下、泥炭では $0.1\sim0.6 \text{ g/cm}^3$ を示す。また砂質土では $1.2\sim1.8 \text{ g/cm}^3$ である。

土質工学の分野では、乾燥密度は土の締固め、強度、圧縮性などの重要な指標となる。

3. 土壌物理性の諸指標

1) 土の粒度組成

土の粒径区分は専門分野により多少異なる。国際土壌学会では 2 mm 以上の粒径を礫、 $2\sim0.02 \text{ mm}$ 粒径を砂、 $0.02\sim0.002 \text{ mm}$ をシルト、 0.002 mm 以下を粘土としている。しかし日本統一土質分類では、 2 mm 以上 75 mm までを礫、 $2\sim0.074 \text{ mm}$ を砂、 $0.074\sim0.005 \text{ mm}$ をシルト、 0.005 mm 以下を粘土としている。

砂、シルトはおおよそ球状の粒子とみてよく、土の骨格構造に関与するが、それらは吸着水を持ってないし、膨潤、収縮なども行わず、物理化学的な界面現象を問題にすることはない。いわゆる不活性な粒子である。これに対し、粘土は板状、針状、球状などさまざまな形状を有し、粘土鉱物の種類、吸着イオンなどの違いによって、界面化学現象を起す。

この粘土の集合体(微細団粒や団粒)が水を保持し、その水は作物に必要な養分を作物根に供給する。また粘土は腐植(土壌有機物)や鉄、アルミニウムなどの酸化物の結合物質によって集合体(団粒)を作るが、この団粒間の大間隙は過剰水の排除、作物根の呼吸作用に必要な空気の供給に役立っている。

一方、土木や土質工学の分野では土は材料として扱われ、盛土材料や構造物の基礎となるが、水分を保持し、界面化学的性状を有する粘土は逆に不適材料と考えられる。粒度分析では粗粒土は、ふるい分けで粒度分布を調べるが、細粒土については、火山灰質粘性土などの粘土分の測定が困難なこともあって、コンシステンシー限界を利用して判別する。

2) 土の比重

一般の沖積粘性土の比重は $2.6\sim2.7$ で、火山灰質粘性土は $2.7\sim2.9$ の範囲のことが多い。泥炭は繊維質材料であるから $1.1\sim2.1$ である。軽石を主体とする粗粒火山灰土では軽石の比重は風化の程度に左右される。未風化の軽石の比重は 2.5 以下で、内部に閉塞孔隙を多くもつものは、 2.0 以下を示す。粗粒火山灰土は重鉱物類の破片を含みそれらは $2.8\sim3.5$ の比重を示す。

農地の土壌は腐植(有機物)と結合して粘土腐植複合体を形成している。とくに黒ぼく土といわれる有機質火山灰土ではこの傾向が強い。腐植含有量が多い土ほど、その土の比重は減少する。

3) 土の腐植(有機物)

土の固相の中には、土粒子部分だけでなく、腐植といわれる有機質コロイドも含まれる。またみみずや微生物などの生物も間隙に生存するが、生物相の質量は僅小で、土壌物理では生物相は固相分として考えない。

さて腐植は分解過程にある粗大有機物の生物遺体を除いた、土に特有の暗色無定形の高分子物質群であり、その化学構造などは未だ明らかではない。しかし現在のところ、腐植を多量に有する土では、腐植は図-8のような存在形態をしていると考えられる。すなわち腐植は粘土粒子または団粒に吸着されるのみでなく、これらの表面をおおう多

孔質の被膜コロイドのようなものであり、粒子間の結合物質としても作用しており、いわゆる粘土・腐植複合体を形成している。この粘土・腐植複合体は土を膨軟に保ち、保水性を良好にする一方、団粒形成により透水性、通気性も良好に保ち、また作物の養分供給源として役立っている。

4) 土粒子の比表面積

単位質量当りの土粒子の表面積の総和を土粒子の比表面積という。

砂粒子一粒と同質量の粘土粒子は多数であり、一粒子当りの表面積は砂粒子が粘土粒子より大きいのが、粘土は多数の粒子を同質量でもつため、比表面積でははるかに粘土が砂より大きくなる。

比表面積は粒子の径が小さくなるにつれて増大する。したがって比表面積の大小を論ずるのは主として粘土についてであり、比表面積の大小が吸着水の量を左右し、コンシステンシーや保水性などの物理性を支配する。また吸着水の拡散二重層やイオン交換にも関与する。

粘土の比表面積は、粘土粒子の厚さに支配される。いま 図-9 にみるように、同じ厚さを考えると、カオリナイトのような厚さの大きいもの（モンモリロナイトの50倍）に対し、モンモリロナイトのように厚さの薄いものは裏表の面積の広い面がカオリナイトの100倍も持つため、カオリナイトの比表面積が $50 \text{ m}^2/\text{g}$ に対し、モンモリロナイトでは $800 \text{ m}^2/\text{g}$ にも達する。

5) コンシステンシー

液性限界 (LL)、塑性限界 (PL)、収縮限界 (SL) などのコンシステンシー限界は、土の物理性の鋭敏な指標である。またコンシステンシーとは土の流動に対する抵抗であり、土のレオロジ的挙動の指標である。したがってコンシステンシーは個々の粒子間のまたはこれらの粒子から成る団粒間の力に関係している。土の粒子間力には、土の粒度組成、とくに粘土含量、粘土鉱物の種類、吸着塩類、腐植含量、粒子配列（土の構造）、その土の水分状態などの多数の因子が関与するが、最も大きな影響を与えるのは、その土の有する比表面積である。

火山灰質粘性土の液性限界は100~200%，塑性限界は30~100%の範囲で、有機質火山灰土の液性限界は120~250%，塑性限界は60~100%とともに他の土壌より大きく、また収縮限界も収縮量も大きい。またこれら両土壌では、乾湿の繰返しをうけた表土を除き、乾燥によるこれらの値の低下量が大きい。従ってこれらの値によりまた塑性図によって、これら両土壌の判別が可能である。

6) 保水性と透水性

(1) 保水性

土壌の保水性は作物生育の大きな支配因子である。土壌の保水性が大きければ作物生育が良好であるかという、必ずしもそうではなく、作物根の吸収できる水量の大小が問題である。作物根が吸収しうる水は、圃場容水量 (pF 1.5~2.0) から厳密には作物の永久しおれ点 (pF 4.2) までであり、これを有効水分量という。すなわち本来的には

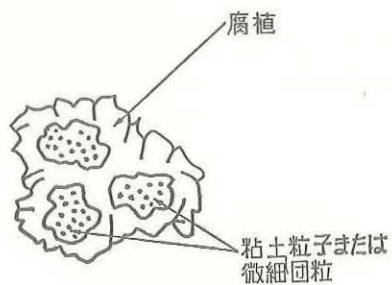


図-8 粘土・腐植複合体のモデル

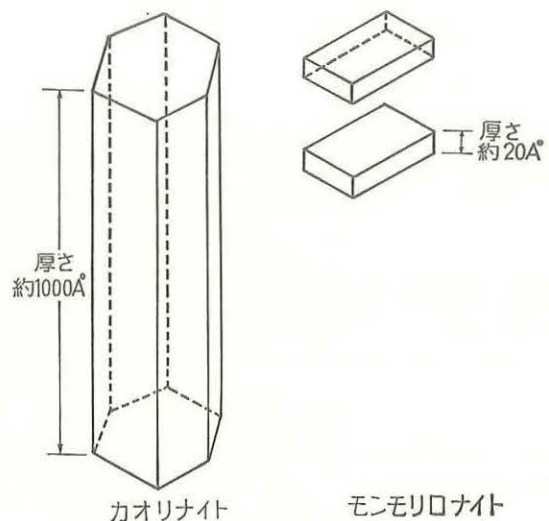


図-9 粘土の形状

有効水分量＝圃場容水量の含水比－永久しおれ点の含水比である。なお、わが国の畑地灌漑計画では有効水分の上限として圃場容水量ではなく、24時間容水量を採用している。また、有効水分の下限としては、生長阻害水分点（ pF 3.0）を採用している。したがって火山灰質粘性土や有機質火山灰土のように圃場容水量の含水比が大きくても永久しおれ点の含水比が大きいものは、有効水分量は案外に小さくなる。作物にとって水分環境の良い土壌とは、圃場容水量の含水比が大きく、永久しおれ点の含水比が小さい土壌をいう。なお、本項は各論編の pF の項の解説を十分参照されたい。

（2）透水性

透水性の大小も、作物生育の大きな支配因子である。透水性が小さい土壌では、降雨または灌漑により土壌中の空気が少なくなり、ひどい時は滞水して、空気がなくなり、作物根は呼吸作用が行えず作物は枯死する。また透水性が大き過ぎると、一般には保水性が小さくなる場合があるので、作物にとって良い土壌とは必ずしもいえない。作物にとって透水性のオーダーは $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{cm/s}$ が適当で、 10^{-5}cm/s 以下になると排水不良な土壌といえる。

4. 土壌物理諸指標の相互関連性

1) 乾燥による変化とその相互関連性

乾燥による変化を土壌構造との関連で考える。図-1Cの団粒構造で、飽和状態から脱水すると、まず、団粒間空隙（図-1Cのa）より脱水が起る。この時、脱水される土壌水を pF 値で評価すると pF 0 から pF 1.5 付近にある（この空隙は大きくて、しかも連続性がつよいから、これが発達するほど透水性も大きい）。粗大団粒は、耕うん直後のような状況を考えると緩くつまっている。したがってこのような脱水の進行で、粗大団粒間に作用する毛管メニスカスの力により、土に若干の収縮が起る。

次いで乾燥が進むと、団粒内の空隙（図-1Cのb）より脱水が起り、団粒自体が収縮するようになる。この範囲の水は毛管水レベルのものと考えられ、 pF 値で評価すると、 pF 1.5 から pF 3 付近であり、乾燥の進行により土の体積収縮を引起す。

さらに乾燥が進むと、団粒を構成する微細団粒さらには、腐植粘土複合体自身が収縮するようになる。この範囲の水は土粒子の界面化学現象により強く拘束されている水と考えられ、ほぼ pF 4 以上の水に相当する。このような段階の収縮は顕著で、とくに火山灰土では大きい値を示す。

一方、細粒でカベ状構造の土は、基本的には図-1Aのような配置と考えられる。しかし微細な粒子では表面に多量の水を拘束しているのが普通であるから、土粒子相互が直接に接触するよりも土壌水の中に微細粒子が浮遊している状態を想定した方がよい。したがって乾燥が進めば脱水に伴い土は、収縮限界（ほぼ pF 4.8 付近）に至るまで連続的に収縮することとなる。

反面、粗粒な砂質土においては図-1A、Bのような構造が考えられるが、土粒子自体がすでに相互に接触していて脱水が進んでも土自体の体積は変化しない。

このように細粒土では一般に乾燥に伴い収縮が生じ、しかもこの現象は多くの場合、非可逆的である。土はそれぞれの段階における乾燥履歴をもつので、ある一定の乾燥状態をこえて始めて顕著な体積変化を示す。

このように乾燥による非可逆的な収縮により、乾燥密度は増大し、保水性は逆に低下する。農地基盤においても作土は常に耕うんされ乾燥をうけるので、未耕地の土壌に比べて乾燥密度は大きく、保水性は低い。反面、乾燥は粗間隙の発達を促すので透水性は増大する。

また、乾燥により LL 、 PL も低下する。しかし、生土を徐々に乾燥させると、ある含水比までは LL 、 PL とともに一定値をとり、その含水比を過ぎて始めて低下が顕著となる。 LL が低下し始める含水比を第一限界初期含水比、 PL が低下し始める含水比を第二限界初期含水比と呼ぶ。塑性図上の変化は上記を反映して2段階の変化を示す。

また、細粒土の突固めにおいて、一旦、風乾した土をぬらす湿潤過程と、生土を乾燥させてゆく乾燥過程では曲線の形状が異なる（火山灰土では乾燥過程ではピークがあらわれない）。これも土の行動単位の不可逆的な収縮により説明される。

2) 土の練返しによる変化とその相互関連性

団粒構造をもった土を練返すと、まず粗大団粒がこわされ、小団粒に分解する。たとえば、関東ロームの作土では 1~2 mm 程度の粗大団粒が支配的であるが、練返すとこれがなくなり、小団粒さらには微細団粒となり 0.1 mm 以下の大きさのものが支配的となる。

この過程では粗大団粒間の粗間隙が消失する。pF 水分曲線を見ると pF 0~1.5 付近の水分が減少しており、透水性や通気性は低下し、作物生育の培地としての機能は低下している。このような状態は多水分状態で営農機械によりこね返された状態に相当し、土は泥ねい化し、機械の走行や農作業にも支障をきたす。

練返しにより土が微細化するため、水の拘束面が増大し、関東ローム等では同一 pF 値に対する含水比の増大、すなわち見かけ上の硬化が発生することがある。なお、団粒構造がよく発達した土では練返しても団粒を構成する微細団粒までは破壊することはできず、このため収縮限界は有機物を含めぬ土に比べると著しく大きい。

細粒土で壁状構造をもつ土では、壁状構造の中で構造的に拘束されていた水が、練返しにより自由化し、圧縮強度、剪断強度などは著しい低下を示す。また、pF 水分曲線でみると、同一 pF 値に対する含水比は減少しており、軟化の傾向を示す。

突固めによって起る行動単位の変化も、一種の練返しに相当する。すなわち練返し法で突固めると、行動単位が破碎され細粒化してゆく。これは細粒土のみならず、泥炭土のような高有機質土でもみられ、突固めを練返すことにより繊維分は細粒化し、このため乾燥密度は増大する。

3) 腐植含量の変化と物理性

腐植は土粒子をのりづけし、団粒構造を発達させる。また腐植自体は土粒子よりも軽く、親水性が強いため、腐植含量の増大は物理性に大きい影響を与える。

腐植含量の増大により乾燥密度が低下してゆき、また真比重も低下する。土壤構造より見ると、団粒間の粗間隙が発達し、通気性、透水性が良好となる反面、構造的な水の保持の指標としての有効水分 (pF 1.5~4.2) に増大の傾向がみられるようである。また、腐植自体が親水的な性格をもつため、土粒子自体による水の拘束性も高まり、pF 4.2 水分なども増大する。

LL, PL が腐植含量の増大に伴い大きくなる。一方、一軸圧縮強度は有機物を含めぬ土では乾燥に伴い連続的に増大するのに対し、腐植含量の多い土では或る程度乾燥すると強度の増大はみられなくなるが、これも団粒構造の発達に関連で説明される。同様な現象を剪断試験における粘着力の変化についても見ることができる。すなわち、関東ロームについてみると、乾燥に伴う見かけの粘着力の増大は pF 3.8 付近にピークをもち、のち減少する。反面、剪断抵抗角は乾燥に伴い連続的に上昇する。すなわち外力による団粒の融合現象は、ある一定の水分状態以下となると不良となるが、個々の団粒自身の硬さは乾燥に伴い増加してゆくことを示す。

このほか、有機物を含んだ土では圧縮性が高く、二次圧密が顕著な事実が指摘されているが、しかし、一般的には工学的挙動における有機物含有量の関係、さらには有機物の質的差異の影響についての解明は、必ずしも十分とはいえないのが現状であろう。

(前田隆・竹中肇)

引 用 文 献

- 1) 前田 隆：機械利用による土つくりの方向，農業機械技術情報 No.275 pp.1~8 (1979)
- 2) 前田 隆，相馬尅之：火山灰土（土肥学会編），博友社 pp.99~139 (1983)
- 3) 竹中 肇：関東ロームの非自由水分，農土研別冊 7, pp.68~75 (1964)
- 4) 竹中 肇：土壌物理（山崎監修）pp.285~304 (1969)
- 5) ヤング，ワーゲンチン著，山崎，山内監訳：土質工学の基礎，鹿島出版会 (1972)

第3章 土壌物理学と農地

1. 土壌と農地および土壌物理の関係

農業土木は、地球表面を被う土壌あるいは土に働きかけを行って、農地を造成あるいは整備し、生産のために良好な条件をつくりだし、また自然環境の保全にも役割を果たすことが求められている。農業土木が農地に対して行う働きかけの方法は主として物理的あるいは工学的な手段によるものであり、これはまた化学的、生物学的事項にも関連している。有効な物理的、工学的な働きかけを行うためには、“土壌”や“圃場”の物理的性質を知ることが必要であるし、土壌や圃場の中で起る物理的諸現象に関して、現象、発生の機構、それによって生ずる土壌や圃場の変化の有無と程度などを知らなければならない。また土壌を構成している土粒子や水、有機物、空気などの性質についても知るが必要になる。さらに土壌や圃場に工学的働きかけを行ったときに土が示す反応（変化）とその意味を明らかにしなくてはならない。

土壌や圃場への物理的、工学的働きかけの例としては、灌漑、排水、客土などの土層改良、耕うんなどの土壌管理などがある。

灌漑に際して知らなければならない物理的諸現象には、たとえば水田の場合の浸透に係わる諸現象がある。水田に灌漑された用水は、浸透しつつ水稻の生育を助ける。浸透時の現象は、飽和、不飽和、閉鎖、開放など農地や灌水の条件に応じて異った状況を呈する。

水田用水量を算定するに当って、日減水深（下方への浸透量と畦畔から排水路などへの浸透量を加え、さらに田面や植物体からの蒸発散量を加えた量）がどの程度あるのか、その内容はそれぞれどのような値をもち、どのような機構でそれが発生しているのかを明らかにし、漏水が多ければ床締めなどの対策を、過少にすぎれば、心土破碎などの対策をたてることを考えなければならない。

これらは灌漑に係わる土壌物理学の必要性の一部を例示したにすぎない。排水、土層改良など、どれをとっても興味ある土壌物理現象が出現するはずである。

農地である土壌は、このような働きかけに対して反応しながら変化していく。

農地の利用は、土壌への働きかけを介して行われ、その変化と安定の中で行われなければならないから、土壌について知なければならない。

土壌とは、どのような機構のもとに現在のような様子をしているのであろうか。近代土壌学の創始者であるドクチャーフなどによると、土壌は自然力や人為的な力の働きかけを受けてそれらの力の総合として生成された自然体（土壌体という）であるといわれている。

つまり、土壌を構成する各成分は土壌物質と呼ばれるが、これに土壌生成作用が働き総合的な働きかけを受けて独自の土壌断面形態をもっている土壌ができる。これらの働きかけとなる因子を土壌生成因子と呼び、降雨や気温などを内容にもつ気象、水分や傾斜に係わる地形、そこに生育する植物、どのような材料でできているかの母材、どのような時間をへてきているのかの年代、森林か水田か畑かなどの生物や人為的影響などをあげている。

土壌をこのようにとらえると、土壌はそれぞれ類似の生成因子が働らいていれば類似の土壌断面形態を持ち、またこれらが異なればその形態も異なってくるであろうことが推定できる。

土壌断面形態の類似したものごとくまとめ区分するとグライ土、灰色低地土、褐色低地土、灰色台地土、赤黄色土、ポドゾル、褐色森林土、多湿クロボク土、クロボク土、泥炭土、黒泥土、未熟土、岩屑土に区分され、土壌図として

その分布が明らかにされている。

このような土壌に関する知識から土壌物理性を比較し、農地をみることは、(1) 農地に係わる工事が広い広がりを持つ面に係わる工事であり、(2) 土層という厚みをもつ工事であること、(3) 排水、土層改良などの土の変化を期待する工事であること、(4) 農地は土壌の生産力(地力)を利用しなければならないことなどから大変大切なことである。工事という土への働きかけを行う農業土木では、このように現場にある土壌に関する知見を得るとともに、材料としての土(土壌物質)についての知見を“土壌物理”の視点から明らかにしておくことが必要である。

土壌の物理的性状を表わす指標で、農地に係わり深い項目には、水の移動に関して飽和および不飽和透水係数、浸潤や排水速度、毛管上昇や蒸発速度のほか、空気や温度との関連でみると通気および拡散係数、熱伝導率、地温、凍上などがある。また酸化還元電位、pH、電気伝導度、分散率など対象となる領域は広い。

2. 農地と土壌物理学の結びつき

土壌物理学を学び研究し、土壌の物理的性質を明らかにするねらいの一つは、よい農地をつくり、この農地をよい状態のまゝいつまでも繰返し使用したいがためである。すなわち、農業土木分野では、よい農地を造成整備し、これを保全してゆく役割を担う。また圃場を介して土壌を良好な状態で利用し、水を適正に利用することも農業土木をはじめ農業分野に求められる課題である。このために土壌物理学が大切な役割を担う。

また、農地ばかりではなく、農業、あるいは人間を取巻く環境を良好な状態に維持するためには、生産および生活を行う農地や自然の環境を明確にとらえ、人間の能力の限界を正確にとらえつつ改革し、制御して行かなければならない。このためにも有効な役割をするものが土壌物理学である。

農地を保全し、農業が栄えることは自然環境を保全することにも直接結びつく。

よい農地には、まず土地からの収量が高く、かつ安定していることが求められ、合わせて省力的な労働の生産性の高いことも必要である。さらにこのような生産の理念のみではなく、保全性のよい農地であることもよい農地の大切な条件である。

生産や保全のために必要な土壌物理学上の項目を明らかにし、その項目のもつ内容を明らかにし、これを数値化すること、またその数値を確保するための手段を設定し、あるいは選択することがよい農地を保持するために必要であり土壌物理学の知見は欠かせない。それでは、よい農地に関する土壌物理学とは何を学べばよいであろうか。これは、大きく分けて二つの側面があるように思われる。一つは農地でおこる土壌の物理的諸現象とその法則性を学ぶことであり、もう一つの面は、土壌の物理的性質を学びとることである。農地に好ましい諸現象を発現させるためにはどのような土壌物理的条件を持たせればよいかを明らかにし、できればその数値的範囲を決めることが必要であり、これから必要な条件を得る対策を選択し設定する。

3. 土壌のもつ物理的機能

よい農地を考える際、土壌はどのような物理的機能を持つものであるかを知っておく必要がある。これを「土壌の物理」³⁾から引用してみると、(1) 物体収容機能：土壌孔隙内に収容される成分とその分量 (2) 吸着機能：土壌固相の表面積と各種物質の吸着 (3) 保水能力：孔隙内の保水機構と有効保水能 (4) 通気・通水機能：浸潤と浸透、液状水と水蒸気の移動およびガス拡散 (5) 熱の伝達機能：土壌体における熱伝導機構と保温性 (6) 濾過機能：土壌の浄化作用 (7) 形体変化機能：乾湿に伴う形体変化と外力による変形流動 などの機能がある。

以上の能力を有効に利用して土地の生産性、労働の生産性、保全性がともに高い圃場に造成整備し、制御してゆくことになる。

4. 地力と土壌物理性

圃場を構成する土壌は、植物を生育させる能力を持ち合わせており、土壌のこの能力を地力（土壌肥沃度）と呼んでいる。地力は上に述べた土壌の能力が有効に発現されたときに出現するといえる。図-10 は土壌肥沃度を示す概念図⁴⁾であり、有効養分を保蓄する能力、植物が有効に利用できる水分を保有する保水力、有用な微生物数を確保している微生物活性、必要な酸素量を供給する通気性などが関与しており、また余分の水を速やかに排除し、空気量を増し、植物体を支持する強度を発現する通水能力もまた地力に係わる物理的能力である。このように土壌物理性は肥料分とともに生産力と深く関わりを持つ。また地力は、土壌肥沃度を構成している諸要因を変動させながら総合的にもその能力を発現させるという能力にも結びついている。

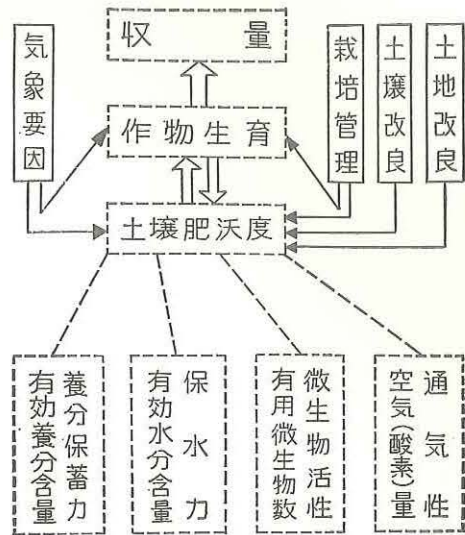


図-10 土壌肥沃度（地力）の概念（江川）⁴⁾

5. 好ましい圃場の土壌物理性の目標値

好ましい圃場の姿をえがくため、土壌物理性を数値をあげて取りまとめてみる。なお、これらの数値は大まかな値であることに注意していただきたい。

1) 水田の持つべき土壌物理性

圃場整備の完了した水田をながめると長方形の形状をもち、短辺に沿って一辺は用水路と農道、一辺は排水路に接している。水田は水をためることができ、湛水はほぼ 10~15 mm/day 下方への降下浸透することができる。

必要なときには速やかに排水でき、農業機械が能率よく運行することができる。そのためには、必要な土壌物理性を備えなければならない。水田の土壌断面をみると、図-11 に模式化されるように、作土、すき床、下層土で構成される場合が多い。作土は代かきによ

り田面の凹凸を均平化し、一度できた土壌構造をこねかえすことによって透水係数を小さくして漏水を防止し、移植作業に好条件を与える。一方、中干し以後地表排水の促進、排水路水位の低下、地下排水の促進などに助けられて、土壌面蒸発や蒸散を促進させて土壌を酸化的環境に改良し、土壌亀裂を作って透水性をあげ地耐力を上昇させる。湛水条件のもとで夏になって気温が上昇してくると、土壌の還元状態は急激に進み、根の機能が低下してくる。そこで中干しや間断灌漑を行って酸化的条件に改善する。このとき土壌中の水分や酸化還元状態の制御も求められ、土壌水分（pF 値で表示）や酸化還元電位（Eh で表示）に関する知見も学ばなければならない。

すき床は、代かき時の機械をささえ、すき床がないと湛水時の地耐力が発生しないので機械作業ができない。土壌強度（支持力、土壌硬度）の測定とそれの土壌水分、土壌構造との関連などを明らかにすることは農地に関する土壌物理学では欠かせない課題である。必要な地耐力はコーンペネトロメータで測定すると耕うん時、収穫期では 0~15

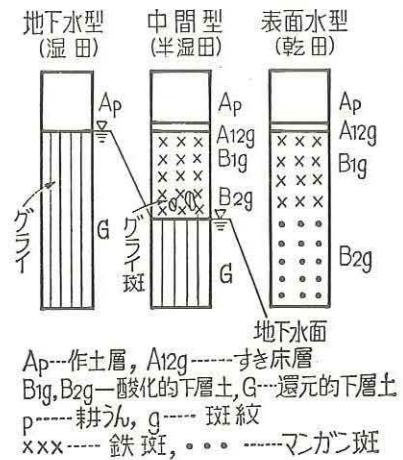


図-11 水田の土壌断面模式⁵⁾

cm の間の 5 cm ごとの平均が 4 (kgf/cm²) 以上であることが目標となり、代かき時には作土直下から 15 cm の間を 5 cm ごとに測った値が 2 以上であることが必要であるといわれている⁵⁾。

下層土は作土を良好な物理的条件におくための役割をするために必要で、土壤構造の発達が悪く、地下排水を不良にするような土壤では、水みちを確保するために暗渠排水を施工する。暗渠排水の方法には、吸水管を配置する耐久性のある本暗渠と施工費は安く、そのかわり耐久性はないが、狭い間隔で施工でき、速効性をもたすことのできる補助暗渠などがあり、本暗渠と補助暗渠とを組合せたものが組合せ暗渠と呼ばれるものである。土壤物理学の視点に立って地下排水をみると、地下水位を下げたり、地表面に溜った残留水を排除するのであるから、重力水として排除することが必要で、土壤構造の発達がよい場合には暗渠間隔は広くてもよいが、発達が悪くて透水係数が低い場合には透水のよい水みち部分の確保として、被覆材（そだやもみ殻など透水性のよい材料で埋戻す）の十分厚い暗渠や補助暗渠を通じて重力水が排除できるようにすることが必要である⁶⁾。

乾田直播栽培では代かきを行わない。そこで耕起、碎土、整地などの機械作業が高精度で行われることが必要であり、これが得られるためには土壤水分などの土壤物理性が好適であることが求められる。目標となる碎土率としては、播種機の操作される土層内に直径 2 cm 以下の土塊が重量%で 70% 以上であることが望ましいとされている。碎土状態は塑性限界の含水比近辺でよいとされていて⁷⁾、コンシステンシー（アッターベルグ限界値）に関する知見が必要である。

乾田直播田では、代かき田に比べて一般に間隙率が高く、土壤の透水性が大きくなっている。このように代かきを行わないことによって土壤構造をこわし単粒化することを防いでいる。間隙率の測定は、不攪乱土を採土し、仮比重と真比重を測定することにより求めたり、実容積測定装置によって求める。このさい吸引法などによって水分張力—水分量を求めれば、この土壤がもつ間隙径の分布を求めることもできる。

2) 水田の総合利用と土壤の物理性

水田に畑作物と導入するには、(i) 畑作物の生育に好適な水分条件を確保 (ii) 畑作作業に好適な水分条件を確保など水田時よりも乾燥した土壤水分条件が求められるので排水が重要となる。また一般に水田土壤は有効保水量が小さい土壤構造を持っているので、干ばつに対する対応も合せて考えておかなければならない。

畑作物に必要な物理性を考えてみる。圃場における空気間隙率はほぼ 18% 以上が望ましいと考えられている。この目標空気間隙率を確保するためには地下水位はどの辺にあればよいであろうか。汎用耕地化のための技術指針でまとめたとところによるとほぼ 50 cm 以下にすればよいことが示されている⁸⁾。ここにあげたのは石川らのとりまとめによる地下水位と土壤空気率の関係である⁹⁾ (図-12)。地下水位は植壊土の場合地表から 50 cm、砂壊土の場合は 40 cm 下げればよいことになっている。このように土壤の粒径組成を区分する土性は土の諸物理的特徴の基本となる因子であるので、粒度分析法を習得する必要がある。

地下水面上の水分は、ある一定の高さまでは毛管力により上昇して下方から水分補給される。毛管上昇高の上限は、土壤の間隙径が小さいほど高く、一方毛管上昇の速さは間隙径が小さいほどおそい。間隙径と毛管上昇高さの関係は、
$$h = \frac{0.3}{d}$$
で表わされ、 d は間隙の直径 (cm)、 h は毛管上昇高であ

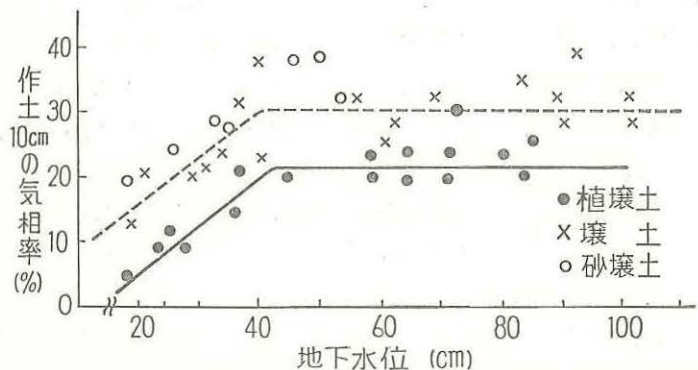


図-12 地下水位と気相率 (茨城農試)⁹⁾

る。実際の圃場における地下水位と土壌水分の関係は、降雨や蒸発散の要素があって毛管上昇高だけでは決まらない。

水田高度利用のための圃場に求められる土壌物理性の目標値の例を表示すると表-2 のようになる。

3) 畑地として持つべき物理性

根系の発達のために阻害条件とならないことが

必要で、根群域の土壌の通気性と透水性がよくかつ有効に利用できる水分を保有する能力が求められる。また根の発育のためには膨軟であることが必要であるのでも密度も重要である。このような視点から畑作物の多収、高品質をめざす上での好ましい土壌物理性は、表層 30 cm までの土層中に pF 1.6 以下の大間隙 5%以上、気相率 18%以上、有効保水量 (pF 2.0~3.0) 50 mm 以上、山中式土壌硬度計の指標硬度 24 mm 以下とみられている。

野菜土壌についての研究では、有効根群域の気相率 15~20%以上、pF 1.7 以下の粗間隙10%以上、指標硬度18ないし20以下としている。保水量に関しては、上部 50 cm 内での圃場容水量 (pF 1.5~1.8) から毛管連絡切断点 (pF 2.8~3.0) までの水分量が80 mm 以上あれば大、40~80 mm 中、40 mm 以下を小としている。飽和透水係数は 10^{-4} cm/s 以上とし、地下水位は有効根群域よりも深い位置に設定している¹⁰⁾。

4) 作物生産に対する土壌物理的な制限因子

土壌のもつ作物生産に対する阻害因子をとり出して生産力可能性分級を行うことがある。これに用いられている項目は (1)表土の厚さ、(2)有効土層の深さ、(3)表土の礫含量、(4)耕うんの難易、(5)湛水透水性 (湛水下での透水性の程度)、(6)酸化還元性、(7)土地の乾湿、(8)自然肥沃度、(9)養分の豊否、(10)障害性 (基岩、盤層、ち密層、礫など)、(11)災害性 (増水、冠水、地すべり)、(12)傾斜、(13)侵食 (リル、ガリの発生程度、耐水食性、耐風食性など) と13項目あり、それぞれ土壌物理性と深くかかわっている。

引用文献

- 1) 多田, 河野, 駒村, 近藤ほか: 農業土木技術者のための土壌の知識とその応用 農士誌 Vol. 47 No. 2~No. 11 (1979)
- 2) 山崎不二夫監修: 土壌物理 pp. 5~7, 養賢堂 (1969)
- 3) 八幡敏雄: 土壌の物理 東京大学出版会 (1975)
- 4) 土壌物理研究会編: 土壌の物理性と植物生育 p. 7, 養賢堂 (1979)
- 5) 農林省構造改善局: 土地改良事業計画設計基準, 計画 畑場整備 (水田) p. 44 (1977)
- 6) 農林省構造改善局: 同上 暗渠排水 (1980), 丸山ほか: 暗渠排水の計画・設計, 畑地農業振興会 (1982)
- 7) 4) と同じ p. 109 (1979)
- 8) 農業土木学会汎用耕地化のための技術指針編集委員会: 汎用耕地化のための技術指針, p. 45, 農士学会 (1979)
- 9) 日本土壌肥科学会編: 水田転作 p. 84 博友社 (1969)
- 10) 4) と同じ p. 169

(多田 敦)

表-2 転換圃場の排水性に関する目標値

(農士誌による 1975)

湛水 (降雨) 消失速度	50~100 mm/day
地下水位	40~50 cm 以下
地下水位の低下速度	20~30 cm/day
粗間隙量 (pF 1.5 以下)	5%以上
透水係数	10^{-4} cm/s < 10^{-3} cm/s < 地下水位で水分制御する場合排水性がよく, かつ, 毛管補給能力が大きいこと。
毛管伝導特性	

第4章 土壌物理学と土質工学

1. 土の工学

第3章までに述べられているように、土壌物理学は、主に農業土木の分野において体系化されたもので、土壌中で生起する物理的諸現象を研究する学問体系といえる。土壌の物理性が、化学性や生物性と相伴って、農地の良否を決定し、また土壌の易耕性や農業機械の走行性を通じて労働生産性を決定する要因でもあるために、農業上物理性の面からも検討の要ありとして生れてきたもので、土壌があるがままの状態把握と高等植物との相互関連が重要となる。

これに対し、土質工学は、土質力学を基礎として、土に関する設計と施工を目的とする工学と定義されるように、構造物の基礎工や種々の土工の設計や施工への指針を与えるための工学体系である。土質工学が、経験則、あるいは一貫性のない多くの手法の寄せ集めといわれるのも、この設計、施工のための力学的定数値の提出という目的にむけて、現時点における理論（解析方法）、技術をもって最善をつくすという観点に立っているがためである。

このように、土壌物理学も土質工学も土と人間生活との関わりから、土（土壌）をできる限り科学的に取扱おうとする必要性と姿勢から生れてきた工学体系ではあるが、そのおかれている目的が異なるために、土（土壌）の見方や取扱いに相違がみられる。

たとえば、土壌構造を考える場合、保水性や通水性等に重きをおく土壌物理学では、土粒子間の間隙構造から土壌をとらえ、強度等力学的挙動を問題とする土質工学では土粒子に着目し、その骨格構造から土をみるという相違がある。さらに三相を問題にする場合でも、土質工学分野では、土圧、支持力さらには斜面安定などの計算のために単位体積重量としてのみ取扱えばよいが、土壌物理学では、固相だけでなく、液相、気相の量的割合を考える必要がある。

また、この液相、気相の量的割合を問題にする場合にも、土壌物理学では、植物が土中水を利用できるかどうかという観点から、土中水の状態規定が必要であるが、土質工学では、その量規定で設計、施工がなされる。しかしながら、学問体系として見たときには、土壌物理学と土質工学（土質力学）の対象領域を区分することは難しい。

一般に、科学技術が急速に発展すると、それに伴い、細分化、専門化が進むとともに、近隣の専門分野が互いに領域を接し、重なりあって、さらに発展拡大するために、独自の守備範囲を確定することはほとんど不可能に近い状況を呈する。

土壌学の一分科としての土壌物理学、独自の土質工学（土質力学）も例外ではなく、また両者の間には、同じく土（土壌）を対象にしながらも、土壌観、手法等の相違、さらには地表付近の土壌を対象にするか、より深い層まで考えるかなどの相違はあるが、現在では両者の守備範囲を明確に規定することは難しく、いずれも土の物理性、工学的全般を対象領域としている。

このことは、一方では土の科学・技術体系を充実させる結果となっている。すなわち、土質工学で問題とされる力学的な挙動に対して、土壌物理学における成果によって定性的ではあるが現象説明がなされている。

2. 土質工学における土の物理性

土質工学分野において区分される物理的性質、力学的性質との関連についてふれてみたい（土壌物理学観点からは、第2～3章でふれられている）。

土質試験（室内試験）は、物理的性質試験と力学的性質試験に大別され、さらに各種試験に細分される（表-3）。

表-3 にみられるように、力学的性質試験には、地盤の破壊、変形問題あるいは斜面や擁壁計算に利用される試験、粘性土層の沈下量や沈下速さの計算に利用される試験、透水性に関係する設計計算に利用する試験、地盤あるいは盛土の施工方法、施工管理に利用する試験などが含まれ、土質工学の設計・施工に直接利用される。

物理的性質試験には、土に固有の性質を求める試験と土の物理的状態量を求める試験とがある。この物理的性質は、土の基本的な性質として、力学的性質との関連において、直接、間接に設計、施工に利用される。

物理的性質を間接的に利用する方法には、土の判別分類がある。土を種類分けして、そ

それぞれの工学的性質と関係づけを行う工学的分類の意義は、土の挙動を理解し、試験結果相互間のチェックを行い、施工材料の適否を判定する助けとなることにあり、土質調査や施工計画の段階で、力学的性質試験等を行わなくとも、比較的簡便な物理的試験から推定できる所にある。この判別分類試験には、現在では、粗粒土の判別分類に粒度試験を、細粒土の分類にはコンシステンシー試験が用いられ（土の性質は、粒度だけによって決るとされた時代もあったが、A. Casagrande の塑性図にみられるように、細粒土では、むしろコンシステンシーを分類特性として利用することの有用性が確かめられた。この例も、土壌物理学の成果の土質工学への応用と云える）、土質工学会では日本統一土質分類を制定している（表-4）。

物理的試験結果が直接設計に利用される代表的なものに、単位体積重量や間隙比がある。単位体積重量は、荷重として、土圧、支持力、斜面安定などの設計計算に用いられ、間隙比は、粘性土の沈下量計算に利用される。

また、判別分類の範ちゅうにも入るが、土の力学的定数を物理的性質との統計的關係から求め、設計に利用されることも可能である。たとえば、いずれも Skempton によるものであるが、液性限界から圧縮指数を求める、塑性指数から圧密後の強度増加率を求めるなどがある。

物理量が設計後の施工管理に直接用いられる例もある。土質安定の施工方法としての締固めにおける密度管理がそれである。これは土を締固めると密度が増大し、それに伴って強度が高まり、圧縮性が減じ、遮水性が増大するなど工学的諸性質が改良される一方、現場においてこれらの力学的試験を行うより容易に管理できることなどの利点があるからである。これらの例のように、土の物理的性質は、土質工学における設計、施工に重要な位置を占めている。

3. 土質実験（室内実験）

土質力学では、土を均質で等方性であると仮定し、さらに実際の現象を単純化、理想化して学問体系が組立てられている。土質工学は、この土質力学における理論や解析法を現場に適用し、構造物の基礎工や土構造物の設計や施工のための力学的定数値を求める。この際の手助けをするのが土質実験であるが、試験法に従って実験を行い、結果を得ればすべてが解決したわけではない。

土質実験は、限られた大きさに成形された供試体で行われるもので、地盤や土構造物からみれば要素としての土でしかない。さらに、実際の土は均質ではなく、地盤や土構造物の力学的挙動は極めて複雑であるものを、その特性を

表-3 土質試験の分類¹⁾



表-4 日本統一土質分類²⁾

(注 1) 礫粒土ならびにその細分類以外の土で礫まじりの場合、「礫まじり」の言葉を分類名に付し、英字記号の末尾にgを添えることができる。

(注 2) [G-F]およびその詳細分類記号の場合には、ハイフン記号を粒度の良否を表わすW, Pなどでおきかえ、[GWF], (GPC)などのようにすることができる。[S-F]およびその詳細分類記号の場合にも同様である。

把握できるようには考慮しながらも試験に要する諸条件を簡便化し、ある程度画一化した条件で実施される。

したがって、土質実験による力学的定数値は土質工学における設計、施工への指針としての近似値として認識すべきであり、これは上の理由による。この近似値の現地への適用後は、工事の全期間を通じて土の挙動を観察し、予期しない変化(現象)があればそれに対応しなければならない。

ここでは、土質実験の有用性の論議をするものではないが、土質試験の画一化された方法をうのみにして実験を行うべきではない。土質実験だけに限らず、あらゆる実験に共通することは、何を求めようとしているのか、この過程で正しく求めようとしているものが得られるかをまず頭に描く必要がある。

引用文献

- 1) 松尾 稔: 最新土質実験, p.5, 森北出版(1974)
- 2) 土質工学会編: 土質試験法(第2回改訂版), p.192, 土質工学会(1980)

(足立 忠司)

第5章 力学的挙動の意味と解釈

これまでは土の理工学性をどのように把握し理解していくかを、その基礎となる土壌物理学、或いは、その背景となる農地の中でのとらえ方、或いは観点を変えて、材料として土をみる土質工学の立場、さらに両者の関係といった説明がなされてきた。ところで、農作業であれ、土木的な土工であれ、われわれが農地や地盤に外力を与えたとき、土がどのような力学的挙動をとるかといった問題は、現実には日常的に起る問題でありながら、土壌物理学からも土質力学からも、ややはずれた境界領域に位置し、どちらかといえばレオロジーで取上げられる内容を多くもっている。

長い歴史をもって作りあげられてきた試験法は別として、われわれが何か力学的な働きかけを土に対して行い挙動を観察し解析しようとするとき必ずこうした問題に出会うにちがいない。そこでこの章では、これまでの章とややおもむきをかえ、具体的ないくつかの課題にしばって解説を加えることにする。

1) 外力と変形

物体は力を受けると変形する。力を受けても変形しない物体を剛体とよぶ。土や地盤が、時にはこのような取扱いをうけることもある。力を受けて変形している物体から、力を取去るとき、変形がもとに戻る性質を弾性という。変形が戻らない場合、永久変形または、塑性変形したといい、この弾性の失われる性質を塑性という。外力はまた、物体内部で内力と釣合うが、微小単位面積当りの内力を応力とよぶ。

弾性が失われ、塑性が現われることを降伏といい、その応力を降伏応力という。降伏応力は降伏値とか降伏点と呼ばれることもあるが、降伏値は一般に、回転粘度計などのずり応力（剪断応力）、降伏点は金属などの引張試験機での垂直応力のように、それらの呼称が試験機と関係していることが多い。土質力学や土壌物理学に影響を与えている色々な分野での力学用語の中には材料の使用目的に沿って試験機が開発され、研究が発展したものがあり、統一を欠く面も多く、注意を要する。

増大する外力を受けて、弾性が消失し、塑性が現われると、外力をそれ以上受けても応力は増加しないで、ひずみだけが限りなく増大する。すなわち流動が生ずるが、これを塑性流動という。材料が降伏する条件は、降伏条件または降伏基準とよばれる。土質試験では Coulomb・Mohr の降伏基準が一般に用いられるが、電算機を利用する有限要素法などでは、von Mises や修正 von Mises の降伏条件を用いることが多い¹⁾。

地盤に載荷するような場合とか、大きな供試体の一部に力を加えるような条件では、局部的には降伏が生じて、全体としては降伏していないことがある。このような弾性と塑性の共存する状態は弾塑性状態と呼ばれる。大型電算機の普及と、それに伴う有限要素法の発展により、地盤や土構造物の弾塑性解析は、盛んになりつつある。したがってヤング率、ポアソン比など適切な物性値をいれる必要から、今後それらの測定の重要さが増していくであろう。

2) 緩和とクリープ

一軸圧縮試験の途中で、突然、ひずみの増加をとめると、ブルーピングのダイヤルゲージの指針は、みるみる減少し、応力が緩和していることがわかる。一般に変形速度が遅ければ、遅い場合よりも大きな応力が観測される。このように、どのような変形速度を与えるかによって応力の値が変わるので、土質試験法では毎分1%のひずみ速度を与えるようにきめられている。

ところで、応力 σ とひずみ速度 $d\varepsilon/dt$ が、ニュートン則で表わされるような粘性体では(15)式で表わされる。

$$\sigma = \eta \frac{d\varepsilon}{dt} \dots\dots\dots (15)$$

η : 粘性率

一方、応力とひずみの関係が、フック則に従うような弾性体では (16) 式となる。

$$\sigma = G\varepsilon \quad \dots\dots\dots (16)$$

G : 弾性率

土はもちろんのこと、どのような物質でも、程度の差はあれ弾性と粘性をもつが、粘性率 η と弾性率 G の比を τ として (17) 式となる。

$$\tau = \eta / G \quad \dots\dots\dots (17)$$

τ は時間の次元をもち応力が最初の値の $1/e$ 、すなわち約 40% になる時間を示すことになる。上例で、もし仮りに土の弾性率 G が 4×10^6 dyn/cm²、粘性率 η が 1×10^8 poise として (17) 式より τ を求めると、緩和時間 τ は 25 秒となる。これは、ひずみ増加をとめると 25 秒で応力が半分以下になってしまうことを意味している。

このようにひずみ一定の条件で、応力が減少することを応力緩和という。それに対し、応力一定の条件で、ひずみが増大することはクリープと呼ばれる。応力緩和とひずみのクリープはエネルギーを蓄積する弾性と消費する粘性の相互関係で説明される。

ところで粘性による流動は降伏とは直接関係しないので、塑性流動とは明らかに区別しうるように思われるが、実際には粘性流動と塑性流動の区別には議論も多い。またクリープという言葉も分野によって、慣用の違いはある。

さらにまた、土のクリープについては、圧密との関係がある。クリープの定義にしたがえば、圧密試験は、定荷重で沈下量 (ひずみ) の時間的変化をみているから、側方拘束条件すなわち一次元圧縮条件でのクリープ試験とみることもできる。ただし圧密は間隙水が系外に出てしまうことを許しているから、厳密には同じというわけにはいかないとする考えもある²⁾。しかし不飽和圧密であれば、もはやこの区別もあいまいである。さらに、含水比が数百%以上もある低位泥炭のクリープ試験では、載荷により大量の水がでてくるので、こうなると、もはやこの現象をクリープとして解析するか、それとも圧密として解析するか、考え方の問題といわざるを得ない。

金属やプラスチック材料では、弾性と粘性によってクリープを説明し得たが、土はこれらの材料とは違って、間隙とそれをみたす水を保有する。テルプーギーは、外力に対してこの間隙水の過剰水圧も内力の一部を負担しようと考えて圧密理論を創始した。この考えは、その後、土質力学を支える基本原理となっている。ひずみの時間的変化という現象を、別々に独自に発達してきた力学体系でどのように統合、調和させるかは、それほど簡単な問題ではないようである。しかし土質力学の分野でも、三笠理論のような発想の転換や、村山・柴田のような非線型理論での統一といった成果もあり、レオロジーは土質力学の中で次第に定着しつつあるようである³⁾。

3) 一次元圧縮

モールドにいれた試料について一軸試験を行うと、試料はポアソン比による側方膨張が拘束されモールドの壁から反力をうけるが横ひずみは 0 である。このような側方拘束条件での一軸圧縮を一次元圧縮という。標準圧密試験も側方拘束の条件で一軸的に圧縮するので、これも一次元圧縮であり、締固め試験も、衝撃力による一次元圧縮である。

一次元圧縮で荷重を増大させると、土の団粒は局部的に降伏や破壊を起し、充填が進行していく。その結果、塑性に寄与した間隙も次第に消滅し、系全体は塑性体から弾塑性を経て新しい弾性体へと変っていく。この意味で圧縮荷重は成形荷重ともよばれる。圧密試験、締固め試験、マイターボックスでの供試体作成などは、すべて一次元圧縮であり、圧縮後は、圧縮前とは異なった新しい粘弾性定数をもった供試体が誕生している。遠心 pF では遠心管の中でこのような充填が進行している。一次元圧縮によって成形された試料の強度や弾性率を測定するときは、その測定の意味を十分考えるべきである。

圧密試験では $e - \log p$ による整理が行われる。間隙比 e は (18) 式となる。

$$e = V_v / V_s \quad \dots\dots\dots (18)$$

V_v は間隙の体積であるが、長さ 1 の単位面で考え、高さ方向の変形量に対応すると考え、同様に V_s を固定した値と考えると、間隙比 e はコーシーひずみではないにしても、ひずみに相当する量の一種と考えられる。さらにまた

e は (19) 式となる。

$$\frac{1}{1+e} = \frac{V_s}{V} = \phi$$

$$= \frac{\rho_d}{G_s} \dots\dots\dots (19)$$

体積濃度 ϕ とは (19) 式のようにつながる。体積濃度は乾燥密度 ρ_d を比重で割った値でもある。 ϕ は柔らかい土の試験で降伏値と深く関係する²⁾。

4) 柔らかい土の試験

計測量が変形や流動に対する抵抗として測られるとき、これをコンシステンシーとよぶ。コンシステンシーは、応力が増大して弾性変形から塑性変形になるとか、降伏応力をこえて流動が起こるといったように、応力の大きさにより変形の様相が変わっても、これを同じ尺度で論じている点に特徴がある。コーンペネトロメータ、山中式硬度計などの貫入試験機、液性、塑性限界などのアッタベルグ限界など、柔らかい土の挙動の測定については、コンシステンシーの変化を利用したものが多い。

また振動粘度計による粘弾性率の測定、回転粘度計による塑粘性や降伏値の測定、沈降体積の測定などは、柔らかい土の挙動を明らかにしていく有力な測定手段となっている。またファンネルロートで測られるファンネル粘性やイーールドバリュウ値は、土木現場で地中連続壁工法などの泥水工法の施工には指標を与える重要な測定手段となっている³⁾。

柔らかい土の試験の特徴は、単独の測定値だけを問題にするのではなく、その値がどのように変わっていくか、その流れをつかむようにすることが大切である。たとえばコーン指数の q_c は、深さ方向に q_c 曲線を描くことが重要であり、液性、塑性限界は、できれば JIS のほかに生土試料でも測って、塑性図上にプロットすれば、色々な性状を推定することができる。回転粘度計の測定は、フローカーブを描くことにより、ずり速度シキソトロピーか逆ずり速度シキソトロピーかの区別がわかり、それをもとに土粒子とそれを取りまく水の性状、ループの大きさや降伏値により行動単位についての色々な情報を得ることができる。また干拓地のヘドロなどでみられるレオバクシーも、フローカーブを描くことによってみることができる。

5) 土の力学的スペクトルと行動単位

クリープ曲線はひずみの時間的変化を表わしたものであるが、いまひずみは、その供試体の力学モデルを構成する無数の要素モデルのひずみの重ね合わせたものと考えている。ところで、その要素モデルをフォークトモデルとすると、要素を集めた全体の力学モデルは一般化フォークトモデルと呼ばれる。各要素が、それぞれ遅延時間をもつ中で、どのような長さの遅延時間、いかえると、どんな大きさの要素が一番多いかといった存在密度分布を表わすものを遅延スペクトルという。

ところで要素が集合したものを供試体に対応させると、要素は一体、何に対応するのであろうか。土粒子なのか、それらの集合した微細団粒、あるいは粗大団粒なのか、明解な答はえられない。しかしはっきりしていることは、系全体の力学性は、個々の要素の力学性の重ね合わせを前提としており、個々の要素は、それぞれの弾性率、粘性率、遅延時間をもっていることである。

力学的挙動を説明するとき、その力学性を担う最小のユニットは行動単位 (kinetic unit) とよばれるが、さしずめここでいう要素は、行動単位のイメージに近いものともいえる。土粒子の集合体は、その集合体が直接うける局所的な力と、水分状態、塩類濃度、温度などの諸要因できまる降伏値とのかねあいで、力と諸要因の変化に応じて集合体の崩壊や形成、集合体内の粒子の配向や再配列を行っているものと考えられる。したがって、その構造単位を行動単位と考えるのが、一番自然な考え方と思われるが、しかしそうであるという保証は何もない。

要素が行動単位であるかないか、その物理像は不明確であるが、たとえば、砂と粘土の遅延スペクトルの違いとか、第三紀、洪積、沖積土壌の遅延スペクトルの比較、泥炭などの高有機質土と鉱質土壌のスペクトルの比較などの研究

がある³⁾。マイコンによる観測指令やデータの自動収録などの技術が進み、クリープ測定や遅延スペクトルが比較的容易に得られるようになってきている。今後、こうした方面の測定や解析の発展が期待されるであろう。

力学的挙動の問題は、特に柔らかい土の領域で重要であるが、そこはまた土のレオロジカルな挙動が重視されるところである。そして土壌物理学と土質力学の境界領域でもある。

6) 柔らかい土の事例と解釈

最後に、柔らかい土の挙動について、二・三の例をもとに、若干の解説を試みたい。図-13は回転粘度計により得られた八郎潟ヘドロのフローカーブである。このカーブが剪断速度の軸となす勾配は、塑性流動の粘性係数、すなわち塑粘性を表わす。また、カーブを剪断応力の軸に外挿して得られる値はビンガム降伏値である。八郎潟ヘドロは生土を風乾することにより、また風乾でも第1回目の風乾よりは、乾湿を繰返して何回も風乾することにより、塑粘性は低下し、降伏値は著しく小さくなっている。このことは生土が乾湿の繰返し変化をうけて、行動単位が大きく変化したことを意味している。さらにまた同じ風乾状態でも、1サイクル、2サイクルという風に繰返し応力をうけると、当然、行動単位は変化するので粘性は変わる。ここで特に注目されることは、風乾10回の2サイクルでは矢印の方向が逆になっていることである。このパターンは、ずり速度シンキソトロピーといわれ、通常の粘性土や土以外の物質が一般に示すパターンである。それに対し八郎潟生土などの示す逆のパターンは、逆ずり速度シンキソトロピーといわれ、関東ローム下層土やNaを添加した粘土、干拓地ヘドロなど多量の水を含みうる特殊な土だけが示す型である。しかしこのような土も風乾したり、電気透析をしたりすると、ずり速度シンキソトロピーの型にかわり、電気二重層と関係の深い ζ 電位の低下、CECや液性限界の減少などがおこる²⁾。

図-14は塩類濃度が土粒子の分散・凝集に関与し、行動単位を変化させるため、降伏値が変わることを示したものである。同じく図-15には塩類濃度により遅延スペクトルがどのように変わるかを示した。土粒子と水のかかわりが問題とされる柔らかい土の試験では、特に力学的挙動の測定や解釈が重要であることがわかる。

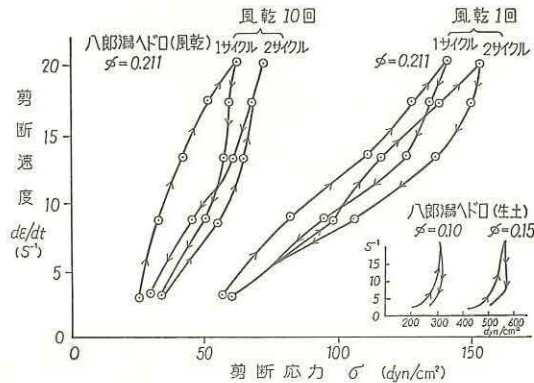


図-13 フローカーブ

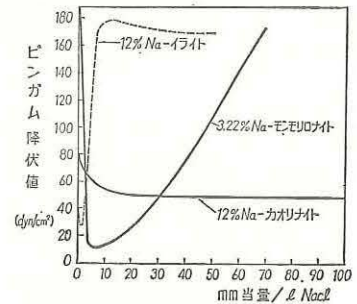


図-14 塩類濃度と降伏値(van Olphen 1963)

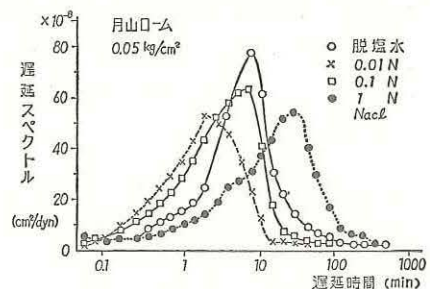


図-15 塩類添加土の遅延スペクトル

引用文献

- 1) Yong, R.N., B.P. Warkentin: 山内, 竹中, 東山, 前田監訳, 新編土質工学の基礎 pp.173~279, 鹿島出版会 (1978)
- 2) 土壌物理研究会: 土の物理学, 7章レオロジーと塑性 pp.147~198, 森北出版 (1979)
- 3) 柴田 徹ほか: 土質工学におけるレオロジー, 土と基礎 28(9), 28(11), 28(12), 29(2), 29(3), 29(4), 29(5), 29(6), 29(7), (1980~1981)

Ⅱ. 各 論 編

——土の理工学性の測定法——

1. 粘土鉱物 (X 線回折, 示差熱分析)

Clay minerals (X-ray diffraction, Differential thermal analysis)

1. 目的 粘土鉱物は、粘土画分の主体をなす微細な鉱物粒子であり、通常、風化や熱水変質作用等により結晶の一次鉱物から生成され、表-1 のように結晶質から非晶質のものまでさまざまな種類のものがある。これらの構造的な特性は土壌の物理・化学的な諸性質に影響を与えることが知られ、粘土鉱物の同定は土壌の理化学的性質を解明するために重要な測定項目の一つとなっている。

粘土鉱物の同定は様々な測定法の結果から総合的に行うことが望ましく、現在ではX線回折および示差熱分析法の他に、選択的溶解処理、電子顕微鏡観察、赤外線吸収スペクトル法等も行われている。

また、日本には火山灰に由来する土壌が多く、これらの粘土画分中には比較的多量の鉄酸化物や一次鉱物が共存している。より正確に粘土鉱物を同定するために粘土画分の分離、採取および粘土鉱物の精製はきわめて重要な操作となる。このため、これらの操作法も記載した。

2. X線回折法による測定方法

(1) 装置 X線回折装置は、X線発生部、ゴニオメータ部および記録計部等から成っている。ゴニオメータ部に装着される試料板面が水平になる型の方が、垂直になる型のものより使いやすい。出力は1kW程度の銅管球のタイプのものがよく用いられる。

(2) 試料の採取・調製・保存法 土壌試料は、生土であることが望ましい。生土はプラスチック製のバットなどの中でよく混ぜ、出来る限り均一な組成にし、礫含量、水分含量等を秤量しておく。

試料調製の器具は次のとおり、①トールビーカー（ガラスまたはテフロン製、500～1000 ml）、②時計皿：ビーカーの口径より大きい直径のもの、③洗浄びん、④ガラス棒（先にゴム等をつけたもの）⑤湯煎鍋またはホットプレート、⑥駒込ピペット（2 ml, 10 ml）、⑦メスシリンダ（50 ml）、⑧超音波振とう器（20 kHz, 出力 300 W 程度）、⑨懸垂型遠心分離器、⑩遠心分離管、⑪ガラス製シリンダまたは広口ガラスびん（1 l～2 l 容）、⑫ガラス電極式 pH メータまたは pH 試験紙（pH 3～5, 9～11 の変色域に該当するもの）、⑬粘土懸濁液採取用サイホンおよびスタンド、⑭ポリバケツ（5～10 l）、⑮ポリエチレン製広口びん（500～1000 ml）、⑯試薬びん（ガラス製 500 ml, ポリエチレン製 500 ml）、⑰ビーカー（1 l）

分析に用いる試薬は次のようなものがある、①1級30%過酸化水素水、②N-塩酸、特級塩酸（約12N）40 ml をビーカーにとり、蒸留水 440 ml を加えて攪拌、溶解後、ガラス製試薬びんに保存する。③N-水酸化ナトリウム、特級水酸化ナトリウム（NaOH）20 g をポリエチレン製ビーカーにとり、蒸留水 500 ml を加えて攪拌して溶解させた後、ポリエチレン製試薬びんに保存する。④飽和食塩水、特級塩化ナトリウム（NaCl）300 g をビーカーにとり 500 ml の蒸留水を加えてよく攪拌し、静置後上澄液をポリエチレン製試薬びんに保存する。

試料の調製方法は、まず生土約 50 g をトールビーカーにとり、蒸留水約 50 ml を少量ずつ加えながらガラス棒でよく混ぜ合わせる。つぎに過酸化水素水 50 ml を加えてよく攪拌後、時計皿で S. E をして水浴中で一夜放置する。

湯煎鍋またはホットプレート上にビーカーを移し、徐々に加熱温度を上げる。発泡が激し過ぎて試料溶液があふれそうな場合は、蒸留水を加えるか、ビーカーを冷水中に入れて反応を抑制する。以後、試料溶液の黒色味が消えるまで過

表-1 主要粘土鉱物の一覧表

◎結晶性粘土鉱物

1:1 型——カオリナイト、ハロイサイト（7Å）

ハロイサイト（10 Å）

2:1 型——スメクタイト（モンモリロナイト）

パーミキュライト、マイカ等

2:1:1 型——クロライト

鎖状型——ゼオライト、アタパルジャイト等

◎準晶質粘土鉱物

イモゴライト

◎非晶質粘土鉱物

アロフェン

酸化水素を1~2 ml ずつ加えて有機物分解を行う。黒色味が抜け、過酸化水素水を加えても細かい粘性の少ない泡だけが出るようになったら、時計皿をとって試料を乾固させない程度に過剰の過酸化水素水を除く。

蒸留水を加えて液量を200 ml とし、懸濁液を時々攪拌しながら超音波振とう処理を約20分間行う。

懸濁液をシリンダまたは広口ガラスびんに移し、よく攪拌しながらN-塩酸またはN-水酸化ナトリウムをピペットで少量ずつ滴下してpH 値を3~5 または9~11 になるよう調節する。粒径2 μ m 以下の粘土画分を採取する場合、表-2 のように20°C で8時間静置後、10cm の深さよりサイホンでポリバケツ等に採取する。分散が良好な場合は、3~4 回の採取で粘土画分の大部分が得られる。また、より細かい粒径の粘土画分を採取もしくは分画する場合は、次式に従って遠心分離し上澄液(粘土懸濁液)を採取する³⁾。

$$t = \frac{63.0 \times 10^8 \times \eta \times \log_{10} R/S}{(N_m)^2 (D)^2 (d_p - d)}$$

t : 回転時間(分), η : 分散媒(水)の粘度(20°C で0.0101 poise), R : 回転半径, 回転状態における回転軸より粘土沈殿部表面までの距離(cm), S : 回転半径, 回転状態における回転軸から懸濁液表面までの距離(cm), N_m : 回転数(rpm), D : 粘土粒子の有効沈降直径(μ), d_p : 粘土粒子の密度(通常2.65 g/cm³, アロフェン質粘土の場合2.50 g/cm³ が用いられる), d : 分散媒(水)の密度(1.00 g/cm³)。

採取した粘土懸濁液にはN-水酸化ナトリウムまたはN-塩酸を加えてpH を6~7 とした後、飽和食塩水を懸濁液1 l につき50 ml 加え、一夜静置して粘土画分を凝固・沈定させる。透明な上澄液を捨てた後、粘土画分はあらかじめ容積量を印したポリエチレン製広口びんにとり、低い塩濃度となるよう2~3 回蒸留水を加えては上澄液を捨てる。最後に標線まで水を満たし、冷暗所に保存する。

(3) 試料からの鉄酸化物、アロフェン、層間アルミナ等の選択的溶解処理 処理に必要な器具は以下のとおり、①遠心分離管(ふた付、ポリプロピレン製、40 ml), ②遠心管立て、③湯煎鍋、④遠心分離器、⑤ガラス棒またはサーモミキサ、⑥メスピペット(5 ml, 1 ml), ⑦試薬びん(ポリエチレン製、500~1000 ml), ⑧葉さじ、⑨ビーカ(ガラス製100 ml, プラスチック製2~3 l), ⑩葉包紙、⑪往復振とう器、⑫三角フラスコ(ガラス製200~300 ml 容), ⑬小ロート(三角フラスコの口より径の大きいもの), ⑭ホットプレート、⑮メスシリンダ(50 ml), ⑯メスフラスコ(500 ml, 1 l), ⑰pH メータ、⑱上皿天秤。

必要とする試薬は以下のとおり、①0.3 M-くえん酸三ナトリウム溶液: 特級くえん酸三ナトリウム、88.23 g を2 l 容ビーカにとり、蒸留水800 ml を加え攪拌、溶解後、1 l 容メスフラスコに移す。ビーカ内壁の洗液および蒸留水を加えて定容とした後、よく攪拌した溶液を試薬びんに移して保存する、②N-炭酸水素ナトリウム溶液: 特級炭酸水素ナトリウム42.01 g をビーカにとり、蒸留水400 ml を加え攪拌、溶解後500 ml 容メスフラスコに移す。ビーカ内壁の洗液、蒸留水を加えて定容とした後、よく攪拌した溶液を試薬びんに移して保存する、③ハイドロサルファイトナトリウム、④飽和食塩水: 前項に同じ、⑤0.15 M-しゅう酸ナトリウム-しゅう酸溶液(pH 3.50): 特級しゅう酸ナトリウム20.10 g を2 l 容ビーカにとり、蒸留水800 ml を加え攪拌・溶解後、1 l 容メスフラスコに移す。さらにビーカ内壁の洗液および蒸留水を加えて定容とした後、よく攪拌した溶液を2 l 容ビーカに保存する。同様の方法で特級しゅう酸18.91 g を蒸留水に溶解させて1 l 定容とする。しゅう酸ナトリウム溶液にしゅう酸溶液を少量ずつ攪拌しながら添加し、混液のpH 値を3.50 に調節する。この溶液をポリエチレン製の試薬びんに保存する。⑥N-くえん酸三ナトリウム溶液: ①の0.3 M-くえん酸三ナトリウムと同様の方法で、特級くえん酸三ナトリウム98.03 g を蒸留水に溶解させて1 l 定容とし、試薬びんに保存する。

表-2 ストークスの法則により計算された粒子の沈降速度^{*)2)}

温度(T) (°C)	粘度(η) (c. g. s.)	10 cm の沈降時間(t)		8 時間当 り沈降距 離(粘土) (<0.002 mm)
		シルト (0.02~ 0.002 mm)	粘 土 (<0.002 mm)	
5	1.519×10^{-2}	分 秒 7 13	時 分 12 2	cm 6.6
10	1.310 //	6 14	10 23	7.7
15	1.145 //	5 27	9 5	8.8
20	1.009 //	4 48	8 0	10.0
25	8.95 //	4 15	7 6	11.3
30	8.00 //	3 48	6 21	12.6
35	7.21 //	3 26	5 43	14.0

* $\rho' = 2.65$ とし、 η の温度変化を考慮してある

(1) 鉄酸化物等の除去処理 (Na-DCB 処理)⁴⁾: 100 mg 相当量の粘土懸濁液または 400 mg 相当量の土壌試料を 40 ml 容ポリプロピレン製遠心管にとり, 飽和食塩水 1 ml を加えて遠心分離 (3000 rpm, 5 分間) 後上澄液を捨てる。これに 0.3 M-くえん酸三ナトリウム溶液 4 ml と N-炭酸水素ナトリウム溶液 0.5 ml を少量ずつメスピベットで加えながら, ガラス棒またはサーモミキサで試料をよく攪拌後, 遠心管内の液温が 70~75°C となるまで蒸留水中で湯浴し, つぎにハイドロサルファイトナトリウム 0.1 g を加える。それを時々軽く振り混ぜながら 75°C で 15 分間加熱した後, 飽和食塩水 1 ml を加えて遠心分離し, 上澄液は静かに遠心管を傾けて (傾斜法) 捨てる。つぎに, 0.3 M-くえん酸三ナトリウム 4 ml と飽和食塩水 1 ml を少量ずつ加えてよく攪拌した時, 今度は加熱せずにすぐに遠心洗浄して上澄液を捨てる。

(2) アロフェン・イモゴライトの溶解処理 (しゅう酸塩処理)⁵⁾: Na-DCB 処理を終えた粘土試料 (乾燥させないように注意) の入った遠心管に 0.15M-しゅう酸ナトリウム-しゅう酸溶液 30 ml を少量ずつ加えて攪拌・混合し, 往復振とう器で 30 分間振とう後, 飽和食塩水 3 ml を加えて遠心分離 (3000 rpm, 5 分間) し, 上澄液を捨てる。この振とうおよび遠心分離処理をさらに 2 回行った後, 蒸留水 10 ml を加えて遠心分離, 上澄液を捨てて過剰塩を除き, 次の処理の層間アルミナ除去が試料標本作成に移る。

(3) 層間アルミナ除去処理 (Tamura 処理)⁶⁾: Na-DCB 処理およびしゅう酸塩処理を逐次行った粘土試料に N-くえん酸三ナトリウム溶液 50 ml を少量ずつ加えながら攪拌して分散させ, この懸濁液を 200 ml 容三角フラスコに移し, 小ロートでふたをする。フラスコをホットプレートに移して 1 時間煮沸し, 水浴冷却後上澄液を傾斜法により捨てる。N-くえん酸三ナトリウム溶液を新たに加えて, この煮沸・傾斜処理をさらに 2 回行い, 試料標本作成に移る。

(4) 試料標本作成 用いる器具としては①粉末試料 X 線回折用ホルダー, ②定方位試料 X 線回折用スライドガラス, ③遠心分離管 (ふた付, ガラス製 10 ml, ポリプロピレン製 40 ml), ④サーモミキサまたはスパーテル, ⑤ビーカ (ガラス製 100 ml, プラスチック製 2 l), ⑥ろ紙, ⑦遠心分離器, ⑧上皿天秤, ⑨めのう乳鉢乳棒, ⑩メスフラスコ (1 l), ⑪シャーレ, ⑫試薬びん, ⑬メスピベット, ⑭洗浄びんが必要である。

用いる試薬は以下のとおり, ① N-酢酸マグネシウム溶液, 特級酢酸マグネシウム 107.23 g を 2 l 容ビーカにとり, 蒸留水 800 ml を加えて攪拌して溶解させた後, 1 l 容メスフラスコに移す。さらにビーカ内壁の洗液および蒸留水で定容とした後, よく混合した溶液を試薬びんに移して保存する。② N-酢酸カリウム溶液, 特級酢酸カリウム 98.15 g を①と同様の方法で蒸留水に溶解し, 1 l 定容とした後, 試薬びんに保存する。③ 飽和食塩水, ④ 1%-硝酸銀溶液, 特級硝酸銀 0.17 g を水 100 ml に溶解し, 褐色の試薬びんに保存する。⑤ 80%-エチルアルコール水溶液, 特級エチルアルコール 80 ml に対し蒸留水 20 ml の割合で混合し, アルコール用キャップ付き試薬びんに保存する。⑥ 50%-, 70%-, 100%-アセトン水溶液, 特級アセトン 50 ml: 蒸留水 50 ml, 同じく 70 ml: 30 ml の割合で混合して 50%-アセトンおよび 70%-アセトンを調製し, 保存する。

試料標本作成方法は次の順序で行う。

(1) K, Mg イオンによる飽和处理: 鉄酸化物・アロフェン・層間アルミナ等の溶解処理をした粘土試料 50~100 mg を 10 ml または 40 ml 容遠心管 3 本 (Mg-粘土用 1 本, K-粘土用 2 本) にそれぞれとり, N-酢酸マグネシウムまたは N-酢酸カリウム溶液 8 ml をメスピベットで少量ずつ加えながらサーモミキサでよく混合した後, 遠心分離し (3000 rpm, 5 分間) 上澄液を捨てる。このイオン飽和处理を 3~6 回行った後, 蒸留水で同様に 2~3 回遠心洗浄して過剰の塩を除去する。最後にろ紙上に試験管を倒立して余分な水分を除く。

(2) 定方位試料用標本作成: (1) で処理した粘土ペーストを, 定方位試料用のスライドガラス上にスパーテルで薄く広げ, もう 1 枚のスライドガラスで粘土ペーストを押しはさみながら引き, 表面が一様に平らになったものを自然乾燥させる。この試料により X 線回折を行う。

(3) 粉末試料調製・保存: K, Mg イオンによる飽和处理を行った粘土試料 50~100 mg を遠心管にとり, 定方位の試料については上澄液中の Cl イオンによる白濁反応が認められなくなるまで, 粉末試料については 2~3 回, 蒸

留水 8 ml で遠心洗浄(3000 rpm, 5 分間)を行い, さらに 80%-エチルアルコール, 50%-, 70%-, 100%-アセトン各 8 ml で逐次洗浄する。ついで粘土ペーストを遠心分離管壁またはシャーレに薄く広げ, 30°C 以下で風乾する。乾燥した粘土試料はめのう乳鉢にとり, 指頭に感じなくなるまで軽く磨砕し, サンプルびんに保存する。

(4) 非定方位 (粉末試料) 標本作成: 上記 (3) の粉末粘土試料を粉末試料 X 線回折用ホルダーの穴またはくぼみに少し余る程度にとり, 粘土粉末の上にスライドガラスを置き, 上から押しつけて試料を枠内に固定させる。

(5) 重複回折線判定のための各種処理法 定方位標本の試料を用いて行う方法は次のようなものがある。

処理に用いる器具は, ①メスピベット(1 ml), ②三角フラスコ (100 ml), ③コルク栓, ④電気炉, ⑤るつぼばさみ, ⑥真空デシケータ, ⑦シャーレ, ⑧真空吸引ポンプ, ⑨ピーカ (200 ml) が必要である。また, 試薬は以下のとおり, ①20%-グリセリン-エチルアルコール混液, グリセリン 20 ml を 200 ml ピーカにとり, 特級エチルアルコール 80 ml を加えて混合したものをコルク栓をした 100 ml 容三角フラスコに保存する。②ヒドラジン溶液: ヒドラジン-水和物。

(1) グリセロール処理: X 線回折後の Mg-粘土の定方位標本に, 20%-グリセリン-エチルアルコール混液 0.1 ml をメスピベットで滴下し室温風乾する。表面がやや湿った状態のときに X 線回折を行う。

(2) 加熱処理: X 線回折後の K-粘土の定方位標本を電気炉に入れ, 350°C で 1 時間加熱し, 室温に放冷後 X 線回折を行う。その測定後, 同様に 550°C で 1 時間加熱処理後, 再び X 線回折を行う。

(3) ヒドラジン処理⁷⁾: あらかじめ真空デシケータの底にはヒドラジン溶液を入れたシャーレを置く。X 線回折後の K-粘土の定方位標本をデシケータに置き, 真空吸引後コックを閉じて室温で 2 日間反応させた後,

X 線回折を行う。

(6) 測定 調製した粘土試料の標本を X 線回折装置の試料台に装着し, 通常, 以下の条件で測定する。

銅管球, ニッケルフィルタ, 管電圧 30 kV, 管電流 20 mA, スリット系: $1^\circ-1^\circ-0.2$ mm, カウントフルスケール: 1000~2000 c/s, 時定数 1~2 s, 走査速度 $1\sim2^\circ/\text{min}$, 走査範囲: $3\sim30^\circ(40\sim3.0$

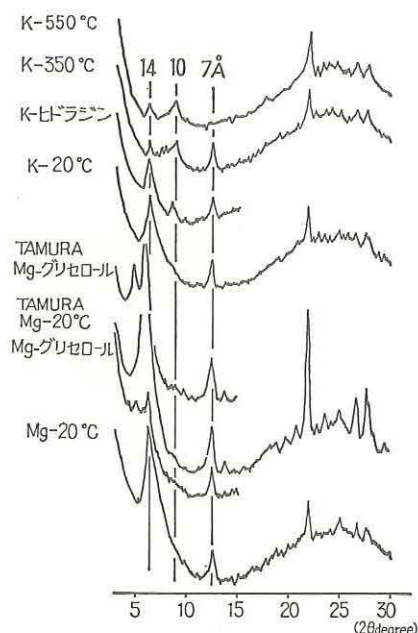


図-1 十和田火山灰土壌中の粘土試料の X 線回折図

表-3 主な粘土鉱物の主要回折線の各種処理による変化*

鉱物名	Na-DCB-しょう酸塩処理						Na-DCB-しょう酸塩-Tamura 処理				
	Mg-20°C	Mg-グリセロール	K-20°C	K-350°C	K-550°C	K-ヒドラジン	Mg-20°C	Mg-グリセロール	K-20°C	K-350°C	K-550°C
スメクタイト (モンモリロナイト)	14	17	10	10	10						
パーミキュライト	14	14	10	10	10						
クロライト	14	14	14	14	14						
マイカ	10	10	10	10	10						
Al-モンモリロナイト	14	14	14~10	14~10	10		14	17	10	10	10
Al-パーミキュライト	14	14	14~10	14~10	10		14	14	10	10	10
カオリナイト	7	7	7	7	消失	10					
ハロイサイト (7Å)	7	7	7	7	消失	10					
ハロイサイト (10Å)	10	11	7	7	消失	10					
酸化物											
レビドクロサイト	6.27										
ゲーサイト	4.18										
ギブサイト	4.85										
一次鉱物											
クリストパライト	4.04										
石英	3.34										
長石	3.20										

* 数値は $d(001)$ Å

Å), 送り速度 20 mm/min。

(7) 結果の整理 測定結果は同一試料ごとにまとめて 図-1 のように描いておくと, 各種処理による粘土鉱物の回折線の変化がわかりやすい。表-3 に各種処理によるピークの変化の概略および鉄酸化物等の回折線を示した。

3. 示差熱分析

(1) 装置 示差熱分析装置を用いる。測定温度により低温型, 中温型, 高温型に, また試料の量によりマイクロ型およびマクロ型に分けられる。近年, 粘土鉱物の同定には中温型・マイクロ型が多く用いられてきている。

(2) 試料 試料はX線回折の項で述べた風乾粘土試料を用いる。熱反応の温度は飽和塩基種, 粒径などによって異なるため, これらの条件が同じ試料を用いる。

分析に用いる器具は次のとおり, ①試料皿: 試料および対照物質を入れる容器で, 装置の機種等により形状, 材質が異なる。②ピンセット: DTA 用の先が細く曲がったものが使いやすい。③攪拌針: 割りバシの先に針を埋め込んで作製する。④ブローワ: カメラ用のものが使いやすい, ⑤スペーテル, ⑥葉包紙, ⑦直示天秤, ⑧真空吸引ポンプ, ⑨窒素等の不活性ガス

試料は, α -アルミナ粉末を用い, 測定前に何回か同じ条件で焼成し, 何ら熱反応を示さないようにしておく。

分析方法は, あらかじめ秤量しておいた試料皿に, 風乾粘土試料を少量ずつ加える。試料が均一に分布するように攪拌針で攪拌, またはピンセットで試料皿を 1 cm 前後持ち上げては落とす。この操作は, 試料の分布を均一にするのが目的であり, 試料をあまり堅密に突き固めてしまわないよう注意する。

(3) 測定 試料および標準物質を詰めた試料皿または容器を試料ホルダに装着した後, 加熱炉を静かにセットする。炉内の雰囲気が大気の場合はそのまま, 特定のガスを流入しながら測定する場合は真空吸引を徐々に行った後, 窒素等のガスを少量ずつ流入させ, ガス流量が安定してから測定を開始する。測定は一般に以下の条件で行う。

昇温率 10~20°C/min, 感度 $\pm 100 \sim 250 \mu V$, ガス流入量 50 ml/min, 記録用紙 2.5~5 mm/min。

(4) 結果の整理 ミクロ法による測定結果の例を 図-2 に示した。図中に点線で示したのは測定後に描いたベースラインである。このベース

ラインより下側の方向に描かれるピークを吸熱ピーク, 上側の方向に描かれるピークを発熱ピークと呼び, 通常, ピーク頂端部の温度をピーク温度としている。ピークの温度は粘土鉱物の種類によって異なり, 表-4 に示すような関係がある。

4. 解説

(1) X線回折 土壤

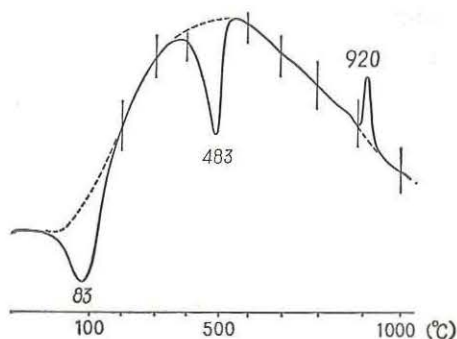


図-2 十和田火山灰土壌粘土の DTA 曲線
昇温率 20°C/min, 窒素ガス雰囲気中

表-4 主な粘土鉱物の主要な熱反応^{*2)}

鉱物名	吸熱ピーク	吸熱ピーク	発熱ピーク
アロフェン	100~200 ↓	—	900~1000 ↑
イモゴライト	100~200 ↓	300~400 ↓	900~1000 ↑
カオリナイト	—	500~600 ↓	900~1000 ↑
ハロイサイト (7Å)	100~200 ↓	500~600 ↓	900~1000 ↑
ハロイサイト (10Å)	100~200 ↓	500~600 ↓	900~1000 ↑
スメクタイト (モンモリロナイト)	100~200 ↓, 200~300 ↓	700 ↓	900~1000 (S) ↑
パーミキュライト	100~200 ↓, 200~300 ↓	—	900~1000 (S) ↑
Al-パーミキュライト	100~200 ↓	450~600 ↓	900~1000 ↑
マイカ	100~200 ↓, 200~300 ↓	500~800 ↓	900 (S) ↑
クロライト	100~200 ↓	550~600 ↓	950 (S) ↑
レビドクロサイト	200 ↓ 500 ↑	—	—
ゲーサイト	300~400 ↓	—	—
ギブサイト	320~330 ↓	—	—

* 数字はピーク温度(°C), ↓は吸熱ピーク, ↑は発熱ピーク, (S)はS字型のピークを表わす。
また, ミクロ DTA では吸熱ピーク温度が低くなる場合がある。

中の結晶性粘土鉱物は、図-3 に示すような層状の単位珪酸塩層から成っている。X線回折法による同定は、この単位層がX線に対して示す回折現象を利用したものである。回折現象をおこすX線の波長 λ 、試料面に対するX線の入射角 θ 、および層間物質を含めた単位珪酸塩の厚さ $d_{(001)}$ Åとの間には、 $n\lambda = 2d_{(001)} \sin \theta$ (n は正の整数)のブラッグの公式が成立する。

土壌中の粘土鉱物のほとんどは、その結晶構造および $d_{(001)}$ 値が明らかにされている。X線回折により未知試料の $d_{(001)}$ 値を既知のものと比較・対照することにより、鉱物名を同定することができる。

粘土試料の採取・調整・保存法では生土から採取する方がよく、風乾処理や温度上昇により、ハロイサイト(10 Å)の層間水は容易に失われ、ハロイサイト(7 Å)やカオリナイトと区別がつきにくくなる。また、土壌中の有機物は、過酸化水素水を加えただけではほとんど分解せず、加熱処理が必要である。

火山灰土壌の団粒の分散に効果が大きい超音波処理の際に留意する点は、土壌と溶液の量や割合が処理装置の容量に適するものであること、振動子の作用範囲に未処理の粒子が来るように適時懸濁液を攪拌することなどである。粘土試料の分散は、一般に非晶質粘土は酸性側が、結晶性粘土はアルカリ側がよいとされ、分散剤としてN-塩酸およびN-水酸化ナトリウムなどが用いられる。超音波振とう処理直後に粘土画分は非常によく分散しているが、僅かな時間の経過とともに凝固し沈殿しはじめることが多い。このような場合、上澄液を遠心洗浄により何回か捨てた後、pH調節をすると分散性がよくなることがある。

粘土試料は保存中に著しく変質することはないが、懸濁中では液結晶構造格子端の破壊、乾燥試料中では温度上昇等による層間水の離脱などが予想される。保存期間の長い試料については、このような点に注意する必要がある。

Na-DCB処理は主として鉄酸化物の除去を目的として開発され、数多い脱鉄処理法のうち最も温和な方法とされている。ここにのべた実験手順は原法の10分の1量に改変しており、溶出した成分量は、上澄液を定容として比色法、原子吸光法等で、あるいは処理前後の重量減から求める。

しゅう酸塩処理はアロフェンおよびイモゴライトの他にアロフェン様鉱物や鉄・アルミニウムの非晶質酸化物も溶解する。Na-DCB処理は後三者を溶解するため、Na-DCB処理後のしゅう酸塩処理はアロフェンおよびイモゴライトのみを溶解すると考えてよい。ここでの実験手順は振とう処理時間、回数等を原法に相当するように改変してある。また、アロフェンの選択的溶解法として紹介されている0.5N-NaOH煮沸処理法(Hashimoto & Jackson 法⁸⁾)は、結晶性粘土鉱物もかなり溶解するため結晶性粘土鉱物同定の前処理法としては不適当である。

火山灰土壌中のパーミキュライトやモンモリロナイトでは、単位珪酸塩層間にAIOH八面体層が入ったAl-パーミキュライトやAl-モンモリロナイトと呼ばれるかたちのものが多い。層間のAlは、加熱やグリセロール処理による層間間隔の変化を起こしにくくさせるため、パーミキュライトとモンモリロナイトはもとよりクロライトとも識別がつきにくくなる。層間アルミナ除去処理(Tamura処理)はくえん酸三ナトリウムの作用により、これらのアルミナを抽出する処理である。このような結晶性粘土鉱物の層間のアルミニウムは、活性アルミニウムの一形態として層状珪酸塩含量の高いクロボク土では重要な意義をもつと考えられる。

試料の標本作成時における加熱や有機溶媒に対する粘土鉱物の反応は飽和塩基の種類により異なる。表-5は粘土鉱物の単位珪酸塩層の間隔が飽和イオンの種類により異なることを示したものである。したがって、特定イオンによ

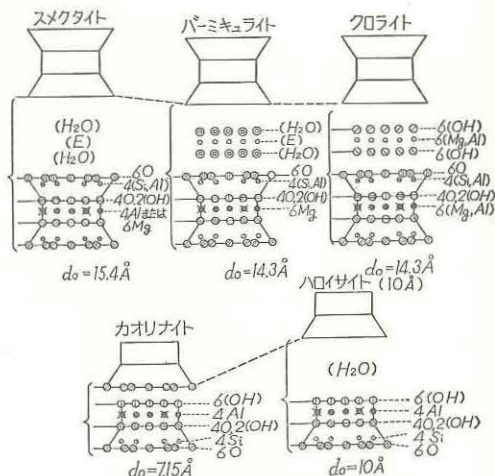


図-3 結晶性粘土鉱物の構造の比較図²⁾
+ は2八面体型では空所となる位置を示す
 d_0 は $d(001)$, Eは交換性1価陽イオン

る飽和処理は十分に行う必要があるが、塩類の intercalation により複合体形成をする鉱物もあるため、過剰塩の洗浄についても十分注意せねばならない。

定方位標本の作成法として紹介した粘土ペーストをスライドガラスで押し引く方法の利点は、粘土試料が底面定方位配列し主要な $d_{(001)}$ 回折線が強化されることである。反面、この方法は一様な状態がで

きる再現性に乏しく、単位珪酸塩層の層面の反射以外の回折線が認めにくくなる欠点がある。非定方位 (粉末試料) 標本は比較的少量の粘土試料を必要とする欠点はあるが、単位珪酸塩層面の反射以外の回折線をみることが出来る利点がある。

重複回折線判定のための処理で用いるグリセロールは極性を持つ有機分子であり、スメクタイト (モンモリロナイト) やハロイサイト ($10\text{\AA}$) の層間に1~2層の有機分子層を形成し、層間間隔をそれぞれ $14\rightarrow 17\text{\AA}$, $10\rightarrow 11\text{\AA}$ にひろげる。加熱処理は図-3に示したようなスメクタイト、パーミキュライト ($10\text{\AA}$) およびハロイサイトの層間にある水の脱水や、結晶性粘土鉱物の構造 OH の離脱を引起す。前者は単位珪酸塩層面間隔の収縮、後者は回折線の消失などが認められる。ただし、Kイオンは荷電的にも形態的にも層間を収縮させやすいため、パーミキュライトでは表-5のように室温で既に $10\text{\AA}$ の面間隔を示している。このような現象は、ハロイサイト ($10\text{\AA}$) でもみられることが多い。また、 550°C の加熱処理によりカオリナイト鉱物の回折線は消失するが、クロライト等の2:1型鉱物の回折線は認められる。2:1型鉱物は構造 OH を失うものの著しい非晶質とならず、単位構造の高さをほとんど変化させないと思われる。ヒドラジンや酢酸カリウム等は、カオリナイト鉱物の層間に侵入する intercalation や intersalation と呼ばれる現象を引起し、それらの面間隔を $7\text{\AA}$ から $10\text{\AA}$ に膨張させる。この現象はモンモリロナイト等の2:1型鉱物では認められないため、カオリナイト鉱物と他の鉱物との判別に用いられる。

測定の精度を上げるためには、レシービングスリットの幅を細めたり、時定数を小さくしたり、ゴニオメータの走査速度を遅くしたりする方法がとられるが、それぞれ強度の低下、記録の変動が大きいかつ見にくくなり、計測時間が長くなる等の欠点も生ずる。

さきの図-1に示したX線回折結果の同定例でみると、Mg- 20°C の 14 , 7 , 4.04 , 3.5 , 3.34 , $3.22\text{\AA}$ にピークが認められる。これらのうち 4.04 , 3.34 , $3.22\text{\AA}$ はそれぞれ一次鉱物のクリストパライト、石英および長石である。 $14\text{\AA}$ のピークは Mg-グリセロール処理で一部が $17\text{\AA}$ に移動する。この変化は層間アルミナ除去処理した Mg-グリセロール試料でより明瞭に認められ、 $17\text{\AA}$ に移動するのはスメクタイト (モンモリロナイト) および層間に Al の入った Al-モンモリロナイトであると同定される。また残りの $14\text{\AA}$ のピークは、K- 20°C では $10\text{\AA}$ に移動せず、K- 350°C で大部分が肩を持ちながら $10\text{\AA}$ に移動し、K- 550°C では、 $14\text{\AA}$ と $10\text{\AA}$ の二つのピークとなる。加熱によって移動するのは Al-パーミキュライトがほとんどであり、 $14\text{\AA}$ に残るのはクロライトと同定される。また、 $7\text{\AA}$ のピークはヒドラジン処理によって一部は $10\text{\AA}$ に移動し、K- 550°C では消失することから、 $14\text{\AA}$ のピークの二次反射とカオリナイトもしくはハロイサイト ($7\text{\AA}$) と同定される。

これらの粘土鉱物は、化学組成、粒径、結晶構造等が異なるため、回折線の強度から一義的に定量することは難しい。実際にはピーク強度から、粘土鉱物量を一、卅等の数段階に分けて半定量的に表示することが多い。

(2) 示差熱分析 (DTA) この方法は試料と基準物質を同一の熱的条件で加熱 (または冷却) して行く際に、両者の間に生ずる温度差 ΔT またはその起電力を温度 T に対して記録するものである。粘土鉱物を加熱すると表面吸着水や結晶水の脱水、構造 OH 基の離脱、再結晶による新しい鉱物相の出現等の吸熱あるいは発熱反応が起こる。これらの反応は鉱物種や化学組成によって異なることから鉱物種の同定に利用され、ある反応に伴う熱量の出入りから

表-5 層間イオンおよび加熱処理がパーミキュライトの底面間隔 ($d_{(001)\text{\AA}}$) に及ぼす影響⁹⁾

温度 ($^\circ\text{C}$)	層間イオン					
	Mg	Ca	Ba	Li	Na	K
室温	14.3	15.1	12.6	12.6	12.6	10.4
170	11.8	11.8	10.3	11.0	10.3	10.5
250	10.1	10.1	10.3	10.3	10.1	10.4
410	10.0	10.0	10.1	9.7	10.0	10.4
610	9.4	9.6	10.1	9.4		10.4

特定の鉱物の定量にも用いられる。

装置の項で簡単に触れたマイクロ型の DTA はマクロ型の DTA に比べて以下の利点をもっている。試料量が数 mg～数10 mg と極めて少いため試料内部の熱伝導率および試料と雰囲気との接触がよくなり、ピークの分離がよくなりピーク温度も低下する¹⁰⁾。したがって、試料の特性を調べる場合にはマクロ DTA に比べてより正確なデータが得られる。しかしながら、マクロな状態で処理されることの多い多種類の成分を含む試料や工業的に生産されている各種原材料などの分析には、マクロ DTA の方がより実際に近い状態で分析できると考えられている。

粘土鉱物の高温部の発熱反応は飽和塩基の種類によって変化する¹¹⁾。たとえば、ス멕タイトでは構造内に含まれる Fe と Mg の量比によって、高温部の発熱ピークの温度、形状が異なる。

また、粘土試料の粒径も DTA 曲線に影響を与える。カオリナイトの場合、粒径 1～5 μm のもののピークが鋭く、主に結晶度が影響すると考えられている。また結晶度のよいカオリナイトでも、粉碎して粒子を小さくすると、結晶度が低下してピークが小さくなる(図-4)。一方、アロフェンなどの非晶質粘土鉱物は、共存する結晶性粘土鉱物の影響を受けて存在を認めにくいことが多い¹²⁾ため、粒径分画等により、できる限り含量の高い画分にして測定する必要がある。

昇温率は 1～10°C/min をとることが多い。昇温率が大きくなるとベースラインの電気的 0 点からの差が大きくなり、反応のピークも鋭いものになる。また、試料の酸化のおそれがある場合は、N₂、He などの不活性気体を封入するが、このガスの熱伝導率の相違は検出に影響する。

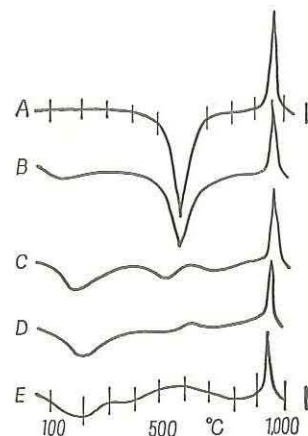
基準物質は α -アルミナを用いることが多いが、試料と化学的になるべく似た物質を用いるのがよい。そのため、試料に基準物質を希釈剤として混合し両者の熱容量の差を小さくすることも行われる。

さきの図-2 に示した試料は 83°C に吸着水等の脱水による吸熱ピーク、483°C に構造 OH の離脱による吸熱ピーク、920°C に再結晶による発熱ピークが認められる典型的なハロイサイトの DTA 曲線である。

DTA は実験条件や装置の性質によって影響される部分が多いが、その変化の幅は粘土鉱物の確認を混乱させるほどではない。また、ギブサイトやゲータイト等の鉄・アルミニウムの酸化物の検出感度は X 線回折法よりも高い利点がある。しかし、熱量の測定値から粘土鉱物の定量を行うことについては、DTA は本質的に温度変化を測定する装置であることから困難である。粘土鉱物を熱量から定量するためには、新たに開発された定量 DTA や走査型差動熱量計 (DSC) が適当である。

引用文献

- 1) 渡辺 裕: 粘土鉱物のサンプリング, 土壌成分のサンプリング, 講談社, pp. 32～56 (1971)
- 2) 須藤俊男: 粘土鉱物学, 岩波書店, p. 498 (1974)
- 3) 和田光史: 粘土鉱物の同定および定量法, 土肥誌, 37, pp. 9～17 (1966)
- 4) Mehra, O. P. and Jackson, M. L.: Proc. 7th Natl. Conf. Clays Clay Miner., pp. 317～327 (1960)
- 5) Higashi, I. and Ikeda, H.: Dissolution of allophane by acid oxalate solution, Clay Sci., 4, pp. 205～211 (1974)
- 6) Tamura, T.: Identification of clay minerals from acid soils, J. Soil Sci., 9, pp. 141～147 (1958)
- 7) Wada, K. and Yamada, H.: Am. Miner., 53, pp. 334～339 (1968)
- 8) Hashimoto, I. and Jackson, M. L.: Proc. Natl. Conf. Clays Clay Miner., pp. 102～113 (1960)
- 9) Brindley, G. W. and Brown, G.: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray identification, p. 495, Mineralogical Society, London (1980)
- 10) 内田 博: 最新の熱分析装置と今後の問題, 粘土科学, 11, pp. 126～146 (1971)
- 11) Miyauchi, N. and Aomine, S.: Soil Sci. Plant Nutr., 12, pp. 13～17 (1966)
- 12) 加藤忠蔵: 粘土処理物の示差熱分析, 粘土科学, 11, pp. 165～173 (1971)
- 13) Miyauchi, N. and Aomine, S.: Soil Sci. Plant Nutr., 10, pp. 199～203 (1964)



A. 未処理, B. 48時間
C. 96時間, D. 168時間, E. 312時間
図-4 カオリナイトの乾式磨砕物の DTA 曲線¹²⁾

2. 粒 径 (Particle size distribution, Grain-size distribution)

1. 目的 土壌がどのような粒径をもつ土粒子から構成されているかを調べるための試験であり、土壌の理工学的性質の中で最も基本的な性質を明らかにする分析項目である。この分析によって土壌の粒径組成（粒径分布）がわかり、構成粒子の細粗とその混合割合を知って土壌の性質および材料としての性質を知る。すなわち、土壌構造、保水力、コンシステンシー、透水系数、比表面積、締固めや圧密などに関する種々の強度定数などの諸理工学的性質に係わる理解を深め、また粒径組成に基づいて土壌分類を行う。

2. 測定方法 $74\mu\text{m}$ 以下のような微細な粒子を分析するとき、土壌懸濁液の比重を測定する比重計法と懸濁液をピペットで採取するピペット法に大別でき、前者は JIS（土質工学会法）で規定され、後者は農学や土壌学分野でよく使われる。そこで、比重計法およびピペット法による分析法を記述する。前者は、粒度分布を細かい粒径間隔で知る場合に有効であり、後者は微細な粒子の量を正確に知るために有効である。

(1) JIS 法 (比重計法)¹⁾²⁾

1) 試験用具 ①はかり（感量 0.01 g のもの（ $2000\mu\text{m}$ 以下の細土分析用）、②分散装置（安定した懸濁状態をつくり出すための分散装置）、③比重浮ひょう（比重計）（ $0.995\sim 1.050$ の範囲に目盛があり、 15°C の水中で 1.000 の読みを示すもの（図-1）。示さない場合は比重浮ひょうの定数の決定法で述べる補正が必要である）、④メスシリンダ（高さ約 45 cm 、内径約 6 cm で 1000 ml の容量に対して目盛をしたもの）、⑤温度計（精度 1°C のもの）、⑥ふるい（標準ふるい 50.8 mm 、 38.1 mm 、 25.4 mm 、 19.1 mm 、 9.52 mm 、 $4760\mu\text{m}$ 、 $2000\mu\text{m}$ 、 $840\mu\text{m}$ 、 $420\mu\text{m}$ 、 $250\mu\text{m}$ 、 $105\mu\text{m}$ 、および $74\mu\text{m}$ の各ふるい）、⑦恒温水槽（比重計試験の際に土の懸濁液を一定温度に保ちうるもの）、

⑧容量約 500 ml ビーカ（時計皿：腐植を分解するために用いる）、⑨秤量びん、蒸発皿、ストップウォッチなど。

2) 試料 円錐四分法または試料分取器により均一に採取したほぐした試料を 表-1 の量だけ供試する。全試料を秤量してから 2 mm ふるいを通過したもの（ $W_1\text{ g}$ ）と残留するもの（ $W_2\text{ g}$ ）を区分し、通過分の全体に対する割合を求める。 2 mm 通過部分を 表-1 の規定量だけとり、比重計による分析に回す。

(3) 比重浮ひょう定数の決定法

① 比重浮ひょうの球部をメスシリンダの中の水に浸してその体積 V_B を測定し、これに対応する球部の長さ L_2 を測定する（図-4 参照）。

② メスシリンダの断面積を、ノギスで測定するかメスシリンダの容量から計算する。

③ 比重浮ひょうの球部の上端から下記の日盛までの距離（ L_1 ）をはかる（図-4 参照） 1.000 、 1.015 、 1.035 、 1.050

④ メニスカス補正 C_m は、比重浮ひょうを蒸留水に浸し、メニスカス上下端両方の比重計の読みをとって求める。

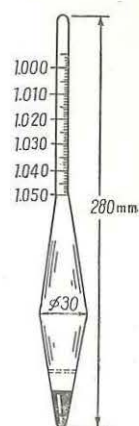


図-1 比重計
法比重浮ひ
ょう (JIS)

表-1 粒径分析に必要な空気乾燥試料質量 (JIS)

	試料の最大粒径	必要最小質量(g)
標準網ふるい $2,000\mu\text{m}$ に 残留した試料	50.8 mm	4,000
	38.1 mm	3,000
	25.4 mm	2,000
	19.1 mm	1,000
	9.52 mm	500
	$4,760\mu\text{m}$	250
標準網ふるい $2,000\mu\text{m}$ を 通過した試料	$2,000\mu\text{m}$	砂質土 : 115 シルト質土 } : 65 又は 粘土質土 }

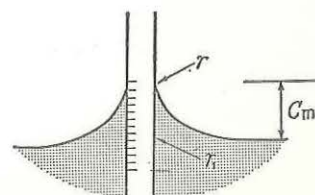


図-2 比重計のメニスカス測定

C_m の必要性は懸濁液中ではメニスカスの上端部しか正確に読みとれないのでこの補正を行う(図-2)。

⑤ 比重浮ひょうの狂いの補正 C_e は④で測定した r_1 と F を用いて、 $C_e = 1.000 - (r_1 + F)$ で計算する。 F は水温による係数(表-2)

正しい比重浮ひょうの読み r_2 は

$$r_2 = r_1 + C_e = r + C_m + C_e \text{ となる。}$$

(4) 供試土の含水比の決定 2.0 mm ふるいを通過した試料を 10~15 g とり、炉乾燥して含水比を決定し、供試土の乾土重を計算により求める。

(5) 試料の分散 2.0 mm ふるいを通過した空気乾燥試料から、表-1 の所定量をとり秤量し (W_3 g)、土の塑性指数に応じて 2 分析法を選択して土粒子を分散させる。

分散方法 A——塑性指数が 20 未満の場合には、ビーカー内の試料に蒸留水を加えながら一様にかきまぜ、完全に浸水させ少なくとも 18 時間放置してから分散容器に移し、上から 5 cm まで蒸留水とともに珪酸ナトリウムの溶液 20 ml を分散剤として加える。この分散剤の溶液の比重は比重浮ひょうで 15°C において 1.023 とする。分散容器の内部物を攪拌装置で 1 分間かきまぜる。珪酸ナトリウムが得られない場合にはカ性ソーダの 1 規定溶液 10 ml を加える。

分散方法 B——塑性指数が 20 以上の場合には、土が完全に浸るまで過酸化水素の 6% 溶液 100 ml を加えまぜ、時計皿でビーカーのふたをし、100~110°C の炉の中に入れ(脚注)、1 時間後に 100 ml の蒸留水を加え、少なくとも 18 時間放置後分散容器に注ぎ、分散剤を加えて A 法と同様に分散させる。

(6) 比重計による粒度(粒径分布)測定方法

① 分散後内容物をメスシリンダに移し、恒温水槽とほぼ同じ温度の蒸留水を全量が 1 l になるまで加えて、恒温水槽に入れ、懸濁液をしばしばガラス棒でかきまわし、浮遊している粒子の沈降を防ぐ。懸濁液の水槽の温度と等しくなったときにシリンダを取り出し、シリンダの口に蓋をして 1 分間十分に手で振とうする。

② 振とうの終りの時刻を記録し、シリンダを水槽に入れ、振とう終了後 1 分、2 分、5 分、15 分、30 分、60 分、240 分、1440 分の各時間に比重浮ひょうの読み r をとる。この場合に比重浮ひょうは各測定時刻の直前にシリンダ中に静かに入れて静止させ、メニスカスの上端で 0.0005 まで読む。また同時に恒温水槽に入れた温度計の読みもとる。

(7) ふるい分け 上の操作が完了したのち内容物を 74 μ m 標準ふるいの上で水洗し、ふるいに残留した部分を炉乾し、標準ふるい 840 μ m、420 μ m、250 μ m、105 μ m および 74 μ m によってふるい分け、各ふるいの残留分の重量をはかる。

(8) 計 算

① 標準ふるい 2.0 mm に残留した試料のふるい分け結果のまとめ：各ふるいごとに残留した試料の百分率を標準ふるい 2 mm 残留試料および全試料重量に対して求める。

② 各ふるいを通過する試料の重量百分率を全試料重量に対して求める。

③ 2 mm 以下の試料の炉乾燥重量 (W_s g) を次式で求める。

表-2 4~30°C に対する補正係数値^{a)} F (JIS)

温度 °C	補正係数 F	温度 °C	補正係数 F
4	-0.0006	18	+0.0004
5	-0.0006	19	+0.0006
6	-0.0006	20	+0.0008
7	-0.0006	21	+0.0010
8	-0.0006	22	+0.0012
9	-0.0005	23	+0.0014
10	-0.0005	24	+0.0016
11	-0.0004	25	+0.0018
12	-0.0003	26	+0.0020
13	-0.0002	27	+0.0023
14	-0.0001	28	+0.0025
15	0.0000	29	+0.0028
16	+0.0001	30	+0.0031
17	+0.0003		

注) この表では比重計の測定温度は 15°C である。
比重計ガラスの体膨張係数は 0.000025 とした。

注：有機物含量が多いと過酸化水素の添加により激しい反応が起り、土があふれでるおそれがある。このような場合には激しい反応の間はビーカーを加熱しない方がよい。またそれでも反応が激しい時にはビーカーを水につけて冷やし土が気泡とともにあふれ出るのを防ぐ。

$$W_s = \frac{W_3 (\text{空気乾燥土の重量}) \times 100}{100 + \text{空気乾燥土の含水比 } w\%}$$

- ④ 比重浮ひょうの読みの補正を行う。 $r_1 = r + C_m$, $r_2 = r_1 + C_e$
- ⑤ 懸濁土粒子の直径: 懸濁している土粒子の最大直径 d mm はストークスの法則によって沈降すると考え、次式から求める。

$$d = \sqrt{\frac{0.018 \eta}{(G_s - 1) \gamma_w t}} \quad (\text{mm})$$

η : $T^\circ\text{C}$ における水の粘性係数 ($\text{gf}\cdot\text{s}/\text{m}^2$), L : 比重浮ひょうの有効深さ (mm), G_s : $T^\circ\text{C}$ の水に対する土粒子の比重, γ_w : $T^\circ\text{C}$ における水の単位体積重量 (gf/cm^3), t : メスシリンダ振とう後の時間 (s)

種々の温度および土粒子の比重に対して G を求める図を作っておくと便利である (図-3)。

- ⑥ 比重浮ひょうの有効深さ L は次式により求める。

$$L = L_1 + \frac{1}{2} \left(L_2 - \frac{V_B}{A} \right) \quad (\text{cm})$$

L_1 : 比重浮ひょうの球部の上端から軸上で読みとった点までの距離 (cm), L_2 : 比重浮ひょう球部の全長 (cm), V_B : 比重浮ひょう球部の体積 (cm^3), A : メスシリンダの断面積 (cm^2)

比重浮ひょうの各読みに対して L の値を記録しておくに便利である (図-5)。

- ⑦ 懸濁している土の百分率: 各読みに対して、深さ L に対して 1 ml 中に懸濁している土粒子の百分率 P は次式から求めることができる。

$$P = \frac{100}{m_s/V} \cdot \frac{G_s}{G_s - G_T} (r_2 + F - 1) \cdot \rho_w (\%)$$

m_s/V : 懸濁液 1 ml 当りの炉乾燥試料質量 (g/cm^3), ρ_w : 水の密度

(g/cm^3), V : 懸濁液の体積 (cm^3), G_s :

土粒子の比重, G_T : $T^\circ\text{C}$ の水の比重,

r_2 : 比重浮ひょうのよみ (メニスカス補正と比重浮ひょう補正した読み), F : 補正係数 (表-2)

ここで真比重は別途測定した値を用いる。

- ⑧ 全試料に対する重量百分率を換算する。

(2) ピペット法²⁾³⁾ 農学, 土壌学分野で用いることが多く, 農業土木での使用も多い。

1) 試験用具

① はかり (感度 0.001 g のもの), ② ピペット装置 (所定深さの懸濁液から定容量 10 ml を採取する), ③ 広口びん (定容 500 ml 目盛付, 振とう操作のときゴム栓をつけられるもの), ④ 振とう機または攪拌機 (広口びんの懸濁液を攪拌または振とうして分散させるもの), ⑤ 温度計 (精度 1°C のもの), ⑥ ふるい

(2.0 mm, 0.2 mm のもの), ⑦ 分散剤 (6% 過酸化水素水, 0.4 N ヘキサメタリン酸ソーダ (40.8 g を蒸留水に溶かして 1 l としたもの), これでは不適なときは 1 N 塩酸など別の分散剤。⑧ 秤量びん, 蒸発皿, ストップウォッチ,

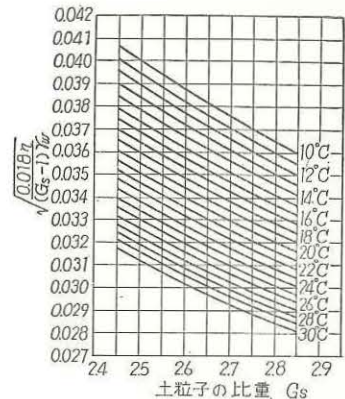


図-3 種々の温度と比重に対する $\sqrt{\frac{0.018\eta}{(G_s-1)\gamma_w}}$ の値 (JIS)

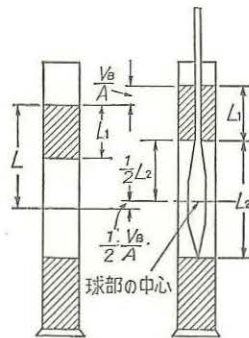


図-4 比重浮ひょうの有効深さ算定図 (JIS)



図-5 比重浮ひょうの正しい読みと有効深さの例 (JIS)

表-3 $\frac{G_s}{G_s - G_T}$ の値 (JIS)

温度 °C	土粒子の比重 G_s								
	2.45	2.50	2.55	2.60	2.65	2.70	2.75	2.80	2.85
15	1.689	1.666	1.644	1.624	1.605	1.587	1.571	1.555	1.540

湯煎鍋、乾燥炉、噴射びん、ポリスマン（含水量や分析試料の重量を測定したり、水温・時間を測定するものなど）

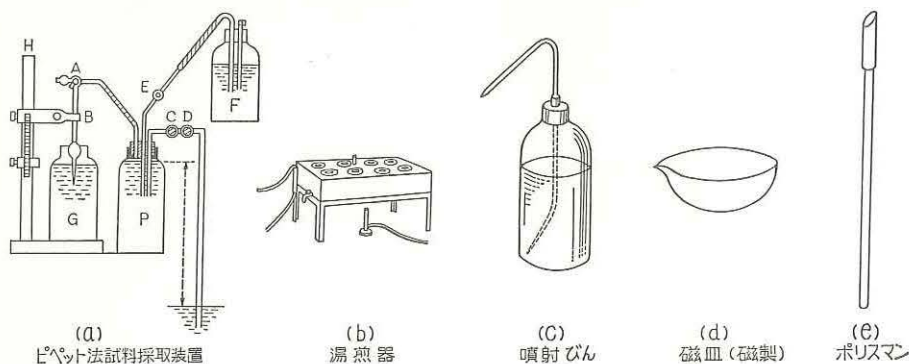


図-6 ピペット法試験用具

2) 試料の作成 風乾土を2 mmふるいでふるい別けし、よく混ったところから、約 20 g とる。精密を要する試験では3連分析するが、学生実験では1個でよい。礫を含む場合は2 mmふるいでし別する際含量を求め、細土（2 mm 以下）について粒径分析を行う。試料を2分し、一つで含水比を測定する。

腐植含量の測定は、同じ土の細土についてあらかじめ全炭素を定量し、係数 1.72 をかけて腐植含有量を求める（学生実験では時間の関係から省略することもある）。

3) 分散操作等の前処理 ①過酸化水素によって腐植の分解を行う。細土約 10 g を 500~800 ml のビーカーに秤取し (W_3 g), これを供試土として 6% 過酸化水素水 20 ml を加え、時計皿でふたをし、湯煎などであたためる。激しい反応がはじまればおろしてガラス棒でかきまぜる。激しい反応が終れば再び過酸化水素水 20 ml を加える。ときどきかきまぜ発泡がなくなるまで過酸化水素水を追加する。最後に加温して余分な過酸化水素を追い出す。冷却後水 50 ml を加えて放置し、上澄液を注意深く除去する。

②腐植の分解を行った試料を 0.2 mm ふるい上にあげ、水洗し、通過部分は 500 ml の広口びんに入れる。ふるい上に残った試料は噴射びんで水を吹きつけながら蒸発皿に移し、炉乾後、秤量する (W_4 g ~ 0.0001 g オーダまで正確に)。なお、火山灰土などで明らかに団粒や土塊を残しているときはふるい上でポリスマン、筆などでおだやかにつぶして細かい部分へ移行させる。

③0.2 mm ふるい通過部は、500 ml の広口瓶にとり、0.4 N ヘキサメタリン酸ソーダ 20 ml を加えるとともに、水を加えて 250~300 ml とする。攪拌機で10分攪拌したり、振とう機で2時間位振とうして分散させる。その後蒸留水を加えて 500 ml とする。

4) ピペットによるシルト・粘土の採取 ①採取深さおよび時間は、ストークスの式から供試土の比重および懸濁液の水温に応じた各粒径の深さと採取時間を計算しておく。深さは 5 cm とすると、粒径に応じた所定時間がきまる。これらの関係図表もあらかじめつくっておくと便利である。土粒子の比重を 2.60、水温 20°C とすると、シルト 2 分 24 秒、粘土 4 時間後に 5 cm の深さから採取すればよいことになる。

②採取操作は、広口びんにゴム栓をして、手で1分間激しく振とうしてから静置する。ここでは、水温に応じた上の計算値の時間に、所定深さ（5 cm）にピペット口をおろして懸濁液を 10 ml 採取する。ピペットを満たす時間は約 10 秒に調節しておく。採取した懸濁液は蒸発皿にとり、炉乾燥後秤量する。このときヘキサメタリン酸ソーダ実重 0.0204 g を減じて、シルト+粘土量を計算する (W_6' g)。供試細土中のシルトおよび粘土重 W_6 g は W_6' g × 50 倍で計算される。シルト採取の終わった広口びんは再び振とう静置後同様の操作で粘土を採取する。このときシルトの採取により 500 ml より水面は下っているので、水面から 5 cm 下から採取するよう調整が必要である（シルト以下と同

様の計算で供試細土中粘土量 (W_7 g) を得る)。

③ ピペット採取は吸引力を与えて行えばよいが、その装置³⁾の例を図-6に示す。

スタンドHはピペットBを保持し、上下動は溝にそうので横ぶれしない。またスケールによって所定の深さに正確に挿入できる。ピペットは胴部をできるだけ短くし、液の大部分は胴部に吸いこまれるようにする。Aは三方コック、Gは懸濁液の入った広口びん、P・C・Dでサイホンを構成し、コックCを調節して吸引の際はコックDを全開する。なおサイホンの落差は60 cm以上とする。またピペットを満たす時間は約10秒となるよう調節しておく。F・Eはサイホンの水の補給に使用する。

④ 分散不十分の場合は、懸濁液が静置時間中に凝集沈降するときには、測定値が著しく異なるので、分散剤をかわえて測定をやり直すことが大切である。

5) 計算

① 試料の炉乾土重 (W_s g)

$$W_s = \frac{100 \times W_3}{100 + \text{風乾土の含水比}\%} \quad W_3: \text{供試風乾細土重量。}$$

② シルト (微砂)・粘土の百分率

ピペット 10 ml に採取したシルト以下炉乾土重 W_6' g

ピペット 10 ml に採取した粘土炉乾土重 W_7' g

細土中のシルト以下の炉乾土重 $W_6 = W_6' \times 50$

細土中の粘土以下の炉乾土重 $W_7 = W_7' \times 50$

$$\text{シルトの含有割合}\% = \frac{(W_6' - W_7') \times 50}{W_s} \times 100$$

$$\text{粘土の含有割合}\% = \frac{W_7' \times 50}{W_s} \times 100$$

③ 粗砂の百分率 0.2 mm ふるいに残った部分の炉乾土重量 W_4 g

$$\text{粗砂 (2.0} \sim 0.2 \text{ mm) の百分率} = \frac{W_4}{W_s} \times 100$$

④ 細砂の百分率 粘土、シルト、粗砂および (腐植含量) の百分率の合計を 100 から引いたもの (W_5 g)。

3. 解説

(1) 粒径分析結果の解析 粒径分析は粒度分析、粒度試験、機械分析などともいわれている。また、分析した結果を小さいものから%で表示して累加し(加積通過率に相当)、横軸を対数(粒径)、縦軸を算術目盛(加積%)に表示したものを粒径加積曲線という。この曲線で、加積通過率の10%に相当する粒径を有効径 D_{10} と呼び、同60%に相当する粒径を60%粒径 D_{60} 、 D_{60} と D_{10} の比を均等係数 (coefficient of uniformity) ($U_c = D_{60}/D_{10}$)、また $(D_{30})^2/(D_{10} \times D_{60})$ を U_c' と表示し、曲率係数と定義する。

粒径の特徴に関する上記のような定義は、土木材料として土粒子の混合度合が良好であるかどうかを知るために用いられるもので、 U_c が10以上で、 U_c' が1~3のようになだらかな粒径加積曲線であれば、各粒径の粒子を広範囲に含んでいることになり粒度分布がよい材料として評価される。一方、 U_c が4~5以下で $U_c' \div 1$ のときは、粒径がそろっていて、ある粒径のものが大部分を占めることになり、粒度の悪い土と呼ばれる。このようにある径の粒子が集中した土は、土木材料として不良であるばかりでなく、農業上にも保水力などに関して幅がないので、一般的には良好なものとはいえないといえよう。

① 粒径区分 分析結果は、粒径別に区分し、その重量割合を求めるが、その区分も各国でいろいろの区分があるが、日本で代表的に用いられるのは次の2方式であり、両方ともよく使う。

3. 団 粒 (Aggregate)

1. 目的 土粒子が種々の結合作用の下にいくつか集まり、大小さまざまな形をもって安定している多孔性の土の塊りを団粒という。団粒を対象とする試験は、団粒による土壌の構成様式を表わすための団粒分布および団粒自体の理工学性を調べる場合の2通りに大別できる。団粒分布に関する測定は、主に土壌中における団粒の粒径別の量的分布を推定するために行われる。それを利用する立場によって団粒分析の過程や分布の表現が異なることがある。作物の生育環境として好適な団粒構造が主として降雨や灌漑水に対しても維持されるか否かを判断する場合は、水による破壊作用に抗し得る耐水性団粒を定量する。また圃場における物質や熱の移動、土層の特徴や変形挙動などを調べる際は、現場土層を構成している団粒の分析が必要である。団粒の理工学性に関する測定は、一般に団粒分析によって得られた団粒を直接の対象とする。したがって団粒に関する試験では相互に関連する場合が多い。

測定データは団粒の性質、形成、崩壊の結果として現われる、土壌の構造と土壌の諸機能の維持や変化を評価したり予測するために用いられる。したがって試験目的をはっきりさせ測定条件を明確にしておくことが、実験結果の再現性を高め他の試験データとの関連性を可能にする上で必要である。

2. 測定方法

(1) 団粒分析 ふるい別けの方法によって湿式と乾式がある。いずれの方法によるか、あるいは同時に行うかについては分析の目的によって判断する。

1) 試料 主として風乾土を対象とする。必要に応じて生土や風乾途上の試料を用いる。特別の場合を除いて構造性を維持している土壌を供試するので、現地土層で採取してから分析に供するまで試料の取扱いに注意する。

2) 測定 湿式分析は水中でし別し、耐水性の団粒を定量する。団粒分析といえば本法をさすほど広く行われている。一般的な測定手順¹⁾²⁾は、まず風乾した試料を孔径8 mmのふるいを通過させ、これを分析試料とする。一つの試験につき25~30 gをとり(含水比測定用の分は別に用意する)、デシケータ中で真空脱気した後、脱気水で十分湿めらせる。これを4.76, 2.00, 1.00, 0.21 mm(あるいは2, 1, 0.5, 0.25, 0.1 mm)の組ふるいを取付けた装置(図-1)により一定振幅で組ふるいに上下運動を与えてし別する。適当な時間(たとえば40分間)水中し別した後、それぞれのふるい上の試料の炉乾重量を秤量する。次にこれらの試料を指先でつぶすか、分散剤で分散させて、前と同様に再び水中し別を行う。これに対し乾式分析は、空気中でし別するもので、水中し別のような比較的一般性をもつ測定法ではない。たとえば風乾土あるいは生土の試料を、速度が可変の振とう器を用いてし別する。湿式分析のときの外力は主として和作作用であるが、乾式の場合はふるいの振とうを通して試料に加えられる力である。したがって振とうの速度が問題となるが、し別の過程で団粒が跳飛したり、衝突等によって過度に団粒粒子が破碎されない程度がよい。現場などで振とう器が使えない場合は手動による。いずれの場合でもし別に要する時間は、試料の含水状態によって異なり、粒子が十分に通過し終る時点とする。試料の量は乾土重にして少なくとも100 g前後は必要である。試料が過湿の場合はふるいの目づまりを生じ易いので、試料を数回に分けて、またふるいも2~3個ずつを組みにして行うのがよい。

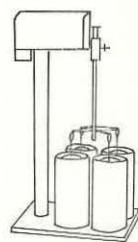


図-1 団粒分析装置

3) 結果の整理 団粒分析によって得られた結果の表示方法は、標準的なものがいくつかある。すなわち粒径別含有量、集合度、団粒化度、幾何学的平均径、平均重量直径などによる方法がある¹⁾³⁾。どの表示をとるかは利用目的によって選択する。

(2) 団粒の力学的安定性試験 水的作用に対する団粒の安定性は、湿式分析のほか、外力を落下水流とする試験³⁾などで調べられる。別に団粒の強度や変形と直接関係する力学的安定性試験について述べるが、確立された試験法は

なく測定例も少ない。単純ではあるが個々の団粒の硬さを直接測定し得る意味で基本的ともいえる、平行2平板による団粒の圧壊試験⁴⁾を取上げる。

1) 試料 団粒分析によって得られた試料。

2) 測定 団粒を平行2平板の移動によって圧縮し、圧壊に至るまでの力、変位を測定する。試験機としては、これらを連続的に自記させ得るものが望ましい。また小さい荷重の範囲を扱うので、荷重検出部の精度も要求される。圧縮速さは、試料が小さいので測定中の水分量変化をさけるため、試料高さに対して5%/min位が適当である。団粒が圧壊したとき圧縮を終了するが、そのときの団粒と上、下平行板との接触面積を求める。これには有色粉末を塗布するか、あるいは拡大鏡によって直接観察すればよい。圧縮試験に先立って、団粒の寸法(縦、横、高さの3軸方向の長さ)を測っておく。また含水比も求める。図-2に圧壊試験を模式的に示す。団粒は上、下方向に圧縮されても、側方へのふくらみは一般に観察されず、表面の亀裂発生も肉眼では識別しにくい。

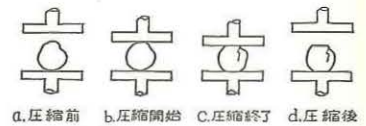


図-2 団粒の圧縮試験

3) 結果の整理 圧縮終了時の荷重を P_f 、上、下両面の指触面積の平均を $\bar{A}$ とすれば、団粒の硬さの一指標である圧壊強度 p_c は $p_c = P_f / \bar{A}$ である。

また団粒の高さ D_z と最終の圧縮変位 l_f とから、圧壊ひずみ ε_f は $\varepsilon_f = l_f / D_z$ で与えられる。

団粒の粒径または含水量と p_c 、 ε_f の関係を調べて、団粒の硬さを評価する。

(3) 団粒の容積測定 団粒による土壌の空間的組成を考えるとときや、団粒の間隙特性を表わすときなど、団粒の容積決定が必要な場合が多い。団粒のように不整形でかつ軟かい多孔質粒子の容積の実測法を説明する。

1) 試料 団粒分析で得られた団粒。

2) 測定 団粒をデシケータ中で真空脱気した後、非極性の液体たとえばクロシンを導入して、団粒内の空隙をクロシンで飽和させる。次に取出した試料表面の余剰クロシンを除去する。除去の方法としては、クロシン柱15cmの吸引圧を、団粒径に応じて10~30分間作用させる川口らの方法⁵⁾がある。これに比べて再現性と精度は劣るが簡便な方法として、団粒表面の連続的な油の光沢が消去するまでろ紙などでクロシンをふきとる手段も考えられる。ただしこの場合、微小団粒については操作が容易ではない。こうして余剰クロシンを除去した団粒の容積を測定する。これには既製の実容積測定装置を用いるか、あるいは液体(水銀かクロシン)の置換法による。いずれの方法においても小さい団粒ほど多量に必要である。

3) 結果の整理 容積を求める測定の過程で必要な諸量を併測することによって、団粒の容積で決まる指標を算出する。たとえば団粒の3相分布(あるいは間隙率、乾燥密度)を得るまでの測定の手順は次のようである。

①土壌体[団粒分析]→②団粒(湿潤重量測定)→③実容積=固相+液相の測定→④減圧脱気[真空ポンプ]→⑤クロシン液飽和→⑥余剰クロシンの除去→⑦容積測定[実容積測定装置あるいはクロシン油置換法]→⑧炉乾(乾燥重量)→⑨3相分布(間隙率、乾燥密度)。

3. 解説 目的の項の冒頭での団粒の定義は団粒に関する表現をまとめたものである。団粒を取扱う際、これについて明らかになっている点と不明確な面を認識しておく必要がある。土粒子の集合体としての土の塊りは、微視的な粒子の凝集体から、巨視的な土層の形態的構造単位まで広範におよぶ。これらに対する術語は適用範囲が明確でなく統一性に欠ける。耐水性のものだけを団粒とする概念や、ベッドの用語で統一しようとする試み⁶⁾はあるものの、土層の形態的構造について ped⁷⁾ と aggregate⁸⁾ が併用されている。作物の生育の面から重視される耐水性団粒のほか、土の生成の模様や土の性質を知る上で非耐水性団粒も大いに意義がある⁹⁾。

定義中の“土粒子”とは粘土のような1次粒子のことである。“種々の結合作用”には、結合に関与する物質(植物根系、微生物、有機物、非有機物、人工高分子物質など)およびその他の条件による物理的、化学的、生物学的要因が考えられている。これらによって土粒子が“いくつか集まり”凝集して、かつ接着されることによって周辺より区

別されるような集合体が形成される。その過程であるいは分割される過程で“大小さまざまな形”をとるであろう。団粒が“安定している”程度は、粒子を分離する外力よりも団粒内部の結合力が大きい、という相対的安定である。また団粒内部の結合力も程度が異なる。ここに団粒の明確な定量的規定のむつかしさが集約されている。分離の外力は一定ではないし、機械的に一定にすれば団粒が定義されるものでもない。団粒は粒子の集合体であるから“多孔性の塊り”であり、総論編、2章、1で詳しく説明がなされた。レポートによるし別された団粒の径による分類¹⁰⁾は、単一粒子→微細団粒(<0.25 mm)→粗団粒(0.25~7(10)mm)→土塊(>7(10)mm)である。現場土層では種々の要因に基づく粒子の凝集、分散によって、団粒の形成、崩壊がたえず行われている。

なお耐水性からみた場合、終局的2次粒子(団粒)の存在が示されている¹¹⁾。

1) 団粒分布 水に安定な集合体を団粒、土壌中での集合体を土塊とする概念に立てば、集合体の分布は団粒分布と土塊分布とに分類される¹²⁾。総論編の表-1で示されているように、前者は水中し別試験、後者は乾式のし別試験によって得られる。ここでは分布は団粒分布として統一し、分析方法を湿式および乾式に分けた。団粒分布は土壌の団粒構造を表わすものとして利用されるほか、耐食性の判定、培土としての機能評価など汎用性に富んでいる。図-3は乾式分析による測定例である¹³⁾。生土の分布はいわゆる山型の曲線で、この場合1.0~2.0mmで最大を示す。乾燥過程あるいは湿潤過程にあるとき、団粒が一様に収縮あるいは膨張するとすれば分布曲線は左右に平行移動するであろう。図-3の風乾土(W=69.2%)においてこの傾向がややみられる。しかし後述のように団粒の収縮挙動は団粒の大きさによって異なり、また強い乾燥は団粒の形成、崩壊をもたらすとみられる。結果的に風乾土の分布曲線は扁平な山型となる。クロボク土の生土については、生成場所や有機物含有量を異にしているが、分布曲線の一般的形状は類似している¹⁴⁾。図-4は湿式分析による団粒分布¹⁵⁾である。分布の形状は乾式の場合と同様であるが、水による崩壊作用で全体的に団粒が細分化されている。作物の生育上好適な条件を与えるとされている粗団粒の重量%(団粒係数)も、団粒分布から得られる。耐水性団粒の多い土壌は、水食に対して抵抗が強い。施設栽培において蒸気消毒や連作によって土壌の物理性が悪化する¹⁶⁾ので培土管理の一指標として土塊分布が利用されている。なお、圃場機械の耕うん機能や能率を評価する手段として、現場で砕土されたものをし別する方法は、外力の与え方の面でこれまで述べた方法とはニュアンスが異なる。練返しによる団粒分布の変化をみる場合、植物根や高分子物質の添加による団粒形成を調べる場合なども、直接間接に団粒分布と関係がある。このような団粒分布は目的に応じて多方面で利用されているが、分析方法の相違と結果との関連性が明確にされていく必要がある。また団粒分布を土壌構造と密接に結びつけるために、団粒分布を粒径と容積%とで表わすことも考えられてよい。

2) 団粒の強度と変形 平行板で団粒を圧縮すると、 P (荷重)は l (変位)とともにふえたあと、 $\Delta P/\Delta l$ が一定か負になる。この時点で団粒は壊れたとする。接触上部、下部の面積は一般に異なるのでこれらを平均する。面積

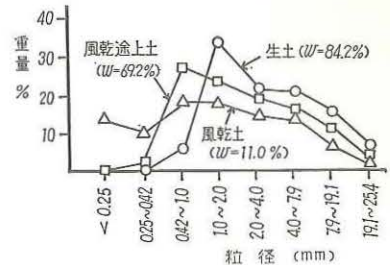


図-3 水分量変化のときの乾式分析による団粒分布の変化¹³⁾

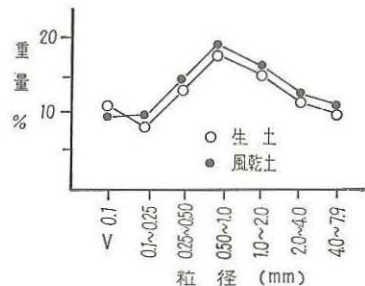


図-4 湿式分析による団粒分布¹⁵⁾



図-5 団粒の接触面積¹⁷⁾

の測定例を 図-5 に示す¹⁷⁾。直接拡大鏡で観察した接触部分は粉末塗付の面積より小さめである。これは除荷後の試料の弾性的回復に基づく面積減少ではなく、実質的に載荷板と団粒表面が接触する部分すなわち荷重が直接作用する面積を表わしているとみてよい。また右側の図から団粒自体もより小さい団粒で構成されていることが推察される。こうして得られた p_c は粒径や含水比によって異なる。自然構造をもつ土壤体の圧縮変形の説明に、この p_c が用いられる¹⁹⁾。図-5 は粒径が 4.76~9.52 mm の団粒の例であるが、小団粒ではとくに変位の測定がむずかしい。マスロフ²⁰⁾は径 1 mm の風乾団粒について圧縮試験を行ったが、変位は測定せず接触面の亀裂観察で崩壊を判断した。

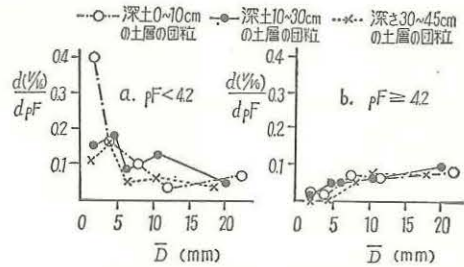


図-6 団粒の容積変化率 ($\bar{D}$: 団粒の平均径, V_0 : 任意及び風乾後の団粒の容積(cc))¹⁸⁾

3) 団粒の形状と理工学性 団粒はクロボク土のような有機質土壤の基本的な構成単位として位置づけられる。砂質土のように無孔性粒子の系では骨格と間隙は分離できるが、団粒はそれ自身が多孔質粒子であるので骨格と間隙の両機能に同時に関与する。ここに土壤体の性質や挙動を直接評価する方法とは別に、分離した団粒の物理性、化学性、工学性の研究の意義がある。たとえば団粒の仮比重や間隙率、測定例は少ないが団粒内の物質移動、団粒群の圧縮破砕等が多く分野で調べられている。また試料中の団粒の挙動を顕鏡で追跡する測定方法もある。

図-6 は三重県クロボク土層を構成している団粒の乾燥収縮の測定結果¹⁸⁾である。団粒は乾式し別で得ている。団粒の容積の変化率は、団粒の大きさによって、また pF 4.2 を境にして異なる。小さい団粒ほど $pF < 4.2$ の領域で容積変化率が大きく、 $pF \geq 4.2$ では小さい。粒径が大きいものでは逆の傾向を示す。なお 図-6 における平均径は、拡大鏡によって団粒の直交軸方向の長さ D_x , D_y , D_z を測定し、これらを平均したものである。鉛直方向の高さ D_z は、団粒底部から上部までのレンズの移動距離で容易に求めることができる。容積は経時測定した平均径 $\bar{D}$ をもつ球体の体積としている。2-(3) の団粒の容積測定の項で述べた方法で求めた団粒の容積を与える球体の径と $\bar{D}$ は、比較的近い値が得られる¹⁷⁾。

引用文献

- 1) 土壤物理測定法委員会編：土壤物理測定法，pp. 59~65，養賢堂（1972）
- 2) 東京大学農学工学教室編：土壤物理実験，pp. 58~60，東京大学出版会（1967）
- 3) R. G. Palmer and F. R. Troeh: Introductory Soil Science Laboratory Manual Iowa State Univ. Press (1977)
- 4) 新垣雅裕・長田 昇：農土論集，71，pp. 21~26（1972）
- 5) 川口桂三郎・虎谷博一：日本土壤肥料科学雑誌，29，(8)，pp. 11~14（1958）
- 6) 松尾新一郎・嘉門雅史：土と基礎，24，(1)，pp. 54~64（1976）
- 7) 土壤物理研究会編：土壤物理用語事典，pp. 30~33，養賢堂（1974）
- 8) Daniel Hillel: Fundamentals of soil physics, pp. 104~108, Academic Press (1980)
- 9) 大政正隆：土の科学，p. 38，日本放送出版協会（1977）
- 10) レポート原著：土壤物理(農林水産技術会議事務局調査資料課技術資料訳)，p. 25，畑地農業振興会（1968）
- 11) 美園 繁・須藤清次：農技研報告 B 8，p. 213（1958）
- 12) 前掲 1)，pp. 96~101.
- 13) 新垣雅裕・長田 昇：農土論集，71，pp. 16~20（1977）
- 14) 堤 聡・足立忠司・竹中 肇：農土論集，103，pp. 49~53（1983）
- 15) 長田 昇・新垣雅裕：三重大学農学部学術報告，第60号，pp. 43~51（1980）
- 16) 土壤物理研究会編：土壌の物理性と植物生育，p. 344，養賢堂（1979）
- 17) 新垣雅裕：未発表
- 18) 新垣雅裕・松島浩史：昭和58年度農業土木学会講演要旨集，pp. 392~393，農業土木学会（1983）
- 19) 新垣雅裕・長田 昇：農土論集，103，pp. 74~79（1983）
- 20) アー・カー・ラリオンフ原著：土の構造(松尾新一郎訳)，pp. 124~126，山海堂（1973）

(新垣雅裕)

4. 比表面 (Specific surface)

1. 目的 単位重量の固体が持つ表面積を比表面と呼ぶ。これは土～水系の諸特性を理解する上で最も基本となる物理量の一つである。なお、固体の実質部の単位体積当りの表面積を比表面とする場合もある。

比表面積は様々な土壌の物理性と関係するために、その測定には原理が全く異なるいくつかの方法が用いられる。測定方法によって得られる結果とそれが持つ物理的内容も大きく異なるので注意を要する。ここでは最も一般的な方法である気体吸着法と液相吸着法について述べる。他に浸漬熱法、透過法、粒子径や顕微鏡による直接観察によって求める方法などもあるが^{1),2)}、ここでは触れない。

吸着現象は基本的には固体表面におけるエネルギーの平衡現象であるという理解を通して、固体表面に生じる現象、比表面の持つ意味、そして土～水系のみかけ上の物性の発現機構についての理解を深めることを、比表面測定のこのでの目的とする。

2. 測定方法 固体表面では、そこで発生する表面自由エネルギーによって、気相や溶液からの気体分子や溶質が濃縮される。一般にこの現象を吸着とよぶが、固体表面をちょうど一分子層で覆いつくす単分子吸着量を求め、その量から固体の表面積を算出する方法がよく用いられる。土壌表面積の測定では、吸着物質として N_2 ガスや水蒸気を用いる気体吸着法と、高級脂肪酸などの溶液を用いる液相吸着法が利用される。これらは比表面を測定する目的に応じて使い分ける必要がある。

(1) 測定原理 一般に吸着は多分子吸着となり、吸着分子の蒸気圧（あるいは濃度）と吸着量の間には、BET 理論から導かれるシグモイド曲線が当てはまる。測定試料について等温吸着曲線を作成し、BET 理論によって単分子吸着量を求め、一個の分子の吸着占有面積を用いて表面積に換算する。土壌比表面測定によく用いられる吸着分子の占有面積 σ を表-1 に示す。

(2) 等温吸着曲線の作成 一定温度の下で吸着物質の蒸気圧（濃度）をコントロールしながら、各蒸気圧下での平衡吸着量を測定する。吸着量の測定法にはいろいろの方法があるが、土壌測定においては次の三つの方法がよく利用される。

表-1 吸着分子の占有面積 σ

吸着分子	σ ($\text{\AA}^2$)	温度 ($^{\circ}\text{C}$)	飽和蒸気圧(mmHg)
N_2	16.2	-195	760
H_2O	10.8	25	24
パルチン酸	20.5	—	—
オレイン酸	46	—	—
ステアリン酸 Na	23.4	—	—

1) 定量法 N_2 ガス吸着量の測定に用いられる。図-1 に示す簡易装置をもとに簡単に説明する。装置は超高真空装置、吸着ガス量測定ビューレット、ガス圧測定マノメータ、試料吸着容器部分からなる。あらかじめ前処理をした試料（数グラム）を試料容器に設置する。装置内を十分真空にし、不活性な He ガスを装置内に導入して、液体窒素で試料部を冷却しながら死容積 v_d を測定する。次に再び装置内を真空にした上で、水銀溜を調節しながら N_2 ガスを適量導入して、試料部を液体窒素で -195°C に冷却し、数 10 分間放置する。その後吸着量 (v) とガス圧 (P) をガスビューレットとマノメータで測定する。ガス圧を BET 理論の適応範囲 $0.05 < P/P_0 < 0.35$ の間で変化させ、4～5 点で平衡吸着量を求める。

He ガスをキャリアーガスとし、 N_2 ガスを混合したガスを用いて吸着させ、ガスクロマトフィー技術により吸着量を測定する動的方法もある。測定は容易であるが精度は少し落ちるといわれている¹⁾。

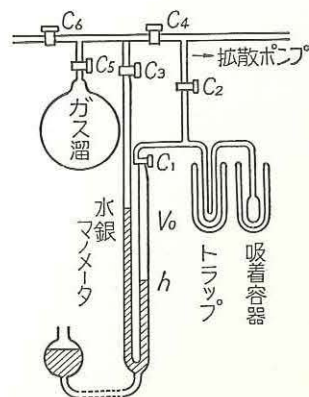


図-1 簡単な定容容量法装置の一例¹⁾

2) 重量法 水蒸気吸着に用いられる。図-2 に示すような石英スプリングで試料を吊り下げ、一定の水蒸気圧に調節した空気を導入すると吸着が生じる。その時の重量変化をスプリングの伸びでカセットメータによって測定する。石英スプリングは感度 0.1 mm/mg, 秤量 3g 程度のものが市販されている。

一定水蒸気圧に調節したデシケーターで試料に水蒸気を吸着させ、試料を取出して秤量する方法もよく利用される。なお、吸湿法だけでなく脱水法も利用できるが、両者にはヒステリシスが存在することに注意を要する。水蒸気圧の調節は、各種の飽和塩溶液を利用したり、あるいは表-2 に示すように濃度を調節した硫酸を用いて行われる。

3) 液相吸着法 あらかじめ前処理をした試料数グラムを試料管に入れ、吸着物質の濃度を正確に調整した溶液を加える。一定温度の下で振とう機によりよく振とうした後、遠心分離機を用いて溶液を抽出する。抽出溶液の濃度を正確に測定して、吸着量を求める。溶液の濃度測定に便利のように、吸着物質としてメチレンブルーなどの染料を用いることがある。

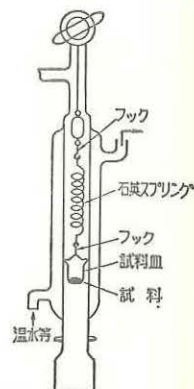


図-2 石英スプリング
バランス¹⁾

表-2 25°C における硫酸水溶液濃度と相対湿度

湿度	H ₂ SO ₄ %	湿度	H ₂ SO ₄ %	湿度	H ₂ SO ₄ %
100	0.00	65	35.80	30	52.45
95	11.02	60	38.35	25	55.01
90	17.91	55	40.75	20	57.76
89	22.88	50	43.10	15	60.80
80	26.79	45	45.41	10	64.45
75	30.14	40	47.71	5	69.44
70	33.09	35	50.04		

(3) 資料整理 吸着量は標準状態 (たとえば 0°C, 1 気圧) でのガス容積 v (cm³), あるいは重量 w (g) に換算する。相対蒸気圧 P/P_0 と吸着量 v あるいは w とから、次式で示す変数値を求める。

$$y = (P/P_0) / \{v(1 - P/P_0)\},$$

$$y' = (P/P_0) / \{w(1 - P/P_0)\}$$

この y を縦軸に, P/P_0 を横軸にとってプロットする。

この関係を BET プロットと呼び, BET 理論によれば直線となる。その直線の勾配を α , y 軸上の切片を β とすると, 単分子吸着量 v_m (cm³) は $v_m = 1/(\alpha + \beta)$ によって算出される。

比表面はこの v_m から次のように計算できる。

$$S = \sigma \times 10^{-20} \times 6.02 \times 10^{23} / 22400 \times v_m / w_a = 0.2689 \sigma (v_m / w_a) \quad (\text{単位 } \text{m}^2/\text{g})$$

$$\text{または, } S = 6020 (\sigma / M) \times (w_m / w_a) \quad (\text{単位 } \text{m}^2/\text{g})$$

σ : 表-1 に示す占有面積 ($\text{\AA}^2$), w_a : 試料重量 (g), M : モル重 (g)。

なお, 一般に軸上の切片 β は非常に小さく無理視できる。そこで一点における測定値から求めた勾配 α のみから計算する一点法も利用される。また 図-5 に示す吸着曲線の変曲点 B 点を単分子吸着終了点とする B 点法も簡易法として利用される。

(4) 測定例 試料重量: $w_a = 5.127$ g, 吸着ガス: N_2 ($\sigma = 16.2 \text{ \AA}^2$), 死容積: $v_d = 26.6$ cm³, 気温: $t = 19.0^\circ\text{C}$, $a = 273/(273 + t) = 0.935$, 大気圧: $P_0 = 764.5$ mmHg
BET プロットは図-3 のようになる。この図から

表-3 計算法

①	②	③=①/ P_0	④	⑤= Σ ④	⑥	⑦= $a \times$ (⑤-⑥)	⑧
気体圧力 P (mmHg)	吸着量 V' (cm ³)	相対圧力 $x = P/P_0$	$(P/P_0)v'$	$\Sigma(P/P_0)v'$	$(P/P_0)v_d$	標準状態 換算値	$y = \frac{P/P_0}{v(1 - P/P_0)}$
30.5	273.2	0.040	10.90	10.90	1.06	9.20	0.0045
60.5	26.9	0.079	2.12	13.03	2.11	10.21	0.0084
94.5	17.6	0.124	2.18	15.20	3.29	11.14	0.0127
168.0	18.8	0.220	4.13	19.33	5.85	12.61	0.0223
212.0	8.8	0.278	2.45	21.78	7.39	13.45	0.0286

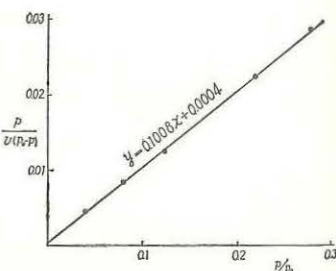


図-3 BET プロット例