

pF の原理と応用

7. pF の工学的応用 (その2)

—pF よりみた土の工学的性質—

あ だ だ し そ ま か つ ゆ
足 立 忠 司* 相 馬 尠 之**

7.1 はじめに

一般に、土の工学的性質はその含有する水分量によって変化する。そして、含有水分量は含水比で表示されることが多い。この含水比は含有水分の量的表示であるから、土中水の状態を規定することができないという欠点を有している。したがって、土の工学的性質を比較検討する場合には、含水比は適当な尺度とならない。

力学的転移点と考えられる液性限界、塑性限界、最適含水比なども含水比表示される。

含水比表示のこれらの値は土の種類によって異なり、また、同一の土でも乾燥履歴や練返しの相違等によって変化する。

しかし、これらの工学上の水分恒数も含有水分の質的表示である pF を導入して考えると (図-7.1参照)、どの土でも液性限界はほぼ pF 1.5、塑性限界ならびに最適含水比はほぼ pF 3.0 であり、土の含有水分とその力学的性質を統一的に論じることが可能となる。

このように含水比の弱点を補うためにも pF 概念の導入が必要となり、また pF 概念の導入により、土の工学的性質の統一的な理解も深められる。

ここでは、含有水分の変化に対して鋭敏な挙動を示す火山灰土を中心にして、乾燥脱水に伴う土の工学的性質 (アッターベルグ限界、突固め特性、強度特性) を pF との対応という観点から考えてみた。

7.2 アッターベルグ限界

7.2.1 土の保水性とアッターベルグ限界

図-7.1 は、土中水の保水機構を表面保水と間隙保水の二つの形態に分け、農学上ならびに工学上の水分恒数を水分特性曲線を仲介に、整理したものである¹⁾。

図-7.1 より一般的には工学上問題となる土中水は主として間隙保水の水であることが分かる。

この水分特性曲線は土の種類によって異なるが、一例として図-7.2 に低有機質土の水分特性曲線 (pF-水分曲線)

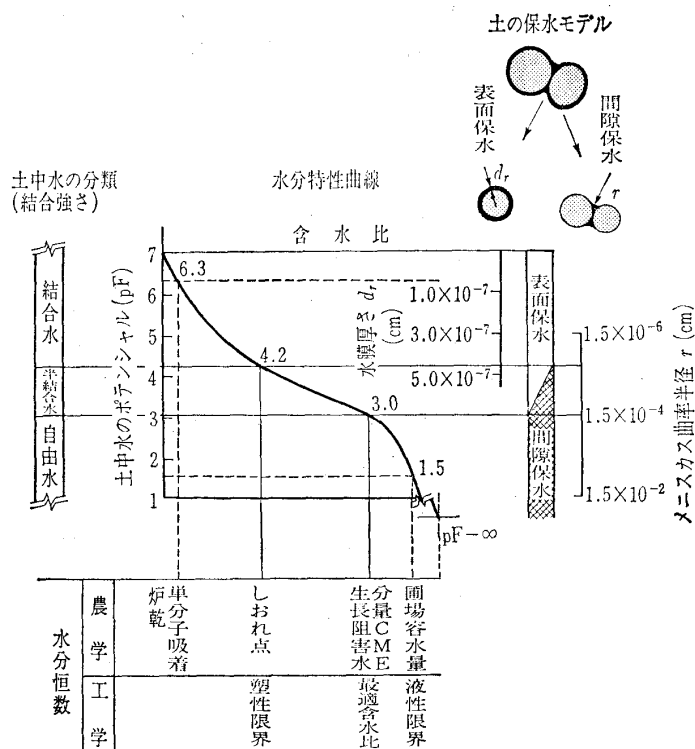


図-7.1 水分特性曲線を仲介とした土の保水状況の説明図¹⁾
(文献 2), 3) により一部改筆)

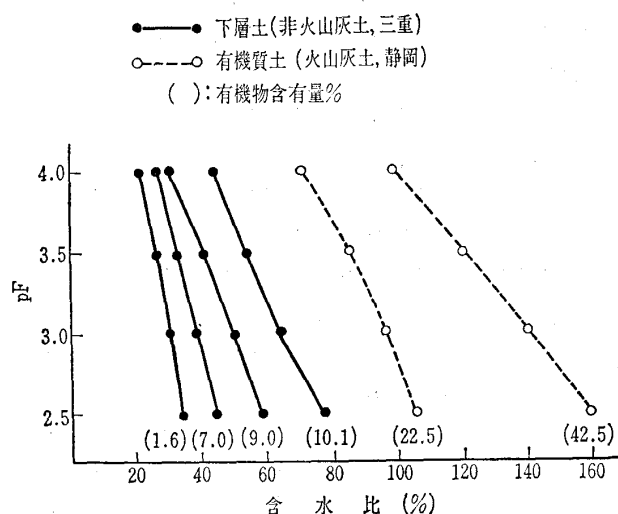


図-7.2 有機物含有量と pF~水分曲線 (生土)

*岐阜大学助教授 農学部

**北海道大学助教授 農学部

講座

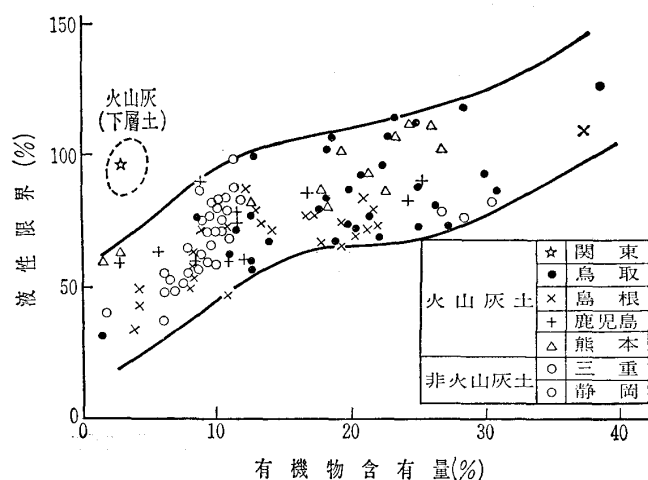


図-7.3 有機物含有量と液性限界の関係(風乾土)

を示す⁴⁾。

ここで、有機物含有量は土構造の発達程度を示す一つの指標であり、有機物含有量が多いと団粒構造が発達し、団粒内部や団粒相互間の間隙の中に水を取り込むために、保水性が大きい(同一 pF 値に対する含有水分量が多い)。

したがって、液性限界、塑性限界、収縮限界等が土中水の水分状態を規定する限界点であるとすれば、土が異なっても各々は同一 pF 値で表され、図-7.2 に基づけば、有機物含有量が多い土ほど液性限界、塑性限界、収縮限界は大となる。その一例として液性限界と有機物含有量の関係を図-7.3 に示す⁴⁾。

7.2.2 土の乾燥に伴うアッターベルグ限界の変化

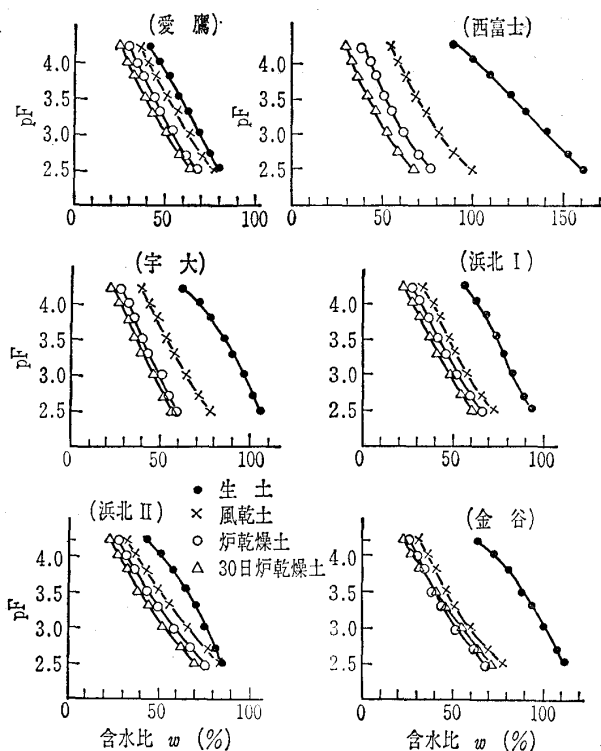
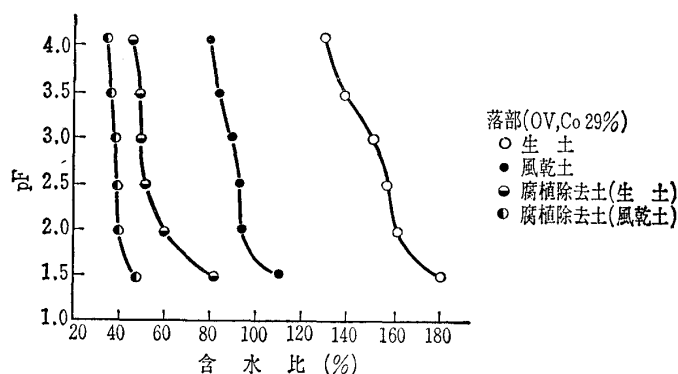
土は乾燥処理を受けると、不可逆的な脱水を生じ、その工学的性質は変化する。特にその変化の程度は火山灰土において著しい。

乾燥による土の物理的、工学的性質の変化をもたらす要因としては、

- 1) 微小粒子が結合して粗粒子化する⁵⁾
 - 2) 土の界面構造特性が変わり親水性から疎水性に変わる⁶⁾
 - 3) 土粒子の集合化による土の比表面積が減少する⁷⁾
- 等が論じられている。

乾燥による土の物理的、工学的性質の変化が上述の1), 2), 3) のいずれの要因によるものであれ、自然含水比状態の土(生土)を風乾すると土の水分保持特性が変わる。すなわち、同一 pF 値に対する含水量が生土に比較して低下する。その結果、液性限界、塑性限界、収縮限界などの値の低下を生じることになる。

乾燥による土の pF -水分曲線の変化の様子を図-7.4 と図-7.5 に示す。図-7.4 は 0.42 mm ふり通過試料の充填土の場合であり⁸⁾、図-7.5 は液性限界の水分状態での練返し土の場合である⁹⁾。いずれの場合も乾燥によって、土の保水性が低下しており(図の左方向に移動)、同一 pF


図-7.4 乾燥による pF ~水分曲線の変化

図-7.5 腐植を除去した生土、風乾土の pF ~水分曲線

値に対しての含有水分量(含水比)が低下していることが分かる。

また、図-7.6 は各 pF 段階の含水比の風乾に伴う変化を火山灰質粘性土を例に示したものであるが¹⁰⁾、各 pF 段階の含有水分量の風乾に伴う低下状況が分かる。

図-7.7 は風乾による塑性の変化を塑性図上に示したものである¹¹⁾。

風乾に伴う液性限界と塑性限界の変化の例を図-7.8 と図-7.9 に示す¹²⁾。これらは、低有機質土を自然含水比状態から徐々に風乾し、種々の含水比(初期含水比)で液性限界と塑性限界を測定した結果である。図-7.8, 7.9 をみると、初期含水比が低下しても液性限界、塑性限界が一定値を保つ過程(可逆的脱水)と、初期含水比の低下に伴って両限界が減少する過程(不可逆的脱水)とが存在する。

これらの関係は図-7.6 の風乾に伴う pF の変化と定性

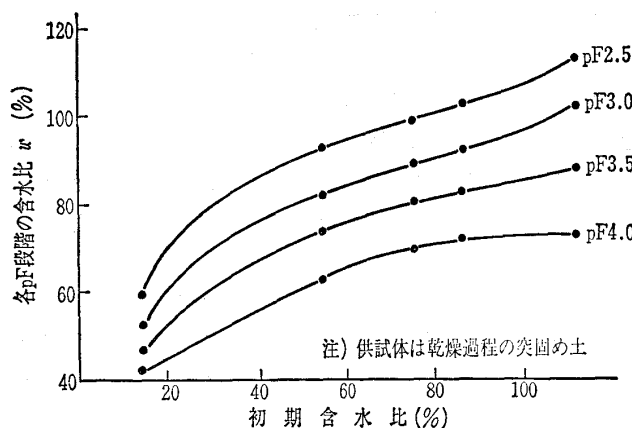


図-7.6 初期含水比の変化に伴う各 pF レベルの挙動 (火山灰土)

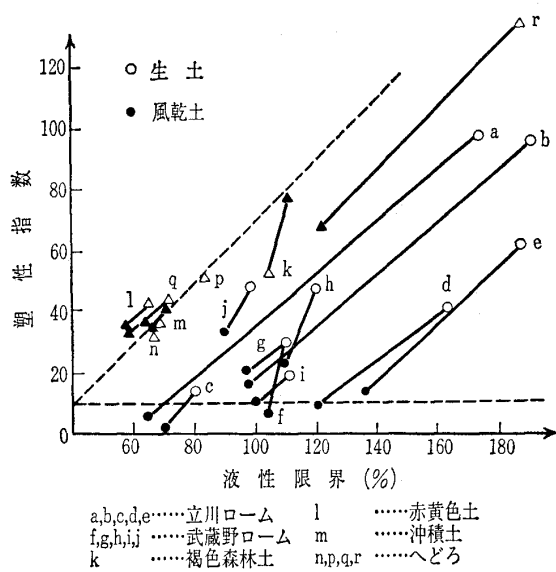


図-7.7 風乾に伴う塑性の変化

的には一致すると思われる。

7.3 突固めと突き固めた土の強度

7.3.1 pF の側面からみた突固め機構

突固め試験を行うと、突固め密度と含水比の関係は、通常は図-7.10のように、最大乾燥密度に対応して最適含水比が存在し、山形の曲線で示される¹³⁾。

この関係は、土の種類と締固め仕事量などに応じて異なり、土質が砂質系になれば、また締固め仕事量が大きくなれば、山形の曲線は図の左上方向に移動し、最適含水比は小さくなる。

これらの関係は突固め外力の大きさと突固め時の土壌水分状態との関連で決定される特徴がある。

すなわち、JIS A 1210 で規定される突固め外力の大きさは、ほぼ pF 3 (あるいは若干これを上回る pF 値) に相当するから¹⁴⁾、この pF 3 と突固め時の含水比の pF 値との大小関係で突固め機構を論じることができる。

突固め時の土中水の状態が pF 3 より高水分側 (低 pF)

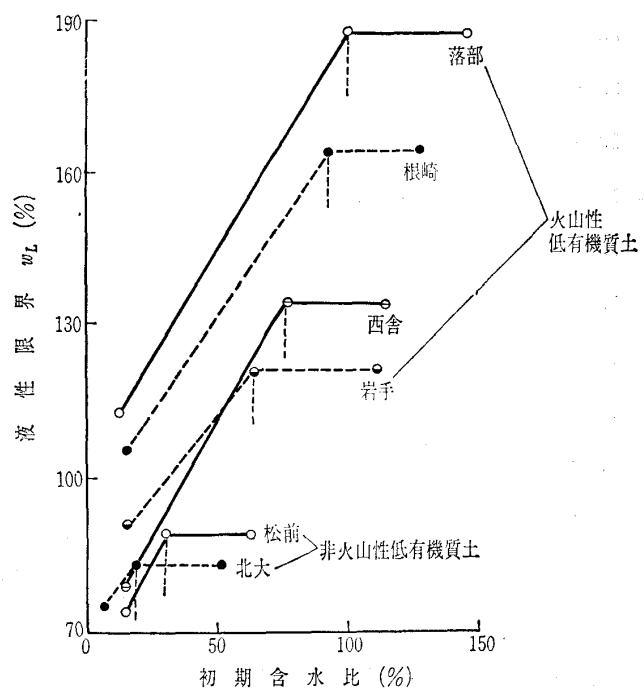


図-7.8 乾燥による液性限界の変化

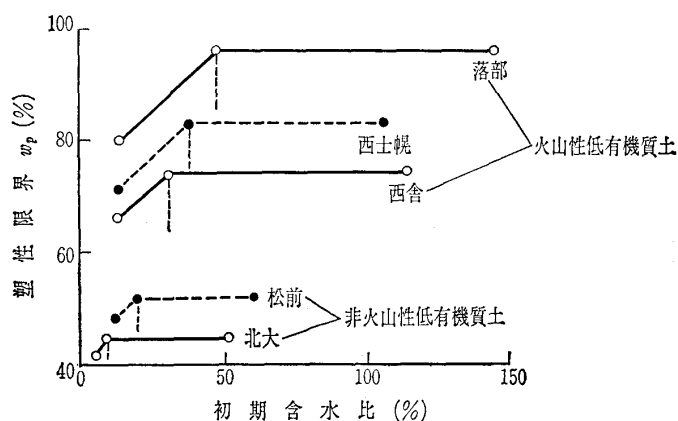


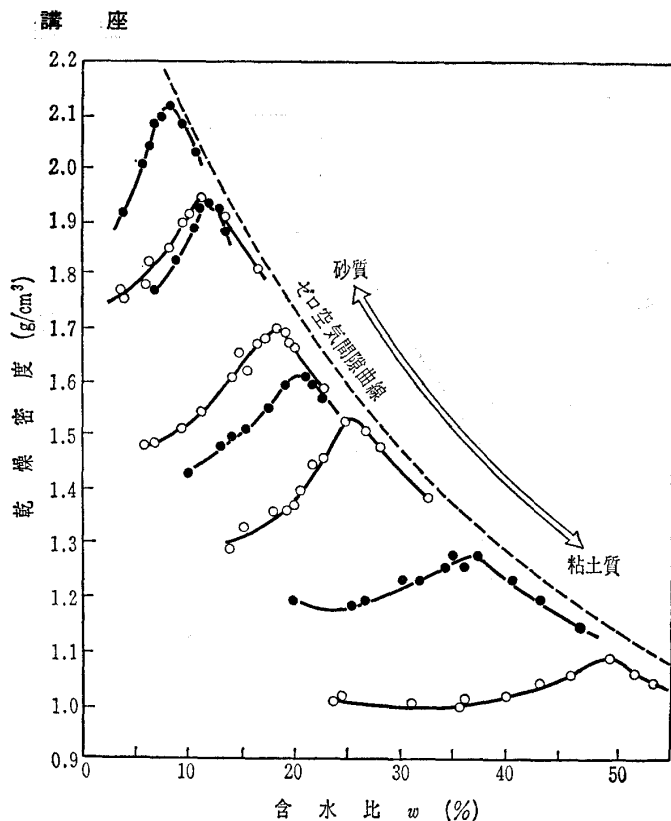
図-7.9 乾燥による塑性限界の変化

では、土の構造形成は突固め外力による土粒子間の結合が期待でき、乾燥密度の増加がみられる。一方、土中水の状態が pF 3 より低水分側 (高 pF) では、この外力では土粒子間の結合は不十分なものとなり、乾燥密度は低下するものと考えられる。

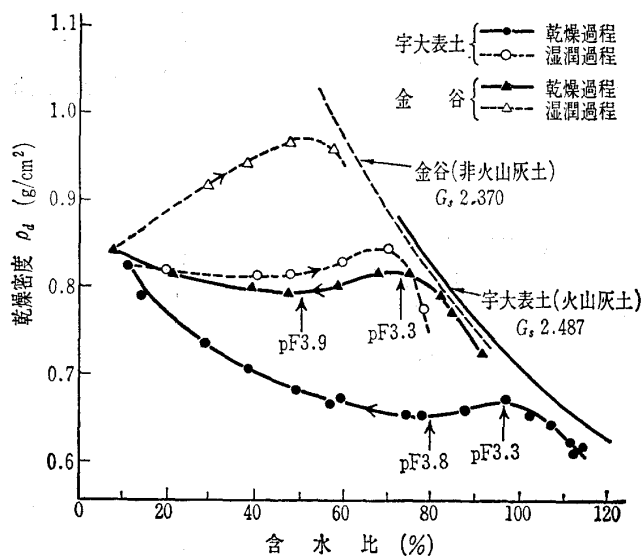
突固め仕事量が多くなるということは、外力を pF に対応させた場合の換算 pF が pF 3 より大になることである。その結果、仕事量 (換算 pF) に相当する土中水の自由化が生じ、自由化した土中水の潤滑作用が突固めを促進するために乾燥密度は大きくなり、最適含水比は低下する。

土質が砂質系であれば粘性土に比べてその保水性は小さいから、同一 pF 値 (最適含水比) に対応する水分量は減少し、突固め曲線は左上方向に移動する。

以上の説明は土粒子が破壊せず、かつ湿潤過程のように突固めに寄与する土中水 (一般には < pF 3) の大半が土粒子間に存在する様な場合についてのものであり、火山灰土、



図—7.10 種々の土の締固め密度～含水比関係曲線¹³⁾



図—7.11 低有機質土の突固め曲線

特に低有機質土のように行動単位としての土粒子（団粒）が内部に多量の水を含有し、かつ突固め外力に対して団粒の破壊や変形を伴う場合には特異な突固め曲線を示す。

図—7.11は低有機質土の突固め密度と含水比の関係を示している¹⁵⁾。

これによると、乾燥過程ではゼロ空気間隙曲線から離れる付近で、乾燥密度の極大値を与える水分状態（両試料とも pF 3.3）が存在し、水分の減少に伴って乾燥密度も減少するが pF 3.8 付近で乾燥密度は極小値を示し、さらに水分が減少すると徐々に乾燥密度は増加する。

この pF 3.8 付近は行動単位としての団粒が変形によ

ては外力に抗しきれなくなり、破壊する水分点と考えられるので、自然含水比からこの水分点までの団粒相互間の水が突固めに寄与していることになる。

すなわち、低有機質土の突固め曲線の特徴は、行動単位としての団粒の収縮、外力による変形破壊が突固め時の水分状態によって規定される結果であり、定性的には上述の突固め外力に対応する土中水の pF から論じることが出来る。

なお、乾燥過程の突固め曲線に明りようなピークが現れない火山灰土の場合にも、突固め効果という概念を適用すると、pF 3 で明らかなピークが現れることが明らかにされている¹⁶⁾。

7.3.2 突固め土の強度

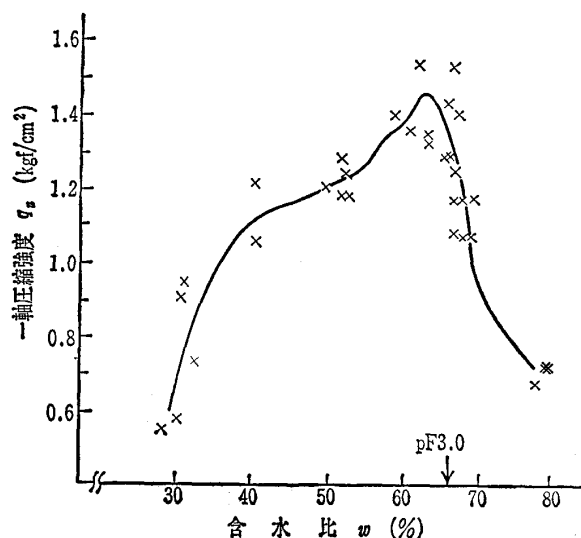
所定の含水比で突き固めた土の含水比と強度の関係は、一般的には含水比の低下に伴い、強度は増加し、最適含水比よりやや乾燥側で最大となり、さらに含水比が低下すると強度も低下するという関係で示される¹⁷⁾。この関係も上述と同様の説明が可能となる。

図—7.12に北関東ロームの湿潤過程における含水比と一軸圧縮強度との関係を示す¹⁸⁾。

これから含水比の増加に伴い一軸圧縮強度は増大し、pF 3 付近（実験では pF 3.15）で最大値を示し、さらに含水比が増加すると一軸圧縮強度は低下するという関係が認められる。pF 3 で一軸圧縮強度のピークが現れることから、各々の水分段階における突固め外力の大きさ（先行圧縮応力）が pF 3 に相当することが分かる。

7.3.3 練返しによる pF の変化

関東ロームに代表される火山灰土のように、自然状態では外力に対しかなりの安定性を有する土も、その土構造が破壊されると、構造的に間隙内に保持されていた土中水が自由化し、土の強度が著しく低下する。



図—7.12 湿潤過程の突き固めた土の一軸圧縮強度（湿潤密度）

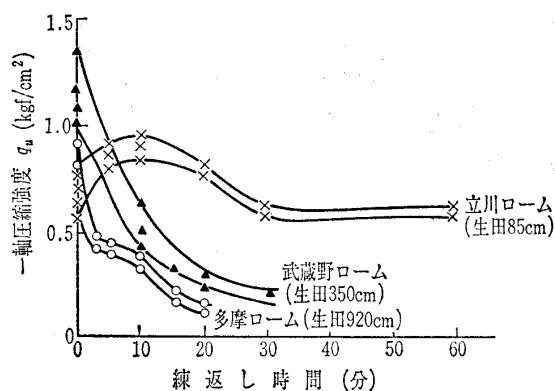


図-7.13 練返しに伴う一軸圧縮強度の変化

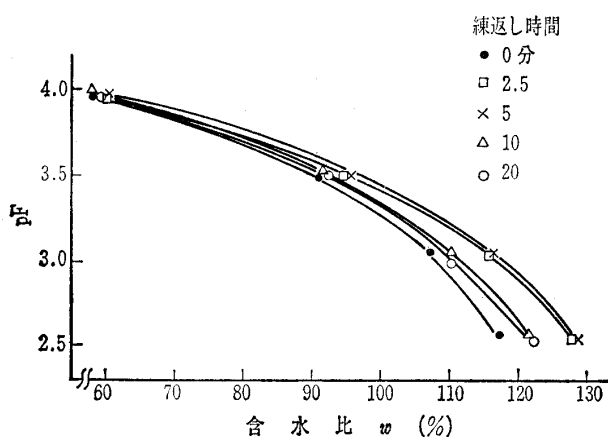


図-7.14 練返しに伴う pF～水分曲線の変化(宇大)

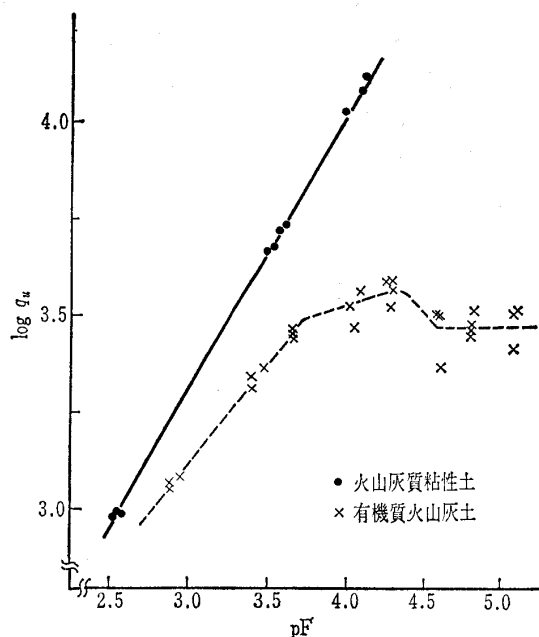
図-7.13に練返しに伴う一軸圧縮強度変化を示し¹⁹⁾、図-7.14に練返しに伴う pF の変化を示す²⁰⁾。

練返しに伴う保水性の低下は主に低 pF 領域でみられ、軟化現象と言われる。しかし、図-7.13の立川ロームのように短時間の練返しでは一軸圧縮強度の増大する現象も見られ、これは硬化現象と言われる。

この軟化・硬化現象は行動単位の変形・破壊により生じる保水性の変化に起因するものであり、表-7.1のようにまとめられる²¹⁾。

表-7.1 pF と軟化・硬化の関係

操作	練 返 し	放置した場合の可逆性
軟 化 (pF の低下)	1. 行動単位が外力によって接近する場合で接触部の土壌水の曲率が増加する。	おおむね非可逆
	2. 行動単位内の水が空隙内に押し出され、自由化する。	可逆
	3. 構造的に捕捉された非自由水がその構造が破壊されることによって自由化する。	おおむね非可逆
硬 化 (pF の増加)	1. 行動単位間の距離が増大し接触部の土壌水の曲率が増加する。	可逆
	2. 行動単位が細分されたときは新たに生じた分割面によって土壌水が拘束される。	非可逆

図-7.15 pF と log q_u の関係 (q_u : 一軸圧縮強度, gf/cm²)

7.4 収縮に伴う土の強度

一般に土は乾燥収縮すると、強度は増大する。

図-7.15は自然含水比で突き固めた後準静的に乾燥することにより水分を変化させた供試体の一軸圧縮強度と、その時の pF 値との関係を示したものである(ただし、この pF 値は乾燥に伴う pF と含水比との関係を実験により求め、供試体含水比を pF に換算したものである)²²⁾。

図-7.15によると、腐植をほとんど含まない関東ローム下層土では自然含水比状態での突固めで形成された構造が高 pF までスムーズに収縮し、pF と一軸圧縮強度とは須藤らが示した次式²³⁾に従って挙動することが分かる。

$$\log q_u = a + b \times pF$$

これに対し、団粒構造の発達した関東ローム表土では自然含水比から pF 3.8 付近までは下層土同様、pF と一軸圧縮強度との関係は上式の直線関係にあるが、pF 3.8 以上の高 pF 領域になると、pF の増大に伴い一軸圧縮強度も増大はするが上式から外れてくるようになり、さらに pF の増大に伴い一軸圧縮強度は低下するようになる。

これは低有機質土の行動単位としての団粒自身の収縮が供試体内の乱れ(微小亀裂など)を引き起こすためと説明される。この pF 3.8 は突固め曲線において低有機質土の乾燥密度の極小点を与える pF 値と一致する。

7.5 あとがき

土中水の量的表示である含水比が本質的に有する弱点を補うためには pF 概念の導入が必要であるとの認識のもとに、アッターベルグ限界、突固め特性、さらに強度特性という工学的性質を掲げ、pF との関連で説明を加えた。

講 座

ここで示したように、土の性質を統一的に論じたり、あるいは土の物理的・工学的現象を理解するための手段としては、pF 概念の導入は有用であると考えられる。

しかしながら、ここでの説明は定性的な説明の域を出ず、かつそれらも必ずしも十分確認されたものばかりではない。

今後、さらに pF の工学的応用に関する研究が発展すれば定量的評価も期待できると考える。

引 用 文 献

- 1) 三野 徹：土の物理学，森北出版，p. 223, 1979.
- 2) 前田 隆・相馬尅之：低有機質土のコンシステンシーおよび pF 試験における測定上の問題点，有機質土の試験方法シンポジウム発表論文集，土質工学会，pp. 31~36, 1979.
- 3) T. MAEDA and K. SOMA: Physical properties, Ando Soils in Japan (K. WADA edit.), pp. 99~111, Kyushu Univ. Press, 1986.
- 4) 竹中 肇・足立忠司・堤 聰・長田 昇・河野 洋・小谷 佳人・三輪晃一：火山灰および非火山灰段丘滞積物に由来する有機質土の物理的性質，農土論集，No. 71, pp. 1~7, 1977.
- 5) 神山光男：試料の乾燥状態が土の稠度に及ぼす影響，土と基礎，Vol. 7, No. 1, pp. 44~47, 1959.
- 6) 山崎不二夫・竹中 肇：風乾がアッタベルグ限界に及ぼす影響，農土論集，No. 14, pp. 46~48, 1965.
- 7) 相馬尅之・前田 隆：火山性ローム土の初期含水比が液性限界に及ぼす影響，農土論集，No. 49, pp. 27~34, 1974.
- 8) 堤 聰・足立忠司・竹中 肇：乾燥条件よりみた有機質土の理工学的性質の変化，農土論集，No. 71, pp. 8~15, 1977.
- 9) 前田 隆・相馬尅之・佐々木清一：腐植が土の物理性におよぼす影響，農土論集，No. 61, pp. 9~17, 1976.
- 10) 足立忠司：(未発表資料)
- 11) 同上 6)
- 12) 同上 2)
- 13) 河上房義・柳澤栄司：土の締固め，鹿島出版会，p. 23, 1975.
- 14) 須藤清次・安富六郎：関東ロームの工学的特性(II)，農土研，別冊，No. 7, pp. 98~104, 1963.
- 15) 足立忠司・三輪晃一・新垣雅裕・堤 聰：農地基盤として見た有機質土の工学的特徴，農土誌，Vol. 46, No. 12, pp. 885~889, 1978.
- 16) 相馬尅之・前田 隆：クロボク土の突固め効果，農土論集，No. 103, pp. 54~61, 1983.
- 17) 久野悟郎：土の締固め，技報堂，pp. 47~74, 1967.
- 18) 足立忠司・堤 聰・竹中 肇：火山灰に由来する有機質土の強度特性，農土論集，No. 71, pp. 39~43, 1977.
- 19) 竹中 肇・安富六郎：pF の変化と軟化・硬化について，農土論集，No. 14, pp. 54~59, 1965.
- 20) 足立忠司・堤 聰・西出 勤・伊藤和己：火山灰性および非火山灰性クロボク土の団粒の安定性，農土論集，No. 103, pp. 44~48, 1983.
- 21) 同上 19)
- 22) 足立忠司・竹中 肇：ヒズミ速度効果ならびに土壤水分からみた粘性土の工学的挙動，農土論集，No. 43, pp. 26~32, 1973.
- 23) 同上 14)

土質工学会書籍案内

土質調査法(第2回改訂版)

定 価：7,800円、会員特価 6,000円(送料1冊につき 400円)、
体 裁：A 5 判、869ページ、上製本

内 容

現場で試料土を観察・採取したり，原位置土の性質について試験したり，あるいは地盤土や地下水の基礎構造物と関連する性状を測定したりする通常行なわれる調査，特殊な測定・調査(耐震性，砂の液状化，地盤振動などの調査・測定法，土の透気性・土中ガス・酸欠の調査法，海底地盤の調査法)までを網羅し詳細に解説。「土質試験法」とともに現場技術者必携の図書。(昭和57年12月発行)

第1章 調査計画

第2章 地盤の構成

第3章 予備調査・地表地質調査

第4章 物理探査

第5章 ボーリング

第6章 サウンディング

第7章 サンプリング

第8章 地下水調査

第9章 載荷試験

第10章 基礎杭の試験

第11章 土圧・間隙水圧の測定

第12章 地盤の変位・変形の測定

第13章 施工管理試験

第14章 特殊な測定・調査

A. 耐震性・砂の液状化調査

B. 地盤振動測定

C. 土の透気性・土中ガス・
酸欠についての調査

D. 腐食性調査

E. 植生工調査

F. 海底地盤の調査