

pF の原理と応用

3. pF の基本的意味 (その2)

—エネルギー指数 pF の意義と内容—

ひがし 東 やま 山 いさむ 勇* いし 石 だ 田 とも 朋 やす 靖**

3.1 はじめに

前回の講座では水の物性と pF の基本的なつながりが取り上げられ、pF が土中水の化学ポテンシャルという熱力学的なエネルギー概念に基づくものであることが紹介された。ところで土中に存在する水は、土粒子から力を受けている、あるいは溶質を溶かし込んでいるなど、さまざまな要因により化学ポテンシャルが低下している。そこで、まずそれらの要因について説明を加え、いくつかの関連する概念について整理する。しかるのち pF の研究の流れを紹介しつつ土質工学とかかわる研究について概観する。

3.2 土中水の化学ポテンシャルと pF

土中水は土粒子表面からの吸着力、土粒子間隙に発生する表面張力(毛管作用)、さらに土粒子の荷電により吸着されているイオンの影響(浸透圧)などをうけて吸引され束縛されている。そのため、前回の講座でも述べられたように、土中水の状態は通常の水とは異なり、土粒子からの影響の程度によって、氷に近い結晶構造を持つようなものから通常の液体状のものまで様々な状態の水として存在していると考えられている。また、土中水のエネルギー状態を表す化学ポテンシャル μ は、土中水と同一温度で大気圧下にある純水を持つ化学ポテンシャル μ_0 よりも低下することになる。こうした土粒子と水との結びつきの程度は含水量とともに土の種類によっても大きく変化する。したがって、土・水系の挙動を明らかにする上では、土中水の量だけでなく水の質の状態を定量的に表すことが必要となり、ここに化学ポテンシャル μ が導入された意義がある。

ところで、化学ポテンシャルを低下させる要素のうちで、吸着力や表面張力など土粒子との相互作用によるものはマトリックポテンシャル(matric potential)と呼ばれ、負の水圧(大気圧以下)として現れる。特に、含水量が多いときや砂などでは吸着力はあまり重要ではなく、表面張力による低下(毛管作用)が卓越することになる。こうした時には、マトリックポテンシャル ϕ_m はヤング-ラプラス式(Young-Laplace's equation)を使って表せる。例えばメニスカスが円管形の場合には次のようになる。

$$\phi_m = -2\sigma v/R \quad (\text{J/kg}) \dots\dots\dots(1)$$

ここで、 R は土中水の気液界面(メニスカス)の曲率半径(m)、 σ は水の表面張力(N/m)、 v は水の比容積(m^3/kg)である。

土中水に溶解している溶質によっても化学ポテンシャルが低下する。これは浸透圧作用として知られているもので、低下量は浸透ポテンシャル(osmotic potential)と呼ばれている。これを ϕ_o とするとファンツ・ホッフ(van't Hoff)の法則により

$$\phi_o = -\Pi RT \sum m_i \quad (\text{J/kg}) \dots\dots\dots(2)$$

Π は浸透係数、 R は気体定数(J/K/mol)、 T は絶対温度(K)、 m_i は溶質 i の質量モル濃度(mol/kg)である。

こうした要素の総和が純水に対する土中水の化学ポテンシャル低下量 $\Delta\mu$ を構成することになり、次のように表せる。

$$\Delta\mu = \mu - \mu_0 = \phi_m + \phi_o \dots\dots\dots(3)$$

ところで、従来からマトリックポテンシャルや浸透ポテンシャルに関連して様々な言葉が使われてきている。マトリックポテンシャルの内特に土粒子間隙での毛管作用によるポテンシャル低下分を毛管ポテンシャルというが、現実には毛管作用と土粒子による吸着の影響を分離できないことが多く、マトリックポテンシャルとして統一されてきている。またテンション(tension 張力)やサクション(suction 吸引圧)という言葉もよく使われるが、これは負であるような土中水の圧力から負号を取り除き、またポテンシャルを正として扱えるようにした言葉上の工夫である。したがって、例えばマトリックサクションあるいは浸透サクションというのは、それぞれのポテンシャルの符号をプラスにしたものにすぎない。また、単にテンション、サクションと言った時は通常はマトリック成分を表していることが多い。なお、マトリックポテンシャルと浸透ポテンシャルの和を、水の化学ポテンシャルの意味から、特に水ポテンシャル(water potential)と呼ぶことも多い。この場合、静水圧下に土がある時などは、マトリックポテンシャルはゼロとなり、代わりに水圧に等しい正值の圧力ポテンシャル(pressure potential)が加えられる。また、最近では、圧力ポテンシャルによって、正の水圧(従来の圧力ポテンシャル)と負の水圧を表すマトリックポテンシャルを包括して表すこともある¹⁾。

*山形大学教授 農学部

**山形大学助手 農学部

講 座

化学ポテンシャルの単位は、単位質量あたりのエネルギーである比ポテンシャル単位 (specific potential units) が基本となるが、体積当たりのエネルギーである体積ポテンシャル単位 (volumetric potential units), あるいは重量あたりのエネルギーを表す重量ポテンシャル単位 (weight potential units: 水頭表示) に変換すると圧力の単位で表されるため、よく使われてきている。例えば J/kg で表された化学ポテンシャルを、圧力水頭 (cmH₂O) に換算するには、重力加速度 g (m/s²) で割って圧力水頭 (mH₂O) にし、さらに cm 単位に変換すればよい。これらの単位間の関係は前回の講座で示されている。

ところで、 $\Delta\mu$ の値は数オーダーにわたって変化するため、常用対数をとって表した方が便利な場合が多く、実用単位として pF が定義されている。

pF の定義

$$pF = \log(-\Delta\mu) \dots\dots\dots(4)$$

ただし $\Delta\mu$ の単位は、圧力水頭 (cmH₂O) とする

ここで、pF の p は指数を、F は自由エネルギー (free energy) を意味している。

このように、pF 値は圧力水頭 (cmH₂O) で表される重量ポテンシャル単位から計算されるものであり、定義により cm を用いるため、それにかかわる部分については SI 単位で統一することは出来ない。また、地下水面下で水圧が正值をとるなどにより $\Delta\mu$ がゼロ以上となる場合には pF は定義されない。

3.3 水分特性曲線

先にも述べたように土中水の化学ポテンシャルは、土粒子からの吸着力や土粒子間隙の気液界面に発生する表面張力、またイオンによる浸透圧等から決定される。ところで吸着力は土粒子からの距離により決まり、表面張力は間隙の大きさから規定される界面の曲率半径により決まってくる。また、浸透圧は濃度により変化するというように、いずれの場合も含水量と深い関係を持つ。これらの化学ポテンシャル成分は、それぞれ土粒子との位置関係で大きさを変えるが、系が平衡状態にあるならば、合計値の化学ポテンシャルはどの場所でも一定値をとり含水量によって規定されるものとなることが前回の講座でも述べられた。この両者の関係を表したものが水分特性曲線であり、系の状態を記述する状態方程式 (例えば気体ならば $PV=nRT$) に相当する。一般には化学ポテンシャルを pF 表示し含水量としては含水比をとる場合が多い (図-3.1)。また含水比のかわりに次のような体積含水率を用いることもある。

$$\begin{aligned} \text{体積含水率}(\%) &= \frac{(\text{水の体積})}{(\text{供試体体積})} \times 100 \\ &= \frac{(\text{含水比}\%) \cdot (\text{供試体の乾燥密度})}{(\text{水の密度})} \dots\dots\dots(5) \end{aligned}$$

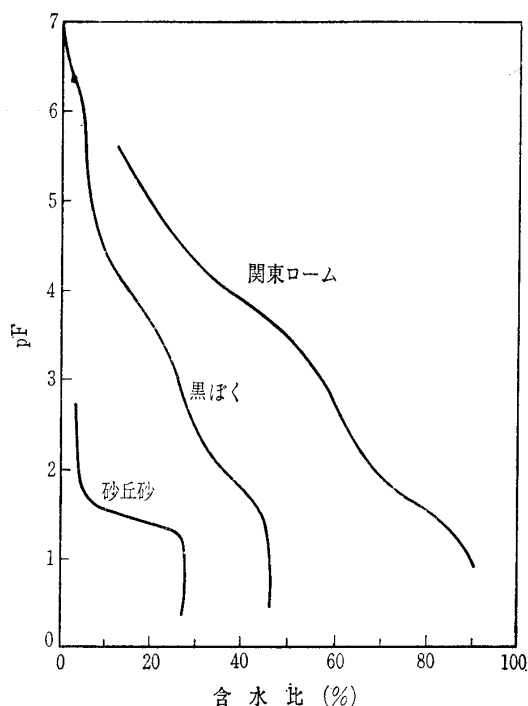


図-3.1 水分特性曲線

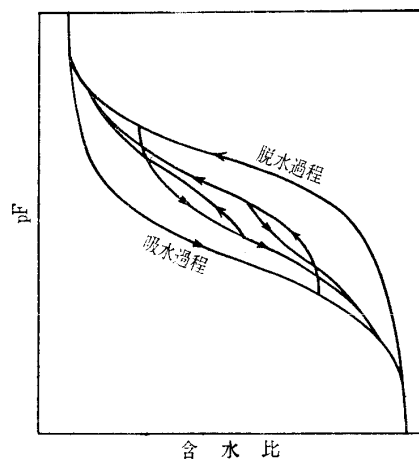


図-3.2 水分特性曲線のヒステリシス

なお、任意の含水状態にある土について pF 値を求める試験が pF 試験である。一般に、pF 値は pF 試験の結果から作成した水分特性曲線の形で利用される。試験法については次回に解説される。

水分特性曲線は、土が吸水する過程にあるのか、あるいは逆に脱水過程にあるのかによって、曲線がかなり異なることに注意する必要がある。このように履歴によって特性が異なる現象をヒステリシス (hysteresis) というが、土の水分特性曲線では図-3.2 のように顕著に現れる。したがって、特性曲線の利用目的によって測定の方法を検討することが必要である。ただし、とくに断わりがない場合には飽和からの脱水過程を基本とする。なお、ヒステリシスの原因等については本講座第 5 章において解説がなされる。

3.4 pF の研究について

pF の研究といっても、ここで語るのはその長い研究史ではない。我が国の研究のごく限られた一時期についてだけである。しかしそれが今日、我が国の pF 研究に大きな影響を与えていることに注目し、取り上げることにする。

土中水の自由エネルギーの概念は、1935年にスコフィールド²⁾ (Schofield) とデルヤーギン^{8),9)} (Derjaguin) らにより独立に提出された。前者は pF という実用的な形を取ったため土中水の運動や作物の水分吸収など、初め農学の研究分野で普及したが⁴⁾、後にはサクション (suction) のかたちで工学の分野でも用いられるようになった⁵⁾。1955年に「土と基礎」に掲載された最上の講座⁶⁾で液性、塑性限界が pF と関係する (D. Cronney, J.D. Coleman, 第3回国際土質基礎工学会議) という紹介は、pF の工学的研究への示唆を与えたものであったが、当時はまだ機が熟していなかったといえる。その後徳永の研究⁷⁾で pF への関心が土壌物理の分野で高まる中で、岩田は初めてそれまでの pF 研究を熱力学の立場から再整理した⁸⁾。次に須藤はネルピン (Nerpin) の論文⁹⁾ (第5回国際土質基礎工学会議) が土中水の自由エネルギー概念を取り上げたものであることを指摘し¹⁰⁾、関東ローム土道研究会 (山崎不二夫東大教授) で検討がはじめられた。そして妹尾により pF の熱力学的意義が明らかにされる¹¹⁾ことになるが、ちょうどその頃は、昭和40年代の経済の高度成長期で関東ロームや八郎潟干拓地などの土工といった現場からの要請もあり、pF の研究は大きく前進することになる^{12)-14),18)}。そしてその後は pF を熱力学的立場に立って正しく紹介した教科書も作られるようになった^{1),15)-17)}。

現在我が国の pF 研究は国際的にも高い評価が与えられており¹⁹⁾、不飽和浸透や水分環境の問題などその研究は盛んである。その一端は、これからの講座で回を重ねるにしたがって、しだいに明らかにされて行くと思われる。

3.5 pF と土の理工学性

土中水の束縛されている状態は土の理工学性に深い関係を持ち、例えば粘性土では強い力を受けて拘束されている水が多量に含まれているためネバネバした性質を持つのにたいし、砂質土ではあまり束縛されていない水が多くサラサラした手触りとなる。こうした点は従来から表-3.1に示すような水分恒数などの形で整理されてきている。

これからの講座で順次取り上げられることではあるが、含水比と pF の関係を表した水分特性曲線の形や勾配など、この曲線から得られる情報をもとに、粘性土と砂質土の保水能力、保水機構にかかわること、土構造に関すること、コンシステンシー限界などの課題に新たな知見が得られた。特に、保水能力や保水機構の違いや変化をもとに土の理工学性とのかかわりを求めることについては、関東ロームな

表-3.1 土の水分恒数と pF

pF 試験法	pF 値	水分恒数	
		農学上の水分恒数	工学上の水分恒数
	7.0		炉乾
	6.5		
	5.5		気乾
	4.8		
	4.5		
	4.2	永久しおれ点	収縮限界
	4.0		
	3.5	初期しおれ点	(最適含水比 塑性限界 遠心含水当量)
	3.0	生長阻害水分点	
	2.5		
	2.0	1.8	圃場容量
	1.5	1.5	液性限界
	0	最大容量	

注) 水分恒数の値は土の種類、イオン等の条件により、ある程度の変動はあるが、一応の目安となる数値を示した。また、最近サイクロメーター法では、pF6.2程度まで測定可能なものも市販されている。

ど我が国に広く分布する火山灰土の練返しや拘束水の自由化、締固め機構の解明にも寄与した。そして、これらは土のモデル論への貢献とみることも出来る。また、土の粒度、ヒステリシスの問題など従来の知見をさらにより確かなものへと発展させた研究もある。さらに三軸、一軸などせん断試験と pF の関係など土の強さに関する報告もある。土の状態量を厳密に定義することは難しいが、土中水の状態量である pF が、どのようにかわっていくかは、今後の興味ある問題である。

また、不飽和土中の水分移動を調べるうえで、pF を欠かすことはできない。土中水の運動は、化学ポテンシャルの異なる土中水が液状水の移動によってエネルギー平衡を達成する現象とも考えられ、化学ポテンシャル勾配を駆動力として水分フラックス^{注1)}を見積ることができる。これは膨潤土も含め、不飽和の土の水分移動式を与えることになる。また粘土の膨潤現象は、粘土粒子間の化学ポテンシャルと外液のそれとの差に起因した、粒子間に向かうミクロな水移動現象の現れとみられ、特に浸透ポテンシャルが重要な働きを持つとみられる。

3.6 浸透ポテンシャルをめぐる諸問題

浸透ポテンシャルは、化学ポテンシャルを低下させる成分としてはマトリックポテンシャルと同等に働くが、含水比など土に対する寄与は同等ではない。もしも土中に溶質の移動を妨げる半透性が無いとしたら、溶質は土中で部分的に局在することはなく、あらゆるところで均一となるよう土中水の中を拡散するだけであり、浸透ポテンシャルは実質的になんの働きも持たない。具体的には、粗い砂の場

注 1) 単位時間に単位断面積を通して流れる水量

講 座

合がこれに相当すると考えてよい。粗い砂ではマトリックポテンシャルが同じである限り土中水中の溶質の有無にかかわらず含水比が等しく、浸透ポテンシャルは含水比に影響しない。しかし、化学ポテンシャルの値は溶質を含んだ砂の方が浸透ポテンシャル分だけ低くなる。一方、土中で水は移動できるものの溶質の移動を束縛するなんらかの要因、例えば粘土粒子表面の電荷や物理的な微細骨格構造があったとすれば、土中水の中で溶質は局在することになり、浸透ポテンシャルが効果を発揮するようになる。すなわち、粘土表面近傍などで局所的に浸透ポテンシャルが低下した影響を補うべく、水分移動や骨格構造変化が生じ、何等かの形で局所的にマトリックポテンシャルを上昇させ、あるいはまた浸透ポテンシャルを低下させ、他の場所と等しい化学ポテンシャルを持つよう調整されることになる。粘土における膨潤は、粘土粒子間に局在した溶質による浸透ポテンシャル低下を補償するよう、粘土粒子間に水の流れ込む現象と見ることもできる。このように、土に半透性があるときには、浸透ポテンシャル成分が水の流れや含水量あるいは骨格構造の変化を引き起こし、ひいては土の密度や強度にまで影響するようになる。

浸透ポテンシャル成分が土の含水量に対してもつ影響は土の種類によってまったく異なり、また、たとえ粘性土であっても、マトリックポテンシャルの変化に対する水分変化割合と浸透ポテンシャルによる水分変化割合は等しくない。したがって、両者を等価に考えて単純に加えたものを水分特性曲線の変数と取ることには無理もあり、なんらかの処理が必要となるところである。こうした浸透ポテンシャルの影響については、まだ不明なところも多く統一的な見解が得られるまでには至っていない。一般的に言えば pF 値そのものとしては浸透ポテンシャル成分も含ませて考えるが、水分特性曲線としてはマトリック成分と含水量の関係で表す場合が多い。

なお、次号で取り上げる試験法のうちで pF 値に浸透成分が含まれているのは蒸気圧法とサイクロメーター法だけであり、そのほかは基本的にはマトリックポテンシャル成分のみである。ただし、そのさい加圧法のところで述べるように、セルロース膜の性質などによっては、必ずしもこの限りではない。

3.7 おわりに

自由エネルギー指数 pF の内容や意義について、これまでの歴史的な経緯もある程度は意識しながら取りまとめた。土中水の自由エネルギーの変化を水柱の高さで読むという簡単な装置であるテンシオメーターの発明と pF という表示法の発見は、画期的なものであったが、cm 表示の水柱の対数がそのまま pF になるという手軽さもあってか測定法だけが普及した感がある。そして1935年という大変早い時期に英国とソビエトとで同時に提唱されながら、

前者は水の移動という農学の分野であり、後者は相圧にかかわる工学の分野であったためか、それとも戦争に向かっていく不幸な空白の時代のせい、あるいは化学ポテンシャルの単位を異にしたためか、その理由はさだかではないが、いずれにせよ互いにたいして影響し合うこともなく、それぞれの道を歩んだのも不思議な感じがしないでもない。しかしそのようにみれば今日の pF 研究の流れの多様性や pF 関連用語の氾濫の理由がなんとなく納得できるような気がする。今回の pF 測定法の改訂と本講座の開設が契機となって、pF 研究が我が国の土質工学の発展に大きく寄与することを期待してやまない。

〔補 注〕

本講座では通常、土質工学ではなじみの薄い化学ポテンシャルや自由エネルギーなど、いわゆる熱力学の概念が使われることが多い。ここでは、これらの基本事項を簡単に整理しておく。

補 1. 熱力学の法則とエントロピーの概念

水の分子はミクロにみれば自由勝手な動きをしているが、その全体を、圧力、体積、温度といったマクロな量で表すことができるのが、熱力学の大きな特徴である。

熱力学は主に二つの法則から組み立てられている。第1法則はエネルギー保存の法則であるが、系の内部エネルギーの変化 dU は

$$dU = dQ + dW \dots\dots\dots(補 1)$$

ここで dQ および dW は系が外界とやりとりする熱および仕事である。なお系とは1kgの水、1モルの水蒸気といった一定量の物質の集合のことで、その集合を仮想的に切り出した残りが外界である。物質の出入りがなく、その量が増減しないときを閉じた系、変化するときを開いた系、熱交換なども含め外界と全く相互作用を持たない系を孤立系などという。

気体や溶液の系では、圧力は系を囲む表面に垂直となり仕事は体積仕事となる。圧力 P 、体積 V として外部仕事は、 $-PdV$ となる。しかし土の場合、特に粒子表面に近いところでは、土粒子表面の力場での仕事、電気の仕事などいろいろな仕事を考えなければならない。

次に、第1法則はエネルギー保存則であるが、このエネルギーが別の型のエネルギーに変わるとき、どのような方向へ、またどの程度に起こり得るかを述べたものが第2法則である。そこでエントロピーの概念が登場する。

いま温度 T の下で系が I の状態から II の状態に可逆的に変化し dQ だけの熱を吸収したとすると、II の状態は I の状態に比べて dQ/T だけエントロピーが増加したという。エントロピーを S とすると、エントロピーの増加 ΔS は

$$\Delta S = S_2 - S_1 = \int_1^2 dS = \int_1^2 dQ/T \dots\dots\dots(補 2)$$

エントロピーは、このように系が熱を吸収すればするほ

ど増加する。これは原子や分子の運動を活発にさせ、その配列は、より無秩序なものとなる。したがって、統計力学から導かれたエントロピーの考え方では、エントロピーは原子や分子の配列の無秩序性の物差しともなる。水の分子は氷のような結晶に近い状態よりは、はるかに自由に動き得るが、エントロピーは氷、水、水蒸気の順に増大する。したがって低温ではエントロピーは減少し、より秩序ある配列に近づく。絶対0度における物質のエントロピーはゼロとなる（熱力学第3法則）。

エントロピーは、次のように考えることも出来る。変化には自然に起こる変化とそうでない変化がある。水にいた食塩の結晶は溶けてしだいに拡散し液の濃度を均一にしようとする。また圧縮された気体は膨張して体積を広げようとする。しかし逆に一度膨張した気体が自然に集まって圧縮された状態になったり、溶液がひとりでに溶媒と溶質に分かれたりすることはない。つまり圧縮された気体や食塩の結晶はあとの状態に比べて何か違っていたと考えられるが、この何かを示す量がエントロピーである。自然に起こる変化はエントロピーが増大する方向に進んでいく。

補 2. 自由エネルギーの概念

第1法則と第2法則をもとに自然変化の条件を定める重要な関数として、自由エネルギーが次のように定義される。

$$A = U - TS \quad \dots\dots\dots(\text{補3})$$

$$G = U + PV - TS \quad \dots\dots\dots(\text{補4})$$

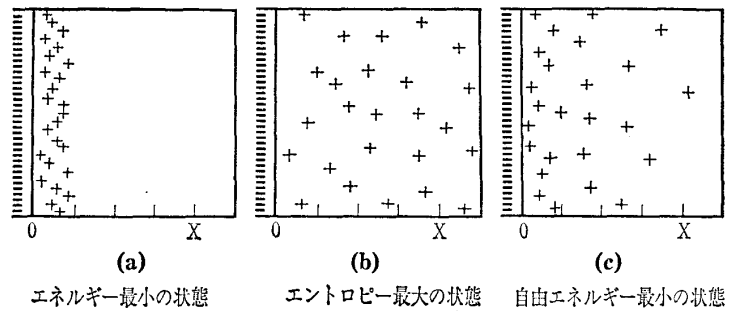
(補3)式は静止系の全エネルギーとみなされる内部エネルギー U が、定温定積変化で有効仕事として取り出すことの出来るエネルギー A と有効な仕事としては使えないエネルギー TS とに分けられることを示している。この A をヘルムホルツ (Helmholtz) の自由エネルギー、 TS を束縛エネルギーという²¹⁾。化学変化や土中の水を考える場合、定温定圧条件が一般的な実験条件であるから、同様な考えで定温定圧過程の系において有効仕事として取り出せるエネルギー G を(補4)式のように定義することが出来る。 G を、ギブス(Gibbs)の自由エネルギーという。自由エネルギーには次のような性質がある。自然に進む変化は系の自由エネルギーの減少する方向である。したがって平衡状態にある系は与えられた温度、圧力の下で自由エネルギーは最小値を取る。

補 3. 化学ポテンシャル

これまで物質の量は一定の閉じた系を考えてきたが、外界との間に物質の出入りのある開いた系や二つ以上の相から出来ている系を考えるとときには、その間に起こる組成の変化も同時に考慮しなくてはならない。この時、微量の物質を出入りさせるのに必要となる単位量あたりのエネルギー(仕事)が化学ポテンシャルである。いま、

$$n_1, n_2, n_3, \dots\dots$$

を系内の物質のそれぞれのモル数として、そして G をギブ



図—3.3 対イオンの分布 (Boltz²²⁾より)

スの自由エネルギーとすると、次式で化学ポテンシャル (chemical potential) μ_i が定義される。

$$\mu_i = \left(\frac{\partial G}{\partial n_i} \right)_{T, P, n_j} \quad \dots\dots\dots(\text{補5})$$

化学ポテンシャルには重要な性質がいくつかある。互いに平衡している相のなかの各成分の化学ポテンシャルは、それぞれ等しい。また平衡でないなら、成分は化学ポテンシャルの大きい相から小さい相へ移動する。

pFは土中水の化学ポテンシャルの基準値からの低下量であるから、当然のことながらこれまでの説明は水についてなされてきた。しかし、例えば土粒子界面の電気二重層について考えると、土粒子荷電に引き寄せられた化学種 i の対イオン(counter ion)の化学ポテンシャル μ_i について考えることが出来る。もし μ_i が土粒子から離れた位置での化学ポテンシャルより大きければ小さい方へイオンは移動することになる。そのとき μ_i には内部エネルギーにかかわる項とエントロピーにかかわる項とがある。イオンは一方では系の内部エネルギーが極小になるように動こうとする(図—3(a))が、他方ではエントロピーが極大になるように(図—3(b))動こうとする。平衡は両者のバランスで決まることになる²²⁾。

化学ポテンシャルというのは、まあ、例えてみれば、巨大企業に人が集まるのと似たところがある。すなわち、社員住宅や諸厚生施設が整い生活費が最低ですむから、企業に人が集まって来るが、その反面自由度が制限され過ぎると自由を求めて脱サラ生活にあこがれて離れて行く。いかなれば、前者が内部エネルギー項で後者がエントロピー項みたいなものである。さしずめ、その会社での“いごちの悪さ”を表すものが μ で、その環境をいごちが悪くと思えば、より悪くない環境の方へ移っていく。社員には大卒、高卒、中卒などあるので、それぞれ μ_i, μ_j, μ_k となる。

ところで、熱力学の教科書では一般に溶液とか気体の均一な系を扱う場合が多いが、土は不均一な多相系である。それには土特有のいろいろな問題がある^{18), 19)}。さらにまた、土質工学の対象となる現象のいくつかは不可逆過程の熱力学の問題でもある^{20), 22)}が、それらについてはこれ以上ふれなくて割愛する。

講座

引用文献

- 1) Hillel, D., 岩田進午監修：土壤物理学概論，養賢堂，pp. 28～76, 1984.
- 2) Schofield, R.K.: The pF of the water in soil, Trans. 3rd. Intern. Congr. Soil Sci., 2, pp. 37～48, 1935.
- 3) Derjaguin, B.V. and E.V. Obukhov: Kolloidn. zhurn., 5, 385, 1935; Acta Physicoch. URSS 5, 1, 1936. Derjaguin, B.V. (edited): Research in Surface Forces, Consultants Bureau, New York, 1960.
- 4) Baver, L.D., 野口・福田訳：土壤物理学，朝倉書店，pp. 221～228, 1955.
- 5) 最上武雄：改稿 土質力学，岩波全書，pp. 35～36, 1958.
- 6) 最上武雄：平易なる土質工学，土と基礎，Vol. 3, No. 8, pp. 55～59, 1955.
- 7) 徳永光一：pF 土壌水分系による土の物理的・力学的性質に関する二，三の研究，農土研，25-1, pp. 18～24, 1958.
- 8) 岩田進午：土壌水のエネルギー概念について，土肥誌，32-11, pp. 572～580, 1961.
- 9) Nerpin, S.V., Derjaguin, B.V.: The Investigation of Mechanical and Hydrological Properties of Soils Based on Surface Tension Forces Consideration, Proc. 5th Int. Conf. Soil Mech. 275～279, 1961.
- 10) 須藤清次：挙動からみた土壌模型—土壌水の自由エネルギーに着目して—，土壤物理研究，No. 1, pp. 23～25, 1964.
- 11) 妹尾 学：土壌水エネルギー指数 pF による土壌構造の考察，農土論，14号，pp. 11～15, 1965.
- 12) 山崎不二夫・須藤清次：土の工学的挙動，ほか15論文，農土論，14号，pp. 1～83, 1965.
- 13) 須藤清次・東山 勇・山崎不二夫：土のレオロジカルな構造，土と基礎，Vol. 13, No. 9, pp. 29～37, 1965.
- 14) 竹中 肇：土壌水のエネルギー概念 pF の工学的検討，土壤の物理性，14, pp. 21～25, 1966.
- 15) 山崎不二夫監修：土壤物理，養賢堂，1969.
- 16) 八幡敏雄：土壤の物理，東大出版会，1975.
- 17) 土壤物理研究会：土の物理学，森北出版，1979.
- 18) 岩田進午：土壌水に関する熱力学的考察，農技研報 B, 24, pp. 101～126, 1973.
- 19) 例えば Iwata, S.: Thermodynamics of Soil Water: I, Soil Sci. 113-3, pp. 162～166, 1972.; II, 113-5, pp. 313～316, 1972.; III, 117-2, pp. 87～93, 1974.; IV, 117-3, pp. 135～139, 1974.
- 20) Goldstein, M.N., 大草重康訳：新しい土質力学 I, 森北出版，pp. 53～102, 1973.
- 21) 妹尾 学：熱力学，サイエンス社，p. 55, 1977.
- 22) Bolt, G.H. et al., 岩田進午ほか訳：土壌の化学，学会出版センター，p. 46, 1980.

土質工学会書籍案内

土質工学ハンドブック

定 価：30,000円、会員特価 25,000円（送料1冊につき 900円）、
体 裁：B5判、1,505ページ、上製本

内 容

最新の技術と研究成果を十分取り入れ，調査から設計・施工，さらに管理に至るまでの理論と実務とを体系づけた土質・基礎工学の現時点における唯一の集大成版。近年重要性を増してきている観測施工や環境問題などの新しいテーマも随所に織り込んで解説。（昭和57年11月発行）

- | | | |
|------------------|------------------|--------------------|
| 第1章 土の起源と生成 | 第12章 日本の土 | 第23章 土質安定処理 |
| 第2章 土の構造・物理化学的性質 | 第13章 岩の力学 | 第24章 擁壁 |
| 第3章 浸透と地下水 | 第14章 土質調査と計測 | 第25章 トンネル |
| 第4章 弾性的地盤内の応力 | 第15章 浅い基礎 | 第26章 地中構造物 |
| 第5章 土の圧縮と圧密 | 第16章 杭基礎 | 第27章 フィルダム |
| 第6章 土のせん断 | 第17章 ケーソン基礎 | 第28章 港湾・海岸および海洋構造物 |
| 第7章 斜面安定 | 第18章 根切り山留め・仮締切り | 第29章 地すべりおよび崖崩れ |
| 第8章 土圧 | 第19章 建築基礎 | 第30章 地盤沈下 |
| 第9章 支持力 | 第20章 橋梁基礎 | 第31章 侵食と堆積 |
| 第10章 土の動的性質 | 第21章 土工設計 | |
| 第11章 土の工学的分類法 | 第22章 土工および土工機械 | |