

〔 総 説 〕

土 壤 の 沈 定 容 積 に つ い て

安 富 六 郎 (山 形 大 ・ 農)

I は じ め に

土 壤 の 挙 動 (Behavior) は 土 木 や 農 耕 作 上 の 重 要 な 課 題 と な る が 、 こ れ ら に 関 す る 研 究 の 数 は 少 ない 。 土 壤 の 挙 動 の 内 容 を 表 わ す こ と は む づ か し い が 、 こ こ で は 土 壤 の 挙 動 を え が く た め に 、 古 く か ら 取 扱 わ れ た 土 粒 子 の 沈 定 容 積 (以 下 S_v) に 重 要 な 役 割 を 果 さ せ よ う と 試 み る も の で あ る 。

(1) 沈 定 容 積 の 定 義

S_v は 通 常 的 測 定 で は 土 壤 を 水 に 分 散 さ せ 、 充 分 な 時 間 (通 常 2 4 時 間) 後 に 上 ず み 液 が 透 明 に な っ た と き の 沈 澱 物 の 比 容 積 を 意 味 す る 。

$$S_v = \frac{V}{W} \quad (V \text{ は 土 の 水 中 で 占 め る 体 積 } , W \text{ は 土 の 重 さ }) . S_v \text{ は 懸 濁 液 と み な せ ば } , \text{ そ の 容}$$

積 濃 度 ϕ は 次 式 で 表 わ さ れ る 。

$$\phi = \frac{1}{d \cdot S_v} \quad (d \text{ は 土 の 密 度 })$$

(2) 土 壤 物 理 に お け る 位 置

土 壤 は 土 粒 子 、 水 分 、 空 気 な ど か ら 成 り 立 っ た が 、 そ の 挙 動 は 含 水 量 に よ り 次 の よ う に 特 徴 づ け ら れ る 。 飽 和 以 上 の 水 分 で は S_v の 状 態 は 最 も 安 定 で あ る か ら 、 こ れ を 土 壤 — 水 分 系 の 考 え の 基 準 点 と す る こ と が 可 能 だ ろ う 。 不 飽 和 の 状 態 に つ い て い え ば 、 土 質 の 強 度 の 問 題 は 土 壤 粒 子 の 充 填 に 直 接 的 に 関 係 す る 。 充 填 は 水 和 水 を 含 み S_v の 問 題 の 溶 媒 和 に 転 化 さ れ る 。

表 1 土 壤 粒 子 の 充 填 変 化

pF	4	3		2	0	$-\infty$
土 壤 水 分 系	Pendular	Funicular	Capillary		Slurry	Suspension
土 壤 粒 子	連	I	II	不	連	統
水	不	連	統	統	統	
空 気	連	統	不	連	統	な し
Atterberg 常 挙 動 数			PL	LL		
			ビ ン ガ ム 流 動		ニ ュ ー ト ン 流 動	

S_v は 一 般 に 土 壤 ゲ ル の あ る 状 態 を 表 わ す も の で あ る 。 土 壤 は 農 耕 上 で も 工 学 上 で も 大 部 分 が ゲ ル の 状 態 で 役 割 を 果 す わ け で あ る か ら 、 土 性 が 土 壤 の 性 質 の 指 標 に な る の と 同 様 に 、 別 な 面 か ら S_v は よ り 土 壤 の 物 理 性 の 指 標 に な る は ず で あ る 。

(3) 関連する範囲

Sv はコロイド学的には塑性、チクソトロピー⁽²⁹⁾、乳化剤の親水性⁽¹⁰⁾などの粒子系の力学的性質に、化学工学では沈降槽⁽³⁶⁾、土木工学では圧密粘土粒子の構造に関連して^(9, 16)考えられてきた。農学上では主に鋤床の生成⁽¹⁾、土壌群⁽¹⁵⁾、土壌チクソトロピー⁽¹⁸⁾、有機質含量、土壌侵蝕性⁽¹¹⁾、地すべり粘土⁽⁷⁾等に関連してSvが一つの指標となつた。

II 現象面からの概念

(1) 測定の条件

Sv は重力下で土壌粒子が沈澱し、安定したときに測定される。沈降は通常二つの段階をもつ。すなわち、急速に沈降するもの、それに続く長時間にわたる沈降の平衡状態である。Sv は堆積構造によつて決まるので、イオン、有機物の含量、機械的な処理により支配される。

測定に再現性をもたせるためには容器のスケールが問題になる。沈澱物の圧密効果が無視できる範囲で測定されねばならない。土壌粒子中に附着している空気は測定前に減圧して除去する。

測定時の温度は沈降速度に影響し、粒子間の充填を高めるのでSvの低下が考えられるが、土壌によつてはむしろ増加の傾向を示すものもある。(常温ではほとんど問題にならない。90~100°Cに高めるとSvは大きく変化する。この場合は土壌粒子の非可逆的な破壊と関連するので、ここでは問題にしない。)

振とう時間が長ければ、無構造土壌では粒子が細かく分解されSvは増大の傾向を示すが、火山灰土壌のように構造性をもつものでは低下の傾向がみられる。しかし、いずれの場合でも30分程度の振とうでは大きな変化はみられない。

(2) 分散・凝集との関連

一般懸濁質では凝固粒子は急速に沈降を完了して体積を増大し、凝固していない場合には除々に沈降が生じ体積を減少する。Svは懸濁物質および液体の性質により決まるが、その中で重要なのは界面力である。

疎水コロイドとしての粘土粒子分散系の安定度は粒子間の ζ potentialで説明される。荷電によつて生ずる粒子の反撥力が添加電解質により中和されると、粒子は凝集して大粒子を生じ不安定になり沈降する。⁽²⁰⁾

土壌の沈降は凝集によるばかりではなく、粒子が最初から大きすぎる場合にも生ずるので、この両者を含めた沈降現象を取扱うことになる。土壌のように粒子間の結合の性質が複雑な場合には、土壌学で用いられている分散・凝集がSvにどのように反映するかは一概にはいえないが、次のような領域では対応できよう。すなわち、沈降は粒子の接触で二次力が接点まきつとして作用すると同時に、粒子の凝集を生ぜしめる力として作用するとき生ずる。このような凝集では微細粒子になるにしがたい軽い接触でも粒子は互いに強く附着し、また溶媒和層が厚くなり、全体としてSvは大となる。沈降の形式からみれば、自由沈降は凝集沈降よりもSvは大きいこと⁽²⁷⁾は土壌の場合にも一般にいえるであろう。

(3) 溶媒条件による差異

溶媒の種類によつてもSvは変化するが、ここでは溶媒として水を考え、これに加えられ、種々のイオンによつて生ずる差について述べる。

pHの値による粒徑変化は、鴨下ら⁽⁶⁾によれば火山灰土壌は中性アルカリ性では分散が著しく低い

が、酸性側 (pH 5) に近づくにつれて粘土とシルトが増加する傾向のあることが認められている。

分散剤として一般に使用されているものは NaOH、 NH_4OH 等であるが、低濃度では OH^- が粒子の陰電荷の増加にあずかり、分散を促進させるものと理解されている。したがって NaOH 等は土壤分散には必ずしも効果的ではなく、濃度を高めるとむしろ凝集を生ずる。(26)

また分散の効果は溶媒の問題のみならず、土壤の性質にも左右される。

表2 置換イオンによる沈定容積の変化

添加イオン	H^+	Ca^{2+}	Na^+
第三紀填土	3.22	3.02	8.30
〃	3.82	2.78	7.80
洪積火山灰	2.65	3.31	3.61

置換カチオンで比較すれば火山灰土壤では Na^+ -clay で Sv は増大する。 Ca^{2+} -clay では増加はほとんどなくむしろ減少の傾向さえみられる(27) (表2)。メタリン酸ソーダの分散促進は凝集的に作用する Ca^{2+} を分散系から除去 (沈澱) し、同時に Na^+ が土壤粒子に添加して水和を高めることにある。(しかしこの場合分散促進に寄与するものは直接的にはカチオンではなく、むしろアニオンであると考えられる。)

J. H. Schenkelら⁽¹⁷⁾ はイオンが Sv にどのような変化を与えるかを 10μ の樹脂粉末を用いて実験した。この結果、凝集作用は電解質濃度に依存しない領域と、する領域とがあり、低濃度のイオンでは安定した分散状態を保ちながら Stokes の法則で自然沈降が生ずる。しかしある濃度以上では塩濃度に依存して凝集沈降が生じ、Sv は増加する。これらは一般のモンモリロナイト系土壤についてもみられるが一定濃度以上ではむしろ Sv の低下が生ずる。(31) カオリン系の土壤ではこれとは逆に、塩濃度を高めてゆくと一旦 Sv は低下し、再び増大する傾向がある。(9, 29)

(4) 土壤条件との関連

H. E. Middleton と H. G. Byers⁽¹¹⁾ によれば、A層ではコロイド含有量が Sv と相関がある。これは水吸着の量がコロイド物質の含有量に影響されることからみて当然ではあるが、B層ではこの関係はなく、49.6%のコロイド分をもつ Shelby 土壤では39.4%のコロイド分を含む Marshall 土壤よりも Sv は小さいことが述べられている。

青峰らの被圧下での Sv 測定によれば⁽¹⁾、粘土含量の多いものほど Sv 値は大きい、水を透過あるいは減圧滲透させた場合の Sv は粘土含量の支配をうけない。風乾土と未風乾土における Sv の差は、強く減圧すれば両者はほぼ同じ値になる。粘土含量の多い土壤ほど両者の値の接近は顕著である。これは水田の鋤床層が、負圧下にある土壤沈定容積の体積収縮によつて発生することの説明になる。したがって Sv は必ずしもコロイドの影響だけとは考えられない。これらは耕地土壤と未耕地土壤との間の土壤構造の相違からも予想されうであろう。単粒構造では粒子相互の充填により Sv は説明されるが、一般にはまず沈澱構造が明らかにされる必要がある。

風乾土での Sv は未乾土より小さい値を示すが、これは風乾処理によつて膨潤水が不可逆的に減少するためと考えられる。沖積土壌での団粒形成は耕起によつてくずれ、透水性が増大するが、粒子の安定化にもない低下する。Sv の値は未耕地上層では年を経るにしたがい低下するが、下層土ではむしろ増大の傾向がみられる。⁽²²⁾

アロフエンを主成分とする火山灰土壌は、加水ハロイサイトまたはモンモリロナイトを主成分とする沖積土壌、および第三紀土壌に較べ、一般に Sv も小さい。土壌の含水率による Sv の変化をみると、アロフエン系、加水ハロイサイトを主成分とする火山灰土壌では含水率が大きくなるにつれ Sv も増すが、モンモリロナイトを主成分とする沖積、第三紀系土壌では減少する。しかし、土壌の水分当量と Sv はいずれも直線上にならぶ^(11, 21) (図 1)。

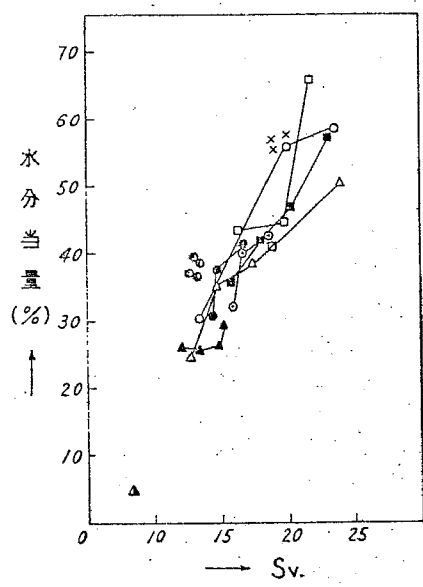


図 1 沈定容積と水分当量との関係

ちぢるしい。アルカリ粘土懸濁液がカルシウム塩によつて凝集させられることから Ca がなんらかの構造形成を土壌に与えていると考えられる。

(5) その他の性質との関連
Ward と Kammermeyer⁽²⁾

は沈澱高さの初期と末期の比は懸濁液の重量%とは高濃度で次のような関係にあることを実験的に求めた。

$$H_u / H_o = aC^b$$

C は懸濁液の重量%濃度、H_o は初期の懸濁液の高さ、H_u は最終高さ、a と b は定数。

III 堆積の構造

(1) 沈降と凝集

Sv の値を沈降物質の粒子配列からみると、凝集の程度は足場構造の形成様式に還元できる。

M. J. Vold⁽³⁵⁾ は異方性粒子の Sv から濃度を計算して粒子の配列をしらべ、稀薄懸濁液の沈澱は粒子の端 (end to end) あるいは端と中央 (end to center) の結合が主であることを示した。

Sv 状態での土壌構造は添加イオン等による透水係数の変化によつても推定できる。石灰や有機物が土壌の物理性をかえるといわれている。特にアルカリ土壌の Na が Ca によつておきかえられるときその効果はい

Hofman⁽⁴⁾は粘土の沈降についてしらべ、チクソトロピーと沈澱ゲルとの水分に平行関係のあることを認め、沈澱による足場構造の形式を示している。凝集沈降が自由沈降よりもSvが大きくなることは凝集によつて構造が作られるためであるといわれている。

Rosenqvist⁽¹⁶⁾は同一濃度の粘土をLi, K, Se, アニリン、チクロヘキサミンの添加で分散させ、充分な時間経過後Svを求め、アニリン粘土はチクロヘキサミンよりもSvが50%大きく剪断応力にも強いことを示している。

粘土粒子の微細構造が力学的強度と深く関連することはすでにTerzaghi(1925), Casagrande(1932)らによつても強調されて来たものである。

(2) 充填の形式

沈澱した粒子は一般に平行的に堆積しない。^(3, 19, 33) 板状の粘土粒子からなるモンモリロナイトの沈澱粒子はチクソトロピックであるが、これは粒子が構造性をもっているために生ずるものであろう。カオリナイト系土壌は端と中央の結合を少量の電解質の添加で配列をかえ、端と端の充填にかわりSvも減少する。このような端と中央の結合を示すとき力学的には強い構造形成を示すが端と端の充填では粒子間結合も弱く構造形成はない。

粒子の形状が複雑になると一般的な記述は困難となるのでMacroな場合には充填形式を球形としてむしろ考えたほうが土壌では事実の整理に役立つものとおもわれる。

粒子を等大の球形と考えると、球の中心が互に正方形を保つ配列(Square layer)と平行四辺形を保つもの(simple rhombic layer)に大別できる。^(14, 34) 前者は最疎充填であり後者は最密充填である。充填状態を空隙率で示すと、0.47, 0.26がそれぞれ得られる。実際にはこのような特定値をとることは少なく中間値をとる。

粉体では空気中で自然充填の空隙率の値は約0.4を示すが、粒径が0.1mm以下で著しく大きくなる⁽¹²⁾ 沖積土では洪水、侵蝕土壌が新しく堆積した土壌の空隙率の最大値は0.8~0.9にもなることが知られている。風蝕土壌も同様な空隙率を示すことがしばしば見られる。強く圧縮されていない沖積土では通常約0.5を示す。粒形の異なつた粒子を含む疎鬆な砂では0.45ぐらいである。自然充填状態はSvとの相関が大きい。

耕地では季節的にも空隙率の変化がみられる。⁽⁵⁾ 洪積、沖積、泥炭土壌の三相比率を測定すれば固相の割合は洪積、沖積、泥炭の順に小になる。

表3 沈定容積と土壌固相容積分率の一例

土壌構造	母材	沈定容積 cc/g	比重	ϕ_0	土壌の 固相容積分率
単粒構造	砂丘 (鶴岡)	0.7	2.7	0.525	0.50
団粒構造	洪積火山灰(滝山)	2.2	2.65	0.17	0.20
* 無構造	才三系(滝山)	4.12	2.65	0.09	0.40

* 例外

粒径の異なるものの混合では充填度に極大値がある。しかし粘土のような粉体、特に比表面積の大きなものは水分の存在下では表面現象が大きく生じ、充填はそのままでは説明できない。最密充填では0.3の水分まで粒子相互の直接的な接触が保たれるがそれ以上の水分では粒子は不連続となり懸濁液を作る。土壤懸濁液は粒径が小さくなると水が粒子に吸着されて固体としての水が考えられねばならない。粒子相互に作用する力は粒子が細くなればなるほど大きく、その結果粒子間の水は封入されたまゝ固体のように挙動すると考えられる。

土壤粒子が細くなれば外力によるSv値の変化は大きい。遠心沈降(70G, 30min)させると粒形の比較的大きいloam sandでは自然沈降で得られるSv値との変化はわずかであるが(2%)、loam, clay loamになるにつれて変化は大きく30%もの減少がみられる。⁽¹⁹⁾ 一般にコロイド含量の多い土壤ではこの減少の割合は大きい。

炭素粉末での実験によれば沈降中に軽い機械的な振動を与えた場合にSvが著しく増大することが述べられている。⁽²⁰⁾ 火山灰土壤を10K%の超音波で処理すると、細砂中のaggregateは破壊され粘土含量は多くなり、塩酸前処理による増加よりも大きい。⁽⁸⁾ しかし振動周波数を高め20K%にすると逆に凝集が生じ自由沈降を凝集沈降に変化させるといわれている。⁽³²⁾ Svは処理条件で一様ではないが、しかしこの場合も凝集沈降ではSvは大きくなるものと考えられる。

IV レオロジー的考察

(1) 流動の限界とSv

Svの測定で得られる沈降部分はゲルとみなしうる。この濃度より薄い懸濁液の流動特性はほぼニュートン流動を示すが、Svの濃度に近づくときクソトロピー流動が目立ち、降伏値が生ずるようになる。(表1)。土壤懸濁液では濃度と粘性の関係は、粒子相互の干渉のない球状粒子をモデルとしたアインシュタインの粘度式からはるかにそれる。

一般に土壤懸濁液の濃度として計算されている値は、土壤粒子の乾土の状態での容積分率で示される。粘土のように比表面積が大きいものでは、粒子と水の結びつきが考えられねばならない。すなわち、Svの大きな土壤粒子ほど水和作用の程度が高く、粒子相互の関係が大きいと考えられる。

土壤懸濁液の単位体積当りに懸濁する土壤粒子の重さで濃度C(g/cc)を示すと、還元粘度(η_{sp}/C)とCの関係は⁽¹³⁾、低濃度ではほぼ一定値を示すが、Svの濃度(ϕ_0)付近では急激に上昇する。モンモリロナイト系、オ三紀粘土のイオン置換体について求めてみると、懸濁液中の粒子はCa²⁺よりもNa⁺添加した場合に相互干渉が強くなることが推定される(図2)。

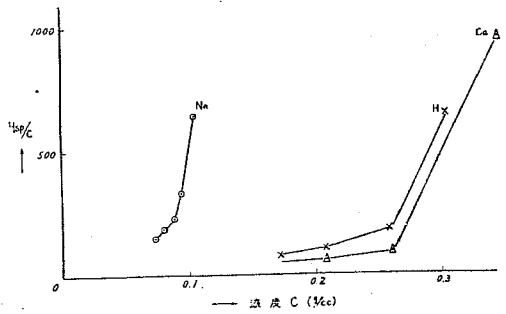


図2 添加イオンによる還元粘度の変化 (最上川モンモリロナイト系オ三紀土壤)

低濃度で求められる $1/\eta_{sp}$ と容積分率 ϕ は直線関係を示す。この直線の延長から粘性率 ∞ になる場所を求めると、近似的に ϕ_0 の値が求められる。これは流動という面から沈定容積が規定されることを意味する。⁽²⁴⁾

(2) クソトロピー

ϕ_0 以上の濃度になれば、粘性は著しく増大し、かつ剪断速度(V)によつ

て粘性が異なりいわゆるチクソトロピー流動がみられる。このとき降伏値 (θ) も ϕ_0 付近で急激に上昇する。酸性白土の実験では、チクソトロピーは S_v 値の大なるほど著しく、カチオンの各塩の S_v に対する効果は $Li > Na > K$ であることが示されている。^(30,31) また S_v の大きい土壤は粘性の時間依存性も強い。

(3) 降伏値の発生と S_v

S_v は振とう時間で変化する。関東ロームでの実験では表層より下層が変化は大きく、振巾 5 cm、20 回/min の振とうでは S_v は 2 時間で最大値が得られる。それ以上の振とうでは逆に減少がみられる⁽²⁹⁾ (図 3)。

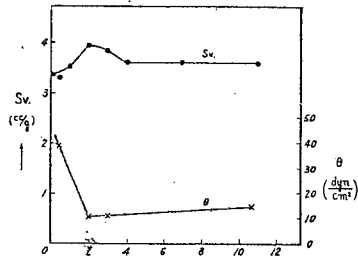


図 火山灰土壤の振とう時間による
沈定容積 S_v と降伏値 θ の変化

これは粒子がはじめ振とうによつて細分化され、水和が促進されるが、ある段階まで振とうすれば構造が破壊され、 S_v の低下がみられるのであろう。

才三紀、沖積粘土では ϕ_0 以下でも θ が現われるが、火山灰で S_v 値の大きいものでは V_s 以上でもほとんど θ の現われないものがある。しかし、一般にイオン添加により S_v が増大するだけでは同一濃度での θ 発生の度合いが大きい。実験的に θ と容積分率 ϕ との関係を求めると $\theta = e^a (\phi - \phi_0)$ が得られる。

いま $\phi = \phi_0$ で θ が発生するものと考えれば、

$$1 + \theta = e^a (\phi - \phi_0)$$

となる。⁽³²⁾

これは充分濃度の高いときには、降伏値の発生がそのときの降伏値に比例して生ずることを意味する。すなわち、このような系では粒子の増加、減少が系全体の構造に影響を及ぼしていることを示す。

沈定容積での粒子構造はおそらく、粒子相互の影響が最も小さくなつた限界状態と理解されよう。

V おわりに

S_v に関する諸事項——土壤構造、挙動を自由沈降の面からおもに検討した。

圧密、土壤の剪断、塑性、粘弾性等の現象あるいは土壤水分系の力学的恒数とされてきた液性限界、塑性限界等が土壤構造との関連で論じられることをかんがえ、 S_v の力学的意義に関心を払つたつもりである。農学および工学における土壤の諸性質は物理化学的な言葉で普遍的に述べられることは土壤学の進歩のために重要なことであろう。

この論文のために御指導を戴いた山形大学農学部須藤清次助教授、ならびに実験に協力された鈴木隆氏に深謝いたします。

M 参考文献

- 1 青峰重範・本荘：土肥誌 24,4(1953).
- 2 Dallavalle, J.M.: Micromeritics, P. 359. Pitman Pub. Co., N. Y. (1948).
- 3 Fahn, R., Weiss, A. and Hofmann, U.: Berichte der Deutsche Keramischen Gesellschaft, 30, P. 21(1953).
- 4 Hofmann, U.: Kolloid Z. 125, 86(1952).
- 5 池田憲・原田・田村：土肥誌, 28, 389(1958).
- 6 鴨下実・湯村：土肥誌 22, 33(1951).
- 7 岸本良次郎・大平：農土研 26, 3(1958).
- 8 弘法健三他：日本土肥学会36年度臨時大会, 発表309号(1961).
- 9 Lambe, T.W.: J. Soil Mech. Foundation Div., 84, SM2, 1654(1958).
- 10 松村輝男：工化 59, 325(1956).
- 11 Middleton, H.E. and Byers, H.G.: Soil Sci., 37, 15(1934).
- 12 森芳郎：粉体工学, 日刊工業新聞社(1958).
- 13 中川鶴太郎：レオロジー, 岩波書店, P. 118(1960).
- 14 大石行理：工化. 59, 3, 48(1956).
- 15 Olmstead, L.B.: Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 4, 89(1939).
- 16 Rosenqvist, T.: J. Soil Mech. Foundation Div., 85, SM. 2, 2000 (1959).
- 17 Schenkel, J.H. and Kitchener, J.A.: Trans. Faraday Soc., 56, 161(1960).
- 18 Schofield, R.K. and Scott Blair, G.W.: Trans. Faraday Soc., 27, 629(1931).
- 19 Schofield, R.K. and Samon, H.R.: Discussion of Faraday Soc., no. 18(1954).
- 20 妹尾学：高分子 9, 1077(1960).
- 21 須藤清次：農土研別冊2号(1961).
- 22 〃：農技研報告B12(1962).
- 23 〃・鈴木：農土木東北大会, 青森(1960).
- 24 〃・安富：農土研別冊2号(1961).
- 25 〃・〃：未発表(関東ローム研究から).
- 26 須藤俊男：粘土鉱物, 岩波書店, P. 139(1958).
- 27 水渡英二・荒川：工化 59, 303(1956).
- 28 高橋治男：日本化学雑誌 71, 3, 181(1950).
- 29 玉虫文一：日本化学会誌 57, 2(1936).

- 30 玉虫文一: *ibid.* 61, 3, 280(1940).
- 31 〃 ・鈴木: *ibid.* 58, 5, 507(1937).
- 32 寺沢四郎: 未発表.
- 33 Theissen, P. A: *Z. Electrochemie*, 48, 675(1942).
- 34 Tolman: *Ground Water*, Mac Grawhile Co. P.103(1937).
- 35 Vold, M. J: *J. Phys. Chem.*, 63, 1608(1959).
- 36 宇野昌平: *ケミカルエンジニアリング* 6, 1, 41(1961).
- 37 安富六郎・須藤清次: *農土研 別冊3号*(1961).