

静岡県下の主要柑橘園土壌の理化学性と土壌溶液について

大 城 晃*

Studies on the Change of the Soil Solution and the Physical and Chemical
Properties at the Main Citrus Farm's Soil in Shizuoka Prefecture

Akira OSHIRO

Shizuoka Citrus Experiment Station, Shimizu, Shizuoka

Summary The relation between soil solution and chemical and physical properties of some soils under citrus farming were investigated. The results are as follows.

(1) Specific surface area of non-volcanic ash soil is relatively small in spite of high clay content. Bulk density of volcanic ash soil (fuji soil) is approximately one half of the non-volcanic ash soil (Mikkabi, Mikatagahara and Ihara soil). The specific surface area of volcanic ash soil is very large.

(2) The water retentivity of non-volcanic ash soil is extremely low as compared with a volcanic ash soil. Both readily available water (pF 1.5-3.0) and whole water contents (pF 1.5-7.0) of Ihara soil are the smallest. Those of Mikkabi, Mikatagahara and Fuji soil increase in this order. Loosely bound water contents (pF 4.2-6.2) of Ihara soil is small.

(3) Electric conductivity of the soil solution becomes higher as the water retentivity of soil becomes lower.

(4) Osmotic pressure calculated from electric conductivity increases by fertilization. The osmotic pressure reaches more than two atm. pressure, which hinders the absorption of nutrients by plants. In particular, osmotic pressure of Ihara soil which has low water retentivity and high cation contents is extremely high.

(5) The ratio of concentration of cation to that of anion of soil solution is nearly one. The sum of anion contents is highly correlated with electric conductivity. The concentration of Ca^{++} in soil solution is high as compared with that of K^+ and Mg^{++} .

(6) Nitrification of volcanic ash soil is higher than that of non-volcanic ash soil. Nitrification is presumably suppressed by heavy fertilization more easily in non-volcanic ash soils than in a volcanic ash soil.

はじめに

近年、ミカンの過剰生産を反映し、その事が、ミカンの廉価を誘引し、そのため、施肥管理も粗放となる傾向がある。反面、ミカンの品質はますます重要視されることとなり、その合理的施肥法が検討されつつある。

果樹において、土壌タイプ別の施肥に関する研究は少なく、また、土壌水分と作物生産の関係に土壌の水分張力ならず、土壌溶液自体の浸透圧力を加味した研究は少ない。

おくれればながら、果樹においても、土壌タイプ別に電気伝導度からの土壌溶液の浸透圧を考慮した研究が始められた²⁾。

各種土壌の施肥技術を確立するためには、それぞれの土壌の理化学性と土壌溶液濃度あるいは溶出率などとの関連を知ることが必要である。

以上の見地から、静岡県の樹園地に広がるタイプの異なる四種の土壌の物理性、化学性を調査、定量すると同時に土壌の性質が土壌溶液中の成分にいかに関与するかを知るため、pF 3.2迄の土壌溶液中の施肥成分含量を追跡し、2、3の知見を得たので報告する。

1 実験方法

(1) 土壌理化学性測定法

柑橘園に隣接した未耕地土壌を用い、三ヶ日、庵原、富士で層位20、50cm、三方原35cmでの未かく乱土壌を三相分布と pF 水分曲線の3.5~7.0迄の分析に供した。

* 静岡県柑橘試験場

Table 1 Physical properties of the soils used in this experiment

Soil	Location	Coarse Sand	Fine Sand	Silt	Clay	Bulk density(e)		Specific surface area			Remarks
						20	50	External	Internal	Total	
Mikkabi(a)	Mikkabi, Inasa-gun	26.0	14.3	22.5	27.3	1.10	1.36	26.5	16.6	43.1	Chichibu series
Mikatagahara(b)	Miyakoda, Hamamatsu	20.1	14.6	20.7	44.7	1.19		42.7	43.4	86.1	Ihara tertiary period series
Ihara	Ihara, Shimizu	39.5	24.3	21.8	14.4	1.25	1.40	11.1	74.5	85.6	deluvium
Fuji(d)	Fujioka, Fuji	14.8	35.2	48.5	1.5	0.59	0.53	72.9	201.9	274.8	Fuji volcanic ash soil

(a)Red soil. (b)Yellow soil. (c)Pale brown soil. (d)Black soil. (e)Bulk density at 20cm and 50cm depth.

Table 2 Chemical properties of the soils used in this experiment

Soil	pH(a)	EC(b)	Total N	y ₁	humus (%)	CEC(c)	Exchangeable Cation(d)		
							me/100g	CaOme	MgOme
Mikkabi	4.00	118.5	0.11	32.5	2.61	14.0	0.56	0.16	0.18
Mikatagahara	4.87	54.4	0.06	5.5	0.68	13.3	2.06	0.54	0.30
Ihara	4.93	97.6	0.10	11.1	1.89	24.2	6.65	7.53	0.25
Fuji	4.88	103.5	0.61	1.7	16.87	41.1	4.34	0.67	0.23

(a)(b)Soil/water ratio is 1/2.5. (c)(c)The m.e. unit is per 100gr soils.

Table 3 Soil weight, moisture weight, Ca, Mg contents of the soil used in this experiment at NH₄-N, K contents added (SO₄ 2-ion was added as the same NH₄-N m.e. and Cl⁻ ion as the same K m.e.)

Soil	Soil weight (g)	Moisture weight (g)	Cation contents in the soil in this experiment			Cation contents added					
			Ca me	Mg me	K me	NH ₄ -N me		K me		Ca me	
						f ₂ (a)	f ₁ (b)	f ₂	f ₁	f ₂	f ₁
Mikkabi	1040	338	5.8	1.7	1.9	33.7	13.5	10.1	4.0	6.5	2.7
Mikatagahara	1125	450	23.2	6.1	3.4						
Ihara	1181	372	78.5	88.9	3.0						
Fuji	558	544	24.2	3.7	1.3						

(a)f₂ : 50kg/10a. (b)f₁ : 20kg/10a

pF 水分曲線の測定は吸引法 0~2.0, 圧膜法3.5~4.2, 蒸気圧法4.8~6.3で行なった。

粒径分布での分散剤は、すべて、ヘキサメタリン酸ソーダを用いた。

土壌比表面積はグリセロール1分子層吸着量の測定法を用い、径0.5mm篩通過の風乾土壌を供し、試料の作成はCa型土壌でのJACKSONの方法¹⁾、表面積の換算法はKINTER and DIAMOND法²⁾を採用した。

(2) 土壌溶液試験

各土壌は層位35cmの未風乾の2mm篩を通過したものを、内径50cm、深さ5cmの大シャーレに同容積になるように充填した。

これらの土壌に多肥区(f₂)、中肥区(f₁)、無肥区(f₀)を設け、f₂で10a, N, P₂O₅, K₂O各々50kg換算して、硫酸2.231g, 過磷酸石灰0.810g, 塩加0.749g施肥し、f₁で10a 20kg換算して、硫酸0.891g, 過磷酸石灰0.336g, 塩加0.299g施肥した。表3に土壌量、水分量などを示した。

水分状態はpF 1.5~2.7の間で水分調節をおこないながら30℃の恒温室内に放置した。

施肥後、8日目、23日目に遠心分離により、pF 1.5~3.2の土壌溶液を採取した。23日目の土壌をpF 0に蒸

留水で添加し、3日後にpF 0~3.2迄の土壌溶液を採取した。採取した土壌溶液の電気伝導度、NH₄-N, NO₃-N, Ca, Mg, K, SO₄²⁻, Cl⁻を定量した。

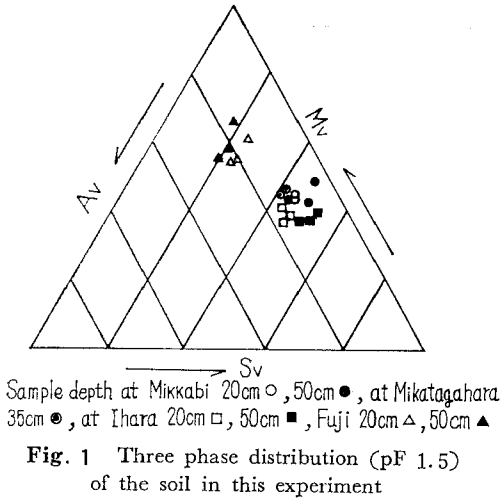
土壌溶液を採取した遠心分離後の土壌をKCl溶液で振とうし、NH₄-N, NO₃-Nを抽出、定量した。定量方法は以下に従った。電気伝導度：電極法。アンモニアおよび硝酸態窒素：コンウェイ微量拡散法。Ca, Mg：原子吸光法。K：炎光光度法。硫酸：塩加バリウム、ゼラチン比濁法。塩素：チオン酸第二水銀比色法。

2 結果と考察

(1) 供試土壌の物理性

非火山性土壌は、比較的粘土含量が高いにもかかわらず表面積は低い傾向にある。一方、富士火山灰土壌の粘土含量はわずか1.5%しか認められず、大部分はシルトから構成されているようにみえる。しかし、火山灰土壌中の粘土粒子の多くはマイクロアグリゲートの形で凝集しているものが多く、これらのアグリゲートはメタリン酸ソーダなどの化学分散剤では完全に分散できず、超音波処理による力学的分散処理を与える必要がある。

表1の富士火山灰土壌の粒径分布は、超音波処理をしない不完全分散の結果なので、正確な土性を表わしてい



ない。しかし、表面積の値は、アロフェン粘土の特質を現わして、顕著に広い内表面積を示している。

図一の三相分布をみると、非火山性土壌の固相率は40~52%の範囲に分布しているが、火山灰土壌は20%前後の低い固相率を示す。非火山性土壌の作土の固相率は下層土に比べて約8%低く、空気率は逆に高くなる。一方、火山灰土壌の固相率は下層土の方が作土層に比べて小さく、下層土は特異な土粒子充填をしていることが考えられる。

仮比重は、庵原土壌(124.7~139.5g/100cc)、三ヶ日土壌(110.2~136.4g/100cc)、三方ヶ原土壌(119.3g/100cc)、富士土壌(52.8~59.3g/100cc)の順に減少する。庵原土壌は第三紀層で砂分65%を含む粗粒質の土壌で、固相率50%にも達する密充填の土壌である。これに対し、三ヶ日と三方ヶ原土壌はやや低い仮比重を示して、土粒子充填は、やや粗な状態にある。一方、富士火山灰土壌は、非火山性土壌の仮比重の1/2にしか達せず、特異な土粒子充填をとることが考えられる。黒ぼくの作土は、大小さまざまな集合体(団粒)が配列して、多様な孔隙を形成し保水性と通気性を著しく良好にしている。黒ぼくの作土は、下層土に比べて結合水が少ないので、土壌圧縮によって孔隙が変形し易く土壌は膨軟である。

次に、保水性についてみると、図二に示したように、非火山性土壌は火山灰土壌に比べて、含水比で表わした保水性は著しく低い。非火山性土壌の中では、三ヶ日と三方ヶ原土壌の作土は、庵原

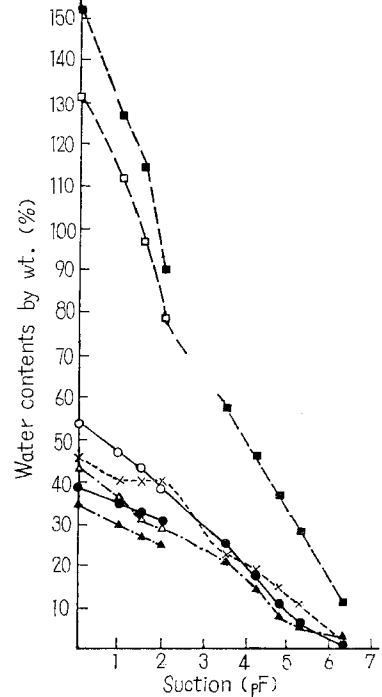


Fig. 2 pF-moisture curve

土壌に比べて pF 0~3.0 の範囲の保水力が高く、孔隙に富む土壌であることがわかる。同様に、三ヶ日と庵原土壌の作土は作層土に比べて、低 pF の保持力が高いことが認められる。

一方、pF-水分曲線を容積水分率で表わすと、pF 2.0 以上の保水力には、火山灰と非火山性土壌の間に顕著な差異は認められなくなる。これは、火山灰土壌の仮比重が非火山性土壌の約半分以下であるから含水比を容積%に直した保水力は半分に縮少し土壌間の差が小さくな

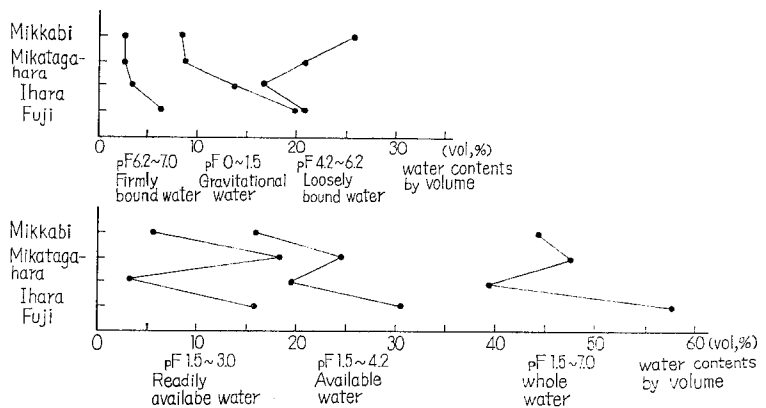


Fig. 3 Various water gained into soil (vol. %)

る。それでも pF 2.0 以下の粗大孔隙量の部分では、火山灰土壌の方が、明らかに孔隙量が多く、すこぶる孔隙に富む構造の良い土壌であることがわかる。

(2) 土壌溶液量と溶存イオンとの関係

供試土壌の各 pF 領域における含水量は、図一三に示したが、土壌の種類によって保水力がまちまちである。

まず、pF 0 ~ 1.5 の範囲の重力水は、三ヶ日土壌が最少で富士土壌が最大の保水力を示す。pF 1.5 ~ 3.0 の易有効水分量は三方ヶ原土壌が他の土壌に比べて著しく保水力が高く、三ヶ日が最少である。

pF 3.0 ~ 4.2 の難有効水分量は三方ヶ原土壌が最少で富士土壌が最大である。

pF 4.2 ~ 6.2 の弱結合含水量は、いずれの土壌もほぼ等しい保持力を示しており、pF 6.2 ~ 7.0 の強結合水の保持力は、表面積の小さい三ヶ日土壌が最低で、順次三方ヶ原、庵原、富士の順に大きくなる。

pF 1.5 ~ 4.2 の有効水分量は、三ヶ日が最少で、庵原、三方ヶ原、富士の順に保水力が増大する。非有効水分量は、土壌間に大きな差異はないが、庵原土壌がやや少なく、富士土壌が最大値を示す。有効水分中のイオンはいわゆる土粒子界面の影響を強くうけずに自由にイオンが移動できる土壌溶液であり、自由水または外液ともいえるものである。一方、非有効水分中のイオンは、土粒子界面の拘束力をうけているが、界面から数 Å 以上離れるにつれて、塩の溶解度が高まり、解離したイオンの拡散層を形成している。

いずれにしても、溶媒である土壌水の量の多少が、イオン濃度に直接影響することは容易に理解される。施肥された塩分がまず土壌中の外液の有効水分にとけ、つづいて土粒子界面の非有効水分の側に拡散移行し、さらに C E C で表わされる界面のイオン交換に参加して、化学平衡の状態に到達する。結局、イオンの分布領域を大別

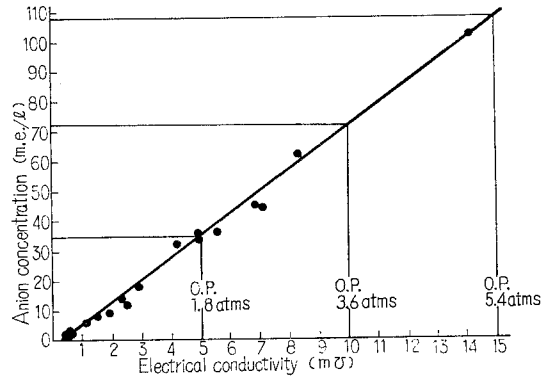


Fig. 5 Relation between electrical conductivity and Anion contents

すると、有効水分（外液）、非有効水分（内液）および界面吸着（C E C）の3つに分けられる。C E Cの大きな土壌ほど、外液のカチオン濃度が低くなり、逆にアニオン濃度が増大するといわれる。ところが、図一四に示したように、抽出した土壌溶液中のアニオン（NO₃-N, Cl, SO₄）とカチオン（NH₄-N, Ca, Mg, K）との濃度比は1であり、両者はほぼ等量に溶存していることが認められる。換言すれば、外液中のアニオン濃度は粒子界面近くのカチオン吸着による影響をうけず、自由水中の溶存状態にあることを示している。

(3) 土壌溶液の電気伝導度と浸透圧

抽出した土壌溶液中のアニオン濃度と電気伝導度の関係は、図一五に示したように、正の回帰直線で表わされる。したがって外液ではアニオンと等量のカチオン濃度と電気伝導度とも比例関係にあることになる。アニオン濃度と電気伝導度 κ との間には、次式が成立し相関係数はきわめて高い。

$$y = 7.36x - 1.87 \quad (1)$$

各種の溶存イオン濃度の指標となる電気伝導度と浸透

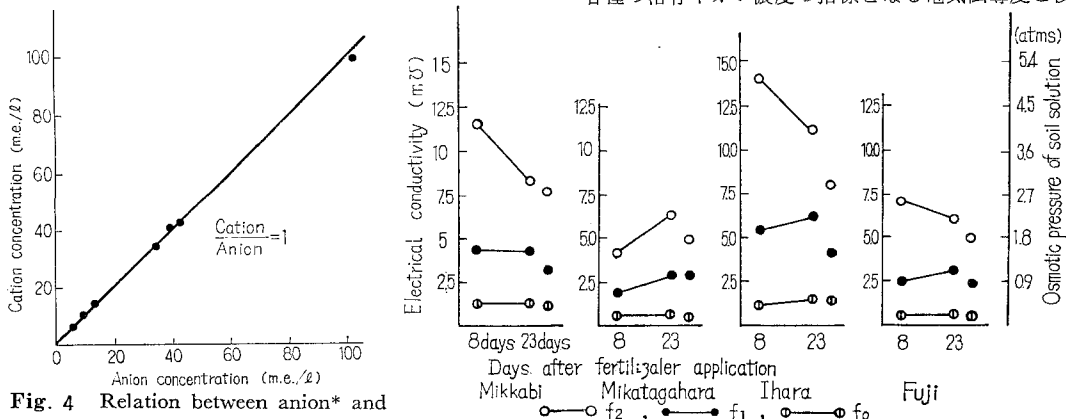


Fig. 6 Change of electrical conductivity of soil solution

Fig. 4 Relation between anion* and cation** concentration

* Anion is the sum of NO₃-NCl and SH₄
 ** Cation is the sum of NH₄-N, Ca, Mg and K.

圧力との関係は、一般に次式で示される。

$$p = 0.36x \tag{2}$$

ここで、 p は気圧単位、 x は25°Cの mMho/cm で表わしたEC値を用いる。(1)式に(2)式を代入すると、

$$y = 7.36x - 1.87 = 20.45p - 1.87 \tag{3}$$

又は

$$p = x / 20.45 + 0.09 \tag{4}$$

施肥量の異なる各種土壌溶液の電気伝導度の変化を図一6に示した。まず、施肥量の違いによるECの変化は、無肥 (f_0)、少肥 (f_1)、多肥 (f_2) の順に増大しているが、同一施肥量によるECの増加率は、庵原土壌が最も大きく、ついで三ヶ日土壌、富士土壌、三方ヶ原土壌の順に小さくなる。このような、土壌間のECの違いは前に述べたように、特に、保水性、イオン交換容量塩基飽和度に影響される。保水性(本実験の方法から、水分率を基準に考える。図一3から、ECをみるとECの最も高い庵原土壌はECの低い三方ヶ原土壌に比べて易有効水分が少ない。

しかし、この試験で保水力の最も低い三ヶ日土壌が庵原土壌よりも、ECが低い場合もあり、また保水力の一番高い富士土壌は三方ヶ原土壌と同じECを示すこともある。

一般的には、有効水分の保持力の高い土壌ほど、ECは相対的に低い傾向にあると考えられるが、本実験では、供試土壌のCECおよび、カチオンおよびアニオン量などに左右され、保水量のみでは、ECの高低を厳密に規定することは難しい。

一方、ECに対するCECの影響をみると、CECの大きい庵原土壌は、CECの低い三方ヶ原土壌、三ヶ日土壌に比べて、ECが高く、一定の傾向を見出しがたく保水性あるいは、供試土壌中の塩基類の多少による影響が大きいと思われる。

施肥後のECの経時的変化をみると、少肥土壌 (f_1) は8日目よりも23日目の方が、ややECは高まるが、多肥土壌 (f_2) では三方ヶ原土壌を除きECは低下する傾向にある。施肥後23日目を一応安定したECとみなし、土壌間の溶液の浸透圧を比較すると次のようになる。

まず、各種土壌の浸透圧は、 f_0 では0.2~0.5 気圧 (pF 2.3~2.7), f_1 は1.1~2.2 気圧 (pF 3.1~3.3), f_2 では2.2~4.0 (pF 3.3~3.6) の間で変化する。とくに、庵原土壌の浸透圧は、三方ヶ原土壌に比べて、同一施肥に対して約2倍の高い浸

透圧を示すので、浸透圧の上昇に伴う植物の吸水力の低下を考慮する必要がある。

土壌溶液の浸透圧の増大は、土壌水の化学ポテンシャルの低下 (pF の増大) をひき起し、水の移動を困難にする。普通作物では浸透圧を含む全吸引圧が2気圧以上になると植物体の生長加速度は負になるといわれる。また米国の塩害研究所では、土壌の電気伝導度が4 mΩ/cm以上 (浸透圧1.5気圧相当) では普通作物の塩害が起り、耐塩性作物を導入する必要があるという。すなわち、塩分濃度による浸透圧の増加は、土壌水の有効性を低下させるので適正なECを保証する施肥量をきめる必要がある。

吉村らは、水(0気圧)での吸水量に比べて溶質を加えることによって吸水が劣りはじめる溶液濃度はしょ糖液でカラタチ0.68気圧、ユズ0.54気圧、夏ミカン0.40気圧であり⁴⁾、一方、水耕液での試験であるが、しょ糖液では、3.3気圧(ユズ)~7.0気圧(カラタチ)で葉色に異常を生じ、硫安液では、2.1気圧で葉色があせ、3.6気圧で完全に枯死し、2.1気圧以上の濃度では吸水抑制よりも、イオン過剰吸収の障害が急激に現われるだろうとしている⁵⁾。

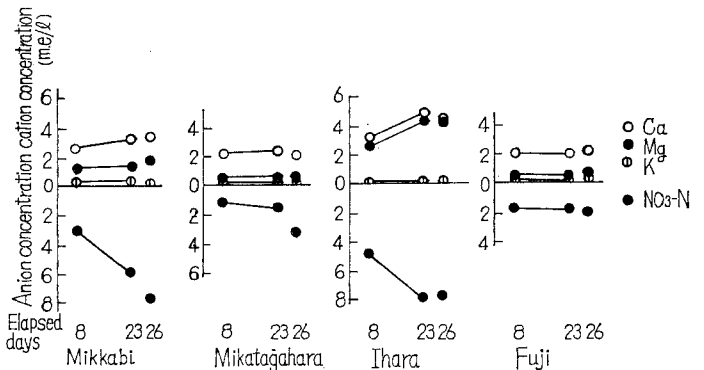


Fig. 7 Change of cation and anion concentration in soil solution (f_0)

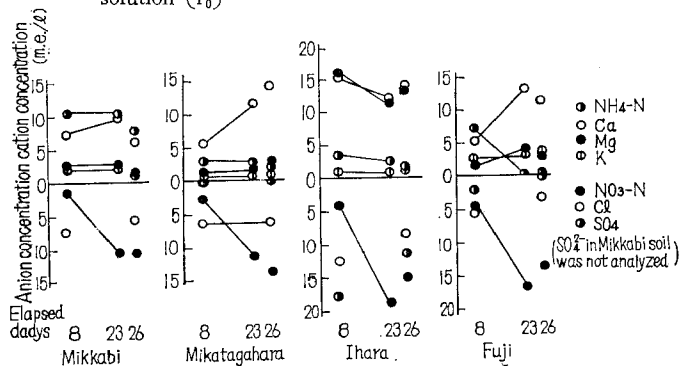


Fig. 8 Change of cation and anion concentration in soil solution (f_1)

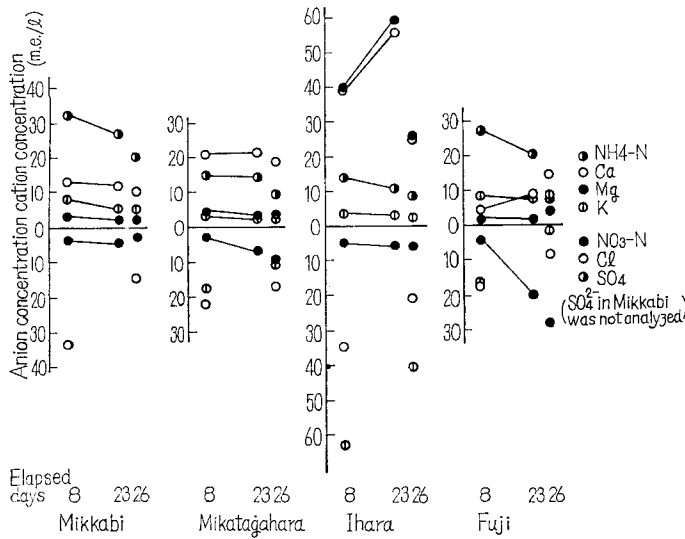


Fig. 9 Change of cation and anion concentration in soil solution (f_2)

この試験の供試土壌では、 f_2 程度の施肥をすると4 mΩを、優にこすECとなり、 f_1 程度でも庵原土壌は6 mΩのECに達して塩害を起す状態にあるといえる。

ここにおける土壌溶液は、わずか、35cmH₂O (pF1.5)相当の毛管吸引圧からの抽出であることから、全吸引圧 (Total suction) の中で占める浸透吸引圧の割合はかなり大きい。蒸発散で土壌水の損失が進むと、土壌溶液の濃度は高まり、さらに、植物根の吸水作用に対する浸透吸引圧の影響は無視できないものとなろう。この種の影響は保水性の低い庵原土壌で顕著に現われ、富士火山灰土壌では少ないように思われる。

(4) 土壌溶液中の各種イオン濃度

図7~9には、施肥量の違いによる各種土壌のイオン濃度の推移を示す。

無肥区 f_0 のイオン濃度は、カチオンでは、NH₄-N が存在しないかわりに、アニオンとして NO₃-N のみが溶存する。庵原土壌は他の土壌よりも Ca, Mg 濃度が高い。

少肥区 f_1 では、施肥によって、Cl, SO₄ などのアニオン濃度が高まり、NH₄-N の硝酸化成による NO₃-N の急増が認められる。カチオンでは Ca の増加が目立ち、NH₄-N の減少は比較的小さい。

多肥区 f_2 のイオン濃度の変化は、ほぼ f_1 の場合に類似している。カチオンでは NH₄-N の減少が認められるが、一方、アニオンの NO₃-N の増加は予想よりも低く、多肥条件下では、硝酸化成が抑制されるようにみえる。しかし富士火山灰土壌の場合は、NH₄-N の硝酸化成は盛んで、経時的に NO₃-N の増加が大きい。

土壌中の NH₄-N と NO₃-N の分布割合は図10に示した通りである。土壌溶液中とは pF 1.5~3.2 までの土壌水中の N 含量を示し、土壌溶液中以外においての無機態 N とは、pF 3.2~7 までの土壌水中の溶解イオンと土粒子界面に吸着された N 含量の含量を表わす。

多肥区 f_2 の非火山灰土壌の無機態 N は、約90%は土壌中に保留され、外液中にわずか10%の N が溶存している。同様に火山灰土壌の場合は前者に比べてやや外液中の N が増加している。土壌中の大部分の無機態 N は NH₄-N であり、火山灰土壌で NO₃-N が経過日数とともに増加し、硝酸化成の進み易いことを示している。

一方、少肥区 f_1 の土壌中の N は、やや外液中の配分率が高まるが、それでも70~80%の無機態 N は土壌中に分布している。しかし、土壌中の N の中で NO₃-N の割合が f_2 の場合より大きく、経過日数とともに硝酸化成が進行していることを示している。

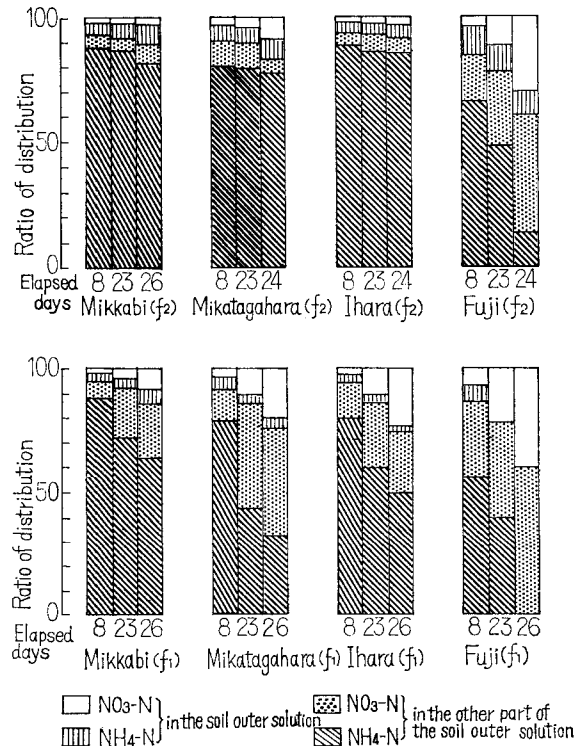


Fig. 10 Distribution of Ammonia and nitrate in the soil

図-10の土壌中の無機態Nの配分のうち、pF 3.2以上の難有効水分と非有効水分に溶存するN分と土粒子界面の取りこみ分がいくらかであるのかは不明である。各水分形態別のNの分布量がわかると、いわゆる土壌溶液中のNの分布状態がわかり、さらに硝酸化成のいとなまれる水分領域の予測も可能と思われる。

4 要 約

土壌タイプの異なる柑橘園土壌を用い、その理化学性と土壌溶液組成との関係を検討し、次の結果を得た。

(1) 非火山性土壌は比較的粘土分が多いにもかかわらず、比表面積は小さい。また粗粒質の土壌ほど仮比重は前者の約半分しかなく、比表面積は非常に大きい。

(2) 非火山性土壌の保水性は、火山灰土壌に比べて著るしく低い。容積当りの易有効水分量 (pF 1.5~3.0) と全水分量 (pF 1.5~7.0) はともに庵原土壌が最低で、ついで三ヶ日、三方ヶ原、富士土壌の順に増大する。庵原土壌は、弱結合水 (pF 4.2~6.2) の保持量も低く、溶質を溶かし得る水分の保持力は最も低い。

(3) 土壌溶液の電気伝導度は、各土壌の保水性と密接な関係があり、保水性が低い土壌ほど電気伝導度は高い。

(4) 電気伝導度から算出した浸透圧は、施肥によって著るしく増大し、植物の吸水に影響する2気圧以上の高

い値を示す。とくに、保水性が低く、塩基に富む庵原土壌で浸透圧が顕著に高まる。

(5) 土壌溶液の外液中のカチオンとアニオンの濃度比は、ほぼ1であり、アニオン量と電気伝導度の間には、高い正の相関がある。外液中のCa濃度は、K、Mgに比べて高く、CaよりもNH₄-N濃度の高い土壌がみられた。

(6) 土壌中のNH₄-Nの硝酸化成は、孔隙に富む火山性土壌の方が非火山灰土壌よりも旺盛であり、多肥条件下では硝酸化成が抑制される傾向が認められる。

謝辞：この報告は農業技術研究所化学部土壌第一科土壌物理研究室で研修中におこなったものである。本研究を行うにあたり、ご指導とご便宜をいただいた寺沢四郎室長、岩田進午主任研究官に深く感謝の意を表します。

文 献

- 1) 土壌物理性測定法委員会：土壌物理性測定法，養賢堂(1972)
- 2) 鈴木鉄男・金子衛：園学雑，32，99(1970)
- 3) 寺沢四郎：農技研報，B，13，1(1963)
- 4) 吉村不二男：高知大学学術報告，12，自然科学II：11~19(1963)
- 5) 吉村不二男・木原日奈：農乃園，41，351(1966)