HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	土地利用を異にする土壌の土壌溶液イオン組成に関する比較研究 : 第４報　火山性土における水分の移動と肥料塩の再分配について
Author(s)	波多野, 隆介; 今井, 弘樹; 岡島, 秀夫
Citation	北海道大学農学部邦文紀要, 13(2), 128-137
Issue Date	1982-03-30
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/11970
Type	bulletin (article)
File Information	13(2)_p128-137.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

土地利用を異にする土壌の土壌溶液イオン組成に関する比較研究

第4報　火山性土における水分の移動と肥料塩の再分配について

波多野隆介・今井弘樹・岡島秀夫
(北海道大学農学部農芸化学科土壌学講座)

(昭和56年9月8日受理)

Comparative Studies on the Chemical Composition of Soil Solution in Land Used for Various Purposes

Part 4. The movement of the soil water and the redistribution of ions in volcanic ash soils

Ryusuke HATANO, Hiroki IMAI and Hideo OKAJIMA
(Laboratory of Soils, Faculty of Agriculture, Hokkaido University, Sapporo, Japan)

施肥された土壌の土壌溶液イオン濃度，組成は，施肥塩のイオン種とその量，それらの固相との反応，さらに土壌水分条件によって規制されている。前報[1]において調査した十勝地方の火山性土，沖積土の畑圃場の土壌溶液イオン組成は各土壌ごとに特徴をもっていた。すなわち土壌溶液イオン組成は，陰イオンとくにSO_4^{2-}の土壌との反応の違いにより土壌間差がみられた。また土壌溶液イオン組成の土層内分布を土壌の水分環境，土壌孔隙分布から考察した。本報は前報と同様の土壌を用い，カラム実験により，水の移動に伴う肥料塩の移動再分配について検討した結果である。

I. 実験方法

1. 供試土壌；前報[1]の塩添加実験に使用した試料を用いた。すなわち沖積土はD圃場 (Alluvial)，湿性火山性土はE圃場 (Ta-b, Me-a 混合) (Wet)，乾性火山性土は十勝農試圃場 (Ta-b, Me-a, To-c 混合) (Dry) のいずれも作土である。その理化学性と水分特性は前報[1] Table 4, Fig. 3 のとおりである。

2. 溶脱実験a，かん水量と溶脱；100 cm³実容積円筒6個をつないだ高さ30 cmのカラムに初期水分量をpF 3.5に調整した土壌を前報[1] Table 4 の実容積にて均一に充填した。そして表層2.5 cm (50 cm³) に KCl, K_2SO_4溶液により，K^+=10 me, Cl^-, SO_4^{2-}=5 me となるように塩を添加した。かん水はかん水速度10 mm/hour を目標に連続かん水し，かん水量は10, 50, 100 mm とした。なおかん水むら防止のためにカラム表面1 cmには石英砂を敷き，下端には直径2 mmの孔を持つ円板を取りつけ余剰水の採取を行った。かん水後24時間放置し，2.5 cm (50 cm³) ごとに切り取り土壌水分測定後以下の分析を行った。すなわち水溶性成分；土液比1:5水抽出液のpH, EC測定後，K^+を炎光光度法，Ca^{2+}を原子吸光法，Cl^-をチオシアン酸水銀比色法，SO_4^{2-}を塩化バリウム—ゼラチン溶液比濁法。交換性塩基；土液比1:10のpH 7-N-酢安抽出を行い，1:5水溶性塩基量を差し引いて求めた。吸着態陰イオン；土液比1:10の500 ppm リン酸カルシウム溶液で抽出し，1:5水溶性陰イオン量を差し引いて求めた。

3. 溶脱実験b，塩添加量と溶脱；用いたカラム，試料の調整方法は前項2と同様である。表層2.5 cmへの塩添加量はK^+=2, 4, 10, 20 me の4段階とした。かん水量は50 mmとし，かん水方法，かん水以後の処理は上記のとおりである。

4. 蒸発実験；100 cm³実容積円筒3個をつないだ高さ15 cmのカラムを用いた。土壌は初期水分条件をpF 2.5, 3.5とし，KCl, K_2SO_4溶液を用いて全層に均一に

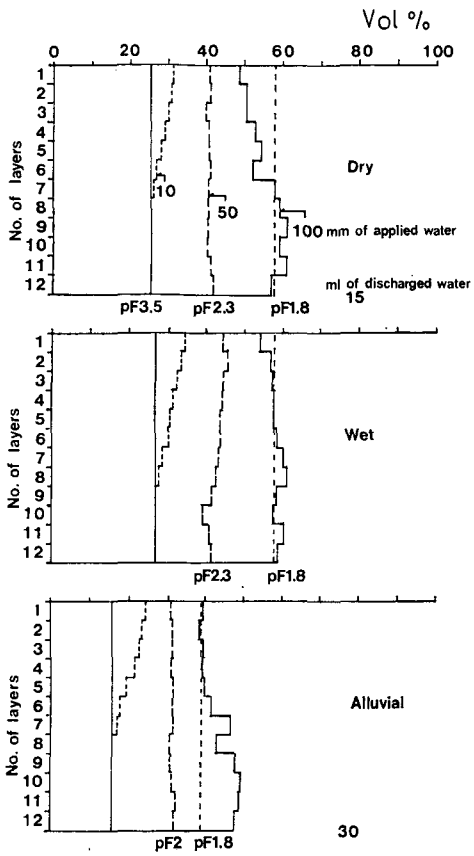

Fig. 1. Distribution of soil water in volume at 24 hours after the irrigation.

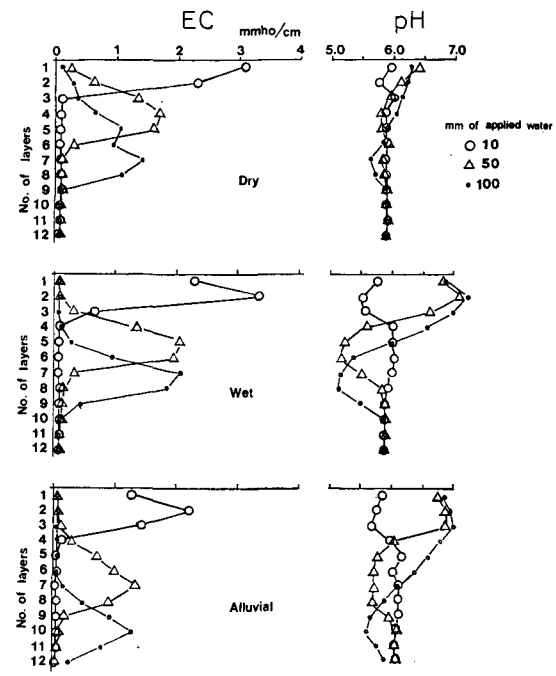

Fig. 2. Distribution of soil pH and EC (1:5; soil: water) at 24 hours after the irrigation.

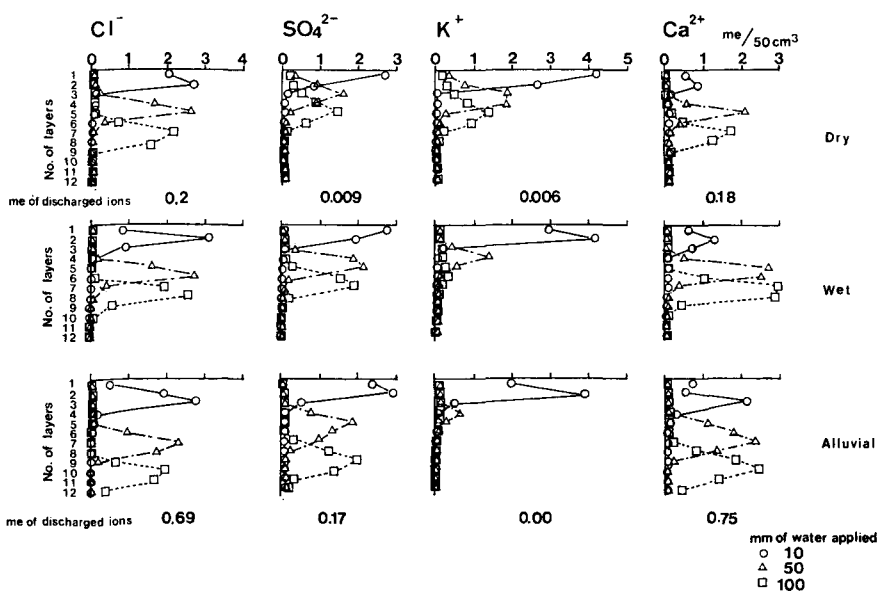

Fig. 3. Distribution of water soluble ions at 24 hours after the irrigation.

$K^+=10$ me, Cl^-, $SO_4^{2-}\fallingdotseq 5$ me となるように調整し，[illegible] 4日間放置後カラムに均一に充填した。このカラムを25°C, 水面蒸発量が1 cm/day の通風乾燥器内に放置し，重量法によって日蒸発量を測定した。そして6日後に取り出し各層を2.5 cm ごとに切り取り，水分測定後各成分の分析を行った。

II. 結　　果

1. かん水量と添加塩の下方移動

i) かん水後24時間目の土壌水分の分布；かん水量の増加にしたがい各土壌とも土壌水分量が増加した(Fig. 1)。各土壌とも50 mm かん水では pF 2～2.5 水分率で全層均一な状態となり，高張力毛管孔隙をほぼ飽和している。100 mm かん水ではさらに pF 1.8 までの低張力毛管孔隙を飽和しつつ，乾性では上層でこの範囲の水の下方移動がみられるのと同時に30 cm 以下へ15 mℓ の排水がみられた。沖積では上層で pF 1.8，下層では pF 1.3 となり排出水も30 mℓ と多い。湿性では全層ほぼ pF 1.8 となり排出水は認められなかった。ところで pF 1.8 水分率から pF 3.5 初期水分率の差は保水に関する毛管水不足量であるから，各土壌の毛管水不足量は Table 1 に示したように，乾性では98.1 mm, 湿性では96 mm かん水量まで水を保持しうるのに対して，沖積では68 mm かん水量までしか保持できないことになる。このため沖積での排水量が多かったものと考えられる。また乾性で排水がみられたのは毛管水不足量は湿性より若干多いが，排水に関する pF 2.3 以上の粗毛管～非毛管孔隙が多いことによる[1]ものと考えられる。

Table 1. Amounts of the deficiency of the capillary water.

Soil	mℓ/soil column	mm/soil column
Dry	196.2	98.1
Wet	192.0	96.0
Alluvial	136.8	68.4

ii) pH, EC の分布；かん水量の増加にしたがって各土壌とも EC のピークは下方に移っている (Fig. 2)。pH は EC のピーク位置で低く，またかん水量が増して EC の低下した土層では上昇している傾向がある。このことは前報の現地調査の例と一致している。

iii) 1:5 水溶性成分の分布；かん水量の増加に伴い各成分のピークは下方へ移動した (Fig. 3)。陰イオンについてみると各土壌とも Cl^- のピーク位置は SO_4^{2-} のピーク位置よりも深く，陽イオンでは K^+ はかん水量の増加と共にそのピークは低下していき主に Ca^{2+} が陰イオンと対応を示すようになる。

ここで各土壌のイオンのピーク位置について下記の平均分布深度を用いて比較したものが Fig. 4 である。平均分布深度は次式により算出される加重平均値である。

$$\bar{z} = \sum_{i=1}^{12} x_i \cdot z_i / \sum_{i=1}^{12} x_i$$

$\bar{z}$；平均分布深度　x_i；任意の深度における成分量
z_i；i 番目のカラム表面からの平均深度　i；層番号

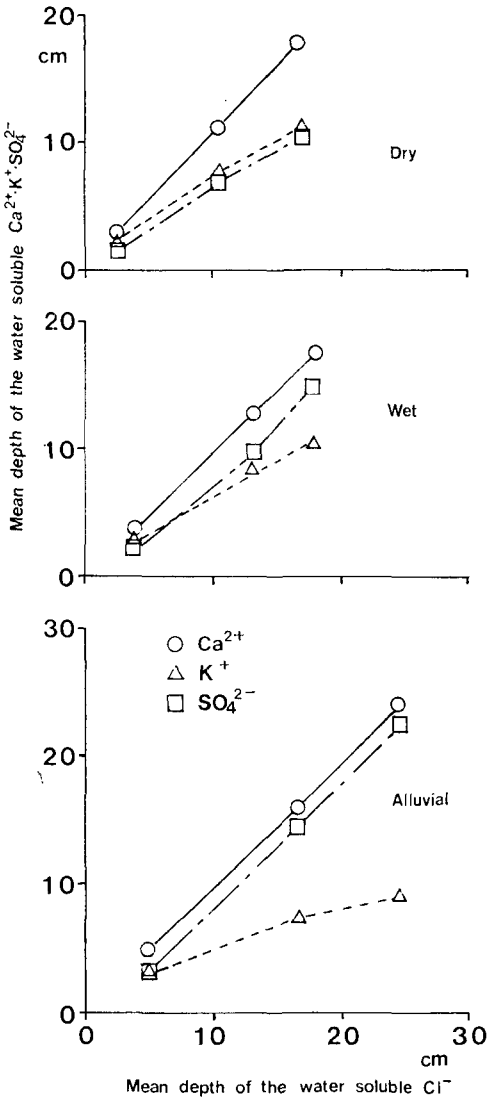

Fig. 4. Relationship between the mean depth of water soluble Cl^- and that of water soluble Ca^{2+}, K^+, SO_4^{2-} after the irrigation.

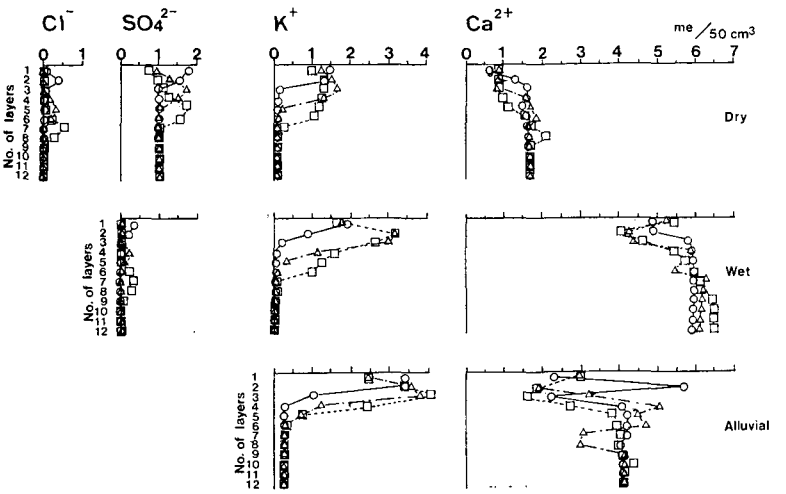

Fig. 5. Distribution of adsorbed anions and exchangeable cations at 24 hours after the irrigation. (Symbols are the same as Fig. 3)

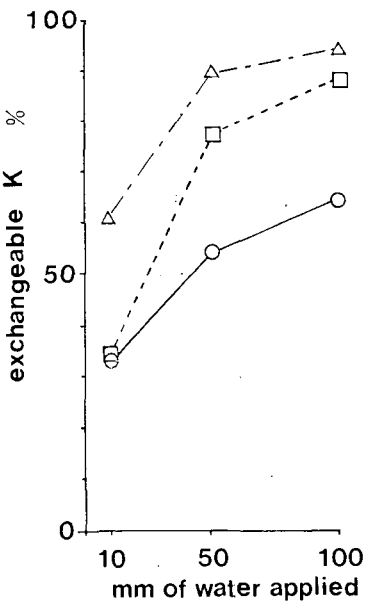

Fig. 6. Relationship between amounts of water applied and the percentage of exchangeable K^+ to total K^+.

Cl^- は沖積で最も深く次いで湿性であり，乾性では浅い。この Cl^- と Ca^{2+} は各土壌ともほぼ1:1となっているが，SO_4^{2-}，K^+ は1:1以下であり土壌間差も大きい。SO_4^{2-} は Cl^- 同様，沖積>湿性>乾性の順に深くなっているが，乾性では著しく浅く，しかもその溶存量も Fig. 3 のように低く抑えられている。沖積，湿性ではかん水量が増加するにつれて1:1に近づく傾向にあった。K^+ は乾性>湿性>沖積の順に深く，溶存量は沖積，湿性ではかん水量の増加により著しく低下していた (Fig. 3)。

iv) 吸着態陰イオンと交換性塩基； 吸着態陰イオンは乾性で多く (Fig. 5)，とくに SO_4^{2-} の吸着量が多く，水溶性 SO_4^{2-} のピーク位置と一致している。湿性では極わずかであり，沖積では認められなかった。交換性塩基はかん水量の増加に伴い K^+ が表層から増加しており，Ca^{2+} は減少している。その程度は沖積で大きく，50 mm かん水では K^+ の下方への分布の広がりがみられるが 100 mm かん水ではほとんど変化しない。湿性もこれに類似しているが，乾性ではかん水量の増加により下方へ移動が著しく，その分布を広げていた。

土壌による K^+ 保持の差を，全 K^+ に対する交換性 K^+ の100分率でみると，各土壌ともかん水量の増加に伴い交換性 K^+ の割合は増加しているが，100 mm かん水では沖積で93.7%，湿性で87.7%に対して乾性では63.7%しか固相に保持されておらず，乾性の K^+ 保持能が著しく弱いことがうかがえる (Fig. 6)。

2. 塩添加量とその下方移動

i) 水溶性成分の分布； 各土壌とも塩添加量の増加により水溶性成分は高いピークを持ち，とくに K^+ の変化が著しい (Fig. 7)。前項同様 Cl^-，SO_4^{2-} の深度は沖積で深く乾性で浅いが，SO_4^{2-} は乾性では上層への残存傾向が強くなっている。これに対し陽イオンは乾性での K^+ 濃度が著しく高いが，K^+=20 me 添加区では各土壌とも高濃度となった。この時 K^+ のピーク位置は沖積で最も

深い。

ii) **吸着態陰イオンと交換性塩基**；乾性の吸着態 SO_4^{2-} は K^+=10 me 添加区で頭打ちの傾向がみられ，吸着能の限界が考えられる (Fig. 8)。交換性 K^+ は添加塩量の増加に伴い増加しているが，乾性では微かであり，沖積では多い。しかし添加量が多い K^+=20 me 添加区の場合は上層で保持しきれなくなったとみられる K^+ が下層へ分布を広げている。これを全 K^+ 量に対する交換性 K^+ 量の100分率でみると，沖積では K^+=20 me 添加でやや低下する程度であるが，乾性では著しく低下している (Fig. 9)。

3. 初期水分量の違いが蒸発による塩の上昇に及ぼす影響

i) **蒸発量と土壌水分の分布**；各土壌とも初期水分量

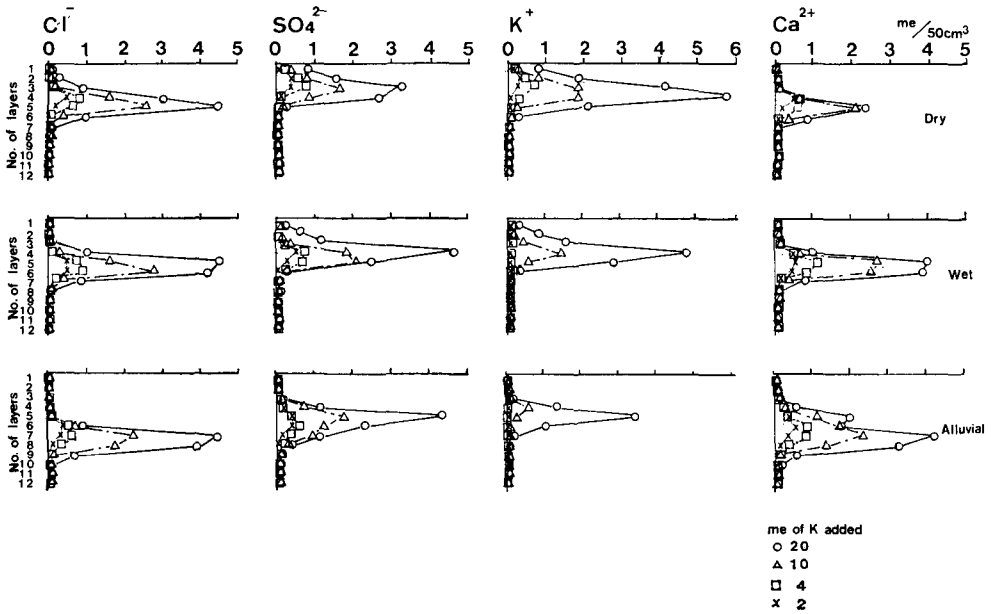

Fig. 7. Distribution of water soluble ions at 24 hours after the irrigation.

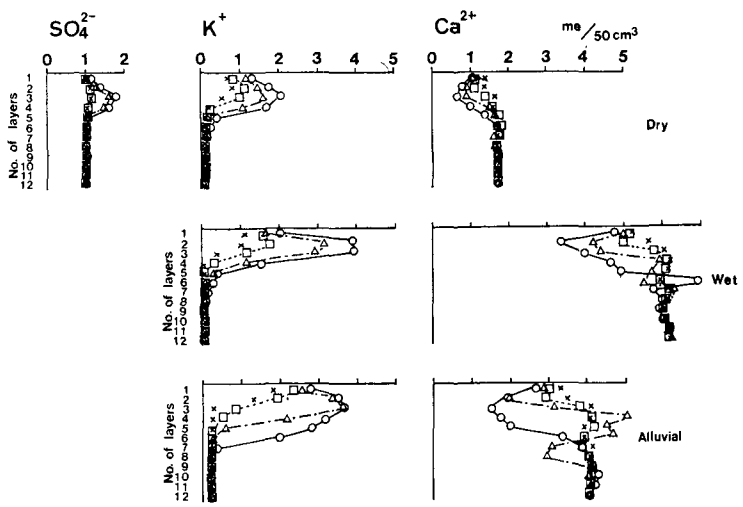

Fig. 8. Distribution of adsorbed anions and exchangeable cations at 24 hours after the irrigation. (Symbols are the same as Fig. 7)

が多い程積算蒸発量は多かった (Fig. 10)。しかし6日間の蒸発の後の土壌水分の分布は初期水分量の多少にかかわらず各土壌ともほぼ同様となった (Fig. 11)。

ii) **水溶性成分の分布**； 各成分とも初期水分量が多い程下層で減少し表層へ集積する傾向がある (Fig. 12)。陰イオンは各土壌とも Cl^- の表層集積量が多く，SO_4^{2-} は少ない。陽イオンは火山性土では K^+ の集積がみられ，沖積では Ca^{2+} であった。これらの成分の表層集積は下層から移動する水の量に左右されると考えられる。そこで土壌水分の減少量（初期水分量と6日目の水分量の差）について前述の方法により平均分布深度を求め乾燥状態の指標とし，各成分の平均分布深度との比較を試みた (Fig. 13)。初期水分量が多い程減少水分の平均分布深度は深くなり，これに伴い各水溶性成分の平均分布深度は浅くなる。これは特に Cl^-, Ca^{2+} で顕著であり，その程度は沖積で大きい。すなわち沖積は減少水分の平均分布深度は両火山性土より浅いにもかかわらず成分の移動が大きいことを示している。SO_4^{2-} は乾性ではほとんど変化せず，湿性，沖積でも移動しがたい。K^+ は火山性土で沖積より移動しやすいが，陰イオンの移動が大きい湿性の方が移動量は多い。

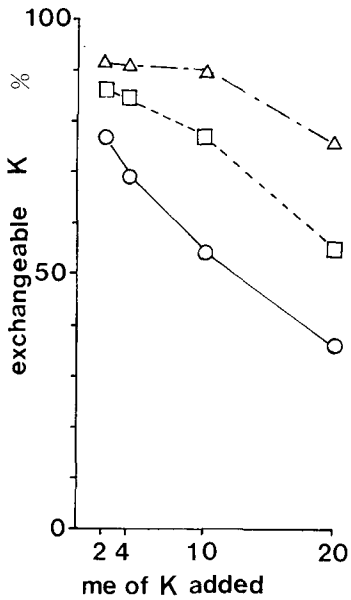

Fig. 9. Relationship between the increase of amounts of added K^+ and the percentage of exchangeable K^+ to total K^+.

III. 考　　察

前報[1]では，とくに陰イオン吸着能の強い乾性火山性土の陰イオン濃度が低く抑えられ，保水能の低い沖積土ではイオン濃度が高まりやすいことを指摘した。しかし圃場と室内実験では趣が異なり，沖積土は圃場の土壌溶液は希薄であり，インキュベーション実験では高濃度となる傾向があった。この相違を主として水分の上下移動のある圃場とそれのないインキュベーションの差異によるものと推論したが，その当否について得られた結果をもとにして次に論議を進めたい。

土壌中の降雨による水の再分配は土壌の孔隙分布に支配されている[2,3,4]。このことは Fig. 1, 11 より理解される。すなわち毛管孔隙量の多い火山性土は降雨の保持

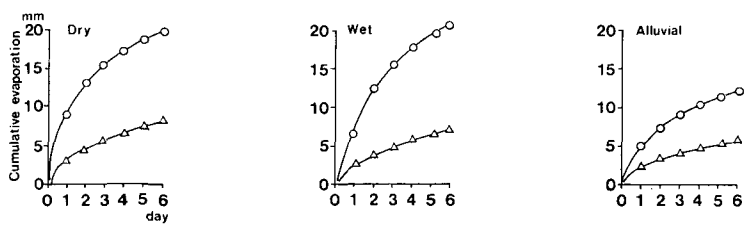

Fig. 10. Cumulative evaporation.

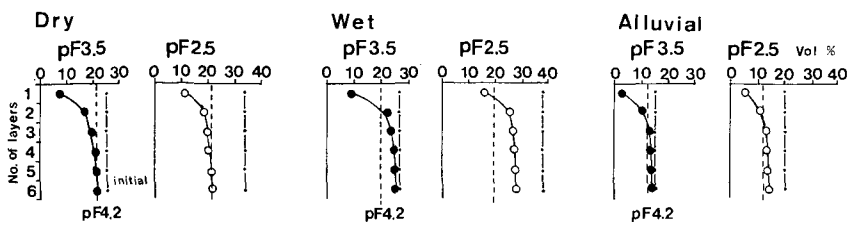

Fig. 11. Distribution of soil water after the evaporation for 6 days.

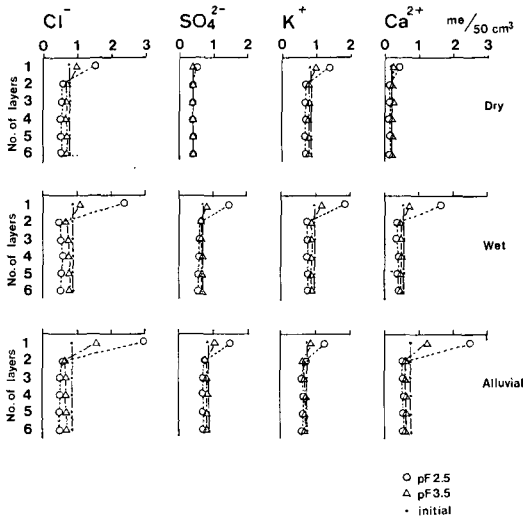

Fig. 12. Distribution of water soluble ions after the evaporation for 6 days.

量は多いが，蒸発量もまた多く，一方毛管孔隙量の少ない沖積土は降雨の保持量は少なくそのため下層への排水量が増加しやすい。そして蒸発量は少ない。したがって降雨があると土壌との親和性の低い Cl^-, NO_3^- 等の陰イオンは沖積土では下方まで運ばれ，溶脱量は増すことになる (Fig. 2)。しかし沖積土は蒸発量が少ないにもかかわらず Cl^- の表層集積量は最高となっていた (Fig. 12)。蒸発による塩の表層集積については，施肥位置を通過する水の量により左右されることが認められており[5,9]，各土壌についてはこの関係は明らかであった (Fig. 13)。

ところで，今 Cl^- について土壌粒子との反発吸着現象を考えずに添加した Cl^- が土壌溶液に完全に溶解し，また蒸発による水の移動がすべて液態水で行なわれると仮定して，2層目から6層目までの水分減少量と各土壌の Cl^- の添加濃度から表層 Cl^- 集積量を算出すると Table 2 の様となり，集積量の計算値は3土壌ともほぼ同様となる。すなわち沖積土は毛管水が少ないために土壌溶液濃度は高く，この高濃度溶液が上層に運ばれるためにみかけの表層集積量は火山性土と変わらないものとなる。しかし実測値は前述のように沖積土で多く，乾性では少ない。それを実測値の計算値に対する割合として示すと，初期水分量の多い pF 2.5 の場合は乾性では実測値は計算値の 78% と少なく，湿性，沖積ではそれぞれ 109, 129% と高くなっている。

このことは前報[1]の塩添加実験でみられたように，乾性では陰イオン吸着反応があり土壌溶液濃度は計算値より低く抑えられ，一方湿性，沖積では負吸着反応により

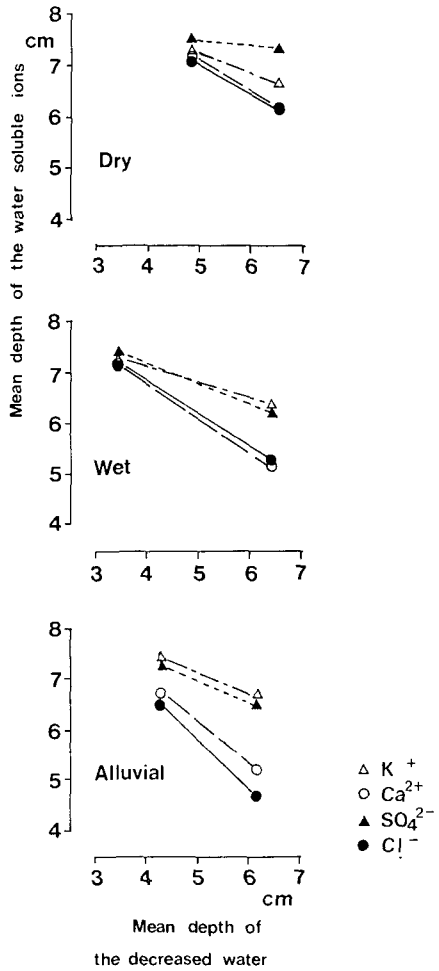

Fig. 13. Relationship between the mean depth of water soluble ions and that of decreased water after the evaporation for 6 days.

反発され濃度は高まったことによると思われる。また pF 3.5 では，実測値の計算値に対する割合は各土壌とも低下し，この低下の度合は沖積で大きいものであった。このことは6日間の蒸発の過程において塩を含まない水蒸気として水分が移動する割合が粗孔隙の多い沖積で多いためであると思われる。

前報[1]の現地調査でみた沖積土の土壌溶液濃度の分布では，NO_3^- の表層集積はみられなかったが，これは一旦降雨によってより深い層まで運ばれた NO_3^- はその後の乾燥気候下で上方への水分移動があっても水蒸気移動が多いために下方にとりのこされたためと思われる。

またもう一つの主要陰イオンである SO_4^{2-} は Cl^- に比べ上下移動は小さく，とくに SO_4^{2-} 吸着作用が強い乾性

Table 2. Comparison between the calculated values of amounts of accumulated Cl^- into the top layer and the measured ones.

Soil	Initial pF	Concentration of added Cl^- me/ℓ	Water volume decreased from 2 to 6 layers $cm^3/250\ cm^3$	Amounts of accumulated Cl^- me/50 cm^3		Measured / Calculated (%)
				Calculated	Measured	
Dry	2.5	49.4	32.81	2.45	1.91	78
	3.5	66.9	12.15	1.65	1.15	70
Wet	2.5	43.7	29.43	2.12	2.31	109
	3.5	62.2	5.41	1.17	1.06	91
Alluvial	2.5	83.7	17.05	2.26	2.91	129
	3.5	110.7	6.45	1.55	1.51	97

では著しく移動が抑制されていた。沖積でも前報[1]で論じたように石膏の生成により土壌溶液自体の濃度が抑えられるためにその移動量は水分量が少なくなる程 Cl^- より少なくなる傾向があった。従って降雨による下方移動より蒸発による上方移動で著しく移動が抑制された。湿性では低濃度段階での吸着と，高濃度ではさらに石膏の生成の両作用に支配されて SO_4^{2-} の動態は，乾性と沖積の中間の傾向を示していた。

森らは各種形態アンモニウム肥料の持続性を本実験で供試した乾性火山性土で調査し，硫酸根肥料が塩素根よりも持続性が良いことを認めているが[11]，このことは先に述べた様な SO_4^{2-} と Cl^- の土壌溶液中での反応の違いによるものと考えられ，湿性，沖積にも同様の効果が期待できよう。

陽イオンの動向は，土壌の陽イオン保持能に左右されることはよく知られており[6,7]，Fig. 3, 5 からも K^+ 保持量と移動量の土壌間差は大きい。供試した両火山性土の粘土鉱物は非晶質であり，K^+ 親和力は弱いものであるが[6]，乾性は CEC が小さく (12 me/100 g) また原土の交換性 Ca^{2+} 量も少ないのに対して，湿性は CEC が大きく (36.7 me/100 g), 原土の交換性 Ca^{2+} 量も多い。両火山性土の K^+ 保持量の差はこの K^+ と交換できる Ca^{2+} 量の違いによるところが大きいと思われる。これに対して沖積は粘土鉱物はイライトで K^+ 親和性は高く[6]，CEC は 11 me/100 g と小さいが，交換性 $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ 量は 10 me/100 g と多い。従って溶脱が進み K^+ 保持に関係する土量が増加するにつれて，K^+ 濃度の著しい低下がおこり代って Ca^{2+} が土壌溶液の主体陽イオンとなってくるものと思われる。

また乾性のような陰イオン保持の大きい土壌では，陰イオンの保持によって陽イオン交換を伴わない NH_4^+ の保持が認められているが[10]，Fig. 5, 8 でも固相に SO_4^{2-} が吸着され液相から消失した分 K^+ も消失し，吸着態 SO_4^{2-} と交換性 K^+ の分布はほぼ類似しており，K^+ の保持にも同様の反応が関与しているものと考えられる。しかし Fig. 3 のように乾性の K^+ は SO_4^{2-} に対応して移動しやすくこの K^+ 保持力は弱いものと思われる。

この様に乾性は K^+ 親和力が低いため，土壌溶液の K^+ 濃度が高まり溶脱集積をおこしやすい。また塩添加量が多い場合は，Fig. 7, 8 のように K^+ 親和性の高い沖積でも上層での K^+ 保持が手一杯となり，添加量のある段階で上層から順次交換性 K^+ の分布域を広げるため，代って固相の Ca^{2+} 放出量が増加することになる。沖積は，保水能が小さいため Ca^{2+} は溶脱され，それが酸性化の原因にもなろう。従って吸着保持能が良好な土壌といえども局所的な多量施肥を行うことは避けるべきであると思われる。

以上のように畑条件下での土壌溶液イオン濃度組成は，降雨蒸発に伴う土壌中での水分の上下移動の大きさと各イオンの土壌との親和性に左右されるものであるが，水分の上下移動量自体は土壌の孔隙量に左右され，この水分の上下移動による土壌溶液濃度組成の再分配は主に土壌との親和性の小さいイオンの動向に支配されるものと推察される。

IV. 要　　約

十勝地方の主要畑土壌である乾性火山性土 (Ta-b, Me-a, To-c 混合), 湿性火山性土 (Ta-b, Me-a) および沖積土のいずれも作土を用いカラム実験により塩の移動状態を調べ，降雨蒸発散に伴う土壌溶液イオン組成の土層内での再分配を考察した。得られた結果を要約すると次のとおりである。

1) かん水量の増加に伴って水溶性成分のピークは下方へ移動した。陰イオンは各土壌とも Cl^- のピーク位置

はSO_4^{2-}のそれよりも深く，陽イオンではK^+はかん水量の増加と共にピークは低下し主にCa^{2+}が陰イオンと対応を示す。

2) 吸着態SO_4^{2-}は乾性火山性土で認められそのピークは水溶性SO_4^{2-}のピークと一致していた。また吸着態SO_4^{2-}のピークは塩添加量の増加により高くなる。

3) かん水量の増加に伴ってカラム上層部から順次K^+が取り込まれCa^{2+}が放出される。K^+添加量の増加に伴い交換性K^+は増加するが，乾性では微かであり，沖積では多い。その結果乾性ではK^+の溶脱が沖積ではCa^{2+}の溶脱が多くなる。

4) 初期水分量が多い程深い位置まで乾燥する。その結果塩の表層集積量は増加する。陰イオンは溶脱実験同様Cl^-が移動しやすく，陽イオンは乾性ではK^+が，沖積ではCa^{2+}が移動しやすい。

5) これらの結果にもとづいて畑条件下での土壌溶液イオン濃度組成の支配要因について降雨蒸発に伴う水分の上下移動と各イオンの土壌との親和性の面から考察した。

引用文献

1. 波多野隆介・今井弘樹・岡島秀夫：土地利用を異にする土壌の土壌溶液イオン組成に関する比較研究，第3報，火山性土の畑圃場について，北大農邦文紀，**13**：118–127. 1982
2. T. E. BATES and S. L. TISDALE: The movement of nitrate nitrogen through columns of coase-textured soil materials, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **21**: 525–528. 1957
3. 佐久間敏雄・飯塚文男・岡島秀夫：畑土壌における水分と無機塩類の挙動，第1報，カラム中の水と塩素イオンの移動，土肥誌，**46**：126–132. 1975
4. D. L. TERRY and C. B. MCCANTS: Quantitative prediction of leaching in field soils, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **34**: 271–276. 1970
5. 古畑 哲・林 成周：深耕地における肥料要素の動向に関する研究，第3報，降雨ならびに蒸発によるNO_3–N の移動，北農試彙報，**89**：15–29. 1966
6. 原田登五郎・久津那浩三：土壌中における塩基の行動，農技研報，B 10：37–39. 1955
7. 久津那浩三・坪野敏美・野本亀雄：畑土壌におけるCa^{2+}の行動について，土肥誌，**35**：278–289. 1964
8. 飯塚文雄・佐久間敏雄・岡島秀夫：畑土壌における水分と無機塩の挙動，第3報，表層添加中性塩の溶脱過程と陽イオンの挙動，土肥誌，**49**：75–81. 1978
9. 野口純隆：南九州の腐植質火山灰土壌における施肥養分の動態に関する定量的研究，鹿児島農試研報，**5**：1–197. 1977
10. 松宮晴美・今井弘樹・岡島秀夫：十勝地方に分布する主要火山性土の荷電特性（その2），土肥要旨集，**26**：27. 1980
11. 森 哲郎・渡辺公吉・藤田 勇：北海道の畑地土壌における施肥養分の動態と施肥技術の改善に関する研究，第1報，十勝火山性高丘台地土壌における各種窒素肥料の形態的消長，北農試彙報，**86**：18–39. 1965

Summary

The soluble salt transport in soil was studied by the column experiment in order to estimate the redistribution of mineral ions of the soil solution by the water movement accompanied with precipitation and evaporation. The soils used in the experiment were dry, wet volcanic ash soils and alluvial soil, typical of the soils distributed in the Tokachi district.

The results obtained are summarized as follows.

1) Salts applied to the soil surface moved downward through the soil column as the amount of water applied increased. Cl^- movement was more than that of SO_4^{2-} in amount in all the soils. The distribution pattern of dissolved Ca^{2+} in the leaching process nearly coincided with that of anions while the peak concentration of soluble K^+ decreased when accompanied with an increase of applied water.

2) Adsorbed SO_4^{2-} was observed in dry volcanic ash soil. The peak position of the adsorbed SO_4^{2-} coincided with that of soluble SO_4^{2-}. The peak concentration of the adsorbed SO_4^{2-} increased with the increased added salt in amount.

3) Exchangeable K^+ increased in the upper portion of the column instead of the decrease of Ca^{2+} as the added K^+ was increased. The amount of increased exchangeable K^+ was greatest in alluvial soil and was least in dry volcanic ash soil. Consequently the leaching of ions was greater in Ca^{2+} in alluvial soil and in K^+ in dry volcanic ash soil.

4) Under evaporation conditions, the more the initial soil contained moisture, the more the soils dried out deeply. Consequently the salt accumulation in the top layer was more in amount in the instances of initial high moisture. Generally, Cl^- moved more easily in the soil column. However, cation movement depended on the soils; for exam-

ple, K^+ in dry volcanic ash soil and Ca^{2+} in alluvial soil moved more easily, as they also did in the leaching process.

5) On the basis of these results the principle factors controlling the chemical composition of soil solutions were considered from the aspects of the up and downward movement of water accompanied with precipitation and evaporation and the affinity of the soil with ion.