

地下水水質形成過程に着目した一次元土壌カラム実験

九州大学工学部

学生会員 子川 直樹

九州大学大学院工学研究院

正会員 神野 健二

九州大学大学院工学研究院

正会員 広城 吉成

九州大学生物環境調節センター

非会員 佐伯 和利

1. はじめに

九州大学新キャンパス移転用地には、花崗岩が風化したマサ土、結晶片岩が風化した強風化土の二種類の土壌が存在する。本研究対象地域では飲料水および施設園芸用水等に地下水が利用されており、地下水水質形成過程を解明することは重要である。そこで本研究は、それぞれの土壌に雨が降ったときに起こる地下水水質形成機構の相違を比較することを目的とし、現地で採取した二種類の土壌を用いて人工的に調整した雨水を用いて一次元土壌カラム浸透実験を行った。

2. 実験内容

実験装置の概略を図-10に示す。まず、内径75mm、高さ500mmの塩化ビニル樹脂製のカラム(50mm間隔で10段に輪切り)を2本準備し、そのうち下9段(カラム番号1~9)にそれぞれマサ土と強風化土を均質に充填した。次に、硫酸酸性雨を想定し、精製水に硫酸を加えpH4の人工雨水を調整し、カラム上部よりマイクロチューブポンプを用いて30ml/hの流量で24時間滴下した。この際、土壌全体に人工雨水が浸透するように土壌上端部にろ紙を敷き、底面では土壌粒子の流出を防ぐためにポラスストーンを敷いた。カラム底部から流出する浸透水を50ml程度ずつ採水し、イオンクロマトにより主要陽イオン(Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+})及び、主要陰イオン(Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^-)濃度を測定した。また、実験終了後、カラムをセグメント毎に分割し、それぞれの土壌(9段)を個別に採取・密封して冷暗所で保存した。これら土壌の一部を用いて各セグメントの土壌含水比を測定した。また、残りの土壌を遠心分離器でセグメント毎の土壌間隙水を抽出し、イオンクロマトにより主要イオンの濃度を測定した。

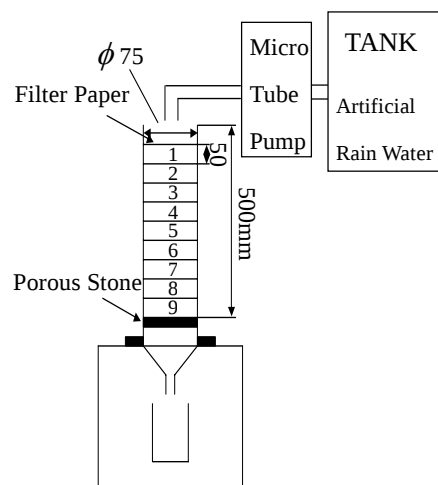


図-1 実験装置の概略

3. 結果及び考察

3.1 含水比について

図-2は実験に用いたマサ土及び強風化土の実験前後における土壌の含水比の変化を示している。この図より両土壌のカラム最下段(カラム番号9)において若干の含水比の上昇がみられるが、これはポラスストーンが若干目詰まりを起こしたために土壌下端部に浸透水が溜まったためと考えられる。このことを考慮すると、実験後のマサ土及び強風化土の含水比はほぼ一定であるといえる。またマサ土においてはカラム底部から流出し始めてから約4時間後、強風化土においては約9時間後にカラム底部からの流出水の流量が上部からの滴下流量とほぼ等しくなったことから水の流れは定常状態に達したと考えられる。

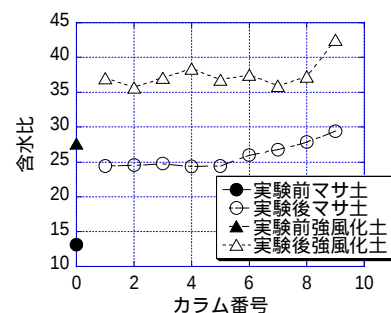


図-2 実験前後の含水比

3.2 水質分析結果について

図-3では、(a)にマサ土における浸透水の水質経時変化を、(b)に土壌間隙水中の主要イオン濃度を示している。図-4では、(a)に強風化土における浸透水の水質経時変化を、(b)に土壌間隙水中の主要イオン濃度を示している。ここで、図-3(a)及び図-4(a)において経過時間(h)とは、カラム底部から浸透水が流出し始めてからの経過時間である。また、表-1には各土壌採取地点の近隣井戸における主要イオン濃度を示している。

3.2.1. マサ土について

図-3(a)より, Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- 濃度は最初に採水した浸透水でそれらの濃度が高く, 時間の経過とともに徐々に減少している. HCO_3^- 濃度は最初に採水した浸透水で濃度が高く, 約1時間で減少し, その後は安定している. SO_4^{2-} 濃度は初めの1時間でやや減少し, 経過時間約6時間まで濃度が安定しているが, その後は若干の濃度上昇がみられる. 表-1は, マサ土採取地点近傍の花崗岩地質の井戸水の主要イオン濃度を示したものである. 図-3(a)の経過時間約11時間の濃度と表-1の花崗岩地質の井戸水の主要イオン濃度を比較すると, K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , NO_3^- で濃度がほぼ一致したものの, Na^+ , Cl^- は実験値のほうが大きくなっている. 造成工事中的のマサ土を採取したが何らかの理由で Na^+ , Cl^- が付加された可能性も考えられる.

図-3(b)より, カラム下段において Na^+ , Cl^- 濃度が高くなっていることから, 人工雨水の浸透により間隙水中の Na^+ , Cl^- が下方に移動したと考えられる. 一般に Cl^- は化学的に不活性な陰イオンであり, 土壤に吸着しにくい水そのものの移動を示すトレーサーとしても利用できる. SO_4^{2-} は Cl^- と似た挙動を示しており, マサ土に対する SO_4^{2-} の吸着は小さいと考えられる. Ca^{2+} や Mg^{2+} においても, Na^+ ほど顕著ではないが同様の傾向がみられる.

3.2.2 強風化土について

図-4(a)より, 全体的に濃度の時系列変化はみられないが, Na^+ , Ca^{2+} , HCO_3^- についてマサ土ほど顕著ではないが同様の傾向がみられる. 図-4(b)より, Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- について, カラム下段においてそれぞれ濃度が高くなっていることがわかる. 一方, SO_4^{2-} 濃度はカラム番号6を除き, カラム中段で濃度が高くなっている. Cl^- の輸送に比べ SO_4^{2-} の輸送に遅れがみられ, 強風化土は SO_4^{2-} を吸着しやすい性質を持つことがわかる. 図-3(b)のマサ土の場合と比較すると, マサ土の SO_4^{2-} 濃度のピークはカラム最下段であり, マサ土は強風化土より SO_4^{2-} を吸着しにくいことがわかる. 図-4(a)の経過時間約15時間の濃度と表-1中の結晶片岩地質の井戸水の主要イオン濃度を比較すると, Cl^- を除き, 他のイオン濃度は井戸水のそれらより低い値を示している.

4. 結論

マサ土の方が Na^+ , Cl^- を除き, 実際の井戸水の水質に近い濃度を示した. 一方, 強風化土の場合は Cl^- を除き実際の井戸水の水質より低い濃度が得られた. Cl^- の輸送が水の浸透を表しているとする, SO_4^{2-} の輸送は強風化土を用いた場合で輸送に遅れが生じていることがわかった.

本実験によってマサ土, 強風化土の2種類の土壤で浸透水の水質に違いがみられた. 今後は地表面に覆われている腐葉土などを両土壤の表層に付加した場合等の現実の状況を極力再現したカラム実験を行う予定である.

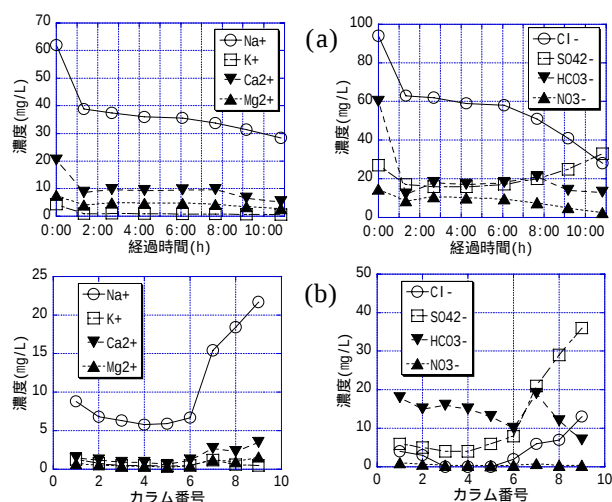


図-3 マサ土における(a)浸透水の水質経時変化と
(b)土壌間隙水中の主要イオン濃度

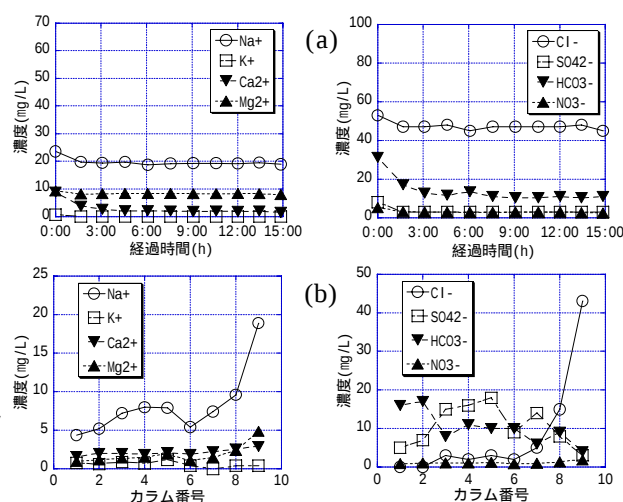


図-4 強風化土における(a)浸透水の水質経時変化と
(b)土壌間隙水中の主要イオン濃度

表-1 近隣井戸水の水質

地点	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-
花崗岩地質の井戸水	9.5	22	7.7	5.59	9	13	45	3.4
結晶片岩地質の井戸水	27.2	11	31.4	12.7	27	22	152	7.2

単位(mg/L)