J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 126, p.37 ～ 43 (2014)

土壌中の放射性 Cs の移動

西村　拓 [1]

Migration of radioactive Cs in soil

Taku NISHIMURA[1]

1. はじめに

2011 年 3 月の福島第一原子力発電所の事故で環境に放出された放射性物質は，広域の環境汚染問題になっている．今まで原子力関連分野以外ではあまり対象とされてこなかった元素（Cs や Sr）が対象であるためにその動態が十分にわかっていないこと，放射性の ^{137}Cs の半減期が約 30 年と長いことなどの理由で短期間では収束しない問題と考えられる．農地，森林の除染によって生じる放射性有機廃棄物の管理，森林から農地，宅地への放射性物質の移動などを考えると，放射性物質の動態を十分に理解した対策を講じることが事故後 2 年以上たった現在でも求められている．

2. 土壌中における Cs の挙動

セシウム（Cs^+）は原子量 132 の大きなアルカリ金属で，イオン半径が大きい（0.169 nm）ため水和し難い．これが，土壌中の Cs が従来，農学系の土壌分野で対象としてきた Na や重金属イオンとは異なる振る舞いを示す原因となっている．Cs は，粘土粒子表面のケイ素四面体層の六員環（Siloxane Ditrigonal Cavity, SDC）や Frayed Edge Site（FES）に選択的に強く保持される（たとえば山口他, 2012）．通常 2 価の陽イオンは 1 価の陽イオンよりも交換選択性が高いとされているが，層状ケイ酸塩鉱物の層間に K や Cs がある程度以上入ってしまうと，層間が 1 ～ 1.8 nm（10 ～ 10.8 Å）に収縮してしまい，その結果，水和していて大きい Ca^{2+} イオンは層状ケイ酸塩鉱物の層間内部に入れず，層間にある K や Cs と Ca の交換が進行しなくなる（Comans et al., 1991）．

土壌と土壌懸濁液中の陽イオンのイオン交換は，液相中のイオンを液相と固相（土粒子表面）へ分配する反応である．また，このイオン交換によって液相中の Cs イオンが減る現象については，Cs の土壌への吸着とみなすことができる．Cs をほとんど不可逆に保持する FES の容量は 0.013 ～ 4.9 mmol kg^{-1}（Dalvaux et al., 2000）という試算やモンモリロナイトの CEC の 0.0002 % 程度といった報告（Maes et al., 1985）があり，通常の土壌の陽イオン交換容量と比べるとかなり小さい．しかし，土壌に負荷される放射性の ^{137}Cs が土壌 1 kg あたり 100 万 Bq のとき，質量あたりのモル濃度に換算すると，^{137}Cs の濃度は 2.67×10^{-8} mmol kg^{-1}（≈ 0.004 ppb）程度とさらに小さな値になる．したがって，100 日単位の十分長い時間をかければ，ほとんどの Cs は FES に吸着されると考えられる．すなわち，土壌への放射性 Cs の吸着量は，Cs 濃度が十分低く，また，反応時間を十分にとるという条件の下であれば，液相の濃度と FES の量によっておおよそが決まる．そこで，線形吸着を仮定し，その比例定数を分配係数（K_d）と呼ぶと，実験室内で十分時間をかけた吸着試験もしくは脱着試験では，平衡とみなせる状態の Cs の分配係数が非常に大きな値を示す（Fig. 1; 石川他, 2007）．固相濃度 1 g L^{-1} の土壌懸濁液を考える．$K_d = 1000$ L kg^{-1} の時，吸着平衡に達している懸濁液中の Cs イオンの濃度を 1 μmol L^{-1} とすると，これに対する土粒子の Cs 吸着量は 1 μmol g^{-1} となり，懸濁液

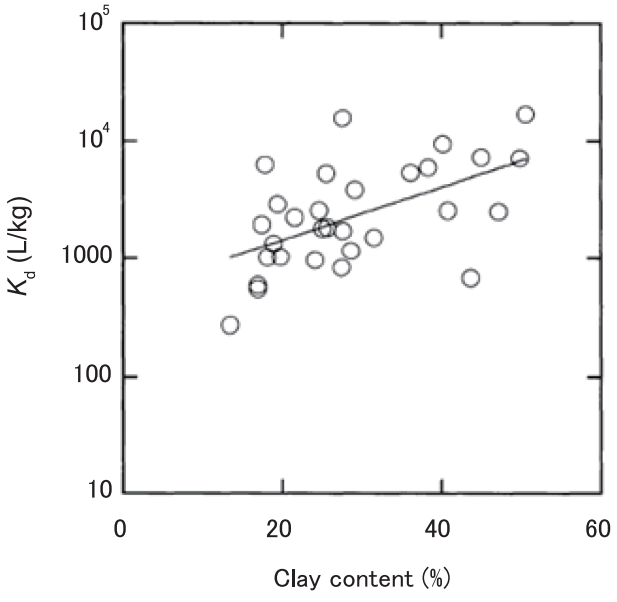


Fig. 1　粘土含量と K_d の相関（石川他, 2007）．

[1]Graduate School of Agriculture and Life Science, The University of Tokyo, 1-1-1 Yayoi, Bunkyo, Tokyo 113-8657, Japan. Corresponding author : 西村 拓, 東京大学大学院農学生命科学研究科
2013 年 12 月 27 日受稿　2014 年 3 月 6 日受理

中の Cs は，ほぼすべて土粒子に吸着していることになる．このような場合，イオン態の Cs の移動は無視できる．しかし，大きな分配係数を示す吸着サイトには限界があり，Cs の濃度が高くなると分配係数が小さくなるという報告がいくつもされている（たとえば Staunton and Roubaud, 1997）．

上述したように土壌において FES の容量は小さく，また，粘土粒子の端部近傍に偏って存在している．そのため，水移動にともなって粘土周辺に到達した Cs イオンの全てが瞬時に FES に保持されるとは考えにくい．それよりは，粘土粒子近傍に来た Cs イオンが，粘土表面に添って移動する中（Aharoni and Sparks, 1991），FES に到達したものだけが，強く捕捉されるようになると考える方が合理的である．従来の分配係数決定では反応時間を十分に与えるバッチ試験で行われていることが多く，土中の水の流れにともなって生じる秒から時間スケールの短時間のイオン交換現象に対して，FES や SDC の寄与が含まれる平衡時の分配係数を単純に適用することについては疑問が残る．

Tippen and Miller（2005）は分子動力学の数値シミュレーションを適用して，モンモリロナイト粘土表面において水和し難い Cs よりも水和しやすい K の方が水に分配されやすい，すなわち土粒子から見ると Cs の方が K よりも親和性が高いことを示した．モデル中では，FES に Cs が填まるというような現象は考慮されていないため，粘土粒子において FES ではなく平面部におけるイオン交換に関する情報を提供していると考えられる．Brouwer et al.（1983）は，イライト粘土を用いた実験結果から，Cs がアクセスしやすい平面部（III），と 2 段階の強さで Cs を捕捉するサイト（II），（I）の 3 つに吸着サイトを整理し，I < II < III の順で吸着可能なサイト量が増える一方で III から I に向けて他のイオンに対する Cs の選択性が増すことを示唆した．彼らはサイト（I），（II）に吸着する Cs は水和していないとして，具体的な吸着位置として FES を示唆している．また，捕捉が弱いとはいえ，サイト（III）に吸着している Cs は，Cs-K イオン交換において，25 % 程度を占め，無視できる量ではない．Comans et al.（1991）の実験結果も Brouwer et al.（1983）と矛盾の無いものであったと同時に，サイト（III）は比較的速いイオン交換に，サイト（I）は遅いイオン交換に寄与していることを示した．他方，Comans and Hockley（1992）は，瞬時平衡，速い反応，遅い反応と速さの異なる 3 つのイオン交換を仮定したモデルを実測した Cs 吸着量に適用し，速い反応が時間単位，遅い反応が 100 日単位であったことを報告している．

以上を踏まえると，水の流れと共に生じるような土中の Cs の移動において，十分時間をかけた試験管内で生じる FES や SDC による捕捉とは異なるイオン交換の寄与が大きい可能性は払拭できない．その場合，粘土粒子平面部に生じるいわゆる通常のイオン交換のような速い交換が Cs の移動の遅延を決めると考えられる．福島第一原子力発電所の事故後 2 年以上が経過し，土壌における Cs の多くは，FES や SDC といった，選択性の高いサイトに保持されていると考えられるが，他方，有機物に付着していた Cs が有機物の分解によって液相に放出されたり，根が土壌中の Cs を吸う過程では Cs がイオンとして液相に存在することも依然として想定される．

3. コロイドの寄与の無い Cs 移動 — イオン交換と溶質移動の遅延 —

イオン交換による対象イオン（ここでは Cs）の液相の濃度の減少をイオンの吸着とみなし，吸着等温線を（1）式の様に考える

$$S = K_{\mathrm{d}} C \tag{1}$$

を仮定する．ここで S：吸着量 [M M^{-1}]，K_{d}：分配係数 [L^3 M^{-1}]，C：液相の溶質濃度 [M L^{-3}].

吸着量の単位時間当たりの増分は，同じ時間における液相の溶質濃度の減少と等しいので，溶質移動の移流分散方程式に単位体積当たりの溶質の増減を湧き出し吸い込み項として加えることができる．

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D_{\mathrm{s}}\frac{\partial C}{\partial x} - q_{\mathrm{w}} C\right) - \rho_{\mathrm{d}}\frac{\partial S}{\partial t} \tag{2}$$

ここで θ：体積含水率 [L^3 L^{-3}]，D_{s}：溶質分散係数 [L^2 T^{-1}]，q_{w}：土中水の間隙流速 [L T^{-1}]，ρ_{d}：土壌の乾燥密度 [M L^{-3}]，t：時間 [T]，x：流れ方向の空間座標 [L] （2）式右辺第 2 項を左辺に移項して整理すると，土中水の移動に対する溶質移動の遅れの指標となる遅延係数 R

$$R = 1 + \frac{\rho_{\mathrm{d}}}{\theta}\frac{\partial S}{\partial C} = 1 + \frac{\rho_{\mathrm{d}}}{\theta} K_{\mathrm{d}} \tag{3}$$

が得られる．吸着等温線に（4）式のように

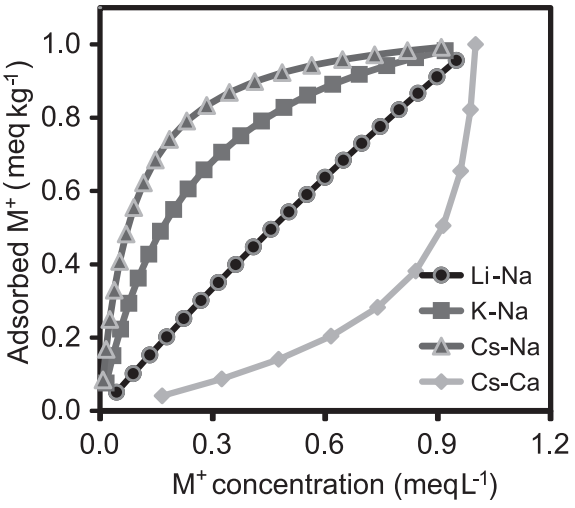


Fig. 2 イオン種による吸着等温線の違い（凡例は、M$^+$-競合イオン種）．

Table 1　計算に使用したパラメータ.

θ_r	θ_s	α (cm^{-1})	n	K_s (cm d^{-1})	L	分散長 (cm)	水中の拡散係数 (cm^2 d^{-1})	k_d (L kg^{-1})	β	乾燥密度 (g cm^{-3})
0.1	0.633	0.01	2	6.5	0.5	0.1	1.12	Fig.3 参照	Fig.3 参照	0.88

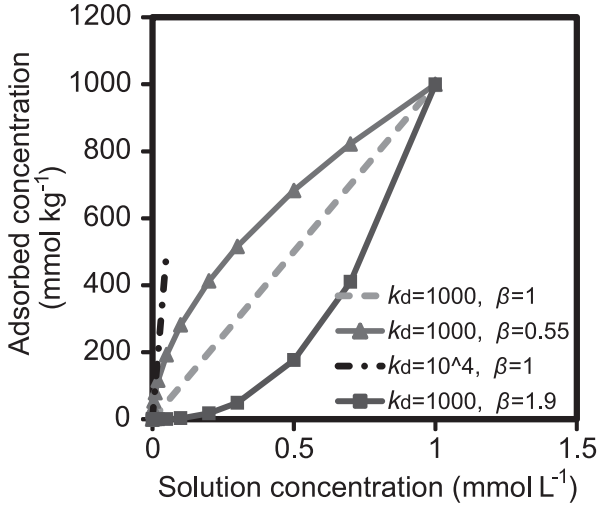


Fig. 3　$K_d = 1000$ L kg^{-1} の Freundlich 吸着等温線の例.

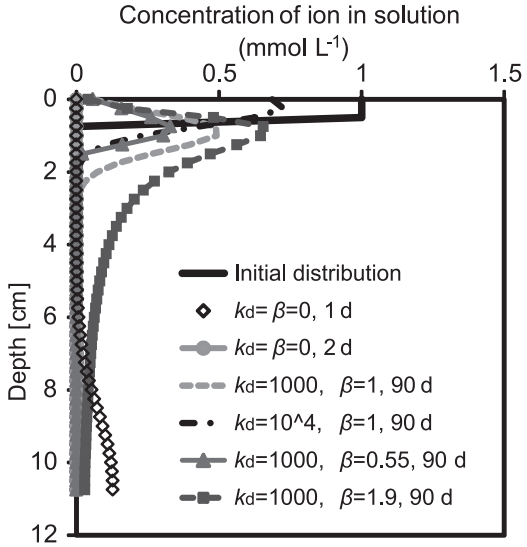


Fig. 4　吸着等温線の違いが溶脱開始後 1, 2, 90 日後の土中の Cs 分布に与える影響の例 （K_d の単位は L kg^{-1}）.

$$S = \frac{k_d C^\beta}{1 + \eta C^\beta} \tag{4}$$

Freundlich 式（$\eta = 0$）や Langmuir 式（$\eta \neq 0$）を考えると，遅延係数 R は,

$$R = 1 + \frac{\rho_d}{\theta}\left(\frac{k_d \beta \cdot C^{\beta-1} \cdot (1 + 2\eta C^\beta)}{(1 + \eta C^\beta)^2}\right) \tag{5}$$

となる．ただし，k_d[L^3 M^{-1}]，η[L^3 M^{-1}]，β[-] は定数である．ここで，移動の遅延の程度が液相の濃度に応じて決まる点が線形吸着を仮定した場合と大きく異なる．

Fig. 2 は，1 価-1 価の陽イオン交換平衡等温線ならびに 2 価の Ca が競合イオンであるときの Ca-Cs のイオン交換平衡等温線である．平衡定数はいずれも Appelo and Postma（2005）内のイオン交換の反応エネルギーに基づいて算出したもので FES や SDC の寄与は考慮していないと考えられる．初期に Na がある系に Cs, K, Li を加えたときの Cs，K, Li の吸着の違いは，水和の程度（Cs < K < Li）に起因するもので，これは，粘土粒子の平面部における可逆なイオン交換（吸着）を反映するものと考えられる．水和の程度が少ないもの（Cs, K）は，液相のイオン濃度に対して吸着量が凸の形を示すのに対して，イオンの価数が高いために選択性が高くなると考えられる Ca と競合するとき，Cs の吸着量は液相のイオン濃度に対して凹の形を示す．Cs, K を初期に Na を含む土壌に与えた場合，低濃度域でも積極的にイオン交換が生じるが，初期に選択性の高いイオン（Ca）がある土壌に選択性の低いイオンを与えた場合，ある程度以上の濃度にならないとイオン交換が進行しない.

現在問題となっている土中の Cs の濃度は非常に低く，安定な Cs を分析する機器の測定レンジを下回ることが多い．そのため，放射性 Cs を NaI や Ge 半導体を用いたスペクトロメーターを用いて定量する必要がある．また，放射性 Cs を土壌に添加する実験そのものが汚染土壌を排出してしまう．ここでは思考実験として，Fig. 3 のように溶液濃度 1 mmol L^{-1} に対して吸着量 1000 mmol kg^{-1} という 1 点の吸着データがある場合，線形の吸着等温線と溶液中の Cs 濃度に対して凸もしくは凹の曲線を示す Freundlich 式を仮定したときの土中のイオンの移動を計算してみる.

計算は，Hydrus1D Ver. 4.14 で行った．長さ 10.8 cm の土壌カラムの上端 5 mm の部分に 1 mmol L^{-1} の濃度の Cs^+ を初期条件として与え，その後，飽和状態で Cs 濃度ゼロの水を浸透させる．水の流れの境界条件はカラム上端に水面があり，下端は水圧勾配ゼロとした．このときカラム内の水の流れは飽和の重力流れになる．土壌の水理学的性質は，van Genuchten 式を用い表に示したパラメータを使用した（Table 1）．Cs のイオン交換については，吸着等温線に従う平衡状態を仮定した.

土壌への吸着（イオン交換）が無いと仮定した場合，表層の Cs は，2 日経たないうちに，カラム下端から排出される．イオン交換があると仮定した場合，90 日後の濃度分布をみると，線形吸着，$\beta = 0.55$（Fig. 3，上に凸），$\beta = 1.9$（Fig. 3，上に凹）いずれも，ほぼ同じ位置（深さ約 1 cm）に濃度ピークがあるが，ピークから下方へ濃度の低減の様子が大きく異なる．線形吸着（破線）に対して，凸の等温線を示すケース（$\beta = 0.55$，▲印）は，ピーク地点下方の濃度低下が著しく，逆に凹の等温線（$\beta =$

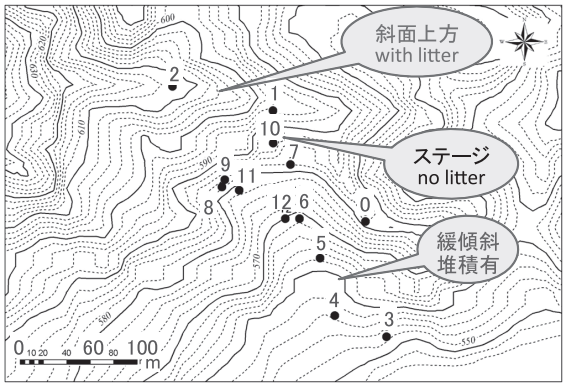


Fig. 5 福島県飯舘村内森林 A における採土地点と地形.

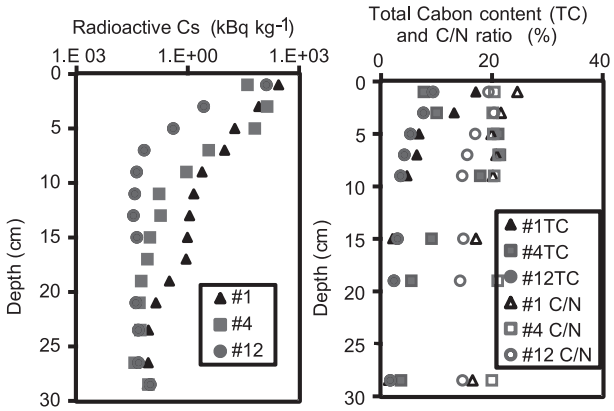


Fig. 6 福島県飯舘村内森林 A の地表条件の異なる 3 地点における放射性 Cs 含量，全炭素，C/N 比の分布.

1.9，■印）に対応する濃度分布は，深い位置までテーリングが生じる．これは，低濃度時のイオン交換（吸着）選択性の違いに由来するものである．

以上の議論は机上の話であり，実験的な検証が必要であるが，Fig. 4 は農地土壌のように Ca や Mg など Cs よりも価数の高い陽イオンが卓越して存在する場合，FES や SDC に固定されるまでの間に Cs が降水の浸入などの水移動にともなって下方に移動する可能性を示唆している．逆に，初期に Na や K が多い土壌においては Cs の移動は，線形吸着を仮定した見積もりよりもさらに抑制されると考えられる．

4. 有機コロイドの寄与が考えられる Cs 移動 — 飯舘村内森林 A における Cs 分布の事例 —

飽和・不飽和土中のコロイドの移動については近年，多くの研究がある．コロイドによる溶質移動促進やそのモデリングについては Sen and Khilar（2006）や Flury and Qiu（2008），不飽和土中におけるコロイド移動については Bradford and Torkzaban（2008）などに詳しい．それらを総括するには紙面が不足しているので，ここでは，コロイドによる Cs の移動促進が疑われる現場事例を紹介する．

Fig. 5 に，福島県相馬郡飯舘村内の森林 A の南東斜面（約 300 m 長）の地形を示した．この斜面には，福島第一原発から放出された後，北西方向の風と共に移動した放射性物質が降下した．2013 年 5 月にこの斜面内の丸印で示した地点において，表層 30 cm の土壌試料を採取し，放射性 Cs 濃度，土壌炭素，土壌窒素の分析を行った．Fig. 5 中，No. 1, 2, 8 は表面を 5 cm 程度のリターが覆っていた．No. 3, 4, 5, 6 は，被覆はほとんどなく，上方から流下してきた土砂の堆積が地表近傍に観察された．No. 7, 10, 11, 12 は周囲に雑草や幼生木が茂っている地点で，それほど著しい土砂堆積は見られなかった．

土壌はライナー採土器（大起理化工業）で採土した後，所定の間隔に切り分け，炉乾燥後，放射性 Cs の測定を NaI スペクトロメーター（Wizard 2480, Perkin Elmer Inc.）を用いて行った．土壌の全窒素，全炭素は，NaI スペクトロメーターの測定終了後にサンプル瓶から分取した試料を用いて，CN コーダー（CN-60, Sumika Inc.）で測定した．

Fig. 6 に例として地表面の状態の異なる No. 1, 4, 12 の放射性 Cs 分布と全炭素，C/N 比の分布を示す．斜面上部で尾根に近く，地表がリターに被覆されていて侵食による流亡土砂の影響のない No. 1 地点は，表層近傍の全炭素量の高い層で非常に高い放射性 Cs 含量を示した．また，深さ 15 cm で 1000 Bq kg^{-1} を超える放射性 Cs を検出し，深さ 30 cm でも 80 ～ 360 Bq kg^{-1} という値を示した．No. 1 同様に地表がリターで覆われている No. 2, 8 は，標高としては No. 1 から 10 ～ 20 m 低い位置にあるが，全炭素量分布，放射性 Cs 含量分布は No. 1 と類似した結果を示した．全炭素量，C/N 比の分布は，関西地方の非火山灰土壌の森林において報告されているもの（河原，1970）とほぼ同じで，地表近傍のリター層の有機物が分解し，C/N 比を低下させながら下方に移行していることが示唆される．土砂の堆積が見られる No. 4 では，深さ 5 ～ 7.5 cm で全炭素量の極大値を示した．類似する No. 3, 5, 6 でも各々深さは異なるが，深さに応じて全炭素量が極大値を示すことがあった．放射性 Cs については，No. 4，5 では，3 ～ 5 cm の層で放射性 Cs 値の極大値を示したが，No. 3, 6 では，明確な極大値は見られず，深くなると共に土中の放射性 Cs 量が減少するような分布を示した．植生に囲まれ侵食土砂の堆積があまり無い No. 12 では，放射性 Cs 含量，全炭素量共に地表から下方に行くほど減少する分布が見られた．地表面の状態が類似する No. 7, 10, 11 において共通で No. 12 と同様の分布を示した．12 地点は近接しており，降水量はほぼ同等であるが，有機物の比較的少ない鉱質土壌が主体の No. 12 に比べて，地表面約 5 cm をリターで覆われている No. 1 において，放射性 Cs の下方への移動が顕著である．

Fig. 7 に流亡土砂堆積の影響がなくリターに被覆される地点（a，No. 1, 2, 8），植生のある地点（b，No. 7, 10, 11, 12），上流側の侵食で発生した土砂の堆積が明確な地点（c，No. 3, 4, 5, 6）について，土壌中の放射性 Cs 含量と全炭素量（TC）の関係を示した．（a）では全炭素量と放射性 Cs 含量の間に高い相関がみられた．森林内（No. 1, 2）と森林縁外の低木や雑草の繁茂する地点（No. 8）

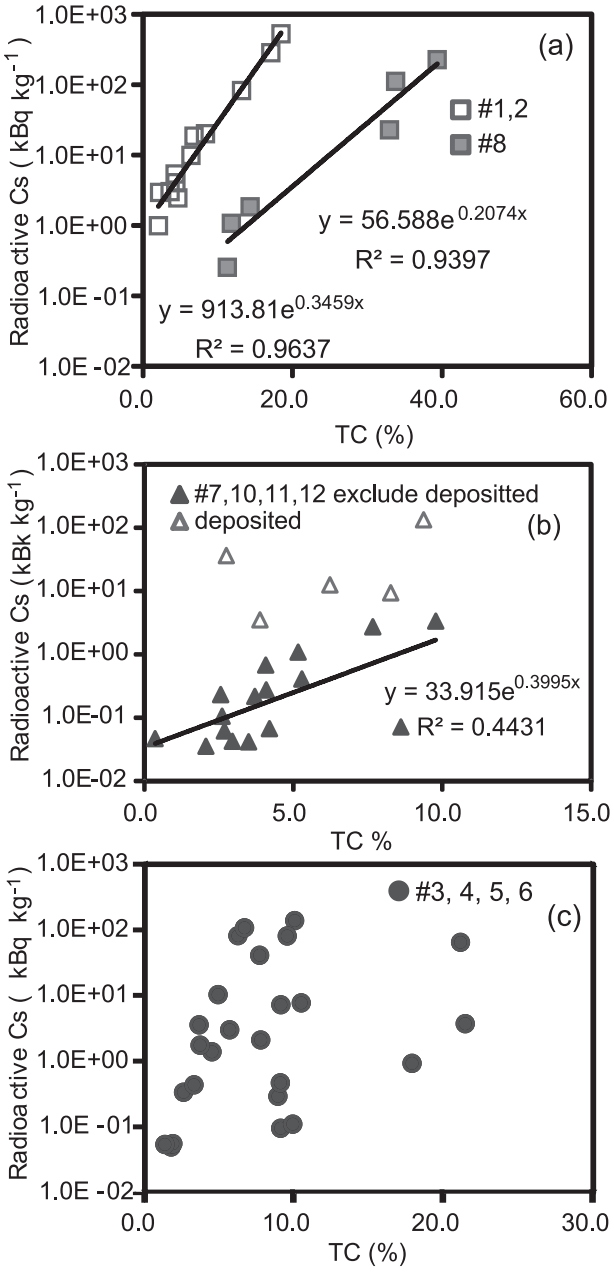


Fig. 7　福島県飯舘村内森林 A の地表条件の異なる 3 地点の土壌の放射性 Cs 含量と全炭素量の関係（(b) の回帰直線には，△ 印のデータは含まれない）．

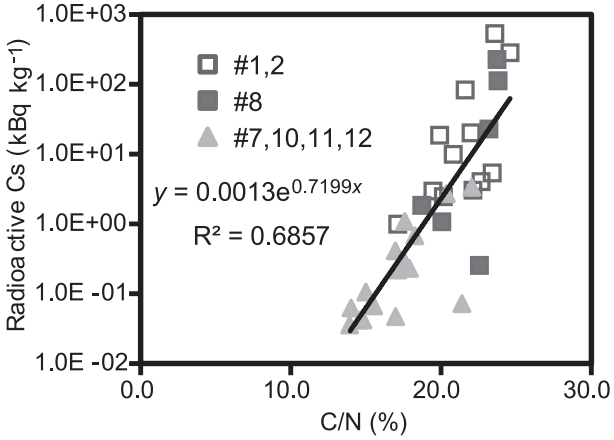


Fig. 8　福島県飯舘村内森林 A における土壌の放射性 Cs 含量と C/N 比の関係.

で，若干異なる傾向を示したが，これは，リターの母材となる地上の植生の違いによる可能性がある．(b) には，ライナーで採土した試料の表層近傍の試料の観察に基づいて，明らかに最近堆積したと考えられるもの（△ 印）を除いて放射性 Cs 含量と全炭素量の関係を示した．(a) よりも決定係数は低いが，(b) においても全炭素量と放射性 Cs 含量は，相関を示した．明らかに土砂の堆積のある地点について，Fig. 6 で例として挙げた No. 4 では，全炭素量の高い層位で比較的高い放射性 Cs 含量を示していたが，Fig. 7 (c) のように，全炭素量と放射性 Cs 含量の関係として整理すると，目立った特徴は抽出できなかった．侵食―土砂堆積の様子から，(c) の土砂堆積地点の放射性 Cs 含量および全炭素量の極大値は，地表近傍に沈着した Cs の下方への移動によるものではなく，斜面上方で侵食された土砂が斜面下方で堆積したため形成された分布と考えられる．

Fig. 8 に Fig. 7 で全炭素量と放射性 Cs 含量に相関のあった (a)，(b) について，C/N 比と放射性 Cs 含量の関係を示した．Fig. 7 では，全炭素含量と放射性 Cs 含量の関係に地表の条件に応じた相違があったが，C/N 比と放射性 Cs 含量については，地表におけるリター層の有無に関係なく，高い相関を示した．

C/N 比の低下は有機物の分解を反映している．12 地点は近接しており，同様の気候，水分条件だったと考えられる．この条件下で地表の有機物の分解によって生じた二次生成物は，さらに分解されながら，また同時に C/N 比を低下させながら土中下方へ移動していく．放射性 Cs がイオン態や粘土粒子等無機コロイドに吸着した形態で移動するのであれば，地表面にリター層の無い (b) がリター層に覆われた地点の (a) と同様の C/N 比―放射性 Cs 含量関係を示すことは無いと思われる．したがって，Fig. 6, 7, 8 の結果から，この森林 A においては，地表の有機物の分解によって生じた二次生成物（有機コロイドや有機酸）が土中を下方へ移動するのに随伴して放射性 Cs が下方へ移動していたと考えられる．

既往の研究では，土壌に浸透させる溶液にコロイド粒子を混合することで放射性核種（Pu, Am）の遅延係数が小さくなる（Contardi et al., 2001）ことや一定の時間内に土中を移動する Cs 量が増すこと（Turner et al., 2006）が報告されている．Fig. 5 の No. 1（地表にリター層有）において，No. 12 よりも顕著な放射性 Cs の下方への移動がみられるのは，有機物の供給とそれにともなう可動な放射性 Cs の供給が No. 1 で多かったためである可能性が高い．

5. まとめ

放射性核種の土壌中の移動に関する研究は決して少なくなく，知見として蓄積されているものも多い．しかし，その多くは，長期間の地中管理や原子力施設から地下水への漏出を想定したものであった．現在直面している地表近傍における放射性 Cs の移行予測や除染においては，

^{137}Cs そのものの半減期から放射性物質の生物学的半減期，水移動にともなう Cs と土粒子の反応時間といったように，時間スケールが放射性廃棄物の地中管理で想定していたものよりも短く，また，様々である．さらに，放射性核種の移動に影響をあたえる化学的，物理的（場合によっては生物的）要因の時空間変動も非常に激しい．したがって，実験や調査による事実の積み重ねに加えて過去の研究の中で，結果だけではなく，仮定されていたことや問題点であったことまで遡って知見を整理し，有効活用することが必要だと思われる．

謝辞

本研究は，明治大学震災復興支援・防災研究プロジェクト（代表 登尾浩助），科研費基盤研究（B） 24380130, 基盤研究（C） 25517005 の補助を受けた．現地の調査実施については NPO ふくしま再生の会，大澤和敏氏（宇都宮大学），福島復興農業工学会議ならびに環境地水学研究室の院生の方々に，放射性 Cs の分析については東京大学大学院農学生命科学研究科放射性同位元素施設に協力いただいた．ここに記して感謝する．

引用文献

Aharoni, C. and Sparks, D.L. (1991): Chap.1 Kinetics of Soil Chemical Reactions — A theoretical treatment. *In* Rate of soil Chemical Reactions. SSSA Special publication No.27, pp.1–149.

Appelo, C.A.J. and Postma, D. (2005): Chap.6 Ion Exchange, *In* Geochemistry, groundwater and pollution., pp.241–307, Balkema publ., Amsterdam.

Bradford, S.A. and Torkzaban, S. (2008): Colloid transport and retention in unsaturated porous media: a review of interface-, collector-, and pore-scale processes and models. Vadose Zone J., 7: 667–681.

Brouwer, E., Baeyens,D., Maes, A. and Cremers, A. (1983): Cesium and rubidium ion equilibria in illite clay. J. Phys. Chem., 87: 1213–1219.

Comans, R.N.J. and Hockley, D.E. (1992): Kinetics of cesium sorption on illite. Geochimica Cosmochimica Acta, 56: 1157–1164.

Comans, R.N.J., Haller, M. and de Preter, P. (1991): Sorption of cesium on Illite: Non-equilibrium behaviour and reversibility. Geochimica Cosmochimica Acta, 55: 433–440.

Contradi, J.S., Turner, D.R. and Ahn, T.M. (2001): Modeling colloid transport for performance assessment. J. Contami. Hydrol., 47: 323–333.

Dalvaux, B., Kruyts, N. and Cremer, A. (2000): Rhizospheric mobilization of radiocesium in soils. Environ. Sci. and Tech., 34: 1489–1493.

Flury, M. and Qiu, H. (2008): Modeling colloid-facilitated contaminant transport in the vadose zone. Vadose Zone J., 7(2): 682–696.

石川奈緒, 内田滋夫, 田上恵子 (2007): 放射性セシウムの水田土壌への収着挙動における粘土鉱物の影響. Radioisotopes, 56: 519–528.

河原輝彦 (1970): 森林土壌中の向きたいチッ素量に関する研究（II）チッ素の無機化量と全チッ素, C/N および炭素の無機化量との関係. 日本林学会誌, 52(3): 71–19.

Maes, A., Verheyden, D. and Cremers, A. (1985) Formation of highly selective cesium-exchange sites in montmorillonites. Clays and Clay Minerals, 33(3): 251–257

Sen, T.K. and Khilar, K.C. (2006): Review on subsurface colloids and colloid-associated contaminant transport in saturated porous media. Adv. Colloid and Interface Sci., 119: 71–96.

Staunton, S. and Roubaud, M. (1997): Adsorption of ^{137}Cs on montmorillonite and illite: effect of charge conmensation cation, ionic strength, concentration of Cs, K and fulvic acid. Clays and Clay Minerals, 46(2): 251–260.

Teppen, B.J. and Miller, D.M. (2005): Hydration energy determines isovalent cation exchange selectivity by clay minerals. Soil Sci. Soc. Am. J., 70: 31–40.

Turner, N.B., Ryan, J.N. and Saiers, J.E. (2006): Effect of desorption on colloid-facilitated transport of contaminants: Cesium, strontium, and illite colloids. Water Resour. Res., 42, W12S09 doi: 10.1029/2006WR004972.

山口紀子, 高田雄介, 林健太郎, 石川 覚, 倉俣正人, 江口定夫, 吉川省子, 坂口 敦, 朝田 景, 和穎朗太, 牧野知之, 赤羽幾子, 平舘俊太郎 (2012)：土壌-植物系における放射性セシウムの挙動とその変動要因. 農環研報, 31: 75–129.

要　　旨

Cs^+ は 2 : 1 型粘土鉱物の端面の Frayed edge site（FES）や面部の六員環に非常に強く捕捉される．ただ，Cs^+ が FES に捕捉されるまでには 100 日スケールの時間を要する．本稿では，イオン態で存在する Cs^+ の土壌中で予想される移動と Cs^+ が有機性コロイドに収着して移動したと考えられるケースを紹介する．イオン態で存在する Cs^+ について，線形ではなく Freundlich 型吸着等温線を用いて土壌中の移動を数値計算で検討したところ，Cs^+ の移動が初期状態の時に存在するイオン種に影響を受ける結果となった．一方，リター層が林床を覆うような林地で調査した結果では，土中の放射性 Cs の深さ分布が土壌の全炭素量や C/N 比と高い相関を示した．これは，Cs^+ が分解しつつある有機物と共に下方に移動していることを示唆している．

キーワード：放射性 Cs，有機コロイド，イオン交換選択性，遅延係数