

土壌酸性化予測手法の研究

土壌履歴モデルの多層化

4 講座 富田 健太郎

1 はじめに

現在我が国においても降水の酸性化が生じている。しかし、その影響が顕在化している欧米諸国に比べて我が国の土壌層は酸中和能が豊富であるため、陸水および湖沼までには影響は及んでおらず、当面懸念されるのは土壌表層の酸性化の可能性である。そのため著者らはこれまで、将来の土壌酸性化を予測するための手段として、土壌の水理化学過程と地上植生による林内雨形成過程を考慮した数理モデルを提案してきた¹⁾。

土壌表層において酸中和能として最も大きな役割を果たすものは、土壌のもつ陽イオン交換能と化学的風化による陽イオン供給であると考えられる。本論文ではフィールドを2カ所として、土壌表層を深さ方向の化学特性の変化を考慮した多層モデルとし化学的風化速度の決定を行った。さらに中国からの硫酸化物の移流を考慮し、これをもとに土壌酸性化の将来予測を行った。

2 土壌履歴モデルの構造

2.1 モデルの枠組み

本報におけるモデルの枠組みは図1のとおりである。まず、大気中、降雨中における微量物質濃度の過去からの経年変化を、化石燃料の消費などから推定する。この手順は3.1で述べる。次に植生モデルを用いて土壌への浸透水量とその化学組成を推定する。植生モデルは、葉面での降水のさえぎり蒸発、地中からの蒸散による植生の水収支への影響と、葉面上への粒子状、ガス上の乾性沈着物質の林内雨への付加などを表現したものである³⁾⁴⁾。土壌化学モデルは、浸潤水と土壌との間の化学的な相互作用を表現するもので、このモデルにより土中水の化学組成、土壌の化学特性の時間変化が算出される。

2.2 土壌化学モデルにおける物質収支

研究で用いる土壌化学モデルは前報では土壌密度 S 、深さ h の完全混合タンクモデルであった。本報ではこれに深さ方向の考慮(タンクの多層化)を加えた。図2がその模式図である。第 j 層では、浸透してきた水のうち、割合 r_j だけが層内の土壌と交換平衡に達し、 $1 - r_j$ は土壌と接触せずに流出するものとする。両者は再び混合してから、次の層に

流入するものとする。

Q の浸潤水中に物質 i が濃度 c_{ij}^0 含まれるとすると、タンク内への物質 i の流入量は $c_{ij}^0 r_j Q$ であり、タンク内では化学的風化により物質 i が速度 W_{ij} (化学的風化速度) で放出される。陽イオン交換反応の結果、土中水濃度は C_{ij} となってタンクから流出するから、収支の差が土壌中の交換性陽イオン量 T_{ij} の変化となって現れる。したがって、物質収支式は式(1)で表される。

$$\frac{dT_{ij}}{dt} = W_{ij} + \frac{(c_{ij}^0 - c_{ij})r_j Q}{Sh} \quad (1)$$

上式におけるイオン種 i は Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、の 3 種である。 W_{ij} 、 c_{ij} 、 Q 、 S 、 h 、が既知であれば、 T_{ij} と c_{ij} の関係は陽イオン交換反応から求まるので式 (1) は解ける⁵⁾。
 W_i の推定法は以下に示す。

が、このとき溶出する塩基が酸中和能の一つとして作用する。

土壤水の含水率、二酸化炭素濃度が一定であれば、化学的風化速度は H^+ 濃度により依存すると考え、本研究では次式の関係性を仮定した。

$$W_{ij} = K_{w;ij} [H^+]^{m_{ij}} \quad (2)$$

推定すべき化学的風化パラメータ、 $K_{w;ij}$ 、 m_{ij} のうち、 m_{ij} はフィールド土壤の鉱物組成によりのみ依存するものと考え室内実験で求める。 $K_{w;ij}$ は室内実験では再現できないフィールドに固有の種々の物理化学的な条件により左右されると考えて、2.4 で述べる手法により計算で求める。

2.4 計算手順

わが国においては、明治維新が成立した 1868 年までは、人間活動の規模が大気中、降雨中の微量物質濃度に影響を与えるほど大きくはなく、したがって、これらの濃度はその時点までは一定であったと想定できる。また土壤の化学組成の変化も、土壤への大気からの付加の変動が激しい近年に比べてゆるやかであったと考えられる。そこで本研究では、この時点までは土壤に流入する全酸負荷が化学的風化により中和されており、土壤中陽イオン量は一定であったとする仮定を設ける。各層における化学的風化速度 W_i を決定する具体的手順は以下のである。

- (1) 1868 年以前における土壤中陽イオン量 T_{ij}^0 を仮定する。
- (2) そのときの交換平衡反応後の流出水の陽イオン濃度 c_{ij} を求める。
- (3) 流出水と浸透水との間の陽イオン量の差が、当時すべて化学的風化で補給されていたと考え、 $K_{w;ij}$ を式 (2) により求める。

図 2 多層タンクの各タンク内で生じる反応

2.3 化学的風化過程の数式化

岩石が温度の変化や水、生物などの影響により理化学的に変質する現象を風化と言うが、これには大きく分けて 2 つの過程がある。1 つは岩石が機械的に砕けて細粒化し、遂には個々の構成鉱物粒にまでなる物理的風化過程であり、他の 1 つは組成成分が変質を起し、新しい物質の生成をもたらす化学的風化過程である。

化学的風化過程により一次鉱物は二次鉱物となる

$$\frac{(c_{ij}^0 - c_{ij})r_j Q}{Sh} = K_{w;ij} [H^+]^{m_{ij}} \quad (3)$$

- (4) このようにして求めた $K_{w;ij}$ を用いて、1868 年から 1995 年まで大気からの負荷を与え続けた計算を行い、現時点の土壤中陽イオン量 T_{ij}^0 を求める。
- (5) の計算値をフィールドの土壤に対して得られた測定値と比較することによって、 T_{ij}^0 の値を調整して手順 (2) に戻って再計算する。
- (6) T_{ij}^0 の計算値が観測値に一致したときの $K_{w;ij}$ を、

フィールドでの化学的風化速度係数とする。

た 1995 年以降も pH の値は緩やかに下がっていく。

3 大気中、降雨中の微量物質濃度の経年変化の推定

本研究では大阪大学吹田キャンパス内の竹林と和歌山県西牟婁郡上富田町市ノ瀬の杉林をフィールドとした。以下にこのフィールドにおける大気中降雨中の微量物質濃度の経年変化と化学的風化パラメータの推定について述べる。

本研究で対象とした大気中微量物質は、降下ばいじん、浮遊粒子、 SO_2 、 NO_2 である。1868 年以前のバックグラウンド値には清浄地域における推定値を用い、1868 年以降の経年変化は、観測データがある場合はそれを用い、ない場合には石炭、石油の消費量から推定した。また、将来予測を行う際には、今後も現在の負荷が続くと想定した。

前報では(1)降雨中イオン濃度は観測値がない期間の経年変化を、大気中浮遊粒子成分に比例させたものであったが、本報ではそれに加えて、(2)同様の期間について SO_4^{2-} 、 NO_3^- については大気中のガスと粒子濃度の和の変動に伴い、その他の成分については大気中浮遊粒子濃度の変動に伴うものとし、 SO_4^{2-} についてはさらに中国からの移流を考慮に入れたもの(これは現在の SO_4^{2-} 濃度の半分を中国からの移流と考え、これと中国の石炭の消費量から降雨中 SO_4^{2-} の中国からの移流の過去の値を推定した)の二通りで推定した。タンク深さ h を 0.5m と仮定した。 h 単一タンクモデルの 2038(平成 50)年までのフィールド土壌の化学特性の変化の計算値を図 3、図 4 に示す。図 3-1、3-2 は降雨と浸潤水、土中水の pH を表している。図 3-2 では降雨中 pH は 1960 年代に急速に低下しており、このことは四日市における降水 pH の観測結果と一致している⁶⁾。ここでは植生からの蒸散による浸潤水の土中での濃縮効果を含めて、浸潤水の化学成分濃度を計算しているため、降水が低 pH のときは、それに植生への乾性沈着物質の影響が加わるので、浸潤水 pH はさらに低下し、降水が高 pH のときは、濃縮効果と乾性沈着の効果が相殺する傾向にある。図 3-2 では土中水 pH の変動は土壌のイオン交換能による緩衝効果により、浸潤水の pH の変動よりも小さくなっているが、現在の 3 負荷が続くと仮定し

図 3-1 pH の経年変化(仮定 1)

図 3-2 pH の経年変化(仮定 2)

図 4 イオン量の経年変化(仮定 2)

図 4 は、浸潤水中の酸負荷に対する酸中和が、化学風化と陽イオン交換反応によって分担されている割合を、浸潤水中の塩基性陽イオン量の和(SBC)と強酸性物質の和(SSA)、土壌水中の SBC と共に示している。負荷の増減に従い化学的風化量、土壌の陽イオン交換反応量は変化しており、1960 年代から 1970 年代にかけての大気汚染の影響が大きく酸負荷の大きいとき陽イオン交換反応は酸中和能と

して大きく貢献している。化学的風化量は安定している。1995年以降も陽イオン交換反応はわずかながら進行しており、将来にわたって土壤酸性化がわずかではあるが進行することを示している。

4 将来予測結果

図5-1、図5-2、図5-3はモデルを多層化したときの土中水の各層のpHを表している。図6は塩基飽和度の図である。ここでは降雨中微量物質濃度の推定に仮定(2)を用いている。交換率 r_j は0.15、0.50を用いた。

図5、6から異なる土壤特性をもった各層土壤の時間変動が本報の多層モデルにより計算可能であることがわかる。また r_j を小さく設定したとき各層土壤の変動は類似しており、 r_j を大きく設定したときは、各層がそれぞれに異なる変動をする傾向にあることがわかる。

5 まとめ

タンクを多層にすることで、土壤の化学的風化と深さ方向の土壤の変化を考慮した土壤酸性化の将来予測をすることが可能になった。

各層でバイパスされる土中水の割合を推定する必要が出てきた。これは今後の課題である。

参考文献

- [1] 鷹野誠、加賀昭和、岸虎、山口克人、鶴田敏郎、村津美代子 (1997) 土壤酸性化将来予測による化学的風化量の一推定法、環境化学会誌 10(4)、287-299
- [2] 村津美代子、山口克人、加賀昭和、岸虎、鷹野誠 (1997) 空気調和衛生工学会近畿支部学術研究発表会論文集、土壤陸水酸性化予測モデルに関する研究(その6) 土壤履歴モデルを用いた化学風化速度の決定、111-114
- [3] 鷹野誠、山口克人、加賀昭和、岸虎 (1994) 同上、土壤陸水酸性化予測モデルに関する研究(その4) 植生影響を考慮した土壤化学モデル、31-34
- [4] 小川起代、山口克人、加賀昭和、岸虎、鷹野誠 (1995) 同上、土壤陸水酸性化予測モデルに関する研究(その5) Throughfallの重回帰モデル、41-44
- [5] 鶴田敏郎、山口克人、加賀昭和、岸虎 (1993) 同上、土壤陸水酸性化予測モデルに関する研究(その3) 物質移動係数を考慮した土壤化学モデル、57-60
- [6] 日本化学界編、(1992) 季刊化学総説、陸水の化学、学会出版センター、75

図 5-1 土中水 pH の経年変化 ($r_i=0.15$ 、竹林)

図 5-2 土中水 pH の経年変化 ($r_i=0.50$ 竹林)

図 5-3 土中水 pH の経年変化 ($r_i=0.15$ 杉林)

図 6 塩基飽和度 ($r_i=0.50$ 竹林)