

拡散係数と屈曲度について

屈曲度 (tortuosity) と屈曲度係数 (tortuosity factor)

土壌中の拡散による溶質移動の定式化にはいくつかの表し方が存在しており、式に出てくる拡散係数や屈曲度が意味する物は必ずしも同じではないことに注意する必要がある。

「土壌物理用語辞典」によれば、拡散による溶質フラックス ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) は、以下の式で表される。

$$J = -\theta D_l \frac{\partial C}{\partial x}, \quad D_l = \tau D_o \cdots (1)$$

ここで C は液相中の溶質濃度 (mol m^{-3})、 x は位置を表す空間座量 (m)、 D_l は土壌中の溶質の拡散係数 ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) である。 D_l の前に体積含水率 θ があることから、 D_l は「土壌水中」の溶質拡散係数を表しており、通過断面積の直接的な影響は θ を掛けることで表現している。二つ目の式は屈曲の効果を表し、 τ は屈曲度係数 (tortuosity factor) と呼ばれる。 τ は 1 以下の値を取り、 θ の関数である。 θ の減少に伴い τ も減少する。「土の物質移動学」(中野政詩) や Environmental Soil Physics (Daniel Hillel) でもこれと同等の記述が見られる。

一方、拡散係数の中に含水率や屈曲度の影響をすべて含めて表している場合もある。例えば「土壌物理学」(宮崎ら) では、

$$J = -D_s \frac{\partial C}{\partial x} \cdots (2)$$

としている。また Environmental Soil Physics (Daniel Hillel) でも前述の式とは別に

$$J = -D_s(\theta) \frac{\partial C}{\partial x} \cdots (3)$$

という表記がある。ここでは屈曲度係数も θ の関数であることを利用し、変数を θ のみにしている。

Soil Physics (William A. Jury & Robert Horton) ではまた少し異なった表現を持ち出している。

$$J = -\xi(\theta) D_o \frac{\partial C}{\partial x} = -D_s \frac{\partial C}{\partial x} \cdots (4)$$

ここで、中央の辺では純水中の溶質の拡散係数を使っており、そのためここでの屈曲度係数 (tortuosity factor) $\xi(\theta)$ は、通過断面積の減少と屈曲の増大という二つの要因を内包した物となる。右辺は宮崎らと同じ式である。

式 1 の τ と式 4 の ξ では、同じように屈曲度係数 (tortuosity factor) という言葉を使っても実態は別の概念である。このように「屈曲度」という言葉に一般性はないことに十分注意を払う必要がある。

海洋堆積物中のガス拡散係数

以下の記述は湿地からのメタン放出を考える際の覚え書きである。

メタンは地下水面下で生成されること、水面下では拡散係数が不飽和層と比べて大幅に制限されることを考えると、メタンの拡散による大気への放出過程は、地下水面直下の泥炭土壌中のガス拡散係数が律速段階となっていると考えられる。したがって、湿原からの拡散メタン放出量を計算するためには、地下水面下にある泥炭土中のガスの拡散係数を求める必要がある。

土壌中のガス拡散係数は主に耕地土壌を対象として研究が進んでおり、不飽和土壌中の相対ガス拡散係数を求めた研究が数多く存在する。ここで相対ガス拡散係数とは土壌中のガス拡散係数を空気中のガス拡散係数で割った値であり、0 から 1 の値を取る。しかし水面下の土壌を対象として拡散係数を測定した例は筆者が調べた限りでは見つからなかった。

Ullman and Aller (1982)は、海底堆積物中のガス拡散係数について、0.7 以上の高い間隙率の土壌中では以下の式が良く近似すると主張している。

$$J = -\phi D_l \frac{\partial C}{\partial x}, \quad D_l = \phi^2 D_o.$$

ここで ϕ は土壌の間隙率である。彼らは間隙が水で飽和されていることを前提としているため、 θ という変数ではなく ϕ を用いている。

Landsdown et al. (1992)、Shannon and White (1994)は、以下の式を用いて D_s を計算している。

Landsdown et al. (1992)

$$J = -D_s \frac{\partial C}{\partial x}, \quad D_s = \phi D_o.$$

Martens and Klump (1980)は海洋堆積物から海水への拡散メタンフラックスを以下の式により推定した。

$$D_l = \frac{1}{1.2\phi} D_o, \quad J = -\phi D_l \frac{\partial C}{\partial x}$$

しかしこの値は特に夏期における実測のフラックスを大幅に過小評価した。そこで彼らは実測したフラックスデータから見かけ上の拡散係数 D_l^a を計算した。

$$D_l^a = -\frac{J}{\phi(\partial C / \partial z)}$$

D_l^a は D_l の 1.2~3.1 倍と計算された。彼らは気泡の存在がこの高い見かけ上の拡散係数の原因であるとしている。その理由の一つめとしては、気泡は堆積物と海水間のメタン輸送が生じる表面積を増大させることが挙げられる。これにはバブルが海水に直接触れている必要があるが、実際堆積物中のバブルの中には海水と接しているものがあつた。二つめの理由として、バブルが濃度勾配をより急にすることを挙げている。これはメタンが気泡中を「ワープ」することで、実質的により深く高いメタン濃度の堆積物と海水が接することになるからである。さらに彼らは低潮の時に上がってきて表面付近にとどまったメタンバブルが溶け込むことで、低潮時ではないときの高い濃度勾配を作っている可能性も指摘している。

Romanowicz et al. (1995)は α を屈曲度 tortuosity と間隙率 porosity の関数とすると、以下の式が当てはまると主張している。Ours は CI のブレイクスルーカーブから α を 0.04 と推定している（修士論文 1993）。

$$D_s = \alpha D_o, \quad J = -D_s \frac{\partial C}{\partial x}$$

これと類似したものとして、Walter et al. (1996)は α を全ての内 10 μ m 以上の間隙径を持つ間隙の間隙率とした上で同様に式(1.3)が当てはまるとしている。これは Penman の関係式を利用したもの。

他にも Arah and Stephen (1998)は、 θ を間隙率、 τ を屈曲度(=1.5)とした上で、以下の式が成立するとしている。

$$D_s = \frac{\theta}{\tau} D_o, \quad J = -D_s \frac{\partial C}{\partial x}$$

Kettunen (2003)や、Clymo and Pearce (1995)は、以下の式が当てはまるとして、土壌中の拡散係数は水中の拡散係数と同じであると主張している。

$$D_s = D_o$$

その中で Kettunen は 20°C として計算すると拡散係数は $D_s=1.64 \times 10^{-9}$ (m² s⁻¹) となるとして

おり、Clymo and Pearce は屈曲等を考慮に入れず、 $D_s=1.0\times10^{-9} \text{ (m}^2 \text{ s}^{-1}\text{)}$ となるとしている。

Lloyd et al. (1998)は、Ar の D_s を実測し、深さによって $D_s=0.8\times10^{-8}\sim7.0\times10^{-8} \text{ (m}^2 \text{ s}^{-1}\text{)}$ の範囲で拡散係数が増加すると主張している。この値は水中の拡散係数よりも大きいので、気相を通った移動が生じていると推測した。その気相は維管束植物 (Vascular plant) の通気組織ではないかと推測している。