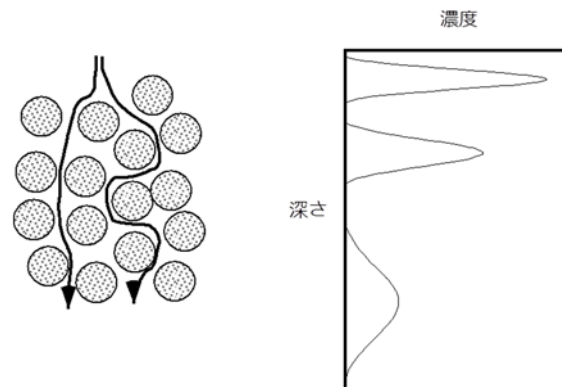


## 9. 土の中の物質移動

---



土は動きに乏しい存在に見えるが、実は土の中では様々な物質の移動がある。もっともわかりやすい例は水の移動であろう。雨の一部は土に浸透していく。もし土がある程度乾いている場合には、水の一部は土に保持され、残りが下方へ浸透する。雨が止むと下方への浸透はすぐになくなる。晴天が続くと表土からは蒸発によって水が失われるが、それを補うように下層から表層への水の移動が起こる。また、植物は根から大量の水を吸収するが、吸収による減少分は周囲からの水の移動によって補充されるため、継続して水を吸収することができる。土中の水は純水ではなく様々な溶質を溶解している。植物は、水とともに溶存養分を吸収するが、実は硝酸イオンやカリウムイオンなど多量に必要とされる養分は、根の表皮の細胞膜に存在する分子ポンプを使って積極的に細胞内へ取り込んでいる。このため、根の周辺の水の養分濃度は低下し、根から離れた高濃度部分からの拡散によって溶質が移動する。つまり、土壤溶液の溶質は常に水の流れに乗ってのみ移動するというわけではない。ここではまずの水の状態や移動について述べ、次いで溶質の移動について述べる。

## 9.1. 土の中の水の移動を支配する要因

### 9.1.1. 土の中の水の状態

乾燥した土に降雨があると、ごく初期には雨水は土の孔隙内に取り込まれ、下層へは移動しない。孔隙が満たされると過剰の水は表流水として排水されたり、土の中の大きな孔隙を通じて下層へ移動したりする。降雨が止むと、下層への水移動は徐々に少なくなり、1日もたつとほとんど移動しなくなる。この時点では、土の小孔隙は水で満たされている。つまり、この孔隙内の水は重力によって移動しない程度の、何らかの力で孔隙内に保持されているということになる。降雨ののち晴天が続くと、表層からは蒸発によって水が失われる。すると、下層から表層へ向かった水移動が生ずる。

河川や貯水槽などの水の移動を支配するのはほとんど重力のみである。つまり、水は常に高いところから低いところへ移動する。ビルの屋上の貯水槽の水は高いところで静止しているが、それは貯水槽という容器で機械的に拘束されているからである。土中の孔隙は閉じておらず、その中の水は完全に拘束されているわけではない。それにもかかわらず重力に逆らって保持されているということは、重力以外の何らかの力が働いているということの意味する。土中の水は、重力に抗して静止していることもあるし、場合によっては重力によって下方に移動することもある。また重力に逆らって下層から表層へ移動することもある。さらに、植物根へ向かって水平方向に移動することもある。このような水移動を支配する要因は何であろうか。

一般に重力の作用するところでは、物体は高いところから低いところへ移動する傾向がある。この傾向は位置エネルギーというエネルギーを考えることによってうまく説明することができる。高いところにある物体の位置エネルギーは低いところにある物体の位置エネルギーより大きい。位置エネルギーの大小が、重力場におけるその物体の安定性の尺度になる。また熱は温度の高いところから低いところへ移動する。この場合温度は、熱という形態でのエネルギーの移動の方向を判断する尺度になる。溶液中の溶質は濃度の高い部分から濃度の低い部分へ拡散移動する。熱力学によれば、溶質のエネルギーは濃度が高い部分で大きい。つまり溶質は高エネルギー部分から低エネルギー部分へ移動しているのである。このような事例から推定できるように、土中の水の動きを判断するときにも、そのエネルギー状態を考えることが便利である。

それでは、土中水のエネルギー状態はどのような要因で決まるのであろうか。溶質の濃度が溶質のエネルギー状態に影響する要因であったように、土中の水の濃度に相当する、土の水分含量（含水比）はそのような尺度となりうるだろうか。図 9.1 は、含水比 9%の砂と、含水比 9%の水田土を接触させた時の様子である。水田土の方に黒い染みが広がっているのが見えるが、それは砂から移動してきた水である。この事例からわかるように、水分含量は、土中の水移動を支配する一般的な尺度とはならない。



図 9.1 含水比 9%の砂（左）と同じ含水比の水田土（右）を接触させたときの様子。

土中の水に関するこれまでの研究によって、土中の水のエネルギー状態に影響する主要な要因は、重力、圧力、溶質の濃度、そして微細孔隙への保持等であることが明らかにされている。

### 9.1.2. 重力

ある程度の降雨があれば、土の中を表層から下層へ水が移動する。また表土に与えた灌漑水は土に浸透して下層へ移動する。このことから明らかなように、重力は水移動に影響する最重要の要因である。質量  $m$  の物質は地球上では地球の中心に向かって大きさ  $mg$  の重力を受けている。ここで  $g$  は重力加速度であり、その大きさは SI 単位では約  $9.806 \text{ m s}^{-2}$  である。いま、地表を基準点とすれば、地表から高さ  $h$  まで質量  $m$  の物質を持ち上げるためには  $mgh$  のエネルギーが必要であることから、高さ  $h$  にある物質は地表 ( $h = 0$ ) にある物質よりもその分だけ大きなエネルギーを持つと考えられる。このエネルギーは（力学的な）ポテンシャルエネルギーとよばれる。物質が高いところから低いところへ移動するのは、低い方向へ向かって重力が作用しているからであるが、このことは、ポテンシャルエネルギーの高いところから低いところへ移動する、という風に考えることもできる。つまりポテンシャルエネルギーの低い（安定な状態）へ移動する、ということである。ある物質のポテンシャルエネルギーは、高さが同じであれば同じであるので、ポテンシャルエネルギーは、同じ高さにある物質の水平方向への移動の原因にはならない。

高さ  $h$  にある質量  $m$  の水ポテンシャルエネルギーは  $mgh$  であり、質量  $2m$  の水のポテンシャルエネルギーは  $2mgh$  である。ポテンシャルエネルギーに関する安定性（エネルギー状態）を問題にするときには、物質の持つポテンシャルエネルギーの全量ではなく、単位量あたりのポテンシャルエネルギーを考えることが合理的である。単位量としては質量をとると、高さ  $h$  にある単位質量の水のポテンシャルエネルギーは  $gh$  となる。一方、単位量として体積をとることもできる。この場合

$$\text{単位体積の水のポテンシャルエネルギー} = \frac{mgh}{V} = \rho gh \quad (9.1)$$

と表すことができる、ここで  $V$  は質量  $m$  の物質の体積である。また単位体積当たりの水の質量は密度であることを考えると、最右辺のように表すこともできる。ここで  $\rho$  は水の密度である。単位は SI 単位系では  $\text{J m}^{-3}$  である。  $\text{J} = \text{N m}$  であるので、  $\text{J m}^{-3} = \text{N m}^{-2}$  となるが、  $\text{N m}^{-2} = \text{Pa}$ （パスカル、圧力の単位）であるので、単位体積当たりの物質のポテンシャルエネルギーは圧力の次元を持つことになる。

いま、地表を基準点とし、鉛直上向きに座標をとると、座標位置  $z$  の位置にある（単位体積当たりの）水のポテンシャルエネルギーは  $\rho_w g z$  である（地表下の場合  $z < 0$ ）。ここで  $\rho_w$  は水の密度である。土の断面内では下に行くほどポテンシャルエネルギーが低く、水は下方に移動する傾向を持つ。単位体積の水の持つポテンシャルエネルギーは重力ポテンシャルとよばれる。

### 9.1.3. 圧力

土中水のエネルギー状態に影響する次の要因は圧力である。ゴム風船に水を入れると風船内の水はゴムの弾力によって加圧される。風船の口を開放すると水は外に飛び出す。これは加圧されてエネルギーの高くなった水が、低エネルギー状態の外部に移動しようとする現象である。このように、水に圧力を加えるとそのエネルギーは高くなる。水は非圧縮性と考えることができるので、加圧によるエネルギーの増分は

$$\begin{aligned} \text{加圧によるエネルギーの増分} &= VdP \\ \text{加圧による単位体積の水のエネルギーの増分} &= dP \end{aligned} \quad (9.2)$$

となる。

このように、水のエネルギー状態に対する圧力の効果は単純である。ただ、土中の水には様々な圧力が作用する。この圧力の作用の仕方や作用する圧力の種類は、膨潤性土と非膨潤性土で異なる。図 9.2 には非膨潤性土と膨潤性土における土粒子の接触状態を模式的に示す。非膨潤性土とは、ほとんどすべての土粒子が相互に接触して相互に支えあい、しっかりとした構造ができている土である。つまり、土粒子の重さはすべて土粒子によって支えられている。これに対して、膨潤性土では、粒子の一部（特に粘土粒子）が相互に接触していないような土である。膨潤性土では土粒子の重さの一部は間隙の水によって支えられている。このような状態は土が飽和（間隙が水で満たされた状態）に近い状態でのみ生ずることが多く、含水比が低下すると、膨潤性土でも土粒子は接触するようになる。

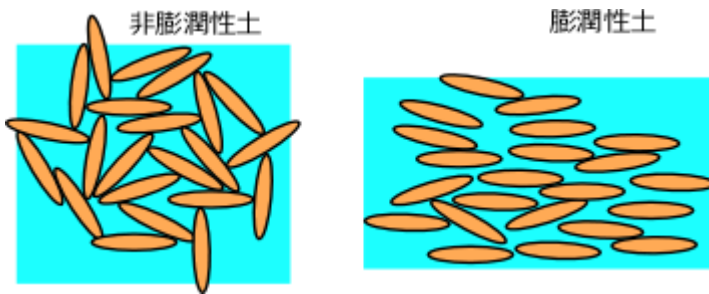


図 9.2 非膨潤性土（左）と膨潤性土（右）における土粒子の状態。

いま、図 9.3 に示すような、地下水面から田面水まで水で飽和された水田土を考える。水のエネルギー状態の基準としては土の表面にある自由水をとることとする。土が非膨潤性土である場合、田面水の深さが  $d_w$  のとき、 $z = d$  の位置にある単位体積の水は、その上部の水による静水圧を受けている。(9.2)式から、その静水圧が、その場所の水の、加圧によるエネルギーの増分となる。この図に示した状態では  $z = d$  地点における水に加わる静水圧は  $(d_w + d) \rho_w g$  であるので、これが静水圧による単位体積当たりの水のエネルギーの増分となる。このエネルギーの増分は静水圧ポテンシャルとよばれる。

この点は基準としてとった地表面よりも下にあるので、重力ポテンシャルは基準点にある水よりも小さい。結局静水圧ポテンシャルの両方を考慮すると、この点にある単位体積の水のエネルギーは  $-\rho_w g d + (d_w + d) \rho_w g = d \rho_w g$  となる。

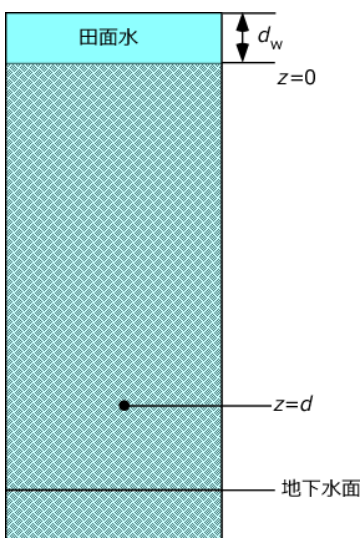


図 9.3 地下水面から田面水まで水で飽和された土の中の水のエネルギー状態を考える図。

膨潤性土ではすこし事情が異なる。なぜなら、土の骨格によって支えられていない土粒子が静水圧に寄与するからである。この寄与を載荷ポテンシャル (overburden potential) とよぶ。

土が不飽和状態である場合には、土の断面内の水には静水圧は作用しない。しかし、土粒子間の空気の圧力が基準 (通常は大気圧) よりも高くなれば、隣接する土壌水のエネルギーはその分だけ増加する。この増分は空気圧ポテンシャルとよばれる。

#### 9.1.4. 溶質の存在

溶質の存在もまた土中水のエネルギー状態に影響する。今、図 9.4 に示すように溶質を含む水 (溶液) と純水が半透膜で仕切られている場合、水は溶液の方へ移動し、溶液側の水面がある程度上昇した状態で平衡になる。これは溶質の存在によって溶液中の水のエネルギーが低下させられているからである。

単位体積の水のエネルギーの低下量は近似的に

$$\text{単位体積の水のエネルギー変化} = -RT \sum f_i c_i \quad (9.3)$$

で表される。ここで  $c$  は溶質濃度 ( $\text{mol m}^{-3}$ )、 $R$  は気体定数 ( $8.31 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )、 $T$  は絶対温度 (K) である。また  $f$  は浸透圧係数とよばれる係数であり、 $M_n A_m$  という組成の塩の場合、 $f = n+m$  となる。たとえば、土壌溶液が  $10 \text{ mmol L}^{-1}$  ( $= 10 \text{ mol m}^{-3}$ ) の硝酸カルシウムのみを含む場合、この溶質の存在による水のエネルギーの変化量は (浸透圧係数は 3 であるので)  $25 \text{ }^\circ\text{C}$  においては、

$$-8.31 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1} \times 298 \text{ K} \times 3 \times 10 \text{ mol m}^{-3} = -74291.4 \text{ J m}^{-3} \approx -74.3 \text{ kJ m}^{-3}$$

となる。9.1.2 で述べたように、 $\text{J m}^{-3} = \text{N m}^{-2} = \text{Pa}$  であるので、 $-74.3 \text{ kPa}$  と書くこともできる。

もし、土壌中の土壌溶液の溶質濃度が異なれば、水は溶質濃度の低いところから高いところへ移動する。しかし一般には、土壌溶液中の溶質濃度が極端に異なることは少ないので、溶質濃度の差が土壌中での水移動の主要な駆動力となることは少ないと考えてよい。溶質の存在による水のエネルギーの変化分は溶質ポテンシャル (solute potential) とよばれる (浸透ポテンシャルとよばれることもある)。

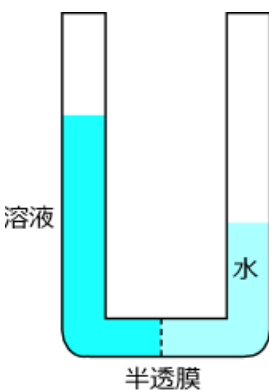


図 9.4 浸透圧による水移動。左の溶質を含む水と右の純水が溶質を通過させない半透膜で仕切られている。

#### 9.1.5. メンスカスを伴った微細孔隙への保持

図 9.5 は水の入った容器に細いガラス管を立てたときの様子を示す模式図である。一般に細い管 (毛細管) を水の容器に立てると、水は管内を (重力に逆らって) ある程度上昇する。この現象は毛細管現象とよばれている。毛細

管現象は円形の管だけでなくどのような形の微細孔隙に対しても生ずる。たとえば、布を水に浸したとき、水が浸み上がってくるのも、布を構成する繊維の間の微細な間隙を水が上昇することによる。毛細管現象による水の上昇が生じるためには管（あるいはもっと一般的に微細孔隙）の内面が水にぬれやすいことが条件である。もし管がテフロンのような、水にぬれにくいものでできている場合には、水は管内を上昇しないどころか管内の水面は容器の水面よりも低下してしまう。

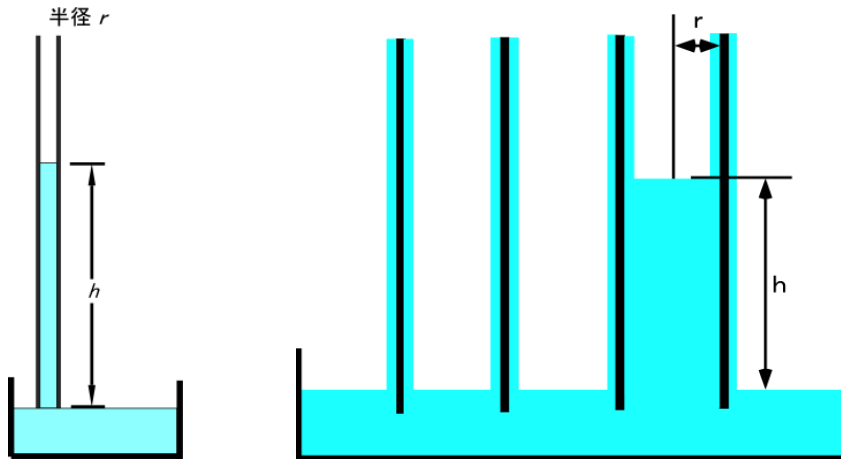


図 9.5 毛細管現象 (左) . 毛細管現象は、水が表面積を少なくしようとする傾向を持つことで説明できる(右).

図 9.5 (右) は毛細管現象が起こる機構を示す模式図である。自由な水が存在するときには必ず水蒸気も存在し、水と親和性のある物質の表面には水蒸気が吸着している。右図の左側は、毛細管を水面に入れたときの様子を示す、管の下端には液体状の水が存在し、管の表面には水分子が吸着している。一般に液体は、その表面積を最小にしようとする傾向があるが、この状態では管の内表面に吸着された水分子もむき出しの表面と考えることができる。しかし、もし右図の右側のように、液体の水が管内を上昇すれば、管の内表面上の吸着水の表面積はその分だけ減少する。毛細管現象は、水の凝集力によって、水の表面積をできるだけ小さくしようとする作用の結果生ずるのである。管内の水面がさらに高くなれば水の表面は小さくなるが、そのためには重力に逆らって水が上昇する必要がある。つまり、表面積の減少による水の表面エネルギーの減少分と、上昇によるポテンシャルエネルギーの上昇分が釣りあうところまで管内の水面が上昇するのである。

図 9.5 の右図に基づいてつりあいを考えてみよう。半径  $r$  の毛細管において液面が  $dh$  だけ上昇したときの表面エネルギーの減少は  $\sigma(2\pi r) dh$  である。ここで  $\sigma$  は単位表面積当たりの表面エネルギー（表面張力）を表す。一方、体積  $\pi r^2 dh$  の水を高さ  $h$  まで持ち上げたときのポテンシャルエネルギーの増分は  $\pi r^2 dh \rho_w gh$  である。平衡位置ではこれらのエネルギーの変化量が釣りあうので

$$\sigma 2\pi r dh = \pi r^2 dh \rho_w gh \quad (9.4)$$

という関係が成り立ち、これを解くことにより、水面の平衡上昇高さは

$$h = \frac{2\sigma}{\rho_w gr} \quad (9.5)$$

で与えられる。25 °C の場合、 $\sigma = 72 \text{ mJ m}^{-2}$  であるので、半径  $0.01 \text{ mm} = 10^{-5} \text{ m}$  の毛細管における上昇高さは

$$\frac{2 \times 72 \times 10^{-3} \text{ Jm}^{-2}}{1000 \text{ kg} \times 9.8 \text{ ms}^{-2} \times 10^{-5} \text{ m}} = 1.47 \text{ m}$$

となる。もし、毛細管現象というものが全く作用しない場合に、同じ高さまで水を引き上げるためには毛細管内の圧力を、その高さの水柱による圧力の分だけ減少させる必要がある。その圧力は

$$-\frac{\pi r^2 \rho_w gh}{\pi r^2} = -\rho_w gh \quad (9.6)$$

である。実際には、管内が減圧されているわけではないが、その分だけ減圧されたと同じ状態が生じている。このことから、管内の水の（単位体積当たりの）エネルギーは(9.6)式で計算される分だけ低下していると考えることができる。hは(9.5)式によって毛細管の半径と関係づけることができるので、自由水を基準にしたときのエネルギーの変化（低下）は

$$\text{メニスカスを伴って細孔に保持された水のエネルギー低下} = -\frac{2\sigma}{r} \quad (9.7)$$

によって与えられる。

土の中の空隙は、一定直径の毛細管のように単純ではない。しかし、そこに保持された水は同じような機構でエネルギーが低下した状態になる。自由水を基準としたときの、微細孔隙内への保持によるエネルギー変化分はマトリックポテンシャルとよばれている。マトリックというのは土壌マトリックスの微細孔隙構造からきている。

ここで注意してほしいことは、毛細管の中に水と空気の界面（メニスカス）が存在することが条件であるという点である。毛細管現象は、管の表面の吸着水部分の表面積を減少させるために生じる。管内に水と空気の界面が存在しなければそのような現象は生じない。水中に毛細管を浸してしまうと、毛細管の内部は水で満たされるが、この水は管の外部の水と異ならず、マトリックポテンシャルは0である。つまり、マトリックポテンシャルは不飽和土のみで生ずる。

#### 9.1.6. 土の種類や水分状態と、土壌水ポテンシャル成分

上述の土壌水ポテンシャルの各成分は、土が膨潤性か非膨潤性か、また飽和か不飽和かによって作用したりしなかったりする。表 9.1 はこの様子をまとめたものである。

**表 9.1 土の種類、水分状態による、土壌水ポテンシャル成分の寄与の違い**

ポテンシャル成分	飽和非膨潤性土	不飽和非膨潤性土	飽和膨潤性土	不飽和膨潤性土
重力ポテンシャル	○	○	○	○
溶質ポテンシャル	○	○	○	○
静水圧ポテンシャル	○		○	
空気圧ポテンシャル		○		○
载荷ポテンシャル			○	
マトリックポテンシャル		○		○

#### 9.1.7. 土壌水ポテンシャルの各成分の評価

土壌水ポテンシャルの各成分は、単純な計算や、装置を用いた測定によって評価される。ただし、土の種類や水分状態によっては、表 9.1 に示した各ポテンシャル成分をそれぞれ独立には評価できないこともある。

**重力ポテンシャル**：基準点から対象とする点までの垂直距離を測定し、(9.1)式を用いて計算する。

**溶質ポテンシャル**：土壌溶液の溶質濃度を測定し、(9.3)式を用いて推定する。または土壌溶液を分離してその浸透圧を測定する。

**空気圧ポテンシャル**：土中の対象点の空気圧を圧力計で測定し、基準圧力（大気圧）を差し引く。

**静水圧ポテンシャル**：土中の対象点より上の飽和層の垂直高さを測定する。

マトリックポテンシャル、载荷ポテンシャルは独立に直接計測することは難しい。また、重力ポテンシャルのように、容易に計測できる量から計算することも難しい。これらの推定のためには、図 9.6 に示すようなテンシオメーター（左）やピエゾメーター管（右）が用いられる。

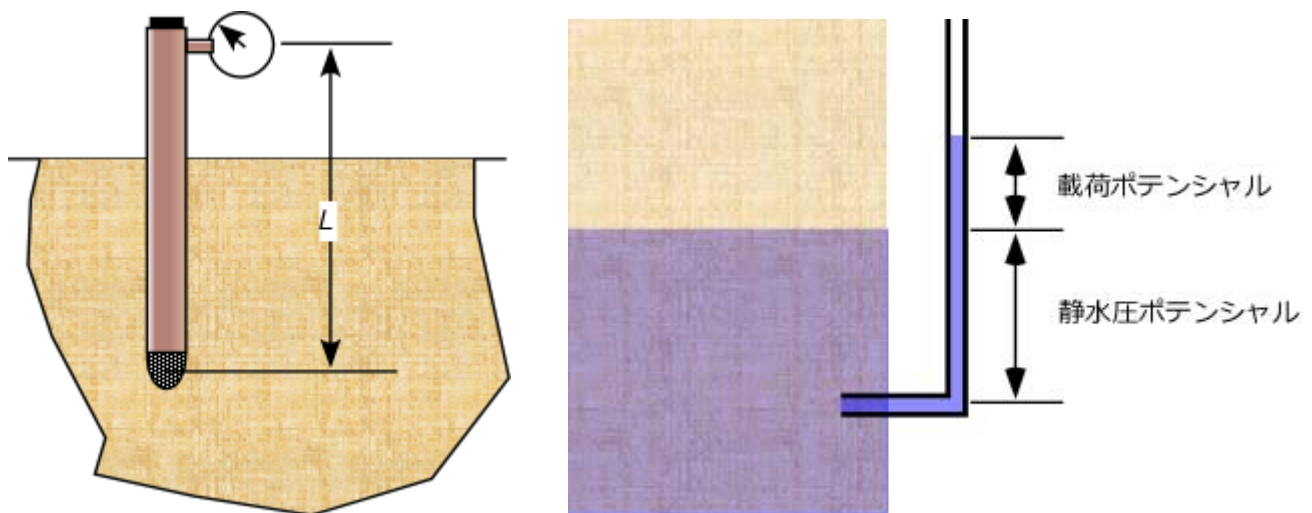


図 9.6 テンシオメーター（左）とピエゾメーター管（右）

テンシオメーターはプラスチック製の管（直径は 1～2 cm）の管の先端部に緻密なセラミック製の多孔質カップ（センサー）を、反対側に圧力計を取り付けて内部を水で満たして密封したものである。この装置のセラミック部分を不飽和土に挿入して平衡させる。テンシオメーター内部の水は自由水であるので、土の内部の毛細管孔隙に向かって水は移動しようとする。しかしテンシオメーターは密封されているので実際には水は移動できない、この結果、取り付けられた圧力計には負圧が生ずる。この負圧は、マトリックポテンシャルと空気圧ポテンシャル、および管内の水による静水圧ポテンシャルの合計に相当する。もし、空気圧ポテンシャルが無視できる場合には、テンシオメーターにあらわれる負圧  $\psi^{\text{tensio}}$  とマトリックポテンシャル  $\psi_m$  と管の長さ  $L$  の間には

$$\psi^{\text{tensio}} = \psi_m + \rho_w g L \quad (9.8)$$

という関係が成立するので、この式からマトリックポテンシャルを求めることができる。

载荷ポテンシャルは、土の飽和部分に挿入した細い L 字管（ピエゾメーター管）内の水位から推定することが可能である。もし管内の水位が図 9.6 右図のように、地下水位を超えて上昇した場合、その上昇分が载荷ポテンシャルに相当する。この図から明らかなように、ピエゾメーター管は、静水圧ポテンシャルと载荷ポテンシャルの合計を与える。

#### 9.1.8. 水分特性曲線



土の間隙が水で満たされているとき、その中の水のマトリックポテンシャルは 0 である。含水比を下げると、まず大孔隙から排水され、小孔隙は水で満たされたままになる。この時の土中水のマトリックポテンシャルは、水と空気の界面が形成されている孔隙の大きさによって定まる。含水比が下がるにつれ、大きな孔隙から順に排水されていくはずであるので、土中水のマトリックポテンシャルは含水比の低下とともに低下する。この関係を示したグラフを土の水分特製曲線とよぶ。図 9.7 はいくつかの土の水分特製曲線の例である。砂質土（砂土）では、大孔隙が多く、小孔隙は少ないので、マトリックポテンシャルが低下した状態での水の保持量は少ない。しかし微細孔隙を多く含む土では、マトリックポテンシャルが低下した状態でも大量の水を保持できる。

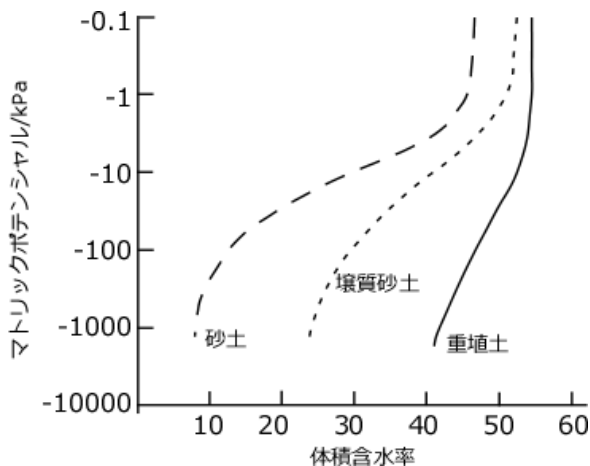


図 9.7 水分特性曲線の例。横軸には体積含水率が用いられることもあり、含水比が用いられることもある。

### 9.1.9. 水頭と pF

これまでは、土中水のポテンシャルエネルギーは単位体積の水あたりの量で表してきた。別の表現として、単位重量（質量ではない）の水あたりの量として表すやり方もしばしば用いられる。単位重量当たりのエネルギーとはエネルギーをその物質の質量と重力加速度の積で割ったものに相当する。その次元は  $[(\text{kg m}^2 \text{ s}^{-2})/(\text{kg m s}^{-2})] = [\text{m}]$  となる。土中水のエネルギーをこの方式に従って単位重量の水あたりの量として表し、単位を m ではなく cm としたものを水頭 (head) とよぶ。また、水頭がマイナスの時に限るが、 $\log(-\text{水頭})$  を pF と呼ぶ。

単位体積あたりのエネルギーとして表した水ポテンシャル（単位は Pa）の数値を水頭（cm）単位の数値に換算するには、水 1 kg 当たりの体積の値 ( $0.000997 \text{ m}^3$ ;  $25 \text{ }^\circ\text{C}$ ) をかけ、重力加速度の値 9.806 で割り、さらに 100 をかければよい。たとえば  $-3 \text{ kPa}$  に対応する水頭は  $-30 \text{ cm}$  であり、pF 表示では  $\log(-(-30)) = 1.48$  となる。 $-1.5 \text{ MPa}$  に対応する水頭は  $-15250 \text{ cm}$  であり、pF 表示では 4.18 となる。

定義から明らかなように、土中水の重力ポテンシャルに対応する水頭は cm 単位で表した基準点からの高さそのものになる。

## 9.2. 土中の水移動

### 9.2.1. 飽和土中の水移動

飽和土中の水ポテンシャルに寄与するのは、重力ポテンシャル、溶質ポテンシャル、静水圧ポテンシャルおよび載荷ポテンシャル（膨潤性土のみ）である。一般に、土壌溶液の溶質濃度が場所によって大きく異なることは少ないので、土内の場所による溶質ポテンシャルの差はあまり大きくない。いま、溶質ポテンシャルの寄与が無視できる程度とすれば、重力ポテンシャル、静水圧ポテンシャルおよび載荷ポテンシャルの和の大きいところから小さいところへ水が移動する。非膨潤性土では、重力ポテンシャル、静水圧ポテンシャルの和の大きいところから小さいところへ水が移動する。

水ポテンシャルを用いた議論では、水がどの方向に流れるかを判断することはできるが、どのような速さで流れるかについては何も言えない。飽和土の場合、その土を通じた水の流速に関してはダルシーの法則とよばれる経験則が成立することが知られている。ダルシーの法則は

$$\text{水のフラックス} = -\text{透水係数} \times \text{水ポテンシャルの勾配} \quad (9.9)$$

と表現できる。ここでフラックスとは、単位時間に単位面積を通じて流れる流体の量である。図 9.8 に示すような水平な土のカラムを水で満たし、静水圧をかけたとする。カラムは水平であるので、カラム内の水の重力ポテンシャルはほぼ同じである。カラムの左端にかかる静水圧は  $\rho_w g h$  であり、右端は大気に開放されているので 0 である。したがってカラムの中での水ポテンシャルの変化に関与するのは静水圧ポテンシャルだけであり、その勾配は、左から右方向へ座標軸を定めることにすると  $-\rho_w g h/L$  である。このときダルシーの法則は、

$$\frac{Q}{S} = K_s \frac{\rho_w g h}{L} \quad (9.10)$$

とあらわされる。ここで  $Q$  は一定時間にこのカラムを通して流れる水量、 $K_s$  は飽和透水係数である。 $Q/S$  が水のフラックスに相当する。

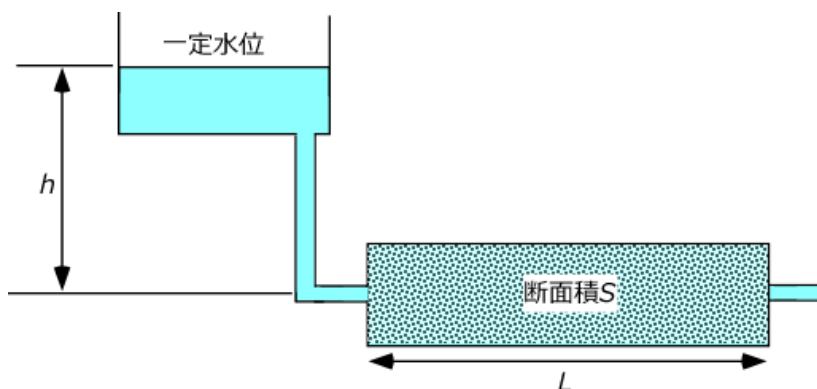


図 9.8 水平な土カラムを通じた水の流出。

### 9.2.2. 不飽和土中の水移動

不飽和土中でも、(9.9)式はそのまま成立する。ただし、水ポテンシャルに寄与する成分は不飽和土の場合と異なる（表 9.1）。不飽和土の水ポテンシャルに寄与するのは、重力ポテンシャル、溶質ポテンシャル、空気圧ポテンシャルおよびマトリックポテンシャルである。これらのポテンシャルの和の勾配によって水移動が引き起こされる。もし、考えている土の土壌溶液の溶質組成が場所によって大きく異なる場合には溶質ポテンシャルの勾配は無視できる。また土内の空気圧が場所によって異なることはまれであるので、通常空気圧ポテンシャルの勾配も重要ではない。このような場合には、水のフラックスは重力ポテンシャルとマトリックポテンシャルの勾配に比例することになる。この法則はバッキンガム-ダルシーの法則とよばれている。今、鉛直方向の水移動だけを考え、鉛直上向きに  $z$  座標を定めるときには、この

法則は

$$J_w = -K_u \frac{d}{dz} (\psi_m + \rho_w gz) = -K_u \left( \frac{d}{dz} \psi_m + \rho_w g \right) \quad (9.11)$$

と書くことができる。ここで  $K_u$  は不飽和透水係数とよばれる係数である。飽和透水係数は、同じ土であれば定数である。しかし、不飽和透水係数は同じ土でもマトリックポテンシャルによって異なる値を持つ。一般に、不飽和透水係数はマトリックポテンシャルの低下に伴って急減する。図 9.9 はその関係の一例である。

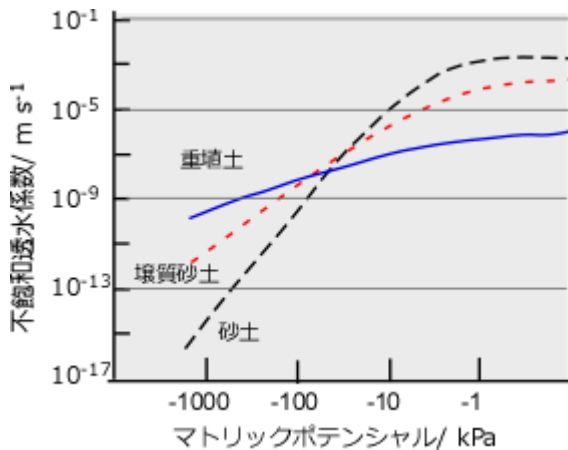


図 9.9 不飽和透水係数のマトリックポテンシャル依存性.

土の水分特性曲線が測定されている場合には、不飽和透水係数を土の含水比または体積含水率の関数として表すことも可能である。この場合も、土の不飽和透水係数は、含水比や体積含水率の低下とともに急減する。

### 9.2.3. 植物根への水移動と土の有効水分

土壌から植物根への水の移動について考えてみよう。植物は成長と生命維持のために大量の水を必要とするが、その大部分は土から根を通じて吸収する。水は細胞膜表面にある水チャンネルとよばれる、蛋白質でできた通路から細胞内に取り入れられる。水チャンネルはアクアポリンともよばれる。このとき、細胞外（土）から細胞内への水移動の駆動力となっているのは内外の水ポテンシャルの差である。植物は、体内の水の水ポテンシャルの方が土中水の水ポテンシャルよりも高い場合には、土から水を吸収することはできない。

土の間隙が大気と通じている不飽和土の場合、土中水の水ポテンシャルは、重力ポテンシャル、マトリックポテンシャル、溶質ポテンシャルによってきまる。根の近傍の土からの水の吸収を考えるときには（高さの差がないので）、根の内外の水の重力ポテンシャル差は小さい。そのため、根の内部の水ポテンシャルと、土中水のマトリックポテンシャル+溶質ポテンシャルの差が、根による給水の駆動力になる。

植物内の水の水ポテンシャルは（重力の影響を除けば）、細胞壁の弾性による圧ポテンシャルと溶質ポテンシャルの和である。植物の細胞壁は弾性のある籠のような役割をして細胞を覆っている。細胞が多量の水を吸水して膨らむと、風船のゴムのように細胞壁はある程度膨らむ。このとき内部には細胞壁の弾性によって圧力がかかる。細胞が本来の細胞壁の大きさまで縮むと、圧ポテンシャルは 0 になる。つまり細胞の圧ポテンシャルは常に正である。一方細胞液中の溶質の存在により常にマイナスの溶質ポテンシャルを持つ。

いま、土中に豊富に水があり、その溶質濃度が比較的低いとする。この場合細胞内の水の水ポテンシャルの方が低く、植物は吸水し、細胞は膨潤して圧ポテンシャルが増加する。水で希釈されるために溶質ポテンシャルもやや増加す

るがその割合は小さいので細胞内の水のポテンシャルは次第に増加し、土中水の水ポテンシャルと同じになったところで吸水は停止する。仮に土中水が純水であり、土が水で飽和されていれば、その水ポテンシャルは 0 であるので細胞は最大限膨潤する（図 9.11 左端の状態）。土中水が溶質を含み、土が不飽和であれば、土中水の水ポテンシャルは負になり、植物根は細胞内の水ポテンシャルがその値になるまで吸水する。

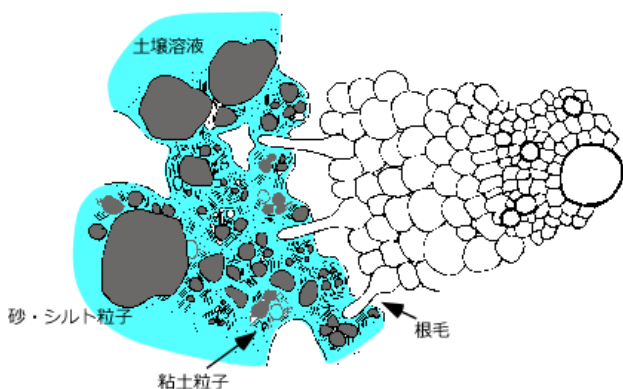


図 9.10 植物根による水と養分の吸収。

土が次第に乾燥していくと、（大孔隙の自ら順になくなっていくので）土に残留する水のマトリックポテンシャルは次第に低下する。さらに溶存水溶質の濃度も上昇するため、その効果も加算される。このため、植物の吸水は次第に難しくなり、細胞の含水量は低下し、細胞体積は減少する。土中水の水ポテンシャルが  $-1.5$  MPa 以下になると、細胞質は細胞壁から離れてしまい、細胞膜が不可逆的に変性するため、細胞は給水能力を失う。つまり、土がいかに多量の水を含んでいても、そのポテンシャルが  $-1.5$  MPa 以下であれば植物は利用することができない。

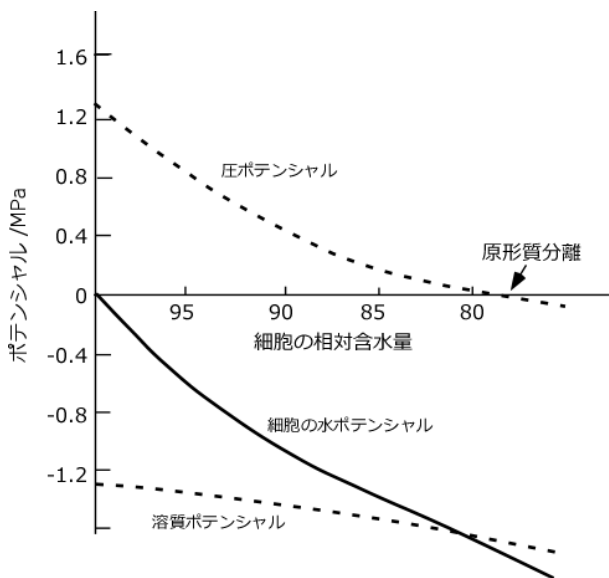


図 9.11 細胞の水ポテンシャル変化の例。

土の粗大孔隙に保持された水のマトリックポテンシャルは大きく、原理的には植物に利用可能である。しかし、粗大孔隙中の水は、降雨や灌水の後すみやかに重力によって排水されるため、結局植物が有効に利用することができない。土の間隙が水で飽和されたのち約 24 時間後に保持されている水のマトリックポテンシャルは約  $-3$  kPa から  $-6$  kPa である。このため、土中の水のうちマトリックポテンシャルが  $-3 \sim -6$  kPa から  $-1.5$  MPa の間の水を有効水分とよぶ。

図 9.12 にはいくつかの土の水分特性曲線に有効水分範囲を図示した。このように粘土質の土は水の保持能力は高いが、有効水分の保持能力が高いとは限らない。

マトリックポテンシャルが  $-3 \text{ kPa}$  のときの水分含量を圃場用水量 (Field capacity), マトリックポテンシャルが  $-1.5 \text{ MPa}$  のときの水分含量を永久萎凋点とよぶ。また、土の間隙が水で飽和されたときの水分含量は飽和容水量とよばれる。

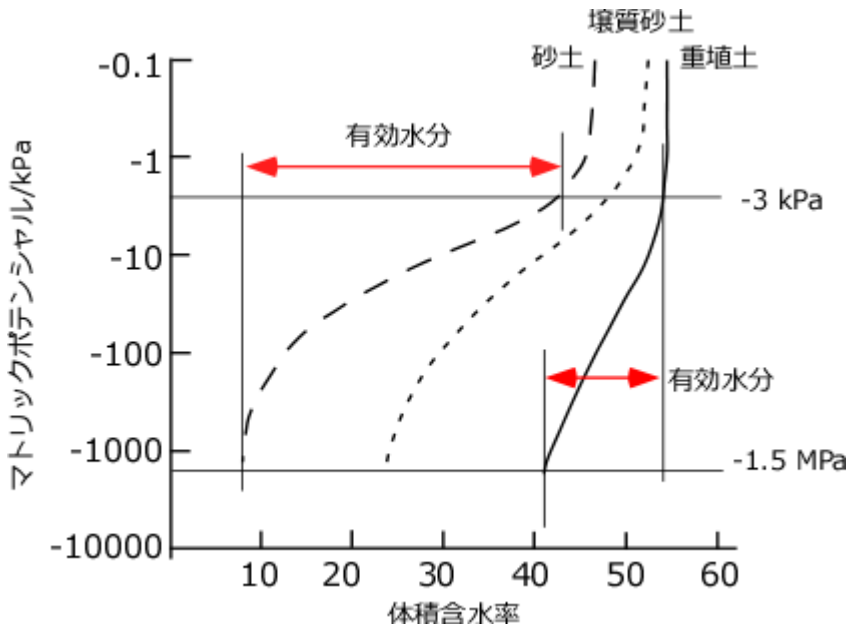


図 9.12 土の有効水分

## 9.3. 溶質の移動

### 9.3.1. 移流とそれに伴う溶質の分散および拡散

土中水に溶解した溶質は土中水の移動に伴って移動する。このような移動様式を移流とよぶ (マスフローとよばれることもある)。したがって移流による溶質の移動は、水の移動を把握することによって完全に把握できそうであるが、実はそうはいかない事情がある。土は複雑な形状をした多孔質体であるので、すべての溶質が一斉に平行移動することはできない。ある溶質は比較的短い経路で移動でき、別の溶質は多くの粒子を迂回して移動することもある (図 9.13 左図)。この結果として図 9.13 右図に示すように、初めは鋭い濃度分布をして存在していた溶質が、移動していくにつれて徐々に幅広い濃度で広い範囲に分布するようになる。このような現象を水理学的分散 (hydrodynamic dispersion) とよぶ。

一般に溶液中の溶質は、水の移動がなくとも、濃度の高いところから低いところへ移動する傾向がある。この過程を拡散 (diffusion) とよぶ。図 9.13 右図に示した溶質の濃度分布の広がりには濃度の高いところから低いところへの拡散も寄与している。土中水の移流の流速が大きい場合には濃度分布の広がりに対しては水理学的分散の方が大きく寄与し、移流速度が遅い場合には拡散の寄与が大きくなる。

農地の作土層に施用された肥料成分の一部 (硝酸イオンの場合にはほぼ全部) は間隙水に溶存する。灌漑や降水の結果、土中水の下層への移動があると、溶存成分は (固相への吸着などがなければ)、水とともに下層へ移動

する。しかし拡散や水理学的分散の結果として、下層へ行くほど濃度分布は幅広いものになる（図 9.13 右図）。このことは肥料由来の硝酸イオン濃度分布を追跡することによって確かめられている。

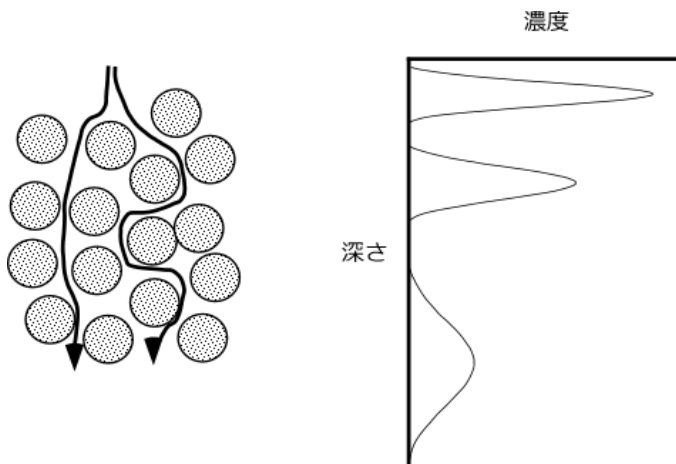


図 9.13 土の間隙中での溶質の移動経路の多様性と、その結果としての溶質の分散。

### 9.3.2. 植物による養分吸収

植物の養分吸収機構は 21 世紀になって分子レベルの機構が次々と明らかにされるようになった。根の近傍の土壤溶液中の養分濃度が高い場合にはチャンネルとよばれる経路から、細胞内外のその養分の濃度差に従って拡散移動する機構が主体である。前節で述べたように、水は水チャンネルという経路から取り込まれる。養分は養分の種類に応じた別のチャンネルから取り込まれる。ひとつのチャンネルから養分の溶存した土壤溶液がそのまま流れ込むわけではない。近傍の土壤溶液の養分濃度が低い場合には、その養分に特化したトランスポーターという、蛋白質でできた分子装置によって、エネルギーを使って取り込みが行われる。このとき、硝酸イオンのように、多量に必要とされる養分は積極的に取り込まれ、カルシウムイオンのようにそれほど必要とされない養分の取り込み量は相対的に少ない。取り込む養分が陽イオンである場合には、取り込んだ養分と電気的に当量の水素イオンが放出され、陰イオンである場合には水素イオンと同時に取り込まれたり、炭酸水素イオンのような陰イオンが放出されたりして、細胞内外の電気的中性は常に保たれる。

図 9.14 は、養液栽培用培養液のイオン組成とそれを用いて栽培しているコマツナおよびキュウリの導管液のイオン組成を比較した図である。NO<sub>3</sub>や K のように多量に必要とされる養分は選択的に吸収されるため、導管液の中での濃度が養液濃度よりもはるかに高くなっている。それに対して Cl のような微量必須元素では、導管液の濃度が養液濃度と同等かむしろ低くなっている。このような積極的かつ選択的な養分吸収のパターンは、この図のコマツナとキュウリの比較からもわかるように、植物種によってかなり大きく異なる。また、成長の段階によっても異なり、朝、昼、夜でも異なる。

このような根の養分吸収特性を反映して、根の近傍の土壤溶液濃度は、根から離れた部分の土壤溶液濃度とは大きく異なってくる。植物が選択的に吸収する養分であるが、その土壤溶液中濃度が比較的低い場合には、移流による根の近傍への輸送量が吸収量が上回るため、根の近傍での濃度は著しく低下する。このような濃度分布を示す典型的な養分がカリウムおよびリンである。一方、それほど選択的には吸収されないが土壤溶液中濃度が高い養分の場合、根の近傍の土壤溶液中の濃度が根から離れた部分の土壤溶液中濃度よりも高くなることもある。根の近傍の濃度が著しく低下する養分の場合、移流による輸送よりも、低濃度部分への拡散による養分の移動の寄与が大きくなる。

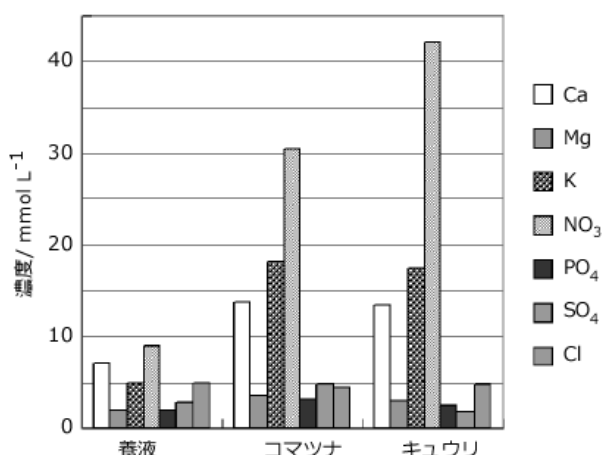


図 9.14 養液のイオン濃度と、それを用いて養液栽培したコマツナおよびキュウリの導管液のイオン組成の比較。グラフの棒は左から Ca, Mg, K, NO<sub>3</sub>, PO<sub>4</sub>, SO<sub>4</sub>, Cl の順。(北村・米山, 1994)

図 9.15 は、根箱という特殊な装置に砂質壤土を充てんしてナタネを栽培し、栽培後の土を凍結したのち、根圏から 0.06 mm 間隔で土をスライスして採取し、その交換性カリウム含量を測定した結果である。根圏から 6 mm 以上離れたところでは交換性カリウム含量は 0.39 cmol<sub>e</sub>/kg で、栽培前の土と同じであった。それより根に近いところでは急減している。これは、土壤溶液に溶存するカリウムイオンが植物根によって吸収されて根の近傍の濃度が（他の陽イオンと比較して相対的に）低下するため、陽イオン交換によって交換性カリウムが土壤溶液に放出されて根の方向へ移動して吸収されるという過程が繰り返された結果である。

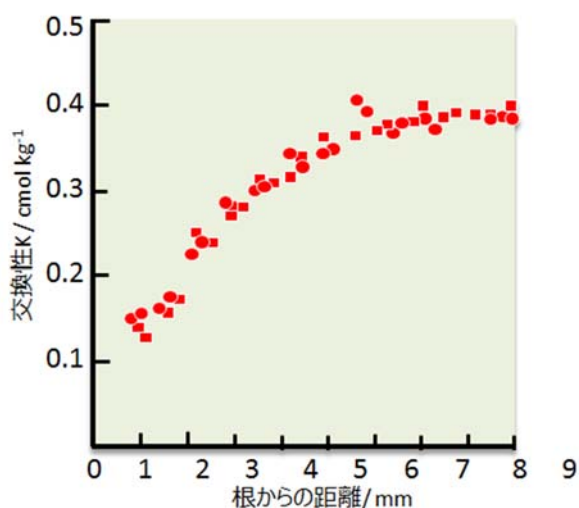


図 9.15 砂質壤土で栽培したナタネの根の近傍の土の交換性カリウム含量。Kuchenbuch and Jungk, (1982)のデータに基づいて作図。根の近傍< 1 mm の部分には根毛が含まれていた可能性があるため分析データは採用しなかった。

### 9.3.3. 反応輸送

土粒子，特に粘土画分の層状ケイ酸塩鉱物や酸化物，水酸化物鉱物および腐植物質は陽イオンや陰イオンを吸着する能力を持つため，移流や拡散過程で吸着反応や脱着反応が生じる．たとえば，植物根がその近傍の土壤溶液から  $K^+$  を選択的に吸収したとする．そうすると  $Ca^{2+}$  などの他の陽イオンに対する  $K^+$  の濃度が相対的に低下する．この結果，層状ケイ酸塩鉱物と土壤溶液との間の陽イオン交換平衡



は左方向へ移動して，交換性カリウムイオンが土壤溶液に放出される．

土の表層に，硫酸アンモニウムや硝酸カリウムなどの水溶性塩類を肥料として与えて灌水すると，塩類は水に溶解して高濃度の塩溶液が生ずる．その結果，添加した塩由来の陽イオンが吸着され，もともと土に吸着されていた  $Ca^{2+}$  などの陽イオンが脱着する．この間隙水が下方に浸透するとその先々で陽イオン交換反応が起こる．このように，間隙水の組成は移動に伴う反応によって変化する．このような過程を反応輸送とよぶ．前節で紹介した根の周りの交換性カリウムイオンの分布も反応輸送の例である．

土の中での水と溶質の移動を定量的に把握するには，水分含量と透水係数の関係，溶質の分散，溶質の拡散および土粒子との間の吸脱着反応をすべて同時に考慮する必要がある．

## 9.4. 問題

- 1) 半径  $1 \mu\text{m}$  の毛細管における毛管上昇高さを計算しなさい．
- 2) 土中水のポテンシャル  $-100 \text{ kPa}$  を水頭に換算しなさい．
- 3) マトリックポテンシャルが  $-1.0 \text{ MPa}$  の土壤水の化学ポテンシャルを  $\text{J/mol}$  単位に換算しなさい．ただし水の密度は  $1.00 \text{ kg/L}$  としなさい．
- 4) 土壌が保持している水のうち植物が利用できるのは  $-0.3 \text{ MPa}$  から  $-1.5 \text{ MPa}$  の範囲の水である理由を説明しなさい．
- 5) 土の表面が乾燥すると，表面と下層間の水ポテンシャルの勾配は大きくなり，しかし乾燥した部分の不飽和透水係数は小さくなる．表面の乾燥が，土の表面へ運ばれる水のフラックスにどのように影響するかを考察しなさい．
- 6) 植物根表面へのリン酸イオンの移動において，移流よりも拡散の寄与が大きい理由を説明しなさい．

## 9.5. 引用文献

Jury, W. A. and Horton, R. (2004) Soil Physics. 6th edition, John Wiley & Sons, New York.

北村秀教・米山忠克 (1994) 土肥誌 65, 660-669.

Kuchenbuch, R. and Jungk, A. (1982) A method for determining concentration profiles at the soil-root interface by thin slicing rhizospheric soil. Plant Soil 68, 391-394.