

大气压和CO<sub>2</sub>含量。为土壤植物营养研究创造了很好的条件。

从仪器设备上来讲,我们和日本是无法比拟的。今天我们主要科研机构、即使创立一个100—200米<sup>2</sup>比较完善的温室,也很吃力。但是在日本,用于农业生产的大面积栽培设施,不少已经有温度、湿度的自动控制的装置了。

在温室及田间试验方面,许多极为化费的土壤试验。例如土壤排水收集设施,一般总是在当地的大田条件下,开辟一个地下室来进行的。至于不同土壤类型在同一环境条件下的渗透试验,即使要在作物栽培条件下进行,也是用小型塑料简装了土壤样本来研究。但是在果树试验所,我们看到面积占几分田的各个小区,填入远地运来的土壤,加上可以活动的玻璃温室,来做排水搜集的研究,我们看了感到很惊讶。

日本土壤的调查和制图工作能够迅速完成,在很大的程度上是靠航片判断和地面调查相结合来推进的,土壤界线主要是靠密度分割仪来实现,是否也用光谱设备,我们没有看到。在筑波的农林水产省所属系统下,有一个电子计算机中心。京都大学为日本的计算中心,设置有高速计算机。农业化学部的土壤研究室,通过在他们自己研究室中的终端装置处理大量实验数据。东京农业大学已经有了比较完善的电子计算机的中转设备,他们有三个人从事筹备,但是研究工作还没有开始。看来这方面工作日本要比北美,西欧开展得

迟一些。

## 结 束 语

上面我们介绍了日本农业生产中有关土壤肥料方面的具体措施,也介绍了他们土壤科学的研究情况。由于两国经济条件不同,农业生产上急待解决的问题并不一样,科学技术水平也有差距。因此日本的情况,有不少地方只能作为我们发展前景的参考。

在考察团结束了日本的访问以后,我们又陪同了日本农艺化学教授田村三郎先生及东京大学和富士农业大学两位负责农场的教授来湖南省桃源县进行考察。在座谈会上,日本朋友,谈了他们的观感,我们同意他们的意见,现在写在下面作为结束语。

他们说:日本现代化过程,大体上可以分为下列几个阶段。第一阶段偏重于土地资源的合理规划,以及相应的农田基本建设。第二阶段偏重于农业化学化,首先是化学肥料,其次是农药。第三阶段偏重于机械化。当然这些阶段也不是截然分开,而是互相参错推进的。在上述各阶段的全部过程中,始终贯穿着种子改良问题。

至于土壤科学的研究工作,他们认为仪器设备的现代化,有助于这门科学的深入研究。但是土壤科学毕竟有他自己的理论和任务。在讨论过程中,我们都回忆到李比西(J. F. Liebig)简陋的实验室,以及他在农业化学理论上和生产上的重大成就。

## 科学讲座

# 土壤水分的运动形式与能量转换

张君常

(西北农学院)

## 四、土壤水分在土壤孔隙空间

### 势场中运动的连续性和阶段性

#### (一)气态水的运动和吸湿水形成理论 的初步探索

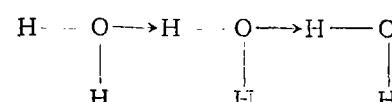
##### 1. 土壤中水分子是永久性的偶极子

由测定偶极矩的方法,决定了水分子的原子在空间的排列,它的偶极矩是 $6.20 \times 10^{-30} \text{ cm} = 1.86 \text{ D}$  而不零为,所以不能有对称的直线排列。

偶极矩是一个向量,它的方向规定从负到正,又因

H<sub>2</sub>O分子的两个氢原子在氧原子的另一方,它的分子是极化的,而不是诱导性的极化,所以水分子是一个永久性的偶极子。而且水分子中两个O—H键之间形成将近105°的键角。

气态水分子的电当量相当于一个偶极子,在其立体图式内有两对未用的“隋性的”电子对,它们是为一个水分子联结另外一个水分子或离子所用,所以水



也是一个联合流体。单分子通过氢键的联结即谓联合，不过通常只以 $H_2O$ 简单表之。这种分子集合体，当其静止时，虽则很微小，也屈服于剪力作用，在宏观结构中它具有连续性的结构。

## 2. 在土壤结构中土壤颗粒的表面形态

土壤颗粒是岩石风化的结果，而岩石又是矿物的集合体。各种矿物的构成元素多是以离子状态在结晶格子中有规律的分布着，但是每种矿物都有它自己的结晶格子，而结晶格子在风化过程中受到环境因素的侵蚀形成了不完整体，以致使土壤颗粒的表面成为崎岖不平的状态，所以从砂粒一直到粘粒，它们的表面可以看成是结晶格子不整齐的一部分子，因而土壤颗粒表面有分子或离子突出。如纯粹的晶体且为刚裂开的

化学键(自由键)。正是由于这些不饱和的化学键的存在，才具有一定的吸附性能，才能和偶极性的水分子发生吸附作用。

## 3. 土壤颗粒表面气态水分子的吸附作用

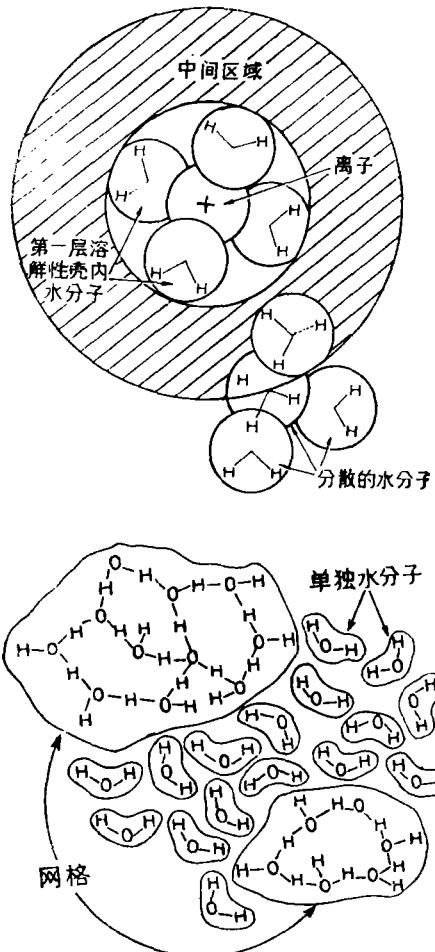
根据以往研究的结果认为各种粘土矿物表面上的分子、原子、离子都具有自由能，因此它们才具有吸附水的本性。直接吸附在粘土颗粒表面的水分，其物理状态与液态水不相同。在离粘土表面不远的距离内有3—10个水分子层的数量级即8—20 $\text{\AA}$ ，有人称为吸湿水。

土壤颗粒表面与气体交界处，气态水分子时时在冲击土壤颗粒的表面，土壤颗粒的表面由于气态水分子的冲击降低了表面自由能的时候，即与气态水分子结合呈吸附现象，同时放出一定的热量。

气态水分子在土壤孔隙空间可以认为沿直线向空晶格方向运动的许多分子，它们在运动过程中互相撞击而共享撞击后运动速度与方向的改变，它们可与另外的气体分子碰撞再碰撞，永无休止。每当一个气态水分子投向土粒表面，就象一个弹球成一定角度返回或停留一定时间然后离开，至于停留时间的长短则由于土壤表面的情况、土壤颗粒的表面温度和气态水分子的动能等因素而决定(其中主要的是温度)。

气态水分子吸附在土壤颗粒上，好象是粘着在土壤颗粒表面上一样而形成了单分子层。至于水分子停留在土壤颗粒表面上的力的来源是形成晶体点阵原子上的静电引力，亦即土壤颗粒表面层的向外一面所具有未饱和的亲和力，因此在表面附近就形成了力场，原子与原子之间和原子的上面有电磁力存在着，这种力可以持留住来的分子或原子，因而在土壤表面上每个点阵粒子都可以看成是吸附中心。如果水分子打在它的力场范围以内，它就能捉着并停留在它的上面，每当土壤颗粒表面盖了单分子层后，所有的吸附中心已经全被占满，使水分子停留在土壤颗粒表面上的力就完全抵消了；如果被吸附的水分子并未完全占满表面，那么这些水分子在土壤颗粒表面上还有一些移动性，就形成了“二维气体”，随着吸附水分子数目的逐渐增加，就逐渐凝结成所谓“二维液体”，然后又转为“二维晶体”，“二维晶体”被加热到一定温度后，再转变为二维液体继而成为“二维气体水分子”。

然而在土壤孔隙空间内气态水分子是在引力场范围内活动，若在引力场所造成的重力加速度在微观空间内看成不随高度而变，则气态水分子在气柱中必然都具有一个趋向土壤颗粒表面的速度，由于各气态水分子在微域中的环境条件不同，各气态水分子的扩散速度有大有小，以及变速等关系，所以土壤颗粒的引力不可能将所有的气态水分子都吸引到土壤颗粒的表面上来，有的气态水分子在受到土壤颗粒引力场的影响



新面较为单纯，但为时过久即有碎片存在，各部分以地位不同，自由能的情况也不一样。同一晶体的裂开面不相同，而土壤颗粒表面上皆系晶体的碎片垒合而成，所以在土壤颗粒碎片垒合的表面上具有一些不饱和的

飞向土粒表面。但是还未达到土壤颗粒表面之前,和速度较大的气态水分子或空气分子相撞时,交换了能量,增加了本身的动能,就又挣脱了引力作用而飞向别的方向去了;也可能与另外速度较小的气态水分子或其他空气分子碰撞交换能量后,本身动能因而变小,于是受引力的影响又飞向土壤颗粒的表面;但无论如何,气态水分子在引力场的影响下,向下的趋势大于向上的趋势。但是不久,在气柱中气态水分子在热力平衡条件下,使其势能的变更会趋向一个新的平衡,在平衡近似达到时,气柱中上层气态水分子的密度因引力的关系会小于下层,也就是在近土壤颗粒表面处气态水分子密度较大,于是单位时间内碰撞土壤颗粒表面上的气态水分子也比较多。

至于气态水分子在土壤孔隙空间内饱和情况下离土壤颗粒表面不远之处其分布情况可按能量关系来解释。土壤结构中某一空间中有 $n_{\infty}$ 个分子,则 $x$ 坐标介于 $x$ 与 $x + \Delta x$ 之间、 $y$ 坐标介于 $y$ 与 $y + \Delta y$ 之间、 $z$ 坐标介于 $z$ 与 $z + \Delta z$ 之间、速度之 $x$ 分量介于 $V_x$ 与 $V_x + \Delta V_x$ 之间、 $y$ 分量介于 $V_y$ 与 $V_y + \Delta V_y$ 之间、 $z$ 分量介于 $V_z$ 与 $V_z + \Delta V_z$ 之间的分子数为:

$$\Delta n_E = \left( \frac{m}{2\pi KT} \right)^{\frac{3}{2}} n_{\infty} e^{-\frac{E}{KT}} \Delta V_x \Delta V_y \Delta V_z \Delta X \Delta Y \Delta Z$$

气态水分子在高度 $h$ 处的势能为 $mgh$ ,若在地面( $h=0$ )处单位容积中的水分子数为 $n_{\infty}$ ,则在高 $h$ 处的单位容积中气态水分子的数目为

$$\Delta n_{oh} = \left( \frac{m}{2\pi KT} \right)^{\frac{3}{2}} \left[ n_{\infty} e^{-\frac{mgh}{KT}} \right] e^{-\frac{E_k}{KT}} \Delta V_x \Delta V_y \Delta V_z$$

在土壤结构某一空间,因上下温度大致一致(即等温情况下),在高 $h$ 处的气态水分子应按

$$n_{oh} = n_{\infty} e^{-\frac{mgh}{KT}} \quad (Boltzman 位能分配定律) 来计算。$$

若用热力学方法。假定 $h$ 高处气态水分子分子量为 $m$ ,压力为 $p_1$ ,如将1克分子气态水从高处为 $h$ 处移到地面,若地面空气压力为 $p_0$ ,则当 $T$ =常数时,压缩功( $p_0 > p_1$ )等于 $A = RT \ln \frac{p_0}{p_1}$ ,在大气平衡状态时,此功即等于气体克分子势能的减量 $\phi = mgh$ ,所以

$$p_1 = p_0 e^{-\frac{\phi}{KT}}$$

如果在瞬时温度不变的条件下,气态水分子分布最稳定的状态是其空间的最可几分布如下。

如在无外力场作用下,设将某一土壤孔隙空间分为各小体积 $\Delta V_1, \Delta V_2, \dots, \Delta V_i$ 不等。

各小体积与总体积的比值为 $g_1, g_2, \dots, g_i, \dots$ 于是 $g_1 + g_2 + g_3 + \dots + g_i + \dots + g_n = \sum g_i = 1$

$n$ 个气态水分子分配到许多 $\Delta V$ 中可能的配容数为:

$$\frac{N!}{N_1! N_2! N_3! \dots N_i! \dots}$$

每种配容的应有可几率为:

$$g_1^{N_1} g_2^{N_2} \dots g_n^{N_n} = \pi(g_i^{N_i})$$

一切可能配容的总可几率 $W$ 即所求的吸附量:

$$W = \frac{N! \pi(g_i^{N_i})}{\pi(N_i!)} \quad$$

求 $\ln W$ 得

$$\begin{aligned} \ln W &= N \ln N - \sum N_i \ln N_i + \sum N_i \ln g_i \\ &= N \ln N + \sum N_i \frac{g_i}{N_i} \end{aligned}$$

然后求极值:  $d \ln W = 0$

这种概略的计算系根据 Stirling 近似式,如果要求更严格些仍须用 Laplace 公式。

在瞬时恒温情况下,及在势场的作用下,在等半径的小体积内几近似于均匀的分布,而在外界温度骤变的情况下,则气态水分子的分布可能稍微不均匀或是很不均匀,但是离均匀分布愈远,则这种分布出现的几率愈小,与均匀分布差别愈大的任何分布,其出现的可能性愈小。

至于土壤固体颗粒与气态水方面的研究,目前尚未达到完善的境界。土壤固体表面上是否具有表面张力,仍在探索中。不过在理论上应有表面张力,因固体有分子突出现象即有自由能的表现,所以有表面能的存在。然固体表面很复杂,起伏很剧烈,如纯粹的晶体经过风化作用在刚裂开的面上比较单纯,但为时过久,即有碎片存在,各部分分子以位置不同,自由能也不同,同一晶体在(111) (110) (101) 的裂开面也不同,故普通所见的土壤颗粒皆由结晶碎片垒合而成,所以固体表面上不同的位置,或不同的活动中心,其对气态水分子所起的作用也不同,气态水分子时时冲击固体表面而降低表面能时,则与表面结合起来。同时放出一定量的热。

土壤中的吸湿水是否为吸着现象,似乎仍应继续探讨。不过目前还是用水洗掉土壤中的可溶性物质,放于干燥器内干燥,器底放有不同浓度的 $H_2SO_4$ ,每隔一定长的时间后,一俟器内土壤颗粒上和器底放置的 $H_2SO_4$ 达到水分平衡,然后取出测定土壤颗粒上的水分,同时测定 $H_2SO_4$ 的浓度,即可知空间水蒸气的压力,器内的压力可以测知,用不同浓度的 $H_2SO_4$ 作种种实验就会获得一系列的数据,代入 Freundlich 吸附等温式,即知吸湿水的含量。

#### 4. 土壤颗粒表面上气态水分子的凝结和吸湿水的形成

如果气态水分子与湿度低于饱和湿度的土壤颗粒相接触，气态水分子就被凝结成液体，并且附在土壤颗粒的表面上，至于凝结的热力学条件系根据 *Van der Waal* 氏等温线及 *Maxwell* 的等面积法则的理论当温度低于临界温度时，在适当放出凝结热的过程中，气态水分子才逐渐连续地发生飞跃式的转变成液态水。这是吸湿水的开始，在这转变的开始时，设具有曲面的液体为  $\alpha$  相，外面的气相为  $\beta$  相，两相的界面为  $\gamma$  相，则此三相的热力学方程各为：

$$dU^\alpha = T^\alpha dS^\alpha - P^\alpha dV^\alpha$$

$$dU^\beta = T^\beta dS^\beta - P^\beta dV^\beta$$

$$dU^\gamma = T^\gamma dS^\gamma + 6\delta A$$

该系统的热平衡条件是三相温度相等即

$$T^\alpha = T^\beta = T^\gamma = T$$

不过这只是暂时的，突破这一平衡就是转变的开始。

一开始冷凝液体不能完全润湿土壤颗粒的冷却面时，凝结的气态水分子就凝结成珠状水滴，否则就成为膜状凝结，但是在珠状凝结的较长时间里，数量逐渐增多，并且相互连结起来就成为膜状凝结，珠状凝结首先是在土壤颗粒的凹形部位或土壤颗粒的微小孔洞里，因为孔洞的直径很小，孔洞中的液体弯月面上的饱和蒸气压比平面上要小得很多，因此在平面上的气态水分子还未饱和时，吸附固体颗粒的毛细管和孔洞中即重发生了凝结。

在具有表面活性的土壤颗粒表面被水的定向双极层围绕着，并以颗粒本身的引力保持住，至于附着引力强度的大小是随附着在土壤颗粒表面距离的加大而迅速地减小，甚至在其作用范围之外仍会发生水分子双极的定向和附着的现象，这是由于先前吸附在外层的水分子双极之端而发生的，而不是由于土壤颗粒本身的引力所致。

在气态水分子附着在土壤颗粒表面时，受到紧密的结合，并且它们愈靠近土壤颗粒表面则结合的愈紧密，其结合力的大小应以  $\frac{m_1 m_2}{\mu r_1^2}$  来估计。

气态水分子吸附在土壤颗粒表面上，伴随着热的放出，这是由于气态水分子热运动能量减低的缘故。

根据某些测量可以判定，水分子为土壤颗粒吸附时，体积大大的缩小，且最靠近颗粒表面的水分子层，受到接近 10000 个大气压的分子吸力的作用和胶粒双电层内层的静电引力作用，水分子便被非常牢固地吸附在土壤颗粒表面上的势场里。

至于分子吸力的性质，根据现代的分子结构概念来讲：分子是由原子核和电子云构成的复杂系统，分子与分子之间的距离相当小的时候，两分子的电子云互相重叠了一部分，其中一个分子的原子核吸引另一个分子的电子云，因而出现了相互吸引的力  $\phi$ ，距离愈近，吸力就越大，经研究表明，互相吸引的力  $\phi$  和分子间距离  $r$  的  $m$  次方成反比关系即

$$\phi = \frac{a}{r^m}$$

离土壤颗粒愈远的水分子层的水分子，虽然保持着液体状态，但也不易成流动状态。正因为土壤颗粒表面粗糙情况不同，粗糙度大的成珠状者多，而在平滑面上的多呈薄膜状，在平常情况下，薄膜状的情况更易见到，尤其在降雨，气压很大的时候，在干燥的土壤颗粒上多呈膜层凝结，是所谓膜状水。

至于吸湿水的厚度随颗粒的化学成分和颗粒的大小及外界条件而不同。粘土颗粒化学成分对水的粘结现象的影响，主要是由于粘土颗粒的吸附离子而异，因而引起扩散层组成变化的阳离子交换过程也就大大地影响到粘土粘结的水量。

#### 5. 在土壤颗粒表面上气态水分子动力的平衡关系

当吸附到土壤颗粒表面上的水分子数量与重新蒸发的水分子数量在相等的情况下即为平衡。

设  $n$  为吸附到土壤颗粒表面上的水分子数量

$n_v$  为重新蒸发的水分子数量

则  $n = n_v$  即分子的个数相等。

被吸附分子和土壤颗粒表面的结构原子间能量的交换，如果在一个足够相当长的时间内，它们彼此之间会达到一个热力的平衡状态，此时水分子又重新蒸发。被吸附的水分子必须从土壤颗粒表面上获取足够的热能，这样使将欲重新蒸发的水分子得到的动能恰恰超过吸附水分子的吸附能，该水分子即将离开土壤颗粒的表面重新蒸发。这些参加无热运动的水分子脱离了平衡和破坏了稳定的有序性，成为暂时无序的气态水分子。这也就是为什么使吸湿水蒸发须在  $105^{\circ}\text{C}$  的理由，但它离开土壤颗粒最高上升至势力墙，则不复上升而停止。

土壤颗粒表面吸附气态水分子的数量应为

$$U = A \int_{r_0}^{\infty} (Cr - Cg) dr = ACg \int_{r_0}^{\infty} (e^{-\frac{a_1}{r^m} K T} - 1) dr$$

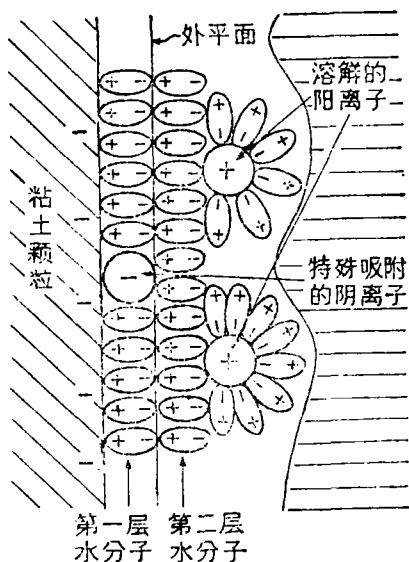
其中  $A$  为吸附气态水分子土壤表面面积， $r_0$  为气态水分子最接近表面的距离，亦即为土壤颗粒表面所吸附着的气态水分子的半径。

当吸湿水含最大量的阶段称为吸湿系数。

## 6. 吸湿水成多分子层的吸附与凝结

根据 Longmuir 的理论, 吸湿水只能有一个水分子层, 不许可有重复层次出现, 这是一种论证, 另一种论证则为吸湿水的水分子厚度是多层的而不是单层的, 这却联系到在第一吸附层中形成凝结层或者至少形成相当紧密的堆积层抑或形成凝结的小区域后, 才可能发生第二层或更高层, 也就是二维凝结必须产生第二层水分子膜形成之前。

单水分子吸附层的二维凝结产生一个新的表面, 这个表面提供一个新的吸附可能性: 只要第一层分子互相靠得很紧的时候, 相继撞到此层上的分子就可以同时接触到三到四个第一层水分子, 其结果是吸附热至少增大三至四倍, 这样即使第一层是稍为紧密的堆积, 但在其上的第二层的吸附热一般还是小于第一层水分子本身的吸附热, 而且第二层吸附的水分子, 吸引力较强的一端(极性的一端)向着内部, 使其暴露在



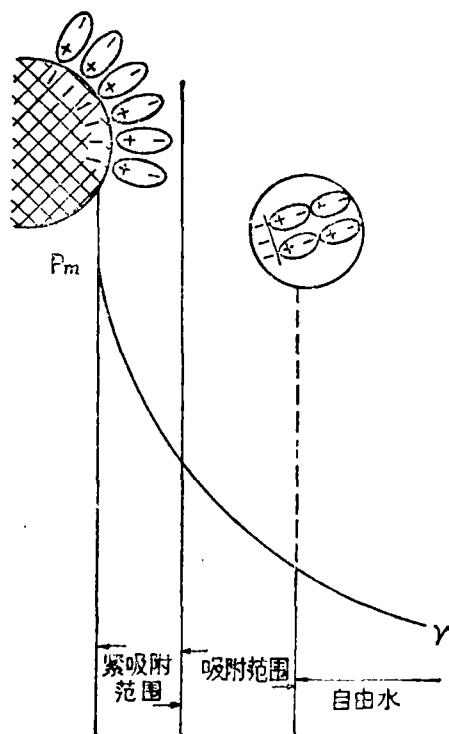
外的部分具有弱的吸引力, 正是这种部分的形成为新来水分子准备了新的表面, 于是才有第二层直至每层水分子的吸附与凝结。若用  $B$ 、 $E$ 、 $T$ 、公式在高压低温时也可以解释吸附许多层水分子的道理。似乎不如以上的理由更易理解些。

另一种观点是因土壤的介电常数比之水分子强, 当水分子与土壤颗粒接触时, 就在土壤颗粒表面上产生一个过剩的力量, 因此水分子就被吸向土壤固体的表面上去。

这种吸附力只是距土壤颗粒不超过  $0.25-0.5\mu$ 、( $1\mu = 0.001mm$ ) 很短的距离内发生, 这种吸附力愈近土壤颗粒愈强, 愈远愈弱, 因距离之愈远而骤减。其强

大的作用力的范围可以几个水分子厚的水衣来测算。

至于吸湿水的厚度到底有多厚? 还须看土壤颗粒的化学成分对水的吸附现象的影响所引起扩散层中阳离子的交换过程而不同。这种观点似乎比 Longmuir 认为在固体表面上具有一种象原子价一样的能吸附其他物质的自由能, 而且只有一个分子的吸收力量的说明更为妥善些。



## 7. 从能量观点看土壤水分的三态变换

### (1) 气态变液态, 液态变气态。

土壤中气态水如何凝结为液态, 液态水又如何蒸发为气态? 这是土壤水分的汽化热和凝结热的问题, 也就是在液态气态两者之间的转变热的能量关系。

根据能量守恒定律即热力学第一定律

$$Q_s = (E_{\text{饱和}} - E_{\text{液}}) + A$$

$Q_s$  为克分子汽化热

$E_{\text{饱和}}$  为饱和汽的内能

$E_{\text{液}}$  为液体的内能

$A$  为抵抗外压强所作的功

设  $V$  为容积,  $a$  为 Van der Waal 氏常数

$$\therefore dA = pdV$$

$$dE = \frac{a}{V^2} dV$$

$$E_{\text{饱和}} - E_{\text{液}} = -\frac{a}{V_{\text{饱和}}} - \left( -\frac{a}{V_{\text{液}}} \right) = \frac{a}{V_{\text{液}}} - \frac{a}{V_{\text{饱和}}}$$

于是汽化热等于

$$Q_s = a \left( \frac{1}{V_{\text{液}}} - \frac{1}{V_{\text{饱和}}} \right) + p_{\text{饱和}} (V_{\text{饱和}} - V_{\text{液}})$$

(2) 水凝结成冰, 冰融化成水。

至于液态水珠转化为冰的能量转换, 则为等压位相等的关系, 单位重量的冰转变成单位重量的水须在等压位相等的条件下, 即  $Z_{\text{水}} = Z_{\text{冰}}$

土壤水的冰点低于大气水, 可能是因为土壤颗粒表面上具有吸附势和土壤水中含有大量的电解质使冰

点降低的缘故。

$$dZ_{\text{水}} = -S_1 dT + V_1 dp$$

$$dZ_{\text{冰}} = -S_2 dT + V_2 dp$$

因为  $dZ_{\text{水}} = dZ_{\text{冰}}$

$$\text{所以 } \frac{dp}{dT} = \frac{S_2 - S_1}{V_2 - V_1}, \text{ 若冰转化为水的熔化热为 } -l$$

$$-\frac{l}{T} = \Delta S$$

$$\text{则 } \frac{dp}{dT} = \frac{l}{T(V_1 - V_2)}$$

(待续)

## 消息报导

### 袁嗣良教授来中国科学院南京土壤研究所讲学

美国佛罗里达州立大学土壤化学教授袁嗣良博士于1977年7月5—16日应中国科学院的邀请来南京土壤研究所讲学。在宁期间向七个有关的科研、高校等单位的科技人员和教师作了六次学术报告, 听众约一千人次。六个报告是:

1. 〈美国土壤学研究概况〉。从土壤分类、土壤物理、土壤化学、土壤肥力、土壤微生物和土壤环境保护等方面扼要介绍了研究概况。例如, 土壤水分是物理研究的重点, 已开始用电子计算机预测在某地的某种作物某时是否需要灌溉等。

2. 〈美国高等教育、科研机构的情况〉。以土壤系为例详细介绍了学制、课程设置、培养目标等。根据将来从事“土壤研究”或“土壤技术”工作的不同目标, 学习课程也有所不同, 前者侧重基础知识, 后者则多学些应用技术知识。

3. 〈土壤化学的进展〉。就土壤化学领域中的两个重要问题——铝的化学和电荷性质方面的进展比较系统的作了介绍。袁教授强调这是与土壤的其他很多性质有关的两个基本的土壤化学问题。对土壤中铝的研究, 促进了对土壤酸度本质的深入认识。在土壤电荷方面, 袁教授简述了其产生原因、特点和数量、影响因素

以及与其他土壤性质的关系。

4. 〈美国土壤分类和土壤调查〉。介绍了美国近几年来广泛使用的一种土壤分类原则和命名方法(第七次土壤分类系统草案), 以及土壤调查的步骤等。

5. 〈土壤中的无定形物质〉。介绍了土壤中铝、硅等无定形物质特别是水铝英石的一些化学特性, 并介绍了本人近期在这方面的研究工作, 探讨土壤中的无定形物质与有机质和磷酸离子相互作用的机理。

6. 〈土壤中养分的有效性〉。介绍了三类测定方法: (1) 化学提取法, (2) 等温吸附法, (3) 数量和强度的关系。同时介绍了他本人研究提出的一种测定石灰需要量的新方法。

袁教授的这些报告对参加听讲的同志有许多帮助和启发。有的报告将整理后发表。

袁教授还参观了土壤研究所的主要实验室, 仔细地询问了各课题组的研究情况, 对一些工作的进一步开展提出了建设性意见。临别前, 袁教授表示回国后继续保持联系, 尽力为祖国的土壤科学事业的发展贡献力量。

袁教授还去北京、沈阳等地继续讲学。

(张效年)