

阳)施用钼肥使大豆和花生产量提高 4—26%，使紫云英鲜重量提高 12%。盆栽试验证实钼肥使紫云英的重量、含氮量和种子产量都有所提高。钼肥与磷肥配合施用的效果比单独施用好。硼肥使大豆、花生和油菜产量提高 12—26%。含钼和含硼的工业废渣都可以作为肥料，是廉价的肥源。

参 考 文 献

- (1) Swaine, D. J., Tech. Commun. 48, Commonwealth Bur. Soil Sci., Harpenden, England, 1962.
- (2) Bergmann, W. et al, Tag. Ber. Deutsche Akad. Landw.-Wiss. Berlin. Nr. 56, 1962.
- (3) 于天仁, 中国土壤学会会志, 1 (2), 83页, 1950.
- (4) 徐 琪, 土壤学报, 10(1), 44—54, 1962.
- (5) 刘 铮, 中国科学院微量元素工作会议汇刊, 86页, 1964.
- (6) Виноградов, А. Л. Геохимия редких и Рассеянных химических элементов в почвах. Москва, 1959.
- (7) 于天仁等, 土壤学报, 7 (1), 42—58, 1959.
- (8) Chapman, H. D. Proc. Int. Symp. Soil Fert. Evaluation, 1. 927, 1971.
- (9) 唐丽华, 土壤 1, 44页, 1962.

关于硝化和反硝化过程

I. 研究方法上存在的问题和硝化过程的条件

陈 家 坊

(中国科学院南京土壤研究所)

远在 1885 年, Gayon 与 Dupetit 就发现土壤中有一种微生物能够把硝酸盐还原为氮和氧化二氮^{***}。1895 年, Wagner 证明, 硝酸盐作为肥料施入土壤中以后, 将产生氮素的损失。^{*} 此后, 引起了人们很大的注意, 进行了大量的研究工作。了解到这一过程是在氧气供应受限制的情况下才能发生的生物学过程。初步明确了硝酸盐被还原的全过程, 是由对微生物具有能量意义的几个连接过程所组成。1926 年 Kluyver 和 Donker 的研究又进一步明确, 在这一过程中, 硝酸盐中的氧代替了空气中氧, 作为酶催化下有机物和无机物的脱氢过程中最后的电子接受体^{**}。往后, 质谱仪和红外技术的应用, 使这一领域的研究有了很大的发展, 在鉴定和测定反硝化过程中所形成的气体产物方面, 取得了不少成果。但也还对一些问题持有不同的看法, 或有待进一步明确。比方说: ① 研究方法上存在的一些问题; ② 硝化过程中有无氮素损失? ③ 硝化和反硝过程的土壤条件; ④ 反硝化过程有无化学脱氮的可能性; 以及⑤ 硝化抑制剂问题。这里仅根据部分资料就上述前四个问题, 分成两次作一综述和讨论。

一、研究方法上存在的问题

关于硝化和反硝化作用的概念, 在 20 世纪 50 年代以后才有统一的看法。在 50 年代

* 引自参考文献[4]。

** 引自参考文献[11]。

以前的许多工作中,存在着不少概念上的混淆。例如,对于土壤中的硝态氮是来自铵态氮肥的硝化作用,还是来自有机态氮的矿化作用,未加区分;再如土壤中的硝态氮的减少,是因反硝化作用,还是由于生物吸收利用的同化作用(或生物固定),混淆不清。不过概念上分清是一回事,在研究工作中有无条件加以区分又是另一回事。同时,土壤中的硝化和反硝化过程因与土壤性质密切相关,不同于试管中的培养,比较复杂。因此,也还有一些问题,看法不一,从而对它的结论仍难作出正确的评价。例如, Van Schreben(1963)^[31]考虑到土壤的一个重要属性——剖面性。试图研究硝化和反硝化过程在剖面中的进行情况,这是很有意义的。可惜他在土壤中加入矿质态氮肥并经培育后,仅仅测定了 $\text{NH}_4\text{-N}$ 、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 和总矿质态氮而未做土壤的全氮量。因此在土壤含水量为田间持水量的80—100%的情况下,很难排除 $\text{NH}_4\text{-N}$ 、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 可来自有机态氮的矿化, $\text{NH}_4\text{-N}$ 也可来自 $\text{NO}_3\text{-N}$ 的被还原,或反之;也不能排除生物的固定。因此得出的因反硝化作用或因淋失的氮素损失量,仅有半定量的价值。作者似乎也考虑到这一点。因此,在土壤培育前后作了微生物的计数,表明各处理的土壤微生物数量为新鲜土壤的79—100%,据此,认为氮素损失不可能是被微生物所消耗的^[31]。看来这还是很勉强的。因为微生物数量即使没有显著变化,但在20周时间中微生物的新陈代谢是不断进行的,引起有机态和无机态氮之间的转化,以及有机态氮的积累,还是十分可能的。

反硝化或硝化过程在田间的研究,到目前为止,虽然晚近应用了质谱仪和红外技术,也曾有人尝试在田间条件下进行,但是仍有土壤的不匀一性和氮肥施用不匀等不易克服的困难。因此,除了少数在盆钵中进行之外,大量的研究仍是在实验室内采用培育法,现有许多有意义的材料也是由此而得到的。

在不用 N^{15} 的情况下采用培育法时,为了要得到比较正确的数据,所加入的铵态或硝态氮都远比田间施用量为高,而且也只能得到硝化或反硝化和氮的生物固定两个过程的净量。当然加一全氮量的测定则可予以校正,但工作量显然增大,如用 N^{15} ,则可以避免上述缺点,不仅方便而且还可以区分逸出气体的组成成分,以及氮来自何处,但是用量也高出田间正常施肥量2—4倍^[11]。虽然培育法氮肥用量过高,不符合实际情况,但某些实验结果表明,在渍水条件下反硝化引起的氮素损失的相对数量和相对速率,在一定量的范围内与加入量无关^[4, 11, 18, 23]。

土壤中氧的供应情况是影响反硝化过程的重要因素,但是它首先受到土壤中空气容量的影响,而空气容量又决定于土壤的结构性和水分含量;其次土壤空气中氧浓度既与土壤吸呼强度密切相关,又受大气扩散的影响。因此,应用培育法以研究氧或水分单因子对硝化或反硝化的影响,就不易掌握,各人结果之间的比较也是较为困难的。例如,当土壤含水量以田间持水量的%来表示同为70%时,土壤紧密程度的不同,也可以影响到土壤的嫌气程度或好气程度^[31]。以水分张力来表示土壤的含水量,也可以由于土壤质地结构等性质不同,造成同样水分张力下不同的嫌气程度^[29]。正因为如此,再加上培育时采用薄层还是厚层也深刻影响到氧向土壤中的扩散。于是不仅有些结果的对比发生困难,还在很多的文献上出现对某些问题看法不一。例如有人认为硝酸盐的数量和易氧化的有机质含量比土壤空气中氧分压更影响反硝化作用的速率^[5]。另有人却在土壤水分含量相似情况下,认为反硝化作用的速率与氧分压直接相关^[11],或空气中氧分压增加,因反硝化而损失的氮量则减少^[6]。

此外,在田间情况下,植物生长对土壤反硝化过程不能不产生影响。因为植物生长从土壤中吸收了部分氮素,降低了硝化或反硝化过程的反应物的浓度;同时还由于植物根系活动降低了土壤空气中氧浓度以及根系分泌了一些易分解的有机物质,这都有利于反硝化过程的加强。例如 Stefanson (1972) 的报告指出,供试的两种土壤,当水分含量在 16—24% 时,因反硝化而损失的氮量,栽种植物的都比不栽的为高。不仅如此,植物还影响逸出含氮气体的组成,不栽植物时,逸出气体 $N_2O \gg N_2$,栽上植物时, N_2O 浓度降低而 N_2 增加,甚至可以达到 $N_2 > N_2O$ ^[28]。这个效应在粘重土壤上尤为明显^[29]。但是也有相反的结论。Lowenstein 在 1957 年的盆栽试验中发现,在田间含水量的情况下,不栽燕麦的各个处理,在 11 个月期间,氮素损失量为加入量的 35—72%,而栽种燕麦的各处理,损失量仅为 7—8%^[17]。两人结论所以相反,看来除客观规律未被认识外,还有技术上的问题。Stefanson^[28] 试验中加入氮量为土重的 0.0094%—0.0099%,应用开氏法测定全氮,其相对误差可达 20%,最后在氮素平衡的计算中,这一误差都落在“氮素损失”这一项中。其次这么少量氮素溶于土重 20% 几的水中,应用扩散法,要使氮素均匀分布于土壤中也不是容易的。而在 Lowenstein^[17] 的试验中,加入氮量约为 Stefanson 所用的 6 倍,即相当于土重的 0.06%,分析上的相对误差可望降低至 <5%。但要与土壤均匀混和也非常容易。最后取分析土样相当于供试土壤的 1%,也是易于造成误差的。因此,尽管 Stefanson 所得结果与前人有关结论相一致,但从实验技术上存在问题来看,据此而否定 Lowenstein 的实验结果,也是较为困难的。因此,要在盆钵试验并栽种植物的情况下,研究硝化或反硝化的有关问题,还有不少困难有待解决,而在田间试验则更是如此。所以,实验室的培育法,尽管也存在某些缺点,用来研究土壤环境对硝化和反硝过程的影响,从目前来看还是一种可取的方法。但是以下几点似应注意:

① 研究硝化过程以薄层培育法为宜。研究反硝化过程则以厚层为宜。

② 在条件上还不能应用 N^{15} 时,氮素加入量可以提高到土重的 0.03—0.06%。在研究硝化过程中矿质氮的转化时,可设一对照,以便在较大程度上把硝化和矿化区分出来。当然,分析工作量却要增加一倍。

③ 研究反硝化过程氮素损失率与土壤类型、特性及其他条件的关系时,在没有 N^{15} 的情况下,普通化学方法仍是可行的,只是分析工作量多一倍。但在选用全氮分析方法时,应注意可能有 NO_3-N 的出现。关于这方面, Bremner^[4] 曾作了比较可供参考。

二、关于硝化过程的条件问题

土壤对铵离子是具有吸附能力的。因此铵态氮肥施入土壤中以后,要以铵离子形态被雨水从土壤中淋失的可能性是几乎不存在的。另一方面氮素以氨气形态从土壤中挥发而遭受损失,也只有在一定条件下才可能发生。例如硫酸铵只有施入碱性土壤中而且施用量较大时,才会引起氮素以 NH_3 形态挥发;如为氨水,只有用量超过土壤所能吸收的限度时,才会以 NH_3 形态挥发^[2]。通常情况下,铵态氮肥只有经过硝化过程转化为硝态,才有被雨水从土壤中淋失的可能性;或进一步在嫌气条件下再经历反硝化过程,才会发生气态氮损失。Allison[~]认为这是氮素气态损失的主要方面^[2]。因此,为了防止铵态氮施入土壤中以后遭受损失,曾对抑制硝化过程的方法,以及化学的硝化抑制剂的筛选、合成及其机制方面,进行了大量工作。1970 年, Gasser 曾对这方面的工作情况和进展,作

了较为全面的综述^[10]。

关于硝化过程的条件问题,远在 100 年前,Schloesing*曾就氧浓度对硝态氮形成量的影响进行了研究。一百年以来,较多的研究是在本世纪 50 年代以前进行的。尽管对于硝化过程在概念上有了统一的看法,可是研究工作中,除非应用 N^{15} 标记的铵盐,否则硝化作用和矿化作用却难区分。20 多年以来,硝化过程的研究中应用 N^{15} 标记的铵盐或设一对照的为数很少,多数的研究仍是沿用一百年前的硝酸盐形成量和形成速率,作为硝化过程的容量和强度的指标。

Amer 等指出,硝态氮的形成量随着氧浓度的增高而增加。如果氧浓度为 1% 时,硝态氮的形成量作为 1,那么氧浓度每增加 1% 时硝态氮形成量的相对增值却随着氧浓度的增高而递减。氧浓度依次为 1、2、5、10 和 15% 时,相对增值依次为 1、0.5、0.25、0.14、0.04^[3]。这一结果表明硝化过程虽为好气性的生物学过程,但对氧的要求并不很高。正如陈华癸等所指出的,即使是稻田情况下,不论是氧化层还是还原层、根表或距根 5 毫米以外的土壤中,都有硝化过程在进行着^[1]。另一报告指出,在土壤湿度最为适宜温度又较高的情况下,土壤空气中氧浓度在 2.5—5.0% 是好气过程与嫌气过程过渡的氧浓度;如温度在 2—4°C 时,氧浓度 < 0.5%,也足以使硝化过程顺利进行^[33]。

土壤空气中的氧浓度只是一个强度指标,氧对硝化过程的影响,还深受土壤空气容量的制约。而决定土壤空气容量是土壤的结构性和土壤的含水量。因此,土壤中团粒或团聚体的大小及其组成也影响硝化过程。据研究,土壤的硝化程度与土壤团粒的大小呈反相关,与单位重量团粒的外表面积总和呈正相关。认为在外表面积大的小团粒中,其内部氧供应较好,硝化过程也较强。在大团粒中,由于细菌对团粒表层氧的利用,土壤空气中氧的减少,向团粒内部扩散又受水膜的阻碍,因此硝化过程就减弱^[24]。土壤容重既影响土壤空气容量,又影响土壤空气与大气间的交换,这样就不能不影响土壤中的硝化过程。另一方面土壤的水含量又直接影响土壤空气的容量和通道。所以土壤容重对硝化过程的影响又受含水量的制约。有人曾以粘粒含量为 32.8% 的黑钙土进行研究,结果表明水分含量 < 15% 时,土壤容重并不影响硝态氮的积累^[14]。这与他本人在四年前的结论,即土壤水分含量 < 17% 时,土壤容重不影响硝化过程^[13]是一致的。当供试的黑钙土含水量为 26% 时,那么土壤容重就深刻地影响硝酸盐的积累。例如土壤容重各为 1.15、1.30、1.46、1.57 和 1.67,土壤中硝酸盐的积累量(ppm)依次为 287、254、199、232 和 47^[14]。

关于土壤水分含量对硝化过程的影响,据 Sabey 的研究,在粉砂壤土上,硝态氮的积累在水分张力 0.1 巴时为最高,如以此作为 100%,则水分张力为 0.33、1.5 和 15 巴时,它们的相对积聚率依次为 71%、53%、29% 和 13%^[22]。在砂壤土 (pH 为 5.8,试验时调至 7.0) 中,铵态氮的硝化率随土壤水分张力从 15 巴减少至 2 巴而递增,如水分张力再降低时,硝化率却下降了^[9]。作者还指出,在另一壤砂土 (pH 4.7,试验时调至 7.0) 中水分张力为 15 巴时铵态氮经两周培育后硝化达 73%,而当水分张力从 15 巴减少至 0.3 巴时硝化率没有表现出差异^[9]。因此,可以认为土壤水分虽然是微生物不可缺少的生态因素,但对硝化过程的影响看来是多方面的。

温度对硝化作用的影响是明显的。早期研究指出,低温并不严重影响铵态氮的氧化,

* 引自参考文献[3]。

即使在 $0-5^{\circ}\text{C}$ 时也有硝化过程在进行^[16,20]。田间情况下,低平均温度时硝化过程也进行相当快^[20]。但是温度超过 40°C 却严重抑制硝化过程,甚至不能发生硝化过程^[16]。据研究,在一定的温度范围内,硝酸盐的形成量与温度呈正相关,但不是呈直线正相关,而在 7°C 与 15°C 时有两个突起,硝化过程最适宜的温度却是在 $27^{\circ}-35^{\circ}\text{C}$ 之间^[16]。Sabey 等指出,铵态氮加入土壤中并不立刻被硝化,而有一个滞后期(以周为单位),这一滞后期又随温度的上升而缩短^[20](在 $0-25^{\circ}\text{C}$ 范围)。因此,可以认为温度对硝化过程的影响表现在两方面,即影响硝化过程的滞后期和硝化强度。13 年以后, Sabey 等又提出了相对硝酸盐积累率(即其它温度下硝酸盐积累率与 25°C (或 27°C) 积累率的比,以 R_T 表示,作为硝化强度的指标)以及相对滞后率(以 r_T 表示)。作者认为虽然土壤的 pH 值、有机质含量、硝化菌数都不同,但在不同温度下它们的 R_T 值 r_T 值都很相近^[21]。就是说随温度上升硝化作用增强的比例或滞后期缩短的比例,与土壤性质无关。但是, Sabey 在计算中所引用的数据,较高的温度有 25°C 或 27°C ,低的有 2°C 或 5°C ;中间温度或 20°C 或 21°C , 15°C 或 15.5°C , 10°C 或 7°C 等等^[21],要正确比较 R_T 和 r_T 值还是困难的。而更重要的是土壤作为一个高度异相介质,有许多因素影响硝化作用,这些因素间又互相影响着。

铵态氮转化为硝酸盐,可分为两个阶段,第一阶段是由亚硝化细菌把铵态氮转化为亚硝态;第二阶段则由硝化细菌把亚硝态氮转化为硝态氮。亚硝化细菌对 pH 并不敏感,而硝化细菌则只在微酸性和中性介质中才较活跃。因此,在酸性和碱性土壤中积累的亚硝酸盐要比中性土壤为高^[10,19]。而酸性土壤中第一阶段进行的速率较碱性土壤中为慢,因此,碱性土壤较酸性土壤更易于积累亚硝酸盐^[19]。

Morrill 等曾对铵态氮氧化为硝态氮的历程的型式进行了研究^[19]。供试土壤为 116 个, pH 值 $4.4-8.8$ 。土壤先经 1% 的结构改良剂处理,以促进其团聚化。经处理后的土壤,每 100 克用 400 毫升的硫酸铵溶液(每毫升含铵态氮 70 微克)淋洗。第一次是经 12 小时后放出淋洗液供分析 $\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{NO}_3\text{-N}$, $\text{NO}_2\text{-N}$ 。以后每隔 48 小时放淋洗液一次。根据实验结果,作者发现在 116 个土壤中,铵态氮的硝化过程可分为如下四个型式。

A 型:铵态氮很快被氧化为亚硝态氮,但要积累一段较长的时间后,才开始硝化过程的第二阶段。属 A 型的计 16 个标本,其 pH 值均 >7.3 。试验中土壤的平均 pH 值起始为 7.85,终了时为 6.93。

B 型:硝化过程的两个阶段都进行得较快。因此 NO_2^- 的积累极少。属 B 型的计 56 个标本,土壤 pH 值 $4.5-5.4$ 的有 5 个, $5.5-6.4$ 的计 22 个, $6.5-6.9$ 的计 19 个, $7.0-7.3$ 计 10 个。试验中土壤平均 pH 值,起始时为 6.38,终了时为 5.01。

C 型:整个硝化过程进行缓慢,但没有发现 NO_2^- 的积累。属此型式的有 20 个土壤标本。pH 在 $5.0-5.9$ 的计 15 个,低于此值的 3 个,高于此值的 2 个。试验中起始 pH 平均值为 5.39,终了时为 4.91。

D 型:没有检查出 NO_2^- 和 NO_3^- 。属此型的计 24 个标本, pH <5.4 的为 20 个, $5.5-5.9$ 的 4 个。试验中平均 pH 值起始为 5.12,终了时为 4.87。

可见土壤 pH 值对硝化过程的影响是复杂的。这不仅因为土壤 pH 值影响硝化过程的两个阶段的速率、 NO_2^- 与 NO_3^- 积累数量和比例,而且还因为土壤 pH 值本身就受土壤的许多性质所制约的。更何况供试标本基本包括了不同类型的农业土壤。此外,有人研

究了因施用石灰的历史不同而造成不同的 pH 的土壤,发现硝化过程的滞后期随 pH 值的降低而延长,硝酸盐的积累速率亦随 pH 值的降低而减弱。供试的 pH5.3、6.0、6.3、6.6 的土壤标本,其硝化过程的型式相同,却与 pH4.7 的土壤有明显的区别^[8]。

硝化过程的水培试验指出,加入水铝英石、多水高岭和蒙脱土等粘土矿物,都增加了硝化速率,而且还与这些粘土矿物的钙饱和度相关^[15]。如以硫酸铵经培育后的硝酸盐形成量作为 100%,则粘土矿物所吸附的铵如斑脱土铵、蒙脱土铵、高岭土铵、白云母铵经培育后的硝酸盐相对形成量依次为:99.7%,86.4%,31.2%和 29.7%^[25]。显然,这里有 pH 的影响,看来还有表面效应的问题。

综上所述,大体上可以看出,国外对硝化过程的条件的研究,远不及硝化过程的化学脱氮机制和反硝化过程的研究那么引人注目。如以我们过去的工作为例,我们认为铵态氮硝化过程的条件问题并不是已经清楚了,例如,我们发现白土的脱氮率很低($<4\%$),是因为有机质含量在 1% 左右,能源不足之故,但有机质含量为 2.24% 的黄泥土或 4.10% 有机质含量的黑色土,脱氮率也在 9% 以下且无 NO_3^- 的积累。另一方面,栗子土(脱氮率 $<15\%$)与油泥土(脱氮率 $>40\%$)的有机质含量分别为 2.74 和 2.21%,但前者速效磷仅为痕迹量,后者却高达 24ppm,是否有效磷不足到某一水平,也会影响硝化细菌的活动。此外,某些有机酸或微量元素也可以影响硝化过程,例如铅可以促使亚硝酸盐转化为硝酸盐^[32],柠檬酸和富马酸也有类似效果,但酒石酸即使是痕迹量也要使硝化菌中毒^[30]。土壤溶液中过高的铵离子浓度和可溶盐的含量也会抑制硝化过程^[12,26,27]。这些都说明把硝化过程的条件的研究,局限在能源、pH、好气条件(当然这是重要的)等因素,并不是有利于对其规律性的认识。

铵态氮是我国主要的化学氮肥,为了提高氮素的利用率,防止淋失或因反硝化而损失;同时为了避免因硝化过程的中间产物 NO_2^- 渗入水源而使饮水污染,都迫切要求我们摸清硝化过程的规律及其与土壤性质的关系。

参 考 文 献

- [1] 陈华癸、周启,土壤学报,9,56—63,1961.
- [2] Allison, F. E., *Advanc. Agron.*, 18, 219—258, 1966, cf. *Soils & Fert.*, 30, [1267], 1967.
- [3] Amer, F. M. & Bantholomew, W. V., *Soil Sci.*, 71, 215—219, 1951.
- [4] Bremner, J. M. & Shaw, K., *J. agric. Sci.*, 51, 22—39, 1958.
- [5] Broadbent, F. E., *Soil Sci.*, 72, 129—137, 1951.
- [6] Cady, F. B. & Bartholomew, W. V., *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 25, 362—365, 1961.
- [7] Cooper, G. S. & Smith, R. L., *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 27, 659—660, 1963.
- [8] Dancer, W. S. et al., *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 37, 67—69, 1973.
- [9] Dubey, H. D., *Canad. J. Microbiol.*, 14, 1348—1350, 1968, cf. *Soils & Fert.*, 32, [1233], 1969.
- [10] Gasser, J. K. R., *Soils & Fert.*, 33, 547—554, 1970.
- [11] Hans Nommik, *Acta Agric. Scand.*, 6, 195—228, 1956.
- [12] Harada, T. & Kai, H., *Soil Sci. & Plant Nutr.*, 14, 20, 1968.
- [13] Hulpoi, N. et al., *Z. PflErnähr. Düng. Boden.*, 113, 39—45, 1966.
- [14] Hulpoi, N. et al., *Plant & Soil*, 32, 468—477, 1970.
- [15] Kai, H. & Harada, T., *Soil Sci. & Plant Nutr.*, 15, 1—10, 1969.

- [16] Lloyd, R. Frederick, Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 20, 496—500, 1956.
- [17] Lowenstein, H. et al., Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 21, 397—400, 1957.
- [18] McGarity, I. W., Plant & Soil, 14, 1—21, 1961.
- [19] Morrill, L. G. et al., Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 31, 757—760, 1967.
- [20] Sabey, B. R. et al., Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 20, 357—360, 1956.
- [21] Sabey, B. R. et al., Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 33, 276—278, 1969.
- [22] Sabey, B. R., Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 33, 263—266, 1969.
- [23] Schwartzbeck, R. A. et al., Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 25, 186—189, 1961.
- [24] Seifert, J., 1964, cf. Soils & Fert., 28, [286], 1965.
- [25] Sheldon, S. et al., Soil Sci., 80, 43—53, 1955.
- [26] Sindhu, M. A. et al., cf. Soils & Fert., 31, [1141], 1968.
- [27] Sindhu, M. A. et al., Plant & Soil, 468—472, 1967.
- [28] Stefanson, R. C., Plant & Soil, 37, 113—127, 1972.
- [29] Stefanson, R. C., Aust. J. Soil Res., 10, 183—195, 1972.
- [30] Tandon, S. P. et al., 1968, cf. Soils & Fert., 32, [386], 1969.
- [31] Van Schreben, D. A., Plant & Soil, 18, 163—175, 1965.
- [32] Zavarzin, G. A., 1957, cf. Soils & Fert., 10, [1697], 1957.
- [33] Гречин, И. П. 农业文摘, 6, [1214], 1964.

国际土壤学会消息

国际土壤学会于1968年8月在澳大利亚阿得雷德召开了第九届国际土壤学大会。参加国家共52个,人员365人,提出报告约500篇,会后出版论文集四卷,收入报告310篇。

大会根据会章规定,对第九届国际土壤学会的组织人选进行了改组,推选出第十届国际土壤学会的主席、副主席及下属各专业组的负责人如下:

主席: B. A. 科夫达; 副主席: И. П. 格拉西莫夫; 秘书长: F. A. 范·巴仑; 下属的七个专业组:

第 I 组(土壤物理): W. R. 卡特南;

第 II 组(土壤化学): H. 劳德罗特;

第 III 组(土壤生物): M. 亚历山大;

第 IV 组(土壤肥力和植物营养): O. T. 罗梯尼;

第 V 组(土壤发生、分类、制图): R. 杜德尔;

第 VI 组(土壤利用技术): T. J. 马歇尔;

第 VII 组(土壤矿物): K. 诺利希。

会上决定第十届国际土壤学大会于1974年8月在苏联莫斯科召开。按照会章规定,国际土壤学大会应为每四年召开一次。这次延期举行的原因,主要是因为1974年是国际土壤学会成立50周年,十届会期推迟两年,是为了在大会召开期间同时举行50周年庆祝活动。由于正常会期延长,会议要求在此期间加强各专业组的国际学术活动,强调多召开各专业组及各专业组与其他各邻界学科之间的联席会议,以促进科研方法的交流和应用,推动各学科的发展。