

# 土壤氧气状况及其对生草灰 化土性质的影响

程 雲 生

И. П. 格 列 欽

(中国科学院土壤研究所)

(莫斯科季米里亚捷夫农学院)

在土壤形成过程中及建立土壤肥力的基础上,土壤空气状况,特别是氧气状况占着极其显著的地位。正如 В. И. Вернадский 院士以“无气体不成土壤”这句话完全正确地表达了土壤空气和土壤之间的相互关系。1910 年 В. Р. Вильямс<sup>[1]</sup>关于土壤发生学及土壤肥力学說的問題中就指出了氧气状况所占有的重要地位。他把氧气作为高等和低等植物的生活要素,以及土壤中好气和嫌气过程形成的重要条件。

不仅仅从理論上,同时在农业实践中,研究土壤氧气状况具有着极其重要的意义。因为土壤氧气状况良好时,不仅有利于植物根系呼吸作用正常进行,同时决定于土壤中植物养分的轉化。如所周知,植物从发芽一开始,便要求供給大量的氧气。当氧气不足时,植物的生长受到抑制,同时在土壤中产生了嫌气过程,从而产生着对植物及有益微生物的有害物質(还原态化合物)。这样就大大地破坏了植物营养条件,并降低了土壤肥力。

研究生草灰化土的土壤空气状况,特别是氧气状况,是具有特别重要的意义。这类土壤在苏联占有土地面积 30% 以上,春秋二季土壤遭受着不同程度的暂时聚水現象,影响了土壤空气不足而降低土壤肥力。

土壤氧气状况的研究,对我国来说,同样是具有重大意义的。在我国中部及南部地区,大面积种植着水稻,灌溉面积在急剧地扩大着,同时由于深耕及大量施肥等等先进的农业措施,就要求对土壤空气状况的研究,来全面地考查土壤肥力及其如何提高,以期达到农业生产水平的不断提高。

在土壤科学研究工作中,对土壤空气,特别是氧气状况的研究材料是极少的。正如 А. Ф. Лебедев (1936), Н. А. Качинский (1949) 和 И. Н. Антипов-Каратаев (1957)<sup>[2,3,4]</sup>所指出的那样。一般地说,土壤气相部分比起固相或是液相的研究更是薄弱。然而在文献記載中,土壤空气中氧气状况对一些重要的土壤性质的作用研究得就更少了,例如对土壤中植物养分的轉化和土壤結構問題等等方面。

根据以上情况,我們提出了以下四个研究课题。(1)土壤空气中氧气和二氧化碳組成动态的研究。(2)土壤空气中不同程度氧气含量对土壤重要生产特性的影响。(3)土壤好气和嫌气条件对土壤結構的影响。(4)土壤好气和嫌气过程作用后对植物生长初期的影响。

## 一、土壤空气中氧气和二氧化碳組成动态的研究

远在 1852 年法国学者 Boussingault 和 Lewy<sup>[5]</sup>第一次研究并确定了土壤空气的組成。他們认为,土壤空气中二氧化碳的生成是由于氧气的消耗,同时指出,在土壤空气中二氧

化碳的含量总是比其在大气中为多,相反的氧气的含量要少。这种事实,以后被许多学者所证实。但是,直到1880年 П. О. Смолянский<sup>[6]</sup>才开始研究土壤空气组成的季节性动态。以后, П. А. Костычев (1886)<sup>[7]</sup>, П. Ф. Бараков (1910)<sup>[8]</sup>, В. Р. Вильямс (1910)<sup>[9]</sup>, E. J. Russell and A. Appleyard (1915)<sup>[9]</sup>, А. Г. Дояренко (1915)<sup>[10]</sup>, В. А. Кеи (1931)<sup>[11]</sup>, Б. Н. Макаров (1952)<sup>[12]</sup>及其他许多学者,在这方面也进行了系统的研究。

土壤中除了自由状态的空气以外,还有土壤颗粒表面吸附性气体。关于这一部分吸附性气体,早在1886—1887年间就被 Костычев 所指出,并认为吸附在土壤颗粒表面的气体是难以与土壤颗粒分离开来的。E. J. Russell and A. Appleyard<sup>[6]</sup>和 К. Д. Глинка (1932)<sup>[13]</sup>等学者认为吸附在土壤颗粒表面的气体主要的是氮气和二氧化碳,而氧气几乎是不存在的,其中最多的是水蒸汽。同时,在土壤水中亦溶解有部分气体。但是,必须指出,在土壤中最活跃的气体要算是自由状态的空气,同时,它在土壤和植物生活过程中起着巨大的作用。

土壤空气的组成并不是固定的,而是随着季节的变更而改变。正如许多学者 (Boussigault, Костычев, Бараков, Кеи, Russell, Boynton and Reuther<sup>[14]</sup>及 В. Б. Мацкевич<sup>[15]</sup>等)所指出,土壤空气组成的变化,不但依赖于季节的变化,同时也依赖于土壤深度、植被状况等条件。土壤空气中二氧化碳增高时,氧气则显著地降低。Бараков, Мацкевич 及 Макаров 等人的工作证明,二氧化碳的变化依赖于植物生长发育的阶段而不同。Бараков 指出,随着植物的生长,土壤中二氧化碳的含量随着上升,开花期达最高点,以后随着植物的成熟,二氧化碳的含量就逐渐降低到最少量。

土壤空气的组成,除了季节性变化以外,尚有其昼夜变化。这里主要起作用的因子是温度。Костычев 和 Кеи 指出,夜晚和早晨大气是向土壤中运动,而白昼则相反,即土壤空气向大气中运动。

对于土壤空气中二氧化碳比大气中含量高及氧气含量低的这一事实的解释,前人的意见也很不一致。Костычев 认为二氧化碳的形成是由于氧的氧化有机质的结果。至于谈到土壤深层时,则认为是由于下层土壤比上层土壤紧密的缘故,以致气体交换不易进行的结果。Бараков, Russell, Ф. Ю. Гельцер (1930)<sup>[16]</sup>, Н. И. Горбунов (1946)<sup>[17]</sup>, Б. Н. Макаров (1953)<sup>[18]</sup>等认为,土壤空气中氧气的耗损和二氧化碳的形成是由于微生物活动和植物根系吸收作用的结果。

Boussigault 和其他许多学者指出,土壤空气中二氧化碳和氧气的含量总和与大气中二者含量总和相差甚微。因此,后来许多学者据此结论在研究土壤空气状况时,把注意力集中于仅仅考查其二氧化碳的变化规律,而用推论的办法来求得认识氧气变化规律。实际上,在许多情况下,土壤空气中二氧化碳和氧气的总和往往与大气中二者之和相差甚大。因此,Дояренко<sup>[10]</sup>指出了上述观念会受到局限性,并认为,除了一般在土壤中形成二氧化碳时要消耗氧气外,还有许多过程生成二氧化碳而不消耗氧气。同时,也有消耗氧气而不形成二氧化碳的现象。

由此可知,为了正确解决关于土壤空气中氧气运转变化的问题,就必需采取在测定二氧化碳的同时也必需直接地测定土壤空气中氧气的含量。

研究土壤空气与大气交换的现象及其所制约的各个因子和它们相互间的关系是考查土壤空气领域内的一个中心问题。1871—1873年 Pettenkofer 和 Fleck 先后发现了土壤空气和大气处于经常不断地交换状态,同时指出土壤表层比底层进行的要强烈得多,而土壤空气组成变化是由于土壤水分运动的结果。Э. Вольни (1880)<sup>[19]</sup>的工作表明,土壤空气和大气的交换是受土壤微地形及其色泽条件所决定。很显然,这种观点是极其不完全的。以后 Костычев 根据自己的观测和前人的结果综合归纳出以下几个原因,即气体扩散、气压变化、温度差异及风力作用。最后他强调指出,土壤干湿变化对土壤空气更新的重要意义。这种论点以后曾被许多学者所承认(П. Ф. Бараков<sup>[20]</sup>, Глинка<sup>[5]</sup>, И. М. Сибирцев (1914)<sup>[21]</sup>, Дояренко<sup>[10]</sup>, Russell<sup>[9]</sup>等)。В. Р. Вильямс(1919)<sup>[22]</sup>及 Макаров<sup>[18]</sup>等人着重地强调了生物作用的因子。

综合上述,我们认为影响土壤空气和大气不断相互交换的因子可以归纳为四个方面:

1. 气象条件——包括大气和土壤温度的变化、空气压力的变化、土壤水分的变化、地下水的运动以及风力影响等。
2. 土壤物理及土壤化学性质——包括土壤透气性、土壤空气量、土壤机械组成和结构的状况,土壤有机质含量以及养分分布状况等。
3. 土壤中生物及生物化学过程——决定于土壤微生物区系和动物区系的活动能力以及植物根系呼吸作用等。
4. 人类生产活动——包括耕作施肥制度及其各种农业技术措施等。

有关土壤空气的工作,大部分都是集中在二氧化碳的动态研究,而对氧气动态的注意却是较少的。以下将分别讨论我们所得的结果。

### (一) 试验处理,土壤及气象特点

土壤空气中氧气和二氧化碳组成动态的研究是在苏联莫斯科季米里亚捷夫农学院大田试验站进行的。共选取了以下四个不同植被状况的定位试验小区:

I. 二年生牧草地(红三叶+猫尾草); II. 冬小麦; III. 休闲地及 IV. 燕麦。

定位试验小区的土壤是发育在冰碛壤土上的生草中度灰化轻壤质土。

莫斯科地区处于寒温带大陆性湿润气候区,冬天寒冷多雪且时间长(11月到翌年4月)。年平均温度3.5—4°C,1月份最低温度达零下30°C,有时可达零下40°C。雪层复盖平均约40—50厘米。年雨量约为600毫米,其中约65%集中于4月到10月。

1956年春季正常,从6月初温度上升很快,平均日温达20.8°C(最高达31.5°C),延续到7月初,雨量正常,但8月份雨量过多,竟达113.5毫米(一般年份为73毫米)。

1956—1957年冬季温度不稳定,1月份平均气温为零下6°C,2月份仅-1.8°C,而3月份又降到-6.2°C。1月份土壤深度0,10,25,50和100厘米的温度分别为-2.4,-0.9,0,1和2.1°C。3月份积雪厚度达32厘米,近地表结冰层厚度达10厘米(1957年3月23日测)。

1957年4月到5月平均温度比往年高出2—3°C,其他月份正常。冬季地表气温最低在1958年2月份为-8.2°C,而土壤深度0,10,25,50和100厘米的温度分别为-0.8,-0.2,0.3,0.9和1.8°C。3月份积雪厚度达28厘米,近地表结冰层厚度达8厘米(1958年3月21日测)。

应该指出, 1956—1958 年冬季土壤深度 25 厘米以下的温度未曾低于  $0^{\circ}\text{C}$ 。

## (二) 工作方法

在定位试验小区按土壤剖面层次不同固定装置直径为 5 毫米的铜质长管, 三次重复。土壤深度为  $A_{n5}$ ,  $A_{n15}$ ,  $A_{n35}$ ,  $B_{60}$  和  $B/C_{100}$  厘米。铜管插入土壤后, 露出土表约 5 厘米, 然后以橡皮帽加盖。观测是逐月进行的。

取样用的吸气管是按照 И. А. Турлюн (1952)<sup>[23]</sup> 的原理加以改进而成。改进部分是使田间工作携带方便并节省提取土壤空气时 NaCl 溶液的使用。二个吸气管是用三孔活塞及压力瓶联接起来固定在工作架上。取样前, 将二个吸气管用压力瓶中 NaCl 饱和溶液充满后关闭活塞。将一个吸气管和所要取样的铜管用橡皮管联接起来后, 打开三孔活塞及吸气管上下活塞, 抽出橡皮管部分的空气以后, 再打开第二个吸气管, 使其得到真正的土壤空气样品。随即关闭吸气管上下活塞, 取下带至室内进行分析。田间取样装置表示如图 1。

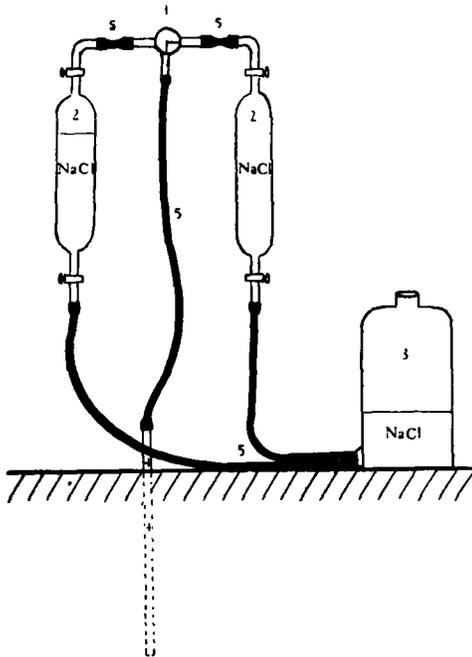


图 1 田间土壤空气采集装置示意图

- 1——三孔活塞; 2——吸气管;  
3——压力瓶; 4——铜管; 5——橡皮管。

土壤空气的分析是采用 АФИ-型气体分析器<sup>[24]</sup>, 吸收剂是用氢氧化钠吸收  $\text{CO}_2$ , 用没石子酸溶液吸收  $\text{O}_2$ 。准确度对  $\text{CO}_2$  是 0.01%, 对  $\text{O}_2$  是 0.05% (容积%)。

4 月到 11 月, 与土壤空气采样的同时, 进行了土壤水分的测定(三次重复)。除此以外, 在土壤耕作层 0—10, 10—20 厘米用 500 毫升的环刀测定容重。同时, 在这些样品中测定了 pH 值, 氧化还原电位(Eh)并换算以  $r\text{H}_2$  值表示之, 以及高价和低价铁的含量。pH 值和氧化还原电位是用 ЛП-5 型电位计测定的。FeO 和  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  的测定是在 0.1N  $\text{H}_2\text{SO}_4$  浸提液中借助于  $\alpha - \alpha'$  联氮苯试剂采用 З. Ф. Колтєва (1953)<sup>[25]</sup> 改进了的 В. А. Казаринова-Окнина (1938)<sup>[26]</sup> 比色法。

4 月到 11 月, 与土壤空气采样的同时, 进行了土壤水分的测定(三次重复)。除此以外, 在土壤耕作层 0—10, 10—20 厘米用 500 毫升的环刀测定容重。同时, 在这些样品中测定了 pH 值, 氧化还原电位(Eh)并换算以  $r\text{H}_2$  值表示之, 以及高价和低价铁的含量。pH 值和氧化还原电位是用 ЛП-5 型电位计测定的。FeO 和  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  的测定是在 0.1N  $\text{H}_2\text{SO}_4$  浸提液中借助于  $\alpha - \alpha'$  联氮苯试剂采用 З. Ф. Колтєва (1953)<sup>[25]</sup> 改进了的 В. А. Казаринова-Окнина (1938)<sup>[26]</sup> 比色法。

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  的测定是在 0.1N  $\text{H}_2\text{SO}_4$  浸提液中借助于  $\alpha - \alpha'$  联氮苯试剂采用 З. Ф. Колтєва (1953)<sup>[25]</sup> 改进了的 В. А. Казаринова-Окнина (1938)<sup>[26]</sup> 比色法。

## (三) 工作结果

土壤水分在很大程度上直接影响着土壤空气的组成, 同时, 也决定着土壤氧化还原过程。因此, 在研究土壤空气组成动态问题时, 就必需先考查土壤水分的动态变化。

春季冰雪融化时, 土壤水分达到最高含量。这时, 在定位试验小区, 依赖于植物被复状况不同, 水分含量在土壤耕作层中为 18—28%, 夏季最低 4—6%, 而秋季又逐渐升高到 14—20%。

应当指出, 土壤表层水分的变化要比深层大。

土壤透气状况的变化也是显著的。在土壤耕作层, 夏季可达最高 47.4%, 而春秋二季最低, 但不低于 7.5%。1 米深处最低也有 5—6%。

这些有关土壤水分变化的材料, 足以说明有关土壤空气组成动态变化的一些问题。

因此,没有必要对水分运转状况加以详尽的讨论。

关于土壤空气中  $O_2$  和  $CO_2$  组成动态研究的结果分别用图 2—5 表示之。

从图中可以看出,土壤空气中  $O_2$  和  $CO_2$  组成的动态变化,在各个小区不同土壤深度有着许多共同趋势。首先,再次证明了 Boussigault 所发现的规律,即当  $O_2$  减少时  $CO_2$  增多或相反。这主要是由于土壤中生物及生物化学过程作用的结果。

定位试验小区 I, 1957 年 4 月 20 日的结果(表 1)表明,土壤表层中  $O_2$  和  $CO_2$  的总含量为 20.94%,几乎等于大气中二者之和(20.97%)。向土壤深层,其量逐渐减少,而在 100 厘米处,其含量为 19.93%。当土壤空气中  $O_2$  的含量降低于 17—18% 时,则发生类同的不符合于大气中  $O_2$  和  $CO_2$  的总和。可能,这种情况是由于深层形成  $CO_2$  比所消耗  $O_2$  的含量为少,或是由于深层温度低和气体交换能力差,而  $CO_2$  多溶解于土壤溶液中去的结果。早春时期,由于土壤表面水分暂时过多的情况下,表层土壤空气中  $O_2$  和  $CO_2$  的关系也有类似的结果。

表 1 定位试验小区 I 土壤空气中  $O_2$  和  $CO_2$  的含量  
(二年生牧草, 1957 年 4 月 20 日)

层 次	深 度 (厘米)	$O_2$	$CO_2$	总 和 (%)
		容 积 (%)		
$A_{II}$	5	20.36	0.58	20.94
$A_{II}$	15	19.97	0.90	20.87
$A_2$	35	18.87	1.65	20.52
B	60	18.20	2.32	20.52
B/C	100	17.34	2.59	19.93

从图 2—5 中亦可看出,随着土壤深度的加深,土壤空气中的  $O_2$  逐渐减少,而  $CO_2$  逐渐增加。土壤空气中  $O_2$  的最低含量和  $CO_2$  的最高含量表现在冬季和早春时期。这里引用定位试验小区 I 的结果作为例子(表 2)。

表 2 定位试验小区 I 土壤空气中  $O_2$  和  $CO_2$  的含量  
(二年生牧草)

层 次	深 度 (厘米)	1957 年 3 月		1957 年 7 月	
		$O_2$	$CO_2$	$O_2$	$CO_2$
		容 积 (%)			
$A_{II}$	5	13.42	3.84	20.79	0.14
$A_{II}$	15	13.33	3.99	20.42	0.61
$A_2$	35	13.61	3.89	19.87	1.43
B	60	15.13	3.52	19.44	1.70
B/C	100	15.29	3.14	19.20	2.34

由表 2 得知,1957 年 3 月份,土壤空气中  $O_2$  的含量最低,即不同土壤层次中为 13.42—15.29%;而 7 月份,深层土壤空气中(100 厘米)不低于 19.20%,而表层(5 厘米)为 20.79%,接近于大气中的含量(20.97%)。

前面气象材料中曾经指出,1956—1957 年和 1957—1958 年冬季(3 月份),在深厚积

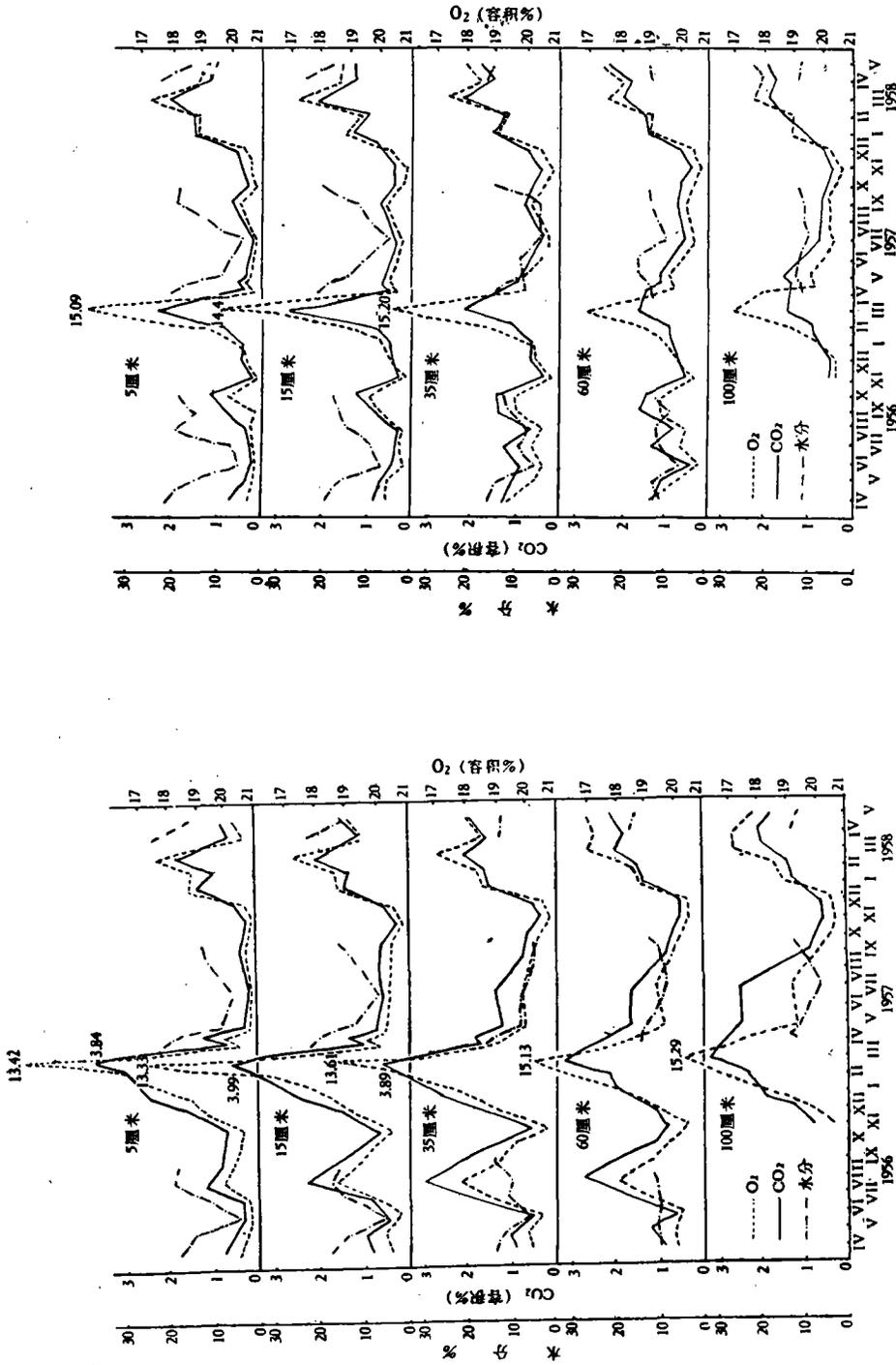


图2 土壤空气中O<sub>2</sub>和CO<sub>2</sub>及土壤水分动态变化  
(定位試驗小区I, 生草灰化土, 二年生牧草)

图3 土壤空气中O<sub>2</sub>和CO<sub>2</sub>及土壤水分动态变化  
(定位試驗小区II, 生草灰化土, 冬小麦)

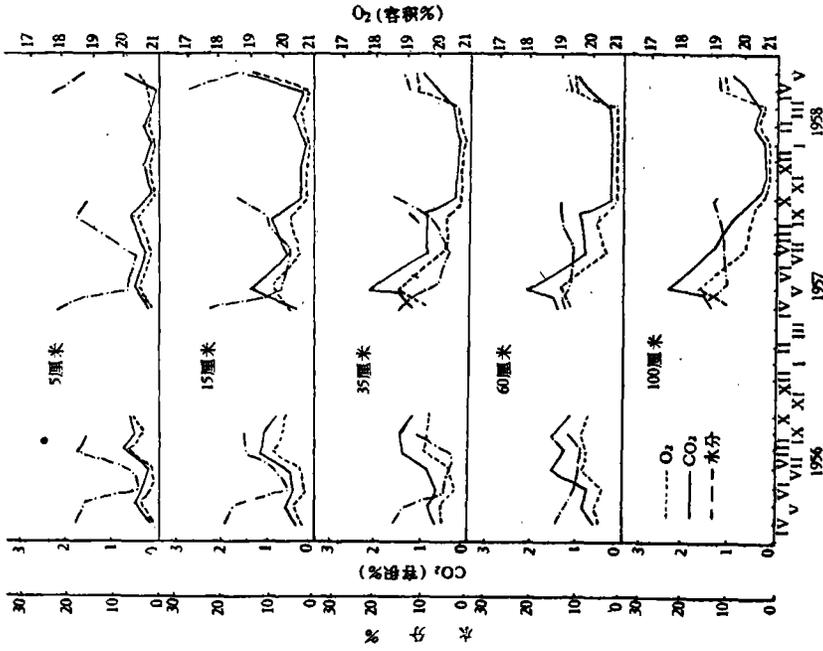


图5 土壤空气中O<sub>2</sub>和CO<sub>2</sub>及土壤水分动态变化  
(定位試驗小区IV, 生草灰化土, 燕麦)

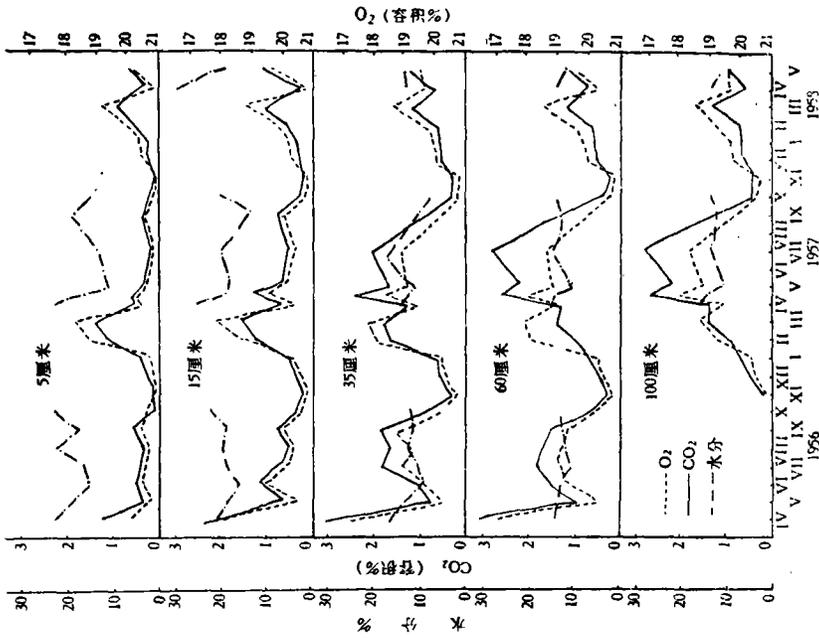


图4 土壤空气中O<sub>2</sub>和CO<sub>2</sub>及土壤水分动态变化  
(定位試驗小区III, 生草灰化土, 休闲)

雪层接近地表处形成了 8—10 厘米厚度的結冰层。它起着隔絕土壤空气和大气的交換作用,使其扩散速度減低到几乎等于零。看来,在土壤中,虽然温度較低,但生物及生物化学过程仍然微弱地在进行着,于是土壤空气中就逐漸地消耗着  $O_2$ , 同时积聚着  $CO_2$ 。另外,土壤水分的过多,也是造成气体交換困难的重要因子之一。

应该指出,以前許多学者(如 Boussigault, Russell and Appleyard, Бараков, Макаров, Lundecardh (1927)<sup>[27]</sup>, В. Б. Мацкевич 及 Турлюн 等)的工作表明,土壤空气中最低  $O_2$  含量和最高  $CO_2$  含量出现在夏季,而冬季恰好相反,即  $O_2$  最高和  $CO_2$  最低。同时,前人多以植物生长季节的土壤空气組成动态作为主要研究对象,而几乎没有指出或涉及到土壤处于各种不同气候条件状况下,研究土壤空气組成动态的工作应该具有哪些特点。今以作者所获得的具体材料,不但可以說明过去关于土壤空气組成动态的一般性規律,同时亦表明,在各类土壤所处具体条件不同情况下,应当根据其特点加以补充。

土壤空气中  $O_2$  和  $CO_2$  动态变化和植物存在及其不同类别有着不可分割的連系。但是,正如 Рассел (1950)<sup>[28]</sup>指出,植物特性对土壤空气組成的影响尚未完全查明。这点对于土壤空气組成成分  $O_2$  來說,就具有更大的意义。在各种植物被复条件下,土壤空气中  $O_2$  和  $CO_2$  的变化幅度很不一致。因此,有必要具体地研究一下各个定位試驗小区土壤空气中  $O_2$  和  $CO_2$  組成的动态变化。

二年生牧草(試驗小区 I)从 1956 年 4 月到 6 月,土壤空气中  $O_2$  的含量都較高,其中以 5 月份  $O_2$  含量为最低,60 厘米处为 19.98%; 而  $CO_2$  为 1.26%。这个时期,由于土壤水分逐漸減少,改善了土壤的透气状况,从而保证了土壤空气和大气間气体交換的良好进行。7、8 及 9 月份,土壤空气中  $O_2$  逐漸減少,而  $CO_2$  增多。如  $A_2$  层(35 厘米)8 月份土壤空气中含有 17.79%  $O_2$  和 2.99%  $CO_2$ 。本月份降雨量达 113 毫米,超过了一般年份 8 月平均降雨量(73 毫米)。土壤耕作层水分达 18.89%,而 6 月份仅有 5%。土壤水分的增加,一方面提高了土壤和生物的活动能力,同时恶化了土壤空气的扩散作用,以致大大地影响了土壤空气組成的变化。10—11 月份,虽然土壤水分含量仍高,但土壤空气中  $O_2$  逐漸升高,而  $CO_2$  下降。显然,这是由于土壤温度的下降,土壤和生物的活动能力減弱的結果。10 月份土壤温度在深度 0, 10, 25, 50 和 100 厘米分别为 5.5, 6.4, 7.2, 7.9 和 8.8°C; 而 11 月份——-5.4, -2.5, 0.1, 1.4 和 2.6°C。从 12 月份起,土壤空气中  $O_2$  逐漸減少,到翌年 3 月份达最低为 13.33%, 而  $CO_2$  增加到最高为 3.99%。其原因上面已經說明。第二年的观测获得了同样的結果。

至于涉及到土壤深度与土壤空气組成动态变化的关系,一般地是符合于随土层的加深土壤空气中  $O_2$  逐漸減少, 而  $CO_2$  逐漸增加的規律, 但有时随着其他条件而有所出入。二年生牧草地, 在温暖时期(4 月—10 月)土壤空气中  $O_2$  的含量随土壤深度而減少。但是,在較好的气体扩散条件下,随土层加深  $O_2$  并不減少。在寒冷时期(11 月到翌年 3 月)土壤表层中  $O_2$  的含量相同于或是少于深层中的含量。同样,  $CO_2$  的含量在土壤剖面中亦进行着均衡作用。在温暖时期,土壤表层具有很好的透气性,气体交換进行也強烈,以致土壤空气中含有較高的  $O_2$  和較低的  $CO_2$ 。土壤深层由于气体交換比較困难而比土壤表层中含有較低的  $O_2$  和較高的  $CO_2$ 。冬季,大气和土壤空气的交換几乎停止,仅存在着土壤内部气体扩散作用,以致土壤表层和深层土壤空气組成力求达到均衡状态。

小麦定位试验小区 II 的土壤空气组成动态变化大致相同于牧草定位试验小区 I 的趋势, 特别表现在冬季和早春时期。5 月—8 月, 土壤空气中  $O_2$  未曾低于 20%, 仅仅在 9、10 月份稍有降低。1957 年 3 月份最少  $O_2$  为 14.41%, 而最高  $CO_2$  为 2.6%。

定位试验小区 III (休闲) 和 IV (燕麦) 的土壤空气组成动态变化较弱于试验小区 I 和 II。土壤空气中  $O_2$  都较高, 而  $CO_2$  都较低。全年观测中, 土壤空气中  $O_2$  仅在极个别的情况下低于 19%, 但未曾低于 18.59%。

应该指出以下事实。4—10 月份耕作层土壤空气中  $O_2$  的含量不低于 19—20%。看来, 这样的含量可以保证土壤中好气过程的进行, 同时能正常地供给植物根系和有益微生物的活动。

威廉斯曾经说过: “好气过程在表层中进行, 把企图进入土壤深层中的全部氧气都吸收了。因此, 嫌气分解条件在土壤深层中占优势”<sup>[29]</sup>。同样, В. Л. Омелянский (1936)<sup>[30]</sup>, Я. Н. Афанасьев (1930)<sup>[31]</sup>, Т. С. Мальцев (1954)<sup>[32]</sup> 及其他许多学者都有同样的观点。但是, 迄今为止, 有关土壤空气中氧气组成的材料, 并没有发现土壤下层中氧气含量急剧下降以至于完全不含有氧气。

为此, 作者进行了一系列的观测, 选择了发育很好的生草—湿草原土壤类型地区, 一般地干草收获量达 25—30 公担/公顷, 同时也有 20—25 年以上的放荒地。观测时期是在植物开花期, 因为此时植物最为活跃, 其根系活动要求大量的氧气供给。

今以具有代表性的生草灰化土带有厚度 2 厘米密丛强弹性的生草层为例, 其结果列入表 3。

表 3 生草—湿草原土壤中空气中  $O_2$  和  $CO_2$  的含量, 土壤水分及温度  
(开花期: 1957 年 6 月 10 日)

植 物 被 复	深 度 (厘米)	水 分 (%)	温 度 (°C)	$O_2$	$CO_2$
				容 积 (%)	
长叶车前 <i>Plantago lanceolata</i> L.	10	30.60	14	20.51	0.59
黄花草 <i>Anthoxanthum odoratum</i> L.	20	26.55	13	20.08	1.30
红狐茅 <i>Festuca rubra</i>	40	14.18	12	19.74	1.32
匍冰草 <i>Agropyrum repens</i> P.					
红三叶草 <i>Trifolium rubens</i>	60	11.98	11	18.98	1.79
毛茛 <i>Ranunculus acer</i> L.	100	14.30	10	18.79	2.13

由表 3 可以看出, 土壤空气中  $O_2$  含量确是随着土层加深而逐渐减少, 但是, 土壤表层中  $O_2$  含量接近于大气中的数量, 甚至在 1 米深处也含有 18.79%。

应该指出, 表层土壤水分含量也是较高的 (26.55—30.60%)。看来, 虽然土壤水分含量高, 但气体交换是正常地在进行着, 能以保证土壤空气中含有足量的氧气。同时, 在其他地点的观测表明, 土壤表层 (0—20 厘米) 中  $O_2$  含量都不低于 20%。因此, 深层土壤空气中氧气含量的微弱减低, 似乎并不能在土壤中引起嫌气过程的象征。

土壤中氧化还原过程在一定程度上受着土壤空气中氧气的含量及生物活动产物的影响, 氧气不足时, 在土壤中形成大量的亚氧化物 ( $FeO$ ,  $MnO$  等)。这些亚氧化物直接影响着土壤氧化还原过程的进行。土壤暂时聚水, 即土壤空气被水排除的情况下, 很快地在几

天之内,土壤嫌气过程便可以表现出来,同时引导而来的铁、锰在土壤中的显著变化。И. И. Гантимуров (1939)<sup>[33]</sup>, И. П. Сердобольский(1940, 1949, 1950)<sup>[34-36]</sup>, И. А. Геллер (1951)<sup>[37]</sup>, С. П. Ярков (1956)<sup>[38]</sup>及于天仁等(1957)<sup>[39]</sup>学者在这方面进行了许多工作。Геллер指出,土壤空气中氧气对提高土壤和植物的氧化还原过程起着重大的作用。Сердобольский, Ярков, 于天仁等人指出了铁、锰在土壤氧化还原过程中的作用及其与植物的关系。

作者曾结合土壤空气中  $O_2$  和  $CO_2$  动态研究的同时,测定了土壤表层氧化还原电位 (Eh), pH 值(综合以  $rH_2$  值表示之)及 0.1N  $H_2SO_4$  浸提液  $FeO$  和  $Fe_2O_3$  的变化,其结果分别列入表 4 和表 5。

表 4 土壤表层  $rH_2$  值的变化 (二年平均值)

定位試驗小区	土壤深度 (厘米)	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月
I 二年生牧草	0—10	29.96	30.99	31.42	32.79	34.42	32.18	30.80
	10—20	29.63	30.16	31.94	32.44	33.66	31.87	29.93
II 冬小麦	0—10	29.20	29.80	30.23	32.02	33.13	30.25	29.56
	10—20	29.15	29.54	30.78	31.50	32.18	30.60	29.60
III 休閑	0—10	29.94	31.33	31.08	32.83	33.37	32.29	31.05
	10—20	29.24	30.42	30.06	32.00	33.54	31.42	30.89
IV 燕麦	0—10	29.91	30.92	31.54	32.60	33.40	31.76	30.44
	10—20	29.70	30.74	31.31	32.19	33.40	31.68	30.06

从表 4 可以看出,所有观测时期的  $rH_2$  值都未曾低于 29.15。这说明在土壤表层中进行着好气过程。这就进一步地证明了前面的结论,即表层土壤空气中氧气含量足以保证土壤中好气过程的正常进行。

表 5 土壤表层 0.1N  $H_2SO_4$  浸提液  $\frac{FeO}{Fe_2O_3}$  的变化 (二年平均值,毫克/100克土)

定位試驗小区	土壤深度 (厘米)	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月
I 二年生牧草	0—10	$\frac{10.52}{7.51}$	$\frac{0.707}{19.09}$	$\frac{0.551}{22.81}$	$\frac{0.462}{23.19}$	$\frac{0.617}{21.08}$	$\frac{0.397}{16.10}$	$\frac{0.489}{17.59}$
	10—20	$\frac{10.12}{7.23}$	$\frac{0.759}{20.42}$	$\frac{0.468}{19.18}$	$\frac{0.475}{20.63}$	$\frac{0.603}{22.94}$	$\frac{0.392}{12.94}$	$\frac{0.518}{17.58}$
II 冬小麦	0—10	$\frac{10.67}{9.82}$	$\frac{0.776}{23.19}$	$\frac{0.646}{21.39}$	$\frac{0.442}{21.76}$	$\frac{0.691}{23.22}$	$\frac{0.613}{19.75}$	$\frac{1.007}{19.86}$
	10—20	$\frac{10.94}{8.58}$	$\frac{0.847}{21.68}$	$\frac{0.532}{23.29}$	$\frac{0.539}{20.51}$	$\frac{0.515}{18.90}$	$\frac{0.581}{18.39}$	$\frac{1.013}{19.80}$
III 休閑	0—10	$\frac{10.78}{6.84}$	$\frac{0.760}{19.87}$	$\frac{0.791}{24.48}$	$\frac{0.495}{21.15}$	$\frac{0.498}{20.96}$	$\frac{0.611}{16.60}$	$\frac{1.022}{20.05}$
	10—20	$\frac{11.14}{6.10}$	$\frac{0.835}{20.62}$	$\frac{0.730}{24.29}$	$\frac{0.611}{22.02}$	$\frac{0.415}{20.37}$	$\frac{0.579}{15.80}$	$\frac{1.029}{20.34}$
IV 燕麦	0—10	$\frac{11.12}{6.30}$	$\frac{0.586}{19.29}$	$\frac{0.580}{22.71}$	$\frac{0.591}{21.10}$	$\frac{0.609}{19.78}$	$\frac{0.406}{18.88}$	$\frac{0.593}{17.00}$
	10—20	$\frac{11.45}{5.09}$	$\frac{0.666}{20.39}$	$\frac{0.639}{20.88}$	$\frac{0.446}{24.31}$	$\frac{0.587}{20.15}$	$\frac{0.396}{16.23}$	$\frac{0.625}{16.10}$

甚至在4月份,土壤水分含量很高的情况下, $rH_2$  值在29.15—29.96 范围内。此时,生物活动尚较微弱;而土壤空气中氧气含量仍在18—20%,足以保证好气过程的进行。夏季  $rH_2$  值逐渐升高到33—34,而秋季又缓慢下降,但不低于春季。土壤耕作层0—10 和10—20厘米  $rH_2$  值相差未曾超过整数;同时,一般地上层比下层为高。所有这些材料都符合于前面关于土壤空气中氧气动态变化的规律。

众所周知,铁主要地是以氧化状态存在于土壤中,仅仅是当土壤中还原过程(嫌气过程)存在时,部分的铁才有可能转化为亚铁化合物。

从表5可以看出,4月份  $FeO$  含量最多为10.12—11.45 毫克/100 克土,而其余时期,即从5月到10月其含量剧烈下降到最少量。这说明土壤透气性良好;同时,符合于土壤氧化还原过程及土壤空气中氧气动态变化的规律。

应该指出,4月份  $FeO$  的数量是不符合于上述规律的,即土壤空气中  $O_2$  含量较高和  $rH_2$  值不低于29 的情况下,而  $FeO$  的含量却最高。这可能是由于早期形成的亚铁化合物还未“来得及”转化为高铁化合物的结果。

## 二、土壤空气中不同程度氧气含量对土壤的重要生产特性的影响

前面已经谈到土壤空气组成的变化与土壤性质的关系是很密切的,土壤空气中氧气状况对营养物质,特别是氮、磷的存在状态有着显著的影响。

土壤中的氮素主要存在于有机质和不同程度分解的植物残体、动物及微生物体中。同时,随着土壤深度的加深而剧烈的减少其含量。氮素化合物经过氨化作用生成  $NH_3$ , 参于这个过程的微生物包括好气和嫌气细菌。因此,氨化作用可以在任何土壤条件下进行。但是,  $NO_3$  并非这样,它的生成是由于  $NH_3$ , 氧化为  $NO_2$ , 再进一步氧化的结果。硝化细菌的活动要求足够的氧气来源。因此,硝化作用只有在土壤好气条件下进行。

土壤中氧气不足时,  $NO_3$  在反硝化作用下,还原成分子状态的氮而丢失,为了防止氮素的丢失,就应该设法改良和保证土壤具有良好的透气性。但是,这种观点也曾遭到许多学者的怀疑。如 И. Л. Работнова (1957)<sup>[40]</sup> 所说,有机物质的存在,反硝化作用可以在不同程度好气条件下进行。但是,在这种条件下,反硝化作用严格地以好气硝化细菌和固氮细菌的活动为补偿。М. В. Федоров (1952)<sup>[41]</sup> 指出,良好的土壤透气性不但可以改善固氮细菌的生活条件,而且可以提高其固定大气中氮素的能力。

植物可吸收利用氨态及硝酸态氮的含量和利于土壤氮素平衡的条件,依赖于土壤的理化性质、水热状况以及耕作制度、农业措施等。在这些条件中土壤空气中氧气的变化起着显著的作用。

同样,土壤空气中氧气的变化对植物可吸收的磷也有较大的影响。П. А. Костычев (1881)<sup>[42]</sup>, П. А. Дмитренко (1957)<sup>[43]</sup> 及许多学者曾经指出,土壤中磷素存在的形态大约有一半是和有机物结合存在的,而另一半是和钙、镁、铁、铝等无机化合物存在的。

С. П. Ярков (1950)<sup>[44]</sup> 及其同事在关于土壤嫌气过程作用对土壤磷状况问题进行了广泛的研究。Ярков, И. С. Кауричев (1958)<sup>[45]</sup> 等人的工作表明,生草灰化土处于暂时聚水嫌气条件下生成亚铁化合物,同时提高了土壤磷的溶解度。土壤干湿交替到干燥状态,其亚铁转化为高铁。同时降低了磷的溶解度。А. Н. Лебедев (1928)<sup>[46]</sup> 指出,

土壤干旱时可提高有效性磷的含量。Н. П. Карпинский 和 В. Б. Замятина (1958)<sup>[47]</sup>也得到了同样的结果,即土壤处于疏松适量水分状态下(休闲过程),可溶性磷有所提高。И. П. Гречин (1957)<sup>[48]</sup>的工作证明了土壤处于好气条件下可大量积累可溶性磷的含量,而嫌气条件下则相反。

关于土壤空气中氧气含量不同对土壤性质的影响,在以往的文献中几乎是沒有涉及到的问题。为此,作者进行了以下的试验。

### (一) 試驗处理及工作方法

試驗样品采自生草中度灰化土及亚速海沿岸黑土的耕作层。样品风干后,小心地除去有机质殘体,取 250 克土样加入通过直径 0.25 毫米筛孔的三叶草草根 1.75 克,混合均匀置于玻璃瓶中,加水达土壤最大持水量的 60%,然后与特設仪器装置联接起来。这种装置可以保证不同混合气体成分通过。試驗处理如表 6 所示。

表 6 土壤空气中 O<sub>2</sub> 不同含量对土壤性质影响的試驗处理

試驗处理	混合气体組成 (%)	
	氮 气	氧 气
I	100.0	0.0
II	99.5	0.5
III	97.5	2.5
IV	95.0	5.0
V	90.0	10.0
VI	80.0	20.0

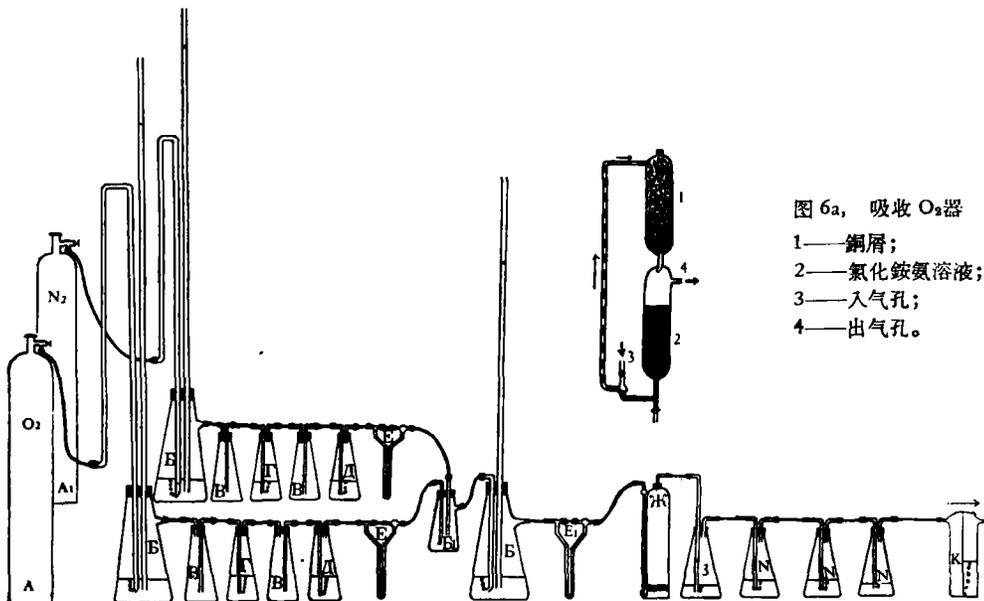


图 6a, 吸收 O<sub>2</sub> 器

- 1—铜屑;
- 2—氯化铵溶液;
- 3—入气孔;
- 4—出气孔。

图 6 試驗装置示意图

A—O<sub>2</sub>; A<sub>1</sub>—N<sub>2</sub>; B—水压瓶; B<sub>1</sub>—O<sub>2</sub> 和 N<sub>2</sub> 混合瓶; B—安全瓶; Г—去 CO<sub>2</sub> 瓶 (10% NaOH); Д—去 NH<sub>3</sub> 瓶 (10% H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>); E—气流計; E<sub>1</sub>—气流計 (每小时 1 升); Ж—試驗土样; З—閉气瓶 (1N NaCl); И—吸收 CO<sub>2</sub> 瓶 (0.1N Ba(OH)<sub>2</sub>); K—閉气瓶 (10% NaOH)。

各混合气体以每小时 1 升的速度通过每一个試驗土瓶。仪器装置的一般原理可参看图 6。由于商品氮气中含有 0.5—0.6% 的氧气, 为了获得无氧氮气, 作者采用了 М. И. Дементьева (1953)<sup>[49]</sup> 建議的氧气吸收器, 其原理是借助于氯化铵—氨溶液与固体铜化合物能完全吸收氧气的作用, 可参看图 6a。

試驗二个重复繼續了 30 天, 土壤温度变化在 16—22°C 之間。

試驗期間每五天測定释放出 CO<sub>2</sub> 总量。試驗结束后, 在土壤中測定了氧化还原电位 (rH<sub>2</sub> 值), 水溶液和盐溶液 pH 值, 土壤水分, 水溶性、盐溶性 (1N KNO<sub>3</sub>) 和酸溶性 (0.1N H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) 的 FeO 和 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 及 MnO, 好气和嫌气細菌总数目, NO<sub>3</sub> 和 NH<sub>3</sub>, 水溶性腐殖质及其全量 (Тюрин 法), 以及 I、II 和 III 組磷酸 (Чириков 法)。

## (二) 工作結果

### I. 氧化还原条件

И. П. Сердобольский (1954)<sup>[50]</sup> 指出, 土壤良好透气状况 rH<sub>2</sub> 值一般在 28—34, 还原条件降低为 22—25, 而潜育过程将低于 20。

試驗表明, 在生草灰化土中氧气含量由 0% 到 2.5% 时, rH<sub>2</sub> 值由 17.6 增至 21.06; 而氧气含量为 5% 时, rH<sub>2</sub> 值等于 26.5。这里就表明从嫌气条件向好气条件过渡的界限。当氧气含量为 10% 和 20% 时, rH<sub>2</sub> 值分别为 28.67 和 29.36。很显然, 这里存在着良好的好气条件, 好气和嫌气微生物数量的变化相当符合于以上的环境。

对于黑土来说, 从好气条件过渡到嫌气条件的界限是氧气含量为 2.5%, 这时 rH<sub>2</sub> 值等于 27.2; 而 10% 和 20% 氧气含量时, rH<sub>2</sub> 值分别为 28.1 和 28.43。

生草灰化土中 FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 MnO 的变化結果列于表 7。

表 7 生草灰化土不同含氧量条件下 FeO、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 MnO 的变化 (毫克/100 克土)

試驗处理 O <sub>2</sub> %	FeO			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			MnO		
	H <sub>2</sub> O	1N KNO <sub>3</sub>	0.1N H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O	1N KNO <sub>3</sub>	0.1N H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O	1N KNO <sub>3</sub>	0.1N H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>
原土样品	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00	12.08	0.00	0.00	2.16
I 0	0.67	4.21	107.55	0.00	0.00	0.00	5.00	10.15	152.08
II 0.5	0.11	1.81	74.24	0.00	0.00	2.88	0.84	8.89	101.31
III 2.5	0.06	0.93	57.58	0.06	0.018	3.52	0.84	8.69	89.52
IV 5	0.00	0.03	15.21	0.12	0.061	5.57	0.00	5.14	50.67
V 10	0.00	0.03	6.76	0.13	0.062	11.54	0.00	1.69	25.34
VI 20	0.00	0.03	1.69	0.13	0.063	13.12	0.00	0.00	8.45

从表 7 可以看出, FeO 和 MnO 随着土壤空气中氧气含量的增加而减少。在沒有氧气的条件下, FeO 不仅表现于 0.1N H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 溶液中为 107.55 毫克/100 克土, 而且在 1N KNO<sub>3</sub> 中为 4.21 毫克, 甚至于在水溶液中表现出痕迹 (0.67 毫克)。同样, MnO 分别为 152.08, 10.15 和 5 毫克/100 克土。

在氧气含量为 5% 的情况下, FeO 在硫酸溶液中剧烈地下降到 15.21 毫克, 在盐溶液中仅仅出现痕迹 (0.03 毫克), 而在水溶液中就察觉不到了。同样, MnO 在水溶液中也消失了。

这样一来, 按 FeO 和 MnO 的数量变化也可以说明土壤嫌气条件与好气条件的分界

限是土壤空气中含氧量为 5%。

## II. 有机质分解

生草灰化土于试验期间(30天)释放出  $\text{CO}_2$  最多者是在氧气含量 20% 条件下为 651.26 毫克  $\text{CO}_2$ , 而最少者是在没有氧气含量条件下为 183.63 毫克  $\text{CO}_2$ 。黑土试验获得了类似的结果, 即  $\text{CO}_2$  分别为 728.01 和 270.54 毫克。

由此可知, 土壤空气中氧气含量愈多, 则土壤中有机质分解速度愈强烈, 同时, 丢失的亦愈多。

但是, 应该指出, 土壤空气中氧气含量为 5、10 和 20% 时, 其  $\text{CO}_2$  量相差极不显著。生草灰化土氧气含量为 5% 时, 释放出 650.23 毫克  $\text{CO}_2$ , 10%  $\text{O}_2$  时为 650.87 毫克和 20%  $\text{O}_2$  时为 651.26 毫克。黑土试验中  $\text{CO}_2$  量分别为 707.03, 718.73 和 728.01 毫克。

由此可见, 土壤空气中含有 5%  $\text{O}_2$  是有机质分解显著变化的分界限。

## III. 营养物质的转化

研究土壤空气中氧气含量对植物营养物质的影响是具有实际意义的。生草灰化土随着土壤空气中氧气含量的增加,  $\text{NH}_3$  逐渐减少, 而  $\text{NO}_3$  则增加。不含有氧气的处理中几乎全部消失了原土样品中的  $\text{NO}_3$  含量。土壤含有 5% 氧气时,  $\text{NO}_3$  接近于原始样品中的含量(105 和 100 毫克  $\text{NO}_3/1$  公斤土)。看来, 5%  $\text{O}_2$  是硝化作用进行的最低条件。硝化作用过程需要大量的氧气供给。自然, 土壤在良好的透气状况下, 硝化作用必然较强烈地进行着。土壤中 10% 氧气含量时,  $\text{NO}_3$  为 167.73 毫克, 而 20%  $\text{O}_2$  时为 209.81 毫克。可见, 对于硝化作用良好进行的氧气条件是土壤空气接近于大气的状况。

$\text{NO}_3$  在黑土中的变化也具有同样的结果。原土样品中含有 115.21 毫克  $\text{NO}_3$ , 无氧处理中为 4.48 毫克, 而氧气含量 5% 和 20% 时分别为 120.15 和 183.34 毫克  $\text{NO}_3$ 。

至于  $\text{NH}_3$  的转化, 生草灰化土和黑土有些不同。生草灰化土无氧处理 1 公斤土中有 116.5 毫克  $\text{NH}_3$ , 20%  $\text{O}_2$  处理为 36.11 毫克, 而在黑土中分别为 274.01 和 231.66 毫克  $\text{NH}_3$ 。黑土不同氧气含量的处理间没有发现  $\text{NH}_3$  的急剧变化。

氨态和硝酸态氮在黑土不同氧气含量状况下, 其总量差别很小, 而生草灰化土是氧气含量高者其总量较少。

植物可吸收性的磷, 即 Чириков 第 I 和 II 组磷。在土壤氧气良好状况下, 表现数量较多。生草灰化土原始样品 100 克土中含有 38.48 毫克  $\text{P}_2\text{O}_5$ , 无氧处理为 27.35 毫克, 而 5% 和 20%  $\text{O}_2$  条件下分别为 38.67 和 39.06 毫克。黑土中分别为 6.38, 5.27, 6.2 和 6.53 毫克  $\text{P}_2\text{O}_5$ 。

由此可见, 土壤中植物可吸收性的磷是随着氧化还原条件而转化。土壤处于好气条件下, 易溶性磷增多; 而在嫌气条件下, 则减少。

## 三、好气和嫌气条件对土壤结构的影响

对于土壤肥力重要因素之一的团粒结构形成问题的研究, 在农业实践中具有极其重大的意义。

П. А. Костычев(1881)<sup>[42]</sup>首先指出, 为了恢复和提高土壤肥力, 种植多年生牧草是很有效的农业措施。同时, 种植多年生牧草在土壤团粒结构形成上起着巨大的作用。

Вильямс 發展了 Костычев 的思想，在研究土壤形成過程和土壤肥力發展及土壤腐殖質問題間的相互關係基礎上制定了著名的草田輪作制度。同時，指出了土壤團粒結構的水穩性對農業增產的重要含義<sup>[51]</sup>。1919 年 Вильямс<sup>[22]</sup> 認為土壤水穩性團粒結構的形成主要是借助於好氣條件下生成胡敏酸的作用，而後期於 1936 年<sup>[52]</sup> 他又認為是嫌氣條件下生成烏里敏酸的作用，但是，同樣地強調了多年生牧草的作用。

1954 年 Т. С. Мальцев 根據新的耕作法證明了不但多年生牧草而且一年生牧草也有恢復土壤水穩性團粒結構的作用。

目前，看來已經公認多年生牧草和一年生牧草同樣地可以創造土壤團粒結構的形成。不過，前者較後者的作用要好些。

А. Н. Киселев (1955)<sup>[53]</sup> 的工作表明，在好氣條件或嫌氣條件下均可形成土壤水穩性團粒結構，但嫌氣條件比好氣條件下形成的要多。

И. Н. Антипов-Каратаев (1943)<sup>[54]</sup> 指出，在氧化過程中，土壤能借以改善其團粒結構狀況。在此條件下，土壤中形成氧化鐵的水化物可以膠結土壤顆粒，而在還原過程中，鐵轉化為可溶性的化合物以致丟失其膠結土壤顆粒的能力。Ф. Ю. Гельцер (1940)<sup>[55]</sup>，Е. З. Теплер (1949)<sup>[56]</sup>，Е. Н. Мишустин (1951)<sup>[57]</sup> 及其他學者的工作表明，土壤好氣過程中一些細菌和真菌具有構成活性腐殖質的能力，以供給土壤水穩性團粒結構的形成。

С. А. Самцевич (1955)<sup>[58]</sup> 的工作直接反對關於土壤水穩性團粒結構在嫌氣條件下形成的可能性。

總之，直到目前為止，關於土壤好氣或嫌氣過程對團粒結構形成的作用問題還存在着爭論，這樣，就要求從各方面，特別是從生物學過程對此問題進行深入一步地研究。

### (一) 試驗處理及工作方法

試驗樣品採自生草灰化土(中壤)及淋溶黑土(輕粘土)的耕作層。土樣處理技術同前一試驗。至於嫌氣和好氣條件，亦是通過混合氣體中氧氣含量不同及土壤水分條件不同而保持。具體試驗處理見表 8。

試驗四個重複，繼續 90 天。土壤溫度變化在 14—20°C 之間。試驗結束以後，在土壤中測定了氧化

還原電位( $rH_2$  值)、水溶液和鹽溶液 pH 值、土壤水分、0.1NH<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 浸提液的 FeO 和 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、好氣和嫌氣細菌總數目。土壤風干後分析了水穩性團粒結構組成(Бакшеев 法)和微團粒組成(Астапов 法)<sup>[59]</sup>，以及各組腐殖質含量(Пейве 法)<sup>[60]</sup>。

### (二) 工作結果

生草灰化土和淋溶黑土試驗中土壤嫌氣過程顯著地表現於試驗處理 I，其中  $rH_2$  值表現最低(16.7 和 19.0)，FeO 最高(261.4 和 567.9 毫克/100 克土)；同時，幾乎沒有好氣細菌的存在。試驗處理 II 卻顯得嫌氣過程的發育是極其微弱的。好氣條件(試驗處理 III)生草灰化土和淋溶黑土  $rH_2$  值達最高，分別為 30 和 32；同時，幾乎沒有嫌氣細菌的存在，這就說明了土壤具有良好的透氣性。

表 8 土壤水穩性團粒結構試驗處理

試驗處理	混合氣體組成(%)		土壤水分 (最大持水量%)
	氮氣	氧氣	
I 飽和水分嫌氣	99.5	0.5	120
II 適量水分嫌氣	99.5	0.5	60
III 適量水分好氣	80.0	20.0	60

土壤团粒结构组成分析结果列于表 9。从表 9 中可以看出,生草灰化土和淋溶黑土在饱和水分嫌气条件下(试验处理 I),土壤水稳性团粒数量最少。

生草灰化土试验处理 I 中,大于 0.25 毫米的土壤水稳性团粒的数量和原土样品中相比减少了 16.7%;而试验处理 III(好气条件)增加了 8.1%。土壤水稳性团粒 1—3 毫米在试验处理 I 减少了 18.9%;而试验处理 III 却增加了 66.5%。在淋溶黑土中,试验处理 I,大于 0.25 毫米的土壤水稳性团粒的数量和原土样品相比减少了 18.8%;而试验处理 III 增加了 12.7%。

表 9 土壤团粒结构组成 (Бакшеев 法)

试验处理	水稳性团粒含量% (直径毫米)										
	> 5	5—3	3—2	2—1	1—0.5	0.5—0.25	< 0.25	1—3	> 0.25		
生 草 灰 化 土											
原土样品	33.4	8.2	11.7	10.1	7.9	5.5	23.2	21.8	100.0	76.8	100.0
I 饱和水分嫌气	1.2	2.0	6.6	11.1	24.0	19.1	36.0	17.7	81.1	64.0	83.3
II 适量水分嫌气	10.0	8.2	14.3	14.1	19.4	10.8	23.2	28.4	130.3	76.8	100.0
III 适量水分好气	15.8	5.7	18.6	17.7	17.2	8.0	17.0	36.3	166.5	83.0	108.1
淋 溶 黑 土											
原土样品	1.3	1.2	2.9	9.6	20.7	25.1	39.2	12.5	100.0	60.8	100.0
I 饱和水分嫌气	0.6	1.2	2.1	9.4	15.8	20.4	50.5	11.5	92.0	49.5	81.2
II 适量水分嫌气	0.8	1.1	2.8	10.4	19.2	25.4	40.4	13.2	105.6	59.6	98.0
III 适量水分好气	0.4	1.3	3.5	10.9	26.1	26.3	31.5	14.4	115.2	68.5	112.7

无论生草灰化土或淋溶黑土,在试验处理 II 中,大于 0.25 毫米的土壤水稳性团粒数量和原土样品相比,可以说既没有增加,也没有减少。

由此可知,试验中土壤处于适量水分好气条件下(试验处理 III)表现了最有利于形成土壤水稳性团粒结构。

为了进一步说明土壤团粒结构的水稳性问题,土壤微团粒组成分析结果表明,试验处理中小于 0.05 毫米的微团粒具有较显著的变化。生草灰化土原土样品中含有 50.3%,试验处理 I、II、III 分别为 51.6%、32.6% 及 28.9%。淋溶黑土试验中,小于 0.05 毫米的微团粒数量则分别为 33.7%、39.85%、27.7% 及 24.5%。

由此可见,土壤处于适量水分好气条件下,小于 0.05 毫米的微团粒数量显著的减少。

测定土壤各组腐殖质表明,生草灰化土和淋溶黑土在好气条件下(试验处理 III),胡敏酸和乌里敏酸(Пейве 称为  $\alpha$ -胡敏)比嫌气条件下(试验处理 I 和 II)形成的多。生草灰化土试验处理 I,  $\alpha$ -胡敏为 0.28%,试验处理 II 为 0.38%,而试验处理 III 则为 0.57%。淋溶黑土试验中  $\alpha$ -胡敏分别为 0.37%、0.49% 和 0.74%。

按 Вильямс 的学说,活性腐殖质,首先是乌里敏酸和胡敏酸,对土壤水稳性团粒结构的形成起着巨大的作用。因此,这种腐殖质酸愈多,则土壤水稳性团粒结构形成的愈多。

#### 四、好气和嫌气过程作用后的土壤对植物初期生长的影响

植物生长发育对于土壤透气性,特别是对氧气含量的反应是极其灵敏的。许多学者

证明了完全没有氧气的土壤环境,对任何植物都是不能生存的。同时,氧气不足的环境会减弱植物种子的发芽和出苗不齐的现象。

一般认为,土壤处于好气条件下,有机物质分解(主要是氧化作用)的最终产物有二氧化碳、水、硝酸、硫酸、磷酸等盐类。同时有钙、镁、钾、铁等化合物。这些都是可以供给植物生长发育的营养物质。但是,在嫌气条件下则是另外一回事。有机物质分解的产物有各种还原性化合物,如甲烷、硫化氢、氨、醛类以及低价铁、锰等等。这些产物在不同程度上有害于植物及土壤有益微生物区系的正常生活。

生草灰化土带,土壤暂时聚水嫌气条件持续的时间并不短,而灌溉地区由于灌水的影响,土壤经常地表现出嫌气过程。

一般地说,土壤经常处于嫌气和好气过程的交替作用。为了考查植物生长初期对经过好气或嫌气过程作用的土壤环境的反应,作者布置了以下的盆栽试验。

### (一) 试验处理及工作方法

试验样品采自生草灰化轻壤质土及中亚细亚普通粘壤质灰钙土的耕作层,土样处理和试验处理同前一试验。但是,土壤在各处理条件下继续了40天。土壤温度变化在20—23℃之间。经过处理的土壤全部调节水分到最大持水量的60%,而后播种作物进行观测。

春小麦 Лютеценс 062 试验是采用生草灰化土,其水溶液 pH 值为 6.0,盐溶液为 5.5,有机质为 3.02% (тюрин 法), I、II 组  $P_2O_5$  为每百克土 29.96 毫克 (Чириков 法),  $K_2O$  为 11.1 毫克 (Пейве 法),及最大持水量 42.20%。大麦 Винер 试验是采用普通灰钙土,其水溶液 pH 值为 7.5,盐溶液为 7.0,有机质为 1.62%,  $P_2O_5$  为 0.48 毫克 (Мачигин 法),  $K_2O$  为 47.32 毫克 (Гуссейнов 和 Протасов 法) 及最大持水量 40.10%。

1958年5月6日,每钵播入10棵已发芽的种子。播种深度1.5厘米。土壤水分维持到最大持水量60%,表层盖以石英砂,防止水分蒸发。五个试验重复。试验从5月6日开始到23日结束,为期17天。

### (二) 工作结果

试验观测综合结果列入表10。春小麦和大麦的生长状态的变化分别摄入图7和

表 10 土壤经过预先处理后植物出苗率,植株高度和干物质重量

试验处理 (播种前土壤处理)	出 苗 率 (%)			植 株 高 度 (厘米)					干 物 质 重 量 (克)			
	日/月	9/V	10/V	12/V	10/V	12/V	13/V	22/V	23/V	地上部分	地下部分	总和
春小麦 Лютеценс 062 (生草灰化土)												
I 对照(原土样品)	90	96	100	3.5	10.4	14.0	31.8	32.5	0.325	0.120	0.445	
II 饱和水分嫌气	52	90	96	2.1	8.9	12.1	29.7	30.5	0.295	0.115	0.410	
III 适量水分嫌气	84	88	96	4.4	11.2	14.2	32.5	34.4	0.303	0.120	0.423	
IV 适量水分好气	90	94	100	5.0	11.8	15.6	32.5	32.8	0.370	0.130	0.500	
大麦 Винер (普通灰钙土)												
V 对照(原土样品)	46	100	100	3.7	8.2	10.7	24.2	25.5	0.280	0.155	0.435	
VI 饱和水分嫌气	4	76	98	0.56	3.9	7.1	21.0	24.6	0.215	0.130	0.345	
VII 适量水分嫌气	36	100	100	2.2	7.7	10.3	25.5	26.3	0.300	0.142	0.442	
VIII 适量水分好气	100	100	100	4.3	8.0	10.0	21.9	22.5	0.275	0.160	0.435	

图 8。

从表 10 可以看出,5月9日,即播种后第三天試驗处理Ⅱ春小麦出苗率为 52%,試驗处理Ⅲ为 84%,而試驗处理Ⅰ(对照)和Ⅳ(好气处理)均为 90%;大麦出苗率在試驗处理Ⅵ、Ⅶ、Ⅴ和Ⅷ分别为 4,36,46 和 100%。这说明土壤曾經经过嫌气过程作用后,特别是試驗处理Ⅱ和Ⅵ,对于作物的出苗最为不利。而土壤曾經经过好气过程作用后(試驗处理Ⅳ和Ⅷ),对作物的出苗創造了极为有利的环境条件。

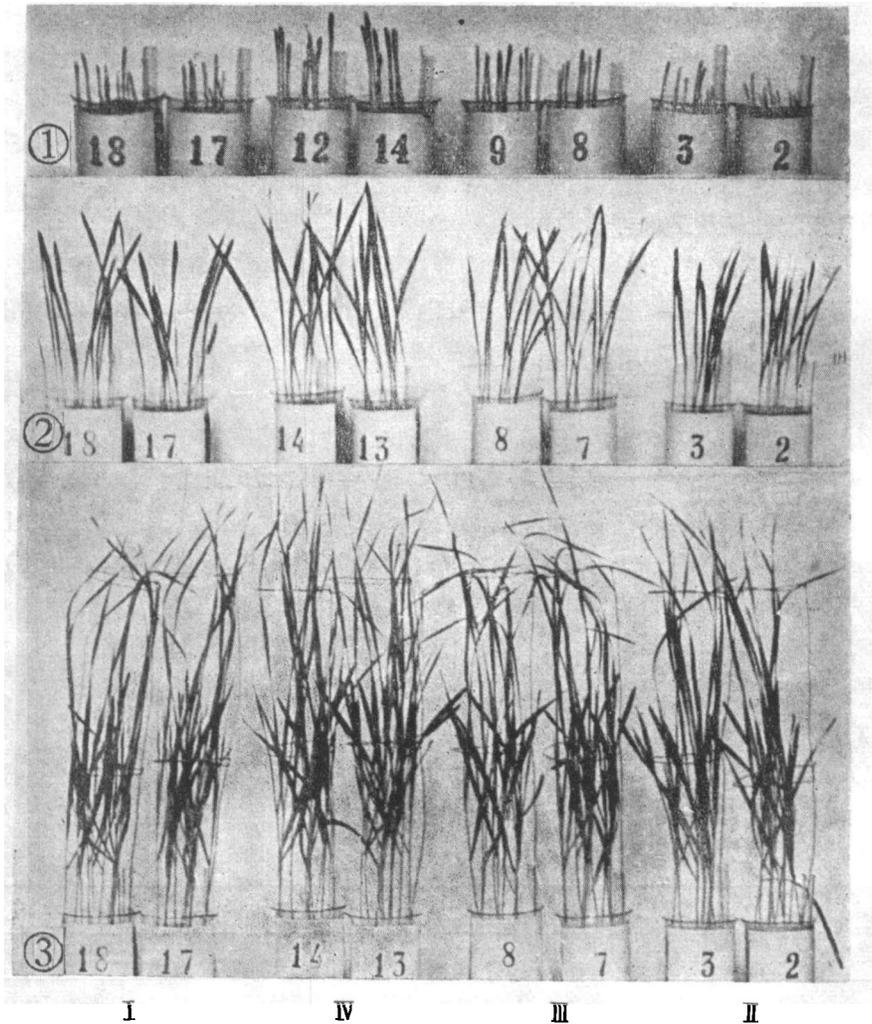


图 7 春小麦生长状态

I——对照; II——土壤曾經飽和水分嫌气作用; III——土壤曾經适量水分嫌气作用;  
IV——土壤曾經适量水分好气作用。

①播种后第 4 天(5 月 10 日); ②播种后第 7 天(5 月 13 日); ③播种后第 17 天(5 月 23 日)。

同样,由表 10 和图 7 及图 8 可以看出春小麦和大麦的生长高度的变化。曾經经过含有飽和水分的嫌气过程作用的土壤(試驗处理Ⅱ和Ⅵ),植株生长高度均比其他試驗处理为矮小。植物地上部和地下部分干物质重量的差异也比较显著。春小麦干物质重量最大者为曾經经过含有适量水分的好气过程作用的土壤(試驗处理Ⅳ)为 0.50 克,而重量最小

者为曾經經過含有饱和水分的嫌气过程作用的土壤(試驗处理Ⅱ)为 0.41 克。类似的結果表現于大麦干物质重量,試驗处理Ⅷ和Ⅵ干物质重量分别为 0.435 和 0.345 克。

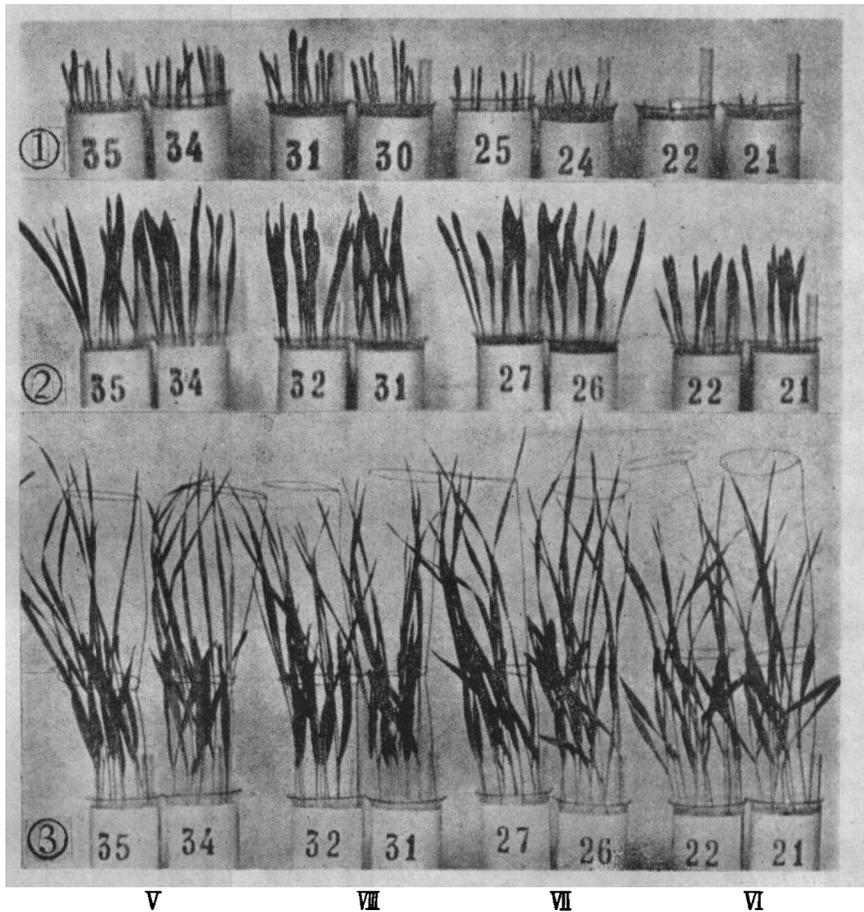


图8 小麦生长状态

V——对照；Ⅶ——土壤曾經飽和水分嫌气作用；Ⅶ——土壤曾經适量水分嫌气作用；Ⅷ——土壤曾經适量水分好气作用。

①播种后第4天(5月10日)；②播种后第7天(5月13日)；③播种后第17天(5月23日)。

至于曾經經過含有适量水分的嫌气过程作用的土壤(試驗处理Ⅲ和Ⅶ),則植物干物质重量的变化略有不同。在春小麦試驗中,干物质重量(0.423 克)小于試驗处理Ⅳ(0.50 克);而大麦試驗中,干物质重量(0.442 克)却大于試驗处理Ⅷ(0.435 克)。

正如前面試驗所証实,經過含有适量水分(土壤最大持水量 60%)的好气过程作用的土壤,創造了对于有益微生物活动最有利的氧化还原条件,积累了对植物生长所必需的确酸态氮素及可吸收态的磷素营养,甚至于在硫酸浸提液中低价鉄、錳含量也极微等等。所有这些,都是对植物生长发育有利的条件。因此,培育在这种土壤中的春小麦和大麦就自然而然地具有最高的干物质重量。相反地,培育在曾經經過含有饱和水分的嫌气过程作用土壤中的春小麦和大麦的生长状况較差。

A. Д. Черненко (1936, 1949)<sup>[61, 62]</sup>的工作曾經表明,土壤經過暂时聚水以后,对植物的生长发育,特别是在生长初期,将引起长期不良后果。

从我們的試驗結果看来,对于石灰性土壤(灰鈣土)來說,虽然經過嫌气过程的作用,但并不能对大麦的生长发育引起显著的变化。因此,嫌气过程处理后的灰鈣土可以保証大麦的正常生长发育,甚至要比在經過好气过程处理后的土壤中为好。

生草灰化土經過嫌气过程处理后,对春小麦的生长发育引起了严重的后果。因此,經過含有适量水分(最大持水量 60%)好气过程作用后的土壤是最有利于植物的生长和发育。

## 摘 要

1. 土壤空气組成之一的氧气,对于土壤性質,对于高等和低等生物的活动以及土壤形成过程起着巨大的作用。土壤空气組成的动态变化依赖于气象条件、土壤理化性質、土壤生物及生物化学过程和人类生产活动等因素。

2. 土壤空气中氧气和二氧化碳的含量在很大程度上与土壤水分的变化和植物状况有着紧密的連系。有植物被复的田間(草类及冬播作物)比无植物被复的田間(休閒)土壤空气中氧气含量要少,而二氧化碳含量則多。

生草灰化土的耕作层 4 月—10 月,土壤空气中氧气含量不低于 19—20%。多年生草地土壤表层 0—20 厘米土壤空气中氧气含量在开花期不低于 20%。同时,并未曾发现威廉斯的所謂“氧气隔絕”层的存在。

3. 土壤空气中最低氧气含量(13.33—15.29%)和最高二氧化碳含量(3.14—3.99%)表现在冬季和早春时期。

4. 生草灰化土含有适量水分无氧气存在的状况下,氧化还原电位( $rH_2$  值)降低到 17.6,而有 20% 氧气含量存在时, $rH_2$  值高达 29.36;黑土  $rH_2$  值分别为 19.93 和 28.43。

生草灰化土的好气过程和嫌气过程条件的分界限表现在土壤空气中氧气的含量約为 5%,而黑土約为 2.5%。

土壤空气中高于上述数量氧气含量的增加,对于土壤嫌气細菌的数量,FeO 和 MnO 的含量,有机質分解能力以及植物可吸收态磷的积累都沒有巨大的变化。土壤空气氧气含量最高时(20%),硝酸态氮积累的数量为最多。

5. 土壤好气条件能以促使土壤水稳性团粒結構(包括微团粒)的形成。土壤好气过程比嫌气过程能形成和积累有利于水稳性团粒所必需的有机和有机无机胶結物質。

6. 对于植物生长发育最有利的環境是曾經經過含有适量水分的好气过程作用后的土壤。

7. 为了提高生草灰化土的土壤肥力,創造有利于植物生长发育的土壤环境,必需設法調节土壤具有良好的透气性(好气过程)。

本文是在苏联莫斯科季米里亚捷夫农学院土壤教研室学习期間,在导师 И. П. 格列欽副教授指导下完成的副博士学位論文的主要研究成果,以供国内研究工作的参考,并向苏联导师 И. П. 格列欽副教授表示衷心的感謝。

## 参 考 文 献

- [1] В. Р. Вильямс: 1910. Почвоведение (1888—1910).
- [2] А. Ф. Лебедев: 1936. Положение и перспективы изучения физических свойств почвы. Проблемы сов. почвоведения. Сб. 3, АН СССР.
- [3] Н. А. Качиянский: 1949. Современное состояние и основные задачи в развитии физики почв. Тр. Юб. сессии, посвященной столетию со дня рождения В. В. Докучаева. Изд. АН. СССР.
- [4] И. Н. Антипов-каратаев: 1957. Химия и физико-химия почв в СССР. Почвоведение, № 11.
- [5] К. Д. Глинка: 1908. Почвоведение "Почвенный воздух".
- [6] П. О. Смоленский: 1880. Об угольной кислоте почвенного воздуха. спб.
- [7] П. А. Костычев: 1886. Почвы черноземной области России.
- [8] П. Ф. Бараков: 1910. Содержание  $\text{CO}_2$  в почвах в различные периоды роста растений. Журнал Опытного-агроном., т. XI, кн. 3.
- [9] E. J. Russell and A. Appleyard: 1915. The atmosphere of the soil; its composition and the causes of variation. *Jour. Agr. Sci.* v. 7, p. 1—45.
- [10] А. Г. Доярченко: 1915. К изучению аэрации почвы. Изв. Моск. с.-х. ин-та, Год. XXI, кн. 1.
- [11] В. А. Keen: 1931. The physical properties of the soil, Longmans. Green and Co. London.
- [12] Б. Н. Макаров: 1952. Динамика газообмена между почвой и атмосферой в течение вегетационного периода под различными культурами севооборота. Почвоведение, № 3.
- [13] К. Д. Глинка: 1932. Почвоведение.
- [14] D. Boyrton and W. Reutner: 1938. A way of sampling soil gases in dense subsoil and some of its advantages and Limitations. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* v. 3, p. 37—42.
- [15] В. Б. Мацкевич: 1950. Наблюдения над режимом углекислоты в почвенном воздухе мощных черноземов. Тр. Почвенного ин-та им. Докучаева, т. XXXI.
- [16] Ф. Ю. Гельцер: 1930. Динамика углекислоты почвенного воздуха в условиях орошаемого земледелия. Тр. Ак-кавказской опытно-оросит. ст. ОИИВХ, вып. 10.
- [17] Н. И. Горбунов и В. М. Токарев: 1946. Динамике  $\text{CO}_2$  почвенного воздуха в условиях орошения. Проблемы сов. почвоведения, № 14.
- [18] Б. Н. Макаров: 1953. Дыхание почвы. Природа, № 9.
- [19] Э. Вольня: 1896. Физические свойства почвы. Одесса.
- [20] П. Ф. Бараков: 1903. Курс общего земледелия.
- [21] И. М. Сибирцев: 1914. Почвоведение. С.-петрбург.
- [22] В. Р. Вильямс: 1919. Общее земледелие.
- [23] И. А. Турлюн: 1952. Новый метод и приборы для исследования газообмена в почвах. Поввоедение. № 1.
- [24] П. В. Вершинин и Н. П. Поясов: 1952. Методы исследования почвенного воздуха. Сб. Трудов по агрономической физике, вып. 5.
- [25] З. Ф. Коштева: 1953. Метод определения закисного и окисного железа при совместном их присутствии в вытяжке. Рефераты докладов ТСХА, вып. XVII.
- [26] В. А. Казаринова-Окияна: 1938. Фотоколориметрический метод определения закисного железа в природных фосфатах. Заводская лаборатория. № 10.
- [27] H. Lundecardh: 1927. Carbon dioxide evolution of soil and crop growth. *Soil Sci.*, v. 23, No. 6, p. 417—453.
- [28] Э. Рассел: 1950. Почвенные условия и рост растений. Перев. с англ. ил. м. 1955.
- [29] В. Р. 威廉斯(傅子禎譯): 1949. 土壤学, 农作学及土壤学原理. 1957. 89 頁, 高等教育出版社.
- [30] В. Л. Омелянский: 1936. Основы микробиологии. ОГИЗ.
- [31] Я. Н. Афанасьев: 1930. Из области анаэробных и болотистых процессов. Почвоведение, № 6.
- [32] Т. С. Мальцев: 1954. О методах обработки почвы и посева, способствующих получению высоких и устойчивых урожаев с.-х. культур. СХГ.
- [33] И. И. Гантимуров: 1939. Главнейшие свойства почв московских полей, фильтрации в связи с окислительно-восстановительными условиями в них. Почвоведение № 9.
- [34] И. П. Сердобольский: 1940. Влияние влажности на окислительно-восстановительные процессы в подзолистых почвах. Почвоведение, № 7.
- [35] И. П. Сердобольский: 1949. Щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные условия

- питания растений марганцем, железом и нитратами. Тр. Юб. сессии, посвященной столетию со дня рождения докучаева. М.—Л. АН СССР.
- [36] И. П. Сердобольский: 1950. Окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия глееобразования. Тр. почвенного ин-та им. Докучаева, т. XXXI.
- [37] И. А. Геллер: 1951. О влиянии кислорода и других окислителей на окислительно-восстановительный потенциал тканей сахарной свеклы. ДАН СССР, т. 81, № 2.
- [38] С. П. Янков: 1956. Сезонная динамика некоторых процессов почвообразования. Почвоведение, № 6.
- [39] 于天仁、刘晚兰: 1957. 水稻土中氧化还原过程的研究(Ⅲ)氧化还原条件对水稻生长的影响. 土壤学报 5卷, 4期.
- [40] И. Л. Работнова: 1957. Роль физико-химических условий (рН и  $gH_2$ ) в жизнедеятельности микроорганизмов. Изд. АН СССР.
- [41] М. В. Федоров: 1952. Биохимическая фиксация азота атмосферы. СХГ.
- [42] П. А. Костычев: 1881. Из степной полосы Воронежской и Харьковской губерний. Сельское хозяйство и лесоводство, часть СXXXVII. Июль.
- [43] П. А. Дмитренко: 1957. Фосфатный режим почв УССР и его улучшение. Тр. Почвенного ин-та им. Докучаева. т. 50.
- [44] С. П. Янков, Е. В. Кулакови, И. С. Кауричев: 1950. Образование закисного железа и особенности фосфатного режима в дерново-подзолистых почвах. Почвоведение. № 8.
- [45] И. С. Кауричев, Е. А. Федоров и Ли Чан-вей: 1958. О природе превращения фосфатов при развитии временных восстановительных процессов в дерново-подзолистых почвах. Известия ТСХА, № 2.
- [46] А. Н. Лебедев: 1927. Высыхание почвы, как природный фактор образования ее плодородия. Тр. Шатиловской с.-х. опытной ст. Сер. 1, Химическая лаборатория, вып. 5, Орел. 1928.
- [47] Н. П. Карпинский и В. Б. Замятина: 1958. Фосфатный уровень почвы. Почвоведение, № 11.
- [48] И. П. Гречин: 1957. Влияние аэробных и анаэробных условий на свойства дерново-подзолистой почвы. Докл. ТСХА, вып. XXIX.
- [49] М. И. Дементьева: 1953. Анализ углеводородных газов. Гостоптехиздат.
- [50] И. П. Сердобольский: 1954. Методы определения рН и окислительно-восстановительного потенциала при агрохимических исследованиях. Агрохимические методы исследования почв. Изд. АН СССР.
- [51] В. Р. Вильямс: 1935. Прочность и связность структуры почвы. Почвоведение, № 5/6.
- [52] В. Р. Вильямс: 1936. Почвоведение, земледелие с основами почвоведения.
- [53] А. Н. Киселев: 1955. Структура почв и условия ее образования. Почвоведение, № 10.
- [54] И. Н. Антипов-каратаев: 1943. Учение о почве, как полидисперсной системе и его развитие в СССР за 25 лет (1917—1942). Почвоведение, № 6.
- [55] Ф. Ю. Гельцер: 1940. Значение микроорганизмов в образовании перегноя и прочности структуры почвы. СХГ, Москва.
- [56] Е. З. Тешер: 1949. Последовательное участие микроорганизмов в аэробном разложении яровой соломы и образование при этом гумусоподобных веществ. Докл. ТСХА, вып. 11.
- [57] Е. Н. Мишустян: 1951. Микробиологические процессы и структура почвы. Природа, № 11.
- [58] С. А. Самцевич: 1955. Об анаэробных и аэробных условиях образования структуры почвы. Почвоведение, № 5.
- [59] Н. Н. Никольский: 1956. Физические свойства почвы, методические указания к полевым и лабораторно-практическим занятиям по физике почв. М.
- [60] Я. В. Пейве: 1955. Методы агрохимического исследования почв в условиях лабораторий МТС и колхозов. Изд. АН Латв. ССР. Рига.
- [61] А. Д. Черненко: 1936. Воздушный режим почвы и урожай сахарной свеклы. Химизация социалистического земледелия, № 7—8.
- [62] А. Д. Черненко: 1949. действие временного избыточного увлажнения на почву и рост растений. Почвоведение, № 8.

## КИСЛОРОДНЫЙ РЕЖИМ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА СВОЙСТВА ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЫ

Чэн Юнь-шэн

(Почвенный институт Академии  
наук Китая)

И. П. Гречин

(Московская Ордена Ленина сельскохо-  
зяйственная Академия и.м. К. А. Тимирязева)

### Резюме

1. В пахотном слое изученных почв за теплый период времени (апрель-октябрь) содержание кислорода в почвенном воздухе не падает ниже 19—20 %.

На естественных сенокосных угодьях под многолетними травами на глубине 10 и 20 см содержание кислорода в почвенном воздухе в период его максимального использования растениями (период цветения) не снижается ниже 20 % и, таким образом, не обнаруживается «кислородного экрана» в поверхностных горизонтах почв.

2. Самое низкое содержание кислорода (13.33—15.29 %) и самое высокое содержание углекислоты (3.14—3.99 %) обнаруживается, как правило, в зимний период и рано весной.

3. При отсутствии свободного кислорода в дерново-подзолистой почве, увлажненной до 60 % от ее полной влагоемкости, окислительно-восстановительный потенциал ( $rH_2$ ) снижается до 17,6, а при наличии 20 %  $O_2$  (от объема воздуха) достигал 29,36. в черноземе  $rH_2$  соответственно равнялся 19,93 и 28,43.

4. Примерной границей перехода от аэробных условий к Анаэробным для дерново-подзолистой почвы можно считать наличие в почвенном воздухе около 5 % кислорода, а для чернозема-2,5 %.

Увеличение концентрации свободного кислорода выше указанных величин уже не приводит к резким изменениям в количестве анаэробных микроорганизмов, в содержании закисных форм железа и марганце, в энергии разложения органического вещества и в накоплении подвижных форм фосфатов.

Накопление нитратов как в дерново-подзолистой, так и в черноземной почве максимальных величин достигает при наиболее высоком содержании в почве свободного кислорода, т.е. при 20 %.

5. Наибольшее количество водопрочных макроагрегатов (> 0.25 мм) образуется в аэробных условиях при влажности почвы 60 % от полной влагоемкости, а наименьшее-ванаэробных, при влажности 120 %.

В аэробных условиях по сравнению с анаэробными наблюдается заметное уменьшение наиболее мелкой фракции макроагрегатов (< 0.05 мм) и уменьшение коэффициента дисперсности.

В аэробных условиях по сравнению с анаэробными создается более благоприятная среда для образования и накопления цементирующих органических и органоминеральных веществ, что и обуславливает создание водопрочной структуры.

6. Предварительный анаэробнозис почвы (дерново-подзолистой и серозема) при

120% влажности оказывает неблагоприятное влияние на всходы, рост и развитие пшеницы и ячменя, выращиваемых впоследствии в оптимальных условиях аэрации.

Наиболее благоприятные условия для роста и развития растений создаются в почве, подвергнутой предварительному аэрированию при 60% влажности.

7. Для повышения плодородия дерново-подзолистых почв и создания оптимальных условий жизнедеятельности возделываемых сельскохозяйственных культур необходимо обеспечить в почвах хорошую аэрацию и не допускать развития в почве длительных анаэробных процессов.