

# 第三章 土壤中C、N、S、P、F、Se、I 与土壤环境质量

## 土壤有机碳与环境质量

# 主要内容

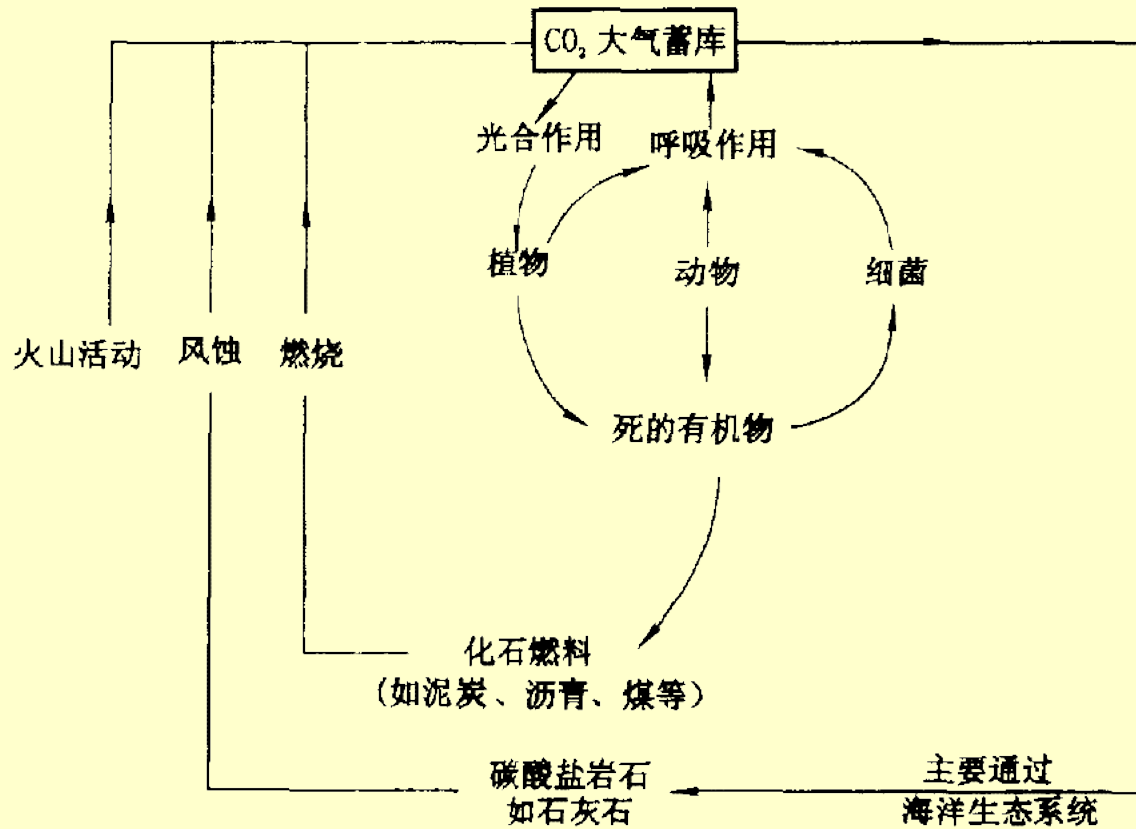
- 碳循环简介
- 碳循环与环境
- 土壤有机碳库
- 影响土壤有机碳分解的因素
- 土壤有机质的转化模型
- 目前在本领域研究中，急需解决的若干问题

# 一、引言

- 工业革命前的1800年大气二氧化碳的浓度为 $280\text{ml}/\text{m}^3$ （IPCC（国际气候变化委员会），1990），而1959年在美国夏威夷的Mauna Loa长期检测站发现大气二氧化碳的浓度为 $315\text{ml}/\text{m}^3$ ，此后二氧化碳的浓度持续增加，平均每年升高 $1.5\text{ml}/\text{m}^3$ （IPCC，1995）。大气二氧化碳的浓度持续增加导致全球气候变化，最终可能威胁到人类的生存。

研究全球碳循环控制机制已经成为国际地圈生物圈计划 (IGBP)、世界气候研究计划 (WCRP)、全球环境变化国际人文因素计划 (IHDP) 和生物多样性计划 (DIVERSITAS) 等科学计划的主题, 中国、美国、加拿大、日本和欧盟等国家和国际组织近年来都启动了较大规模的大陆尺度和国家碳循环研究计划。其中陆地生态系统碳循环研究是全球变化科学中的一个重要组成部分, 陆地碳循环研究是预测未来大气 CO<sub>2</sub> 和其它温室气体含量、认识大气圈与生物圈的相互作用等科学问题的关键, 也是认识地球生态系统的水循环、养分循环和生物多样性变化的基础, 因而成为 20 世纪 90 年代兴起的跨学科、综合性的、规模较大的国际合作研究的热点。

# 碳循环



# 地球表层系统碳库与碳循环

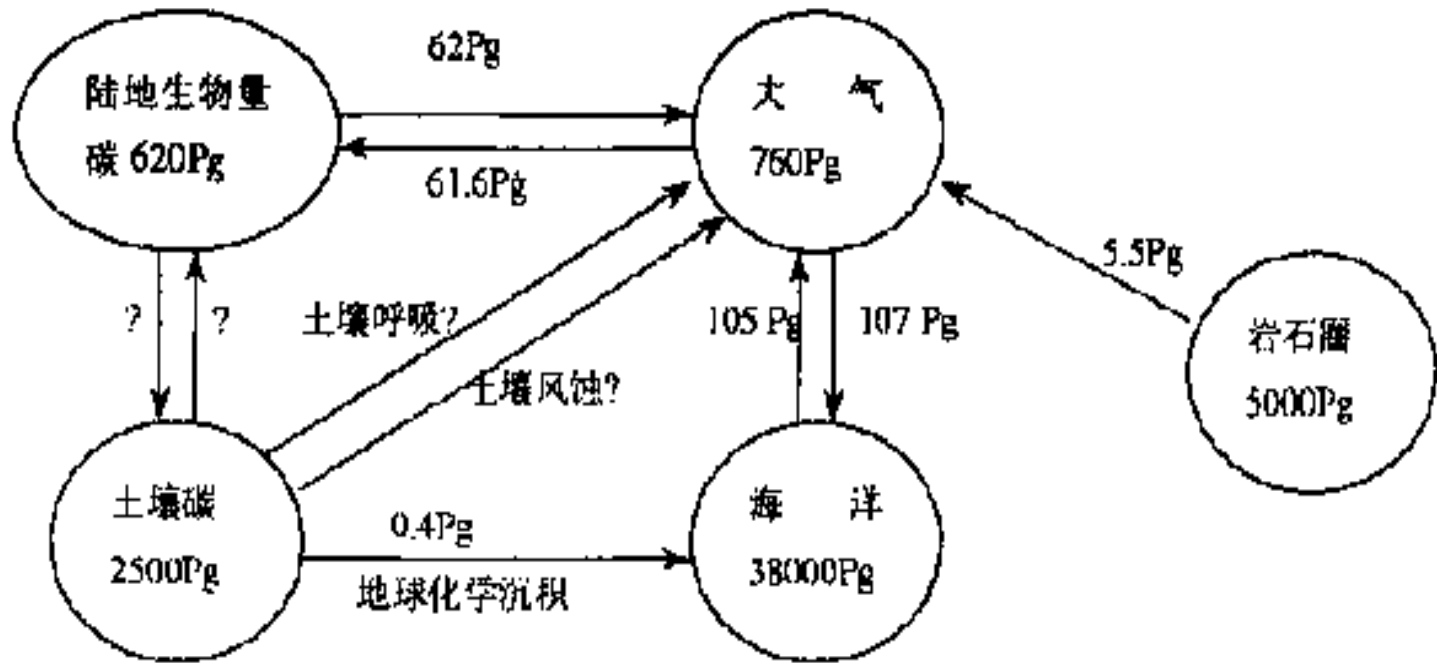


图 6-1 地球表层系统碳库与碳循环图示 (Lal, 1999)

(1Pg=10<sup>15</sup>g)

# 土壤及相关圈层碳库 (李学垣, 土壤化学)

碳库名称	代号	碳贮量 /Pg	说明
土壤碳库	SCP	3300	1米土层
大气碳库	ACP	740	
生物碳库	BCP	420~830	陆地植物
岩石碳库	LCP	$2\sim 10*10^7$	煤、石油、沉积物) 至16公里深
水域碳库	HCP	750~1050	不含深海溶质碳

# 不同学者认为的土壤碳库量

- 土壤碳库是陆地生态系统中最大的碳库。
- 土壤碳库包括土壤无机碳库（SICP）和土壤有机碳库（SOCp）
- 有机碳库（1500Pg）、无机碳库（1000Pg），约是大气碳和植被碳库的2.5倍（Schlesinger, 1996）。有机碳库（1550Pg）、无机碳库（1750Pg）（李学垣，土壤化学）



## 二、碳循环与环境

### 1、碳循环与大气CO<sub>2</sub>浓度

痕量气体占大气中空气的0.04% (体积分数), 其中99%以上为CO<sub>2</sub>。陆地生态系统和海洋与大气的CO<sub>2</sub>交换量各占整个CO<sub>2</sub>循环总量的50%。土壤每年向大气释放的CO<sub>2</sub>为50~76PgC, 占陆地生态系统与大气间碳交换总量的2/3, 约为大气碳库的1/10, 比陆地生态系统初级生产净吸收的碳量大30%~60%, 也远远超过化石燃料燃烧每年向大气排放的5PgC。

如果没有土壤呼吸(包括土壤生物呼吸和植物根系及菌根的呼吸)产生CO<sub>2</sub>补充大气, 大气中的CO<sub>2</sub>15年将被耗尽。所以SOCP对ACP的CO<sub>2</sub>浓度的影响很大。公元900—1200年, 大气中CO<sub>2</sub>浓度为250 μL · L<sup>-1</sup>, 公元1700—1800年为280 μL · L<sup>-1</sup>, 1994年的浓度达358 μL · L<sup>-1</sup>近150年大气中CO<sub>2</sub>浓度增加了80 μL · L<sup>-1</sup>, 增幅达35%。

**引起CO<sub>2</sub>浓度升高的主要原因**是土地利用的改变和燃烧化石燃料。

- **人类活动对土地利用和覆盖的变化是最直接影响土壤碳库的因子：影响最严重的是将自然植被转变为耕地。它减少了土壤有机质的输入，破坏了土壤有机质的物理保护，增强了腐殖物质的矿化作用，使土壤呼吸增加，土壤碳库储量降低。特别是在耕种的头50年，表土有机C损失30%~50%。**
- **森林生态系统中土壤的平均碳密度为189Pg · ha<sup>-1</sup>，而草地和农田的土壤碳密度分别只有116Pg · ha<sup>-1</sup>和95Pg · ha<sup>-1</sup>。土地利用的改变每年对ACP贡献为(1.6 ± 1.0)PgC，1950年以来，SOCP是大气CO<sub>2</sub>浓度增加的最大贡献者。**
- **控制气体交换的因素有温度、湿度、Eh和基质的有效性(C数量和质量)。对CO<sub>2</sub>的控制主要通过对微生物活动的控制。冷和淹水可减少CO<sub>2</sub>排放，但会形成CO<sub>2</sub>潜在来源的泥炭(占SOCP的24%)。温带湿润条件下CO<sub>2</sub>产生的多；温带干旱条件下，植物量少，土壤有机质含量低，CO<sub>2</sub>排放量小。热带土壤有机质分解快，是CO<sub>2</sub>短期内增加的主要原因。**

## 2、碳循环与大气中CH<sub>4</sub>浓度

陆地生态系统与大气的交换除CO<sub>2</sub>外,还有CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O、NO、CO、H<sub>2</sub>S和S等痕量气体的交换。

**CH<sub>4</sub>的代谢比CO<sub>2</sub>复杂,土壤中既产生CH<sub>4</sub>,又消耗CH<sub>4</sub>。**全球每年进入大气CH<sub>4</sub>的排放量约0.41PgC。湿地土壤的CH<sub>4</sub>每年排放量约0.131PgC,占总排放量的32%。如果包括白蚁和归还土壤的动物粪便,“土壤”的贡献可达44%。

大气中每年有386TgC的CH<sub>4</sub>被氧化为CO<sub>2</sub>。所以每年土壤净损失和大气净积累的CH<sub>4</sub>可能为23~28TgC。湿地中90%的CH<sub>4</sub>在回到大气之前被氧化成CO<sub>2</sub>。水分未饱和的旱地土壤每年从大气中消耗掉(氧化)的CH<sub>4</sub>为11~34TgC,占大气CH<sub>4</sub>总量的3%~9%。

- **温度的影响：**气候变暖会引起CH<sub>4</sub>排放的增加。
- **控制CH<sub>4</sub>的氧化会影响CH<sub>4</sub>的排放：**甲烷氧化细菌将CH<sub>4</sub>作为唯一的碳源和能源(Lidstrom,1992)氧化。施用NH<sub>4</sub>-N肥会减少甲烷氧化细菌对CH<sub>4</sub>的消耗(大小和形状相似引起竞争),提高大气中NH<sub>3</sub>浓度,增大温室效应。甲烷细菌可位于好气和厌气界面,将CO<sub>2</sub>氧化成CH<sub>4</sub>,使之占到溶解气体的10%。
- **植被对CH<sub>4</sub>的影响：**是通过提供易分解有机C(根,新近的死根,根系分泌物)及植物本身(湿地植物)气体通道产生的O<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>交换来实现(约有90%的CH<sub>4</sub>是由这一通道排向大气的)。
- **水分对CH<sub>4</sub>的影响：**一般是旱田CH<sub>4</sub>排放为负值,长期淹水CH<sub>4</sub>排放较高。

### 3、 $\text{CH}_4$ 和 $\text{CO}_2$ 对ACP环境的综合影响

- 湿地干燥可减少 $\text{CH}_4$ 排放而减弱温室效应,同时增加了 $\text{CO}_2$ 排放和温室效应。
- 相同浓度下 $\text{CH}_4$ 对温室效应的作用是 $\text{CO}_2$ 的21倍,因此,湿地干燥可减弱温室效应,但又要注意 $\text{CO}_2$ 和与N有关气体通量的变化。

# 三、土壤有机碳库

- 土壤有机碳库(SOCP)是指全球土壤中有有机碳的总量。植物通过光合作用固定的大气中碳素,一部分以有机质形式贮存于土壤。
- 不同学者选用的数据和取的土层深度不同,对SOCP的估算值不同,有的估算值为3000~5000Pg,有的估算值为2500Pg或700~3000Pg、1200~1600Pg;有的对1m土层内的估算值为1555Pg。但SOCP的范围可能是1200~1600Pg,为陆地植物碳库的2~3倍、全球大气碳库的2倍。
- 陆地生态系统中的土壤碳库,以森林土壤中的碳为最多,占全球土壤有机碳的73%;其次是草原土壤的碳,占全球土壤有机碳的20%左右。粗略地估计我国的SOCP为185.7Pg碳,约占全球土壤总碳量的12.5%。

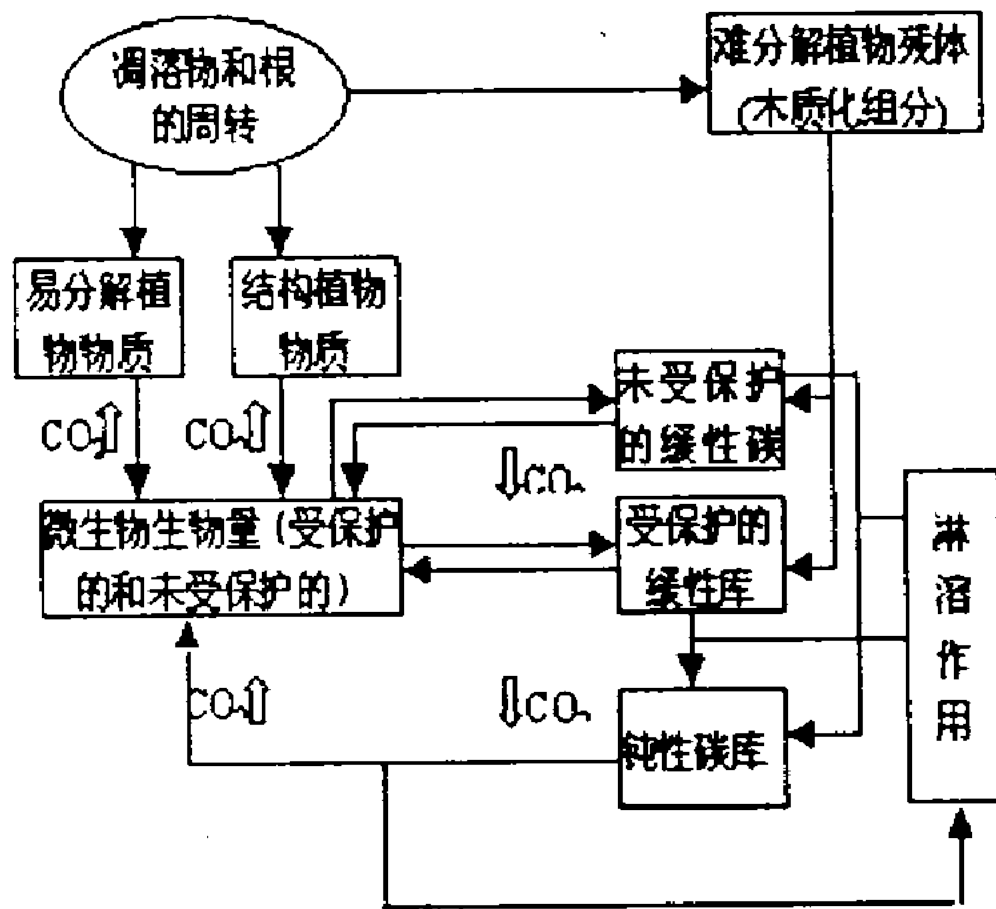


图 1 土壤有机碳生物地球化学循环示意图

Fig. 1 The sketch map of SOC biogeochemistry

# 土壤有机碳的分布

- 土壤有机碳在不同生态系统中和不同土壤类型中的分布是不同的，它取决于不同类型植被和土壤所占的面积和单位面积的土壤碳密度
- 在计算土壤有机碳贮量时，最难准确定量的是不同类型的植被和土壤类型的面积。植被类型的划分是以植物本身及其相关的环境条件为依据，而植被类型随时间和空间而变化，因此不同生态系统或亚系统之间不存在明显的界限，过度是渐变的



# 不同生态系统土壤中的有机碳贮量

植被类型	面积		有机碳贮量	
	10 <sup>6</sup> hm <sup>2</sup>	%	GtC	%
热带森林	1540	12.7	184.5	13.2
温带森林	1200	9.9	104.3	7.5
极地森林	1110	9.1	181.9	13.0
热带疏林及稀树草原	2400	19.8	129.6	9.3
温带疏林草原	480	4.0	149.3	10.7
沙漠	2140	17.6	84	6.0
冻土苔原	880	7.2	191.8	13.8
耕地	2120	17.4	167.5	12.0
湿地	280	2.3	202.4	14.5
总计	12150		1395.3	

**从植被类型上分，沙漠和热带疏林及稀树草原的面积比例较高，但土壤碳贮量的比例较小，而湿地与此相反。**

**由于土壤类型和植被类型之间并非一一对应，所以有关土壤有机碳在不同生态系统土壤中和不同类型土壤中贮量的报道之间难以比较。有机土的面积比例最低，但土壤有机碳贮量比例最高，而干旱土与之相反。**

# 全球土壤中有有机碳贮量

土纲	面积		有机碳贮量	
	10 <sup>3</sup> hm <sup>2</sup>	%	GtC	%
有机土	1745	1.3	357	22.7
始成土	21580	16.0	352	22.3
新成土	14921	11.0	148	9.4
淋溶土	18283	13.5	127	8.1
氧化土	11772	8.7	119	7.6
干旱土	31743	23.5	110	7.0
老成土	11330	8.4	105	6.7
火山灰土	2552	1.9	78	4.9
软土	5480	4.1	72	4.6
灰土	4878	3.6	71	4.5
变性土	3287	2.4	19	1.2
其他土壤	7644	5.7	18	1.1
总计	135215		1576	

表 6-2 中国不同地理区域土壤有机碳库 (PgC) 分布与土壤面积 ( $\times 10^4 \text{km}^2$ ) 之比较

区 域	碳 库	%	表层碳库	%	土壤面积	%
华 东	2.8	6.3	1.4	7.8	62	6.8
东 北	12.6	28.3	7.0	38.9	80	8.7
华 南	3.2	7.2	1.1	6.0	65	7.1
华 北	4.9	11.0	0.8	4.4	180	19.7
西 北	14.4	32.3	5.5	30.5	297	32.5
西 南	6.6	14.8	2.2	12.4	231	25.2
合 计	44.5	100.0	18.0	100.0	915	100.0

注：合计结果的偏差为土壤普查面积与实际国土面积的差异。

# 土壤有机碳密度

- 土壤有机碳密度是指单位面积（ $1\text{m}^2$ 或 $1\text{hm}^2$ ）中一定厚度的土层中有机碳数量。一般情况下，指的是上部1米的土层，因此，有机碳密度的单位常用 $\text{kg C}/\text{m}^2$ 或 $\text{kg C}/\text{hm}^2$ 表示
- 土壤的有机碳量是以植物残体形式进入土壤中有机物质的量与通过异氧呼吸为主要途径的有机物质损失量之间平衡的结果。
- 在一定地区，植物生物量和残落物量在很大程度上受植被类型及其生产力的制约，土壤有机碳密度或浓度大小与气候条件如温度和水分密切相关，而在全球尺度上的土壤碳密度分布也应与各地区的气候特征密切相关。

# 土壤有机碳密度的计算方法

- 土壤有机碳密度是由土壤有机碳含量（以重量为基础）、土壤容积和土体中>2mm石砾的体积分数共同确定的。因此对于土壤有机碳含量为C（%），厚度为T（cm）、土壤容积为 $\theta$ （g/cm<sup>3</sup>）、>2mm石砾含量为 $\delta$ （体积%）的某土层，其有机碳密度SOC（kg C/m<sup>2</sup>）的计算公式如下：
  - $SOC = T * \theta * C * (1 - \delta \%) / 10$
  - 如果某土层的厚度（剖面厚度）为d（cm），是有n层组成的，那么该土体的深度d的有机碳密度
  - $SOC_d = \sum T_n * \theta_n * C_n * (1 - \delta_n \%) / 10$

# 全球的一些植被带碳密度

表 6-1 全球 14 个植被带碳密度 ( $\text{kg} \cdot \text{cm}^{-2}$ ) 与面积 ( $\times 10^{12} \text{m}^2$ ) (Katharine, et al., 1990)

植被类型	生物圈碳	生物圈碳	土壤碳	土壤碳	当前面积	1.8 万年前	1.8 万年前	CO <sub>2</sub> 加倍
	Olsen 等 1983	Whittaker, et al., 1975	Post, et al., 1982	Ajay, et al., 1979; Scheles-inger, et al., 1979		变化/% -130M	变化/% -100M	变化/% +2M
热带雨林	15	13	10	10	19	20	17	75
干阔叶林	5	5	7	8	6	-23	-31	-42
稀树草原	3	2	6	12	5	-40	-42	26
干草原灌丛	1	0	6	7	31	2	0	-22
荒漠	0	0	3	1	14	-91	-91	-62
湿草原	3	1	11	20	2	-7	-8	-17
地中海林	3	3	8	29	2	78	76	4
冷阔叶林	10	11	10	10	12	32	31	40
冷针叶林	9	9	14	18	16	-16	-18	5
常绿针叶林	6	6	12	18	6	-21	-22	-66
苔原	1	0	17	13	7	2	1	-63
极地荒漠与冰盖	0	0	0	0	3	1223	1171	0
温带常绿阔叶林	8	13	8	11	2	170	163	-31
干阔叶林	8	11	7	8	9	-89	-91	21
全球	748(Pg)	834(Pg)	1143(Pg)	1313(Pg)	132	152	148	132



以上内容仅为本文档的试下载部分，为可阅读页数的一半内容。如要下载或阅读全文，请访问：<https://d.book118.com/206133134005010112>