

## 高山土壤有机磷的净矿化作用\*

鲍新奎 赵宝莲 曹广民

(中国科学院西北高原生物研究所)

### 摘 要

不同高山土壤中的有机磷 ( $P_o$ )，在适宜的水热条件下 ( $35^{\circ}\text{C}$ ，相对持水量为70%)，可发生净矿化作用，使土壤有效磷呈周期性改变。其净矿化量随土壤类型而异，且表层大于下层。矿化强度大的稳定性差，小者稳定性较好。 $P_o$ 矿化量与温度呈指数曲线变化，在接近土著微生物生理零点时，温度效应很小 ( $Q_{10} = 1.02$ )。而近于最适温度时，温度效应较高 ( $Q_{10} = 2.81$ )。土壤温度和通气状况与  $P_o$ 矿化量和矿化百分率的关系可用一元二次方程表示。当水热条件处于最适条件时， $P_o$ 矿化强度最大。自然条件下温度的影响较湿度大。高山土壤中有有机碳与有机磷总量之比不能作为有机质分解时磷素出现净固定或净矿化的依据。 $P_o$ 矿化量与起始时土壤有效磷含量呈极显著的正线性相关。而  $P_o$ 矿化释放量对土壤有效磷的提高能力，与土壤碳酸盐含量呈极显著的负线性相关。

**关键词：**高山土壤；有机磷；净矿化作用。

磷是生物必需的营养元素，在土壤中大多以无机形态存在，对其性质和变化的研究较多，而土壤有机磷 ( $P_o$ ) 的作用却常被忽视，热带和温带地区， $P_o$ 在植物营养中具有重要作用。高山土壤全磷含量较高，而有效磷含量较低 (左克成和乐炎舟，1980；乐炎舟等，1980；1982)，为限制植物生长主要因素之一。天然草地施用磷肥，不但存在施用技术的困难，肥源难以解决，且经济效益低下，也影响推广应用。高山土壤，尤高寒草甸地区  $P_o$ 丰富，占总磷量的33—75%，对  $P_o$ 矿化自肥作用进行研究，不仅有其理论意义，更有实践价值。为此，我们对分布最广的碳酸盐高山草甸土、高山灌丛草甸土及高山泥炭土进行室内培养，探讨其  $P_o$ 的矿化释放特征。

### 材料与方 法

全部工作在北海高寒草甸生态系统定位站地区进行。土壤样品的采集时间为植物返青期，土壤类型为高山草甸土类中分布较广的碳酸盐高山草甸土亚类、高山灌丛草甸土亚类及高山泥炭土。采样层次分别为，碳酸盐高山草甸土 0—10、10—20、20—30cm，高山灌丛草甸土亚类 0—10cm，高山泥炭

\* 国家自然科学基金资助项目。

土 0—10cm。各层次采混合样 1 份，每份土样采集 5—10 个点，每点采土量为  $10 \times 10 \times 10 \text{cm}^3$ 。将土样搓碎，去除石砾及未分解的草根，阴干过 1mm 筛备用。各类土壤不同层次的理化特性列于表 1。

矿化是土壤微生物引起的生物化学过程，主要受环境中水热条件的制约。供试的 3 类土壤（5 个样品，2 次重复）的水热条件如表 2 所示。

土样的培养，取备用风干土样 200g 置于 1 000ml 玻璃容器中，混匀铺平，用蒸馏水调节土壤湿度后密封、编号、称重、置于恒温培养箱或冷藏箱中培育。于第 7、15、30、50 天，分别称取相当于 20g 干土的供试土样风干保存，而各容器仍密封继续培养，至第 70 天时，取出全部容器的所有土样风干保存，供测定。在两次取样之间，对各容器称重。打开容器加蒸馏水至前 1 次称重时的重量以保持原有湿度和换气，继续密封培养，并经常调换各容器在培养箱中的位置，重复此过程直到结束。

土壤有机碳用丘林法测定，以电位法测定 pH，采用中和法测定  $\text{CaCO}_3$ ，全磷用酸溶钼锑抗比色法测定，有效磷用 0.5mol/L  $\text{NaHCO}_3$  (pH = 8.5) 浸提，以钼锑抗比色法测定 (Olsen-P)， $P_o$  用灼烧差减法测定。

表 1 不同类型土壤的理化性状

Table 1 Physical and chemical properties of soil in different soil types.

土壤类型 Soil type	土层 Depth (cm)	相对持水量 Max. moisture re capacity (%)	pH ( $\text{H}_2\text{O}$ )	$\text{CaCO}_3$ (%)	有效磷 Org-C (%)	全磷 Tot.p (%)	有效磷 Available P (ppm)	有机磷 $P_o$ (mg/kg)	有机磷 $P_o$ /Tot- P (%)	有机碳 /有机磷 Org-C/ $P_o$
碳酸盐高山草甸土 Carbonate alpine meadow soil	0—10	71.70	8.3	4.65	4.09	0.088	5.1	540	61	76
	10—20	54.54	8.2	5.63	3.60	0.083	3.3	530	64	68
	20—30	47.64	8.4	7.38	2.82	0.084	2.6	490	58	58
高山灌丛草甸土 Alpine scrubby meadow soil	0—10	78.57	7.4	1.80	8.29	0.089	8.8	670	75	124
高山泥炭土 Alpine peat soil	0—10	112.50	6.8	3.15	16.03	0.067	5.0	219	33	732

表 2 水热配合水平

Table 2 Mixed level of hydrothermal condition.

土壤类型 Soil type	深度 Depth(cm)	温度 (°C) 和湿度的配合状况* Mixed level temperature and moisture					
		1	2	3	4	5	6
碳酸盐高山草甸土 Carbonate alpine meadow soil	0—10	35,30	35,50	35,70	35,90	25,70	5,70
	10—20	35,30	35,50	35,70	35,90	25,70	5,70
	20—30	35,30	35,50	35,70	35,90	25,70	5,70
高山灌丛草甸土 Alpine scrubby meadow soil	0—10			35,70			
高山泥炭土 Alpine peat soil	0—10			35,70			

\* 第 1 列数字为土壤温度 (°C)，Numbers in left column is soil temperature (°C)。

第 2 列数字为土壤相对持水量 (土壤持水量 · 100% / 田间持水量)，Numbers in right column is relative moisture.

## 结果与讨论

### (一) 土壤有机磷的净矿化作用

土壤微生物的活性、水热条件和被分解的含磷有机物的性质均影响P。矿化释放的数量和形式。

所培养的3种高山土壤, 0—10cm的微生物数量最多(朱桂如等, 1982)。土壤相对含水量在70%左右, 其水分条件和通气状况较适宜于微生物活动(Кононова, 1966)。土壤P。矿化的适宜温度为35°C (Dalal, 1977; Кононова, 1966)。为此, 以0—10cm土层培养结果为例, 说明在此理想条件下高山土壤净矿化作用的变化(图1)。

从图1看出, 在P。矿化较适宜的条件下, 3种土壤有效磷的含量均有明显的变化。其变化趋势相似, 且有一定的周期性。在培养的70天内, 可分成两个周期, 每个周期30—35天, 前15天左右以P。的净矿化作用为主, 土壤有效磷相应增加; 而在后15天左右, 出现P。的净固定作用, 有效磷趋于减少。但矿化量大于固定量。由于第2个高峰的出现, 说明此种变化与微生物对磷素的吸收固定有关。在适宜的培养条件下, 微生物吸收的磷素在15—20天后, 随世代交替可再次被矿化而逐渐释放到土壤中。Tate (1984) 用<sup>32</sup>P标记的细菌在26天内磷素重新释放供植物吸收的结论与此相似。

有效磷含量曲线(图1)说明, 不同类型的土壤, 在P。矿化过程中, 磷的释放量不同, 其中, 高山灌丛草甸土净磷化量最高, 碳酸盐高山草甸土居中, 而高山泥炭土最低。由于培养条件一致, 说明这种差异与土壤特性和P。组成有关。两个高峰值各异, 第1高

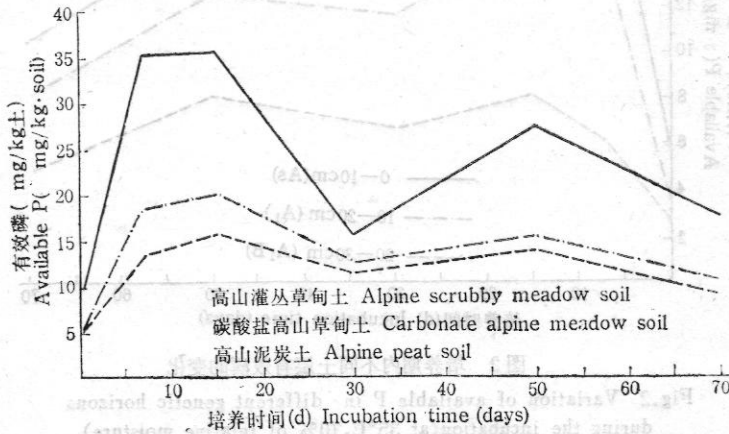


图1 培养期高山土壤有效磷的变化

Fig. 1 Variation of available P in soil during the incubation. (0—10cm depth, at 35°, relative moisture 70%)

峰的峰值均明显高于第2高峰。这与供试土壤为风干样品有关, 也同时受磷素物理、化学固定影响, 矿化后P。量减少也是原因之一。土壤在风干过程中, 其中部分高分子含磷有机物因干燥而导致分子断裂, 表面积和溶解度增大, 成为微生物较易分解的低分子化合物而积聚于土壤中, 当条件适宜时, 这部分含磷化合物易于矿化而释放出较多的有效磷。

这与土壤风干后  $\text{CaCl}_2$  提取液中 P<sub>o</sub> 含量明显增加的结果一致 (Dalal, 1977)。释放到土壤中的磷素, 可被生物利用而固定, 亦可同时为粘粒表面吸附而产生物理固定, 或与土壤中的钙、铁等作用而出现化学固定。这些被固定的磷素, 至少其中一部分不易为  $0.5\text{mol/L NaHCO}_3$  浸提出, 结果造成第 2 周期中有效磷的峰值较第 1 周期降低。在自然条件下, 土壤不易达到风干状态, 随气温升高和雨季的到来, 土壤变得温暖湿润, 可出现 P<sub>o</sub> 净矿化作用。但土温上升缓慢, 且有明显的昼夜变化, 有效磷是否也呈如此明显的周期性变化尚待进一步研究。

自然条件下, 影响土壤剖面不同发生层 P<sub>o</sub> 的矿化因素很复杂。由于通气状况和水分条件不易分别调控, 而得出的结论很不一致, 甚至相反。一般认为, 适宜的温度和湿度条件, 良好的通气状况等有利于植物体迅速分解的土壤条件, 都能提高 P<sub>o</sub> 矿化速度。草地开垦初期, 原来的平衡条件被破坏, 通气状况得到改善, P<sub>o</sub> 迅速分解, 可为土壤提供相当数量的有效磷。

供试的碳酸盐高山草甸土 0—10cm 是根系密集盘结的特有发生层 (A<sub>s</sub>), 10—20cm 为腐殖质为 (A<sub>1</sub>), 20—30cm 为具有碳酸盐淀积的过渡层 (A<sub>1</sub>B), 更下土层为灰黄色的母质层 (C)。对 C 层以上土层进行培养, P<sub>o</sub> 净释放量不同, 造成土壤有效磷改变。

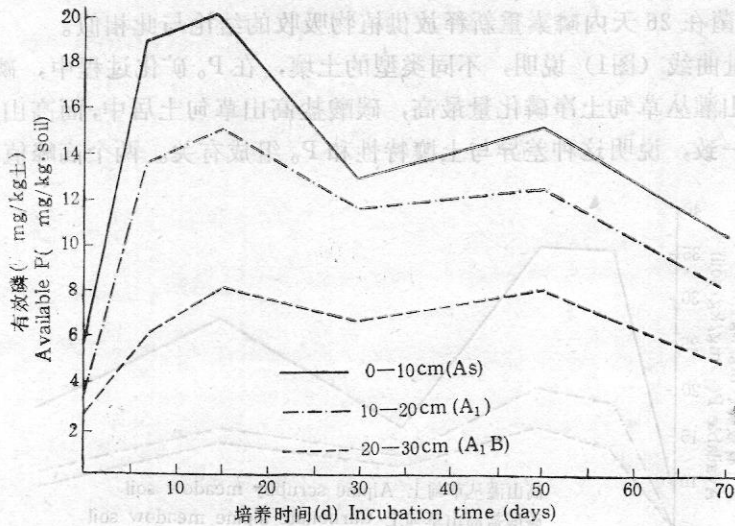


图2 培养期内不同土层有效磷的变化

Fig.2 Variation of available P in different genetic horizons during the incubation (at 35°C, 70% of relative moisture).

如图 2 所示, 不同土层有效磷含量随培养时间的增长具有相似的变化趋势。培养期内, 各土层有效磷均出现 2 个周期, 峰值随土层深度增加而渐趋降低, P<sub>o</sub> 的净矿化量序列为, A<sub>s</sub> > A<sub>1</sub> > A<sub>1</sub>B。在实验条件下, 各土层的水热条件一致, 这种净矿化量差异仅与土壤特性及 P<sub>o</sub> 性质有关。在自然条件下, 土壤的温度条件和通气状况随深度增加, 而趋于恶化, 因此, 不同土层间 P<sub>o</sub> 矿化的差异必然更大。这影响各土层的供磷能力, 且导致不同土层中有机质含磷比率的改变, 即有机质含磷比率随土层深度的增加、矿化强度的降低而逐渐提高。Steverson (1982) 的研究结果与此一致。

将每个周期中土壤有效磷含量的最高值与最低值之差作为培养期内 P<sub>o</sub> 矿化的净释

放量, 则可计算各土壤 P<sub>o</sub> 的净矿化量及其矿化百分率 (表3)。在 35°C、相对持水量为 70% 的条件下, 0—10cm 土层以高山灌丛草甸土净矿化量最大, 碳酸盐高山草甸土次之, 高山泥炭土最小。不同周期, P<sub>o</sub> 净矿化量亦不同。其净释放量第 1 周期大于第 2 周期, 以高山灌丛草甸土较为稳定, 磷的释放量, 第 2 周期 (14.86mg/kg·干土) 为第 1 周期 (26.60mg/kg·干土) 的 56%; 高山泥炭土次之, 第 2 周期释放量 (2.44) 为第 1 周期 (10.92) 的 22%; 而碳酸盐高山草甸土变化最大, 第 2 周期释放量 (2.38) 仅为第 1 周期 (15.03) 的 16%。

表 3 土壤有机磷的净矿化量\*

Table 3 Quantity of net-mineralization of organic phosphorus in different soil types\*.

土壤类型 Soil type	深度 Depth (cm)	第 1 周期 1st period		第 2 周期 2nd period	
		净矿化量 Quantity of net mineralization P <sub>o</sub> (mg/kg.soil)	有机磷的净矿化率 Rate of net mineralization P <sub>o</sub> (%)	净矿化量 Quantity of net mineralization P <sub>o</sub> (mg/kg.soil)	有机磷的净矿化率 Rate of net mineralization P <sub>o</sub> (%)
水热条件: 35°C, 70%, Hydrothermal condition: 35°C, 70% of maximum of moisture capacity					
碳酸盐高山草甸土 Carbonate alpine meadow soil	0—10 10—20 20—30	15.3 11.8 5.6	2.78 2.22 1.13	2.38 0.81 1.30	0.45 0.16 0.27
高山灌丛草甸土 Alpine scrubby soil	0—10	26.60	3.97	14.86	2.31
高山泥炭土 Alpine peat soil	0—10	10.92	4.96	2.44	1.17
水热条件: 35°C, 90%, Hydrothermal condition: 35°C, 90% of maximum of moisture capacity					
碳酸盐高山草甸土 Carbonate alpine meadow soil	0—10 10—20 20—30	11.9 10.3 2.26	2.21 1.94 0.46	10.04 5.59 2.26	1.90 1.85 0.46
水热条件: 35°C, 30%, Hydrothermal condition: 35°C, 30% of maximum of moisture capacity					
碳酸盐高山草甸土 Carbonate alpine meadow soil	0—10 10—20 20—30	8.36 6.09 2.91	1.55 1.15 0.59	14.80 9.85 3.45	2.65 1.88 0.71
水热条件: 35°C, 70%, Hydrothermal condition: 35°C, 70% of maximum of moisture capacity					
碳酸盐高山草甸土 Carbonate alpine meadow soil	0—10 10—20 20—30	5.35 2.76 1.35	1.00 0.52 0.28	1.80 -5.07 -0.38	0.34 -0.11 -0.08

\* 两个重复的平均值。Average value of two repeats.

在适宜 P<sub>o</sub> 矿化的条件下, 同一土壤不同发生层, 均出现净矿化作用。磷释放量随发生层的加深而降低, 即 A<sub>s</sub> > A<sub>1</sub> > A<sub>1B</sub>, 其矿化的稳定状况则为 A<sub>1B</sub> > A<sub>s</sub> > A<sub>1</sub>。

在水热条件偏离 P<sub>o</sub> 最适矿化条件时, 净矿化量均降低。但水分和热量对 P<sub>o</sub> 矿化的影响不同。当温度条件适宜, 含水量为 90% 时, 净矿化量在第 1 周期降低, 不同土层净矿化总量为最适条件下的 76%; 但在第 2 周期, 净矿化总量却增至 21.89, 为最适条件下 (4.49) 的 4.9 倍。在温度适宜, 而含水量降至 30% 时, 第 1 周期的 P<sub>o</sub> 净矿化总量

仅为适宜条件的 54%；但第 2 周期净矿化总量增至适宜条件下的 6 倍。在适宜湿度条件下，温度降到 25°C 时，第 1 周期 P<sub>o</sub> 净矿化总量仅为最适水热条件下的 29%，且在第 2 周期持续明显降低，甚至出现净固定作用。此与 Dalal (1977) 的研究结果一致。

高山泥炭土与高山草甸土，P<sub>o</sub> 净矿化百分率有较大的差异，且高山泥炭土 (4.96%) 大于高山草甸土 (2.78—3.97%)。而高山泥炭土的净矿化释放量则低于高山草甸土 (表 3)，说明高山草甸土中，被矿化的有机质含磷率较泥炭土高。

不同水热条件下，P<sub>o</sub> 矿化率随发生层深度的增加而逐步减少，其变化为 A<sub>s</sub> > A<sub>1</sub> > A<sub>1</sub>B。P<sub>o</sub> 净矿化量的变化则与此相似。

由表 3 可知，高山草甸土 P<sub>o</sub> 矿化率 (X) 与净矿化释放量 (Y) 间呈明显的线性相关，二者的回归方程为：

$$Y = 6.0079X - 0.6192 (n = 26, r = 0.988, P < 0.001) \quad (1)$$

由式 (1) 可知，磷素的净矿化释放量随 P<sub>o</sub> 矿化率的提高而增加。说明培养期内高山草甸土的不同亚类及不同发生层次中被分解 P<sub>o</sub> 的含磷率相似，且可能属于同一组分的含磷有机物。而不同土类 P<sub>o</sub> 矿化率与净矿化释放量之间存在着较大差异。说明培养中被分解的 P<sub>o</sub> 是为含磷比率不同的有机物。

## (二) 水热条件与有机磷矿化

P<sub>o</sub> 的矿化是土壤微生物分解含磷有机物的结果，而土壤温度则是影响生物活性的主要因子。碳酸盐高山草甸土各土层磷的净释放量与温度密切相关 (图 3)。

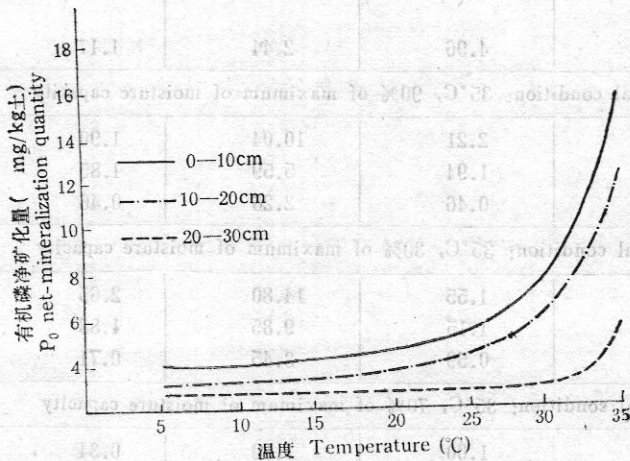


图 3 不同温度碳酸盐高山草甸土各土层有机磷的净矿化量

Fig. 3 Quantity net-mineralization of organic phosphorus in each layer of carbonate alpine meadow soil at different temperatures.

在 P<sub>o</sub> 矿化的最适温度 (35°C) 以下，P<sub>o</sub> 净矿化释放量随培养温度的升高而增加。5°C 培育的土壤，P<sub>o</sub> 已有净释放 (表 3)，说明分解 P<sub>o</sub> 的土著微生物或其中的一部分，其生理零点温度低于 5°C。培养期的前 15 天，当温度为 15°C 时，P<sub>o</sub> 净矿化量 (4.1) 为 5°C 时净释放量 (4.086) 的 1.02 倍，即 Q<sub>10</sub> = 1.02，明显小于化学反应速率的温度系数 (2—4)。此变化可延续至 20—25°C，说明在较低的温度范围内，P<sub>o</sub> 矿化的温度效应小。将 35°C 与 25°C 的 P<sub>o</sub> 释放量比较，则有较大的差异 (Q<sub>10</sub> = 2.81)，说明在接近 P<sub>o</sub> 矿化最适温度时，温度效应明显增大。这与 Dalal (1977) 的结果一致。另外，在 25°C 以上，随温度的上升，P<sub>o</sub> 净矿化量显著增加。此与 30°C 以下植物体不发生矿化，而出现磷的净固定不同 (Dalal, 1977)。可能与高山土壤土温较低，分解 P<sub>o</sub> 的土著微生物对低温的长期适应有关。

上述说明，高山土壤 P<sub>o</sub> 净矿化量随温度的改变而变化，愈接近 P<sub>o</sub> 矿化的最适温度，

矿化速率的增加愈快 ( $Q_{10} > 2.81$ ), 而愈接近微生物活动的生理零点温度, 矿化速率的改变愈小 ( $Q_{10} < 1.02$ )。可见  $P_0$  的净矿化量并非常数。同样再矿化 1mg 磷所需的积温也有较大的差异。因此, 仅以温度的差异值难以估计植物生长期中  $P_0$  矿化释放量的变化。但高寒草甸地区土著微生物强烈分解  $P_0$  的起始温度似低于其它地区。

如图 3 所示, 不同发生层  $P_0$  净矿化量随温度的增加均呈指数曲线而变化。各发生层  $P_0$  的净矿化量 ( $P$ ) 与温度 ( $X$ ) 的指数曲线回归方程如下,

$$0-10\text{cm} \hat{P} = 4.086e^{(2.50 \times 10^{-8}) X_5} \quad (n=6, r=0.996 \quad P < 0.01) \quad (2)$$

$$10-20\text{cm} \hat{P} = 3.348e^{(7.04 \times 10^{-7}) X_4} \quad (n=5, r=0.901 \quad P < 0.05) \quad (3)$$

$$20-30\text{cm} \hat{P} = 2.036e^{(0.54 \times 10^{-8}) X_4} \quad (n=4, r=0.989 \quad P < 0.05) \quad (4)$$

在实践上, 可根据上述方程式估计不同温度条件下, 不同土壤剖面的磷素供应量。试验中, 以调节土壤的含水量来控制土壤湿度和通气状况对矿化的共同作用。培养期前 15 天内, 土壤相对持水量与  $P_0$  净矿化量及其矿化率的关系见图 4。土壤水分含量

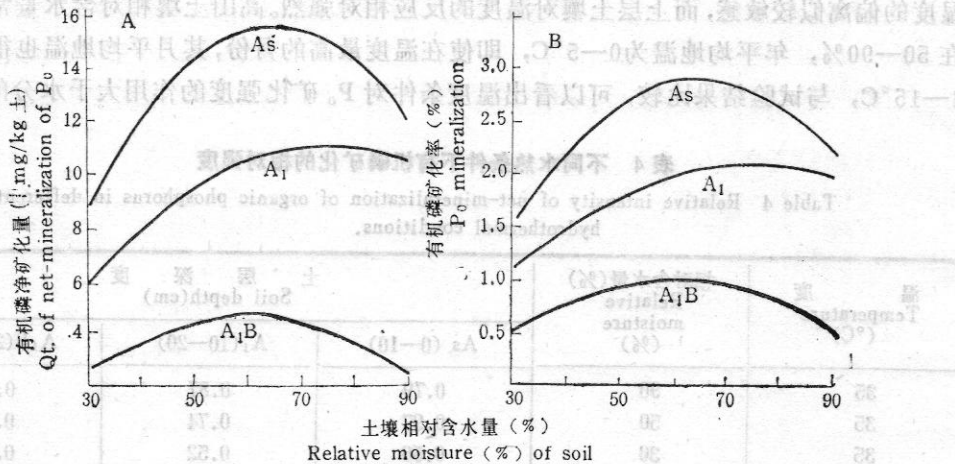


图 4 培育 15 天时土壤含水量对净矿化量 (A) 和矿化百分率 (B) 的影响

Fig. 4 Influence of relative moisture of soil layers on  $P_0$  net-mineralization qt. (A) and rate of  $P_0$  mineralization (B) within 15 days of incubation.

及通气状况对  $P_0$  的矿化百分率及净矿化量具有相似的作用。最适宜于高山草甸土  $P_0$  分解的相对湿度为 60—80%。但各土层则略有差异,  $A_s$  为 64.75%,  $A_1$  为 75.49%,  $A_{1B}$  为 59.14%。在相同湿度条件下, 不同土层  $P_0$  矿化的净释放量及分解百分率不同, 从上层到下层逐渐减少, 且它们随含水量的变化相似。不同的湿度和通气状况, 同一土层  $P_0$  净矿化量和矿化百分率亦不同。在含水量低于最适湿度时,  $P_0$  分解比率及净矿化量随湿度的升高而增加; 在含水量超过最适湿度后, 则随含水量的提高而降低。即它们随含水量呈抛物线变化。各土层  $P_0$  矿化净释放量 ( $P$ ) 与土壤含水量 ( $X$ ) 的关系分别以下列方程描述:

$$0-10\text{cm} \hat{P} = -0.005866X^2 + 0.7592X - 9.0292 \quad (5)$$

$$10-20\text{cm} \hat{P} = -0.002538X^2 + 0.3832X - 3.3783 \quad (6)$$

$$20-30\text{cm} \hat{P} = -0.002161X^2 + 0.2556X - 3.0253 \quad (7)$$

方程式 (5)、(6)、(7) 的全相关系数  $R^2$  分别为 0.996、0.981 及 0.911, 均接近 1,

说明回归效果较好。可用上述方程,以含水量(30—90%)对高山草甸土P<sub>0</sub>的净矿化量进行估算。

各土层P<sub>0</sub>净矿化的比率(P)与土壤含水量(X)的关系可分别用下列方程式描述:

$$0-10\text{cm } \dot{P}\% = (-1.0938 \times 10^{-2}) X^2 + 0.1414X - 1.6871 \quad (8)$$

$$10-20\text{cm } \dot{P}\% = (-4.8125 \times 10^{-4}) X^2 + 0.00725X - 0.6394 \quad (9)$$

$$20-30\text{cm } \dot{P}\% = (-5.2500 \times 10^{-4}) X^2 + 0.0629X - 0.8865 \quad (10)$$

③ 试验中,在理想水热条件(相对含水量70%, 35°C)下,如水热状况偏离此最适点,则各发生层P<sub>0</sub>矿化强度发生相应改变(表4)。在最适矿化条件下,各发生层的P<sub>0</sub>矿化强度为1时,则当水分和温度偏离,各发生层P<sub>0</sub>矿化强度都相应降低,其降低幅度与偏离程度有关。不同因素偏离最适状况对矿化强度的改变作用不同,即使同一因素,其偏离状况不同时,其矿化强度亦不同。各土层对水热条件偏离的反映各异,下层土壤对湿度的偏离似较敏感,而上层土壤对温度的反应相对强烈。高山土壤相对含水量常年变动在50—90%,年平均地温为0—5°C,即使在温度最高的月份,其月平均地温也很少超过4—15°C,与试验结果比较,可以看出温度条件对P<sub>0</sub>矿化强度的作用大于水分的作用。

表4 不同水热条件下有机磷矿化的相对强度

Table 4 Relative intensity of net-mineralization of organic phosphorus in defferent hydrothermal conditions.

温 度 Temperature (°C)	相对含水量(%) Relative moisture (%)	土 层 深 度 Soil depth(cm)		
		As (0—10)	A <sub>1</sub> (10—20)	A <sub>1</sub> B(20—30)
35	90	0.79	0.87	0.43
35	50	0.97	0.74	0.67
35	30	0.56	0.52	0.52
35	70	1.00	1.00	1.00
25	70	0.36	0.23	0.43
5	70	0.27	0.37	0.38

### (三) 土壤含磷有机物的性质与净矿化作用

土壤含磷有机物的成分极为复杂,至今约有近一半属何种化学类型尚不清楚。在已鉴定出的含磷有机物中,以肌醇态磷最多,其次为磷酸和核酸中的磷(Dalal, 1977),土壤有机质中碳与P<sub>0</sub>之比(C/P<sub>0</sub>)对其分解难、易有影响。当C/P<sub>0</sub>小于200,将出现磷的净矿化作用;而大于300,则发生净固定作用;处于200—300,有机质分解中既不出现磷的净固定作用,也不发生净矿化作用(Steverson, 1982; Dalal, 1977)。本试验所用土样的C/P<sub>0</sub>范围为58—732(表1),其中,高山草甸土较低(58—124),高山泥炭土较高(732),但在培育初期,土壤却出现P<sub>0</sub>的净矿化作用,且磷释放量与C/P<sub>0</sub>似无直接关系(图1及图2)。由此可见,土壤有机碳与P<sub>0</sub>总量之比,不能预测高山土壤在有机质矿化时出现净矿化或净固定的趋势。这种现象与土壤中微生物正在分解的基质C/P<sub>0</sub>与有机质C/P<sub>0</sub>平均值不同有关。



#### (四) 土壤性质与有机磷净矿化作用

试验中土壤有效磷增加量(即  $P_0$  净矿化量)与土壤碳酸盐含量的关系如图5所示。高山草甸土类在培养15天时,土壤有效磷增量( $Y$ )与土壤碳酸盐含量( $X$ )呈极显著的负相关( $r = -0.999, n = 7, P < 0.001$ ),两者的关系为  $Y = 33.2361 - 3.8135X$ 。这种相关关系可理解为,  $P_0$  分解后,磷素以无机态释放至土壤中,与环境中的  $CaCO_3$  产生物理及化学作用,呈各种不易被  $0.5mol/L NaHCO_3$  溶液提取的化合物而被固定。土壤中  $CaCO_3$  愈多,释放出的游离磷酸与其相遇的机率愈高,被固定的数量也愈多,从而表现为明显的负相关。含碳酸盐的高山草甸土,影响磷固定的机制相似,为土壤中的  $CaCO_3$ 。相同培育条件下的高山泥炭土,有效磷水平远低于高山草甸土,说明影响其磷素固定的因素除  $CaCO_3$  外,剖面中反复发生的氧化还原作用形成的大量游离铁也有作用,其结果使土壤磷素固定的强度增高,有效磷更趋于减少。

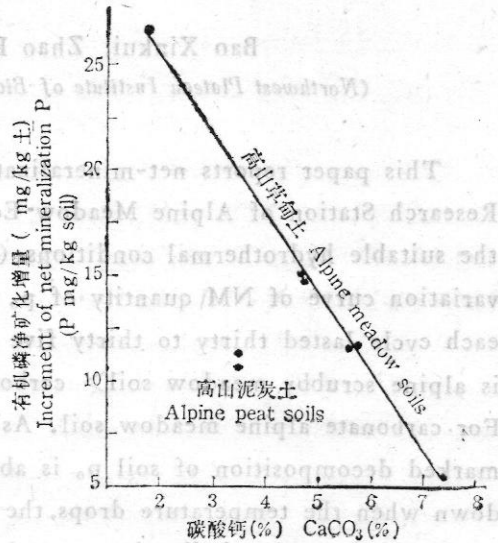


图5 碳酸钙对培育15天内有机磷净矿化增量的影响

Fig. 5 Effect of  $CaCO_3$  on increment of net-mineralization  $P_0$  within 15 days of incubation.

微生物是土壤有效磷的主要消耗者和供应者,也是磷素转化的主要因素。供试土样在培育期,  $P_0$  净矿化量( $Y$ )与试验开始时土壤有效磷( $X$ )的关系为  $Y = 3.0578X - 1.0066$  ( $r = 0.945, n = 9, P < 0.001$ ),说明在适宜矿化条件下,  $P_0$  矿化速率与土壤有效磷呈高度显著的正相关。此与有效磷含量高的土壤,易矿化的微溶性  $P_0$  较多有关。易溶性  $P_0$  与无机磷均可与土壤中铁、铝和钙同时起络合作用,在有机磷含量高的土壤中,无机磷络合的竞争力较强,使土壤中微溶态  $P_0$  游离的数量增多;同时,有效磷含量高的土壤,在培育初期能较好地满足微生物生长繁殖对磷素的要求,利于试验中土壤生物活性的恢复和增加,促使  $P_0$  矿化速率迅速提高,净释放量增多。

#### 参 考 文 献

- 左克成、乐炎舟, 1980, 青海高山草甸土的形成及其肥力评价, 土壤学报, 17 (4): 308—318。  
乐炎舟、左克成、张金霞、赵宝莲、王在模、郭建华, 1982, 海北高寒草甸生态系统定位站的土壤类型及其基本特点, 高寒草甸生态系统(夏武平主编), 甘肃人民出版社, 19—33。  
乐炎舟、鲍新奎、张金霞、赵宝莲, 1980, 高山草甸土营养物质与植物生长关系的研究, 中国草原, 3: 28—33。  
朱桂如、李家藻、唐诗声、杨涛, 1982, 海北高寒草甸生态系统定位站土壤微生物学研究1. 微生物各主要类群的组成及其数量变动。高寒草甸生态系统(夏武平主编), 甘肃人民出版社, 144—161。  
Dalal, R. C. (段平楣译), 1977, 土壤有机磷, 土壤学进展, 4: 15—28。  
Flaig, W. (陈小萱译), 1985, 土壤有机质分解的动力学, 土壤学进展, 1: 29—32。  
Steverson, F. J. (陈小萱译), 1982, 土壤有机质和养分的效应, 土壤学进展, 5: 39—44。  
Коновова, М. М. (周礼恺译), 1966, 土壤有机质, 科学出版社, 131—149。  
Parr, J. F. and H. W. Reuszer, 1959, Organic matter decomposition as influenced by oxygen level and

## NET MINERALIZATION OF ORGANIC PHOSPHORUS IN ALPINE SOIL

Bao Xinkui, Zhao Baolian and Cao Guangmin

(Northwest Plateau Institute of Biology, The Chinese Academy of Sciences)

This paper reports net-mineralization (NM) of organic phosphorus at Haibei Research Station of Alpine Meadow-Ecosystem, and the results show that under the suitable hydrothermal conditions (35°C, 70% of maximum moisture capacity) variation curve of NM quantity of  $p_0$  looks like "M" shape by two cycles, and each cycle lasted thirty to thirty five days. For all tested soil, the order of NM is alpine scrubby meadow soil > carbonate alpine meadow soil > alpine peat soil. For carbonate alpine meadow soil.  $A_s > A_1 > A_1 B$ . The temperature range of marked decomposition of soil  $p_0$  is above 25°C, and the speed of NM will cut down when the temperature drops, the lower temperature (<5°C) could take place in the net phosphorus fixation process. Near the physiological zero, temperature coefficient of P mineralization is  $Q_{10} \leq 1.02$ , but near the suitable temperature, it is  $Q_{10} \geq 2.81$  with suitable water content for every carbonate alpine meadow soil, the relationships between NM quantity (P mg/kg. soil) of  $p_0$  and cultural temperature ( $x^\circ\text{C}$ ) are:

$$A_s \quad (0-10 \text{ cm}) \quad \hat{P} = 4.0806e^{(2.50 \times 10^{-8}) X^5}$$

$$A_1 \quad (10-20 \text{ cm}) \quad \hat{P} = 3.3480e^{(2.78 \times 10^{-7}) X^4}$$

$$A_1 B \quad (20-30 \text{ cm}) \quad \hat{P} = 2.0360e^{(6.54 \times 10^{-7}) X^4}$$

With the suitable temperature (35°C), the relationships between NM quantity (P mg/kg. soil) and the percentage of maximum moisture capacity (X%) are as follows:

$$A_s \quad (0-10 \text{ cm}) \quad \hat{P} = -0.0059X^2 + 0.7592X - 9.0292$$

$$A \quad (10-20 \text{ cm}) \quad \hat{P} = -0.0025X^2 + 0.3832X - 3.3783$$

$$A B \quad (20-30 \text{ cm}) \quad \hat{P} = -0.0022X^2 + 0.2256X - 3.0253$$

For rich contained organic soil, the average ratios of C/P can not be used as indexes of the causing  $P_0$  net fixation or net mineralization.

At the beginning of fifteenth day, NM quantity of  $P_0$  has significantly positive linear correlation with available phosphorus content of soil, but it has significantly negative linear correlation with carbonate percent of soil.

**Key words:** Alpine soil; Organic phosphorus; Net mineralization,