西藏酸性土壤的酸度特征*

刘世全　张宗锦　王昌全　张世熔　邓良基
(四川农业大学资源环境学院, 四川雅安　625014)

摘　要　根据西藏 7 个土类 66 个土壤剖面 257 层土样的分析资料, 探讨酸性土的酸度特征。西藏酸性土面积约占 1/5, 主要为山地湿润森林型和高山灌丛草甸型土壤, 集中分布于藏东南地区。土壤 pH 主要决定于其潜性酸中的交换性酸, 特别是其中占优势的交换性 Al^{3+}, 而受非交换性酸的影响较小。交换性酸中 Al^{3+} 的相对比例随交换性酸总量增加而增大, 随有机质增加而减小, H^+ 的相对比例则呈相反的变化。非交换性酸主要来源于有机质(腐殖质酸性功能团缔合 H 和络合 Al 的解离)。土壤 pH 与交换性酸、非交换性酸饱和度分别呈近线性、非线性负相关, 而与盐基饱和度呈非线性正相关, 且主要受优势的交换性 Ca^{2+} 制约。

关键词　西藏; 酸性土; 交换性酸(*EA*); 非交换性酸(*NEA*); 交换性盐基(*EB*)
中图分类号　S153.1　　文献标识码　A

西藏是青藏高原的主体, 由于复杂多变的自然地理环境, 在藏东南地区形成多种独特的酸性土, 既有山地垂直带中的各种湿润森林型土壤, 也有高山灌丛草甸型土壤。它们是青藏高原生态功能最佳的土壤资源, 也是研究土壤酸度的理想材料。而已有的西藏土壤文献[1~3], 虽然涉及酸性土壤类型, 但对其酸度问题尚无全面深入的专题研究。同时在以往的土壤酸度研究中, 潜性酸(potential acid) 被传统地分为交换性酸(exchangeable acid) 和水解性酸(hydrolytic acid), 二者部分信息重迭。现在有人将潜性酸即储备酸(reserve acid) 区分为交换性酸和非交换性酸(nonexchangeable acid) 两部分[4], 为更深入研究活性酸与潜性酸的平衡及其影响因素提供了有利平台。本文旨在根据西藏土壤普查取得的大量资料, 应用统计方法, 探讨酸性土壤的酸度特征, 主要是土壤 pH(H_2O) 与交换性酸、非交换性酸、交换性盐基(exchangeable base) 及其饱和度的关系, 以及土壤有机矿质胶体对交换性酸和非交换性酸的影响。

1　材料与方法

1.1　供试土壤

系西藏土壤普查汇总的土壤骨干剖面, 包括黄壤、黄棕壤、棕壤、暗棕壤、灰化土和部分黑毡土(棕黑毡土)、草毡土(棕草毡土) 等 7 个土类 66 个剖面 257 层。土壤剖面观察和采样深度一般至 80~100 cm。

1.2　分析和方法

1.2.1　土壤分析　土壤 pH: 电位法(土水质量比 1∶5)。有机质: $K_2Cr_2O_7$ 容量法。交换性酸(*EA*): KCl 交换—中和法。阳离子交换量(*CEC*): 草酸铵—氯化铵快速法。交换性盐基(*EB*): 醋酸铵交换: Ca、Mg—原子吸收光谱法; K、Na—火焰光度法。颗粒分析(国际制): 比重计法等[5]。这些分析由西藏自治区土地管理局委托长沙土肥测试中心完成。

1.2.2　算式　土壤潜性酸度 $PA = CEC - EB$[6]; 土壤非交换性酸度 $NEA = PA - EA$[4]; 土壤交换性酸(*EA*)、非交换性酸(*NEA*) 饱和度即 *EA*、*NEA* 占 *CEC* 百分比; 土壤盐基饱和度即 *EB* 占 *CEC* 百分比。

1.2.3　统计分析　应用 SPSS10.0 for Windows 软件[7]。

2　结果与讨论

2.1　西藏酸性土壤的分布和酸度变化概况

据西藏土壤普查表土农化样分析资料统计,

* 国家"863"计划项目(990140046) 资助
作者简介: 刘世全(1936~), 男, 教授, 主要从事土壤资源调查及可持续利用研究。E-mail: zhangzj45@sina.com, Tel: 0835-2882318
收稿日期: 2004-02-18; 收到修改稿日期: 2004-06-09

pH(H_2O) < 6.5的酸性土约占土壤总面积的 20%，主要分布于藏东南地区，其中一半以上集中在林芝、昌都、山南地区。从藏东南至西北方向，酸性土分布急剧减少而后消失。酸性土以 pH4.5～5.5 的土壤为主，占 61%；其次是 pH5.5～6.5 的微酸性土占 31%；pH< 4.5 的强酸性土占 8%，几乎全部分布于林芝地区[1]。酸性土壤类型主要包括山地湿润森林型的黄壤、黄棕壤、棕壤、暗棕壤、灰化土(零星分布)和部分高山灌丛草甸型的黑毡土(棕黑毡土)、草毡土(棕草毡土)等，它们在藏东南山地自下而上构成较完整的垂直带谱[1]。按带谱顺序，供试土壤 pH(按全剖面)变化：黄壤(4.8～6.1)，黄棕壤(4.7～6.2)，棕壤(5.0～7.0)，暗棕壤(4.4～7.0)，灰化土(3.6～6.0)，黑毡土(4.5～7.0)，草毡土(4.7～6.8)，pH 呈现低—高—低—高的垂直变化；土壤盐基饱和度与之相对应(表 1)。这显然与水热—植被条件垂直变化造成的土壤盐基淋溶与生物富集相对强度的变异密切相关。

土壤剖面的 pH 变化，有 33 个土壤剖面(占 50%)的表层 pH 高于下层，其余剖面的表层与下层 pH 几乎接近，反映土体上部生物复盐基作用强于或近于盐基淋溶作用。

表 1 西藏酸性土 pH、潜性酸和交换性盐基统计资料

Table 1 Statistical data about the pH and potential acid and exchangeable base in acid soils of Tibet

土壤类型[1)] Soil type	土层数(n) Number of soil layers	统计项目 Item	pH (H_2O)	有机质 OM (g kg^{-1})	粘粒 Clay (g kg^{-1})	交换性酸 EA (cmol kg^{-1}) 总量 Total	交换性酸 EA (cmol kg^{-1}) Al^{3+} %	交换性盐基 EB (cmol kg^{-1}) 总量 Total	交换性盐基 EB (cmol kg^{-1}) Ca^{2+}	交换量 CEC (cmol kg^{-1})	非交换酸 NEA (cmol kg^{-1})	盐基饱和度 BS(%)
黄壤(4) Yellow earths	14	范围 Range	4.8～6.1	5～184	70～230	0.3～5.3	65～98	1.0～18.0	0.6～14.0	6.0～39.0	1.0～10.0	11～91
		均值 Average		68±57	169±79	2.1±2.0	86±12	8.5±6.0	6.0±6.0	15.1±9.0	2.5±3.0	70±21
黄棕壤(5) Yellow-brown earths	22	范围 Range	4.7～6.2	4～245	42～310	0.3～7.8	58～98	1.0～28.0	0.1～11.0	3.0～39.0	1.0～21.0	10～76
		均值 Average		66±66	119±79	2.6±2.0	88±11	4.9±6.0	3.7±5.0	17.3±10.0	10.2±8.0	31±23
棕壤(7) Brown earths	25	范围 Range	5.0～7.0	5～218	68～250	0.1～6.6	63～98	1.0～32.0	1.0～14.0	8.0～40.0	0.2～17.0	8～97
		均值 Average		73±52	126±37	1.9±2.0	84±12	8.2±7.0	6.7±6.0	17.8±7.0	7.8±5.0	48±32
暗棕壤(16) Dark-brown earths	63	范围 Range	4.7～7.0	5～413	31～243	0.2～7.6	53～98	2.0～24.0	1.0～20.0	5.0～74.0	0.1～17.0	14～98
		均值 Average		76±87	125±52	2.1±3.0	79±14	11.0±13.0	8.6±10.0	18.8±14.0	5.6±8.0	60±29
灰化土(4) Podzolic soils	20	范围 Range	3.6～6.0	6～272	54～180	0.6～15.0	72～97	1.0～8.0	0.1～6.0	5.0～34.0	2.0～20.0	11～37
		均值 Average		87±73	111±44	5.2±4.0	92±7	2.6±2.0	1.6±1.0	21.4±12.0	13.5±9.0	15±10
黑毡土(20) Dark felty soils	73	范围 Range	4.5～7.0	3～326	27～272	0.1～6.8	55～98	2.0～57.0	0.7～46.0	5.0～58.0	0.1～16.0	12～99
		均值 Average		79±75	142±56	1.6±2.0	78±18	12.0±12.0	9.4±10.0	18.4±12.0	5.0±5.0	58±29

续表

土壤类型[1)] Soil type	土层数(n) Number of soil layers	统计项目 Item	pH (H_2O)	有机质 OM	粘粒 Clay	交换性酸 EA (cmol kg^{-1}) 总量 Total	交换性酸 EA (cmol kg^{-1}) Al^{3+} %	交换性盐基 EB (cmol kg^{-1}) 总量 Total	交换性盐基 EB (cmol kg^{-1}) Ca^{2+}	交换量 CEC	非交换酸 NEA	盐基饱和度 BS(%)
				——(g kg^{-1})——						—(cmol kg^{-1})—		
草毡土(10) Felty soils	40	范围 Range	4.7~6.8	2~95	30~209	0.2~1.9	60~92	1.0~26.0	1.0~21.0	3.0~30.0	0.1~9.0	26~98
		均值 Average		41±41	123±53	0.7±0.5	78±10	7.6±6.0	6.3±5.3	11.2±7.0	2.9±3.0	65±22
总体(66) total	257	范围 Range	3.6~7.0	2~413	27~310	0.1~7.8	53~98	1.0~57.0	0.1~46.0	3.0~74.0	0.1~21.0	8~99
		均值 Average		71±71	130±57	2.0±2.4	81±15	9.0±11.0	7.4±8.3	17.3±11.0	6.2±7.0	53±31

1) 括号中为剖面数 The data in the brackets are number of profiles

2.2　土壤 pH 与潜性酸的关系

2.2.1　土壤潜性酸的区分和变化　根据土壤酸度理论, 土壤 pH(< 7.0) 代表活性酸的强度, 活性酸即土壤溶液中的 H^+, 它与潜性酸处于动态平衡。

土壤潜性酸(PA)或称总酸度(potential total acidity), 是 CEC 与交换性盐基(EB)总量之差[6], 或称储备酸, 指与土壤固相有关的全部滴定酸, 包括交换性酸(EA)和非交换性酸(NEA)两部分[4], 亦即一系列不同 pKa 值胶体酸或"酸胶基"的混合物[8]。EA 是 pKa 值较低的部分 PA, 即在 pH5.5~6.0 (1mol L^{-1}) KCl 溶液浸提中可交换释放的 H^+、Al^{3+}, 而以交换性 Al^{3+} (E-Al^{3+}) 占优势, 在供试土壤中其百分比变化于 53%~98% (表 1)。交换性 H^+ (E-H^+) 也占有一定比例, 变化于 2%~47%。按 E-H^+ 占 EA 百分比的频率统计, E-H^+ < 5%、5%~20% 和 20%~47% 的频率分别为 18%、42%、40%。大体上与我国南方主要酸性土的研究结果[9]一致。

土壤交换性 H^+、Al^{3+} 的变化较大, 首先是与 EA 总量即酸性强度有关。由图 1a 可见, 交换性 H^+、Al^{3+} 均随 EA 总量的增加而增加, 但 E-Al^{3+} 增加迅速, E-H^+ 增加缓慢, 换言之, EA 的增加主要是由于交换性铝增加所致。从相对比例来看, 随着 EA 的增加 E-Al^{3+} 所占比例增加, E-H^+ 比例相应减小, 并且它们彼此在 EA < 5cmol kg^{-1} 的低值区变化较大, 其后变化趋缓直至低限或高限值(图 1b)。这表明土壤的酸性强度主要随其交换性 Al^{3+} 及其相对比

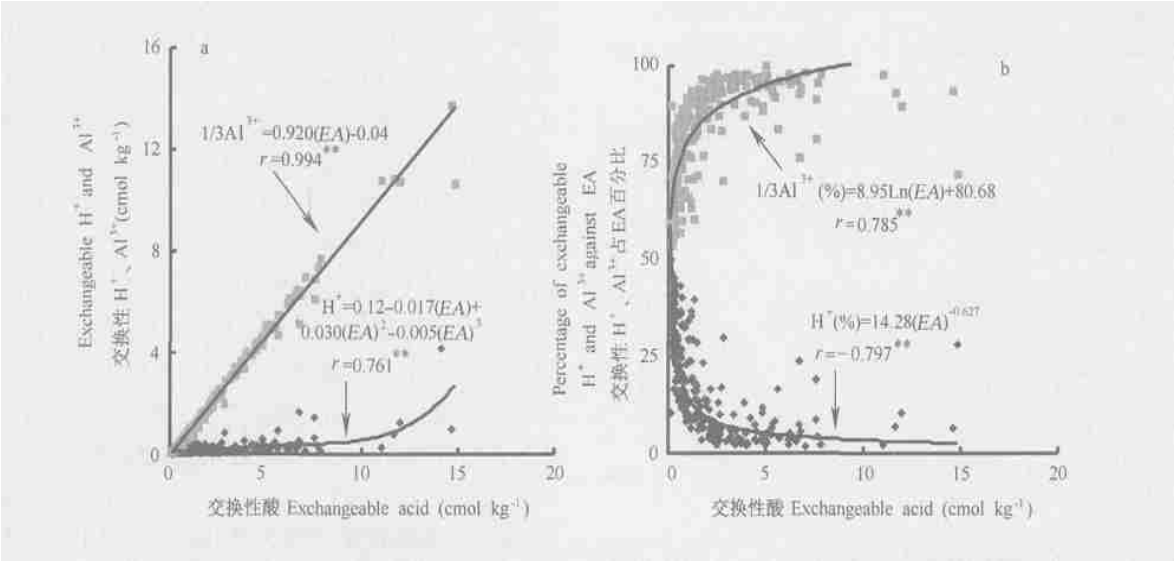

图 1　土壤交换性 H^+、Al^{3+} 与交换性酸(EA)的关系(土层数 n= 257)

Fig 1　Relationship between exchangeable H^+, Al^{3+} and exchangeable acid (EA) in soils

例的增加而加强。

NEA 是 p*K*a 值较大的部分 *PA*，即在 pH7.0 或 8.2 条件下才交换释放的 H^+、Al^{3+} [6]，有人称为共价键连H 和 Al(covalent bond H and Al)[12,13]；主要是部分腐殖质酸性功能团缔合 H(associated H) 和有机-Al^{3+} 络合物(complexes)[4]。供试土壤 *EA* 和 *NEA* 分别平均为 2.0±2.4 和 6.2±7.0 cmol kg^{-1}(表 1)，即 *EA*< *NEA*，其变异系数分别为 120% 和 113%。

2.2.2 土壤 pH 与交换性酸(*EA*)及非交换性酸(*NEA*)的关系 相关分析表明，土壤 pH 与 *EA*、*NEA*(cmol kg^{-1})均呈极显著负相关，但 pH 与 *EA* 的相关显著性比 pH 与 *NEA* 的高(表 2)。全部供试土壤的模拟回归方程(土层数 $n=257$)：$pH=6.22-0.141EA-0.024NEA$(复相关系数 $R=0.759$；偏相关系数 $r(EA)=-0.520^{**}$，$r(NEA)=-0.276^{**}$，下同)，式中的偏回归系数 *EA*(0.141) 约为 *NEA*(0.024) 的 5.9 倍，表明 *EA* 对 pH 变化的贡献比 *NEA* 大得多。换言之，在土壤活性酸与潜性酸的动态平衡中，pH 主要决定于 *EA*，而 *NEA* 只起次要作用。再将 *EA* 分解为交换性 H^+、Al^{3+}(cmol kg^{-1})两部分参加统计，一般回归方程为：$pH=6.21-0.1491/3Al^{3+}-0.055H^+-0.023NEA$($R=0.760$；$r(Al^{3+})=-0.445^{**}$，$r(H^+)=-0.016$，$r(NEA)=-0.253^{**}$)，而逐步回归方程(最优回归方程)为：$pH=6.20-0.1551/3Al^{3+}-0.023NEA$($R=0.760$；$r(Al^{3+})=-0.514^{**}$，$r(NEA)=-0.253^{**}$)。因此，土壤 pH 又主要决定于 *EA* 中的交换性 Al^{3+}，这再次说明土壤酸性强度与交换性铝的紧密联系[8,10,11]。表 2 还表明，虽然 7 类供试土壤的 pH 与 *EA*、*NEA* 的偏相关系数 *r* 总体上均达到极显著水平，但各类土壤的表现有所不同。棕壤、黑毡土、草毡土的 pH 与 *EA*、*NEA* 的相关性均达到显著、极显著水平，但棕壤、黑毡土模拟回归方程的偏回归系数 $b_1(EA)>b_2(NEA)$，而草毡土则相反。黄壤、暗棕壤、灰化土的 pH 仅与 *EA* 呈极显著相关，而与 *NEA* 则无相关性或相关性不显著。黄棕壤又是另一种表现，即其 pH 与 *NEA* 显著相关，但与 *EA* 的相关性反而不显著。

表 2 西藏酸性土 pH 与交换性酸(*EA*)、非交换性酸(*NEA*)的相关性

Table 2 Correlation of pH with *EA* and *NEA* in acid soils of Tibet

土壤类型[1)] Soil type	模拟逐步回归方程 (*EA*、*NEA*, cmol kg^{-1}) Gradual regressive equation	复相关系数 Complex correlation *R*	偏相关系数 *r* Partial correlation	
	$pH=a+b_1EA+b_2NEA$		*EA*	*NEA*
黄 壤(14) Yellow earths	$5.93-0.221EA$	0.916	-0.782^{**}	-0.375
黄棕壤(22) Yellow-brown earths	$5.88-0.049NEA$	0.809	-0.342	-0.503^{*}
棕 壤(25) Brown earths	$6.74-0.166EA-0.055NEA$	0.848	-0.606^{**}	-0.571^{**}
暗棕壤(63) Dark-brown earths	$6.22-0.175EA$	0.732	-0.552^{**}	-0.001
灰化土(20) Podzolic soils	$5.56-0.087EA$	0.809	-0.742^{**}	-0.328
黑毡土(73) Dark felty soils	$6.32-0.188EA-0.039NEA$	0.811	-0.631^{**}	-0.394^{**}
草毡土(40) Felty soils	$6.64-0.087EA-0.339NEA$	0.791	-0.347^{*}	-0.426^{**}
总体(257) Total	$6.22-0.141EA-0.024NEA$	0.759	-0.520^{**}	-0.276^{**}

1) 括号中为土层数 The data in the brackets are number of layers

酸性土 pH 既与潜性酸度呈负相关，又与交换性盐基(*EB*)总量呈正相关，综合正、负两方面的模拟回归方程为：$pH=6.11-0.129EA-0.024NEA+0.010EB$($n=257$，$R=0.774$)，pH 与 *EA*、*NEA* 及 *EB* 的偏相关系数分别为 -0.489^{**}、-0.275^{**} 及 0.231^{**}；按偏回归系数(b)，三者对 pH 变化的(正、负)贡献：*EA*(0.129) ≫ *NEA*(0.024) > *EB*(0.010)，同样突出表现了 *EA* 对 pH 的主导作用。

2.3 土壤潜性酸与有机矿质胶体的关系

土壤有机质(腐殖质)和粘粒矿物组成的有机矿质胶体，既是吸持阳离子的载体，也是酸性土解离释放 H^+、Al^{3+} 离子的"胶体酸"[8]，从而影响潜性酸。由表 3 可见，土壤 *EA*(cmol kg^{-1})与粘粒含量(g kg^{-1})无关，与有机质含量(g kg^{-1})除灰化土、暗棕壤呈极显著正相关外，其余土壤也无相关性，说明交换性酸度一般与土壤胶体组成和数量无关。但是，*EA* 中交换性 H^+、Al^{3+} 的相对比例则与有机质含量(*OM*)有关。由图 2 可见，随土壤有机质含量增加，*EA* 中 H^+ 百分比增加，Al^{3+} 百分比减小，二者呈反向变化，表明有机质既是交换性 H^+ 的主要来源，又对交换性 Al^{3+} 有限制作用[9]，可能主要是络合作用[6,11]。然而交换性 H^+、Al^{3+} 的相对比例与 *EA*(cmol kg^{-1})的相关系数(分别为 -0.797^{**} 和 0.785^{**}，图 1b)，比其与有机质含量(g kg^{-1})的相关系数(分别为 0.196^{**} 和 -0.194^{**}，图 2)高得多，表明交换性 H^+、Al^{3+} 的相对比例，主要受 *EA* 总量即酸性强度制约，同时也受制于有机质含量。

表 3　西藏酸性土潜性酸与有机质、粘粒偏相关系数

Table 3　Partial correlative coefficient of potential acid with OM and clay in acid soils of Tibet

土壤类型[1)] Soil type	交换性酸(*EA*) Exchangeable acid		非交换性酸(*NEA*) Nonexchangeable acid	
	有机质 OM	粘粒 Clay	有机质 OM	粘粒 Clay
黄　壤(14) Yellow earths	0.263	0.398	0.742**	0.368
黄棕壤(22) Yellow-brown earths	0.403	−0.206	0.603**	−0.278
棕　壤(25) Brown earths	0.325	−0.062	0.627**	0.067
暗棕壤(63) Dark-brown earths	0.373**	−0.187	0.506**	−0.254*
灰化土(20) Podzolic soils	0.626**	0.218	0.761**	−0.612**
黑毡土(73) Dark felty soils	0.031	0.034	0.331**	0.136
草毡土(40) Felty soils	0.001	0.098	0.230	0.138
总体(257) total	0.311**	−0.046	0.468**	−0.159*

1) 括号中为土层数 The data in the brackets are number of layers

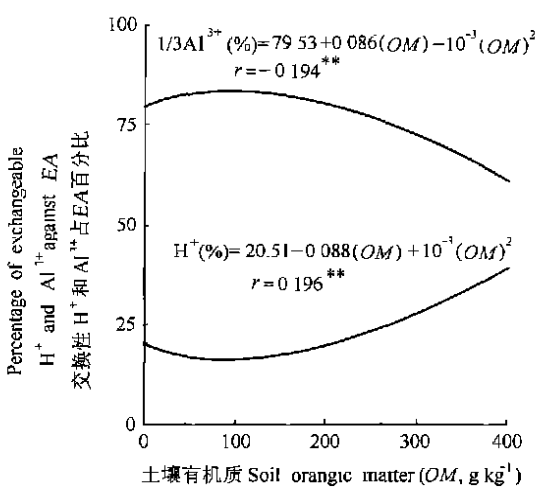

图 2　土壤交换性 H^+、Al^{3+} 占 *EA* 百分比与有机质含量关系

Fig 2　Relationship of percentage of exchangeable H^+ and Al^{3+} against *EA* with OM of soils

土壤 *NEA* 与有机质含量呈正相关, 除草毡土(可能因腐殖化程度较低) 外, 其余 6 类土壤均达极显著水平; 而与粘粒含量无关或呈负相关(表 3)。这与作者以往关于西藏察隅土壤交换性酸度与有机质含量无关, 而水解性酸度(*EA* + *NEA*) 则与之呈正相关的研究结果[3] 是一致的。表明 *NEA* 主要来源于有机质(腐殖质), 即是说腐殖质酸性功能团缔合 H 和络合 Al 的解离可能是 *NEA* 的主要来源。同时由于羧基的 p*K*a 值为 3~ 5, 酚羟基的 p*K*a 值为 9~12[4], 故 *NEA* 的 H^+ 可能主要来源于酚羟基的缔合 H, 其大部分须在 pH7.0 或 8.2 时才解离并参与阳离子交换反应[6]。

2.4　土壤 pH 与交换性盐基的关系

2.4.1　土壤 pH 与盐基饱和度　　土壤盐基饱和度(*BS* 即*EB* 占 *CEC* 的百分比) 与潜性酸(*PA* = *EA* + *NEA*) 饱和度(即 *PA* 占 *CEC* 百分比) 是互补关系。从图 3 可见, 土壤 pH 与 *EA* 饱和度为近线性负相关, 与 *NEA* 饱和度为非线性负相关, 而与 *BS*(%) 为非线性正相关, 因此, 可以说 pH 与 *BS*(%) 的非线性关系, 主要归因于 pH 与 *NEA* 饱和度的非线性关系。同时 *EA* 先于*NEA* 而在 pH7.0 之前消失。有研究认为, 典型酸性土的 *EA*/*CEC* 比率(相当于 *EA* 饱和度) 在 pH 4.5~ 5.5 呈近直线降低至零[6]。

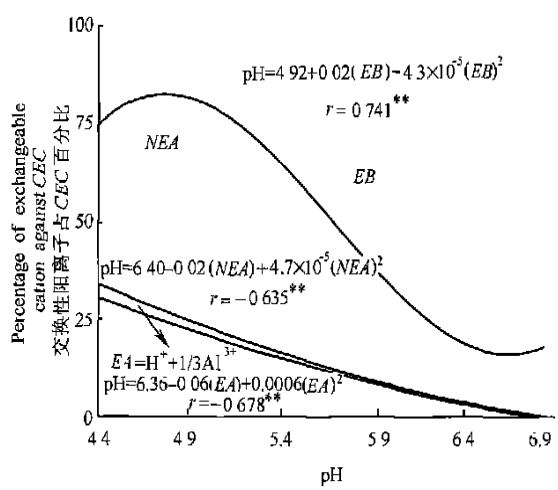

图 3　土壤 pH 与交换性阳离子饱和度(%) 的关系

Fig. 3　Relationship between pH and cation saturation (percentage) of soils

2.4.2　土壤 pH 与交换性盐基组成　　西藏酸性土交换性盐基以 Ca^{2+} 占优势, 各种盐基占其总量的比例顺序是: $Ca^{2+} \gg Mg^{2+} \gg K^+ > Na^+$ (表 4), 而其离子饱和度(即占 *CEC* 百分比) 分别为

40.9(±25.8)%, 7.7(±5.4)%, 2.3(±2.0)%, 1.7(±1.8)%。全部供试土壤的pH与*BS*(%)均呈极显著正相关($r=0.744^{**}$);作土壤pH与Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^{+}、Na^{+}饱和度(即Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^{+}、Na^{+}占*CEC*百分比)的多元回归分析,一般模拟回归方程为: $pH=5.02+0.018\ Ca^{2+}(\%)-0.002\ Mg^{2+}(\%)+0.011(K^{+}+Na^{+})(\%)$(土层数$n=257$,复相关系数$R=0.751$)。由于总体上土壤pH仅与$Ca^{2+}$饱和度呈极显著正相关(偏相关系数$r=0.622^{**}$),而与$Mg^{2+}$、$K^{+}$、$Na^{+}$饱和度没有相关性(表4),因此其逐步回归方程为: $pH=5.05+0.018Ca^{2+}(\%)$($n=257$, $r=0.749$)。由此可见,西藏酸性土pH与*BS*(%)的正相关,总体上主要决定于pH与Ca^{2+}饱和度的正相关。但不同土壤类型有所变化: 黄壤pH与Ca^{2+}、Mg^{2+}饱和度的r值较高,但均未达到显著水平; 黄棕壤、灰化土、草毡土pH与Ca^{2+}、Na^{+}饱和度的r值均达到显著至极显著水平; 棕壤、暗棕壤、黑毡土pH只与Ca^{2+}饱和度的r值达到显著水平。概而言之,西藏酸性土pH与盐基饱和度的关系在总体上主要受Ca^{2+}饱和度制约,但有些土壤在不同程度上还分别或共同受Na^{+}、Mg^{2+}等饱和度的影响,表现出复杂多样的情况。

表4 西藏酸性土交换性盐基组成和pH与盐基离子饱和度的相关性

Table 4 Composition of exchangeable base (*EB*) and correlation of pH with base ion saturation in acid soils of Tibet

土壤类型[1)] Soil type	交换性盐基组成(占盐基总量百分比) Composition of exchangeable base(%)				pH与盐基离子饱和度(*EB*占*CEC*百分比)的相关系数r Correlation coefficient of pH with base ion saturation(percentage against *CEC*)				
	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}	总量 Total	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}
黄 壤(14) Yellow earths	61.0	18.3	10.1	10.6	0.873**	0.546	0.324	0.004	0.075
黄棕壤(22) Yellow-brown earths	64.3	20.8	7.0	7.9	0.658**	0.607**	0.170	-0.600**	0.747**
棕 壤(25) Brown earths	77.5	13.3	6.2	3.0	0.834**	0.526*	-0.032	-0.197	0.356
暗棕壤(63) Dark-brown earths	74.2	16.3	5.7	3.8	0.703**	0.486**	0.103	0.219	0.031
灰化土(20) Podzolic soils	56.7	16.6	14.8	11.9	0.513**	0.503*	-0.406	0.133	0.592*
黑毡土(73) Dark felty soils	76.2	15.0	5.3	3.5	0.759**	0.566**	0.038	-0.160	0.176
草毡土(40) Felty soils	81.0	11.9	3.2	3.9	0.482**	0.566**	-0.184	-0.007	0.350*
总 体(283) Total	73.1	15.5	6.3	5.0	0.744**	0.622**	-0.012	0.017	0.076

1) 括号中为土层数 The data in the brackets are number of layers

3 结 论

1) 西藏酸性土约占土壤总面积的1/5,主要为山地湿润森林型和高山灌丛草甸型土壤,集中分布在藏东南地区; pH<4.5、4.5~5.5和5.5~6.5三级酸性土分别占8%、61%和31%。

2) 在土壤活性酸和潜性酸的动态平衡中,pH与*EA*、*NEA*呈负相关,与*EB*呈正相关,但回归方程的偏回归系数(b)表明: pH的变化主要取决于*EA*,而受*NEA*和*EB*的影响较小。

3) 土壤*EA*以交换性Al^{3+}占优势,交换性H^{+}也占有一定比例。二者的相对比例随*EA*总量而变化,即随着*EA*增加,其中Al^{3+}所占比例增大,H^{+}比例减小。因此,土壤*EA*的增加主要归因于交换性Al^{3+}的增加; 土壤pH与*EA*的相关性也主要归因于

pH 与交换性 Al^{3+} 的相关性。

4) 土壤 *EA* 总体上与有机质含量无关。但交换性 H^+、Al^{3+} 的相对比例随有机质增加而反向变化: 即 H^+ 的比例增加, 而 Al^{3+} 的比例减小。表明有机质既是交换性 H^+ 的来源, 又对交换性 Al^{3+} 有限制作用, 主要是络合作用。土壤 *NEA* 一般大于 *EA*。*NEA* 与有机质含量呈正相关, 而与粘粒含量无关或呈负相关, 表明 *NEA* 主要来源于有机质——可能是腐殖质酸性功能团羧基、酚羟基等缔合 H 和络合 Al 的解离。

5) 土壤 pH 与 *EA* 饱和度呈近于线性(负) 相关, 与 *NEA* 饱和度呈非线性(负) 相关。因此 pH 与盐基饱和度的非线性(正) 相关主要归因于 pH 与 *NEA* 饱和度的非线性(负) 相关。

6) 西藏酸性土交换性盐基以 Ca^{2+} 占优势。土壤 pH 与 *BS*(%) 的正相关, 总体上主要受优势的交换性 Ca^{2+} 的制约, 但有些土壤又在不同程度上分别或共同受交换性 Na^+、Mg^{2+} 等的影响。

参 考 文 献

[1] 李建平, 姚祖芳, 刘世全, 等. 西藏自治区土壤资源. 北京: 科学出版社, 1994. 476~ 482. Li J P, Yao Z F, Liu S Q, *et al*. Soil Resource of Tibet (In Chinese). Beijing: Science Press, 1994. 476~ 482

[2] 高以信, 陈鸿昭, 吴志东, 等. 西藏土壤. 北京: 科学出版社, 1989. 65~ 229. Gao Y X, Chen H Z, Wu Z D, *et al*. Tibet Soil (In Chinese). Beijing: Science Press, 1989. 65~ 229

[3] 刘世全. 西藏察隅河谷宜茶土壤的主要理化性质. 土壤通报, 1986, 17(1): 16~ 17. Liu S Q. The major physical and chemical properties of soil fit for tea planting in Chayu County of Tibet (In Chinese). Chinese Journal of Soil Science, 1986, 17(1): 16~ 17

[4] 李学垣. 土壤化学. 北京: 高等教育出版社, 2001. 29, 213~ 216. Li X Y. Soil Chemistry (In Chinese). Beijing: Press of Higher Education, 2001. 29, 213~ 216

[5] 李开西主编. 土壤农业化学常规分析方法. 北京: 科学出版社, 1989. 42~ 189. Li K Q. ed. Routine Analytic Method of Agricultural Chemistry in Soils (In Chinese). Beijing: Science Press, 1989. 42~ 189

[6] Garrison S. The Chemistry of Soils. Oxford, Oxford University Press, 1989. 209~ 222

[7] 三味工作室. SPSS10. 0 for Windows. 北京: 希望电子出版社, 2001. Sanwei Studio. SPSS10.0 for Windows (In Chinese). Beijing: Hope Electronic Press, 2001

[8] 于天仁. 土壤化学原理. 北京: 科学出版社, 1987. 325~ 363. Yu T R. Principle of Soil Chemistry (In Chinese). Beijing: Science Press, 1987. 325~ 363

[9] 孔晓玲, 季国亮. 我国南方土壤的酸度与交换性氢铝的关系. 土壤通报, 1992, 23(5): 203~ 204. Kong X L, Ji G L. Relationship between exchangeable hydrogen aluminium and acidity of soils in the south of China (In Chinese). Chinese Journal of Soil Science, 1992, 23(5): 203~ 204

[10] 凌云宵, 于天仁. 土壤酸度与代换性氢铝的关系. 土壤学报, 1957, 5(3): 234~ 246. Ling Y X, Yu T R. Relationship between soil acidity and exchangeable H and exchangeable Al (In Chinese). Acta Pedologica Sinia, 1957, 5(3): 234~ 246

[11] 于天仁, 陈志诚. 土壤发生中的化学过程. 北京: 科学出版社, 1990. 96~ 101. Yu T R, Chen Z C. Chemical Processes in Soil (In Chinese). Beijing: Science Press, 1990. 96~ 101

[12] 黄昌勇. 土壤学. 北京: 中国农业出版社, 2001. 171~ 173. Huang C Y. Pedology (In Chinese). Beijing: Chinese Agricultural Press, 2001. 171~ 173

[13] Brady N C. The Nature and Properties of Soils, 11st Ed. New York: Macmillan Publishing Co, 1990. 343~ 355

[14] Bolt G H, Bruggenwert M G M. Soil Chemistry A. Basic Elements. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1991. 85~ 97

[15] Helling C S G, Chesters H B. Contributions of organic matter and clay to soil cation exchange capacity as affected by pH of the saturating solution. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1964, 28: 517~ 520

ACIDITY OF ACID SOILS IN TIBET

Liu Shiquan Zhang Zongjin Wang Changquan Zhang Shirong Deng Liangji
(Colloge of Resources and Environment, Sichuan Agricultural University, Yaan, Sichuan 625014, China)

Abstract Based on the analytic data of soil samples collected from 257 soil layers of 66 soil profiles under 7 soil types in Tibet, characteristics of the acidity of the acid soils were explored. Acid soils, accounting for one-fifth of the total land area of Tibet, are mainly distributed in the southeast of Tibet, under the vegetation of mountain humid forests and alpine shrubby-meadows. Soil pH is determined mainly by exchangeable acid in potential acid, especially, exchangeable Al^{3+}, which is in dominancy, while non-exchangeable acid has less impact on that. The proportion of exchangeable Al^{3+} increases with the increase in exchangeable acid, but decreases with the increase in OM. However, the relative proportion of exchangeable H^{+} shows a reverse trend Non exchangeable acid comes mainly from OM (through disassociation of H and Al from humic acidic functional groups). Soil pH is in near linear negative correlation with the saturation of exchangeable acid and in non-linear one with the saturation of nonexchangeable acid, but in nonlinear positive correlation with base saturation, which is mainly restrained by the dominant exchangeable base Ca^{2+}.

Key words Tibet; Acid soils; Exchangeable acid(*EA*); Nonexchangeable acid(*NEA*); Exchangeable base(*EB*)