

西藏高原高山草甸土和亚高山草甸土 的形成条件和发生特点*

何同康

(中国科学院土壤研究所, 中国科学院西藏综合考察队)

在山区森林线以上, 山地草甸植被下发育的土壤, 通称“山地草甸土”。H. A. Боро-
словский(1897、1902) 和 В. В. Докучаев (1899) 首先将其做为特殊的发生土类划分出
来^[1,2]。我国早期有关论著^[3-7]多以“高山草原土”称之, 在1954年的土壤分类表^[8]中, 才
“首次分出了……山地草甸土”^[9]。

山地草甸带如拥有较大的垂直分布空间时, 可细分为高山草甸和亚高山草甸带。地
理景观的不同, 不仅反映在植被的差异上^[10], 土壤形成条件也有不同^[1,2,11-14]。因此, 很多
人认为, 高山和亚高山土壤可以是不同的土类或亚类^[12]。过去, 一般均将这两种土壤归属
在亚类一级, 而统一在“山地草甸土”类之下^[1,2,8,11,12,13,15], 或纳入“高山腐殖质土”^[14]或“高
山植毡土”^[10]类之中。显然, 这样的分类是不能令人满意的, 并且, 在地理分布的规律上,
在形成过程的实质上, 研究得都很不够。

西藏高原是全球高地之冠, 无疑可为“山地草甸土”的研究提供有利条件。但是过去
的研究工作极少, 有关文献中只提出山地草甸土是本区主要发生土类之一, 并未细加分
类; 同时在命名上也不统一, 有人称为山地草甸土^[9,17], 也有人称为高山草甸土^[18]。

近年来, 笔者在西藏高原做了一些调查研究, 初步认为这个地区的高山草甸土和亚高
山草甸土各具特殊的土壤形成条件和发生特点。现简略报道如后, 以供参考, 并求指教。

一、高山草甸土的形成条件及其发生

西藏高原隆起于第三纪中叶, 曾经第四纪冰川和其它外力的强烈改造。四周为喜马
拉雅、喀喇昆仑、唐古拉和横断山等诸大山脉所环绕; 冈底斯-念青唐古拉山横贯中部, 成
为西藏境内南、北之分野; 各地海拔高度多在4,000米以上。在内、外营力不同强度的长
期作用下, 藏北呈高原-低山外貌, 藏南及东部地区为高山与深谷相间。

高原隆起, 不但对东亚大气环流有巨大影响, 其本身亦获得特殊的气候条件。由于暖
湿的西南季风为喜马拉雅山所阻滞, 苟有伸入, 余泽所及有限, 故除南缘及东部西北-东南
向平行纵谷地区较为温湿外, 皆属干寒之境。与此相应, 高山草甸土和亚高山草甸土, 仅
分布于东、南部的山地上部和藏北高原的东部地区。

高山草甸土一般分布在海拔4,700—5,200米的高度上, 上承高山寒漠土带, 下接亚高

* 本文在文振旺先生指导下写成; 土壤资料系西藏队土壤组全体同志收集, 特别是刘朝瑞同志给与了多方协助;
植物资料主要由本队植物组王金亭同志供给; 腐殖质组成, 为土壤所纽季文、唐永良等同志的研究结果, 并对本
文提出许多宝贵意见; 理化分析和插图清绘, 由本所土壤地理室分析室和绘图室惠于承担, 谨致谢意。

山草甸土带。本带在较为暖湿的喜马拉雅山南坡和东部地区，由于雪綫和高山寒漠土带的下降或亚高山草甸土带的抬升¹⁾，受到不同程度的抑制；但在緯度较高和比较干寒的藏北高原东部，却得到充分的扩展，甚至下延到 4,400 米的高度；往西，强烈的干旱促进了高山草原土带的发生和本带的尖灭。

不同地区中相同海拔高度上高山草甸土带的形成与否及其寬窄，取决于土壤形成条件的特点。

高山草甸土的分布地区除在藏北高原外，一般地形均较陡峭。当山体绝对高度超过森林郁閉綫而又有亚高山草甸土带的垂直空间存在时，就具备适宜高山草甸土发生的生物气候环境。其次，地面坡度、坡向和坡形，对高山草甸土的形成也有重大影响。坡度较大、阳向坡、凸形坡等，有利于融冻交替作用的强烈进行，从而导致草皮层破坏并促进草原化过程的发展。其结果，使土壤发育緩滞，土带实际分布空间亦受压缩。A. B. Costin^[20]指出，高山土壤的发育程度和土带寬窄，常为地形所决定，而高原最为有利。

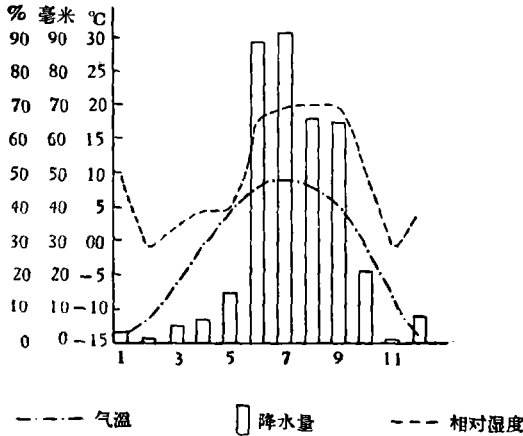


图1 高山草甸土带主要气候指标年变化

高山草甸土带的气候特点是终年寒冷而较干旱(图1)。土壤冻结期长达半年²⁾，季节冻层厚度超过150厘米³⁾；并且，还有在第四纪冰期形成而现仍以岛状或带状分布的残留常年冻层^[21]。

高山草甸土带的植被组成以嵩草(*Cobresia pygmaea*, *C. capillifolia* 等)为主，伴生有萎陵菜(*Potentilla* spp)、蒿(*Artemisia* spp)、紫针茅(*Stipa purpurea*)、马先蒿(*Pedicularis alaschanica*)、高山早熟禾(*Poa alpina*)等；垫状点地梅(*Androsace tapete*)和苔状蚤缀(*Arenaria muscifformis*)有较普遍的分布；灌木已基本绝迹，偶见，亦极低矮。此外，在地表，常有低等植物依附。植被外貌具有草从低矮、组成单纯、分层不显和垫状植物颇为触目等特征。必须着重指出，高山草甸植物强大根系交织而成的草皮层，在土壤形成上具有重要作用；并且是剖面构造单元之一和发生学特征的反映。

在高山草甸土中，穴居动物数量不多，活动密度亦小，从未发现蚯蚓及其活动痕迹。显然，持续期较长的严寒和冻结，是决定性的限制因素。

成土母质以砂岩、頁岩、板岩和干枚岩等的残积和坡积物为主，亦有石灰岩风化物 and 第四纪冰碛-洪积物。除石灰岩外，不同母岩对本类土壤的形成过程和性征无突出的影响。

据对我国冰川^[19]和西藏自然区域^[18]的研究，以及从土壤发育阶段来看，高山草甸土的绝对年龄和相对年龄，均较亚高山草甸土为小。O. H. Михайловская 在高加索等地区

1) 雪綫下降，与水汽来源较多有关^[19]，高山寒漠土带下延，是受冷空气下沉和地形陡峭度的影响；亚高山草甸土带的抬升，则系东部地区河谷中干、暖气候条件所引起。
 2) 据黑河气象站冻土观测记录。
 3) 因冻土器长度仅150厘米，但据冬季土方作业所见，300厘米处亦冻结。

的研究中亦曾提出类似的论点^[1]。

高山草甸土的剖面形态特征是: (1)剖面构造为 A_s (草皮层)—— A_1 (腐殖质层)—— A_1/B (腐殖质过渡层)——C(母质层)型, A_1 层有较好的发育; (2)草皮层厚5—10厘米, 性松脆, 腐殖质层厚度为10—20厘米, 剖面总厚度仅40厘米左右; (3)植根分布的绝对深度和密度不大, 但因剖面总厚度小, 故有相对下延较深的特点; (4)上部浅灰棕色, 往下变暗, 在 A_1/B 层出现最暗的色泽(暗灰棕色), 至母质又复呈淡色, 层次间过渡不甚明显; (5)上部结构为粒状—扁核状, 下部以扁核状—小块状结构居多, 冰冻作用使大结构体常具片状层理; (6)质地可由中壤至砂壤, 但以轻壤居多; (7)新生体不易发现, 下部结构体内外色泽虽有分化, 但表面无发亮之胶膜。

现以 T_N-5 剖面为例, 该剖面位于藏北高原的低山顶部, 海拔4,490米, 母质为砂岩风化残积物。

- A_s 0—7 厘米 浅灰棕色草皮层, 干燥, 外似密实, 实则松脆, 刀刃易入, 下部挟少量轻壤质矿质土, 粒状结构, 草皮层表面有地衣等低等植物的干卷残体。
- A_1 7—13 厘米 灰棕色中壤土, 稍润, 有大量草根, 粒状—扁核状结构, 土粒为根网所盘结, 似松而不散, 稍紧实, 结构内外均为腐殖质所均匀渲染。
- A_1/B 13—30 厘米 暗灰棕色中壤土, 稍湿润, 夹有少量母岩碎片和细砂, 扁核状—小块状结构, 较大结构体上具有片状层理, 结构内色泽稍淡, 外侧色暗, 但无胶膜光泽, 较上层坚实, 与上下层间的过渡较明显。
- C 30—40 厘米 浅棕黄色中壤土, 夹有大量侏罗纪砂岩的风化碎片, 偶见残根。
- 全剖面无泡沫反应。

石灰岩上发育的剖面, 腐殖质层和剖面的厚度均较大; 有泡沫反应, 并在中、下部出现米粒状碳酸盐新生体。

高山草甸带的水热条件, 决定了风化过程的特点。物理风化占优势的风化产物, 多属砾质土, 砂粒含量高而粘粒少(表1)。

表1 高山草甸土的机械组成(吸管法)

| 剖面号及采集地点 | 发生层 | 发生层厚度 (厘米) | 砾质部分 >3 (毫米) | 土粒部分(粒径: 毫米) % | | | | | | | | 质地名称 |
|--|---------|---------------|--------------------|----------------|--------|-----------|-----------|------------|-------------|--------|-------|--------|
| | | | | 3—1 | 1—0.25 | 0.25—0.05 | 0.05—0.01 | 0.01—0.005 | 0.005—0.001 | <0.001 | <0.01 | |
| T_N-5 藏北, 黑河, 低山顶部, 海拔4,490米, 母质为砂岩风化残积物 | A_s | 0—7 | 0 | 0 | 3.1 | 35.5 | 31.7 | 7.4 | 12.3 | 10.0 | 29.7 | 轻壤土 |
| | A_1 | 7—13 | 3.6 | 1.7 | 2.3 | 34.9 | 26.4 | 7.5 | 15.1 | 12.1 | 34.7 | 少砾质中壤土 |
| | A_1/B | 13—30 | 14.9 | 10.2 | 2.6 | 34.5 | 20.2 | 7.4 | 13.0 | 12.1 | 32.5 | 多砾质中壤土 |
| | C | 30—40 | 48.2 | 5.7 | 4.4 | 37.8 | 15.0 | 4.3 | 13.2 | 19.6 | 37.1 | 多砾质中壤土 |
| T_L-141 藏南, 昂仁, 阿乌拉山, 海拔4,800米, 母质为千枚岩风化残积物 | A_s | 0—10 | 0 | 0 | 0.5 | 24.6 | 55.2 | 5.3 | 7.4 | 7.0 | 19.7 | 砂壤土 |
| | A_1 | 10—13 | 0 | 0 | 0.5 | 21.9 | 55.5 | 10.2 | 7.6 | 4.3 | 22.1 | 轻壤土 |
| | A_1/B | 18—28 | 21.0 | 5.0 | 30.1 | 9.4 | 39.1 | 5.4 | 6.5 | 4.6 | 16.5 | 多砾质砂壤土 |
| | C | 28—42 | 23.8 | 12.7 | 18.2 | 56.0 | 3.0 | 2.3 | 4.2 | 3.7 | 10.2 | 多砾质砂壤土 |

分析者: 中国科学院土壤研究所土壤地理室分析室。

高山草甸土形成过程,包括生草过程和冰冻-草甸过程。高山草甸土的生草过程可以松脆毡状草皮层的形成作为特征。这种草皮层的形成是有机物质增长与矿质化作用间长期不平衡的结果。Ю. А. Ливеровский 曾称为“干泥炭聚积”^[2]。高山草甸土上的嵩草草甸植物在短促的营养期中,以其稠密的根网摄取必需的营养物质,并同化为其机体的组成,这些有机残体在干寒环境中,除在剖面中部者因有适宜的水热条件得以腐殖化外,分布于表层的有机残体分解极弱,从而在土壤剖面中形成草皮层和积累大量腐殖质。

土壤全剖面呈现暗色,上部为粒状结构。土壤中腐殖质的含量高(A₁层含腐殖质5.8—6.5%),C/N比率宽,阳离子交换量和腐殖质含量均随深度向下减少(表2)。腐殖质组成(表3)中,富里酸较胡敏酸稍占优势,而此两组腐殖酸中,又均以活性较大的I组居多。土壤中胡敏酸含量不高,可能是受干寒气候的影响。因为,低温、干旱可抑制微生物的活动时期和活动强度,有碍腐殖化的进行和胡敏酸的形成。活性胡敏酸含量在藏南稍高,可能系因藏南地区湿度较大和土壤酸性稍强而冰冻作用又不及藏北强烈。

高山草甸土的形成,除有生草过程外,还有冰冻-草甸过程,这两个过程是密切相关

表2 高山草甸土的某些化学性质*

| 剖面号 | 发生层 | 发生层厚度 (厘米) | pH | | 腐殖质 (%) | C (%) | 全N (%) | C/N | 阳离子交换量 (毫克当量/100克土) |
|---------------------|-------------------|---------------|------------------|-----|------------|----------|-----------|-------|------------------------|
| | | | H ₂ O | KCl | | | | | |
| T _N -5 | A _s | 0—7 | 6.9 | 6.1 | 8.17 | 4.74 | 0.41 | 11.56 | 20.34 |
| | A ₁ | 7—13 | 7.0 | 6.2 | 5.74 | 3.33 | 0.32 | 10.40 | 18.20 |
| | A ₁ /B | 13—30 | 7.2 | 6.4 | 4.29 | 2.49 | 0.25 | 9.96 | 16.33 |
| | C | 30—40 | 7.0 | 6.4 | — | — | — | — | 11.88 |
| T _L -141 | A _s | 0—10 | 6.5 | 5.5 | 8.60 | 4.99 | 0.39 | 12.79 | 18.46 |
| | A ₁ | 10—18 | 6.0 | 5.1 | 6.48 | 3.77 | 0.29 | 13.00 | 19.90 |
| | A ₁ /B | 18—28 | 6.0 | 4.8 | 2.74 | 1.59 | 0.13 | 12.23 | 9.04 |
| | C | 28—42 | 6.1 | 4.8 | — | — | — | — | 4.55 |

分析者:中国科学院土壤研究所土壤地理室分析室。

* C和全N系根据中国科学院土壤研究所生物化学组钮季文、唐永良同志的测定结果。

表3 高山草甸土的腐殖质组成

| 剖面号 | 发生层 | 发生层厚度 (厘米) | 土壤全碳 (%) | 占土壤全碳量的% | | | | | | | | | | 活性胡敏酸 | | |
|---------------------|-------------------|---------------|-------------|-----------|----------|-----------|-------------|----------|-----------|-------------|-------|-------|-------|------------|----------|------------|
| | | | | 苯酚提取物 | | 胡敏酸 | | | 富里酸 | | | 土壤 | | 胡敏酸 富里酸 | 占全碳 % | 占胡敏 酸碳% |
| | | | | 脱钙 提取物 | 胡敏酸 I | 胡敏酸 II | 胡敏酸 I+II | 富里酸 I | 富里酸 II | 富里酸 I+II | 残渣 | 总量 | | | | |
| T _N -5 | A ₁ | 7—13 | 3.33 | 3.00 | 7.81 | 18.32 | 3.60 | 21.92 | 18.32 | 6.91 | 25.23 | 36.04 | 94.00 | 0.87 | 3.60 | 16.44 |
| | A ₁ /B | 13—30 | 2.49 | 2.81 | 7.63 | 19.68 | 4.82 | 24.50 | 24.50 | 7.23 | 31.73 | 32.93 | 99.89 | 0.77 | 6.02 | 24.59 |
| T _L -141 | A _s | 0—10 | 4.99 | 3.62 | 2.00 | 26.05 | 1.40 | 27.45 | 25.65 | 2.81 | 28.46 | 32.27 | 98.81 | 0.96 | 13.63 | 49.64 |
| | A ₁ /B | 18—28 | 1.59 | 6.29 | 2.52 | 16.98 | 2.52 | 19.50 | 25.78 | 5.66 | 31.44 | 29.56 | 89.31 | 0.62 | 11.95 | 61.29 |

分析者:中国科学院土壤研究所生物化学组钮季文、唐永良。

的。这个地带的降水多集中于夏季,但因草皮层表面的低等植物残体产生结壳,有碍降水迅速渗入,从而发生地表径流;降水强度愈大,流失愈多,渗入愈少。由于剖面上部的有机质多,持水量大,进入草皮层的水分,多暂停滞其间,不易下渗,而易为烈日蒸失。此外,劲旱的西风常将浅薄的雪被卷去,增加土壤水分的蒸损。所以,一般的剖面上部除在夏季较湿润外,常显干旱;剖面中部(A₁/B层),无论早春或润夏,湿度均较稳定;剖面下部的湿度变幅极小(图2)。总言之,高山草甸土的暖湿期短而干寒时长,剖面上部的干、湿、冷、暖变幅,远较中、下部为大。由于土表有草皮层的影响,夏季淋溶微弱并呈间隙性的变化;如遇蒸腾和蒸发,或秋冬降温时自上而下的冻结,可使土壤溶液上升。

高山草甸土的形成过程至少有半年受冰冻的直接影响。土壤剖面中的冻层并不一致^[21],表层较干旱,多呈团块状或砾岩状;中、下部含水稍多,有层状冻层。冻层构造不同,对土壤形成过程的影响也不同。

高山草甸土的冰冻-草甸过程,实质上是较长冻结期内的干旱与夏季的短暂湿润作不平衡交替,也是较长期的低温氧化过程与短暂还原过程相交替。冰冻-草甸过程可使土壤剖面中部出现“暗色层”,这并非潜水或冻层、粘层滞水所引起,可能是层状冻层的“封闭”产生嫌气作用的结果。在土壤剖面上部所形成的粒状结构,除受生草过程的影响外,冻结时冻层的团块状或砾岩状构造的机械作用也很重要;中部的扁核状结构和大结构体具有片状层理,可说明冻层层状构造的影响。

土壤剖面中不显粘粒下移的象征(表1)。淋溶作用微弱而具间隙性,使土壤呈中性反

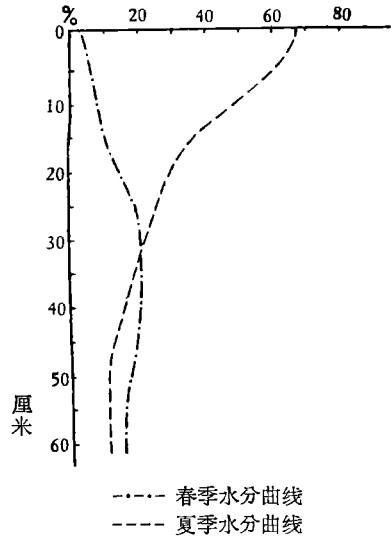


图2 高山草甸土的水分状况
(据1961年5月5日15时和8月27日15时的测定结果)

表4 高山草甸土的全量化学组成

| 剖面号 | 发生层 | 发生层厚度(厘米) | 烧失量(%) | 占灼烧土的% | | | | | | | | | SiO ₂ R ₂ O ₃ | SiO ₂ Al ₂ O ₃ | SiO ₂ Fe ₂ O ₃ |
|--------|-------------------|-----------|--------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------|------|------|-------------------------------|------------------|---|--|--|
| | | | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | TiO ₂ | MnO | CaO | MgO | P ₂ O ₅ | K ₂ O | | | |
| TN-5 | A _S | 0—7 | 16.01 | 73.00 | 14.36 | 5.12 | 0.83 | — | 3.64 | 0.14 | 0.167 | 2.80 | 7.03 | 8.63 | 37.96 |
| | A ₁ | 7—13 | 12.56 | 73.22 | 13.59 | 5.44 | 0.65 | — | 1.21 | 1.30 | 0.201 | 2.51 | 7.28 | 9.14 | 35.73 |
| | A ₁ /B | 13—30 | 10.64 | 72.42 | 15.32 | 5.10 | 0.95 | — | 3.46 | 0.26 | 0.221 | 2.33 | 6.61 | 8.02 | 37.77 |
| | C | 30—40 | 8.07 | 68.96 | 17.21 | 6.30 | 0.80 | — | 4.21 | 0.14 | 0.128 | 2.31 | 5.51 | 6.80 | 29.05 |
| TL-141 | A _S | 0—10 | 15.56 | 72.12 | 15.25 | 5.52 | 0.88 | 0.11 | 0.96 | 0.53 | 0.196 | 2.51 | 6.52 | 8.02 | 34.68 |
| | A ₁ | 10—18 | 11.39 | 71.33 | 15.81 | 6.03 | 0.88 | 0.13 | 0.90 | 0.35 | 0.211 | 2.64 | 6.15 | 7.65 | 31.40 |
| | A ₁ /B | 18—28 | 6.20 | 72.48 | 16.14 | 6.14 | 0.82 | 0.07 | 0.55 | 0.56 | 0.149 | 2.46 | 6.13 | 7.62 | 31.33 |
| | C | 28—42 | 3.66 | 72.54 | 16.32 | 5.90 | 0.82 | 0.07 | 0.45 | 0.93 | 0.130 | 2.29 | 6.12 | 7.54 | 32.62 |

分析者：中国科学院土壤研究所土壤地理室分析室。

应；藏南地区虽有較多的降水，但因草皮层的遏制，也只呈微酸性反应（表 2）。由于气候較为干寒，土壤矿物未受強烈的化学分解。粘粒部分的粘土矿物以伊利石为主，稍有高岭和蛭石伴存；細粉砂部分以石英为主，伴有伊利石或云母，剖面上部土壤的矿物种形較差。总的說来，粘土矿物尚停留在水化和脱鉀作用阶段。在藏北土壤剖面的上部，有非晶質氧化鉄存在，可能是強烈冰冻和土壤溶液上升时伴有鉄質聚积的表现。藏北土壤剖面中部(A₁/B 层)的伊利石晶性較差，且有蒙脱出現^[22]，可能是与这层土壤的水热状况相对稳定和冰冻低温期又相对較长有关。根据土壤全量（表 4）和粘粒部分硅、鋁、鉄^[22]的分析結果，土壤剖面的矿质組成分，变化不大，三氧化物和其它氧化物在剖面上的分配是較一致的。

綜上所述，高山草甸土是在干寒气候和嵩草草甸植被条件下的土壤形成物，具有特殊的土壤形成过程和发生特点。在土地利用上，也具有特点，一般只利用于牧业，年产干草可 3.1 公担/公頃。药用植物鮮見。

二、亚高山草甸土的形成条件及其发生

亚高山草甸土分布在森林郁閉綫以上，海拔 4,100—4,700 米的垂直空間內。但在不同区域中，由于同样高度范围内的土壤形成条件不尽相同，故土壤的分布也有差异。在藏北，因受干寒气候条件的影响，亚高山草甸土带的上限被迫下降，再因地势基底升高，推挤下限，使亚高山草甸土带尖灭于 4,400 米的高度，并为下延的高山草甸土带所取代。喜馬拉雅山南側系温湿环境，高山草甸土带的发育受到較大抑制，因而亚高山草甸土带得以充分扩展，下限在 4,100 米处与山地灰化土带相連，上限为 4,700 米或更高，并可能与高山寒漠土带直接毗邻。在东部地区，亚高山草甸土带亦拥有較大的垂直空間，但因大气湿度稍低，亚高山草甸土带的上限（4,700 米）以上为高山草甸土带，出現較稳定，下限在 4,100 米与山地棕色森林土带相連，垂直分布的結構特点充分地反映出来。由此往西，在接近藏北高原处，山地棕色森林土带因受地势基地升高和相对干寒条件的影响而尖灭，所以在有一定相对高度的地形条件下，亚高山草甸土带的下限可下达 3,900 米左右。

由于本区巨大高原面所承受的日照和輻射热較之孤立山地及小面积高原为多，并且緯度較低和气候大陆性較強，所以西藏高原上亚高山草甸土带的分布之高，非国内外其它地区同类土带所能比拟^[1,11-14,16,17]。

亚高山草甸土所据有的地形部位，多为森林綫以上地区中比較平緩的山地斜坡和分水岭地段。地形因素对本类土壤形成的作用，首推絕對高度。这是促成亚高山草甸土发生环境的基础。此条件具备时，則又常为相对高度所左右，以致引起土带尖灭或下限降低。坡度、坡向、坡形等对土壤发育亦有显著影响。

亚高山草甸土带的气温、降水量和相对湿度均較高山草甸土带为高（图 3），冻结期仅四个月¹⁾，季节冻层厚約 1 米。因此，土壤形成过程在全年内能以較大的強度来进行。与国外其它地区同类土带相比^[11,12,14]，本区的气候，温度較低，降水較少。

亚高山草甸土带的气候条件，促使受大气湿润的中生性草甸植被得到广泛发育。在

1) 据索县气象站冻土观测记录。

組成上,其主要部分一方面与高山草甸植被相近似,一方面有苔草 (*Carex stenophylloides* V. Krecz., *C. cardiolepis* Ness. 等) 加入;伴生植物較高山草甸植被显著增多,計有: 火絨草 (*Leontopodium nanum*), 萎陵菜 (*Potentilla* spp.), 蓼 (*Polygonum* spp.), 龙胆 (*Gentiana* spp.), 唐松草 (*Thalictrum* spp.), 馬先蒿 (*Pedicularis* spp.), 鳶尾 (*Iris* spp.), 毛茛 (*Ranunculus* spp.) 等;与高山草甸植被的重大区别,在于灌木的普遍出現,尤其是在接近森林綫的地段,它們主要是: 杜鵑 (*Rhododendron* sp.), 金腊梅 (*Potentilla fruticosa*), 鬼見愁 (*Caragana jubata*) 和柳 (*Salix* sp.); 垫状点地梅 (*Androsace tapete*) 和苔状蚤綴 (*Arenaria musciformis*) 亦有零星分布。植被在結構上有明显的层次分化,呈現华丽的外觀。

亚高山草甸土中,可見蚯蚓及其活动痕迹。这是本带气候和相应土温特点与高山草甸土带具有重大差别的标志之一。此外,旱獭和啼兔的广泛分布說明,土壤厚度和冬季的土温条件,有可能使穴居动物掘出必要深度的洞穴以安全过冬。它們的生活活动,可促进土壤有机质的分解,并扰动土层。

成土母质,以千枚岩、頁岩和板岩的殘积物和坡积物居多;偶見灰岩,其对土壤性征的影响較大。

亚高山草甸土的剖面形态特征是: 拥有 $A_s-A_1-B/C-C$ 型的基本剖面构造;草皮层韌性強,厚度約 10 厘米,腐殖质层厚度常达 13—15 厘米,剖面总厚度約 50 厘米;植根在上部交織稠密,自腐殖质层以下則急剧减少;上部色暗,往下迅速变淡,层次間过渡明显;上层有良好的粒状結構,下部則呈核状或碎块状;質地多輕壤;有胶膜状的新生体。

現以藏北东部的 T_N-83 剖面为例。位于分水脊附近,海拔 4,110 米,母质为頁岩风化殘积物。

- | | |
|--|---|
| <p>A_s 0—9 厘米</p> <p>A_1 9—24 厘米</p> <p>B/C 24—46 厘米</p> <p>C 46—55 厘米</p> | <p>暗灰棕色草皮层,交織紧实,韌性強,下部矿质土亦为根所密貫,稍湿润,輕壤土,粒状結構,色泽均一,向下过渡明显。</p> <p>灰棕色腐殖质层,稍湿润,輕壤土,根多,稍紧实,粒状結構为主,間有聚合成团块者,有蚯蚓及其排泄物,向下层过渡明显。</p> <p>浅灰棕略带黄色,湿润,輕壤土,根少,紧实,核状-碎块状結構,結構面上有灰色并具光泽的腐殖质胶膜,以及少許黄棕色矿物胶膜,結構体内外的色泽分化較明显,上部有动物穴通道,下部夹有大量頁岩风化殘片,向母质过渡不明显。</p> <p>灰棕略带黄绿色的頁岩半风化碎片,偶見細根残体。</p> |
|--|---|

全剖面无泡沫反应。

位于平坦地形部位的剖面,由于淋溶較強,B层发育良好,胶膜下移和层次分化更为

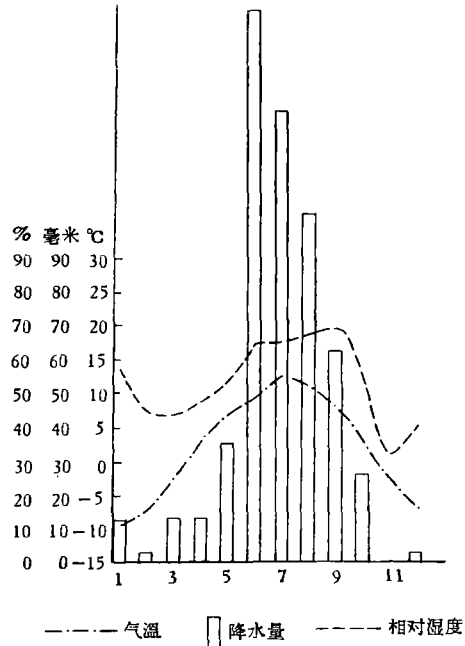


图3 亚高山草甸土带主要气候指标年变化

明显,剖面下部可出现少量锈纹、锈斑,发育程度较高。形成于石灰性母质的土壤剖面,有较厚的草皮层和腐殖质层,剖面色泽较暗且均匀,层次分化不明显,粒状结构发育良好,全剖面有泡沫反应,下部出现碳酸盐新生体。

亚高山草甸土带虽较高山草甸土带稍暖湿,但毕竟是低温和不甚湿润的环境,因而,风化过程仍以物理风化占优势。从土壤机械组成(表5)看来,本类土壤与高山草甸土相似,多砾质,砂粒含量高而粘粒甚少。

表5 亚高山草甸土的机械组成(吸管法)

| 剖面号及采集地点 | 发生层 | 发生层厚度 (厘米) | 砾质部分 >3 (毫米) | 土粒部分(粒径毫米)% | | | | | | | | 质地名称 |
|---|-------------------|---------------|--------------------|-------------|--------|-----------|-----------|------------|-------------|--------|-------|--------|
| | | | | 3—1 | 1—0.25 | 0.25—0.05 | 0.05—0.01 | 0.01—0.005 | 0.005—0.001 | <0.001 | <0.01 | |
| T _N -83 藏北东部,索县, 位分水脊上, 海拔4,110米, 母质为页岩风 化残积物 | A _s | 0—9 | 6.2 | 9.5 | 10.6 | 24.9 | 32.8 | 6.9 | 8.1 | 7.2 | 22.2 | 中砾质轻壤土 |
| | A ₁ | 9—24 | 16.3 | 15.0 | 25.0 | 18.6 | 19.2 | 5.6 | 11.1 | 5.5 | 22.2 | 多砾质轻壤土 |
| | B/C | 24—46 | 54.7 | 24.5 | 18.6 | 14.6 | 17.0 | 7.4 | 9.1 | 8.8 | 25.3 | 多砾质轻壤土 |
| T _L -34 藏南,亚东,喜马 拉雅山南坡, 海拔4,200米, 母质为千枚岩 残积-坡积物 | A _s | 0—13 | 6.4 | 7.2 | 1.9 | 33.6 | 41.4 | 4.7 | 2.4 | 8.8 | 15.9 | 中砾质砂壤土 |
| | A ₁ /B | 13—23 | 15.9 | 7.5 | 6.9 | 20.0 | 37.7 | 8.8 | 7.1 | 12.0 | 27.9 | 多砾质轻壤土 |
| | B/C | 23—35 | 43.2 | 6.7 | 12.5 | 23.2 | 34.3 | 5.9 | 7.4 | 10.0 | 23.3 | 多砾质轻壤土 |
| | C | 35—55 | 44.2 | 8.2 | 11.1 | 27.5 | 29.0 | 9.2 | 5.8 | 9.2 | 24.2 | 多砾质轻壤土 |

分析者:中国科学院土壤研究所土壤地理室分析室。

亚高山草甸土形成过程,包括生草过程和草甸过程。泥炭质草皮层的形成,是生草过程的独特表现,是低温、湿润条件下的产物,与洼地中的泥炭,在成因上并无共同之处。在低温和较湿润的条件下有机质产生积累,土壤表层的有机残体,以泥炭状的形式累积。一般草皮层韧而紧实,湿润,虽植根形态可辨,然分解程度较高,亚表层有良好的粒状结构,但在剖面中部色泽显著变淡,而多呈浅黄棕色。土壤中的腐殖质含量高,但往下急剧减少,各层间递减差较高山草甸土为大(表6)。与高山草甸土相同,分布于藏南的亚高山草甸

表6 亚高山草甸土的某些化学性质*

| 剖面号 | 发生层 | 发生层厚度 (厘米) | pH | | 腐殖质 (%) | C (%) | 全N (%) | C/N | 阳离子交换量 (毫克当量/100克土) |
|--------------------|-------------------|---------------|------------------|-----|------------|----------|-----------|-------|------------------------|
| | | | H ₂ O | KCl | | | | | |
| T _N -83 | A _s | 0—9 | 7.2 | 5.9 | 6.72 | 3.90 | 0.42 | 9.29 | 19.43 |
| | A ₁ | 9—24 | 6.8 | 5.8 | 3.41 | 1.98 | 0.25 | 7.90 | 16.79 |
| | B/C | 24—46 | 7.2 | 6.0 | 2.36 | 1.37 | 0.18 | 7.61 | 13.43 |
| T _L -34 | A _s | 0—13 | 5.6 | 4.3 | 14.77 | 8.57 | 0.71 | 12.07 | 32.73 |
| | A ₁ /B | 13—23 | 5.2 | 4.2 | 7.36 | 4.27 | 0.35 | 12.20 | 24.12 |
| | B/C | 23—35 | 5.6 | 4.6 | 5.81 | 3.37 | 0.23 | 14.65 | 17.95 |
| | C | 35—55 | 5.7 | 4.5 | — | — | — | — | 9.72 |

分析者:中国科学院土壤研究所土壤地理室分析室。

* C和N全系根据中国科学院土壤研究所生物化学组钮季文、唐永良同志的测定结果。

土,其腐殖质含量一般较藏北者为多。腐殖质中 C/N 比率仍较宽,尤以藏南分布的土壤为突出。土壤阳离子交换量密切受腐殖质含量的影响,愈往下层交换量愈低。腐殖质的组成(表 7),也是富里酸较胡敏酸占优势,如与高山草甸土相比,亚高山草甸土中胡敏酸与富里酸的比值较小,可能是有木本灌木植被残落物参与腐殖质形成的结果。两组腐殖酸中,同样均以活性较大的 I 组居多;活性胡敏酸量,也是以藏南较藏北为高。

表 7 亚高山草甸土的腐殖质组成

| 剖面号 | 发生层 | 发生层厚度(厘米) | 占土壤全碳量的% | | | | | | | | | | 活性胡敏酸 | | | |
|--------------------|----------------|-----------|----------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|
| | | | 土壤 | | | 胡敏酸 | | | 富里酸 | | | 土壤残渣 | 总量 | 胡敏酸/富里酸 | 占全碳% | 占胡敏酸% |
| | | | 全碳(%) | 苯醇提取物 | 脱钙提取物 | I | II | I+II | I | II | I+II | | | | | |
| T _N -83 | A ₅ | 0—9 | 3.90 | 3.33 | 8.72 | 14.36 | 1.79 | 16.15 | 16.41 | 1.54 | 17.95 | 46.67 | 92.82 | 0.90 | 0.50 | 3.16 |
| | A ₁ | 9—24 | 1.98 | 2.53 | 7.07 | 19.19 | 2.02 | 21.21 | 22.73 | 1.01 | 23.74 | 45.45 | 100 | 0.89 | 5.10 | 23.81 |
| T _L -34 | A ₅ | 0—13 | 3.57 | 3.87 | 4.55 | 17.30 | 2.92 | 20.22 | 28.59 | 5.02 | 33.61 | 26.60 | 93.85 | 0.60 | 12.95 | 63.79 |
| | B/C | 23—35 | 3.37 | 9.20 | 13.95 | 16.32 | 2.67 | 18.99 | 30.56 | 2.97 | 33.53 | 20.18 | 95.85 | 0.57 | 13.06 | 17.66 |

分析者: 中国科学院土壤研究所生物化学组钮季文、唐永良。

亚高山草甸土的草甸过程,决定于大气湿度的周期变化,从而产生干湿和氧化还原交替,引起物质的转化和移动。

亚高山草甸土带的降水较多,尤以夏季为甚,草皮层吸持大量水分,并以其隔热作用遏制土壤蒸发,但晴雨相间的时期,土壤亦产生干湿交替。冬季一般干寒,为时较高山草甸土带短,冰冻影响亦较微。所以,物质的转化和移动,均有别于高山草甸土。

草甸过程反映在土壤形态上的变化,主要是剖面中部的核状—碎块状结构发育良好,并在结构面上有干湿交替和氧化还原交替所形成的矿质胶膜和锈纹、锈斑等。

在生草过程和草甸过程的综合影响下,土壤反应多呈微酸性,在藏北有时呈中性(表 6)。土壤剖面中淋溶作用也不大,也没有粘粒下移的迹象(表 5)。据粘土矿物研究^[22],藏北亚高山草甸土的粘土矿物组成,与高山草甸土近似,但未见非晶质的氧化铁。藏南的亚

表 8 亚高山草甸土的全量化学组成

| 剖面号 | 发生层 | 发生层厚度(厘米) | 烧失量(%) | 占灼烧土的% | | | | | | | | | | SiO ₂ | SiO ₂ | SiO ₂ |
|--------------------|-------------------|-----------|--------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------|------|------|-------------------------------|------------------|-------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|
| | | | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | TiO ₂ | MnO | CaO | MgO | P ₂ O ₅ | K ₂ O | R ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | |
| T _N -83 | A ₅ | 0—9 | 13.87 | 68.34 | 17.49 | 6.61 | 0.80 | 0.12 | 1.62 | 1.24 | 0.169 | 3.06 | 5.34 | 6.63 | 27.40 | |
| | A ₁ | 9—24 | 9.23 | 66.34 | 19.37 | 7.02 | 0.86 | 0.16 | 1.11 | 1.20 | 0.139 | 2.85 | 4.72 | 5.81 | 25.14 | |
| | B/C | 24—46 | 7.86 | 64.90 | 21.59 | 7.13 | 0.97 | 0.14 | 1.74 | 0.45 | 0.155 | 2.94 | 4.21 | 5.10 | 24.16 | |
| T _L -34 | A ₅ | 0—13 | 30.40 | 67.02 | 17.58 | 7.25 | 1.18 | — | 1.35 | 1.78 | 0.420 | 3.12 | 5.12 | 6.47 | 24.56 | |
| | A ₁ /B | 13—23 | 17.71 | 64.22 | 19.48 | 7.83 | 1.20 | — | 2.42 | 1.14 | 0.255 | 2.87 | 4.45 | 5.59 | 21.76 | |
| | B/C | 23—35 | 15.98 | 63.68 | 20.84 | 7.70 | 1.08 | — | 0.70 | 1.82 | 0.207 | 3.06 | 4.20 | 5.18 | 21.99 | |
| | C | 35—55 | 11.78 | 63.97 | 20.88 | 7.44 | 1.28 | — | 0.70 | 2.43 | 0.160 | 3.11 | 4.23 | 5.20 | 22.80 | |

分析者: 中国科学院土壤研究所土壤地理室分析室。

高山草甸土中发现高岭和少量三水铝石,但只是一个剖面的分析结果,尚待继续研究。从土壤全量分析结果(表 8)看来,三氧化物在剖面中似有下移的现象,但亦不甚显著。

综上所述,亚高山草甸土是低温湿润环境中草甸植被下的土壤形成物。在形成条件和发生特点方面,都有一些性态不同于高山草甸土。同时,亚高山草甸土的利用方式,与高山草甸土略有不同,是“以牧为主、农牧结合”。农作物分布上限一般在 4,400 米左右。饲草产量高于高山草甸土,年产干草 5.4 公担/公顷。药用植物种类繁多,亦为其资源特点之一。

三、小 结

高山草甸土和亚高山草甸土,各具特殊的土壤形成条件和发生特点。过去都统称为“山地草甸土”,笔者认为应重新考虑它们在分类上的地位。

1. 西藏高原地区高山草甸土的分布高度,因受水平地带性的影响而有不同,最低可达 4,400 米,经常位于亚高山草甸土之上,而不与山地森林土相啣接。亚高山草甸土的分布下限可低至 3,900—4,100 米,一般直接与山地森林土相连,有时有亚高山灌丛草甸土(亚类)过渡。两种土壤各有一定的分布高度,在土壤垂直带结构中,与山地森林土壤有不同的接触关系。显然,这两种土壤不是亚类的分化,而系土类的差别。

2. 高山草甸土形成于干寒的气候环境中,植被组成单调,缺乏灌木,垫状植物较多,动物的影响极微。亚高山草甸土的形成条件是,气候较为温暖而湿润,植被组成繁杂,有灌木,动物参与土壤形成较明显。

3. 高山草甸土以松脆毡状草皮层的形成标志生草过程,又在强烈冰冻影响下产生冰冻-草甸过程。亚高山草甸土以泥炭质草皮层的形成标志生草过程,又有大气湿度周期变化所制约的草甸过程。

4. 两种土壤,无论是剖面构造,还是结构和色泽均有不同。高山草甸土多属中性反应,腐殖质含量高,腐殖质组成中富里酸居优势,粘粒和三氧化物都没有明显的下移现象,但非晶质氧化铁有向上聚积的迹象。亚高山草甸土多属微酸性反应,腐殖质含量亦高,腐殖质组成中也是以富里酸占优势,粘粒和三氧化物也没有明显的移动。

5. 在利用上,高山草甸土目前仅供牧业之需,药用植物资源贫乏;亚高山草甸土可部分宜农,产草量高,药用植物繁多。

因此,笔者认为西藏高原的高山草甸土和亚高山草甸土,应分别开来,各自成为独立的发生土类。

参 考 文 献

- [1] Михайловская, О. Н.: К вопросу о генезисе высокогорных почв. Тр. Почв. ин-та Акад наук СССР, 13: 315—366, 1936.
- [2] Ливеровский, Ю. А.: К Генезису горно-луговых почв. Почвоведение, № 2, 83—101, 1945.
- [3] 陈恩凤: 中国土壤分类方法之商榷。地理, 1卷 2期, 147—159页, 1941。
- [4] 中国土壤分类方法草案。土壤季刊, 2卷 1期, 144—151页, 1941。
- [5] 朱莲青、马溶之、李庆远编译: 中国之土壤概要。土壤季刊, 2卷 1期, 4—95页, 1941。
- [6] 余皓: 松潘草地之土壤。土壤季刊, 2卷 2期, 1—28页, 1942。
- [7] 宋达泉: 中国土壤分类标准的商榷。全国土壤肥料会议汇刊, 21—26页, 1950。

- [8] 中国土壤分类。中国土壤学会第一次代表大会汇刊, 29—43 页, 1955。
- [9] И. П. 格拉西莫夫、马溶之：中国土壤发生类型及其地理分布。土壤专报, 32 号, 1—52 页, 1958。
- [10] В. В. 阿略兴(傅子祯、王燕译)：植物地理学。422—426 页, 高等教育出版社, 1959。
- [11] Aliev, G. A.: On the Vertical Zonality of the Soils of the Great Caucasus Eastern Part (Azerbaijan SSR). Trans. 7th Intern. Congr. Soil Sci., 4:325—328, 1961.
- [12] Овсянян, И. М.: Генетические особенности горно-луговых и лугово-степных почв Герамского нагорья. Почвоведение, № 11, 68—81, 1962.
- [13] Петров, Б. Ф.: Почвы Алтанско-Саянской области. Тр. Почв. ин-та Акад наук СССР, 35:39—83, 1952.
- [14] Costin, A. B., Hallsworth, E. G. and Marion Woof: Studies in Pedogenesis in New South Wales: III. The Alpine humus Soils. *J. Soil Sci.*, 3: No. 2, 190—218, 1952.
- [15] Алнев, Г. А.: К вопросу классификации почв восточной части Большого Кавказа. Почвоведение, № 3, 49—55, 1959.
- [16] Retzer, J. L.: Alpine Soils of the Rocky mountains. *J. Soil Sci.*, 7: No. 1, 22—32, 1956.
- [17] 马溶之：中国土壤的地理分布规律。土壤学报, 5 卷 1 期, 1—18 页, 1957。
- [18] 李连捷：西藏高原的自然区域。地理学报, 20 卷 3 期, 255—266 页, 1954。
- [19] 崔之久：中国的现代冰川。地理, 5, 161—165 页, 1962。
- [20] Costin, A. B.: Alpine Soils in Australia with Reference to Conditions in Europe and New Zealand. *J. Soil Sci.* 6: No. 1, 35—50, 1955.
- [21] 周幼吾、杜榕桓：青藏高原冻土初步考察。科学通报, 2 月号, 60—63 页, 1963。
- [22] 许冀泉、杨德湧：中国土壤胶体研究：VI. 西藏高原几种主要土壤的粘土矿物组成和演变。土壤学报, 12 卷 3 期, 275—285, 1964。

ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА АЛЬПИЙСКИХ И СУБАЛЬПИЙСКИХ ЛУГОВЫХ ПОЧВ НА ПЛАТО ТИБЕТА

Хэ Тун-кан

(Почвенный институт АН Китая, Тибетская комплексная экспедиция АН Китая)

Резюме

Альпийские и субальпийские луговые почвы имеют своеобразные почвообразовательные условия и генетические свойства, однако раньше они были обобщено названы “горными луговыми”, авторы считают необходимым пересматривать их положение в классификации.

1. Высота распространения альпийских луговых почв на плато Тибета зависит от влияния горизонтальной зональности, минимум составляет 4400 м. Они всегда расположены выше субальпийских луговых, а не граничат с горными лесными. Нижняя граница распространения субальпийских луговых почв колеблется в пределах 3900—4100 м. Они обычно непосредственно граничат с горными лесными, иногда между ними встречаются переходные субальпийские кустарниковые луговые. Таким образом, эти две почвы имеют определенную высоту распространения и различную связь соприкосновения с горными лесными в структуре вертикальной зональности. Очевидно, различия между ними нельзя свести к модификации подтипов, а нужно рассматривать как дифференциацию типов.

2. Альпийские луговые почвы образованы в сухой и холодной климатической сре-

де. Состав растительности прост, в нем отсутствует кустарник, а чаще встречаются подушковидные растения. Влияние животных выражается очень слабо в почвообразовании. Субальпийские луговые почвы распространены в теплых и влажных условиях. Состав растительности более сложен, в нем существует кустарник. Влияние животных выражается более ясно.

3. В альпийских луговых почвах дерновый процесс характеризуется образованием рыхлого и войлочного дерного горизонта, а под влиянием сильного промерзания также возникает мерзлотно-луговой процесс. В субальпийских луговых почвах дерновый процесс сопровождается образованием торфянисто-дернового горизонта, а луговой процесс обуславливается периодическими колебаниями влажности атмосферы.

4. Альпийские и субальпийские луговые почвы имеют не только разные строения профилей, но и разные структуры и оттенки окраски. Альпийские луговые характеризуются нейтральной реакцией, повышенным содержанием гумуса и преобладанием фульвокислоты в составе гумуса. По профилю почв не наблюдается ясное выщелачивание глинистых частиц и полуторных окислов, но аморфные окиси железа имеет тенденцию к аккумуляции в верхних горизонтах. Субальпийские луговые почвы обычно слабокислы, они содержат также повышенное количество гумуса, в составе гумуса преобладает фульвокислота, по профилю также не обнаруживается ясное передвижение глинистых частиц и полуторных окислов.

5. Альпийские луговые почвы используются только в животноводстве, на них отсутствуют ресурсы лекарственных растений. Субальпийские луговые почвы частью пригодны для сельскохозяйственного освоения, они дают высокий урожай трав и обладают богатыми ресурсами лекарственных растений.

По мнению автора, альпийские и субальпийские луговые почвы на плато Тибета делесобразно различать как особые генетические типы.