

康藏高原东部的土壤及其分布规律

C. B. 佐恩

关于研究康藏高原土壤的报导是极少的。过去认为在康藏高原和各山脉上广泛分布着独特的荒漠土、干草原土和草甸土的概念,非但没有完全反映出康藏高原地区成土类型的多样性,而且亦不能说明在海拔三、四千米高地上的成土特点。

根据土壤植被的性质来看,康藏高原应划为特殊的地区,那里的海拔高度是如此强烈地改变着生物气候带因素,以致于那里的成土作用是以一种特殊的、有别于大家所熟知的那些方式在进行着。

毫无异议,高度的条件强烈地影响着成土生物气候因素的改变,但是这种影响还不至于严重到使它完全丧失掉所在纬度地区的特点。

在这种情况下,生物气候因素所发生的某种改变,毋宁说是由于太阳能的量变与质变所引起。

从这些条件来看,康藏高原的北部显然与南部不同。前者的植被与土壤,除具有其本身的特点外,尚反映着寒温带气候的特征;而后者则具有某些亚热带生物气候的特征。看来,两者之间的山脉地形分界线:西部应该是念青唐古拉山脉,中部则是邛崃山脉的北部分支。

这一观点,即关于成土过程性质及其发展方向上存在差异的观点,是与康藏高原东部实际存在的“森林区”和“草原区”完全吻合的:南部为森林峡谷和呈岛状分布的林区,北部无森林,而以各类草本植被为主。

南部以农业为主,北部则以畜牧业为主。

这一划分方式,在土壤被复方面亦得到了证实。1958年由苏中专家组成的考察队在阿坝藏族自治州对土壤被复进行了研究¹⁾。阿坝藏族自治州位于康藏高原的最东部和邛崃山脉的中部山区。过去这一地区称为康(Кам)区。

自治区东临岷江,西濒大渡江,境内有梭磨河(Сомохэ)、黄进子沟(Ванцяньцылоу)、辽苏沟(Лийсугоу)及柴科列(Цаколе)等支流分布。该区海拔绝对高度为2,300—6,000米,平均坡度为30—40°。北部比较平缓,海拔高3,500—4,500米,地形为准平原化高原,地面山岗耸立,高差200—500米。

过去,这里的交通非常困难,只是在解放后修筑了第一条贯穿东西的公路。我们的步行考察路线穿过了数百年的原始森林区和海拔2,600—4,100米高山草甸区。获得的资料有助于阐明土壤的某些发生学问题、土壤的垂直地带性分布规律问题以及土壤与各种极为特殊的我们所未熟悉的森林群系和林型之间的相互关系的问题。

考察路线是从四川省会成都开始,沿着岷江而上。最初是经过湿润的亚热带地区到

1) 考察队是由中华人民共和国林业部林业科学院组织的,作者担任了考察队土壤组的领导工作。

达汶川,路长 180—200 公里。而后,进入广阔的山间盆地,周围山坡海拔自 1,500—2,000 米处为明显的亚热带半荒漠景观,生长旱生半灌木植被,其下为含碳酸盐的腐殖质不多的灰褐色土壤。

山地森林带分布于海拔 2,300 米至 3,800—4,000 米的高度。再向上是高山草甸、岩石和积雪。

现有的气象资料仅是关于河谷方面的。根据梭磨河河谷中部毛尔盖(Маэркан)气象站(海拔 2,600 米)及辽苏沟河谷中部米阿鹿(Миало)(海拔 2,750 米)气象站(表 1)的资料,证明两地的气候条件是根本不同的。毛尔盖的气候较米阿鹿温暖,蒸发量较低,雪层较薄。

表 1 河谷内的气候资料

观测项目	气象站和年份				
	毛 尔 盖				米 阿 鹿 (Миало)
	1954	1955	1956	1957	1956
年平均温度	8.9	8.6	8.1	8.3	5.9
最高温度	29.5	30.2	31.0	32.4	30.0
最低温度	-12.6	-13.0	-12.7	-12.8	-16.0
平均相对湿度(%)	64	65	63	62	67
最高湿度	72—80	72—80	73—76	74—77	78
年降雨量(毫米)	912	905	738	665	895
蒸发量(毫米)	1299	1301	1302	1262	1191
雪层厚度(厘米)	8	2	2	6	6

瑪受尔康的年降水量为 665—912 毫米;夏秋雨量最高,冬春降雨量最低。这正是季风性气候的降水特点。

所有地区,不论其高度如何,降水情况大多如此。例如位于高原上沙定寺(Шадисы)(海拔 3,530 米)以北的龙齐坝(Лунжиба)国营农场,年降水量达到 1,000 毫米,大部分集中于 7 月至 9 月,低处雪层厚为 10 厘米。这些高地的气温状况变化甚为悬殊,年平均温度低达 $+1^{\circ}$, 7 月平均最高温度不超过 10° 。从 9 月到 3 月温度低于 0° 。一年只有 30—35 天(6 月底至 8 月中)没有霜冻,并且还非每年如此。

海拔高 3,300 米的沙定寺,8 月的绝对最高温度达到 24° , 1 月的最低温度则为 -25° 。1 日之间的冷热变化极大。例如,7 月 13 日早晨 6 时的气温为 $1-8^{\circ}$, 下午 2 时为 $25-30^{\circ}$, 下午 4 时则下降至 $8-10^{\circ}$ 。北风经常带来寒冷、雨水和冰雹。北部的生长期不超过 90 天,南部则达到 200 天。

空曠的高山区气候较深谷寒冷。同时后者的气候条件变化甚大,全视山谷的方向和其距离冰川及积雪区的远近而定。

康藏高原各地区热量和水分的分布极为悬殊,而在各地区范围内,由于坡度和坡向的不同,表现更为明显。

一般认为康藏地区是生长高山草本植被的无森林区。事实上则不然,其南部地区森林分布甚为广泛,主要树种有云杉(*Picea purpurea pasperata*)、铁杉(*Jsuga chinensis*)、

冷杉(*Abies faxoniensis*, *A. recurvata*, *A. delavayi*)、juniperus、松树(*Pinus delavayi*, *P. densata*)、落叶松(*Larix potaninii*)、樺木(*Betula albo-sinensis*, *B. platyphylla*)、高山櫟(*Quercus semicarpifolia*)等,此外并生长有許多灌木,其中分布最广的是竹(*Sinarundinaria*)和各种高矮不一的杜鵑属灌木。阴坡主要生长苔蘚植物,阳坡則生长各种杂草和拂子茅等植物。

各类植被和森林的垂直分布界綫如下:

亚热带荒漠(半灌木)	1,500—2,300 米
闊叶針叶林(不正常的)	2,300—2,700 米
樺树林	2,700—3,600 米
冷杉林	3,600—3,800—3,900 米
杜鵑属植物丛林	3,800—4,050 米
高山荒地	3,900—4,300 米
岩石及万年积雪	4,300—6,000 米

南面和东面山坡上的分布界綫升高約 100—200 米。此外,在海拔 2,800—3,000 米高处,分布有明显的櫟树林带。与櫟树林交界的樺树林破坏后,前者即侵入其分布区,有时向上直蔓延至其最高分布綫。

阳坡上可以見到零星分布的小块的松林和杜松林,鉄杉林則分布于阴坡上。在向高原过渡的地区,森林迅速为草原化的草本植物所代替。在开始的 30—50 公里距离内,在較低山脉北坡的凹地上,可以見到呈島状分布的小片森林,以后森林全部消失,出現草原化草甸,向上直分布至海拔 3,500—3,700 米,再向上为高山荒地。高山荒地的特点是植被低矮,形成具有苔蘚层的生草层,厚度为 10—15 厘米。

众所周知,在欧洲和亚洲西部山区,森林的上部分布界綫高度为 2,600—2,800 米。而在康藏地区,这一界綫直升高至 4,000—4,100 米。这一事实,可以說明这里气候条件的变化非常特殊,它与温带的情况是完全不同的。

云杉林的下木为竹子,这一事实,也說明这些森林的生态环境与我們所理解的云杉林根本不同。此外,树状杜鵑的生长茂盛,說明这里的环境条件較任何其他地区的高山条件更有利于其生长发育。

在其他的特点方面,还可以指出乔木針叶和闊叶的灰分組成,以及竹子、草本和苔蘚的特殊的灰分組成也是比較特殊的(表 2)。

除櫟树外,所有乔木的針叶和闊叶,其 SiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO , 以及部分 MgO 的含量,都比苏联境内生长于灰化土和其他土壤上的乔木低的多,而 P_2O_5 和 K_2O 的含量則比它們高。

其中只有櫟树,其所含的各种元素,远比其他余的各种树种以及苏联櫟树叶中的含量为高。竹子的灰分元素含量最貧乏,这說明这是对土壤中植物养分要求最低的植物之一。

草本植被和苔蘚与乔木树种相比,其所含的各种灰分元素要多的多,其中尤其是 P_2O_5 和 K_2O 。

苔蘚的特点是灰分含量高,含有大量的 SiO_2 、 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 CaO 和 MgO , 这可以說明它对土壤形成的影响,与在我国条件下所发生的影响不同。

表2 康藏高原东部植物绿色体部分的灰分组成*
(绝对干物质的%)

剖面 编号	标本名称	含灰量 (%)	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	K ₂ O	SO ₃
21	櫟树的落叶	8.416	2.890	0.674	0.174	0.325	2.114	0.647	0.131	0.175	0.307	0.332
3	樟树的落叶	3.163	0.266	0.266	0.025	0.008	0.953	0.298	0.053	0.233	0.673	0.373
1	云杉的针叶	3.086	0.456	0.393	0.024	0.044	1.110	0.293	无	0.325	0.678	0.556
1	竹子	2.106	0.728	0.264	0.029	0.110	0.354	0.042	无	0.125	0.571	0.297
1	草本植被	13.082	1.791	0.944	0.044	0.072	1.307	0.820	无	0.828	5.585	0.489
2	冷杉的针叶	4.711	0.261	0.666	0.038	0.218	1.609	0.383	0.125	0.410	0.673	0.200
2	杜鹃属叶子	3.673	0.178	0.270	0.023	0.057	1.330	0.346	0.064	0.190	0.651	0.175
2	苔藓复盖层	15.042	2.129	3.822	0.531	3.011	1.588	0.655	0.131	0.280	0.574	0.299
2	草本植被	7.034	1.279	0.695	0.141	0.133	1.179	0.267	0.055	0.421	2.746	0.467
61	阿尔璊奇松的松针	4.765	0.253	0.538	0.039	0.072	1.324	0.516	无	0.427	0.938	0.378
74	铁杉针叶	5.556	0.409	0.541	0.039	0.298	2.120	0.649	无	0.204	0.487	0.221
8	落叶松针叶	3.984	0.342	0.669	0.026	0.057	0.958	0.556	无	0.586	1.063	0.440

* 灰分组成,全量分析,腐殖质组成,草酸盐提取液测定,以及按基尔萨诺夫方法测定活性铁等测定项目,系由苏联科学院森林研究所森林土壤实验室负责分析。其余项目均由北京林业研究所土壤实验室进行分析。

根据上面乔灌木凋落物灰分组成的情况来看,可以推测到植被—土壤体系中物质循环亦有其独特的特征。

该地区的成土母质相当一致,大部分地区均为古生代頁岩的风化产物。仅西部地区为花崗岩;此外,尚可见到零星分布的石灰岩和砂岩。河谷的高阶地系由冰川沉积物所组成,其上复盖有近代的冲积物和坡积物。

森林带内岩石风化强烈,这一点可以厚达 60—80 厘米的土层来证明,而在 40° 的陡坡上,有时且能见到更厚的土层。高山带的土层和风化母质,其厚度则更大,例如,在海拔 4,080 米的鷓鴣山(Цокусан)山隘,土壤厚度达到 1 米。这种特殊的分布规律目前尚难以解释。

这里在 4,000—4,200 米高的山坡和山顶上,尚可见到成片的土壤,而在个别地方,其分布高度更大,就其发育程度来看,甚至比我国同纬度地区海拔 2,000—3,000 米山地的土壤发育更为完全。

这里的土壤除了发育较完全外,还综合了代表温带和寒带地区土壤的特征和特性:苔藓层和泥炭的发育与腐殖质的强烈积聚相结合,很高的微团聚度与少量的二氧化矽积聚相结合,在一般不明显的灰化作用背景上形成腐殖质淀积层,酸性土壤演变为次生的碳酸盐—碱性土等等。

土壤中这类特征和特性的出现,是与植被的作用,特别是与森林植被的作用以及植被的演变有着密切的关系。所以下面描述土壤时只是就其主要的土类加以描述。

云杉林土壤 分布于海拔 2,700 至 3,700—3,800 米的山地。云杉林下的成土过程和其发育方向,取决于不同坡向的不同气候条件和其水分状况。不同类型的云杉林的形成与此有着密切的关系,而在它们的综合作用下形成起源不同的土壤。

东西坡向杂草云杉林下的土壤(剖面 6)没有灰化作用的特征。枯枝落叶层厚达 6 厘米, A 层深达 19 厘米, B 层——近 50 厘米, BC 层——64 厘米, CD 层达到 115 厘米。

A 层顏色为暗灰带褐色, B 层为棕黄色, 具有极明显的粉屑粒状结构和壤质机械組成, 以下各层含石砾甚多。

海拔 3,600—3,700 米的北坡和西南坡上, 分布最广的是竹子云杉林。林下的土层很厚, 具剖面性状如下(剖面 1):

A₀' 0—2—3 厘米 苔藓枯枝落叶层。

A₀'' 2—3—9 厘米 暗色, 几乎是黑色, 带褐色色调, 湿润, 泥炭质, 分解良好的枯枝落叶层。

A₁ 9—24 厘米 黑色, 湿润, 具有明显的微粒状结构, 并有少量的团块和核块, 粉质壤土, 含有少量的石屑侵入体, 竹林根生长甚密, 疏松。

B₁ 24—58 厘米 黄带棕色, 色鲜明, 石质, 壤土, 竹林根生长甚密, 湿润。

B₂ 58—70 厘米 黄色, 颜色较 B₁ 层浅, 泥质的壤质石砾层, 湿润。

CD 70—112 厘米 黄带灰色, 石砾岩屑壤土层, 很湿。

在坡度不超于 15—25° 的终积石和冲积扇坡地上, 在 III-IV 地位级的苔藓云杉林林冠下, 发育有特殊的苔藓泥炭潜育化土壤, 其剖面性状如下:

A₀ 0—20 厘米 在 5—7 厘米以内是新鲜的苔藓层, 12 厘米以内是苔藓碎屑, 20 厘米以内是粗腐殖质和泥炭层, 向 A₂ 层过渡极明显。

A₂ 20—30 厘米 灰白—淡红色, 与 A₀ 和 B₁ 层的区别很明显, 明显的粒状核状结构, 具有浅蓝色斑点的潜育化特征, 向 B₁ 层过渡极明显。

B₁ 30—36 厘米 暗色, 几乎是带褐色色调的黑色, 较紧实, 粉屑结构, 根较少。

B₂ 36—48—50 厘米 黄带棕灰色, 较 B₁ 层浅, 具有不明显的团块粒状结构的砾质土层。

CD 48—50—80 厘米 母质颜色为灰绿色, 石质层, 沿裂缝具有少量的砾质壤土。

A₂ 层的区别虽然非常明显, 但它具有明显的非结构性, 这是在上述条件下较为特殊的现象。

在北部[沙定寺 (Шадинсы) 地区]生长有灌木丛的云杉疏林直伸展至高山带的下部边缘。疏林下发育有特殊的山地草甸森林土, 无灰化作用特征。这类土壤(剖面 33)的特点是颜色为暗褐色, 呈粉屑状结构。土中可以见到蚯蚓, 剖面层次过渡不明显, 含有少量的砾石, 总厚度达到 75—80 厘米。

这类土壤的枯枝落叶积聚量差别甚大。例如剖面 6 为 18.8 吨/公顷, 剖面 1—26.2 吨/公顷, 剖面 15—74.3 吨/公顷。

枯枝落叶层的灰分組成亦很不同(表 3)。云杉疏林枯枝落叶层中 Ca、Mg、P₂O₅ 及 SO₃ 的积聚量最高(剖面 33), 苔藓云杉林的枯枝落叶层次之(剖面 15), 再其次是杂草云杉林(剖面 6)和竹子云杉林(剖面 1)。其中竹子云杉林枯枝落叶层的 SiO₂、Fe₂O₃ 和 Al₂O₃ 含量最丰富, 而苔藓云杉的 SiO₂、Fe₂O₃ 及 Al₂O₃ 含量最为贫乏。

毫不例外, 枯枝落叶层的灰分組成主要决定于草本植被、苔藓植被和灌木植被, 而不是云杉林。例如, CaO 的含量是由竹子云杉林向杂草云杉林及云杉疏松林增高。其中只有苔藓云杉林的枯枝落叶层是例外, 它所积聚的 CaO 较剖面 6 和剖面 1 为多。枯枝落叶层灰分元素生物积聚过程中的这种独特现象同样也反映在土壤的化学全量組成中(表 3)。

一般在 Ca 大量积聚的情况下, 表层 Mg 的淋溶相当强烈, 但淋溶最强的则是 Fe₂O₃ 和 Al₂O₃。在某些情况下(剖面 1 和 33)表层不发生 SiO₂ 的积聚, 而在另一些情况下 SiO₂ 的

表3 云杉林土壤的全量組成
(絕對干物質的%)

剖面 編号	林型和其分布条件	深度 (厘米)	燒失量	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃
6	杂草云杉林, 海拔 3,450米, 坡度 42°	2—5	64.00	19.67	10.42	1.33	8.75	1.96	0.60	0.03	0.35	0.16
		8—17	12.16	61.69	22.96	4.56	18.23	1.17	0.62	0.01	0.17	0.16
		24—35	10.55	60.28	25.89	6.35	19.39	0.83	0.90	0.02	0.15	0.34
		42—48	10.92	59.85	26.23	6.35	19.69	0.88	0.93	0.02	0.18	0.45
		52—62	6.91	59.63	30.71	6.46	24.05	0.86	1.05	0.02	0.19	0.49
1	竹子云杉林, 海拔 3,340米, 坡度 41°	0—2	40.38	41.57	13.14	2.63	10.24	1.16	0.52	0.01	0.29	0.24
		4—9	27.14	53.57	17.10	3.41	13.53	0.75	0.32	无	0.16	0.18
		12—20	16.83	60.50	20.14	4.29	15.75	0.60	0.41	无	0.09	0.03
		30—40	10.45	61.88	24.61	6.88	17.70	0.63	0.81	痕迹	0.02	0.04
		70—80	6.49	65.08	23.77	6.65	18.10	0.57	1.23	0.04	0.01	0.09
15	苔蘚云杉林, 海拔 3,590米, 坡度 15°, 坡向东北	0—12	70.42	13.68	6.08	1.00	4.74	1.99	0.51	0.03	0.34	0.32
		12—20	72.99	12.65	6.10	1.25	4.76	1.24	0.42	痕迹	0.29	0.32
		21—28	11.90	64.83	21.26	3.78	17.33	0.72	0.78	无	0.16	0.18
		30—35	12.85	54.86	29.21	8.81	20.31	0.66	1.72	无	0.10	0.12
		36—46	14.79	52.86	30.35	7.38	22.80	0.71	0.70	无	0.16	0.11
50—60	15.37	52.95	26.71	6.81	19.72	0.77	1.02	痕迹	0.18	0.14		
33	云杉疏林, 海拔 3,830米, 坡度 28°	0—10	54.72	28.82	9.59	2.04	7.15	3.68	1.37	0.04	0.39	0.41
		11—16	31.66	47.55	16.69	3.77	12.68	2.03	1.08	0.04	0.24	0.36
		20—30	11.59	61.17	23.56	4.78	18.54	1.18	1.30	痕迹	0.24	0.19
		55—65	6.88	66.34	24.50	4.78	19.64	0.74	0.99	无	0.07	0.14

积聚則非常明显(剖面 15),甚至只有灰壤和弱灰化土可以与它相比較(剖面 6)。同时在 SiO₂ 的积聚层中,还发现 Fe₂O₃、Al₂O₃、CaO 和 MgO 的积聚量很高。其含量和分布情况,都說明生物堆积作用超过了淋溶作用,甚至在形成腐殖质沉积层的情况下亦属如此(剖面 15)。

土壤中 MgO 的含量增高,亦頗值得注意,这与古生代頁岩中含有大量的 MgO 有关。最后必須指出,所有土壤底层的 Al₂O₃ 含量都很高,这可能是由于土壤的内部风化而引起。

上述的 SiO₂ 积聚規律,同样亦見于粘粒部分的全量分析(表 4)。粘粒部分含量最丰富的是 Fe₂O₃ 和 Al₂O₃。在云杉疏林(剖面 33)和苔蘚云杉林下(剖面 15),土壤中鉄化合物的活性較鋁更大。

剖面 6 与其余的剖面有所不同。土壤中鋁非但没有淋溶,而且在 A₂ 层中还有积聚。在剖面 6 和 1 中,Al₂O₃ 和 Fe₂O₃ 的移动表現最弱。

除剖面 15 以外,在所有土壤的粘粒部分,总是 MgO 的含量較 CaO 为多,这可以說明粘粒的組成是以水云母为主。CaO 和 P₂O₅ 是积聚在表层,其中只有剖面 1 在 13—20 厘米深处发现 CaO 的含量減少,而在剖面 15 中則发现 P₂O₅ 有淋溶現象。

可能,某些土壤中 SiO₂ 的积聚并非由于其他氧化物的淋溶之故,因此氧化物的这种分布現象并不能証实土壤中确有灰化过程发生。

表 4 云杉林土壤粘粒(<0.001 毫米)部分的全量化学组成
(绝对干物质的%)

剖面 编号	深 度 (厘米)	烧失量	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃
6	8—17	24.29	38.64	33.65	10.55	22.65	0.74	1.20	痕跡	0.46	0.38
	24—35	23.19	34.44	38.01	13.65	23.89	0.56	1.28	痕跡	0.46	0.76
	42—48	17.67	33.60	44.06	14.59	28.88	0.47	1.42	痕跡	0.59	0.73
	52—62	25.83	30.98	38.72	14.72	23.23	0.84	1.42	痕跡	0.77	0.70
1	4—9	31.58	34.36	27.00	6.12	20.04	0.52	3.19	无	0.85	0.41
	12—20	15.79	38.54	39.68	8.11	30.76	0.47	3.40	0.07	0.32	0.21
	30—40	15.50	37.06	41.13	12.84	27.68	0.52	3.52	0.04	0.60	0.17
	70—80	10.69	37.37	44.43	12.84	30.98	0.57	4.71	0.09	0.61	0.14
15	21—28	24.56	42.38	29.91	5.99	23.64	1.02	0.67	无	0.27	0.40
	30—35	39.84	18.99	38.37	19.43	18.68	0.85	0.34	痕跡	0.25	0.26
	50—60	42.37	20.62	33.47	15.48	17.40	0.65	0.54	痕跡	0.59	0.53
33	0—10	70.80	15.59	9.28	1.88	6.82	1.04	1.48	无	0.58	0.83
	11—16	41.87	30.24	24.46	6.13	17.73	0.95	1.50	痕跡	0.60	0.52
	20—30	21.22	38.23	35.11	9.27	25.76	0.66	1.69	0.09	0.08	0.32
	55—65	13.82	41.88	39.86	11.55	28.28	0.75	1.83	0.09	0.02	0.17

表 5 云杉林土壤的机械组成和化学组成

剖面 编号	深度 (厘米)	机 械 组 成 (%)		<0.01的 微团聚 体含量 %	电解水悬 液液的 pH	代换性阳离子组成 (毫克当量)			代换性 阳离子 的总量 (毫克当 量)	根据基尔薩 諾夫方法測 定的活性鉄 (毫克/100 克土)
		<0.001	<0.01			Ca ⁺⁺	MgO ⁺⁺	H ⁺		
6	2—5	—	—	—	6.2	—	—	—	—	痕跡
	8—17	20.35	55.62	18.33	5.5	11.3	4.5	4.2	20.0	45
	24—35	20.32	44.50	26.42	5.4	4.2	1.4	3.0	8.6	62
	42—48	16.58	39.93	14.17	5.7	3.0	2.2	2.6	7.8	58
	52—62	12.27	29.98	—	5.8	—	—	—	—	78
1	0—2	—	—	—	5.0	—	—	—	—	48
	4—9	—	—	—	5.1	—	—	—	—	80
	12—20	18.30	50.09	17.15	5.4	10.7	4.7	9.2	24.6	64
	30—40	19.69	52.94	32.54	6.2	8.7	4.2	1.8	14.7	36
	50—60	13.85	39.93	23.65	6.3	6.0	2.1	0.5	8.6	19
	70—80	12.22	37.95	—	6.5	—	—	—	—	12
15	0—12	—	—	—	5.6	—	—	—	—	31
	12—20	—	—	—	5.1	—	—	—	—	30
	21—28	22.51	57.53	24.16	4.6	2.7	1.2	13.8	17.7	101
	30—35	14.29	37.30	9.92	4.5	2.6	1.1	4.6	8.3	129
	36—46	6.69	34.12	7.93	5.5	22.8	1.3	4.8	8.9	96
33	0—10	—	—	—	6.2	—	—	—	—	—
	11—16	23.38	48.84	—	5.7	34.0	7.8	4.0	45.8	—
	20—30	23.66	59.28	—	5.6	11.0	3.6	3.6	18.8	—
	40—50	18.32	48.48	—	6.0	11.3	3.4	1.9	16.6	—

粘粒部分鉄的含量高,决定着它在土壤中起着很好的保护作用 and 结构形成作用。这从土壤的机械分析中 < 0.01 和 < 0.001 毫米粒級占有較高的含量,以及在微团聚体分析中它們的含量減少 50—66.6% 可以看出来。

< 0.001 毫米的微粒表层含量最多,向下按深度而減少。甚至在剖面 15 的 21—28 厘米深处,外表的灰化現象最明显,而 < 0.001 毫米的微粒含量亦最多。粘粒中的鉄,可能是氧化亚鉄和胡敏酸鉄及富里酸鉄形态发生淋溶。此时 A_2 层仅发生顏色暗淡現象,而其胶粒部分則并未受破坏。根据塔姆方法,用草酸盐提取液从土壤中溶解出来的大量鉄和少量的 SiO_2 (表 6), 以及根据基尔薩諾夫方法測得的大量的活性鉄,都可以說明这一点(表 5)。根据 pH 值判断,表层鉄的含量最大,可能是与土壤的酸度下降有关(表 5)。土壤的 pH 随高度而增高(剖面 33)。只有苔蘚云杉林下土壤的 pH 值可以降低到 4.5。土壤中活性鋁的含量不大(不超过 1 毫克当量),仅在剖面 15 的 A_2 层中,活性鋁的含量达到了 4.98 毫克当量。

表 6 溶解于草酸盐提取液中的 SiO_2 及 R_2O_3 的含量
(絕對于物质的%)

剖面編号	深度(厘米)	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3
6	8—17	0.34	1.25	0.91
	24—35	0.28	1.40	1.66
	42—48	0.28	1.61	1.83
1	4—9	0.11	0.66	1.16
	12—20	0.21	1.12	0.56
	30—40	0.35	1.90	1.15
15	21—28	0.18	1.19	2.76
	30—35	0.21	1.84	4.52
	36—46	0.22	1.42	4.05
33	0—10	0.12	0.19	0.80
	11—16	0.26	0.61	1.05
	20—30	0.19	0.73	1.64

土壤中代換性阳离子的总量不超过 17—24 毫克当量(表 5), 其中只有云杉疏林下的土壤,其代換性阳离子总量达到 45 毫克当量。所有土壤的代換性阳离子含量都是随深度而剧烈下降,其中仅是在 SiO_2 积聚层中未发现这种情况。除剖面 15 的 A_2 层外,土壤的代換性阳离子組成均以 Ca 和 Mg 为主,而在剖面 15 的 A_2 层中則以 H 为主。而 H 在其余各土壤中的含量都不超过 9—37 毫克当量。

在杂草云杉林下,土壤中代換性 H 在盐基总量中所占的百分比率随深度而增加,而在所有的其他林型下,則是随深度而下降。这說明在不同林型下发生的过程是不同的。

土壤中含有大量腐殖质和原生的腐殖质組成(表 7)。在竹子云杉林(剖面 1)和云杉疏林下(剖面 33),胡敏酸的含量較富里酸为多,两者的比例大于 1—2,在与黑鈣土和灰化土对比下,更接近于黑鈣土。剖面 1 的土壤在中在 30—40 厘米深处,富里酸发生強烈积聚,其含量几乎較以上各层大 3 倍。在苔蘚云杉林下的土壤中这种現象表現更为明显,其

表7 康藏高原东部土壤的腐殖质组成
(占总碳量的%)

剖面编号	深度 (厘米)	碳 (C)	用苯甲醇 提取的	脱钙作用 下提取的	胡敏酸	富里酸	水解性的	残渣	$C_r:C_\phi$
1	0—2	23.07	4.8	0.8	18.7	25.4	3.5	46.8	0.74
	4—9	10.21	4.1	1.3	31.5	23.1	6.0	34.0	1.36
	12—20	5.89	3.7	1.2	41.0	15.4	3.2	35.5	2.64
	30—40	1.86	3.2	3.2	14.0	51.1	5.9	22.6	0.27
15	12—20	42.78	9.7	0.4	12.6	24.5	4.9	47.9	0.51
	21—28	4.40	8.0	1.4	10.4	38.0	5.2	37.0	0.28
	30—35	3.88	2.7	2.3	8.4	54.2	13.6	18.8	0.16
	36—46	3.60	3.0	1.4	9.5	61.6	7.8	16.7	0.15
33	0—10	31.98	6.2	2.6	25.4	16.7	0.6	48.5	1.52
	11—16	12.81	4.4	1.6	22.5	25.4	1.2	44.9	0.88
	20—30	3.64	4.7	1.4	36.0	32.1	1.6	24.2	1.12
	40—50	2.06	6.3	2.0	36.9	19.9	2.4	32.5	1.85
11	0—5	32.36	12.0	2.2	12.7	14.1	3.0	56.0	0.89
	5—10	4.38	9.6	2.3	10.4	28.6	4.1	45.0	0.36
	15—22	2.45	11.8	2.3	10.2	31.0	4.5	39.2	0.33
	30—40	2.18	5.5	2.8	8.7	45.4	6.0	31.6	0.19
8	2—7	42.35	5.8	1.1	11.2	20.1	4.9	56.9	0.55
	7—10	4.43	4.5	1.4	16.5	26.4	4.7	46.5	0.62
	20—30	3.71	3.8	1.9	24.3	32.1	4.0	33.9	0.75
21	0—3	44.10	10.7	22.3	17.1	11.0	0.5	58.4	1.55
	3—12	4.69	4.5	16.4	22.6	14.5	1.7	40.3	1.56
	13—35	1.47	0.7	2.7	23.1	30.6	2.8	40.1	0.76
28	0—10	9.65	3.1	1.6	33.8	19.3	6.1	36.1	1.74
	15—25	5.16	2.3	1.2	40.4	22.3	2.3	31.5	1.81
	30—40	2.31	2.2	1.7	48.5	22.1	3.0	22.5	2.19
	43—51	1.81	3.3	2.3	48.6	20.4	2.8	22.6	2.38

$C_r:C_\phi$ ¹⁾ 的比例低到 0.51—0.16。这种土壤的 $C_r:C_\phi$ 比例, 在湿润亚热带森林土和北方灰化土的对比下, 它更接近于湿润亚热带的森林土。

冷松林土壤 都分布于海拔 3,600—3,800 米的山地。发育于苔藓冷松林和杜鹃冷松林的土壤, 形态上具有灰化的特征。[其中的某些土壤(剖面 9)具有厚达 14 厘米的泥炭质枯枝落叶层, 其下为明显的 A_2 层(自 14—22 厘米), 颜色为淡灰带浅红色。往下为 B 层, 厚度自 63—93 厘米, 常具有清楚的腐殖质淀积特征, 再往下是石质砾质的 CD 层。

有时, 剖面上(剖面 11) A_2 层表现不明显, 或者分散成斑块状。枯枝落叶的储量每公顷自 33.9 吨(剖面 11)至 39.7 吨(剖面 9), 这比云杉林中枯枝落叶的储量超过 50—100%。

自海拔 3,710 米、坡度 42° 山坡上采集的土壤标本(剖面 11, 表 8), 其全量化学组成

1) C_r —胡敏酸碳; C_ϕ —富里酸碳。

中 SiO_2 积聚較多, A_2 层中(15—22 厘米) CaO 和 P_2O_5 有减少的現象。在 B 层中(30—40 厘米), Fe_2O_3 有很大的增加。

但是粘粒部分的分析表明, A_2 层中除 SiO_2 外, 尚有 Al_2O_3 和 MgO 的积聚, Fe_2O_3 向 B 层(30—40 厘米)淋溶, 在表层 30 厘米以內有 CaO 的积聚。氧化物的这种分布情况, 不能說明土壤中灰化过程的发展。

土壤中粘粒部分的移动(表 9)和微团聚度的降低(剖面 9)都很明显, 这与 A_2 层的酸性反应大, 以及該层代換性 Ca 的减少和代換性 H 的增加是相吻合的。另一方面, 溶解于草酸盐提取液中的 SiO_2 含量增加, Fe 和 Al 的含量减少, 但这些情况并非发生于 A_2 层, 而是发生在 A_1 层中(5—10 厘米)。这可以从下列資料(剖面 11)得到证实。

深度 (厘米)	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3
5—10	0.337	0.149	1.075
15—22	0.165	0.574	1.692
30—40	0.187	1.529	1.341

根据基尔薩諾夫方法測得的剖面上活性最大的鉄化合物的分布情况, 同样亦証明活性鉄向 B 层发生移动(表 9)。

土壤矿质部分发生的这种重新分布, 是与由于富里酸含量提高和富里酸向底层移动而造成的酸度較高的腐殖质組成有关系的(表 7)。殘渣中碳含量的增加, 說明其与土壤的矿质部分有着較牢固的联系。

一般而論, 冷杉林土壤中的淋溶作用要比云杉林下的土壤強烈, 但是在这些土壤中, 同样也沒有发现胶体部分有破坏的現象。

落叶松疏林土壤 分布于海拔 3,900—4,100 米的高地上, 具有粗腐殖质的枯枝落叶积聚层, 厚度达 7—8 厘米; 一般土层瘠薄, 含石砾甚多。

这些土壤的腐殖质化程度相当高, 仅在底层发现 Al_2O_3 、 CaO 及 MgO 有輕微的淋溶現象(表 8, 剖面 8)。其中 < 0.001 和 < 0.01 毫米的顆粒含量較其他土壤为少, 代換性阳离子組成以 Ca 为主, pH 自 5.6 至 6.3, 活性鉄的移动不明显(表 9)。

这样, 随着高度的增加, 土壤的淋溶作用逐渐变弱, 饱和度則随之而提高。这种現象的产生, 是否仅是高度的改变所造成, 抑或山坡的坡度亦发生一定的影响? 这个問題尚有待于进一步加以研究。

杜鹃丛下的土壤 分布于海拔 3,800—4,050 米的高地, 其种类甚为繁复。这类土壤一般都很湿, 很粘, 沿陡峭的山坡常具有假的灰化层(A_2 层), 并有潛育化現象, pH 为 4.8—5.3, 代換性氫的含量达到代換性阳离子总量的 65—71%, 腐殖质淀积层表現最为明显。

下面簡略地談一談櫟树林土。这类土壤分布在南和东南坡向的山坡上, 海拔高 2,700—3,600 米。在原始櫟树林下, 枯枝落叶层的厚度为 3 厘米, 其貯量每公頃不超过 26.5 吨; 土壤中細土层的厚度达到 50—80 厘米。

在海拔 2,600—2,900 米高处, 森林一般已經被破坏, 生长次生的灌木, 土壤中腐殖质含量不多, 含有碳酸鈣, 呈碱性反应(pH 是 8.1—8.3)。西南坡向山坡上土壤中 CO_2 的含量如下: 3 至 13 厘米为 1.53%, 20 至 30 厘米——2.39%, 38 至 48 厘米——5.21%, 55 至

表9 冷杉林、落葉松林及山地草甸土壤的机械組成及其某些化学特性

剖面 编号	深度 (厘米)	机械組成 (%)		<0.01 毫米的 微团聚 体含量 (%)	电解析水 混悬液 的 pH	代換性阳离子的組成 (毫克当量)			代換性 阳离子 总量 (毫克当 量)	根据基尔薩 諾夫方法 測定的活 性鉄(毫克/ 100克土)
		<0.001 毫米	<0.01 毫米			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ⁺		
9 ¹	10—12	—	—	—	4.6	—	—	—	—	99
	16—20	19.81	57.61	34.05	4.9	4.6	3.0	8.5	16.1	110
	35—40	23.91	50.23	18.53	5.6	9.0	3.5	7.0	19.5	148
	50—60	22.91	58.28	—	5.9	5.5	2.2	1.9	9.6	133
	70—80	21.67	36.65	—	6.0	—	—	—	—	—
	113—129	—	—	—	6.25	—	—	—	—	107
8	7—10	—	—	—	5.6	26.3	8.3	2.1	36.7	47
	20—30	13.04	36.62	—	6.0	12.7	4.7	0.4	17.8	45
	40—50	9.73	34.11	—	6.3	—	—	—	—	45
21	3—12	22.44	53.57	—	5.9	22.7	3.6	0.7	27.0	19
	13—35	14.55	45.21	—	6.2	5.3	1.9	0.3	7.5	5
	58—60	10.12	41.26	—	6.4	—	—	—	—	3
36 ²	0—6	20.08	49.43	11.66	5.5	12.2	4.4	0.8	17.4	—
	10—20	24.20	54.45	17.91	5.4	7.8	2.6	0.9	11.3	—
	25—35	21.03	50.16	17.86	5.4	5.9	1.6	0.8	8.3	—
	50—60	20.95	47.46	19.78	5.8	3.6	0.9	0.9	5.4	—
	75—85	14.34	39.31	—	5.5	—	—	—	—	—
	100—105	6.66	18.73	—	5.6	—	—	—	—	—
28	0—10	17.32	39.12	6.06	6.4	—	—	—	—	1
	15—25	20.12	45.40	16.24	6.2	22.7	4.3	0.5	27.5	3
	30—40	23.35	46.15	26.99	6.4	13.6	4.3	0.3	18.2	2
	43—51	17.42	41.40	23.83	6.5	10.0	4.9	0.2	15.1	1
	53—58	18.60	27.04	—	6.7	9.4	5.4	0.0	14.8	3
	60—70	9.27	24.36	—	6.7	—	—	—	—	13
	88—96	—	—	—	6.8	—	—	—	—	3

注: 1) 采自杜鵑冷杉林下, 海拔 3,625 米, 坡向西北, 坡度 31°。

2) 高山草甸, 海拔 4,080 米, 坡向朝南, 坡度 22°。

65 厘米——3.48%, 75 至 85 厘米——3.38%。在东北向的山坡上, 自 45 厘米深处开始有 CO₂ 的出現, 其分布情况如下: 45—55 厘米为 6.81%, 65—80 厘米为 4.09%, 90—100 厘米为 4.04%。

CaCO₃ 是次生的, 其发生是由于森林砍伐后从山坡上部流来的土壤的内部逕流受到强烈蒸发而引起。形成于古生代頁岩坡积及殘积物上的土壤, 为无碳酸盐土壤。

发育于海拔 2,900—3,600 米原生櫟树林下的土壤(剖面 21 海拔 3,560 米, 坡向东南, 坡度 25°), 一般都不含碳酸盐。从全量組成(表 8)看来, 这种土壤与云杉林及冷松林下的土壤显然不同, Fe₂O₃ 及 Al₂O₃ 的含量很低, 沿剖面几乎没有 Fe₂O₃ 及 Al₂O₃ 的移动; CaO 的含量很高, 在枯枝落叶层及 A 层中积聚明显; 只有 MgO 的含量是随深度而增加, 没有发现粘粒有移动现象(表 9)。土壤为 Ca 所饱和, H 的含量不高, 这与土壤的近于中性的反应是相吻合的(pH 是 5.0—6.4)。活性鉄的含量(根据塔姆方法测定)在 3—12 厘米深处为

0.963%, 在 13—35 厘米深处为 0.119%, 相应深度的 Al_2O_3 含量为 0.493% 和 0.248%。在 A 层可以见到最大活性铁化合物的积聚(根据基尔萨诺夫方法测定)。

腐殖质组成中以脱钙后分离出来的胡敏酸和胡敏素为主。A 层的 $C_r:C_\phi$ 比例大于 1.5。这一切都说明腐殖质的质的组成甚为特殊, 在这种情况下, 腐殖质对土壤矿物质部分所起破坏作用不大。

高山草甸土 分布于海拔 3,900—4,100 米高处, 坡度不大于 30° , 剖面发育健全, 厚度达到 1 米, A 层是生草层, 表现明显, 呈褐棕色, 粉屑状, 无结构, 厚达 6—7 厘米。7—22 厘米为 A_1 层, 呈褐棕色; 粉屑粒状结构, 壤质。22—74 厘米为 B 层, 棕色, 粉屑状结构, 砾质。向下至 105 厘米深处为 C_d 层, 该层含有大量的砾石和岩屑, 根的生长深度达到 70—75 厘米。

海拔高 4,080 米的鹫鹑山山隘采集的这类土壤中, A 层中 < 0.001 毫米粒级的含量达到 24%, 而 < 0.01 毫米的含量则为 54%, 并且随深度而逐渐减少(剖面 9)。

微团聚性很高, < 0.01 毫米的微团聚体较机械分析中同粒径的微团聚体少 66.7—80%。土壤呈微酸性 pH 为 5.4—5.8, 在 A 层代换盐基总量为 17.4 毫克当量和 B 层下部代换盐基总量为 5.4 毫克当量的情况下, 代换性 H 的含量达到 1 毫克当量。代换性阳离子组成以 Ca 为主。这样发育于地形最高点上的土壤是种极为特殊的饱和土, 其饱和度较高加索等山系的高山草甸土要高的多。

高山高原土 在北部海拔 3,400—3,700 米的草原区, 面积分布最广的土壤有两种: 沿准平原化平地, 也即沿具有切割不深的近代河床的宽广古河谷分布的土壤, 大都为泥炭粗腐殖质土, 或者是下部自 20 至 70—100 厘米深处全部是泥炭的泥炭土。沿高山谷地 200—300 米山岗分布的土壤, 是原生的草原化黑土型土壤。这种土壤的腐殖质含量, A 层为 10%, 向下随深度逐渐减少, 至 50 厘米深处降低为 1.8% (表 7, 剖面 28)。

在龙齐坝国营农场附近(海拔 3,580 米, 坡度 12°), 发育于小禾本科杂草草甸植被下的这类土壤, 表层的生草土层厚达 15 厘米, 自 15—41 厘米为 A 层, 41—53 厘米为 AB 层, 53—80 厘米为 BC 层。A 层和 AB 层具有良好的粒状结构, 为重壤质。向下明显过渡为灰褐色的具有大理石色彩的高岭化土层。在 80—90 厘米深处保持着頁岩的结构, 但这一层很薄, 并且也已经高岭土化了。全量组成的分析结果也证明这种土壤明显地具有二重性(表 8, 剖面 28)。与表层相比, 51 厘米以下 Fe_2O_3 的含量较高, 而 CaO、MgO 和 P_2O_5 的含量则较低。根据粘粒部分的全量分析证明土壤中 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 和 Ca、Mg 都有明显的移动。

底层 Ca 的含量显著减少, 与其他土壤相同, 其含量较 Mg 为低。在 50 厘米深处, 在土壤的微团聚度很高的情况下, 亦发现粘粒有明显移动的现象(表 9)。反应为中性, 这决定着土壤中 Ca、Mg 的饱和度。

这类土壤的腐殖质组成(表 7)是以胡敏酸为主, 这是与高山草甸土有区别的, 其比重是随深度而增高, 而富里酸的含量则是固定的; 与此相适应, $C_r:C_\phi$ 的比例也随深度而从 1.74 增高至 2.38。与上述的各种土壤比较, 这个比例是最高的了。

由此可见, 尽管 0° 以上的时期为时很短(90 天), 然而在土壤中还是发生着强烈的腐殖化作用, 因而促使了黑土型剖面的形成。高岭土化頁岩风化产物的存在, 可以理解为这

是从过去比较温暖湿润的成土条件遗留下来的产物。

康藏高原东部海拔 3,000—4,000 米高处土壤形成过程的主要特点如下:

尽管山坡的平均坡度达 40° 以上,但是这里的土壤剖面发育很好,土层厚度随高度的增加而向高山荒地地方向增厚。

在粘粒沿剖面发生不明显的极微弱的移动的情况下,土壤保持着很高的微团聚度。

对某些形态上具有灰化特征的土壤,化学分析资料并不能证实 (A_2 层中有 Al_2O_3 、 CaO 、 MgO 和 P_2O_5 的积聚)上述的淋溶作用并未引起土壤胶体部分的破坏。

山坡下部某些土壤中 SiO_2 含量的增高,可能是因为高山带内 SiO_2 大量溶解,以后随流水流入本区,以玉髓和蛋白石形态自水中沉淀出来,在本区发生堆积所致。

土壤粘粒部分的 Mg 含量超过 Ca 含量,表明本区为“镁质”土壤区,其成因与成土母质的组成有关,这一点也反映在土壤的形成过程中。

土壤中鉄和鋁的含量丰富,是由于母质因受森林下有机物质分解出来的活性产物的影响而使风化作用增强而造成。所以土壤的腐殖质组成与一般文献中记载的情况有着很大的区别,它们的 $C_r:C_\phi$ 比例特别高。

就其特征和特性而言,这里所有的土壤都显得非常特殊,以致很难将它们列入为其他山区拟定的那些已知的土类。然而在目前的初步研究阶段,最好的方法还是应该一方面将其与已有的土类作比较,同时又强调指出其受亚热带和寒温带生物气候带内高山条件所决定的地方性特点(相的特点)。

根据以上所谈的资料,我们划出了如下土类和亚类:

1. 褐壤 (коричневоземная) 发育于櫟树林下,分为:(1)淋溶程度不同的褐色次生碳酸盐土,海拔高 2,600—2,900 米,坡向为南、东南和西南;(2)棕褐色非碳酸盐土,海拔高 2,900—3,600 米,坡向同上(剖面 21)。

2. 棕壤 发育于针叶—闊叶林和云杉林下,分为:(1)暗棕色棕壤,海拔高 2,600—3,000 米;(2)棕色棕壤,海拔 3,000 至 3,500—3,600 米,分布于南坡和东南坡;(3)淋溶棕色泥炭质棕壤,海拔 3,300 至 3,600—3,700 米,分布于南北坡和西坡(剖面 1)。

3. 擬棕色灰化土 (псевдо буро-подзолистая) 发育于冷杉林和冷杉云杉林下,海拔高 3,600—3,800 米,分布于西坡和北坡。亚类为:(1)拟棕色灰化土(剖面 11 和 9);(2)泥炭质潜育化假灰化土和假灰壤(剖面 15)。

4. 高山草甸森林土 发育于云杉和落叶松疏林下,海拔高 3,800—4,100 米。

5. 高山黑土型山地草甸土(草原化的) 分布于海拔 3,500—3,800 米的高山。

6. 高山泥炭粗腐殖质潜育土和低位沼泽 分布于海拔 3,300—3,500 米的高山。

7. 高山山地草甸土 分布于海拔 3,800—4,100 米的高地。

(严仁琪译,陈恩健校)