

寒毡土（亚高山草甸土）湿度的 时空动态及其应用*

鲍新奎 李英年 曹广民

（中国科学院西北高原生物研究所）

摘 要

据1991年作者在中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站采用打钻取土进行土壤非冻结季节的水分观测资料表明：寒毡土不同亚类在不同时期的水分状况虽有差异，但均属湿润水分。而用 Penman 经验公式计算则比实测值低，这与高原特殊的气候特点有关。为此建议用植物生育期内的土壤可能蒸发量与植物可利用水量之比来估测寒毡土的水分状况。

寒毡土水分控层段呈现干旱状况的时间是在植物的枯黄期至土壤冻结期，故无必要作为分异特征直接应用于系统分类，但受水分影响而发生的某些诊断层或诊断特性确是良好的分异特性，可应用于系统分类。

关键词：寒毡土；土壤湿度；时空动态

由于寒毡土（Cryo-sod soils）分布的地域条件限制，其水分状况仅有路线考察中的零星测定数据，缺乏系统的观测资料，更未见有报道。而考察过程中得到的土壤瞬时湿度，很难与平均湿度一致，更不能得出动态变化。故其水分状况及变化规律主要依据相关资料分析。但这种分析结果远不能满足当前生产及科研的需求。为此作者于1991年在中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站（北纬37°37′、东经101°19′、海拔3 200米）对寒毡土非冻结期的土壤水分状况进行了定位观测，以更准确地阐述土壤水分的动态变化和湿度的时空分布。

材料与方 法

在1991年土壤非冻结期内的4月10日—9月30日每隔1候用土钻取土样1次，每月6次，

* 国家自然科学基金重点项目，中国科学院特别支持项目。

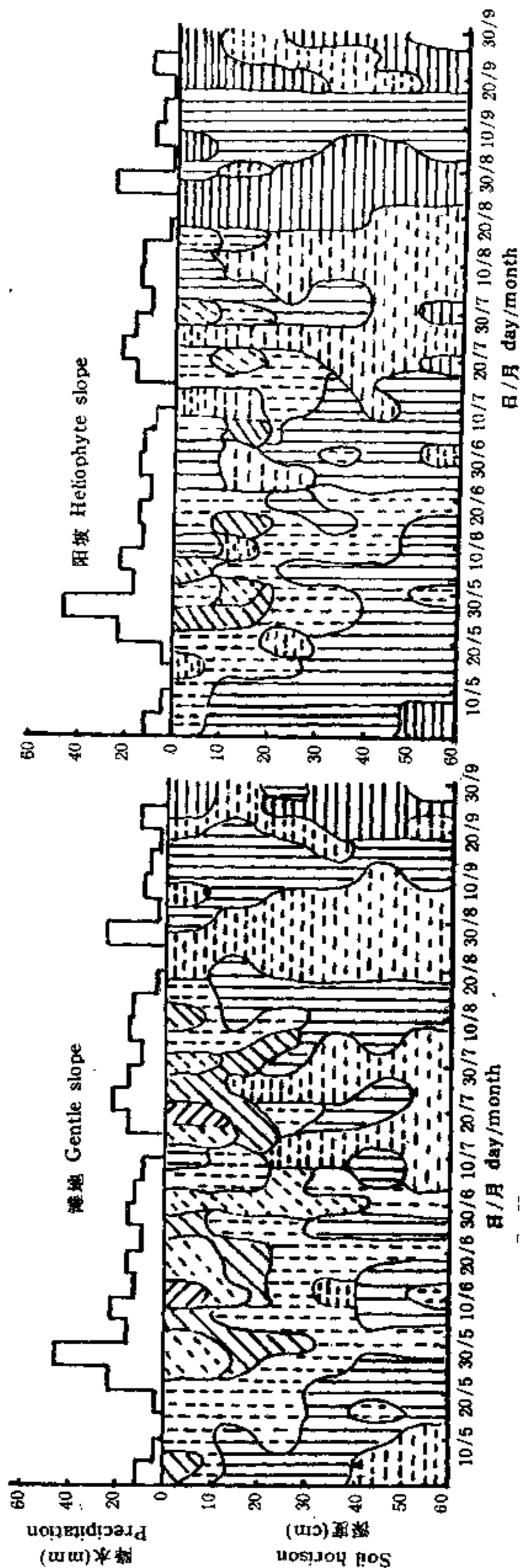
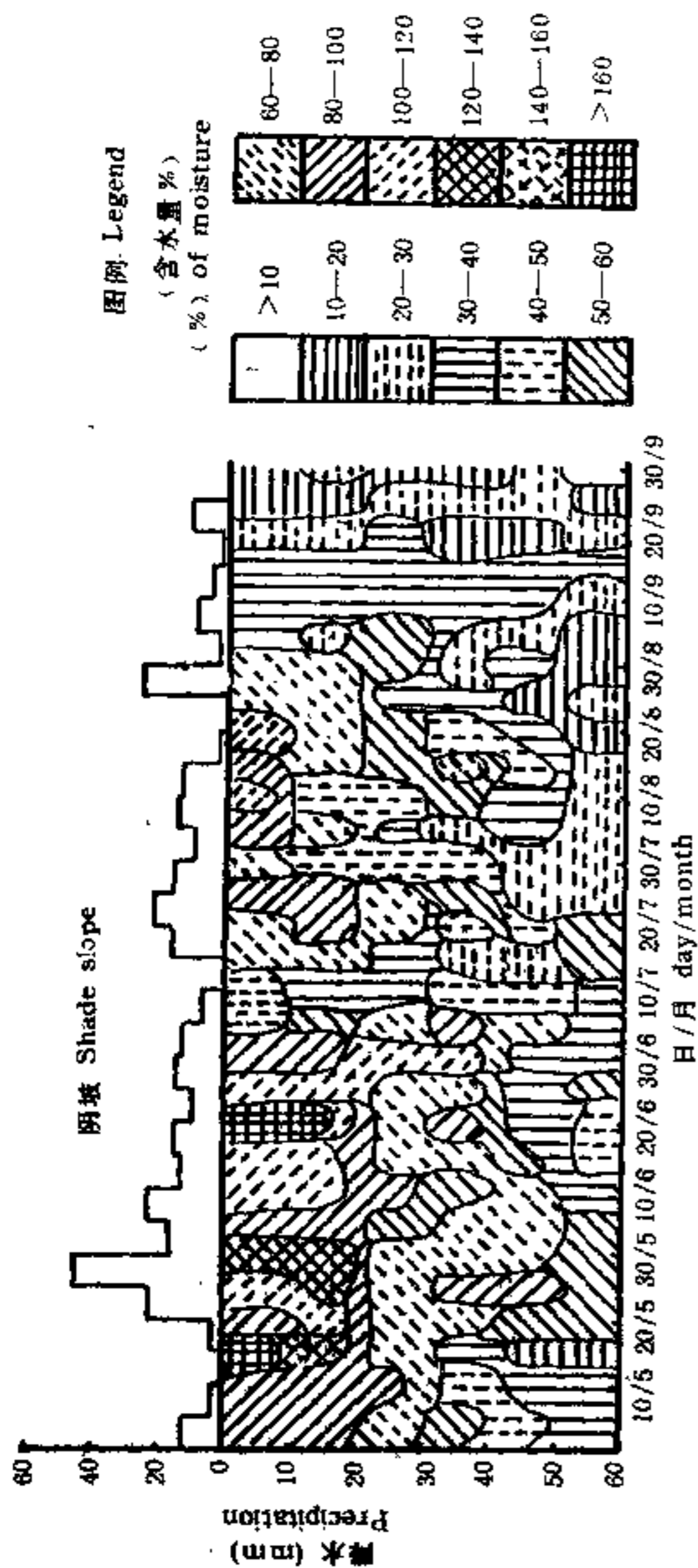


图1 1991年寒越土的水分状况和降水的变化动态
Fig. 1 Dynamic change of moisture regimen and precipitation on a Cryo-sod soil in 1991

每次取土以10厘米厚度为1层,共6层。以了解0—60厘米土体的含水量。土样含水量用烘干法测定,烘温控制在105℃,连续烘干24小时,单位以重量百分率表示。考虑到青藏高原沟谷错综多变等因素,而且不同坡向水分条件的差异尤为明显,定位观测点分别在低山较平缓的南坡、北坡、滩地三个不同地形上进行。有关气象资料采用该站气象观测站同期资料。结果如图1。

由于只有一年资料,寒毡土水分特征及年度间变化规律尚有待于以后资料的证实或补充修正。但根据图1资料,仍可判定寒毡土有如下水分特征。

寒毡土水分状况的时空变化

水分是土壤重要的物理特征,亦是土壤发育中最为活跃的影响因素。土壤水分可通过对生物活动及物质迁移的制约而影响土壤发育。从生物过程而言,主要考虑土壤中植物可利用水分(吸持力<15巴)的有无及其在生长期维持时间的长短。而从物质迁移或性态变化而言,主要考虑土壤中水分是饱和(土壤处于还原状态),还是可引起物质的淋溶或不足以产生淋溶的状况。依收集到的资料,寒毡土各层次的田间持水量大致为:草皮层72%、Al层55%、C(BC)层48%。如以土壤吸湿量的1.5倍来估算各层的凋萎含水量,则阴坡高寒灌丛下的普通寒毡土表层约10%,Al层约9%,AB(B)层约8%,C层为3—5%;高寒草甸植被下的普通寒毡土O₀层8—9%,Al、AB层6%左右、C层3—5%;钙积寒毡土O₀层约8%,Al、AB层约6%,B(BC)层约7%,C层<6%。因缺乏寒毡土凋萎含水量的直接测定资料,故按平均状况,假定各层的凋萎含水量O₀层约10%,Al、AB层为8%,B、BC层为7%,C层为5%。

在年内天气转暖、土壤开始解冻至冷季土壤稳定冻结的整个时期内,寒毡土可分解成3个水分时期,各期的水分状况分述如下。

1. 融湿期的水分状况

随气候转暖,土体由上向下逐渐解冻,此时区域降水很少,蒸散潜力却很大,是寒毡土分布区气候最为干燥时期,土体却是年内湿度最高的时期之一。

在阴坡及坡折线以下的土壤湿润区域,冻土中冰晶很多。在解冻过程中、冰晶融化,土层中液态含水量提高,常可高于其田间持水量。而下部的冻层阻碍融冻水下渗而积聚在融化土层中,使冻层之上出现短暂的滞水水分状况。如在坡地,冻层上的滞水可沿冻层表面由高向低处以土内侧渗方式迁移。因此在含水量丰富的阴坡陡坡地段,融冻时常可产生明显的土内侧渗水流而引起侧淋作用。在剖而上,侧渗水流常随融化层加深而逐渐下移,流量亦随下部土层含水量降低而有所减少直至消失。对某一土层而言,出现侧淋作用的时间有限,且常在低温伴随下发生,故对物质迁移的影响较小,唯钙、镁的碳酸盐例外。在缓坡及平缓滩地,融湿期土体含水量虽高,但土内侧渗不发育,甚至还接受高处的侧流,水分在冻层上停滞,直到蒸散损失为止。水分的停滞使部分土体出现短时间的还原状态。在水分蒸散消耗后,通气状况改善,还原状况消失。这种土体中氧化还原急剧交替的结果在剖而中下部可产生锈纹锈斑。

在相对较干的阳坡，融冻时虽为年内土壤湿度较大的时期，但土体湿度常不超过田间持水量，故不发生土内侧渗水流和氧化还原交替的现象。

2. 植物枯黄期的水分状况

9月中旬后，区域进入旱季，旬平均降水量由40毫米左右骤降至15—20毫米。当平均气温降至5℃以下时，植物逐期枯黄。由于植物枯黄，蒸腾下降，直至消失，此时土壤尚未稳定冻结，地表尚处于日融夜冻交替状况。当土体水分散失多于补给，土壤水分运行方向逆转时，湿度则日趋下降。夜间地表温度下降冻结时，下部相对温暖，土层中的水分上行至表层的低温冻土层。日出后地面强烈升温，土壤解冻，水分蒸散损失。由于土壤由上面下逐步降温结冻和剖面水分由温暖土层向冻土层运行补充的制约，此时寒毡土剖面内水分再分配活跃，其结果导致温暖土层日趋干燥，剖面湿度倒置的特殊分布形式。由图1估算，9月下旬，控制层段下部的上层接近或可能出现干燥水分状况，至剖面50厘米处在12月初（阳坡）或11月中旬（阴坡）土壤冻结（湿度上升）前，部分控制层段可能干燥的时间约75天（阳坡）或55天（阴坡）。由于1991年是旱年，估计区域寒毡土的部分控制层段呈现干燥的平均时间更短。

3. 植物生育期内寒毡土的水分特征

据物候观测，寒毡土区域气温稳定通过5℃时的自然植物可出现持续生长，而降至5℃以下时则逐渐枯黄。此时相应的地表平均温度约8℃。由于海拔不同及坡向差异，导致植物返青或枯黄出现日期的早晚及植物生育期长短略有不同。在海北高寒草甸生态系统定位站的阳坡植物返青时间（4月25日左右）比滩地（5月上旬）早10天左右，而滩地又比阴坡早7—10天。阴坡植物枯黄时间约在9月中旬，阳坡、滩地约在9月下旬；故植物的平均生育期为110—140天。

如以各土层的凋萎含水量作土壤湿润或干燥的划分标准（中国科学院南京土壤研究所土壤系统分类课题组、中国土壤系统分类课题研究协作组，1991），则从1991年定位观测资料（图1）可知，在植物生育期内，整个土体都不出现干燥水分状况。据测定地温资料，土深50厘米处的平均土温 $>5^{\circ}\text{C}$ 的时间，阳坡5月15日开始出现，到10月10日终止，共179天；而阴坡为6月20日到9月20日，共92天；滩地约6月11日到10月25日，共137天。由此可知，土深50厘米处的地温 $\geq 5^{\circ}\text{C}$ 时，控制层段下部呈现干燥的天数阳坡近50天，占此时间总天数（179天）的28%；阴坡 <10 天，不足10%；滩地 <35 天，约占25%；且此期内的大部分土层具有固、液、气三相体系。将此结果与中国土壤系统分类（首次方案）（中国科学院南京土壤研究所土壤系统分类课题组、中国土壤系统分类课题研究协作组，1991）和美国土壤系统分类检索（康奈尔大学农学系，1985）中有关水分状况规定进行比较，且用骆国宝（1993）等在《中国土壤水分状况及其计算》中介绍的Newhell模型的检索表进行检索。寒毡土属湿润水分状况。但不同亚类的水分状况略有差异，特征如下：

钙积寒毡土：属湿润土壤水分状况，早春融温期常不具有滞水水分状况，雨季时的草皮层偶见水分饱和状况。

普通寒毡土：属湿润土壤水分状况，早春融湿期可出现短时间的滞水水分状况，雨

季时草皮层可出现暂时的饱和水分状况。

粘化寒毡土 (Clay Cryo-sod soils): 属湿润土壤水分状况, 雨季时, 表层可反复出现水分饱和状况, 融湿期出现滞水水分状况, 剖面下部 B 或 BC 层可具有氧化还原特性或腐殖质淀积现象。

寒毡土水分状况的估算与定位观测的比较

表1 寒毡土地区的降水量、水面蒸发、可能蒸发量* (毫米)

Table 1 Precipitation, water surface evaporation and lawn potential evapotranspiration of Cryo-sod soils district (mm)

月份 Month	1 Jan.	2 Feb.	3 Mar.	4 Apr.	5 May.	6 June	7 July	8 Aug.	9 Sep.	10 Oct.	11 Nov.	12 Dec.	全年 Whole year
1980—1990年平均降水 1980—1990 year mean Precipitation	4.6	11.0	25.4	39.9	61.3	101.3	126.3	117.2	78.4	36.9	8.5	4.0	618.4
1991年降水 1991 year precipitation	5.4	0.8	19.1	28.2	95.2	91.6	75.4	66.5	28.4	10.3	0.6	3.8	425.3
1980—1990年平均 E ₀ 1980—1990 year mean E ₀	54.0	58.3	91.6	97.7	132.4	122.8	143.9	133.9	107.2	90.2	74.0	54.3	1160.3
1991年 E ₀ 1991 year E ₀	35.2	54.0	72.7	106.6	137.9	124.2	136.4	141.5	106.7	78.7	52.4	42.3	1088.6
f	0.6	0.6	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6	
1980—1990年平均 E _T 1980—1990 year mean E _T	32.4	35.0	64.1	68.4	105.9	98.2	115.1	107.1	75.0	63.1	44.4	32.6	841.2
1991 E _T 1991 year E _T	21.1	32.4	50.9	74.6	110.3	99.4	109.1	113.2	74.7	55.1	31.4	25.4	797.6

* Penman 公式 (formula): $D = \frac{E_T}{P}$; D: 干燥度 (dryness); E_T: 年可能蒸发量 (lawn potential evapotranspiration); P: 降水量 (precipitation); E_T = fE₀; E₀: 水面蒸发量 (water surface evaporation); f: 系数 (coefficient).

土壤水分状况具有随季节而不断变化的特征。根据《中国土壤系统分类 (首次方案)》规定, 水分状况等级的评定需依据水分状况的测定资料及剖面50厘米处的地温多年平均值。当前在寒毡土区域缺乏符合要求的水分观测资料和地温资料, 且近期内亦不可能改变。故中国土壤系统分类首次方案据出按气候资料用 Penman 经验公式计算干燥度来估计土壤水分状况的方法。

寒毡土区域的气象台站虽然稀少, 但当前平均每县设有一个气象台站进行降水、蒸

发、气温等项观测，而土壤水分观测资料近于空白，不易获得。故用气候资料计算的实用性强，且干燥度概念易为人们所熟悉，利于普及应用。按首次方案提出的计算方法对海北站寒毡土区的草地可能蒸发量进行计算，结果列表1。

按表1资料用 Penman 经验公式计算1980—1990年的平均干燥度为1.37，而1991年为1.88。由此认为寒毡土为半干湿润水分状况。

长期测定土壤水分是土壤湿度高低的真实反映。由1991年观测资料可以看出，不同地形条件下的寒毡土的各个亚类均具有湿润水分状况。比 Penman 计算方法得出的湿度结果高一个等级。1991年是偏早年份，而在降水正常年份，寒毡土的水分状况不可能比湿润水分更干。这就证实了 Penman 算法对寒毡土水分状况的估测精度较差。

两种不同方法得出的寒毡土水分状况有差异，其原因很复杂。但可能与各自依据的原理不同有关。长观法确定土壤的水分状况是依土壤水分控制层段呈现干燥的时间累计少于或多于90天为指标划分为湿润土壤水分状况或半干润水分状况。Penman 公式计算法是用用水而蒸发量按季节进行校正得出的年蒸散量。即可能的消耗量与年降水量（年补给总量）之比值来确定土壤水分状况。不考虑控制层段及土壤本身特性和植被、地形差异的影响。但实际上高山、高原地区的土壤特性和植被类型及地形条件对土壤水分的消耗影响极大。特别是寒毡土蒸散总量计算中，植物非生长季节的冬半年是旱季，时间又长，其可能蒸散量占年蒸散总量的30—40%，而此时土壤稳定结冻，可能蒸散量的大小对土壤水分实际蒸散的多少影响很小，土壤湿度稳定。这可能是算法得出的寒毡土水分状况较低的主要原因之一。

长观结果虽然是土壤水分状况的真实反映。但因资料缺乏，实用性差。而算法所需资料相对易得，可操作性强，但应用于高寒地区土壤时精度低，还需进一步研究改善。由于土壤稳定冻结后可能蒸散量对土壤水分影响很小，故我们把土壤非冻结季节中的可能蒸散量与同期降水量进行了对比，结果海北高寒草甸开放实验站的比值为1.0。若加上解冻时期土体中的贮水量，则植物生育期内的可能蒸散量与植物可利用水量（降水量加贮水量）之比必然 <1 。因而可得出寒毡土为湿润水分状况的结论，这与观测结果相符。

寒毡土水分状况在系统分类中的应用

在《中国土壤系统分类（首次方案）》中，土纲以腐殖化过程、亚纲用水热条件作为划分指标。而用土壤有机物质存在的形态、分布和矿物质的分解、迁移作为土类、亚类的区分指标与其它土壤分开。因而，在上层分类单元中，水分状况作为分异特性（指被选作分类依据的土壤特性）应用而把不同土壤相区分，在土属和基层单元中一般不易重复使用。

水分状况是土壤重要的物理特性，通过对物质的迁移过程和生物活动的制约作用而直接或间接对成土过程产生多种影响。在《中国土壤系统分类（首次方案）》中，水分状况主要依年内各时期土体或控制层段中的植物可利用水分（ <15 巴张力的持水量）的有无或多寡及干燥时间的长短来划分，即考虑对生物活动的影响。由图1可知，温度是随季节而变化的特性，且年间亦有差异。在土壤调查中观察时，其瞬时湿度虽可判别，但其值

可能与成土过程中或植物生育过程中的平均状况有很大差异。为此,以零星资料作分异特征直接应用于土属或基层分类存在困难,甚至得出错误结论。

寒毡土分布于高山、高原森林郁闭线以上的季节性冻土带上限地段,热量条件差,年内结冻时间长。在稳定冻结期内,水分运行停止,伴随水分运行而进行的物质迁移过程消失。由于低温的限制,土体内植物可利用水分的有无或多少也失去其应有的生物学意义。为此,寒毡土的水分状况应首先注意非结冻季节的水分含量及其变化状况。由其水分特性可知,寒毡土水分可能呈现干燥的时期不在植物生育期内,出现干燥的深度又在根系活动层以下。依首次方案的划分原则,在植物生育期内均处于湿润水分状况,非生育期内出现干燥水分状况似无必要作为系统分类的分异特征而直接应用。

土壤水分状况制约着土壤生物活动的强弱和风化物质的淋溶淀积及氧化还原状况等各种成土过程。而这些过程在土壤发育中常影响着土壤其它特性的发生或诊断层次的发育。因此寒毡土的水分特性虽因多变而不易作为分异特征直接应用,但由水分状况影响而产生的钙积层或钙积现象,淀积粘化层、腐殖质淀积层、氧化还原特性、盐基饱和度及有机土壤物质积累等常作区分指标在系统分类中获得广泛应用,在土属或基层分类单元中,对这些相对较稳定的,在野外能直接鉴别的特性,其实用性更强且利于操作。

参 考 文 献

中国科学院南京土壤研究所土壤系统分类课题组、中国土壤系统分类课题研究协作组,1991,中国土壤系统分类(首次方案),科学出版社。

骆国保、张甘霖,1993,中国土壤水分状况及其计算,中国土壤系统分类探讨,科学出版社。

康奈尔大学农学系〔美〕(赵其国等译),1985,美国土壤系统分类检索,科学出版社。

THE DYNAMIC VARIATION OF TIME AND SPACE FOR CRYO-SOD SOIL MOISTURE AND ITS APPLICATION

Bao Xinkui Li Yingnian Cao Guangmin

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

Abstract

According to the moisture observed date, useing oven drying method, for cryo-sod soil within non-freezed period in 1991. It shows that cryo-sod soil belongs to udic soil regime, but the moisture regime calculated with Penmans formula is lower than practical determined. So we suggest that evaluation of cryo-sod soil moisture regime can use the ratio of soil evaporation capacity and uptaking capacity by plant in period of plant growth duration.

Key words: Cryo-sod soil; Soil humidity; Time and space dynamic