文章编号:1000 - 0240(2000)02 - 0153 - 06

祁连山海北高寒湿地 40～80 cm 土壤温度状况观测分析*

李英年, 鲍新奎, 曹广民
(中国科学院 西北高原生物研究所,青海 西宁 810001)

摘要:海北高寒湿地土壤水分达超饱和状态,土体热容量大,因而地温在随时间进程中变化平稳,日、年较差较小. 年内季节冻土并不深厚,多维持于 1 m 左右,小于高山草甸土分布区. 由于 50 cm 层次年平均地温仅为 1.2 ℃,暖季的 6～9 月平均为 2.8 ℃左右. 因此,按温度诊断特点来看,该类型高寒湿地土在中国土壤分类中属寒冷性土壤温度状况,仍为正常有机土.

关键词:祁连山海北地区;高寒湿地;土壤温度状况;诊断特性
中图分类号:S151.9 **文献标识码**:A

青藏高原土壤通透性差的河畔、湖滨、盆地,以及坡麓潜水溢出和高山冰雪下缘等地带,广泛分布着大面积的高寒湿地(沼泽地). 这些湿地多以泥炭沼泽土为主[1,2].

对于青藏高原高寒湿地的地温状况虽有不少报道,但因条件限制,其研究数据多为暖季短期考察资料[3,4]. 为了系统研究高寒湿地土壤温度特征,作者依中国土壤系统分类研究课题的要求,对高寒湿地一定深度土壤温度进行了定位长期观测,并给予系统分析. 除为沼泽土在土壤系统分类中提供诊断特性外,也将为研究青藏高原高寒湿地的形成与发展,探讨对全球变化的响应及反馈作用等提供科学依据.

1 研究地区的自然条件

本项研究是在中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站(海北站)附近的典型高寒湿地上进行. 海北站地处青藏高原东北隅,祁连山北支冷龙岭东段南麓的大通河河谷(37°37′N,101°19′E),平均海拔 3 200 m. 区域多年平均气温为 - 1.7 ℃,最暖的 7 月平均气温 9.8 ℃,最冷的 1 月平均气温 - 14.8 ℃,年内无霜期仅为 20 d 左右. 日平均气温稳定通过 ≥0 ℃的活动积温约在 1 100 ℃, ≥10 ℃的积温 < 100 ℃,持续天数不足 10 d. 年降水量较高,约 580 mm,但降水年际变率较大,最高年是最低年的 2 倍,降水主要集中于暖季的 5～9 月,占年降水量的 80 %,冷季 10 月至翌年 4 月仅为年降水量的 20 %. 年日照时间平均为 2 452 h,在植物生长季的 5～9 月日平均日照时间为 6.7 h.

植被分布类型为以湿生多年生草本植物藏嵩草、花扁穗草为建群种的沼泽化草甸. 植物群落生长茂盛,外貌整齐,伴生种较少,总盖度达 98 %左右[5]. 在上述生物气候的综合影响下,发育着典型的沼泽土,泥炭层厚度在 0.2～2.0 m.

2 研究材料与方法

地温观测于 1997 年 9 月～1998 年 12 月在海北高寒湿地进行. 定位观测点设在"乱海子"离北侧边缘内 80 m 处. 观测仪器系气象部门用直管温度表, 测定深度有 40 cm, 50 cm, 80 cm3 层次地温. 由于测定层次较深, 加之湿地土壤热容量大, 地温日变化平稳, 故观测在每日清晨日出后和傍

* 收稿日期:1999 - 01 - 11;修订日期:1999 - 08 - 13
基金项目:中国科学院土壤系统分类特别支持(49131020)
作者简介:李英年(1962～),男,青海乐都人,高级工程师,毕业于北京气象学院,现从事气象、生物气象等工作. E - mail: xqzhao @ public.xn.qh.cn

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

晚日落前 1 h 内进行,数据日平均按 2 次测定值统计,不失一般意义. 离高寒湿地约 2.0 km,海拔基本一致的海北站综合实验区(滩地)的高山草甸土地区设有气象观测站,已有十多年的观测资料.

3 观测结果与讨论

3.1 高寒湿地土壤温度状况

3.1.1 高寒湿地土壤温度的年变化特征

由于高寒湿地常年积水,植物根系发达,泥炭层深厚,具有较强的持水和滞水能力,土壤水分均达超饱和状态. 因而土壤热容量大,层次间热量传导缓慢,40～80 cm 土壤温度的日、年变化较为平稳,特别是深层 80 cm 以下,日变化基本消失,在 40 cm 日变化最大时仅为 0.3 ℃. 观测表明,40 cm,50 cm 和 80 cm3 层次年平均地温分别为 0.9 ℃,1.2 ℃和 1.8 ℃(跨年度的 1997 年 10 月～1998 年 9 月分别为 0.8 ℃,1.2 ℃和 1.7 ℃);冷季 1 月月平均地温分别为 - 3.5 ℃, - 1.6 ℃和 0.4 ℃;暖季 7 月月平均地温分别为 3.0 ℃,2.2 ℃和 2.6 ℃. 表现出自上而下年平均地温逐步升高,80 cm 比 40 cm 层次年平均地温要高 0.9 ℃. 一定层次内,随深度加深,冷季升温明显,而在暖季随深度加深地温变化较为复杂,一般表现有降低趋势.

从图 1 可以看出,高寒湿地土壤温度上部变化剧烈,下部变化平稳,如 3 层次地温的年较差自上而下分别为 7.5 ℃,5.6 ℃和 4.5 ℃,年较差随深度的加深呈一定比例下降. 从旬平均地温分布趋势来看,3 个层次旬平均最高值分别为 4.2 ℃,4.2 ℃和 4.6 ℃,对应出现于 9 月下旬,但 50 cm 旬平均最高值维持时间较长,可延至 10 月上旬,同时旬平均最高值表现出随深度加深有所升高,旬平均最低值分别为 - 4.5 ℃, - 2.6 ℃和 - 0.2 ℃,对应出现时间 40 cm 和 50 cm 分别在 1 月下旬,80 cm 旬平均最低温度出现在 2 月中旬到 4 月上旬,维持时间最长,可达 6 个多旬,但旬平均最低温度表现出随深度增加升高明显. 年内旬平均最高与最低极差分别为 8.7 ℃,6.8 ℃和 4.8 ℃,极差随深度增加明显降低.

由图 1 还可看出,高寒湿地地温在冷季的 11 月中旬到翌年 3 月下旬期间,垂直变化比较明显,如 40～50 cm,50～80 cm1 月下旬旬平均地温分别相差 1.9 ℃和 2.8 ℃. 而在暖季的 4 月上旬到 11 月上旬,旬平均地温垂直变化较为平稳,如 8 月中旬各层次地温一致,均为 3.5 ℃. 从 40～80 cm 整层来看,地温在随时间进程的推移中,总的趋势是于 9 月下旬开始逐步降低,1 月下旬达最低(深层 80 cm 在 2 月中旬到 3 月上旬之间). 而在 1 月下旬开始到 9 中旬地温逐步上升,9 月达年内最高时期.

观测还发现,暖季后期的 9 月,深层 80 cm 地温明显高于上层,可能与泥炭层的导热性低,保温性强有关.

3.1.2 高寒湿地土壤温度的剖面分布

为了说明高寒湿地土壤 40～80 cm 温度时空变化状况,我们以 1997 年 9 月至 1998 年 12 月高寒湿地温度测定值绘出了旬平均温度时空分布. 以及海北站高山草甸土分布区,同步平行观测的气温旬变化分布(图 2). 从图 2 可以看出,高寒湿地 40～80 cm 地温,年内同一层次在随时间的进程中,地温变化梯度出现两个最高时期和两个最低时期. 分别是:冬季(11 月上旬至翌年 3 月中旬)和夏季(5 月下旬至 8 月上旬),期间地温等值线密集,地温梯度大. 而冷暖季节转换期的 3 月下旬至 5 月中旬和 8 月中旬至 10 月下旬,等值线稀疏,是地温水平梯度小的时期,最小在 4 月下旬和 9 月下旬两个前后相差 3 旬的时期内. 地温的这种不同分布表明,在冷季和暖季土壤上下层热量交换迅速,特别是冷季表现尤为突出. 但在冷暖季节转换的春季和秋季,土壤上下层热量交换较为缓慢. 这点也可从地温在某一旬的垂直梯度分布明显有所表现,如 1 月中下旬,在 40～80 cm 土壤深度,地温的等值线密集. 暖季虽不如冷季明显,但仍比冷暖季节转换的春季和秋季大.

从旬平均地温空间分布趋势来看,高寒湿地季节性冻土一般在 100 cm 以内. 如 40 cm 地温 0 ℃等值线(可代表冻土出现与留存的临界点)初始期出现于 12 月上旬,自上而下到 80 cm 出现于翌年的 2 月上旬. 在春季消融时期,80 cm0 ℃等值线在 4 月下旬出现,到 40 cm 层次于 5 月中旬消失,80 cm 层次维持 7 旬左右的时间,而且该层次地温梯度小,等值线变的平滑,说明其季节冻土层并不深厚. 相比在滩地高山草甸土分布区 1997～1998 年度的冷季,以冻土器观测冻土最大为 212 cm,考虑到 0 ℃等值线延伸的深度往往较冻土器所观测的深,证明在高寒湿地季节冻土比高山草甸土分布区浅近 120 cm 以上. 而且,高寒湿地季节性冻土维持时间较高山草甸土分布区短. 高山草甸土分布区季节冻土一般稳定出现于 10 月下旬, 平均 12 cm, 至翌年 7 月上旬方可自地表向下及从底层向

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

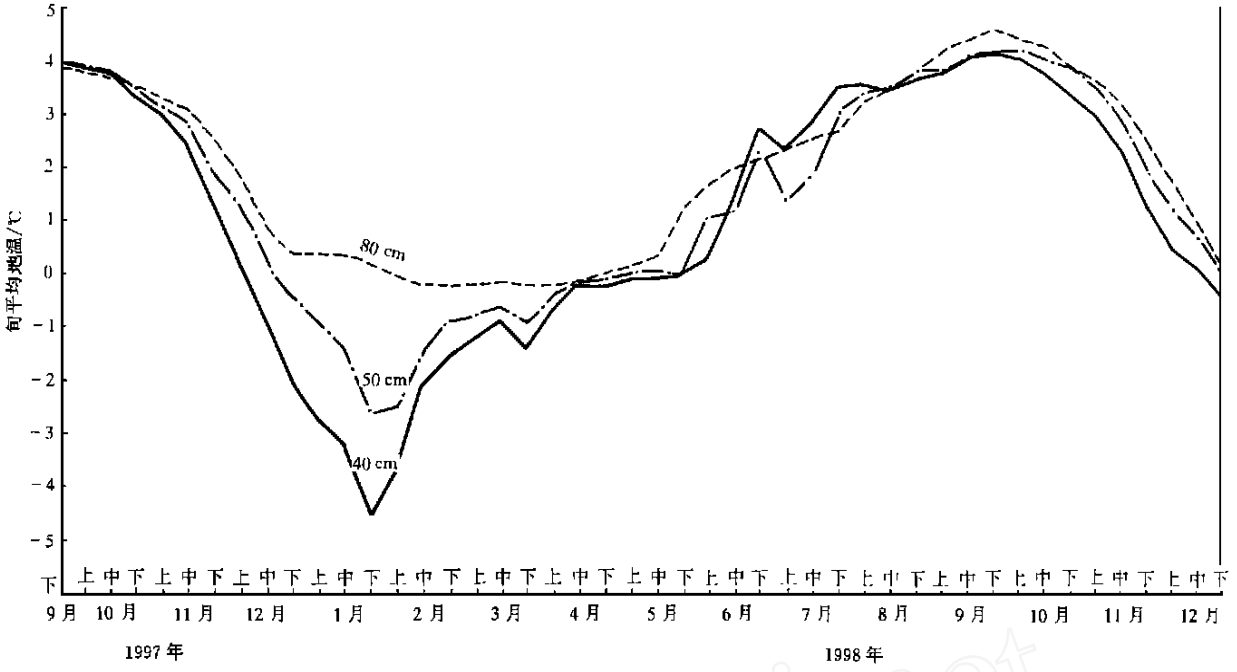

图 1　1997 年 9 月至 1998 年 12 月高寒湿地 40 cm、50 cm 和 80 cm 旬平均地温季节分布

Fig. 1　Seasonal distribution of ground temperature averaged every ten days at 40、50、80 cm deep in cryic-wetland from Sep. 1997 to Dec. 1998

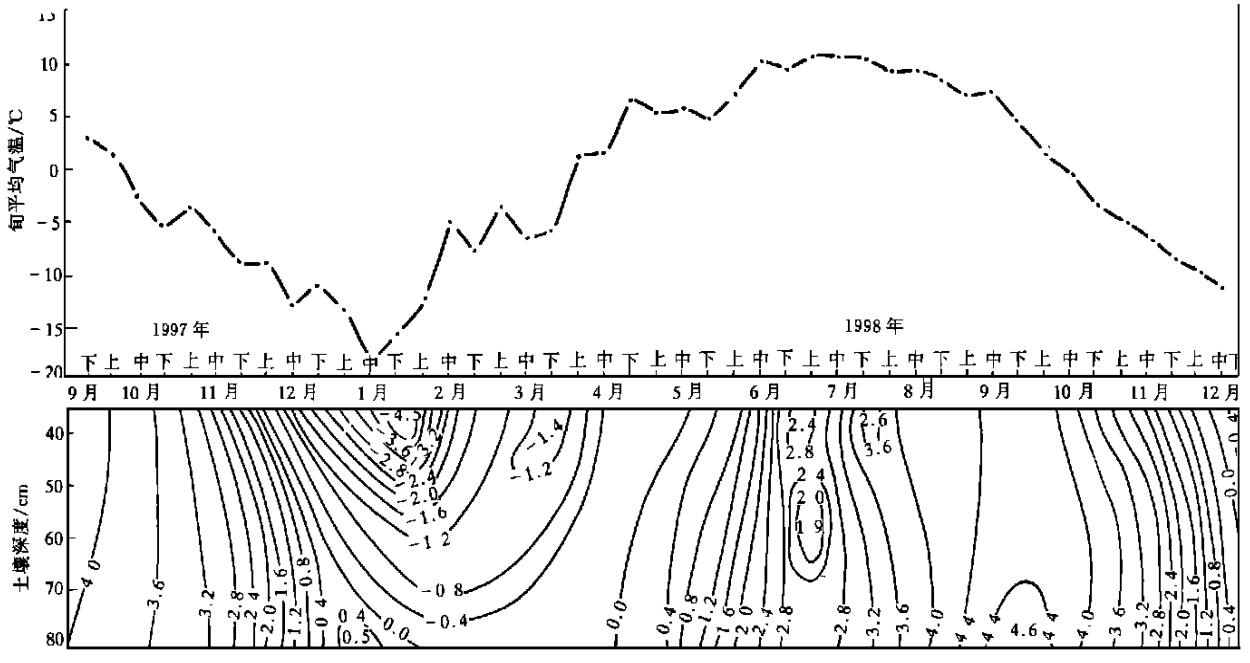

图 2　1997 年 9 月至 1998 年 12 月高寒湿地 40～80 cm 旬平均地温空间分布状况

Fig. 2　The spatial distribution of ground temperature averaged every ten days at 40～80 cm deep in cryic-wetland from Sep. 1991 to Dec. 1998

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

表1 高寒湿地土壤温度与高山草甸土分布区月平均地温、气温比较(单位: ℃)

Table 1 Comparision of the monthly mean ground temperature of cryic wet land and high mountainous meadow soil (℃)

月份		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年均
40 cm	湿地	−3.5	−2.6	−1.2	−0.3	−0.1	1.5	3.0	3.6	4.0	3.7	2.1	0.0	0.9
	滩地	−8.3	−4.9	−1.0	0.8	5.0	8.3	11.3	11.8	9.6	5.1	1.1	−3.2	3.0
	差值	4.8	2.3	−0.2	−1.1	−5.1	−6.8	−8.3	−8.2	−5.6	−1.4	1.0	3.2	−2.1
80 cm	湿地	0.4	−0.1	−0.2	−0.1	0.6	2.0	2.6	3.6	4.4	4.2	3.1	1.0	1.8
	滩地	−4.4	−4.1	−1.5	−0.7	1.8	5.7	9.1	10.2	9.1	5.9	2.4	−0.1	2.8
	差值	4.8	4.0	1.3	0.6	−1.2	−3.7	−5.5	−6.6	−4.7	−1.7	0.7	1.1	−1.0
气温		−15.7	−8.3	−5.4	3.0	5.2	8.9	10.6	9.2	6.3	−0.8	−6.5	−11.4	−0.4

注: 滩地系指高山草甸土分布区.

上消融完毕,长达270多天.而高寒湿地季节冻土于11月中上旬开始维持,至6月中旬全部融化,维持时间约215 d左右,比高山草甸土地区季节冻土维持时间短近60 d左右.

高寒湿地的地温随时间推移,其变化趋势与气温变化紧密联系.从图2看到,高寒湿地地温分布趋势随气温的波动而变化,只是随深度加深位相落后.如旬平均最低气温出现于1月中旬,高寒湿地40 cm和80 cm的旬平均最低温度分别出现于1月下旬和2月中下旬,分别比旬平均最低气温滞后1旬和3～4旬;旬平均最高气温出现于7月中下旬,但湿地40 cm和80 cm层次旬平均最高温度出现在7月下旬和9月下旬,分别比最高气温滞后1旬和7旬左右.

在图2中6月下旬至7月上旬40 cm地温出现一高值区,其原因是1998年4月出现高温天气所造成.由于受高气温影响,上层地温迅速升高,而深层地温受冬季的低温及土壤冻结等环境的影响温度低,且不易被热量下传所"交换",使得50～70 cm左右土层中反而形成一低值分布区域.

3.2 高寒湿地与高山草甸土土壤温度、气温的比较

为了便于比较高寒湿地与高山草甸土土壤温度及气温的差异,表1统计了这两种类型区域的温度分布状况.考虑到高山草甸土分布区气象站依气象部门规定有固定层次的地温观测,表1只列出40 cm和80 cm以及气温月和年平均值.

可以看出,高山草甸土的地温比高寒湿地温变化剧烈,年较差大.同时,冷季高山草甸土分布区温度明显低于同层次高寒湿地温度,如1月平均地温在80 cm层次低4.8 ℃;而在暖季的7月高山草甸土同层次温度明显高于高寒湿地,要高5.5 ℃.冷暖转换的春季和秋季,两种地区地温差异也有存在,但不如冷暖季明显.

3.3 高寒湿地的冷热效应

为了深入了解高寒湿地气温变化情况,及其在区域的冷暖效应,作者在进行高寒湿地地温观测的同时,对观测地点离地表1.5 m处采用阿斯曼温度计不定期地对气温进行了观测,并经过插补处理方法延长,与高山草甸土分布区气象站气温状况进行比较.结果发现,冷季高寒湿地分布区气温较高,如1月平均气温约为-13.2 ℃,比同期高山草甸土区域气象站1月平均气温(-15.7 ℃)高2.5 ℃,表现出冷季呈现"热源"的效应.而在暖季的7月平均气温(10.4 ℃),比高山草甸土分布区域的气象站气温(10.6 ℃)低0.2 ℃,呈现有一定的"冷岛"作用.高寒湿地分布区年平均气温为-1.3 ℃,比高山草甸土年平均气温(-1.5 ℃)高0.2 ℃.同时高寒湿地气温年较差(23.6 ℃)较小,比高山草甸土分布区域的气温年较差(26.3 ℃)低2.7 ℃.可见高寒湿地分布区在冬季具有一定的热源效应,热量向四周传送;夏季虽有一定的"冷岛"作用,但因面积较小而不甚明显.这对一定尺度范围内的小区域气候变化有着微弱的调节作用.

3.4 高寒湿地土壤在系统分类中的归属

研究区的高寒湿地位于林线以上的亚高山分布区域地段,地表常年积水,土壤水分年内各时期均达超饱和状况,泥炭层深厚,土体透水性差.依中国土壤系统分类(修正方案)[6]诊断特性表明,属常潮湿土壤水分状况.在剖面50 cm处地温年平均值1.2 ℃,暖季的6～9月平均地温为2.8 ℃,表明海北的高寒湿地属寒性土壤温度状况.大多数年份土壤1.5～2.0 m内无永冻层.因而,区域土壤仍属正常有机土.

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

4　结语

高寒湿地由于受地下潜水补给,排水不畅,地表常年积水、土壤水分常达超饱和状态,因而土体热容量大,导热率较低,土壤热量传播缓慢.造成高寒湿地地温的日、年变化比不同类型的高山草甸土的地温变化平稳,日、年较差均较小.

年内高寒湿地 40～80 cm 土层地温,总的趋势是于 9 月下旬开始逐步降低,到次年 1 月下旬达最低,深层 80 cm 还可延至 3 月上旬;从 1 月下旬开始到 9 中旬地温逐步上升,9 月达年内最高时期.同时表明,在冬季和夏季,地温梯度较大,变化相对剧烈;而冷暖季节转换时期,地温梯度小,地温变化较为平稳.

由于高寒湿地 50 cm 层次暖季的 6～9 月及年平均温度较低,一般均小于 5 ℃.土壤潮湿,地表常年积水.因此,该类型沼泽土依中国土壤系统分类温度诊断特点来看,属寒性土壤温度状况,同时仍为正常有机土.

致谢:周兴民研究员审阅了全文,并提出了许多的宝贵意见,在此深表谢意.

参考文献(*References*):

[1] Jin Huijun, Cheng Guodong, Xu Baiqing, *et al*. Studies on CH_4 fluxes from alpine wetlands at the Huashixia Permafrost Station, Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1998, **20**(2):172～174. [金会军,程国栋,徐柏青,等. 青藏高原花石峡冻土站高寒湿地 CH_4 排防研究[J]. 冰川冻土,1998, 20(2):172～174.]

[2] Ji Zhongchun, Wang Peifang, Zhang Chen. The distribution and quantities of marshland and wetland in China [A]. Pre-research on Global Changes in China [M]. Beijing: Seismological Press, 1992, 120～128. [季中淳,汪佩芳,张琛. 中国沼泽湿地的分布现状与数量[A]. 中国的全球变化预测研究[M]. 北京:地震出版社,1992. 120～128.]

[3] Wang Shaoling, Luo Xiangrui, Guo Pengfei. The distribtuive characteristics of permafrost in the east of Qinghai - Xizang Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1991, **13**(2):131～140. [王绍令,罗祥瑞,郭鹏飞. 青藏高原东部多年冻土分布特征[J]. 冰川冻土,1991,**13**(2):131～140.]

[4] Wang Shangling. Frozen ground and environment in the Zoige Plateau and its surrounding mountains [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1997, **19**(1):39～46. [王绍令. 若尔盖高原及其周围山地的冻土和环境[J]. 冰川冻土,1997, **19**(1):39～46.]

[5] Wang Qiji, Zhou Xingmin, Shen Zhenxi, *et al*.. The structure of plant community and utilization in alpine Kobresia tibetica swamp meadow [A]. Alpine Meadow Ecosystem (4) [C], 1995, Beijing: Science Press, 91～100. [王启基,周兴民,沈振西,等. 高寒藏嵩草沼泽化草甸植物群落结构及其利用[A]. 高寒草甸生态系统(第 4 集)[C],北京:科学出版社,1995, 91～100.]

[6] Chinese Soil Taxonomy Research Group, of Nanjing. Institute of Soil Science, Academia Sinica. Cooperative Research Group on Chinese Soil Taxonomy. Chinese Soil Taxonomy (Revised Proposal) [M]. Beijing: Science Press, 1995. 37～52. [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协作组. 中国土壤系统分类(修正方案)[M]. 北京:科学出版社,1995. 37～52.]

Observation of Soil Temperature Regime in Cryic - Wetland at the Depth of 40～80 cm at Haibei, Qilian Mountains

LI Ying - nian, BAO Xin - kui, CAO Guang - min

(*Northwest Plateau Institute of Biology, the Chinese Academy of Sciences, Xining Qinghai* 810001, *China*)

Abtract: Cryic - wetland is characterized by great soil heat capacity, low heat conductivity and slow heat transference because of its potential water supply from underground, its bad water drainage, its surface water accumulation, and its water over - saturation. Its daily and annual temperature variation is less than that of other types of wetland.

The general seasonal variation of temperature in the cryic - wetland at the depth of 40 ～80 cm is that it begins to drop from the end of September and reaches its minimum at the end of January or later at the beginning of March at 80 cm deep; from the end of January to the middle of September, it increases gradually, and reaches its maximum in September. It is also shown that in cold winters and cool summers, soil temperature gradient is great, with rapider temperature change; when cold season changing into warm seasn or warm season changing into cold season, soil temperature gradient is small, with

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

slower temperature change.

Seasonally frozen soil is less deep, usually about 1 m, less than that in the area with sub - high mountainous weadow soil. Warm season (June to September) mean and annual mean temperature in cryic - wetland at the depth of 50 cm are relatively low, usually less than 5 ℃. The soil is wet, and there is surface water all year round. So this type of soil, according to the characterizations of China soil systematic classification, belongs to cryic soil, one of the orthic histosols.

Key words: Haibei Prefecture in Qilian Mountains; cryic - wetland; soil temperature regime; diagnostic

(上接 190 页)

“文化大革命”再一次延误了竺老对于中国南极考察的构想. 1967 年夏天,我有机会在北京地安门附近竺老的寓所拜望了他,当我提到我正是那位学极地专业的留学生时,竺老沉思了一会,叹气说:“极地嘛,还要等待.”

竺老没能等到中国极地考察开始的那一天,直到 1980 年,我国学者张青松、董兆乾才首次登上南极大陆.

1982 年,我作为中国第一批冰川学者也登上了南极冰盖,在澳大利亚的南极凯西基地度过了 400 个日日夜夜. 在那寒冷的冰盖上,我经常怀念着竺老,作为竺老在极地事业棋盘上的一个卒子,我决心要冲过河去.

1984 年 2 月,我在中国科学院第一次竺可桢野外科学奖的颁奖大会上,与刘东生、孙鸿烈、李吉均、王富葆等 32 名科学家联名向中央上书,呼吁尽快开展中国自己的南极科学考察,得到中央领导同志的重视. 这年 12 月 30 日,以武衡教授为首的中国南极考察委员会组织的中国南极科学考察队在西南极的乔治王岛登陆,建立了中国第一座南极科学基地——长城站. 1989 年又在东南极大陆上建立了第二个基地——中山站,如今,中国已连续进行了 14 次南极考察,1999 年,中国正式进军了北极,竺可桢的遗愿终于被他的后辈们实现了.

在新世纪开始之时,我更加感到多么需要像竺可桢教授这样高瞻远瞩、极富战略目光的科学巨人来指导我国的科学事业,振兴民族文化.

竺可桢的教育思想对当前的大学教育改革具有指导意义

潘保田 (兰州大学地理科学系)

今年是我国著名气象学家、地理学家和教育家竺可桢先生诞 ? 110 周年. 作为 20 世纪中国科学界和教育界有重要影响的大师,除了其巨大的学术成就和实事求是的治学精神值得我们继承和发扬外,竺可桢丰富的教育思想也是一份宝贵的财富. 在国家倡导教育改革和素质教育的今天,认真研究并积极实践竺可桢的教育思想具有十分重要的意义.

在市场经济大潮的冲击下,当前关于大学的教育目标存在的许多模糊认识. 如有人认为为了适应学生就业的要求,大学要着重培养学生的一技之长,使其能在社会上找到工作. 竺可桢先生在 1936 年就任浙江大学校长讲话中就指出,“大学是培养领袖人才的地方”,是使“大家有饭吃的生产教育”. 大学的目的“应该不单是学生能赚到他一个人的面包,而使许多人能赚到他们的面包”. 很清楚大学的目标是造就推动社会发展和经济繁荣的人才,不是单单使学生能够就业. 因此,认真学习竺可桢的教育思想对明确办大学教育的目的和做好教育改革有重要帮助.

当前大学教育的一大弊端是学科分得过细,课程设置的过窄、过专,对学生以后的长远发展极为不利. 竺可桢在其教育实践中则强调培养学生的坚厚基础和广博知识. 他曾经说过:“大学一、二年级中,工学院自宜打定数理良好基础. 文法等院重视文学、经济以及中外历史,以备专精. 虽然,彼此不可偏废,仍宜互相切磋,不限系、院,庶几智识广博,而兴趣亦可盎然”. 这种教育思想对改变当前大学教育的弊端具有重要的指导意义.

当今大学教育的重要弱点之一是,注重学生书本知识的传授,忽视学生实践训练和智能培养. 这当中除教学体制的因素外,更重要的是教育经费投入的严重不足. 竺可桢早就提出,“行政经费应竭力节省“,“而图书仪器设备费应占百分之二十或至少百分之十五“,可见其对学生实践训练和智能培养的重视. 当今的大学要培养高水平人才必须重视学生实践训练和智能培养,增加对图书、实验设备和实践性教学环节的投入.

竺可桢先生的教育思想十分丰富,上述仅是其中的一小部分. 每一个大学教师都应该认真学习,从中吸取经验.

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net