

文章编号: 1000-0534(2004)04-0558-10

海北高寒草甸生态系统定位站气候、植被 生产力背景的分析

李英年¹, 赵新全¹, 曹广民¹, 赵亮¹, 王勤学²

(1. 中国科学院西北高原生物研究所, 青海 西宁 810001; 2. 日本国立环境研究所, 日本 筑波 3050053)

摘要: 首先分析了中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站近 40 多年来气温、降水的变化特征; 其次分析和总结近 20 年来海北高寒草甸生态系统不同植被类型分布及地上生物量; 同时探讨了对气象条件影响牧草产量的机制及关系, 以及高寒草甸植被对气候变暖的响应。本文的目的是为高寒草甸生态系统的结构、功能、能量流动及物质循环等研究, 以及提高生物生产力途径模式的建立提供依据, 也为从事海北站不同学科的研究工作提供气候及植被的背景情况。

关键词: 海北高寒草甸; 生物量; 气候背景; 植被背景

中图分类号: S181 **文献标识码:** A

1 引言

中国科学院西北高原生物研究所自 1962 年建所以来, 就把青藏高原的资源与环境作为研究重点。为了深入系统地研究青藏高原各类生态系统的结构、功能过程与机理, 在国际生物学规划 (IBP) 和“人与生物圈”的研究规划 (MAB) 的推动下, 率先于 1976 年正式创建了海北高寒草甸生态系统定位研究站 (海北站)。

海北站建站 20 多年来, 逐步组建了包括气候、土壤、动植物生态、草地生态、动植物生理、家畜生态、微生物生态和数学生态等学科的研究队伍, 按照“人与生物圈”计划的研究目标和方法, 开展了生态系统各分支的交叉协调研究工作, 对广布于青藏高原的高寒草甸生态系统的结构、功能、能量流动、物质循环及其提高生产力的途径, 开始了系统研究, 积累了大量的宝贵资料, 并取得了显著的成绩。为了反映海北站气候背景和植被生物量的背景, 现把 20 多年来的有关气候变化、植被生产力特征及近 40 年气候长期变化等情况作一全面的回顾和总结。旨在为高寒草甸生态系统的研究和提高草地生物生产力途径模式的建立, 以及地学与生物学相互交叉研究等提供依据。

2 地理环境背景

2.1 地理位置及宏观环境概述

海北站地处青藏高原东北隅的青海海北藏族自治州门源县境内。在祁连山北支冷龙岭东段南麓坡地的大通河河谷西段, 地理位置为 37°29′ ~ 37°45′ N, 101°12′ ~ 101°23′ E, 该站地形开阔, 海拔在 3200 ~ 3600 m (气象观测站海拔高度为 3220 m); 北—西北部为高耸的冷龙岭, 山脊平均海拔 4600 m, 主峰——岗什卡峰海拔高度为 5254.5 m, 常年积雪, 并发育着现代冰川; 南—东南以宁张 (西宁—张掖) 公路为界, 与青海浩门农场接壤; 西—西南部被永安河、大通河所环绕, 与门源县的皇城、苏吉滩二乡毗邻; 在该站西南约 15 km 处是平均海拔高度为 4000 m 的达板山。

该地区位于亚洲大陆腹地, 具有明显的高原大陆性气候, 东南季风及西南季风微弱。受高海拔条件的制约, 气温极低, 按气候四季的标准划分, 这里全年皆冬, 无明显四季之分, 仅有冷暖二季之别, 干湿季分明; 空气稀薄, 大气透明度高, 年平均空气密度约为 $0.8496 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。年内无绝对无霜期, 相对无霜期约为 20 天, 在最热的 7 月仍可出现霜冻、结冰、降雪 (雨夹雪) 等冬季的天气现象。表

收稿日期: 2003-01-04; 改回日期: 2003-03-06

基金项目: 中国科学院知识创新工程项目 (KSCX2-1-07; KZCX1-SW-01-01A5); 中国生态网络研究长期监测和中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站基金资助

作者简介: 李英年 (1962—), 男, 青海乐都人, 高级工程师, 主要从事生物气象研究工作. E-mail: ynli@mail.nwipb.ac.cn

现出冷季寒冷、干燥、漫长, 暖季凉爽、湿润、短暂。

青藏高原隆起过程所形成的特殊自然环境, 造就了适应寒冷湿中生的多年生草本植物群落, 形成了以矮嵩草 (*Kobresia humilis*) 草甸、金露梅灌丛 (*Formation Dasiphora fruticosa*) 草甸、小嵩草 (*Kobresia pygmaea*) 草甸, 以及藏嵩草 (*Kobresia tibetica*) 沼泽草甸为主要建群种的不同的植被类型。牧草生长低矮, 群落结构简单, 初级生产力低等^[1]。土壤以洪积—冲积物、坡积—残积物及古冰水沉积物在不同水热条件下, 受植被改造发育在滩地和阳坡多有草毡寒冻雏形土 (Mat - Cryic Cambisols)、山地阴坡多分布暗沃寒冻雏形土 (Mol - Cryic Cambisols) 以及沼泽地的有机寒冻潜育土 (Organic Cryic Gleysols) 大量分布, 具有土壤发育年青、土层浅薄、有机质含量丰富等特征^[2]。

2.2 气象、植被生物量资料的选取

(1) 以海北定位站 1980—2000 年气温和降水气象资料为基础, 依门源气象站资料插补延长到 1957 年开始的长期气温和降水资料; (2) 1981—2001 年的气象常规观测资料; (3) 1990—1993 年、2000 年在植物生长期内的土壤湿度测定值; (4) 1980—2000 年海北站年间植被产量及 2002 年测定的地上生物量季节动态值。

3 结果分析与讨论

3.1 气候情况

3.1.1 基本气候特征

对海北站 22 年 (1980—2001 年) 有关气象观测资料的统计结果表明, 海北站地区气温较低, 年平均气温在 $-0.4 \sim -2.5$ 之间波动, 多年平均为 -1.6 (表 1), 最暖的 7 月月平均为 10.1 , 最冷的 1 月为 -15.0 。极端最高为 26.8 , 极端最低为 -37.1 。气温日较差多年平均为 15.7 , 日较差冷季大, 暖季小; 气温年较差平均约为 25.1 。年内日最低气温 < 0 的天数高达 280 天左右, 表明冷季时间长; 日平均气温稳定通过 0 的初期约在 4 月 22 日, 10 月 16 日左右结束, 积温约 1104.4 , 持续天数 173 天; 日平均气温稳定通过 5 的初期约在 5 月 21 日, 9 月 12 日左右结束, 积温约为 921.2 , 持续天数约为 115 天; 日平均气温稳定通过 10 的天数不到 10 天, 积温不足 100 。若把植物生长期天数以日平均气温稳定通过 0 初期开始到日平均气温稳定通过 5

的末期结束计算, 海北站地区植物生长期的天数约为 134 天左右。由于日平均气温稳定通过 10 的天数少且积温极低, 从而这里难以生长乔木类植物, 只有耐寒中生多年生的草本植物, 另有金露梅、山生柳等低矮的灌木类型植被。虽然该区气温低, 最暖的 7 月早晨常出现 -5 左右的极端气温, 并伴随有霜冻、静水面结冰, 以及降雪 (雨夹雪) 等冬季才有的天气现象, 但由于空气、土壤湿度大, 较高的水分可在植物产生霜冻前, 其界面形成一定的水膜, 可使植物免遭伤害。相反低温环境的存在, 可在夜间降低植物呼吸作用, 利于干物质积累。

海北地区降水主要来自东南、西南夏季风的暖湿气流顺大通河谷溯源而上, 动力爬坡抬升及受环境的热力作用而形成。年降水量在 $425.3 \sim 850.4$ mm 之间, 多年平均为 560.0 mm (表 1)。降水在 7 月和 8 月最多, 1 月和 12 月最少; 暖季的 5~9 月降水量为 444.6 mm, 占年降水量的 79%; 冷季的 10 月至翌年 4 月降水量只有 115.3 mm, 只占年降水的 21%, 特别是 11 月到翌年 2 月, 降水极为稀少, 仅占年降水的 4%。降水在年内受“极锋”活动, 以及大气环流的年际振荡、夏季风来临迟早、副热带高压的强弱及维持时间长短等影响, 年际差异明显, 最高年份是最低年份的 2 倍左右。月际分布也极不均匀, 除多数年份呈现单峰式的变化规律外, 也有呈现双峰式甚至三峰式的变化规律。以旬降水相对系数^[3]的大小来衡量海北站雨季分布情况, 则雨季在 5 月中旬开始到 9 月上旬结束, 长达 12 旬 120 天左右。7 月下旬到 8 月上旬可出现一较弱的降水间歇期。当然各年其雨季强度及维持时间长度受夏季风来临迟早有较大的差异。海北站年降水量均比临近的刚察、祁连、门源、海晏等气象站高, 即比全球陆地的年降水少 242 mm, 比中国大陆少 36 mm, 但比我国北方地区的年平均降水量要高 47 mm^[4]。

因区域地势高亢, 南有达板山, 北有冷龙岭作屏障, 风速既受到高空强劲西风动量下传的影响, 又受到河谷、湿地、地形等影响, 是风速较大的地方之一。年平均风速为 $1.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 比青藏高原大部稍小 (见表 1), 比高原上风速最大的茫崖 ($5.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)、五道梁 ($4.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 小 $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 比高原风速最小的玉树 ($1.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 大 $0.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ^[5]。风速在 3, 4 月最大, 最小出现于寒冷的 12 月。风速的这种月际分布与高原大部分地区有一定的差

表 1 海北站有关气象要素的统计(1980—2001 年)

Table 1 The statistical results of some climatic factors at Haibei Station(1980—2001)

气象要素	月 份												年	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
平均气温/	-15.0	-11.5	-6.1	-0.3	4.3	7.8	10.1	9.0	5.0	-0.9	-8.0	-13.2	-1.6	
降水量/mm	3.4	8.1	19.6	35.0	59.4	93.7	109.0	110.2	71.3	28.4	6.8	2.8	560.0	
日照	日照时间/h	305.9	302.9	367.7	394.3	438.4	439.7	446.6	419.4	371.1	346.4	303.4	296.9	4434.7
	实照时间/h	206.3	191.7	205.9	210.7	217.6	196.7	210.6	215.4	182.8	203.0	217.9	209.2	2467.7
	百分率/%	67	63	55	54	50	45	47	51	49	58	72	71	57
平均风速($m \cdot s^{-1}$)	1.4	1.7	2.1	2.1	2.1	1.8	1.8	1.8	1.7	1.5	1.3	1.2	1.7	
平均水汽压/hPa	1.1	1.4	2.3	3.7	5.3	7.4	9.5	8.9	6.7	4.0	2.1	1.3	4.5	
相对湿度/%	57	57	60	65	68	72	77	78	77	72	62	60	67	
蒸发量/mm	58.8	68.7	88.8	115.9	149.5	140.3	152.1	139.5	105.8	82.6	72.1	63.8	1238.0	
地表温度/	-13.3	-8.2	-1.5	4.9	9.2	12.4	15.2	13.8	9.2	2.6	-5.2	-11.8	2.3	
10 cm 地温/	-11.1	-7.8	-2.8	1.5	5.7	9.4	12.3	12.2	8.7	3.4	-2.2	-8.1	1.8	
20 cm 地温/	-9.2	-6.9	-2.8	-0.3	4.1	8.2	11.4	11.8	9.0	4.2	-0.8	-6.0	1.9	
40 cm 地温/	-7.4	-6.5	-2.9	-0.1	2.4	6.8	10.4	11.4	9.1	5.0	0.9	-3.4	2.1	
80 cm 地温/	-3.0	-4.0	-2.6	-0.8	0.3	3.3	7.3	9.7	8.7	6.0	2.7	0.4	2.3	
160 cm 地温/	0.4	-0.8	-0.9	-0.4	-0.1	0.7	3.7	6.9	7.5	6.3	4.1	2.1	2.5	
320 cm 地温/	2.9	1.9	1.2	0.9	0.8	0.9	2.0	3.9	5.2	5.5	4.8	3.9	2.8	
冻土深度 平均	131	166	187	190	189	187	169		5	11	38	86	187	
/cm 极大	177	202	230	230	230	230	207	1	8	22	56	114	230	
平均气压/hPa	687.3	687.2	687.4	690.3	692.1	692.2	692.4	694.1	694.9	694.8	692.8	690.6	691.4	

注: 空气湿度、气压、风速为 1990—2000 年的平均值; 冻土为 1986—2000 年统计值

异, 这是由于冷季高空西风急流位于高原南侧, 动量下传对海北地区影响微弱, 加之海北地区在冬季地面受西伯利亚冷高压控制和反气旋环流作用, 高空多为下沉气流, 近地面辐散, 风速较小; 自 3 月开始, 随着西风急流带北抬, 下垫面热力分布不均, 局地对流旺盛, 地形风明显, 区域风速逐渐加大, 可维持到 9 月左右, 3~9 月平均风速达 $1.9 m \cdot s^{-1}$ 。从 10 月开始又逐渐减小。

海北地区气压低, 相应含氧量减少, 自然水的沸点亦很低(约为 85)。从表 1 看出, 海北站年平均气压为 691.4 hPa, 在 9 和 10 月最高, 2 月最低, 年内气压分布呈现单峰式的变化过程, 年较差小, 平均只有 7.7 hPa。其变化规律与青藏高原大部分地区的二高二低的形式^[5]略有差异, 与我国平原地区地面气压 1 月高、7 月最低的形式相反^[4]。这种差异主要是受高空气压系统的影响所致。年较差比我国东部地区小 11 hPa 以上^[4], 比青海南部地区小 5~8 hPa^[5]。气压在一日中表现为一个最高值和一个次高值, 一个最低值和一个次低值。上午

09:00~10:00 最高, 下午 18:00 左右最低; 次高值和次低值分别出现在夜间 22:00 和凌晨 05:00 左右。气压日较差较小, 平均约为 2~5 hPa, 季节转换的 4~5 月和 9~10 月较大, 最大可达 8 hPa。其日变化过程所出现的峰、谷值随季节不同, 出现时间略有差异。如冬季最高值出现在 11:00, 最低值则在 16:00~17:00 之间; 夏季最高值出现在 09:00~10:00, 而最低值则在 17:00~18:00 之间。这种分布与近地面在各季受热状况不同有关, 但各年间随大气环流的调整快慢有着相应的改变。

海北地区水汽压比同纬度的我国东部地区要低 8~14 hPa^[4]。多年年平均为 4.5 hPa(见表 1)。年内暖季高、冷季低, 最高在 7 月, 最低在 1 月(仅为 1.1 hPa), 年较差为 8.2 hPa。极端最高可达 14.2 hPa, 常出现于强雷阵雨前期; 极端最低仅为 0.1 hPa, 出现在冬季温度极低的早晨。其日变化或年变化, 水汽压所表现的规律与气温一样, 具有明显的单峰式变化, 变化与气温分布同步。一日间最高气温出现于午后 14:00~15:00, 最低气温出现在早

晨的 06:00~08:00, 但日间变化较为平稳, 日较差一般为 1.5 hPa 左右。

其多年平均相对湿度约为 67% (见表 1), 在青海及我国北方大部内陆地方均较高。年内相对湿度暖季高, 冷季低, 最高在 8 月, 月平均为 78%; 最低在 1~2 月, 平均为 57%。一日中相对湿度变化较大, 即日较差很大, 达 55% 左右; 最高湿度出现在早晨 06:00~08:00, 时常达 90% 以上, 冷季稍低; 最低湿度出现在午后 15:00~17:00, 一般降至 30% 以下, 冷季气温低、风速大时更低。日变化的这种分布主要是早晨温度低, 风速小, 大气层结稳定, 乱流微弱, 水汽不易扩散, 相对湿度则大; 而在下午气温高, 风速大, 大气层结极不稳定, 乱流强烈, 近地层水汽易扩散到上空, 相对湿度则较低。

本文所指的蒸发量是指气象站专用 20 cm 口径, 离地面 70 cm 处的水面蒸发量。从表 1 看到, 海北地区年蒸发量达 1238.0 mm。蒸发量在 1 月最低, 日平均为 1.9 mm; 5 月最高, 日平均达 4.8 mm。这与温度、雨季的分布、植被覆盖度等有关。冷季虽然正是干旱时期, 但温度低, 蒸发量低; 5 月正是我国北方干旱时期, 气温有所升高, 近地层风速大, 植被覆盖度由于冬春牧事活动及吹风作用影响近似裸露, 牧草生长刚进入萌动发芽—返青阶段, 空气干燥, 而植被蒸腾量又很小, 从而导致蒸发量最大; 6~8 月随着降水丰沛, 空气湿度大, 虽然温度高, 但地表植被覆盖度的加大, 蒸散量增大, 使水面蒸发量相对平稳且较 5 月稍低; 8 月以后, 随着冷季来临, 气温降低, 风速减小, 蒸发量逐步降低, 直至来年 2 月才有所上升。

一地区的冻土深度既是气候寒冷的标志, 又从一定意义上表述了土壤含水量的高低, 以及冷季维持时间的长短。在海北地区, 大多冻土属季节性冻土, 也有部分斑(岛)状永久冻土维持。土壤于 9 月进入冻融阶段, 日消夜冻, 10 月下旬形成稳定的薄的冻土层(见表 1), 以后随着冷季的来临, 天气严寒, 冻土深度不断加深, 至来年 3~4 月深层冻土达最大, 此时地表也开始产生融冻过程, 冻土层自上而下逐渐融化, 底层向上也有融化的过程, 但非常微弱, 至 7 月上旬方可全部消失, 表明冻土维持时间很长。在高海拔地区, 冻土现象似乎在每个月均可发生, 最暖的 7 月, 偶然也可出现, 常称为“湿冻”现象^[6]。冬季深厚的冻土给植物根茎安全越冬

带来很大的影响, 冻结时可能将根茎拉断或冻伤, 但冻土会保持较高的土壤水分含量, 对来年牧草的正常生长发育有利。

海北站太阳高度角最大为 81°46' (夏至日中午), 最小为 35°00' (冬至日中午)。在晴天状况下若不考虑四周高山遮蔽的影响, 夏至日日照时间长达 14.62 h, 而冬至日日照时间为 9.20 h, 二者相差 5.42 h; 全年可照时间为 4434.7 h (闰年为 4445.4 h)。受云系降水等影响, 海北地区实际日照时间在 2222.3~2729.6 h 之间, 平均为 2467.7 h (见表 1), 占可照时间的 57%。牧草生长期的 5~9 月, 平均日照时间达 6.7 h, 基本满足牧草生长发育所需的光照要求。区域日照百分率在年内表现出“W”型变化规律(见表 1), 这主要与夏季西太平洋副热带高压和冬季蒙古—西伯利亚冷高压活动有关。冬半年受蒙古—西伯利亚冷高压控制, 天气晴好; 夏半年受西太平洋副热带高压的影响, 云系较多, 降水丰沛。但在 7 月末到 8 月初, 西太平洋副热带高压发展最为强盛, 海北站处在该系统的西北缘, 由于反气旋的环流作用, 使该地区常出现几日的晴好天气, 降水少, 有对流云产生, 但天空多以“环山云”为主, 致使 8 月出现短时较高的日照百分率, 形成“W”型分布。

一日中, 土壤表面(0 cm)最低地温出现在夜间 01:00~02:00; 白天土表吸收太阳短波辐射能, 土壤吸热升温, 最高温度出现在午后 13:00 左右, 此后随太阳高度角降低, 热量补给减少, 土壤温度开始下降, 并延续到次日凌晨。在一定深层内, 白天热量来自地表, 并自上而下传播; 夜间土壤表面因长波有效辐射首先冷却, 热量自下而上散失。深层地温日变化与地表温度相关联, 约在 50 cm 层次日变化消失。

多年观测结果表明(见表 1), 海北站地表月平均地温的最高值出现于 7 月(15.2 °C), 而最低值出现于 1 月(-13.3 °C), 年变化振幅 28.5 °C, 地表温度多年平均为 2.3 °C; 随着深度加深, 地温最高、最低值出现时间滞后, 振幅减小。由表 1 看出, 各层地温年平均自 5 cm 层次到 320 cm 深层, 地温逐渐升高。10, 20, 40, 80, 160 和 320 cm 年平均地温分别为 1.8, 1.9, 2.1, 2.3, 2.5 和 2.8 °C, 表现出按一定的指数规律自上而下升高。月最高值出现时间从 0 cm(7 月)到 320 cm(10 月)延后 3 个月; 月最低值出现时间从 0 cm(1 月)到 320 cm(5 月)延

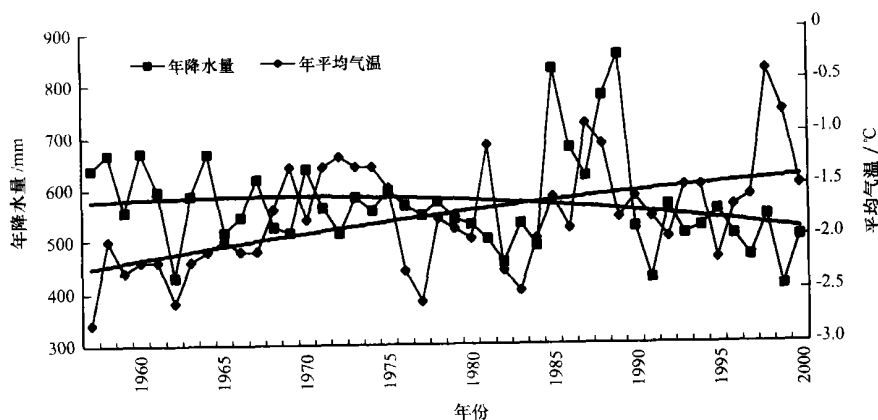


图 1 海北站 1957—2000 年年平均地面气温及年降水量的年际变化

Fig. 1 Interannual changes of surface air temperature and precipitation at Haibei Station from 1957 to 2000

后 5 个月。地温年变化振幅从 0 cm 的 28.5 到 320 cm 处降至 4.7，平均每 10 cm 地温年较差降低 0.7 左右。当然土壤上层年变化振幅大于底层。

尽管海北站处在青藏高原、北方蒙新荒漠以及黄土高原三种不同气候类型和自然植被区系分布的交汇区域，但高大的祁连山地对南来气流有抬升作用，加之该区常年处在北支西风带，北缘“极锋”活跃，致使降水在山体的动力和热力作用下，降水相对丰沛，其降水在青海分布属仅次于久治的高值区。气候的这种分布导致了其植被类型与青藏高原主体分布的高寒草甸植物区系的一致性。其植被类型反映了广大高原高寒草甸的植被特征。

3.1.2 近 40 年来气温和降水的变化特征

图 1 绘出了 1957 年以来海北站近 44 年年平均气温及年降水量的变化。由图 1 可看出，44 年来海北站年平均气温呈现出波动式的变暖趋势。1957—1967 年是海北站年平均气温持续偏低时期，平均为 -2.4，较 44 年平均值 (-1.8) 偏低 0.6；1968—1975 年的 8 年时间年平均气温持续偏高，8

年平均为 -1.4，较 44 年平均高 0.4；1976—1984 年年平均气温较前十几年波动明显，有降亦有升，但总的趋势是偏冷的，平均为 -2.1；1985—2000 年平均气温升高较快，其平均值约为 -1.5，1998 年年平均气温为 -0.4，达到有资料以来的最高值。在这 16 年间，平均气温比 44 年平均值高 0.3。

从图 1 还可看到，自 1957 年以来近 40 多年，海北站降水变化波动性明显。总的特点是 1957—1971 年间降水量比多年平均值略高，15 年平均为 581.9 mm，比 44 年平均高 14.8 mm；1972—1984 年年降水量处于偏低时期，13 年平均为 536.3 mm，比 44 年平均偏低 30.8 mm；1985—1989 年间是海北站年降水量自 1957 年以来的最高时期，5 年平均为 748.3 mm，比 44 年平均高 181.1 mm，1989 年达 850.4 mm，为最多年；1990—2000 年年降水量又处于偏低时期，平均为 500.9 mm，比 44 年平均偏低 66.2 mm，1999 年降水量为近 40 多年来的最低年份，为 407.7 mm。

若以年代而论(表 2)，海北地区 20 世纪 60 年

表 2 海北站气温、降水的年代际变化及与 44 年平均值的距平

Table 2 The interdecadal variations of surface air temperature and precipitation at Haibei Station and their departure from the average values in 1957—2000

年代	1960	1970	1980	1990	44 年平均 (1957—2000 年)
平均气温/	-2.1	-1.7	-1.7	-1.5	-1.8
气温距平/	-0.23	0.06	0.1	0.28	
降水量/mm	583.3	556.2	623.5	498.9	567.1
降水距平/mm	16.2	-10.9	56.3	-68.2	

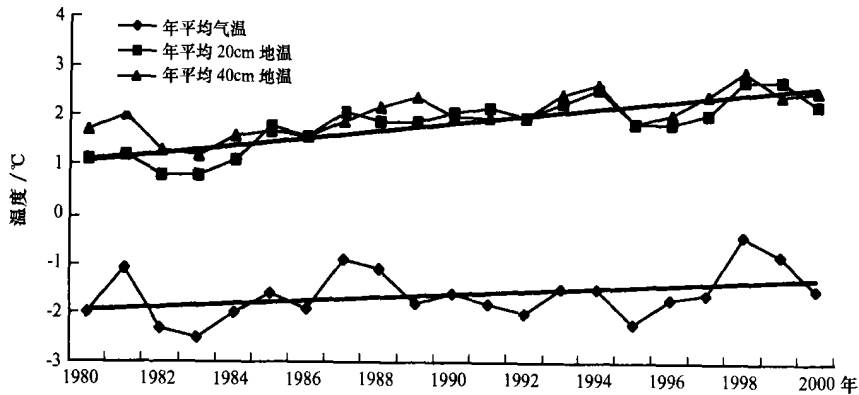


图 2 海北站 1980—2001 年 20 及 40 cm 年平均地温的年际变化及与同期地面气温的比较

Fig. 2 The interannual changes of average soil temperature at the depths of 20 and 40 cm at Haibei Station in 1980—2001 and their comparison with air temperature at the same periods

代到 90 年代的平均气温与 40 年平均值相比, 距平值分别为 -0.2, 0.1, 0.1 和 0.3, 各年代的平均气温约以 0.16 / 10a 的速率升高。年平均气温的这种变化趋势与我国整个西北及北方地区的平均趋势是一致的^[7-11]。从近几年观测结果来看, 进入 90 年代后气温升高更加明显。

就 40 多年降水变化趋势来看, 20 世纪 60 年代到 90 年代各年代降水量波动变化明显, 但总体表现为有所减少的趋势, 这与青海南部基本相仿^[12]。海北站在过去 40 多年中降水约以 18.6 mm/10a 的递减率递减, 特别是 90 年代以来。

3.1.3 近 20 年来地温和土壤湿度的变化

海北高寒草甸地区的地温是自建站后的 1980 年开始进行观测的, 资料序列较短, 土壤湿度的观测资料更为稀少, 观测也不连续。但由 1981 年以来的地、气温观测、1990—1993 年、2001—2002 年土壤湿度及近几年的零星考察资料, 仍可进行比较分析。

20 世纪 80 年代以来随着气温的增加, 地温增加的趋势也较明显。80 年代海北站 20 cm 地温年平均为 1.7, 到 1990 年代增加至 2.4, 增加了约 0.7。比同期的年平均气温增加值 (0.2) 还要高 0.5。地温的增加势必使土壤水分散失更为严重, 结果加剧了地区的干旱化。

从土壤湿度的观测结果来看, 1990—1993 年, 我们对寒冻锥形土区域土壤湿度观测发现^[13], 6~8 月 0~60 cm 整层土壤湿度平均为 33.7% (占干土重的百分率), 到 1998—2000 年平均约为 28.7%, 2001 年 6~8 月土壤湿度的观测也表明, 其土壤湿度较 1990—1993 年间低。这表明土壤也在明显向干暖化的方向发展。该地区过去部分地下水露出带

及其部分地段的积水滩 (坑), 现在已不复存在。

3.2 植被情况

3.2.1 不同水热条件下植被类型的分布状况

不同地域的气候要素会有较大差异, 特别是土壤温度和湿度差异。就是在同一大气环境下, 相近区域和高程范围其植被、土壤等有着不同的类型分布。也就是说, 不同气候条件对植被的群落结构及植被生产力均有较大的影响^[14-16]。海北地区主要有 4 种不同的植被类型, 它们是山地阳坡 (南坡) 土壤湿度很低, 主要分布有草原化小嵩草草甸; 山地阴坡 (北坡) 地带, 土壤湿度则很高, 主要分布有金露梅灌丛草甸; 平缓的滩地土壤湿度适中, 多为矮嵩草草甸, 区域内土壤湿度相对较高的局部地区还可生长发育着金露梅灌丛; 而在土壤湿度常年处于超饱和状态, 地表长久积水, 植被类型则以藏嵩草为主的沼泽化草甸。为说明问题, 本文应用海北站与日本国立环境研究所开展的合作项目, 用美国产时域分析仪 (TDR) 及自动温度采集系统进行的不同植被类型土壤温湿度分布状况测定的结果。图 3 绘出了 2002 年 6 月 25 日 00:00 到 7 月 15 日 24:00 间不同植被类型下 0~10 cm 的变化情况。由图 3 可以看出, 在不同地形部位的土壤湿度及温度均有较大的差别, 不同植被类型对应不同的土壤温湿度。

3.2.2 不同植被类型下生物量的季节变化

尽管在海北站进行常年的生物量观测, 但主要是针对滩地矮嵩草草甸, 因各课题研究的需要不同, 其时段的选择、观测的方法均有区别。2002 年我们对不同地形部位的 3 种植被类型进行了地上生物量的季节动态测定 (表 3)。从表 3 可看出, 不同地形部位, 高寒草甸植物群落地上生物量自萌动发

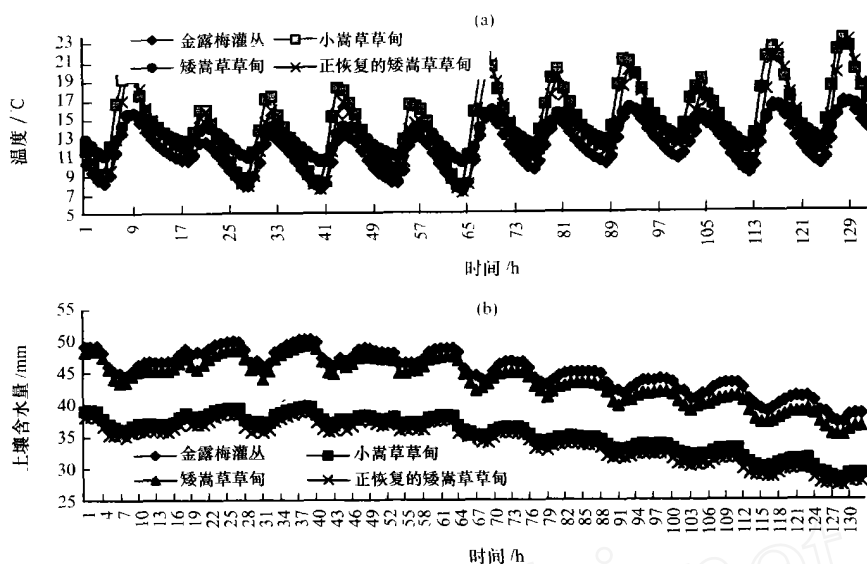


图3 海北高寒草甸不同植被类型区域地温和土壤湿度的时间变化

Fig. 3 The distributions of soil temperature and humidity at areas with different vegetation types in Haibei Alpine Meadow from 00:00 on June 25 to 24:00 on July 15, 2002

表3 不同植被类型地上生物量($\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)的季节变化

Table 3 The seasonal changes of vegetational above-ground biomass ($\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$) of different vegetation types

日期/(月-日)	05-15	05-30	06-15	06-30	07-15	07-30	08-15	08-30	09-15	09-30	10-15	10-30
矮嵩草草甸	38.2	89.5	130.3	241.9	273.1	359.7	427.9	441.0	401.8	352.4	389.6	269.1
小嵩草草甸	44.3	124.4	174.5	184.2	306.8	366.4	473.9	409.6	—	374.9	321.8	335.9
金露梅灌丛草甸	35.6	78.9	122.5	129.1	151.3	207.5	254.8	269.3	243.3	239.3	209.8	184.1

芽开始到牧草枯黄的整个过程中,其干物质积累表现出缓慢积累—快速增加—相对稳定—折损减少等4个不同阶段。当然不同的植被类型所发生的这4个阶段由于其气候环境的不同而有提前和滞后,以至所出现的快速增加的程度及出现时间和维持程度均有所不同。就矮嵩草草甸而言^[17, 18],当4月下旬日均气温 0°C 开始植物萌动发芽,日均气温 3°C 牧草返青,地表有生物量积累,到6月中旬日均气温 5°C 开始的这个期间,冷空气活动频繁,气温仍然较低,最低可降至 -12°C 左右,降水不多,地表30 cm以下土层温度 $<0^{\circ}\text{C}$,冻土还在维持,植物生长受到春寒和春旱的威胁,植物生长处于返青时期,生物量积累为缓慢阶段。6月下旬到8月中旬,日均气温 5°C ,太阳辐射强烈,气温高,降水丰沛,植物蒸腾蒸散明显加剧,有利的水热条件促使植物进入强度生长期,生物量积累最迅速。8月到9月初,植物成熟,生物量达年内最高,并保持相对平稳;9月中旬以后,天气开始转冷,降水减少,生物量不再积累,并受外界恶劣环境因素的影

响,生物量逐渐降低,至来年4月受冬春牧事活动及其它环境因素的干扰达最低。

3.2.3 高寒草甸植被产量的年际变化

这里所指的植被产量是地上生物量达最高时的测定值。图4给出了海北站自1980年以来矮嵩草草甸植被产量观测的年际变化,其它植被类型所观测的资料只是零星的,这里未作详细分析,仅作参考。由矮嵩草草甸产量年际变化看到,植被年间动态产量依各年气候条件波动而受影响,变化较为复杂,各年波动明显,牧草产量在 $267 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 到 $430 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间波动,最高的年份是最低年份的1.61倍,22年平均为 $353.6 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 。若以其平均值作基础产量,那么其实际产量将在 $-76.4 \sim 77.4 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间变动,说明牧草产量受气候年景影响较大。

3.3 高寒草甸植被产量与气温、降水的关系

3.3.1 牧草产量与各月平均气温及降水量的单相关关系

表4给出了牧草产量与上年9月~翌年8月间气温和降水的相关系数。由表4可以看出,冬半年

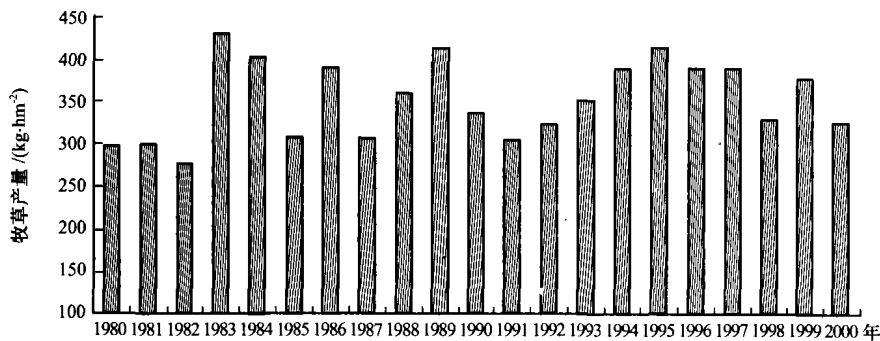


图 4 海北高寒草甸 1980—2000 年植被年产量的年际变化

Fig. 4 The interannual changes of vegetational production in Haibei Alpine Meadow from 1980 to 2000

表 4 海北高寒草甸植被年产量与月平均气温及降水量的相关性(1980—2001 年)

Fig. 4 The correlation between vegetation production and mean monthly air temperature, precipitation in Haibei Alpine Meadow(1980—2001)

月份	上年				本年							
	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8
平均气温/	0.345	0.476	0.027	-0.099	-0.512	-0.225	-0.375	-0.391	0.320	-0.089	-0.053	0.009
降水量/mm	0.314	0.460	0.503	0.220	0.281	0.297	-0.029	0.270	-0.082	0.399	-0.011	-0.056

(即上年 9 月~翌年 4 月间)的降水量与年牧草产量的正相关关系较其它时期明显。与冬春气温间则呈负相关关系。表明冷季气温低,降水多对来年牧草产量的提高有利。究其原因可能是冬春季气温低,土壤冻结深度厚而坚实,冻结期也随之延长,土壤表面蒸发力减弱,冬季土壤水分散失较轻,结果易保证春季牧草萌动发芽、返青等初期营养生长阶段水分需求。土体含水量的增加在一定程度上也缓解了春旱胁迫^[20]。

冷季降水虽然较少,但一定量的降水不仅使秋季降水易保持于土壤,使土壤封冻后可保持较高的土体含水量,同时可提高空气湿度,减少土壤水分散失。这给来年牧草进入正常生长发育提供了好的土壤墒情,从而也可弥补春季自然降水的不足,发挥秋雨春用,利于牧草营养生长阶段的水分需求,最终为牧草产量提高奠定了有利的基础^[21]。当然,暖季的降水和气温对于牧草的直接生长也是非常重要的,但在暖季植物生长期内一般降水量较高,水热同期,阳光充足,对牧草产量的形成是不可少的影响机制。另外,较高的土壤水分及其较大的冷季降雪量,一方面可保持来年春季充足的水分,形成土壤热容量大,地温变化平稳;另一方面较高的土壤湿度,不仅可提高外界温度,而且可使初春嫩小的牧草叶片外表层维持产生一定厚度的薄水膜,形成“湿冻”现象,减弱了辐射冷却降温的速率和程

度,保证了牧草在营养生长阶段不致被外界气温冻坏冻伤,使冻害大大得到缓解。

牧草在生长过程中,年产量与 5~8 月的水热配合关系极为密切,显示出在高寒草甸地区,水热协调配合,才能使高寒植物有充分的水分利用,发挥较强的光合作用,利于植物干物质的积累^[19]。反之形成水热配合失调,均对牧草产量的提高产生不利的作用。

3.3.2 植被生产量对气候变暖的可能响应

有关研究表明^[7~10],全球气候在暖化,且冬季变暖更明显。那么在未来自气温升高的趋势下高寒草甸植物群落的生产力将有如何的响应,也是研究者与政府部门所关注的问题。研究证实^[22],在降水保持不变冬季气温升高的状况下,高寒草甸草地生产力可能有下降的趋势。如 2000 年我们在进行牧草产量及草场载畜量的研究时,建立牧草地上年产量(W)与候平均气温 θ_0 积温(T)的回归方程有:

$$W = 492.557(\theta_0 / (T - 945.572)),$$

采用该模式探讨未来气温升高 2℃,在降水不变的状况下,候平均气温 θ_0 的积温将增加 351℃,牧草产量将下降 2028kg·hm⁻²。相应理论载畜量比现实状况减少 1.5 个羊单位。在 1998 年建立高寒草甸牧草受光、温、水影响的气候生产力模式表明^[23],假设未来气候变化气温上升 2℃ 或 4℃,降

水有可能分别增加 10% 和 20%。通过该模式可计算得出,在上述两种气候情景下海北高寒草甸牧草气候生产潜力与现实状况相比有很大的区别,草地气候生产力估算值分别为 $479 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $538 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 。气温上升 2°C , 降水增加 10% 时, 牧草气候生产力下降 10% 左右; 而气温上升 4°C , 降水增加 20% 时, 牧草产量有所提高, 但仅提高 1% 左右。这表明全球气候变暖后高寒草甸牧草生产力水平变化格局有所不同, 也说明牧草产量与降水的影响关系也较大。当气温上升 2°C , 降水增加 10% 时, 植被的蒸散力大于降水的补给量, 干旱胁迫加重, 因而水分成为牧草生长的限制因素, 粗略估算只有降水在同期增加 15% 以上时这种限制才能得到缓解。在气温上升 4°C , 降水增加 20% 时, 降水量增加较高的假设下牧草产量比现实状况有所提高, 但提高并非明显, 只有 1% 左右。因而, 从某种角度来讲, 如果气温上升, 降水增加的可能性较小, 将造成高寒草甸分布区域地表及植被蒸散力的加大远比降水量的增加来得快, 使其区域干旱现象明显, 水分的不足终究将限制草地生产力的提高。

4 小结

对海北站气候及植被背景的分析表明:

(1) 近 20 年海北高寒草甸地区气象要素揭示, 海北站多年平均气温为 -1.6°C , 降水量约 560.0 mm, 年日照时间可达 2467.7 h, 水面蒸发 1238.0 mm, 平均风速较低, 年平均仅为 $1.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 空气相对湿度为 67%, 平均气压为 691.4 hPa。该地区空气稀薄, 气温较低, 年内无霜期极短, 降水量相对丰沛, 日照充足, 暖季湿润、短暂、凉爽, 而冷季干燥、漫长、寒冷。

(2) 统计近 40 多年气温和降水的变化特征发现, 各年代平均气温以 $0.16^\circ\text{C}/10\text{a}$ 的速率升高, 降水约以 $18.6\text{mm}/10\text{a}$ 的倾向率递减。在气温升高的同时, 地温增加的趋势更为明显, 表明土壤明显向干暖化方向发展。

(3) 海北高寒草甸受气象条件的限制, 依土壤湿度的逐步升高和温度的降低在不同地形部位分布有小嵩草草甸、矮嵩草草甸、金露梅灌丛和藏嵩草沼泽草甸。在矮嵩草草甸植被产量平均为 $353.6 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$, 随气候年景不同, 牧草产量的波动性较大。其年内地上生物量积累表现出缓慢积累—快速增加—相对稳定—折损减少等 4 个不同阶段, 在 8 月底到 9 月初达最高时期。

(4) 植被产量的高低与气象条件具有很好的

相关性, 年产量与 5~8 月的水热配合关系极为密切。显示出在高寒草甸地区, 水热协调配合, 才能使高寒植物有充分的水分利用, 发挥较强的光合作用, 利于植物干物质的积累。

(5) 在全球气候变暖, 降水保持不变或增加不多的情景下, 由于降水的补给将满足不了植被的蒸散耗水, 对植被生长不利, 其结果将导致高寒草甸草地生产力可能有下降的趋势。

参考文献

- [1] 周兴民, 李建华. 海北高寒草甸生态系统定位站的主要植被类型及地理分布规律[C]. 高寒草甸生态系统(第 1 集). 北京: 科学出版社, 1982. 9-18
- [2] 乐炎舟, 左克成, 张金鑫等. 海北高寒草甸生态系统定位站的土壤类型及其基本特点[C]. 高寒草甸生态系统(第 1 集). 北京: 科学出版社, 1982. 19-33
- [3] 王树廷, 王伯民. 气象资料的整理和统计方法[M]. 北京: 气象出版社, 1984. 109-117
- [4] 张家诚. 中国气候总论[M]. 北京: 气象出版社, 1991. 12-249
- [5] 戴加洗. 青藏高原气候[M]. 北京: 气象出版社, 1990. 98-124
- [6] 李英年, 鲍新奎, 曹广民. 青藏高原正常有机土与草毡寒冻锥形地温观测的比较研究[J]. 土壤学报, 2001, 38(2): 145-152
- [7] 林学椿, 于淑秋, 唐国利. 中国近百年温度序列[J]. 大气科学, 1995, 15(5): 525-534
- [8] 王绍武. 近百年气候变化与变率的诊断研究[J]. 气象学报, 1994, 52(3): 261-273
- [9] 刘晓东, 侯萍. 青藏高原及其邻近地区近 30 年气候变暖与海拔高度的关系[J]. 高原气象, 1998, 17(3): 245-249
- [10] 王根绪, 李琪, 程国栋等. 40a 来江河源区的气候变化特征及其生态环境效应[J]. 冰川冻土, 2001, 23(4): 346-352
- [11] 康兴成. 青藏高原地区近 40 年来气候变化的特征[J]. 冰川冻土, 1996, 18(增刊): 281-288
- [12] 张国胜, 李林, 汪青春等. 青南高原气候变化及其对高寒草甸牧草生长影响的研究[J]. 草业学报, 1999, 8(3): 1-10
- [13] 李英年. 高寒草甸区土壤水分动态的模拟研究[J]. 草地学报, 1998, 6(2): 77-83
- [14] 李英年, 王启基. 气候变暖对青海农业生产格局的影响[J]. 西北农业学报, 1999, 8(2): 102-107
- [15] 李晓兵, 陈云浩, 张云霞等. 气候变化对中国北方荒漠草原植被的影响[J]. 地球科学进展, 2002, 17(2): 255-261
- [16] 李英年, 沈振西, 周华坤. 寒冻锥形土不同地形部位土壤湿度及其与主要植被类型的对应关系[J]. 山地学报, 2001, 19(3): 220-225
- [17] 王启基, 王文颖, 邓自发. 青海海北地区高山嵩草草甸植物群落生物量动态及能量分配[J]. 植物生态学报, 1998, 22(3): 222-230
- [18] 李英年, 王启基, 周兴民. 矮嵩草草甸地上生物量与气候因子的关系及其预报模式的建立[C]. 高寒草甸生态系统(第 4

- 集). 北京: 科学出版社, 1995. 1 - 10
- [19] 李英年, 王启基, 周兴民. 矮嵩草草甸年净生产量对气象条件响应的判别分析[J]. 草地学报, 1996, 4(2): 155 - 161
- [20] 李英年, 张景华. 祁连山海北冬春气温变化对草地生产力的影响[J]. 高原气象, 1998, 17(4): 443 - 446
- [21] 李英年. 高寒地区冷季水分资源及对牧草产量的可能影响[J]. 草业学报, 2001, 10(3): 15 - 20
- [22] 李英年. 高寒草甸牧草产量和草场载畜量模拟研究及对气候变暖的响应[J]. 草业学报, 2000, 9(2): 77 - 82
- [23] 李英年, 王启基, 赵新全等. 气候变暖对高寒草甸气候生产潜力的影响[J]. 草地学报, 2000, 9(1): 23 - 29

Analyses on Climates and Vegetation Productivity Background at Haibei Alpine Meadow Ecosystem Research Station

LI Ying-nian¹, ZHAO Xir-quan¹, CAO Guang-min¹, ZHAO Liang¹, WANG Qir-xue²

(1. Northwest Plateau Institute of Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining 810001, China;

2. National Institute for Environmental Studies, Zhu - po 3050053, Japan)

Abstract : At first , the characteristics of surface air temperature and precipitation at Haibei Alpine Meadow Ecosystem Research Station in the recent 40 years were analyzed. Then , on the basis of investigation of different vegetaton type distributions and the measurements of above-and bellow-ground diomass of Haibei alpine meadow ecosystem in the recent 20 years , the backgrounds of vegetation distribution were analyzed and generalized. At the same time , the influence of the meteorological condition on machanism and relation of herbage yield , as well as the response of alpine meadow vegetation to the global warming were discussed. Its aim is to provide the database and basis for studing the structare , function , energy flow , substance cycle , and raising the establishment of biological productivity pattern in alpine meadow ecosystem , and also to provide the basic background about climate and vegetation for different field researchs at Haibei Station.

Key words : Haibei alpine meadow ; Vetetational above-ground biomass ; Climatic background ; Vegetation background