中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 1 期: 104 ~ 113
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

青藏高原东部冰川平衡线高度的模拟及预测

段克勤[1,3*], 姚檀栋[2], 石培宏[1], 郭学军[2]

1. 陕西师范大学旅游与环境学院, 西安 710062;
2. 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085;
3. 中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000

* E-mail: kqduan@snnu.edu.cn

收稿日期: 2016-06-12; 接受日期: 2016-11-11; 网络版发表日期: 2016-12-21
国家自然科学基金项目(批准号: 41571062和41190083)和中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB05030200)资助

摘要 冰川变化数值模拟及预测是全球变化的前沿领域, 冰川平衡线高度(ELA)作为对气候状态的直接响应, 其变化直接体现冰川的扩张和消融. 本文基于能量物质平衡方程, 由气象观测为输入数据, 模拟了青藏高原东部冰川ELA的空间分布, 模拟结果显示自1970年以来, 高原东部冰川ELA以2~8m/a的速率升高, 高原边缘, 特别是在祁连山和藏东南, 部分冰川的ELA已经达到或超过了冰川顶部, 意味着该地冰川处在消亡边缘. 为预测ELA的变化趋势, 以唐古拉山小冬克玛底冰川和祁连山七一冰川为例, 采用IPCC给出的低、中、高三种碳排放路径下21世纪的气候变化情景, 发现在采取大力减排措施的RCP2.6情景下, 两冰川ELA都在2040年左右达到最大值且接近冰川顶部, 冰川积累区大幅度缩小. 在RCP4.5中排放路径下, 两冰川ELA将在2045年左右超过冰川顶部, 冰川积累区消失, 冰川将强烈消融直至消亡. 在RCP8.5高排放路径下, 两冰川ELA将在2035年左右超过冰川顶部, 冰川积累区消失, 冰川将急剧消融直至消亡. 从物质能量平衡角度证明在当前全球变暖背景下, 不论在何种情景下, 高原东部山地冰川将加剧退缩乃至消亡.

关键词 青藏高原, 冰川, 平衡线高度, 能量物质平衡

1 引言

近年全球大多数山地冰川出现加剧萎缩的趋势(Radić等, 2014), 这是气候系统变暖的直接证据. 冰川萎缩直接影响到淡水资源和海平面, 预测到2100年因山地冰川消融会使海平面升高0.39m(IPCC, 2013). 青藏高原拥有中低纬度最多的山地冰川, 是中国西部极其重要的固体水资源(刘潮海等, 1999; 姚檀栋等, 2004; 高鑫等, 2010), 近年它们普遍处于加速退缩态势(Bolch等, 2012; Yao等, 2012). 表征冰川变化最重要的指标之一是冰川平衡线高度(ELA), 定义为冰川上年物质积累与损耗相等处的海拔高度. 冰川长度、面积不仅与气候变化相关, 还与冰川流动和冰川形态相关, 与它们相比ELA是气候状态最直接的反映. 冰川前进、退缩或消亡的命运直接由ELA决定. ELA升高, 冰川积累区面积减小而消融区增大, 冰川退缩. 当ELA超过冰川顶部时, 冰川积累区消失, 则冰川消融加剧直至消亡. 反之, 当ELA下降时, 冰川积累区面积扩大而消融区

中文引用格式: 段克勤, 姚檀栋, 石培宏, 郭学军. 2017. 青藏高原东部冰川平衡线高度的模拟及预测. 中国科学: 地球科学, 47: 104–113, doi: 10.1360/N072016-00062
英文引用格式: Duan K Q, Yao T D, Shi P H, Guo X J. 2017. Simulation and prediction of equilibrium line altitude of glaciers in the eastern Tibetan Plateau (in Chinese). Scientia Sinica Terrae, 47: 104–113, doi: 10.1360/N072016-00062

© 2016 《中国科学》杂志社

减小, 冰川就会因物质积累增多而前进. 精确的ELA需要对冰川的物质平衡进行大量的观测, 此外还可以利用经验和统计方法, 如利用ELA与温度和降水的关系等方法估算ELA(王宁练等, 2010; 苏珍等, 2014), 但最理想的方法是基于完整的物理过程进行ELA的研究和预测.

早期基于第一次冰川编目, 运用观测资料和多种ELA估算方法, 获得了中国现代冰川ELA的分布图(施雅风等, 2000), 其分布态势与利用物质能量平衡方程所得情况基本一致(Rupper和Roe, 2008). ELA是随气候变化而动态变化的, 在当前全球变暖背景下, 如何及时获得冰川ELA的变化, 以确定冰川变化的最新态势, 无疑对认识青藏高原冰川及其水资源变化有重要的科学价值. ELA直接由当地的气候状态决定, 因此同经验方法相比, 由物质能量平衡角度出发, 确定符合当地气候条件的ELA并解析其变化原因, 是比较直接且具有明确物理意义的方法, 是当前和未来冰川学研究的主要趋势之一.

虽然ELA是冰川变化最重要的因子, 但在青藏高原目前只有个别冰川的ELA被观测和研究(Pu等, 2008; 王宁练等, 2010). 冰川面积和长度可以应用遥感资料获得, 因而当前冰川变化的研究主要集中在冰川面积和长度变化上(Yao等, 2012; Shi等, 2016), 与其相比, 冰川ELA的观测和确定相对比较困难, 当前缺乏对高原冰川ELA的系统综合研究. 本文的目的是利用青藏高原上气象记录, 从物质能量平衡角度, 确定符合当地气候条件的ELA, 探讨高原上冰川ELA的分布规律及变化趋势, 为青藏高原冰川变化研究提供一条新思路和方法.

2　研究区域

青藏高原广阔寒冷, 孕育了发育冰川所需的低温环境和地势, 使青藏高原成为中低纬度现代冰川最为发育的地区. 据最新发布的中国第二次冰川编目统计高原共有现代冰川48571条, 面积约为51480km^2(Guo等, 2014). 在青藏高原气象台站主要集中在中东部, 因此对冰川ELA的研究范围也限定在高原中东部(图1).

在青藏高原有两条观测时间最长的典型冰川. 一是位于唐古拉山的小冬克玛底冰川(33°04′N, 92°05′E), 自1989年开始对其变化进行了系统观测, 并依据冰

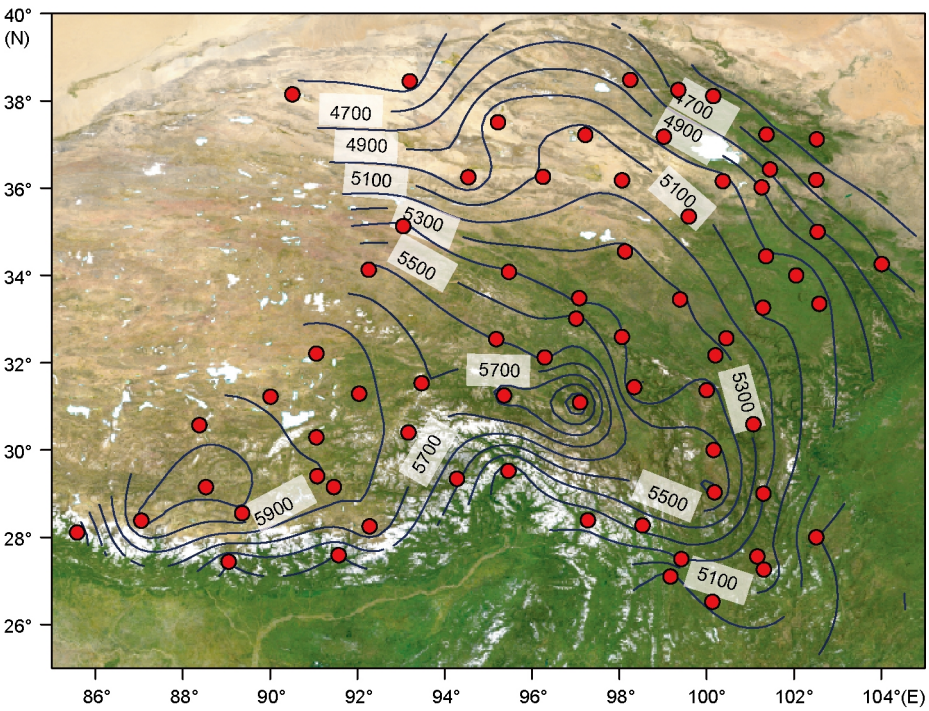

图 1　**青藏高原东部冰川ELA1970~2014年平均分布图**

等高线间隔为100m, 红点为气象站位置

川物质平衡的空间分布推算了1989~2012年的ELA(Pu等, 2008; 张健等, 2013). 另一个是位于祁连山的七一冰川(39°14.22′N, 97°45.34′E), 在1975~2013年间, 对该冰川进行了不连续的物质平衡和ELA等方面的观测与研究(王宁练等, 2010). 这两个冰川上所观测的ELA可以验证模拟ELA的可靠性.

3 方法和数据

3.1 冰川能量-物质平衡模型和计算方案

冰雪面物质能量平衡方程如下:

$$M=\int\left(\frac{Q_m}{L_m}(1-f)+P_s+\frac{Q_E}{L}\right)\mathrm{d}t, \tag{1}$$

式中, M为冰川的物质平衡, 当M为0时所对应的高度就是ELA. Q_m为冰川表面消融耗热, 由冰川表面的能量平衡方程得到, 即

$$Q_m=S_{in}(1-\alpha)+L_{in}-L_{out}+Q_H+Q_E+Q_P+Q_G, \tag{2}$$

式(1)中L_m为冰的融化潜热(3.34×10^{5}J/kg), f为冰川融水再冻结量, 在ELA附近设定f为0, Q_E为升华或蒸发耗热, L为升华或蒸发潜热(L_S=2.834×10^{6}J/kg或L_V=2.5×10^{6}J/kg), P_S为冰川某一海拔处的固态降水, 由临界气温法计算(康尔泗等, 1999):

$$T_S=\begin{cases}P & T<T_s,\\ \dfrac{T_1-T}{T-T_S} & T_s\le T\le T_1,\\ 0 & T>T_1,\end{cases} \tag{3}$$

式中, P为某一海拔处的总降水量. T_S和T_1分别为固态和液态降水的临界气温, 分别取0和2℃.

式(2)中, S_{in}为入射短波辐射, α为反照率, 取值为0.6. L_{in}和L_{out}分别为向下和向上长波辐射, Q_H和Q_E分别为冰雪面-大气间的感热和潜热交换, Q_G和Q_P分别为表面以下的热传输项和是降雨供热, 相对其他各项, 这两项贡献非常小, 故舍去.

入射短波辐射是冰川表面能量的主要来源, 受云遮蔽的较大影响, 到达地表的太阳短波辐射可利用晴天太阳总辐射(Q)和日照百分率(S)计算, 即

$$S_{\mathrm{in}}=Q(a+bs), \tag{4}$$

式中, Q由天文辐射计算获得. 系数a+b表示晴空条件下天文总辐射到达地面的百分比. 利用青藏高原辐射站的总辐射及日照百分率实测资料, 可确定a=0.213, b=0.57(李韧等, 2012).

式(2)中L_{in}和L_{out}分别由式(5)和(6)计算得到

$$L_{\mathrm{out}}=\sigma\varepsilon_s T_s^4, \tag{5}$$

$$L_{\mathrm{in}}=\sigma T_a^4(C_1+C_2e_a), \tag{6}$$

L_{out}由玻尔兹曼定律得到. 式(5)中σ为玻尔兹曼常数, ε_s为冰面发射率, 取值为1. T_s为冰面温度, 当冰川表面能量平衡为正, 且气温大于0℃时, 令表面温度为0℃; 而当冰川表面能量平衡为负, 且气温低于0℃时, 表面温度可取为气温的2倍值, 这种取值对冰川消融量的计算误差不会超过3%(Oerlemansutrecht, 2000; Hock, 2005). L_{in}由文献(Duguay, 1993)得到, 式(5)中T_a和e_a分别为地表上层2m处的空气温度和水汽压, C_1和C_2为常数, 本文中C_1和C_2分别取值0.59和0.065.

式(2)中感热Q_H和潜热Q_E项由近似块体交换系数的方法估算.

$$Q_H=\frac{\kappa^2 v\rho C_p(T_a-T_s)}{\ln((v+z_m)/z_m)\ln((x+z_h)/z_h)}, \tag{7}$$

$$Q_E=\frac{0.622\kappa^2 v\rho L_v(e_a-e_s)}{R_d T_a\ln((v+z_m)/z_m))\ln((x+z_h)/z_h)}, \tag{8}$$

式(7)和(8)中κ为Von Karman常数, 取值0.4. ρ为当地空气密度, 由压高公式计算; v为参考高度的风速; x为参考高度, 取值为2m; z_m和z_h为动量阻抗系数、热量和水汽阻抗系数, 在冰川区通常分别取值为0.001和0.0002(Kondo和Yamazawa, 1986). e_a和e_s分别为空气水汽压和冰面饱和水汽压, 由气温和相对湿度计算.

式(1)~(8)各项单位均为国际单位, 表面获得热量为正, 失去热量为负. 只有当表面的能量通量, 即Q_m为正且气温大于0℃时, 消融才发生, 消融量由Q_m/L_m计算. 当冰川表面温度为零时, 且e_a<e_s时, 冰川表面发生蒸发, 蒸发量由Q_E/L_V计算. 当冰川表面温度小于零时, 且e_a<e_s时, 冰川表面发生升华, 升华量由Q_E/L_S计算. 之后把逐月消融、蒸发和升华量相加得到某一海拔一年总的物质损失量, 因此(1)中dt单位为月.

式(1)~(8)中个气象参数由气象站数据以30m的分辨率沿海拔高度进行插值获得. 由式(3)计算一年中的物质积累, 在某一高度当物质损失量等于物质积累量

时, 所对应的高度就是物质平衡线.

3.2 数据

ELA是一个气候意义上的概念, 从物质能量平衡方程出发, 研究长期及预测ELA的变化, 月平均气象要素是最恰当的. 综合式(1)~(8), 在实际计算时, 除短波辐射、气压和密度直接由公式计算得到, 还需温度、降水、风速、相对湿度和日照百分率, 这5个要素直接由气象台站获得. 选取在青藏高原1970~2014年期间记录连续的、海拔大于2000m的70个台站(图1)为研究对象, 气象数据由中国气象科学数据共享服务网提供.

通常气象台站海拔都比周围冰川海拔低, 大范围获取不同海拔高度的气象要素是不可能的, 因此一个合理的假设是台站处的降水、温度、风速和相对湿度随海拔按一定的梯度变化, 而台站周边的日照百分率与台站相同. 设定风速随海拔高度以(1m/s)/100m的梯度增加, 而相对湿度以0.005%/m的梯度减小. 气温垂直递减率平均取−0.6℃/100m, 而降水随海拔的梯度空间上变化较大, 依据降水特点, 把青藏高原划分为8个区, 每区对应不同的降水梯度(鲁春霞等, 2007). 以离小冬克玛底冰川较近的沱沱河气象站(海拔4533m)为例, 比较沱沱河站年降水量和夏季(6~9月)温度与小冬克玛底冰川海拔5600m处观测值(张健等, 2013)(图2), 两地点高度相差1067m, 但两地降水和温度呈同相位变化, 可见利用气象台站记录推求不同高度带的降水量和温度是合理的.

为预测ELA的变化趋势, 采用IPCC在综合考虑全球经济发展模式下(IPCC, 2013), 给出的低、中、高三种碳排放路径, 即RCP2.6、RCP4.5和RCP8.5, 在此三种情景下将21个CMIP5全球气候模式的模拟结果, 经过插值计算将其统一降尺度到1°×1°的分辨率, 得到时间跨度为2006~2100年的月平均温度和降水量数据(Gao等, 2012; http://www.climatechange-data.cn/en/).

4 结果与讨论

4.1 青藏高原东部冰川ELA的模拟

计算的青藏高原东部1970~2014年平均冰川ELA的分布如图1所示, ELA的分布呈不对称的环状, ELA自边缘逐渐向内部逐渐升高, 藏东南和祁连山的ELA最低, 而日喀则定日一带ELA最高. 位于祁连山北大河流域的七一冰川2002~2008年间平均ELA为4936m(王宁练等, 2010), 祁连山西段疏勒河流域的老虎沟12号冰川2006年ELA为4900m(杜文涛等, 2008), 这与由离七一冰川较近的托勒气象站计算的4947m接近. 青藏高原南端玉龙雪山白水1号冰川2008年的ELA为4972m(杜建括等, 2015), 而由丽江站计算的ELA为4970m. 距离定日较近的希夏邦马峰北坡冰川ELA在6000m左右(谢自楚, 1982), 而希夏邦马峰南坡冰川ELA在5150~5500m(Fujita和Nuimura, 2011). 以喜马拉雅山北坡的定日和南坡的聂拉木气象站记录计算的ELA多年平均值分别为6035和5420m, 与观测值非常接近. 由此可见由气象台站记录计算的其周边冰川ELA与观测值基本吻合.

从理论计算不仅可以得到ELA空间分布, 还可得到ELA随时间的变化. 在青藏高原观测时间最长的典型冰川是唐古拉山的小冬克玛底冰川和祁连山的七一冰川, 图3分别比较了这两个冰川的观测和模拟的ELA. 1989~2012年间, 小冬克玛底冰川ELA的观测和模拟值之间的相关系数为0.81, 达到95%的信度, 模拟

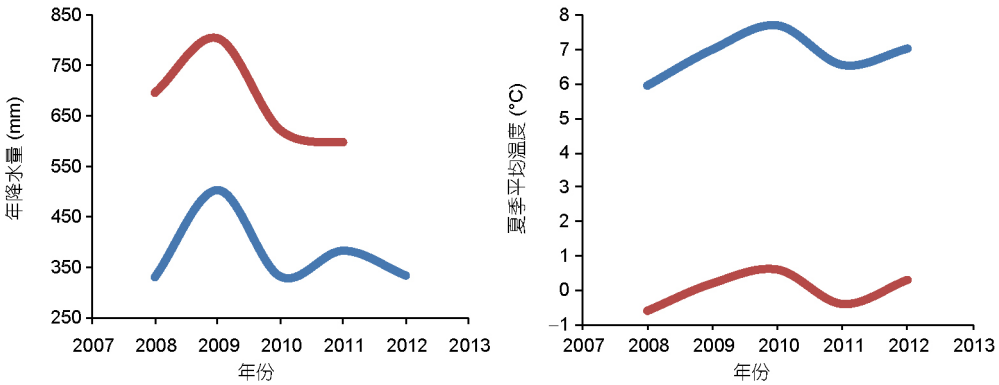

图 2 沱沱河站年降水量和夏季气温(蓝线)与小冬克玛底冰川海拔5600m处观测值(红线)的比较

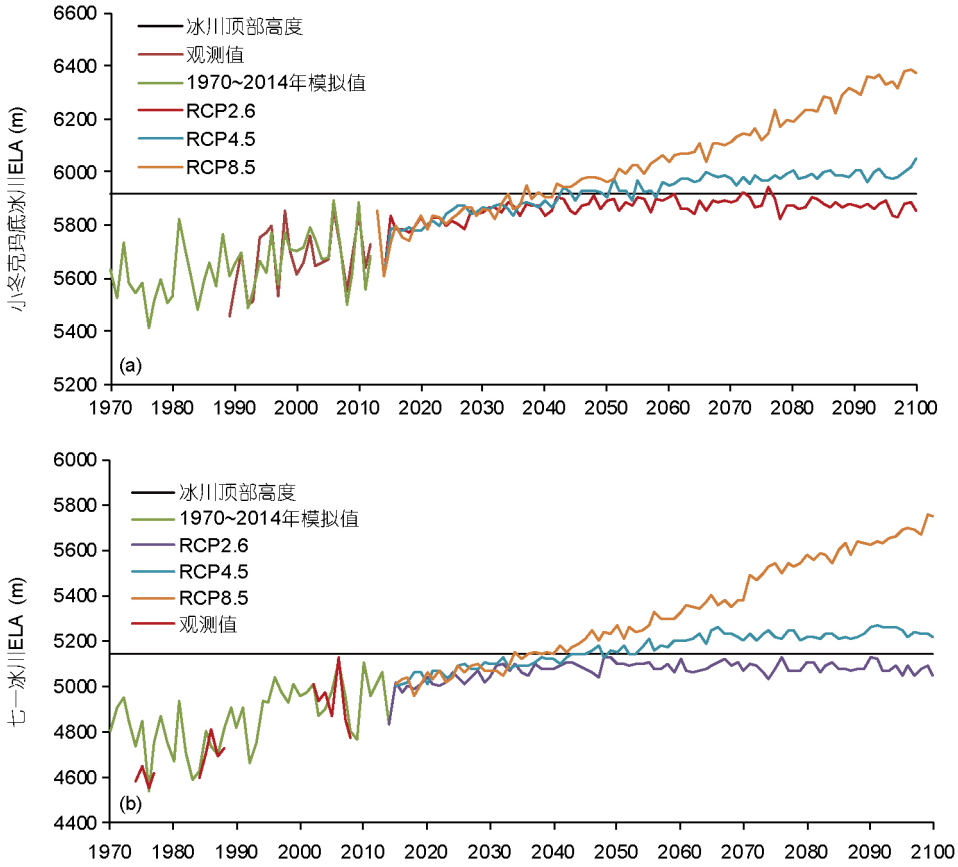

图 3　观测和模拟的小冬克玛底冰川和七一冰川ELA的比较, 以及不同排放路径下ELA2015~2100年的变化

的ELA不论从趋势还是平均值, 都与观测值一致. 模拟和观测的ELA都呈升高趋势, 模拟的多年平均ELA为5678m, 而观测值为5672m. 七一冰川的平衡线观测是不连续的, 就有限的观测年份而言, 模拟的ELA与实测值也非常吻合(图3).

在20世纪依据现代冰川编目, 综合各种观测和统计方法, 经过多次修订获得了中国现代冰川ELA的平均分布图(施雅风等, 2000), 其结果同图1所示ELA分布基本相同. 与20世纪70年代的ELA相比, 2000~2010年的ELA升高明显. ELA随气候变化而变化, 特别近20年随全球变暖, ELA的波动很大, 如图3中小冬克玛底ELA在1970~2014年按线性趋势升高了约170m, 而七一冰川则从20世纪70年代中期的4550m升高到本世纪初的4950m, 升高幅度达350m, 已经非常接近冰川顶部, 意味着冰川积累区面积大幅度缩小, 冰川消融在加剧. 因此ELA随气候变化而呈动态变化, 如何获得最新的ELA变化, 与早期费时费力的实地调查和统计方法相比, 利用物质平衡方程来估算ELA的变化, 不仅省时省力, 而且可以深入讨论ELA变化的机理.

由式(1)~(8)可知, 冰川ELA是众多气象要素共同控制的结果. 冰面消融的主要能量来自太阳短波辐射, 而冰川的主要物质来源是固体降水, 气温的升高主要以长波辐射和感热形式影响冰面消融. 以小冬克玛底冰川为例, 在海拔5600m处, 消融期(8月)平均短波辐射贡献了冰面能量来源的92%, 感热通量只贡献了8%, 这一比例与观测值接近(蒋熹, 2008). 可见影响冰面获得能量的主要因子是太阳短波辐射, 其又主要受到云量和反照率的影响. 而在能量损失中, 冰川消融是主要耗热项, 约占46.3%,长波辐射约占39%, 潜热占24.7%. 冰川表面能量收支项比例随海拔高度而变. 式(1)~(8)虽然是基于物理过程建立的, 但因为严重缺乏高海拔的气象数据, 在实际计算时把ELA处反照率统一取平均值0.6, 而气温递减率统一取值为−0.6℃/100m. 虽然降水梯度采用了前人的研究结果(鲁春霞等, 2007), 但

应用到更高海拔的冰川区, 会造成一定的误差. 此外没有考虑地形遮蔽, 这也会造成计算误差.

从模拟结果与有限的实地观测比较, 因为在模拟中考虑了物质能量平衡的主要物理过程, 尽管有些参数是经验值, 但冰川模拟结果与实际观测十分吻合, 可见以月平均的气象数据为输入值, 从物质能量平衡角度所确定的冰川ELA变化, 不仅能量和物质收支项物理意义清晰, 而且实际计算也切实可行. 由此可以重建过去的ELA, 也可预测未来的ELA变化.

4.2 1970~2014年青藏高原东部冰川ELA的变化趋势

图4是1970~2014年青藏高原东部冰川ELA变化的线性趋势分布, 整个研究区域冰川ELA都在升高, 升高幅度一般在2~8m/a, 高原北部冰川ELA比南部升高的快一些. 在图3中位于祁连山的七一冰川ELA从20世纪70年代到21世纪初约升高了350m, 而在同时段高原中部唐古拉山的小冬克玛底冰川ELA升高了不到200m.

青藏高原现代冰川存在的前提是ELA低于冰川顶部海拔高度, 在气候日益变暖情况下, 当ELA大于冰川顶部时, 冰川积累区消失, 冰川加速消融退缩, 直至消亡. 自1970年以来, 按线性趋势计算, 高原东部冰川ELA升高了大约60~500m. 青藏高原的小冰川的冰川作用正差一般在300~500m, 意味着在当前气候状态下, 高原上小冰川的ELA已经或即将达到冰川顶部. 依据中国冰川编目数据(http://www.tpedatabase.cn), 图5绘制了研究区域21437条冰川顶部海拔值的等高线, 图中同时绘制了2010~2014年平均ELA的分布图, 可看出, 大约在96°E以东地区, 特别是祁连山和藏东南边缘地带, 当前的ELA已经超过或接近冰川顶部海拔高度. 高原最南端的玉龙雪山白水1号冰川ELA已经与冰川顶部海拔一样高, 2009~2013年在白水1号冰川观测到积累区近乎消失(杜建括等, 2015). 图3中祁连山七一冰川ELA在2006年为5131m, 已经接近冰川顶部海拔5145m(王宁练等, 2010). 基于第一次和第二次冰川编目数据, 近50年间祁连山海拔4000m以下山区冰川已完全消失(孙美平等, 2015), 与计算结果一致.

4.3 ELA气候敏感性试验

对冰川ELA影响最大的气候因子是气温和降水量的变化. 气候敏感性试验可以估计模型中各气候因子的相对重要性. 这里以小冬克玛底冰川为例, 探讨冰川ELA对气温和降水的敏感性. 如表1所示, 在2014年

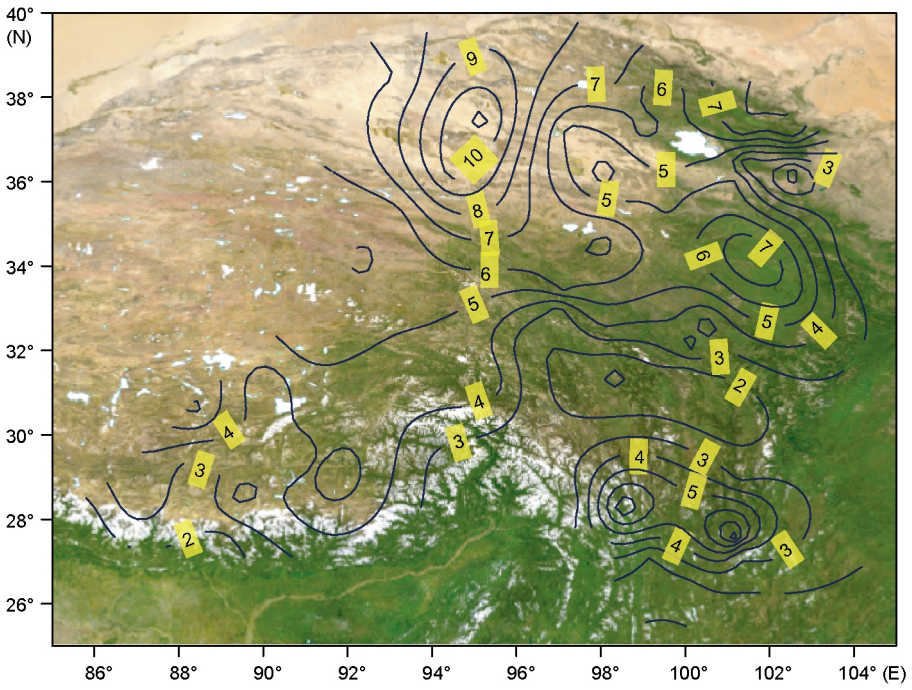

图 4 1970~2014年青藏高原东部现代冰川ELA变化的线性趋势分布

表 1　2014年小冬克玛底冰川ELA模拟值的气候敏感性试验

气温变化(℃)	降水量变化(%)	ELA(m)	ELA变化(m)
0	0	5680	0
+1	0	5840	160
−1	0	5550	−130
0	+20	5670	−10
0	−20	5730	50
+1	+20	5830	150
−1	−20	5610	−70

气候状态基础上, 假设其他气候因子不变, 只考虑气温变化±1℃和降水量变化±20%时, 冰川ELA相对于2014年的ELA是如何变化的. 试验结果见表1, 当气温增加1℃将引起冰川ELA大幅度上升160m, 而增加20%的降水量引起的ELA仅降低10m, 这说明冰川物质平衡对气温变化较敏感. 在气候向暖湿方向转变时, 即气温升高1℃和降水量增加20%, ELA仍然会大幅度上升150m, 意味冰川出现较大亏损. 降水的固态、液态划分由方程(3)决定, 气温升高, 相应的固态降水比例将减少. 未来即使降水总量增加了, 但若固态降水量没有增加, 那么降水量增加对冰川物质平衡的贡献不大, ELA必然主要受气温变化的影响.

4.4　未来气候变化情景下平衡线对气候变化的响应

由图3~5可见, 自1970年以来, 高原东部冰川ELA持续升高, 其结果造成冰川积累区缩小, 消融区扩大, 冰川整体加速消融. 预估未来冰川ELA的变化, 可以判断冰川未来的生存消亡状态. 以IPCC给出的低、中、高三种排放路径下CMIP的模拟结果作为输入数据, 预测小冬克玛底和七一冰川ELA的变化趋势, 以此为例, 说明青藏高原东部2015~2100年冰川ELA的可能变化.

为获得2015~2100年的月平均温度和降水量, 选取离沱沱河站周边的4个格点数据, 发现2006~2014年间共108个月模拟与观测的温度相关性较高(r^2=0.96, n=108), 而降水模拟结果稍差(r^2=0.65, n=108), 但这也是当前最好的模拟结果. 模拟的降水偏高而温度偏低, 由月偏差把模拟结果校正到沱沱河站, 获得的三种碳排放路径下, 沱沱河站2016~2100年的温度和降水变化序列(图6), 而2016~2100年的风速、相对湿度和日照百分率采用1970~2014年的平均值, 再利用式(1)~(8)获得2015~2100年小冬克玛底冰川ELA的变化序列(图3a). 用同样方法获得2015~2100年七一冰川ELA的变化序列(图3b).

在采取大力减排措施的RCP2.6情况下, 沱沱河站夏季温度将于2040年达到最高, 比2010~2014年夏季平

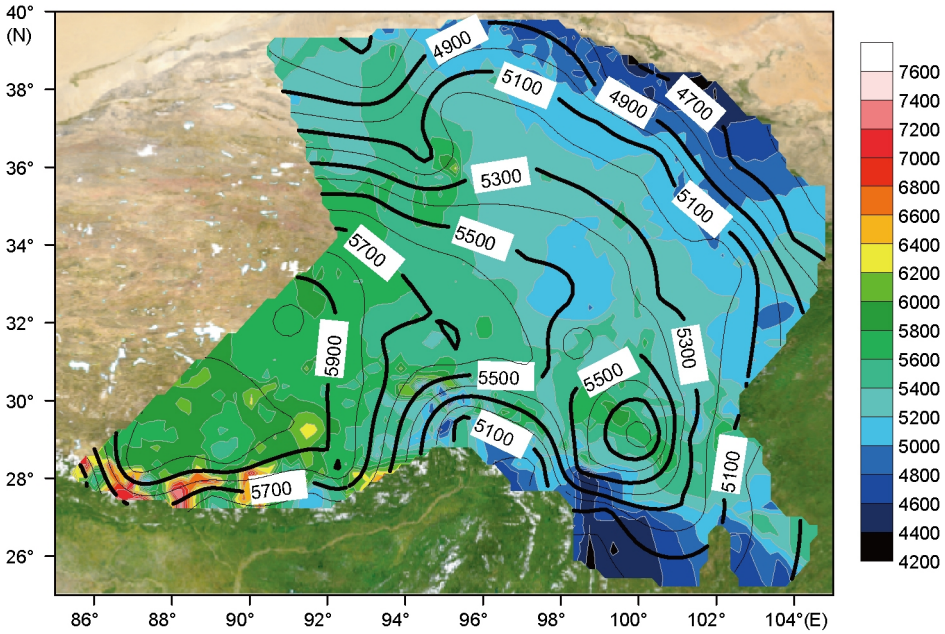

图 5　5 青藏高原东部冰川顶部高度(色条)分布和2010~2014年ELA平均等值线

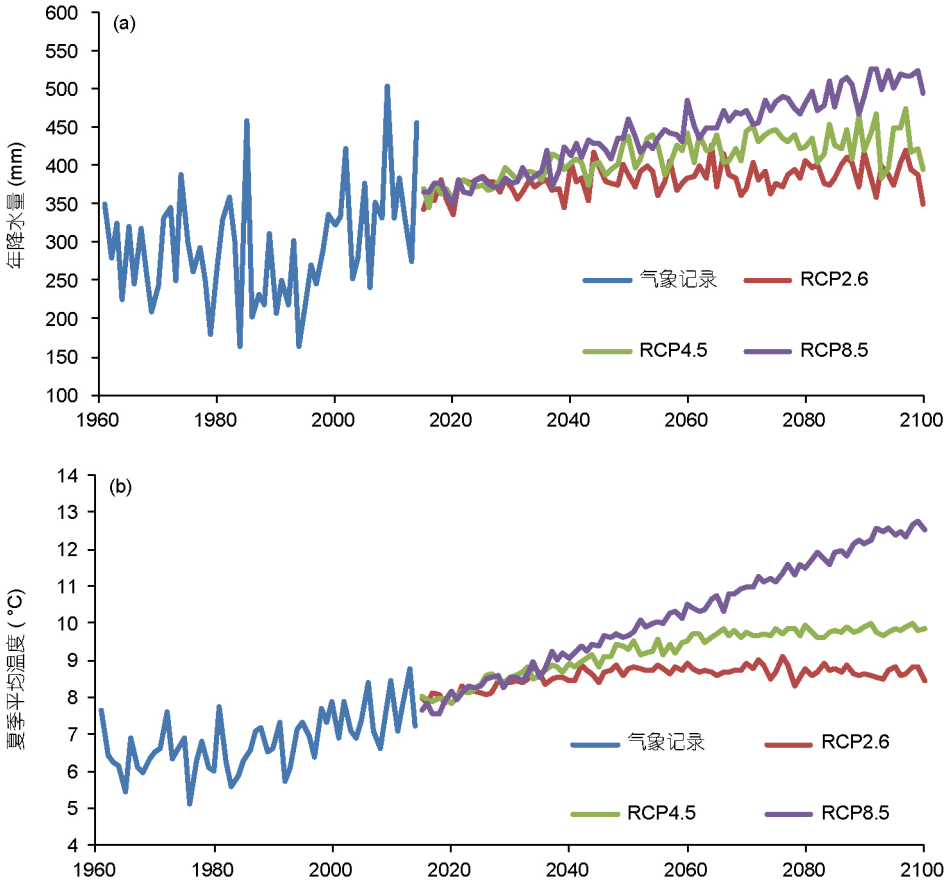

图 6　**沱沱河站1970~2014年及三种排放情景下2015~2100年年降水量(a)和夏季温度(b)的变化**

均温度持续升高约1℃, 其后保持稳定, 而降水略微增加, 在此情景下小冬克玛底冰川ELA在2040年前呈上升趋势, 之后两冰川ELA将不在升高, 但ELA非常接近冰川顶部, 冰川积累区大幅度缩小, 冰川物质损失严重, 两冰川最终将从目前的山谷冰川退缩成冰斗. 在RCP4.5中排放路径下, 沱沱河夏季温度持续升高到2060年, 比当前沱沱河夏季温度升高约2℃, 同时降水以5.5mm/10a的速率增加, 在此情景下, 冰川ELA将在2045年左右超过冰川顶部, 冰川积累区消失, 冰川将强烈消融直至消亡. 在RCP8.5高排放路径下, 沱沱河温度和降水将持续升高和增加, 2090~2100年夏季温度将比2010~2014年升高4.6℃, 而降水增加约150mm, 在此情景下, 两冰川ELA将在2035年左右超过冰川顶部, 冰川积累区消失, 因为温度升高很快, 冰川将急剧消融直至消亡. 七一冰川ELA的变化与此类似(图3b).

可见不论在哪种排放路径下, 2016~2040年期间温度都是升高的, 降水的增加不足以抵消升温造成的消融, 高原东部冰川ELA还将继续升高. 作为祁连山西段和高原中部的典型, 七一冰川和小冬克玛底冰川的消融退缩, 指示整个高原东部将处于同样的状态. 施雅风(2001)估算若青藏高原至2050年年均温上升2.5℃或夏季升温1.4℃, 将使平衡线上升100m以上, 祁连山地区面积小于1km^{2}的冰川将消失殆尽. 小冬克玛底冰川和七一冰川顶部分别为5920m和5145m, 2014年两冰川ELA分别为约5740m和4950m, 在RCP2.6情景下, 两冰川ELA将在2040年左右达到最大值, 分别约为5880m和5100m, 十分接近冰川顶部. 在RCP4.5和RCP8.5情景下, 两冰川ELA分别在2035年和2045年左右将超过冰川顶部. 显然本研究显示当前及未来高原东部冰川ELA上升速率要大于早期研究结果(施雅风, 2001). 即使在最理想的RCP2.6情景下, 青藏高原东部冰川ELA升高也超过100m, 高原东部冰川加速消融退缩是大概率事件. 在过去50年祁连山海拔4350~5100m区间冰川面积减少量占冰川面积总损失的84.24%(孙美平等,

2015), 结合图5, 可预见祁连山海拔5000m以下的冰川即将消失. 届时因冰川消亡而引起水文水资源的变化, 这对受冰川融水影响较大的西北干旱区河流径流而言, 短期冰川融水的增加会调节河流径流, 而当冰川得不到足够的降水补充时, 冰川的退化必然影响到下游的河流径流, 需尽快制定规划以应对水资源的变化.

5 结论

冰川消融消亡取决于由当地气候决定的ELA变化. 本文基于物质能量平衡方程, 结合气象台站观测资料, 模拟了青藏高原东部冰川ELA的时空变化, 模拟结果能较好的反映ELA的实际状况, 这为研究青藏高原冰川变化提供了一种新的思路. 整体上青藏高原东部冰川ELA呈不对称环状分布, 高原周边ELA低, 而中央高, 自1970年以来, 高原东部ELA以2~8m/a的速率上升, 高原北部比南部升高快. 高原周边冰川ELA的已经达到或即将达到冰川顶部, 意味着冰川在加剧消融. 以三种不同温室气体排放情景下的气候情景预测, 模拟了唐古拉山的小冬克玛底和祁连山的七一冰川ELA2015~2100年的变化, 发现无论在哪种情景下, 高原东部冰川加速消融是大概率事件, 在RCP4.5和RCP8.5两种情景下, 这两个冰川ELA都将在2050年以前超过冰川顶部, 冰川积累区完全消失, 冰川将加速消融直至消亡.

参考文献

杜建括, 何元庆, 李双, 王世金, 牛贺文. 2015. 横断山典型海洋型冰川物质平衡研究. 地理学报, 70: 1415–1422

杜文涛, 秦翔, 刘宇硕, 王旭峰. 2008. 1958~2005年祁连山老虎沟12号冰川变化特征研究. 冰川冻土, 30: 373–379

高鑫, 叶柏生, 张世强, 谯程骏, 张小文. 2010. 1961~2006年塔里木河流域冰川融水变化及其对径流的影响. 中国科学: 地球科学, 40: 654–665

蒋熹. 2008. 祁连山七一冰川暖季能量-物质平衡观测与模拟研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院

康尔泗, 程国栋, 蓝永超, 金会军. 1999. 西北干旱区内陆河流域出山径流变化趋势对气候变化响应模型. 中国科学D辑: 地球科学, 29(增刊): 47–54

李韧, 赵林, 丁永建, 吴通华, 肖瑶, 辛羽飞, 孙琳婵, 胡国杰, 邹德富, 焦永亮, 秦艳慧. 2012. 近40a来青藏高原地区总辐射变化特征分析. 冰川冻土, 34: 1319–1327

刘潮海, 康尔泗, 刘时银. 1999. 西北干旱区冰川变化及其径流效应研究. 中国科学D辑: 地球科学, 29(增刊): 55–62

鲁春霞, 王菱, 谢高地, 冷允法. 2007. 青藏高原降水的梯度效应及其空间分布模拟. 山地学报, 25: 655–663

施雅风, 黄茂桓, 姚檀栋. 2000. 中国冰川与环境——现在、过去与将来. 北京: 科学出版社. 410

施雅风. 2001. 2050年前气候变暖冰川萎缩对水资源影响情景预估. 冰川冻土, 23: 333–341

苏珍, 赵井东, 郑本兴. 2014. 中国现代冰川平衡线分布特征与末次冰期平衡线下降值研究. 冰川冻土, 36: 9–19

孙美平, 刘时银, 姚晓军, 郭万钦, 许君利. 2015. 近50年来祁连山冰川变化——基于中国第一、二次冰川编目数据. 地理学报, 70: 1402–1414

王宁练, 贺建桥, 蒲健辰, 蒋熹, 井哲帆. 2010. 近50年来祁连山七一冰川平衡线高度变化研究. 科学通报, 55: 3107–3115

谢自楚. 1982. 希夏邦马峰北坡的积雪和成冰作用. 希夏邦马峰地区科学考察报告, 中国希夏邦马峰登山队科学考察队. 北京: 科学出版社. 45–59

姚檀栋, 刘时银, 蒲健辰, 沈永平, 鲁安新. 2004. 新高亚洲冰川的近期退缩及其对西北水资源的影响. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 535–543

张健, 何晓波, 叶柏生, 吴锦奎. 2013. 近期小冬克玛底冰川物质平衡变化及其影响因素分析. 冰川冻土, 35: 263–271

Bolch T, Kulkarni A, Kääb A, Huggel C, Paul F, Cogley J G, Frey H, Kargel J S, Fujita K, Scheel M, Bajracharya S, Stoffel M. 2012. The state and fate of Himalayan glaciers. Science, 336: 310–314

Duguay C R. 1993. Radiation modeling in mountainous terrain review and status. Mountain Res Dev, 13: 339–357

Fujita K, Nuimura T. 2011. Spatially heterogeneous wastage of Himalayan glaciers. Proc Natl Acad Sci USA, 108: 14011–14014

Gao X J, Shi Y, Zhang D F, Giorgi F. 2012. Climate change in China in the 21st century as simulated by a high resolution regional climate model. Chin Sci Bull, 57: 1188–1195

Guo W Q, Xu J L, Liu S Y, Shangguang D H, Wu L Z. 2014. The Second Glacier Inventory Dataset of China (Version 1.0). Lanzhou: Cold and Arid Regions Science Data Center

Hock R. 2005. Glacier melt: A review of processes and their modelling. Prog Phys Geog, 29: 362–391

IPCC, Climate Change 2013. 2014. The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press

Kondo J, Yamazawa H. 1986. Bulk transfer coefficient over a snow surface. Bound-Layer Meteor, 34: 123–135

Oerlemansutrecht J. 2000. Analysis of a 3 year meteorological record from the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland: Energy and mass balance. J Glaciol, 46: 571–579

Pu J, Yao T, Yang M, Tian L, Wang N, Ageta Y, Fujita K. 2008. Rapid

decrease of mass balance observed in the Xiao (Lesser) Dongkemadi Glacier, in the central Tibetan Plateau. Hydrol Process, 22: 2953–2958

Radić V, Bliss A, Beedlow A C, Hock R, Miles E, Cogley J G. 2014. Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models. Clim Dyn, 42: 37–58

Rupper S, Roe G. 2008. Glacier changes and regional climate: A mass and energy balance approach. J Clim, 21: 5384–5401

Shi P, Duan K, Liu H, Yang J, Zhang X, Sun J. 2016. Response of Xiao Dongkemadi Glacier in the central Tibetan Plateau to the current climate change and future scenarios by 2050. J Mt Sci, 13: 13–28

Yao T, Thompson L, Yang W, Yu W, Gao Y, Guo X, Yang X, Duan K, Zhao H, Xu B, Pu J, Lu A, Xiang Y, Kattel D B, Joswiak D. 2012. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. Nat Clim Change, 2: 663–667