

中国西部冰川度日因子的空间变化特征

张 勇¹, 刘时银^{1,2}, 丁永建¹

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 冰冻圈与环境联合重点实验室, 兰州 730000;

2. 中国科学院 青藏高原研究所, 北京 100029)

摘要: 在冰川与积雪消融研究中, 度日模型应用较为广泛, 该模型是基于冰雪消融与气温, 尤其是正积温之间的线性关系建立的。度日因子是该模型的重要参数, 反映了单位正积温产生的冰雪消融量, 其空间变化特征对于不同模型模拟冰雪消融过程的精度有较大影响。本文根据中国西部不同地区数十条冰川的短期考察和观测资料, 分析了西部冰川度日因子的空间变化特征, 结果表明: 由于青藏高原及其周围地区独特的气候和热量条件, 西部冰川度日因子具有明显的区域特征。在同一冰川上, 度日因子的空间变化较为明显。从冰川类型来看, 与极大陆型及亚大陆型冰川相比, 海洋型冰川的度日因子较大。总体看来, 西部冰川的度日因子由西北向东南逐渐增大, 这与中国西部冰川的气候环境变化趋势是一致的, 即在干冷的气候条件下, 度日因子较小; 而在暖湿的气候条件下度日因子较大。

关键词: 冰川; 消融; 度日因子; 中国西部

1 引言

中国西部高山带广泛分布的现代冰川, 其融水径流是干旱内陆河流域十分宝贵的淡水资源, 其在不同时间尺度上的变化对该地区河川径流的影响非常显著^[1-3], 是绿洲经济的命脉。据近期完成的中国冰川编目结果和基于新冰川编目资料进行的冰川融水对河流补给作用的计算表明, 冰川融水补给在中国西部省区河流径流中所占比例分别为: 新疆 25.4%、西藏 8.6%、青海 3.8%、甘肃 3.6%^[4], 由此不难看出冰川融水在中国西部干旱区水资源形成与变化中的作用和地位是十分明显的。因此, 冰川融水的模拟是评价与预测中国西部干旱区水资源变化的重要组成部分之一^[3, 5]。

目前, 在计算冰川融水的众多方法中, 基于冰川消融与气温之间线性关系的度日模型是最为简单、应用最为广泛的方法^[6, 7]。度日模型虽然相对简单, 但在流域尺度上可以给出类似于能量平衡模型的输出结果^[8, 9]。在度日模型中, 度日因子是其的重要参数, 其是冰川表面能量传递与转化这一复杂过程的简化描述, 也就是说度日因子本身也依赖于冰川表面的能量收支状况^[10-12]。Finsterwalder and Schunk (1887)^[13]首次在阿尔卑斯山冰川变化研究中引入了“度日因子”的概念。随后, 这一概念被广泛应用于挪威、冰岛、格陵兰、阿尔卑斯山、喜马拉雅山等地区的冰川与积雪变化的研究中^[6, 12, 14-26]。

研究表明^[22, 27-35], 对于大多数融水径流模型来说, 如 HBV-model^[27]、SRM-model^[28]、UBC-model^[29]、SHE-model^[30]、HYMET-model^[31], 这些模型的模拟精度在一定程度上取决于度日模型对冰川与积雪消融过程的模拟。然而, 度日因子的空间和时间变化特征对模型模拟冰川与积雪消融过程的精度又有较大影响。因此, 在使用度日模型模拟冰川与积

收稿日期: 2005-10-30; 修订日期: 2005-11-20

基金项目: 国家自然科学基金重大项目 (90202013); 国家自然科学基金项目 (40371026); 中国科学院知识创新工程重大项目 (KZCX3-SW-345; KZCX3-SW-339) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 90202013; No.40371026; Knowledge Innovation Project of CAS, No.KZCX3-SW-345; No.KZCX3-SW-339]

作者简介: 张勇 (1979-), 男, 博士, 主要从事冰川变化与水资源研究。E-mail: zhangy@lzb.ac.cn

雪消融的过程中,度日因子的时空变化特征是值得关注的。虽然度日因子的时间和空间变化特征引起了众多国外学者的注意^[7, 21, 36, 37],但在中国的冰雪消融研究中鲜有学者涉及。因此,本研究以中国西部不同山区数十条冰川的短期考察和观测资料为基础,获取了中国西部不同冰川的度日因子,通过分析西部不同山区冰川度日因子的空间变化特征,为中国西部无观测冰川区网格化消融模型的建立及其在冰川消融研究的应用奠定一定的理论基础。

2 数据与方法

2.1 数据来源

中国有长期观测的冰川数量较少,除乌鲁木齐河源1号冰川外,其他冰川监测多不超过10年,且冰川规模普遍较小。本研究使用的数据主要来源于过去50年来不同时期的冰川考察和观测的数据^[38-43],共15条冰川(图1),包括消融和气象数据。冰川消融数据主要是通过花杆测量获取的,大部分冰川消融观测时长超过1个月(表1)。幸运的是,大部分冰川同期观测的气象数据也存在。

对没有同期观测气象资料的4条冰川(包括煤矿冰川、哈龙冰川、洋布拉克冰川和切尔布拉克冰川),采用李新等(2003)^[44]计算的青藏高原不同纬度和不同高度带上的气温直减率(r)从冰川周边最近的国家气象站插值获取,气温直减率(r)介于 $0.0054\sim 0.006\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$ 之间。此外,15条冰川的平衡线高度(ELA)介于 $4000\sim 7000\text{ m}$ 之间^[4]。

2.2 度日因子的计算方法

度日因子是度日模型的重要参数,一般来说,度日因子可以用溶度计^[45]或消融花杆^[24, 46]直接测量获取,也可以运用能量平衡模型计算冰雪消融量获取^[12, 33, 47]。本研究中,度日因子是运用消融花杆测量获取的,其计算公式如下:

$$DDF = M/PDD \quad (1)$$

式中: DDF 为冰川或雪的度日因子($\text{mm d}^{-1}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$); M 为某时段内冰川或雪的消融水当量(mm w.e.); PDD 是同一时段内的正积温,一般由下式获取^[48]:

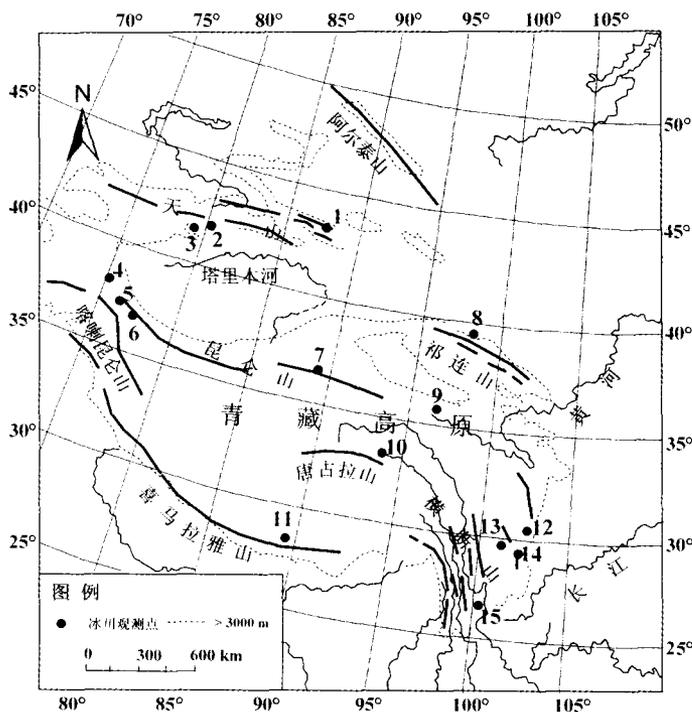


图1 中国西部观测冰川分布图。

1. 乌鲁木齐河源1号冰川; 2. 琼台兰冰川;
3. 科其卡尔巴契冰川; 4. 切尔布拉克冰川; 5. 洋布拉克冰川;
6. 特拉木坎力冰川; 7. 煤矿冰川; 8. 七一冰川; 9. 哈龙冰川;
10. 小冬克玛底冰川; 11. 抗物热冰川; 12. 海螺沟冰川;
13. 大贡巴冰川; 14. 小贡巴冰川; 15. 白水河1号冰川

Fig. 1 Distribution of the observed glaciers in western China
(1. Urumqi No.1 Glacier; 2. Qiongtailan Glacier; 3. Keqicar Baqi Glacier;
4. Qirbulak Glacier; 5. Yangbulak Glacier; 6. Telamukli Glacier; 7. Meikuang
Glacier; 8. Qiyi Glacier; 9. Halong Glacier; 10. Xiaodongkemadi Glacier;
11. Kangwure Glacier; 12. Hailuogou Glacier; 13. Dagongba Glacier;
14. Xiaogongba Glacier; 15. Baishuihe No.1 Glacier)

表 1 中国西部不同观测冰川的度日因子值 ($\text{mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$)Tab. 1 Degree-day factors (DDF) of different observed glaciers in western China (Unit: $\text{mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$)

| 山区 | 冰川 | DDF _{ice} | DDF _{snow} | 海拔 (m a.s.l) | 时段 | 数据来源 |
|-------|--------------|--------------------|---------------------|--------------|---------------------|------|
| 天山 | 乌鲁木齐 1 号冰川西支 | 8.5 | | 3831~3945 | 1986~1993 | [24] |
| | 乌鲁木齐 1 号冰川东支 | 7.3 | | 3754~3898 | 1986~1988 | [24] |
| | | | 3.1 | 4048 | 1986~1993 | [24] |
| | 科其卡尔巴契冰川 | 4.5 | | 3347 | 6-28~9-12/2003 | 本研究 |
| | | 7.0 | | 4216 | 7-11~9-13/2003 | 本研究 |
| | 琼台兰冰川 | 4.5 | | 3675 | 6-17~7-31/1978 | 本研究 |
| | | 7.3 | | 4100 | 6-25~8-14/1978 | 本研究 |
| | | 8.6 | | 4200 | 6-21~7-31/1978 | 本研究 |
| | | | 3.4 | 4400 | 6-21~8-11/1978 | 本研究 |
| 横断山 | 海螺沟冰川 | 5.0 | | 3301 | 8-24/1982~8/1983 | 本研究 |
| | 白水河 1 号冰川 | 13.3 | | 4600 | 6-23~8-30/1982 | 本研究 |
| | | | 5.9 | 4800 | 6-26~7-11/1982 | 本研究 |
| | 大贡巴冰川 | 13.2 | | 4540 | 9-20/1982~9-22/1983 | 本研究 |
| | 小贡巴冰川 | 12.0 | | 4550 | 7-15/1982~7-15/1983 | 本研究 |
| 喀喇昆仑山 | 巴托拉冰川 | 3.4 | | 2780 | 6-8/1975 | 本研究 |
| | 特拉木坎力冰川 | 5.9 | | 4630 | 6-25~9-7/1987 | 本研究 |
| | | 6.4 | | 4650 | 6-24~9-7/1987 | 本研究 |
| | 切尔干布拉克冰川 | 2.6 | | 4750 | 6-6~7-30/1960 | 本研究 |
| | 洋布拉克冰川 | 4.3 | | 4800 | 7-1~7-5/1987 | 本研究 |
| 昆仑山 | 煤矿冰川 | 3.0 | | 4840 | 5-7~9-7/1989 | 本研究 |
| | 哈龙冰川 | 4.7 | | 4616 | 6-15~6-28/1981 | 本研究 |
| | | 3.6 | | 4900 | 6-14~6-27/1981 | 本研究 |
| 唐古拉山 | 小冬克玛底冰川 | 13.8 | | 5425~5475 | 7-8/1993 | [26] |
| 祁连山 | 七一冰川 | 7.2 | | 4305~4619 | 7-8/2002 | [26] |
| 喜马拉雅山 | 抗物热冰川 | 9.0 | | 5700~6000 | 7-20~8-25/1993 | 本研究 |

$$PDD = \sum_{i=1}^n H_i \cdot T_i \quad (2)$$

式中: T_i 为某天 (t) 的日平均气温; H_i 是逻辑变量, 当 $T_i \geq 0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 时, $H_i = 1.0$; 当 $T_i < 0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 时, $H_i = 0.0$ 。

根据中国西部不同山区数十条冰川的野外考察和观测资料, 运用公式 (1) 和 (2) 获取了中国西部不同冰川及雪的度日因子。表 1 是本研究计算获取以及部分研究中给出的中国西部地区冰川冰与雪的度日因子值, 其中的度日因子值来源于不同地区不同冰川不同观测时段, 虽然计算的方法相同, 但其计算周期有所不同, 有的仅为几天而已 (如大贡巴冰川), 有些则长达几年 (如乌鲁木齐河源 1 号冰川), 因此, 这些度日因子的值仅限于直接比较。

3 度日因子及其空间特征分析

中国西部冰川度日因子的变化较大, 介于 $2.6 \sim 13.8 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 之间 (表 1)。由于冰川冰与雪的反射率不同, 一般来说, 与冰川冰的度日因子相比, 雪的度日因子值较小。在中国西部冰川区, 冰川冰的度日因子平均值为 $7.1 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$, 雪的平均值为 $4.1 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$, 仅为冰川冰度日因子的 58%, 而在格陵兰地区和斯堪的纳维亚半岛地区的冰川上, 雪的度日因子分别是冰川冰的 40% 和 70%^[6]。

表 2 中国西南天山科其卡尔巴契冰川度日因子的逐月变化 (2003)

Tab. 2 Monthly variation of degree-day factor of Glacier Keqicar Baqi of southwestern Tianshan (2003)

| 观测点海拔 (m a.s.l) | DDF (mm d ⁻¹ °C ⁻¹) | | |
|--------------------|--|-----|-----|
| | 7 月 | 8 月 | 9 月 |
| 3620 | - | 6.1 | 6.0 |
| 3742 | 5.1 | 5.3 | 4.9 |
| 3870 | 4.6 | 6.4 | 5.9 |
| 4113 | 8.7 | 8.9 | 8.6 |

表 3 中国西南天山琼台兰冰川度日因子的季节变化状况 (1977-1978)

Tab. 3 Seasonal variation of degree-day factor of Glacier Qiongtailan of southwestern Tianshan during 1977-1978

| 观测点海拔 (m a.s.l) | DDF (mm d ⁻¹ °C ⁻¹) | | 变化量 (%) |
|--------------------|--|----------------|------------|
| | 7-13-8-10/1977 | 6-17-7-31/1978 | |
| 3675 | 4.9 | 4.5 | -8 |
| 4100 | 6.5 | 7.3 | 12 |
| 平均值 | 5.7 | 5.9 | 4 |

3.1 度日因子的季节变化

研究表明^[11], 度日因子是冰川表面消融能量平衡组成特征的综合反映。因此, 度日因子随着冰川表面能量平衡各组分在季节和空间上的变化而变化。然而, Braithwaite and Olesen (1993)^[48]、Hock (2003)^[6]等认为冰川冰度日因子的季节变化特征不明显。从西南天山科其卡尔巴契冰川 4 个观测点不同月份的度日因子变化可以看出 (表 2), 度日因子的逐月变化较小, 例如, 在海拔 3742 m 处, 度日因子的变化介于 4.9~5.1 mm d⁻¹°C⁻¹ 之间。从西南天山琼台兰冰川不同年份的度日因子变化可以看出 (表 3), 度日因子不同季节的变化也较小, 其变化量仅介于 -8%~12% 之间。由此可见, 中国西部冰川度日因子的时间变化特征不明显。

雪的度日因子季节变化与冰川冰的不同, 雪具有明显的变质过程, 其反射率的季节变化相对较大, 从而导致积雪表面的能量平衡各组分季节波动较大, 因此, 雪的度日因子季节变化较为显著^[49]。但是, 由于受观测条件的限制, 中国西部积雪消融观测较少, 因而本研究无法详细讨论积雪度日因子的季节变化。

3.2 度日因子的空间变化

由于海拔高度、下垫面以及遮挡、坡度等地形因素的影响, 冰川度日因子在空间上波动较为明显, 也就是说度日因子反映了不同影响因素下冰川表面的热量收支状况。基

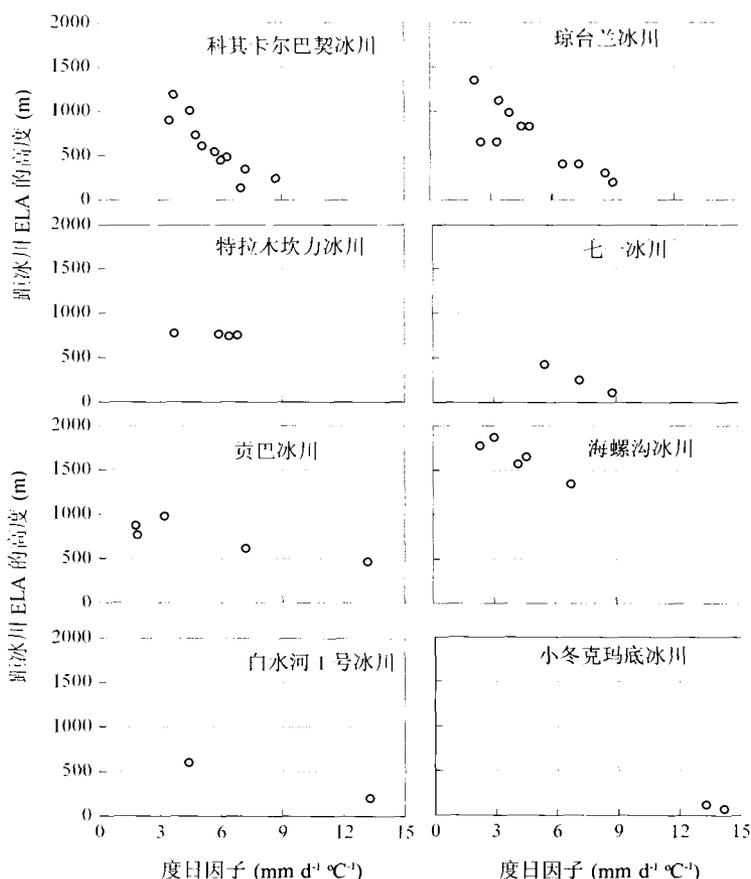


图 2 中国西部冰川度日因子随距冰川 ELA 距离的减小而增大
Fig. 2 Increasing variation of degree-day factors with decreasing distance to the ELA in western China

于中国西部冰川度日因子时间变化特征不显著这一特点, 度日因子的空间变化特征分析如下。

(1) 度日因子的高程差异 在同一冰川, 度日因子的空间波动较为显著, 例如, 在西南天山科其卡尔巴契冰川上, 对比几个相距较近观测点的度日因子值发现, 其变化介于 $\pm 20\%$ 之间。从不同冰川度日因子及其观测点距冰川 ELA 的高度分布可以看出(图 2), 随着距冰川 ELA 高度的减小, 度日因子逐渐增大, 较大的度日因子基本集中在距冰川 ELA 大约 500 m 这一范围之内。这一趋势表明: 较大的度日因子值一般出现在海拔较高的冰川区, 尤其是冰川 ELA 附近。出现这一趋势的主要原因在于冰川消融的主要能量来源于太阳辐射, 而研究表明^[50], 在冰川 ELA 附近太阳辐射比较强烈, 导致冰川消融增大; 同时, 冰川 ELA 附近的平均气温相对较低, 导致冰川 ELA 附近正积温的量值较小, 即所谓的“低温效应”^[2]。

为了更好的说明这一现象, 本研究以西南天山科其卡尔巴契冰川为例。科其卡尔巴契冰川度日因子随着海拔高度的增加而增大(图 2), 也就是说在科其卡尔巴契冰川区, 较大的度日因子值出现在海拔较高的区域, 尤其在冰川 ELA 附近, 而不是在低海拔冰川区。科其卡尔巴契冰川 ELA 大约在 4400 m 左右, 其附近的度日因子约为 $7.0 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$, 而冰川末端的度日因子为 $3.7 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 。张勇等(2004)^[51]在分析科其卡尔巴契冰川消融期的气候变化特征时发现, 该冰川 ELA 附近的太阳辐射十分强烈, 且日平均气温与冰川末端相比低了大约 $7.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。研究表明^[12, 26, 37], 强烈的太阳辐射有利于冰川表面的消融, 而

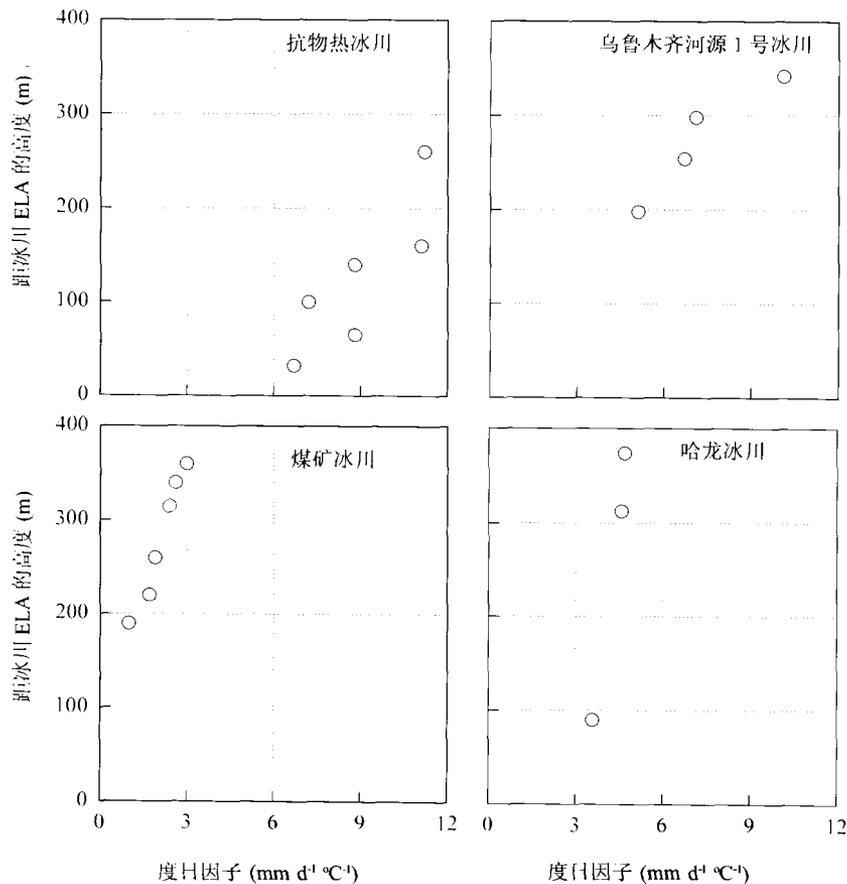


图 3 中国西部冰川度日因子随距冰川 ELA 距离的减小而减小。

Fig. 3 Decreasing variation of degree-day factors with decreasing distance to the ELA in western China

平均气温较低则导致正积温的量值较小,因此,冰川 ELA 附近的度日因子比冰川末端的大,即所谓的“低温效应”。同样,这一趋势在研究尼泊尔境内的 Yala 冰川、AX010 冰川以及小冬克玛底冰川、七一冰川的度日因子变化中也曾被发现^[26]。

然而,并不是所有冰川的度日因子都具有如此的规律(图 3),部分冰川的度日因子则随着距冰川 ELA 高度的减小而减小。这些冰川多分布在青藏高原中部及喜马拉雅山区,其平衡线高度基本都在 4000 m 以上,有的甚至达到了 6000 m 左右^[4]。研究表明^[50,52],这些冰川基本位于干冷冰川气候区,随着海拔高度的增加,尤其是在冰川 ELA 附近,气候极为干燥,辐射非常强烈,太阳辐射占冰川消融总收入能量的 90~93%之间,其热量平衡类型属于蒸发型。在这样极其寒冷干燥的气候环境下,冰面蒸发(主要是升华作用)耗热较大,抑制了冰川消融,导致冰川 ELA 附近的度日因子较小。

(2) 不同冰川类型度日因子的差异 依据冰川发育条件及其物理性质,中国西部冰川可分为海洋型冰川、亚大陆型冰川和极大陆型冰川三种类型^[52]。这三种类型冰川的度日因子平均值分别为 $10.9 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 、 $7.2 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 和 $4.3 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 。由此可见,中国西部海洋型冰川的度日因子比亚大陆型与极大陆型冰川的值大。

这一趋势与 Hock (2003)^[6]的研究不同,她认为与大陆型冰川相比,由于海洋型冰川的湍流通量在冰川表面热量平衡中所占比例相对较大(包括冷凝作用),导致海洋型度日因子较小。在中国西部海洋型冰川的热量平衡组成中,湍流通量在消融期热量平衡组成中超过了 60%^[53],然而,海洋型冰川的度日因子仍然比亚大陆型和极大陆型冰川的度日因子大,这可能与中国西部海洋型冰川表面覆盖的薄层表碛有关。表碛的热力过程与裸冰或雪的完全不同,对于冰川表面的能量平衡及表碛下冰川消融的影响是非常显著的^[54]。相关研究表明^[54-56],薄层表碛在冰面消融时常处于湿润或被融水浸泡的状态,水把表碛层表面获得的热量带到冰面,从而大大促进了冰川表面的消融。

(3) 度日因子的区域差异

从中国西部冰川度日因子变化趋势可以看出(图 4),度日因子的变化具有明显的区域特征,即从西北向东南逐渐增大。根据冰川度日因子的均值,可将西部冰川区分为三个区域:DDF 高值区($\geq 9.0 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$)、DDF 中值区($6.0\sim 9.0 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$)和 DDF 低值区($\leq 6.0 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$)(图 4)。

国外的相关研究表明^[6],度日因子的区域特征并不十

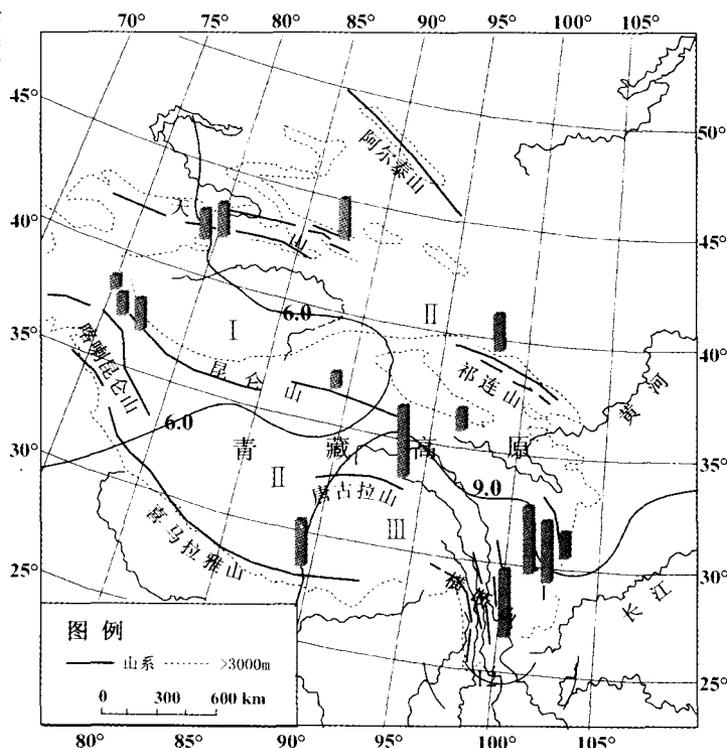


图 4 中国西部度日因子变化趋势及其分区(图中柱状代表度日因子值),其中 I 为 DDF 低值区($\leq 6.0 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$), II 为 DDF 中值区($6.0\sim 9.0 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$), III 为 DDF 高值区($\geq 9.0 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$)

Fig. 4 The variations and zoning of degree-day factors in western China
I—the low-value DDF region ($\leq 6.0 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$); II—the mid-value DDF region ($6.0\sim 9.0 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$); III—the high-value DDF region ($\geq 9.0 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$)

分明显。而中国西部冰川的度日因子之所以出现这种明显的区域变化规律可能与青藏高原及周边地区独特的气候环境和热量条件有关。据白重瑗^[9]研究, 中国西部冰川的气候环境从西北向东南逐渐由干冷向温湿转变, 同时, 热量平衡组成类型则由蒸发型向凝结—蒸发型转变。这与度日因子的变化趋势是一致的。总的来说, 在干冷的气候条件下, 冰面蒸发(主要是升华作用)耗热较大, 抑制了冰川消融, 度日因子较小; 而在暖湿的气候条件下, 用于冰川消融的能量在热量平衡中所占比例较大, 促进了冰川消融, 度日因子较大。

4 讨论与结论

中国是世界上冰川分布最广泛、与人类生活关系最密切的国家之一。据已完成的中国冰川目录统计, 中国有冰川 46298 条。然而, 中国有长期观测的冰川数量较少, 并且在今后的研究中也无法对西部地区每一条冰川都进行考察和观测。因此, 根据现有的观测和研究基础, 无法定量分析中国西部冰川融水变化对西部干旱区水资源未来发展趋势影响的程度。基于中国西部不同山区数十条典型冰川的野外考察和观测资料, 本研究获取了西部不同冰川的度日因子。在分析中国西部冰川度日因子空间和时间变化特征的基础上, 通过参数优化, 建立流域尺度网格化的冰川消融模型, 分析无观测资料冰川区的冰川消融状况, 为正确评价和预测中国西部冰川变化对西部干旱区水资源的影响奠定基础。

然而, 度日因子也有其不足之处, 其不仅随着海拔高度、下垫面等的不同变化较为明显, 同时也受遮挡、坡度等地形因素的影响。此外, 在度日因子的计算过程中存在两个主要的误差来源。

(1) 在使用消融花杆测量冰川或雪消融的过程中存在测量误差;

(2) 采用气温直减率 (r) 从冰川周边的国家气象站插值获取无气象资料冰川区气温的过程中存在不确定性。

因此, 为了满足消融模拟过程中高空间、高时间分辨率的要求, 度日因子及其模型还需进一步的改进。

通过对中国西部冰川度日因子的空间变化特征分析可得出以下结论。

(1) 通过分析度日因子及其观测点距冰川 ELA 的高度发现, 在同一冰川上, 较大的度日因子一般分布在高海拔冰川区, 即随着海拔高度的增加, 度日因子随之增大; 但并非所有冰川都具有如此规律。

(2) 对于不同类型的冰川来说, 中国西部海洋型冰川的度日因子比亚大陆型和极大大陆型冰川的值大, 其平均值分别为 $10.9 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 、 $7.2 \text{ mm mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 和 $4.3 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$, 这可能与海洋型冰川表面覆盖的薄层表碛有关。

(3) 由于青藏高原及其周围地区独特的气候和热量条件, 冰川度日因子具有明显的区域特征, 即度日因子从西北向东南逐渐增大, 这与中国西部冰川的气候环境变化趋势一致。

(4) 总的来说, 在干冷的气候条件下, 度日因子较小; 而在暖湿的气候条件下度日因子较大。

致谢: 在此衷心感谢中国国家气象局对本研究气象数据的支持。

参考文献 (References)

[1] Kang Ersi, Yang Zhenniang, Lai Zuming et al. Runoff of snow and ice meltwater and mountainous rivers. In: Shi

- Yafeng et al. (eds.), *Glaciers and Their Environments in China: The Present, Past and Future*. Beijing: Science Press, 2000. 190-205. [康尔泗, 杨针娘, 赖祖铭 等. 冰川融水径流和山区河川径流. 见: 施雅风 等, 中国冰川与环境: 现在、过去和未来. 北京, 科学出版社, 2000. 190-205.]
- [2] Jansson P, Hock R, Schneider T. The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology*, 2003, 282: 116-129.
- [3] Yao Tandong, Wang Youqing, Liu Shiyin et al. Recent glacial retreat in high Asia in China and its impact on water resources in Northwest China. *Science in China (Series D)*, 2004, 47(12): 1065-1075.
- [4] Shi Yafeng. *China Glacier Inventory (CGI)*. Shanghai: Shanghai Kexuepuji Press, 2005. 162-163. [施雅风. 简明中国冰川目录. 上海: 上海科学普及出版社, 2005. 162-163.]
- [5] Liu Changming, Fu Guobin, Li Lijuan. Water resources and ecological and environmental systems construction in West China. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2002, 21(1): 7-11. [刘昌明, 傅国斌, 李丽娟. 西部水资源与环境建设. 矿物岩石地球化学通报, 2002, 21(1): 7-11.]
- [6] Hock R. Temperature index melt modeling in mountain areas. *Journal of Glaciology*, 2003, 282: 104-115.
- [7] Hock R. Glacier melt: a review on processes and their modelling. *Progress in Physical Geography*, 2005, 29(3): 362-391.
- [8] US Army Corps of Engineers. Runoff evaluation and streamflow simulation by computer. Part-II, US Army Corps of Engineers, North Pacific Division, Portland, Oregon, USA, 1971.
- [9] WMO. Intercomparison of models for snowmelt runoff. *Operational Hydrology Report 23(WMO No.646)*, 1986.
- [10] Krenke A N, V G Khodakov. On the correlation between glacier melting and air temperature. *Materialy Glytsiologicheskikh Issledovaniy, Khronika, Obsuzhdeniya*, 1966, 12: 153-164.
- [11] Ambach W. Heat balance characteristics and ice ablation, western EGIG-profile, Greenland, Seventh Northern Research Basins Symposium/Workshop: Applied Hydrology in the Development of Northern Basins, May 25-June 1, Copenhagen Danish Society for Arctic Technology, Ililissat, Greenland, 1988. 59-70.
- [12] Braithwaite R J. Positive degree-day factor for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy: balance modeling. *Journal of Glaciology*, 1995, 41(137): 153-160.
- [13] Finsterwalder S, H Schunk. Der Suldenferner. *Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins*, 1887, 18: 72-89.
- [14] Clyde G D. Snow-melting characteristics. *Utah Agricultural Experiment Station Bull.*, 1931, 231: 1-23.
- [15] Collins E H. Relationship of degree-day above freezing to runoff. *Trans. Am. Geophys. Union, Reports and Papers, Hydrology*, 1934, 624-629.
- [16] Corps of Engineers. Summary report of the snow investigations, snow hydrology. US Army Engineer Division (North Pacific, 210 Custom House, Portland, Oregon), 1956, 437.
- [17] Hoinkes H C, H Steinacker. Hydrometeorological implications of the mass balance of Hintereisferner, 1952-53 to 1968-69. Proceedings of the snow and ice symposium, Moscow 1971, IAHS Publ., 1975, 104: 144-149.
- [18] Jó hannesson T, O Sigurdsson, T Laumann et al. Degree-day glacier mass-balance modeling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland. *Journal of Glaciology*, 1995, 41(151): 345-358.
- [19] Oerlemans J, B Anderson, A Hubbard et al. Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dynamics*, 1998, 14: 267-274.
- [20] Braithwaite R J, Y Zhang. Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes. *Geografiska Annaler*, 1999, 81A (4): 489-496.
- [21] Braithwaite R J, Y Zhang. Sensitivity of mass balance of five glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology*, 2000, 46(152): 7-14.
- [22] Hock R. A distributed temperature-index ice and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, 1999, 45(149): 101-111.
- [23] Liu Shiyin, Xie Zichu, Song Guoping, et al. Mass balance Kangwure (flat-top) Glacier on the north side of Mt. Xixiabangma, China. *Bulletin of Glacier Research*, 1996, 14: 37-43.
- [24] Liu Shiyin, Ding Yongjian, Ye Baisheng et al. Study on the mass balance of the Glacier No.1 at the headwaters of the Urumqi River using degree-day method. *Proceeding of the Fifth Chinese Conference on Glaciology and Geocryology (vol.1)*, 1996. 197-204. [刘时银, 丁永建, 叶佰生 等. 度日因子用于乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡计算的研究. 第五届全国冰川冻土学大会论文集 (上册), 1996. 197-204.]
- [25] Liu Shiyin, Ding Yongjian, Wang Ninglian et al. Mass balance sensitivity to climate change of the Glacier No.1 at the Urumqi River head, Tianshan Mts. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1998, 20(1): 9-13. [刘时银, 丁永建, 王宁练 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡对气候变化的敏感性研究. 冰川冻土, 1998, 20(1): 9-13.]
- [26] Kayastha R B, Yutaka Ageta, Masayoshi Nakawo et al. Positive degree-day factors for ice ablation on four glaciers in the Nepalese Himalayas and Qinghai-Tibetan Plateau. *Bulletin of Glaciological Research*, 2003, 20: 7-14.
- [27] Bergström S. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. *Department of*

- Water Resources Engineering, Lund Institute of Technology/University of Lund, Bulletin Series A, 1976, 52: 134.
- [28] Martinec J, A Rango. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 1986, 84: 197-219.
- [29] Quick M C, A Pipes. UBC watershed model. *Hydrol. Sci. Bull.*, 1977, 221: 153-161.
- [30] Bøggild C E, C J Knudby, M B. Knudsen et al. Snowmelt and runoff modelling of an arctic hydrological basin in east Greenland. *Hydrol. Proc.*, 1999, 13: 1989-2002.
- [31] Tangborn W V. Prediction of glacier derived runoff for hydro-electric development. *Geografiska Annaler*, 1984, 66A (3): 257-265.
- [32] Schreider S Y, P H Whetton, A J Jakeman et al. Runoff modelling for snow-affected catchments in the Australian alpine region, eastern Victoria. *Journal of Hydrology*, 1997, 200: 1-23.
- [33] Arendt A, M Sharp. Energy balance measurements on a Canadian high arctic glacier and their implications for mass balance modeling. In: Tranter M et al. (eds.), *Interactions between the Cryosphere, Climate and Greenhouse Gases, Proceedings of the IUGG Symposium, Birmingham 1999: IAHS Publ.*, 1999, 256: 165-172.
- [34] Braun L N, W Grabs, B Rana. Application of a conceptual precipitation-runoff model in the Langtang Khola basin, Nepal Himalaya. In: Young G J (ed.), *Snow and Glacier Hydrology, Proceedings of the Kathmandu Symposium 1992: IAHS Publ.*, 1993, 218: 221-237.
- [35] Rigaudière P, P Ribstein, B Francou et al. Un modèle hydrologique du glacier du Zongo. Rapport No.44, ORSTOM, Bolivie., 1995, 90.
- [36] Singh P, N Kumar. Determination of snowmelt factor in the Himalayan region. *Hydrol. Sci. J.*, 1996, 41(3): 301-310.
- [37] Ohmura A. Physical basis for the temperature-based melt index method. *J. Appl. Meteorol.*, 2001, 40: 753-761.
- [38] Yao Tandong, Y Ageta et al. Glaciological climate and environment on Qingzang Plateau: the China-Japan Joint Glaciological Expedition to Qingzang Plateau, 1989. Beijing: Science Press, 1993. 60-68. [姚檀栋, 上田丰等. 青藏高原冰川气候与环境: 1989年中日青藏高原冰川考察研究. 北京: 科学出版社, 1993. 60-68.]
- [39] Zhang Jinhua, Bai Chongyuan. The surface ablation and its variation of the Batura Glacier. In: *Professional papers on the Batura Glacier, Karakoram Mountains*. Beijing: Science Press, 1980. 83-98. [张金华, 白重媛. 巴托拉冰川的冰面消融及其变化. 见: 喀喇昆仑山巴托拉冰川考察与研究. 北京: 科学出版社, 1980. 83-98.]
- [40] Zhang Xiangsong, Zhou Yuchao et al. *Glaciers and Environment of the Yarkant River, Karakorum Mountains*. Beijing: Science Press, 1991. 43-52. [张祥松, 周聿超等. 喀喇昆仑山叶尔羌河冰川与环境. 北京: 科学出版社, 1991. 43-52.]
- [41] Mountaineering and Expedition Team of Chinese Academy of Sciences. *Glacial and Weather in Mt. Tuomuer District, Tianshan*. Urumchi: Xinjiang People's Publishing House, 1985. 99-109. [中国科学院登山考察队. 天山托木尔峰地区的冰川与气象. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1985. 99-109.]
- [42] Su Zhen et al. *Glaciers and Environment of Karakorum-Kunlun Mountains*. Beijing: Science Press, 1998. 38-56. [苏珍等. 喀喇昆仑山—昆仑山地区冰川与环境. 北京: 科学出版社, 1998. 38-56.]
- [43] Li Jijun, Su Zhen et al. *Glaciers in the Hengduan Mountains*. Beijing: Science Press, 1996. 70-110. [李吉均, 苏珍. 横断山冰川. 北京: 科学出版社, 1996. 70-110.]
- [44] Li Xin, Cheng Guodong, Lu Ling. Comparison study of spatial interpolation methods of air temperature over Qinghai-Xizang Plateau. *Plateau Meteorology*, 2003, 22(6): 565-573. [李新, 程国栋, 卢玲. 青藏高原气温分布的空间插值方法比较. 高原气象, 2003, 22(6):565-573.]
- [45] Kustas W P, A Rango, R Uijlenhoet. A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resour. Res.*, 1994, 30(5): 1515-1527.
- [46] Braithwaite R J, T Konzelmann C Marty, O B Olesen. Errors in daily ablation measurements in northern Greenland, 1993-94, and their implications for glacier climate studies. *Journal of Glaciology*, 1998, 44 (148): 583-588.
- [47] Zhang Yong. Degree-day model and its application to the simulation of glacier ablation and runoff on Glacier Keqicar Baqi, southwest Tianshan. Master Thesis. Graduate of Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, 2005. 58-59. [张勇. 度日模型在西南天山科其卡尔巴契冰川消融及融水径流模拟研究中的应用. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所硕士毕业论文, 2005. 58-59.]
- [48] Braithwaite R J, O B Olesen. Seasonal variation of ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet and its sensitivity to climate change, Qamanarsup sermia, West Greenland. *Journal of Glaciology*, 1993, 39(132): 967-974.
- [49] Kuusisto E. On the values and variability of degree-day melting factors in Finland. *Nord. Hydrol.*, 1980, 11 (5): 235-242.
- [50] Bai Chongyuan. A study of relationship between climate and mountain glaciers. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1989, 11(4): 287-297. [白重媛. 冰川与气候的关系. 冰川冻土, 1989, 11(4): 287-297.]
- [51] Zhang Yong, Liu Shiyin, Han Haidong et al. Characteristics of summer climate on Keqicar Glacier, south of Tianshan Mountain. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2004, 26(5): 545-550. [张勇, 刘时银, 韩海东等. 天山南坡科其卡尔巴契冰川消融期气候特征分析. 冰川冻土, 2004, 26(5): 545-550.]

- [52] Shi Yafeng, Liu Shiyin, 1999. Estimation of the response of the glaciers in China to the global warming in the 21st century. *Chinese Science Bulletin*, 45(7): 668-672.
- [53] Xie Yingqin. Autumn heat balance in the ablation area of Hailuoguo Glacier. In: Xie Zichu, Kotlyakov V M (eds.), *Glaciers and Environment in the Qinghai-Xizang [Tibet] Plateau (1): The Gongga Mountain*. Beijing: Science Press, 1994. 94-109.
- [54] Østrem G. Ice melting under a thin layer of moraine and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler*, 1959, 41(4): 228-230.
- [55] Rana B, M Nakawo, Y Fukushima et al. Application of a conceptual precipitation-runoff model (HYCYMODEL) in a debris-covered glacierised basin in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *Annals of Glaciology*, 1997, 25: 226-231.
- [56] Zhang Yong, Liu Shiyin, Shangguan Donghui et al. Positive degree-day factor for Keqicar Baqi Glacier, south of Tianshan. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2005, 27(3): 337-343. [张勇, 刘时银, 上官冬辉等. 天山南坡科其卡尔巴契冰川度日因子变化特征研究. *冰川冻土*, 2005, 27(3): 337-343.]

Spatial Variation of Degree-day Factors on the Observed Glaciers in Western China

ZHANG Yong¹, LIU Shiyin^{1,2}, DING Yongjian¹

(1. *Key Laboratory of Cryosphere and Environment, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou 730000, China;*

2. *Institute of Tibetan Plateau Research, CAS, Beijing 100029, China*)

Abstract: Degree-day factor is an important parameter of degree-day model which is a widely used method for ice and snow melt computation. Spatial variations of a degree-day factor have great impacts on the accuracy of snow or ice melt modeling. This paper analyzes the spatial variability characteristics of the degree-day factors obtained from the observed glaciers of different regions in western China. Results clearly show that the regional patterns of the degree-day factors are detectable on the observed glaciers of western China due to the unique climatic environment and heat budget of the Tibetan Plateau and the surrounding areas; the factors of maritime glaciers are higher than those of the sub-continental and extremely continental glaciers because of the ablation area covered with a thin debris layer in the maritime glacier; for a single glacier, the degree-day factors are subject to significant small-scale variations. In general, the regional patterns of the degree-day factors are detectable on observed glaciers due to the unique climatic environment and heat budget of the Tibetan Plateau and the surrounding areas. Low degree-day factors can be expected for cold-dry areas, whereas, high degree-day factors can be expected for warm-wet areas in western China.

Key words: glacier; melt; degree-day factor; western China