

高亚洲冰川的近期退缩及其对西北水资源的影响*

姚檀栋^{**} 刘时银 蒲健辰 沈永平 鲁安新

(中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085; 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

摘要 近几十年来, 高亚洲冰川在气候变暖的影响下随着冰川物质平衡的持续亏损而不断退缩. 过去 10 a 是 20 世纪高亚洲冰川退缩最强烈的时期. 高亚洲冰川退缩的空间特征是: 青藏高原内陆地区退缩幅度最小; 从青藏高原内陆向边缘地区退缩幅度逐渐增大; 在最边缘的藏东南和喀喇昆仑, 冰川退缩幅度最大. 高亚洲冰川退缩对中国西北干旱地区水资源产生重大影响. 利用冰川变化的长度、面积、体积间的比例关系估算的结果和用经验公式估算的结果都说明, 从 20 世纪 90 年代开始的冰川退缩导致冰储量减小, 致使西北地区冰川径流量增加 5.5% 以上. 在冰川融水补给量大的塔里木河, 冰川径流增加量更大.

关键词 高亚洲 冰川变化 水资源影响

分布于以青藏高原为核心的高亚洲地区的冰川总计 46298 条, 冰川面积 59406 km², 冰川储量 5590 km³. 这些冰川以喜马拉雅山、念青唐古拉山、昆仑山、喀喇昆仑山和天山等几个山系为中心集中分布. 以青藏高原为中心的冰川群是整个高亚洲冰川的核心. 这些冰川向北进入干旱荒漠地区, 成为中国西北地区的主要水资源. 特别是围绕塔里木盆地的巨大冰川区, 每年夏季向其下游输送的水量可达 137.7×10^8 m³. 向南进入暖湿森林峡谷并主要集中在林芝以下的雅鲁藏布江的冰川, 则形成中国最大的易贡-帕隆山地冰川中心. 在雅鲁藏布江流域, 有冰川 10813 条, 冰川面积 14491 km², 冰川储量 1293 km³.

冰川资源作为一种动态资源, 是随着气候变化而不断变化的. 以上数据只是根据冰川编目所得到的上世纪 70 或 80 年代的数值. 上世纪 80 年代以来, 由于气候不断变暖, 大多数冰川处于强烈退缩状态, 一些曾经前进或稳定的冰川也随着气候变暖加剧而转为后退; 90 年代, 冰川的退缩进一步加剧, 一些河流因冰川融化加剧而其径流量大增^[1]. 适时正确评估冰川变化及其原因, 揭示冰川变化对西北地区重要河流径流量的影响十分重要, 以下就现有资料进行阐述.

1 高亚洲冰川正全面退缩

20 世纪以来, 随着气候变暖, 高亚洲冰川的退缩逐步加剧, 可分为以下几个阶段: 第一阶段为 20 世纪

2003-09-25 收稿, 2004-01-30 收修改稿

* 国家自然科学基金委员会优秀创新群体项目(批准号: 40121101)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 90102005)和科学技术部基础研究专项(批准号: 2001CCB00300)共同资助

** E-mail: tdyao@itpcas.ac.cn

上半叶, 是冰川前进期或由前进期转为后退的时期. 第二阶段为 20 世纪 50~60 年代, 从这时开始, 有比较多的观测资料(表 1). 从表 1 可以看出, 这时高亚洲冰川出现大规模退缩, 但并未形成冰川全面退缩. 据研究^[2-4], 当时高亚洲冰川退缩的比例占总冰川条数的 2/3, 前进冰川占总冰川条数的 10%, 还有一部分冰川处于既没前进也没后退的稳定状态. 第三阶段为 20 世纪 60 年代末至 70 年代, 冰川物质出现正平衡, 冰川雪线下降, 许多冰川曾出现前进或前进迹象, 前进冰川的比例增大, 退缩冰川的退缩幅度减小. 第四阶段为 20 世纪 80 年代以来, 冰川后退重新加剧. 第五阶段为 20 世纪 90 年代以来, 冰川退缩强于 20 世纪的任何一个时期. 1989 年青藏高原的冰川考察^[5]表明, 藏东南地区冰川退缩强烈, 最明显的例子是藏东南的则普冰川和卡青冰川. 但一些地区仍有前进冰川. 详细研究唐古拉山大冬克玛底冰川和昆仑山冰川, 发现这些冰川的末端仍有前进迹象. 而进入 20 世纪 90 年代以后, 这些冰川都已由前进转为后退, 且冰川的退缩幅度急剧增加. 现在虽仍有个别大冰川在前进, 但高亚洲冰川基本上转入全面退缩状态, 这是 90 年代以来冰川变化的一个重要特征.

表 1 不同时期高亚洲冰川前进、后退比例

年代	测定冰川 总条数	退缩冰 川/%	前进冰 川/%	稳定冰 川/%	资料来源
1950~1970	116	53.46	30.17	16.37	[3,4]
1970~1980	224	44.2	26.3	29.5	[3,4]
1980~1990	612	90	10	0	[5], 本研究
1990~现今	612	95	5	0	本研究

20 世纪 90 年代开始的冰川退缩主要有以下几方面的特征:

第一, 原来就处于退缩的冰川, 退缩幅度正在加剧. 乌鲁木齐河源天山 1 号冰川就是这种类型的冰川. 该冰川是由东、西两个支冰川组成. 1962 年, 东、西两个支冰川的冰舌部分连为一体, 之后随着冰川的退缩, 两个支冰川虽然仍汇合在一起, 但相连接的部分不断变窄变薄. 1993 年东、西两个支冰川彻底分离, 到 2001 年时, 东、西两个支冰川相距已达 100 多米. 图 1 表示乌鲁木齐河源 1 号冰川上世纪 60 年代至本世纪初的退缩状态. 从上世纪 60 年代初到 70 年代初, 是乌鲁木齐河源 1 号冰川强烈退缩时期, 每年平均退

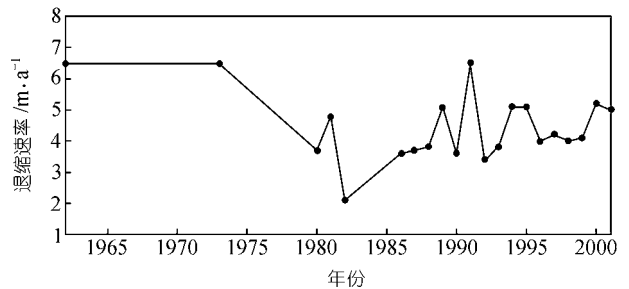


图 1 乌鲁木齐河 1 号冰川长度变化

缩距离超过 6 m; 进入上世纪 70 年代中期以后, 退缩速率明显减弱; 到上世纪 80 年代初, 退缩速率达到最小; 此后, 退缩速率又开始加剧, 特别是 80 年代末至 90 年代以后, 退缩速率急剧增加, 1990~1991 年的退缩速率是有记录以来最大的, 达 6.5 m/a.

第二, 原来处于前进状态的冰川, 大多数逐渐由前进状态转入后退状态, 且退缩幅度越来越大. 唐古拉山的大、小冬克玛底冰川就是这种类型的冰川. 图 2 中的(a)和(b)分别表示唐古拉山大冬克玛底冰川和小冬克玛底冰川由前进转入后退的变化过程. 这两条冰川的观测从 1991 年开始, 开始观测时两条冰川都处于前进状态, 后来先后转入退缩状态. 1991 年, 大冬克玛底冰川的面积为 14.63 km², 小冬克玛底冰川面积只有 1.77 km². 按照冰川学理论, 冰川对气候变化的反应有一滞后期, 冰川越小, 滞后期越短. 因此, 在全球变暖的影响下, 小冬克玛底冰川由前进转入后退的时间应早于大冬克玛底冰川. 事实也正是如此. 如图 2(b)所示, 小冬克玛底冰川 1992 年夏季期间前进了接近 4 m, 1993 年时转入退缩状态, 但当年

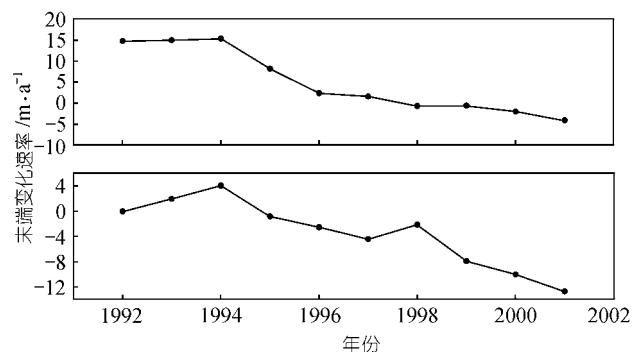


图 2 20 世纪 90 年代以来唐古拉山两条连续监测冰川的冰川末端年变化

(a) 为大冬克玛底冰川; (b) 为小冬克玛底冰川

退缩量只有 0.2 m。此后这种退缩状态从未改变,且退缩率一年比一年大,到 2000 年时已达到 2.86 m/a。大冬克玛底冰川由前进转入后退的时间滞后于小冬克玛底冰川,1989~1994 年初前进了 15.7 m,到 1994 年夏季转入退缩,进入退缩状态后,其年退缩距离也在不断增大,到 2001 年时已达到 4.56 m/a。

第三,在地球的最高点——珠穆朗玛峰地区,也因为全球变暖影响冰川作用过程而出现重大变化。据研究^[6],气候变暖使珠穆朗玛峰地区的冰川处于退缩状态。即使在珠穆朗玛峰峰顶这样的极高海拔地区,也已经感受到气候变暖对冰川的影响。根据陈俊勇等人^[7]的观测,珠穆朗玛峰顶部自 1966 年以来一直在降低。分析他们的观测结果,可揭示过去几十年来珠穆朗玛峰顶部的降低过程。如图 3(a)所示,自 1966 年到 1999 年,珠穆朗玛峰顶部从 8849.75 m 降低到 8848.45 m,总降低值为 1.3 m。如果按年降低值算(图 3(b)),1966~1975 年间,珠穆朗玛峰顶部的降低比较快,接近每年 0.1 m。1975~1992 年间,降低过程减弱,只有 0.01 m/a,比 1966~1975 年减小了一个量级。1992~1998 年间,降低过程又快速增大,接近 0.1 m。1998 到 1999 年,达到了 0.13 m/a。珠穆朗玛峰顶部在短期内降低如此剧烈,肯定不是地壳运动的结果,只能从冰川对气候的响应解释。严格讲,在海拔 8848 m 处,不存在冰川退缩导致的冰面下降。但是冰川成冰作用过程的改变可以导致冰面的降低。珠穆朗玛峰顶部的雪冰到底有多厚,仍然是个谜。现有的珠穆朗玛峰顶部的最大雪深数据是 2.5 m,由意大利登山队用测杆法观测获得。由于测杆法不能测得雪的真正厚度,更不要说冰的厚度,所以可以肯定地讲,珠穆朗玛峰顶部

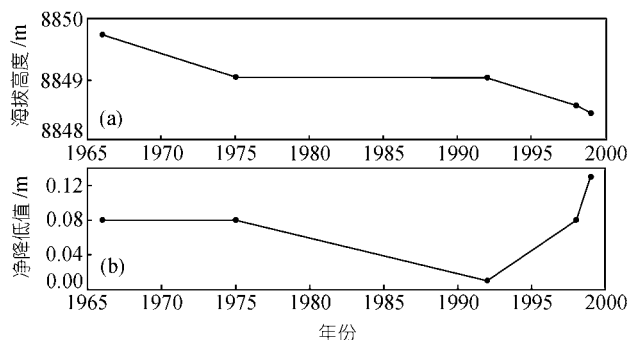


图3 珠穆朗玛峰峰顶海拔高度的变化
(a) 为海拔高度降低过程; (b) 为不同时期的净降低值

雪冰厚度远大于 2.5 m, 可能在 10 多米到几十米之间。在全球变暖以前,这一高度的冰川作用过程是在雪的自重力作用下的密实化作用过程。在这种过程下由雪变成冰是十分缓慢的,和南极、北极地区的成冰作用过程十分相似。全球变暖以后,由于气温上升,加速了由雪到冰的转化过程,冰川的密实化过程加快,从而导致冰面的急剧降低。实际上,从 1992 年开始的珠穆朗玛峰顶部急剧降低时期正好对应于气候急剧变暖时期。

第四,根据大量研究^[8-16],冰川的退缩在不同的区域是不同的。图 4(a)是在不同地区实地考察所得到的不同地区代表性冰川的实际退缩观测值。这些观测结果表明,在喀喇昆仑地区和藏东南地区冰川强烈退缩,位于喀喇昆仑山的帕苏冰川后退速率接近 50 m/a。但在青藏高原中部及周围地区,冰川退缩速率较小,基本都不超过 10 m/a。如位于羌塘高原的普若岗日冰原和乌兰冰帽,其后退速率也不到 10 m/a。

就冰川的区域特征而言,在大陆性冰川区,冰川的退缩幅度比较小,在海洋性冰川区,冰川的退缩幅度比较大。图 4(b)表明,在藏东南和喀喇昆仑两个海洋性冰川为主的地区,冰川退缩幅度很大。在喀喇昆仑地区冰川退缩可达到每年后退 30 m;在藏东南地区,更可高达每年退缩接近 40 m。而在青藏高原中部的昆仑山和唐古拉山等地区,冰川退缩幅度较小,每年在 10 m 以内。冰川变化的这种区域性差异,在青藏高原形成了近年来冰川退缩具有与小冰期盛期冰川萎缩区域特征相类似的椭圆形区域分布特征(图 5)。椭圆的中心部位是青藏高原内部的唐古拉山、昆仑山、羌塘高原等地区,这是青藏高原冰川退缩幅度最小的地区。从青藏高原内部到边缘地区,冰川退缩幅度逐渐加大。在青藏高原最边缘的藏东南和喀喇昆仑山地区,冰川退缩幅度最大。

2 冰川物质平衡“赤字”是高亚洲冰川退缩的根本原因

所谓冰川物质平衡就是冰川系统内物质的收入(主要是以冰川区降水为主)和支出(主要是以冰川消融为主)的代数和。代数和为正,表示冰川正平衡;反之,则为负平衡。高亚洲冰川的全面退缩与这个地区

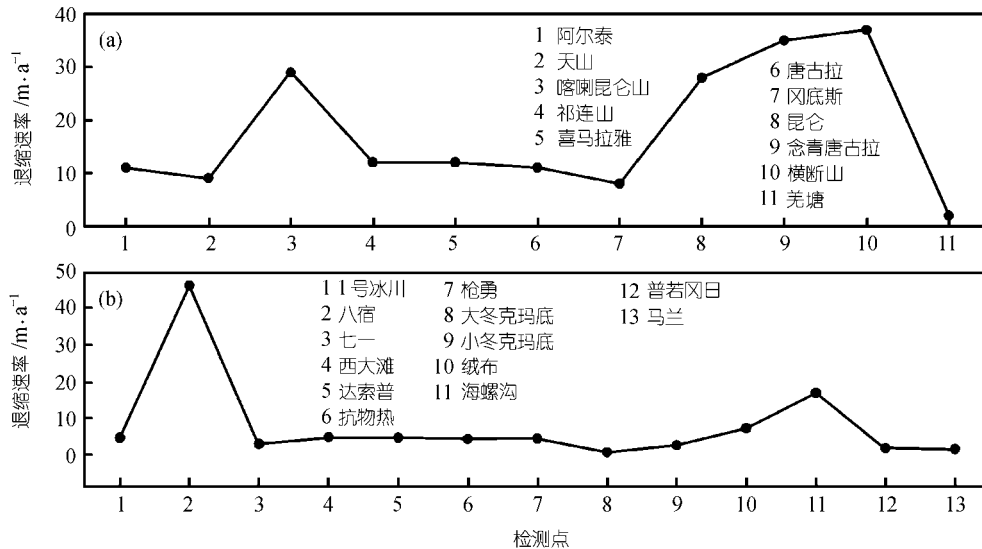


图 4 高亚洲冰川变化的区域特征和类型特征
(a) 不同地区冰川群整体长度后退的速率; (b) 不同地区实地观测过的冰川长度后退的速率

近年来的冰川物质强烈负平衡密切相关。这主要是因为冰川每年收支余额的变化直接引起冰川运动特征的变化,进而导致冰川末端位置、面积和冰川储量的变化。严格讲,冰川的动态变化,就是冰川物质平衡的变化。因此,只要认真研究冰川物质平衡的变化,就可以掌握冰川的动态变化。

在高亚洲地区,连续冰川物质平衡监测点只有乌鲁木齐河源 1 号冰川(1956~2001 年)、唐古拉山小冬克玛底冰川(1990~2001 年)和煤矿冰川(1990~2001 年)。图 6 表示这几条冰川近年来的物质平衡动态。显然,这几条冰川的物质平衡动态变化并不能反映整个高亚洲地区的物质平衡特征,特别是海洋性冰川的物质平衡特征。但是,研究这些冰川的物质平衡特征变化,有助于我们理解整个高亚洲冰川的退缩趋势。

从图 6 中 3 个站点的物质平衡结果可以看出几个不同特征:在冰川强烈退缩的天山地区,冰川物质平衡一直处于强烈负平衡状态;以前处于前进最近才转为退缩的青藏高原中部地区和青藏高原北部地区,冰川物质平衡从以前的正平衡状态转入现在的负平衡状态。从图 5 可以看出,位于天山的 1 号冰川不但一直处于强烈的负平衡状态,物质负平衡的绝对值也是这 3 个站点中最大的。煤矿冰川和小冬克玛底冰川的物质平衡特征较为相似。这两条冰川在 20 世纪 90 年代

前基本处于正物质平衡状态。这和这两条冰川在 20 世纪 90 年代前基本处于前进或稳定状态的特征是一致的。20 世纪 90 年代中期开始,唐古拉山小冬克玛底冰川和煤矿冰川的物质平衡进入负平衡,这是一种重大转折,也是高亚洲冰川全面进入退缩状态的信号。

综上所述,高亚洲冰川全面退缩的根本原因是冰川物质平衡的巨额“赤字”——冰川物质负平衡引起的。青藏高原大部分地区的降水呈增加趋势,因此冰川物质平衡的主要收入项并未朝着造成冰川物质平衡巨额赤字的方向发展。但大量研究也确实表明,高亚洲地区的气温在明显升高,而气温变化是冰川物质平衡主要支出项——冰川消融的主要因子。因此,高亚洲冰川全面退缩的核心原因还是全球变暖。

3 高亚洲冰川退缩对西北冰川水资源产生重大影响

要研究高亚洲冰川退缩对西北水资源的影响,首先需要知道自从上世纪 60~70 年代冰川开始退缩以来,冰川储量减少了多少。由于冰川区的物质平衡观测点很少,这个问题无法由实测结果来回答。比较可行的方法是以实地观测资料为依据进行估算。一种方法是根据冰川面积与厚度的公式进行估算。刘时银等

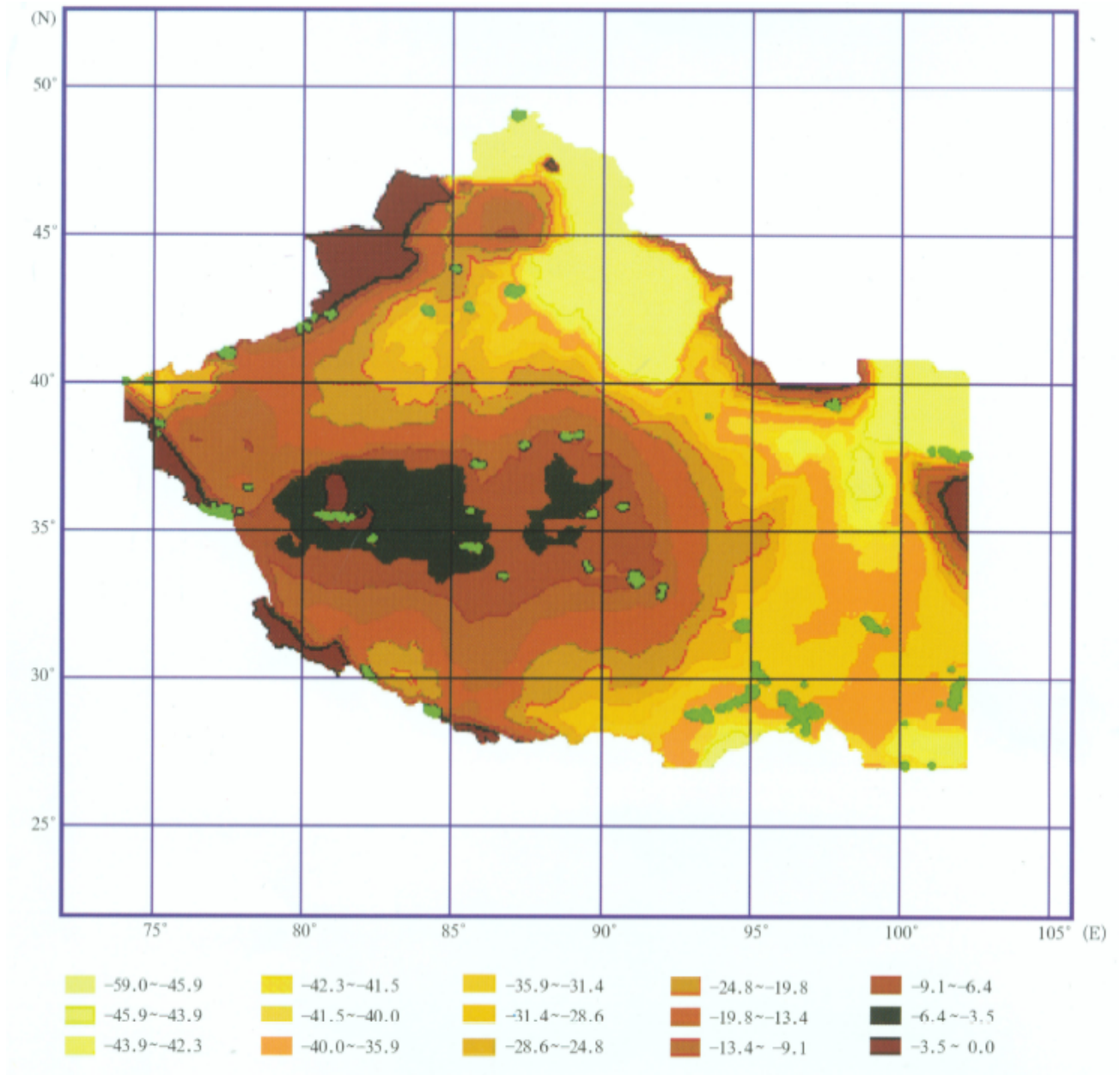


图 5 高亚洲冰川变化区域特征

人^[12]根据大量冰川的测量, 得出了根据冰川面积(S)计算冰川体积(V)的经验公式: $V=0.034 S^{1.43}$ 。由于冰川面积和储量的关系随冰川的规模和形态的变化会发生变化, 所以其计算结果是近似的。另一种方法是通过冰川长度、面积和体积变化关系的研究, 为实地观测资料缺乏地区的计算找到依据。从目前的研究程度看, 这种方法所得到的冰川储量的变化, 也是近似的。因为

虽然乌鲁木齐河源 1 号冰川是目前实地观测最详细、可以作为运用这种方法的唯一地区, 但乌鲁木齐河 1 号冰川毕竟只是一条冰川, 由此得到的冰川长度、面积和体积变化关系运用到其它冰川时, 会有误差。因此本文运用以上两种方法进行独立计算, 并将其结果进行比较。

关于乌鲁木齐河源 1 号冰川的冰川长度、面积和体

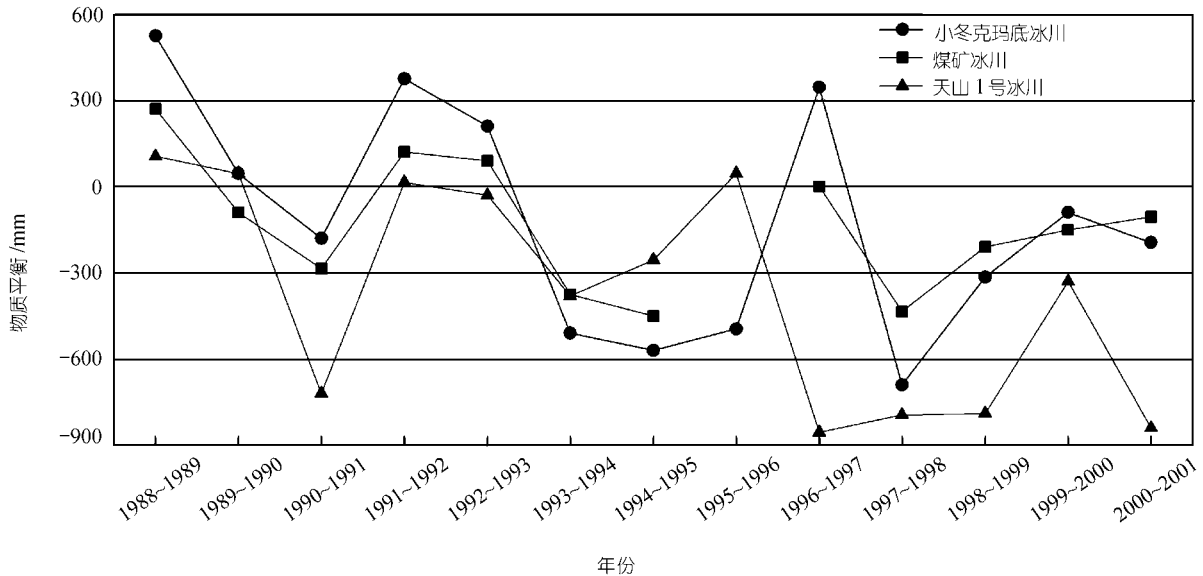


图 6 部分高亚洲冰川相邻两年的物质平衡变化特征

积变化关系, 姚檀栋等人^[17]在研究乌鲁木齐河源 1 号冰川时, 发现从小冰期到 1988 年期间该冰川体积减少 38%, 面积减少 33%, 长度(L)减少 21%。以体积变化最大, 面积次之, 长度最小。冰川的 $V : S : L = 1.81 : 1.57 : 1$ 。施雅风等人^[12]在研究了近几十年该冰川的变化后, 发现从 1964~1992 年该冰川体积减少了 16.8%, 面积减少了 13.8%, 长度减少了 12.4%; 也是体积减少最大, 面积次之, 长度减少最小; 冰川 $V : S : L = 1.4 : 1.1 : 1$ 。陈建明等人^[15]也发现该冰川体积变化大于冰川面积和长度变化。刘时银等人^[12]在研究祁连山西段冰川变化时, 发现总体上该地区小冰期以来冰川萎缩的体积减少比例(14.1%)大于长度减少比例(11.5%)。在研究该地区 1956~1990 年的冰川变化时, 发现冰川面积的减少比例(10.3%)略大于体积减少比例(9.3%)。但是小冰期以来有量算资料的单个冰川体积减少比例大于面积减少比例的事实是存在的。

在冰川长度、面积和体积 3 者中, 冰川长度较易获得。如果以 1 号冰川实测数据为依据, 前述冰川长度、面积和体积 3 者的两个比例关系分别作为计算的两种情况(计算方式 和), 同时将刘时银等人^[12]在祁连山的研究所得出的比例关系为作为极端的第 3 种情况(计算方式), 则可以在仅有冰川长度变化资料

的基础上, 估算冰川储量(体积)的变化。根据对已掌握的冰川长度变化资料, 高亚洲冰川长度在过去 40 a 中平均退缩了 5.8%。表 2 是按上述 3 种比例关系、以 5.8% 的冰川平均长度退缩为基础, 分别计算的高亚洲冰川储量变化。可以看出, 若以 $V : S : L = 1.4 : 1.1 : 1$ 计算, 过去 40 a 中, 在冰川平均长度退缩 5.8% 的前提下, 冰川体积减少了 8.1%, 面积减少了 6.3%。由于中国冰川总面积为 59406.15 km², 总储量为 5589.76 km³, 据此可算出中国冰川平均厚度大约为 94 m, 减少其 8.1% 相当减少 452.770 km³, 按面积减少 6.3%, 则减少了 3790.11 km²。由此可算出过去 40 a 中国的冰川减薄了 6.8 m, 相当于每年减薄 0.2 m。据最近研究, 阿拉斯加冰川的变化是每年减薄 0.52 m^[18,19]。相比之下高亚洲冰川减薄较少。可以看出, 用最保守的方法计算(表 2 中计算方式), 高亚洲冰川储量过去 40 a 也减少了 324.206 km³。用上限的方法计算(表 2 中计算方式), 则减少了 586.924 km³。

若用刘时银等人^[12]提出的经验公式计算, 则需要知道过去 40 a 冰川平均面积和总面积的减少数据。根据我们过去几年的研究, 高亚洲地区过去 40 a 冰川平均面积减少了 7%, 据此也可计算冰川退缩总面积。由此根据经验公式计算的结果是: 冰川储量减

表 2 用不同计算方式所得到的冰川储量变化

计算方式	长度减少 比例/%	面积减少 比例/%	体积减少 比例/%	储量(体积) 减少量 $\times 10^{-9}/\text{m}^3$	冰川厚 度减薄 /m
1.4 : 1.1 : 1.0	5.8	6.3	8.1	452.770 水当 量: 415.190	6.8
1.81 : 1.57 : 1.0	5.8	9.1	10.5	586.924 水当 量: 538.209	10.9
1.0 : 1.0 : 1.0	5.8	5.8	5.8	324.206 水当 量: 297.297	5.8

了 $500 \times 10^9 \text{m}^3$ 。可以看出, 用两种不同方法计算得到的结果是可以比较的。

我们认为冰川储量在过去 40 a 减少 $452.770 \sim 586.94 \text{ km}^3$ 是比较合理的。尽管这个数字仍是近似的, 不是绝对的, 但这个数字对中国西北地区的水资源意义重大。若取 $452.77 \sim 586.94 \text{ km}^3$ 的平均值约 502 km^3 计算, 这相当于新疆全区 6 a 的总径流量。冰川储量的大量减少, 反过来为径流量的增加提供了很好的条件。施雅风等人^[1,2]最近研究发现, 新疆许多河流流量大幅度增加, 其中塔里木河 6 源总径流量增加更为明显, 除了近年来降水增加补给外, 冰川融水增加补给应是十分重要的。尤其是塔里木河源阿克苏河平均年径流量急剧增加。由于塔里木河流域是中国冰川分布最为集中的地区, 研究冰川变化对这个地区的冰川水资源的变化更有意义。

塔里木河流域共有冰川 14285 条, 冰川面积 23628.98 km^2 , 冰川储量 2669.435 km^3 , 流域平均冰川厚度 113 m。刘潮海等人^[20]曾提出一个比较接近本结果的数据, 分别为: 冰川条数 12182 条, 面积 20271.02 km^2 , 储量 2347.317 km^3 。表 3 是根据本研究数据计算出的结果。与天山地区的冰川变化相比较, 这个地区的冰川变化幅度是比较大的, 冰川长度变化可达 13.8%。因此, 表 3 中的值可能取上限值(表 2 中计算方式)比较合理, 也就是冰川储量减少了 $280 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

表 3 用不同计算方法得到的塔里木河冰川储量变化

计算方式	冰川长 度减少 比例/%	冰川面 积减少 比例/%	冰川体 积减少 比例/%	冰川储量 (体积)减少 $\times 10^{-9}/\text{m}^3$	冰川厚度 减薄/m
1.4 : 1.1 : 1.0	5.8	6.3	8.1	216.224	9.8
1.81 : 1.57 : 1.0	5.8	9.1	10.5	280.291	12.7
1.0 : 1.0 : 1.0	5.8	5.8	5.8	154.827	7.0

用经验公式计算的冰储量减少值是 $222 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。用两种不同算法得到的结果比较接近。据研究^[2], 塔里木河 6 源年总径流量为 $310 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。据此可以算出, 过去 40 a 来塔里木河冰川储量减少对河流的总补给比例可达 50%, 相当每 10 a 净增补给约 13%。据沈永平^[21]研究, 塔里木河冰川强消融期开始于 1972/1973 年。若此, 1972/1973 年以后, 冰川储量减少对河流的补给作用更大。据施雅风等人^[2]研究, 在上世纪 90 年代, 塔里木河径流量从 $310 \times 10^8 \text{ m}^3$ 增加到 $350 \times 10^8 \text{ m}^3$, 相当于径流量增加了 13%, 认为气候的变暖和变湿对塔里木河径流量增加起了决定作用。变暖必然引起冰川的强烈退缩和冰川融水增加。这两个结论的一致性说明了气候变暖和冰川融水径流在这个地区的重要性。根据沈永平等人^[22]1997 年在塔里木河上游的台兰河冰川物质平衡的研究, 1957~2000 年间, 冰川厚度减薄 12.6 m, 平均每年减薄 0.29 m。1957~1986 年台兰河冰川消融对河流净补给量为河流总径流量的 13%, 而 1987~2000 年则增大到 23%。也就是说上世纪 90 年代的全球强烈变暖导致的冰川消融使得径流量增加了 10%, 这和前面推算的整个塔里木河上世纪 90 年代大幅增加的结论是相似的。

据杨针娘等人^[23,24]研究, 塔里木河冰川融水量为 $202.26 \times 10^8 \text{ m}^3$, 如果认为这个流域的冰川融化加剧始于 1972/1973 年, 那么 $280.291 \times 10^9 \text{ m}^3$ 的冰川储量的减少相当于 1972/1973 年以来, 平均每年冰川融水径流增加 5%。实际上由于上世纪 70 年代时气候变暖尚不明显, 因此, 冰川融水径流增加不会明显, 至少不会达到平均每年增加 5%。而进入 20 年代 80 年代后, 随着气温上升冰川融水径流明显增加。叶柏生等人^[25]研究发现 80 年代以后, 新疆径流量增加了 32%, 相当于每 10 a 增加 16%。

据研究^[26,27], 真正意义上的西北地区即甘肃、青海和新疆省区共有冰川 24752 条, 冰川面积 31351.09 km^2 , 冰川储量 3107.8 km^3 , 平均厚度 99.1 m。按照表 2 和 3 的计算方式, 可以估算西北地区冰川退缩所引起的储量变化, 如表 4 所示。用经验公式计算得到的结果是 $258 \times 10^9 \text{ m}^3$, 也在利用冰川长度、面积和体积变化关系计算得到的结果范围内。

根据 Yang 等人研究^[23,28], 中国冰川的融水年径

表 4 西北地区冰川储量减少估算

计算方式	所用冰川 长度减少 比例/%	所用面 积减少 比例/%	所用体 积减少 比例/%	冰川储量 (体积)减少 $\times 10^9/\text{m}^3$	冰川厚 度减薄 /m
1.4 : 1.1 : 1.0	5.8	6.3	8.1	251.732	8.6
1.81 : 1.57 : 1.0	5.8	9.1	10.5	326.319	11.6
1.0 : 1.0 : 1.0	5.8	5.8	5.8	180.252	6.1

量是 56.4 km^3 或 $564 \times 10^8 \text{ m}^3$, 接近黄河年径流总量, 占整个中国径流总量的 2%, 占中国西部径流量的 10%, 是中国西部 4 省区(甘肃, 青海, 新疆和西藏)径流量($4431 \times 10^8 \text{ m}^3$)的 13%. 实际上, 冰川水资源起最重要作用的地方是以新疆、青海和甘肃为主的西北内陆干旱地区, 根据 Yang^[28] 的研究结果, 西北地区冰川融水径流总量约 $220.07 \times 10^8 \text{ m}^3$. 若按表 4 计算的上限结果, 即冰川储量减少 $326.319 \times 10^9 \text{ m}^3$ 计算, 同时以 1972/1973 年为融化加剧的初始时期, 那么过去 27 a 中冰川储量减少对冰川融水径流的补给为 5.5%. 同样, 根据姚檀栋等人^[29,30] 的研究, 气候变暖主要发生在上世纪 80 年代以来, 而气候加剧变暖发生于上世纪 90 年代以来, 那么这一时期冰川储量减少对融水径流的补给比例要远大于 5.5%.

4 结论

在全球变暖的影响下, 高亚洲冰川正在强烈退缩. 这种退缩趋势在整个 20 世纪是有阶段性的. 20 世纪上半叶是冰川前进期或由前进期转为稳定期的时期. 20 世纪 50 年代末至 60 年代末, 高亚洲冰川出现大规模退缩, 但并未形成冰川全面退缩. 20 世纪 70 年代, 冰川退缩趋势减缓. 20 世纪 80 年代开始, 冰川退缩加强. 进入 20 世纪 90 年代, 冰川退缩的幅度急剧增加, 原来前进或稳定的冰川也转入退缩状态. 高亚洲冰川的退缩以藏东南和喀喇昆仑最为强烈, 青藏高原中部地区则比较微弱.

全球变暖、冰川消融加强导致的物质平衡“赤字”是高亚洲冰川退缩的根本原因. 从几个有长期资料的观测站看, 20 世纪 60 年代末至 70 年代, 冰川物质出现正平衡, 导致冰川雪线下降, 前进冰川的比例增大, 退缩冰川的退缩幅度减小. 20 世纪 80 年代以来, 冰川物质负平衡趋势加强, 特别是进入 20 世纪 90 年代以

后, 不但原来冰川物质负平衡的冰川在进一步“赤字”, 原来冰川物质正平衡的冰川也转为负平衡, 从而导致冰川全面退缩, 且退缩趋势强于 20 世纪的任何一个时期.

20 世纪 90 年代以来高亚洲冰川的全面退缩, 导致冰川储量的巨额透支, 但这种巨额透支在短期内提高了对河流的补给程度, 使得冰川径流增加. 特别是进入上世纪 90 年代以来, 冰川的强烈消融导致冰川径流明显增加. 在整个西北地区, 估计上世纪 90 年代以来冰川储量减少导致的冰川径流增加大于 5.5%. 在高亚洲冰川分布最为集中的塔里木河流域, 过去十年来冰川储量亏损对该流域 6 源径流的平均净补给量可达到 13%. 尽管这个结论是近似性的, 但它清楚显示了冰川退缩对西北水资源的重要影响.

参 考 文 献

- 1 施雅风. 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, 2001, 23(4): 333~341
- 2 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨. 冰川冻土, 2002, 24(3): 219~225
- 3 Zhang X S, Zheng B X, Xie Z C. Recent variations of existing glaciers on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. In: China Society on the Tibetan Plateau, ed. Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau. Beijing: Science Press, 1981. 1625~1629
- 4 任炳辉. 中国现代冰川近期变化. 见: 施雅风, 黄茂桓, 任炳辉主编. 中国冰川概论. 北京: 科学出版社, 1988. 171~186
- 5 姚檀栋, 上田丰, 大田哲夫, 等. 1989 年中日青藏高原冰川联合考察研究. 冰川冻土, 1991, 13(1): 1~8
- 6 任贾文, 秦大河, 井哲帆. 气候变暖使珠穆朗玛峰地区冰川处于退缩状态. 冰川冻土, 1998, 20(2): 184~185
- 7 陈俊勇, 庞尚益, 张 骥, 等. 珠穆朗玛峰峰顶雪面高程和全球变暖. 地球科学进展, 2001, 16(1): 12~14
- 8 苏 珍, 宋国平, 曹真堂. 贡嘎山海螺沟冰川的海洋性特征. 冰川冻土, 1996, 18(增刊): 51~59
- 9 苏 珍, 刘宗香, 王文梯, 等. 青藏高原冰川对气候变化的响应及趋势预测. 地球科学进展, 1999, 14(6): 607~612
- 10 王宗太, 刘潮海. 中国冰川分布的地理特征. 冰川冻土, 2001, 23(3): 231~237
- 11 蒲健辰, 姚檀栋, 王宁练, 等. 可可西里马兰山冰川的近期变化. 冰川冻土, 2001, 23(2): 189~192
- 12 刘时银, 沈永平, 孙文新, 等. 祁连山西段小冰期以来的冰川变化研究. 冰川冻土, 2002, 24(3): 227~233
- 13 鲁安新, 姚檀栋, 刘时银, 等. 青藏高原格丹丹冬地区冰川变化的遥感监测. 冰川冻土, 2002, 24(5): 559~562
- 14 井哲帆, 叶柏生, 焦克勤, 等. 天山奎屯河希勒根 51 号冰川表面运动特征分析. 冰川冻土, 2002, 24(5): 563~566

- 15 陈建明, 刘潮海, 金明燮. 重复航空摄影测量方法在乌鲁木齐河流域冰川变化监测中的应用. 冰川冻土, 1996, 18(4): 331~336
- 16 刘时银, 谢自楚, 刘潮海. 冰川物质平衡与冰川波动. 见: 施雅风, 黄茂桓, 姚檀栋主编. 中国冰川与环境. 北京: 科学出版社, 2000. 101~131
- 17 姚檀栋, 施雅风. 乌鲁木齐河气候、冰川、径流变化及未来趋势. 中国科学, B 辑, 1988, (6): 657~666
- 18 Anthon Y A, Arendt A, Echelmeyer W D, et al. Rapid wastage of Alaska Glaciers and their contribution to rising sea level. Science, 2002, 297: 382~389[DOI]
- 19 Mark F M, Mark B D. How Alaska affects the world. Science, 2002, 297: 350~351[DOI]
- 20 刘潮海, 康尔泗, 刘时银, 等. 西北干旱区冰川变化及其径流效应研究. 中国科学, D 辑, 1999, 29(增刊 1): 55~62
- 21 沈永平. 天山麦兹巴赫冰湖突发洪水的冰坝溃决机理研究. 冰川冻土, 2003, 25(6): 611~615
- 22 沈永平, 刘时银. 天山南坡台兰河流域冰川物质平衡变化及其对径流的影响. 冰川冻土, 2003, 25(2): 124~129
- 23 Yang Z N, Hu X G. Study of glacier meltwater resources in China. Annals of Glaciology, 1992, 16: 141~145
- 24 杨针娘. 中国冰川水资源. 兰州: 甘肃科学出版社, 1991. 137~141
- 25 叶柏生, 丁永建, 康尔泗, 等. 近 40 a 来新疆地区冰雪径流对气候变暖的响应. 中国科学, D 辑, 1999, 29(增刊 1): 40~46
- 26 杨惠安, 米德生, 康兴成, 等. 西北地区冰川资源的分布及特征. 见: 中国地理学会冰川冻土分会主编. 全国第五届冰川冻土大会会议论文集(上册). 兰州: 甘肃文化出版社, 1996. 175~181
- 27 Wang Z T, Yang H A. Characteristics of the distribution of glaciers in China. Annals of Glaciology, 1991, 16: 17~20
- 28 Yang Z N. Glacier meltwater runoff in China and its nourishment to river. Chinese Geographical Science, 1995, 5: 66~76
- 29 姚檀栋, 秦大河, 田立德, 等. 青藏高原 2 ka 来温度与降水变化——古里雅冰芯记录. 中国科学, D 辑, 1999, 26(4): 348~353
- 30 姚檀栋, 焦克勤, 杨志红, 等. 古里雅冰芯中小冰期以来的气候变化. 中国科学, B 辑, 1995, 25(10): 1108~1114