

文章编号: 1000-0240(2001)04-0333-09

2050年前气候变暖冰川萎缩对水资源 影响情景预估

施雅风

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 根据有不确定性的综合预测, 到2050年左右青藏高原温度可比20世纪末升高2.5℃左右, 其导致冰川强烈消融的夏季升温为1.4℃, 将使平衡线上升100 m以上。冰舌区消融冰量超过积累区冰运动来的冰量, 冰川出现变薄后退, 初期以变薄为主融水量增加, 后期冰川面积大幅度减少, 融水量衰退, 至冰川消亡而停止。考虑冰川大小, 冰川类型响应气候变暖的敏感性有重大差别, 应用新编中国冰川目录的统计数据, 选择若干区域, 预估2050年前冰川萎缩对水资源影响情景。祁连山北麓河西地区, 天山北麓准噶尔盆地南缘, 天山南麓吐鲁番哈密盆地的多数出山河流的冰川, 以面积小于2 km²者占绝对优势, 对气候变暖最为敏感, 衰退迅速, 本世纪初期出现融水量高峰, 中期融水量减少, 对每条河流的影响以10⁶~10⁷ m³·a⁻¹计。少数流域如疏勒河、玛纳斯河等, 冰川融水量占河川径流1/3以上, 有若干5~30 km²左右中等规模冰川存在, 预期至本世纪中期才出现融水高峰, 融水增加值以10⁸ m³·a⁻¹计。塔里木盆地周围高山冰川总面积达22 009 km², 有面积超过100 km²、冰舌为厚表覆盖的大冰川22条, 退缩缓慢, 冰川融水量在叶尔羌河、玉龙喀什河与阿克苏河等占50%~80%。现在塔里木河干流主要靠天山西南部大冰川融水补给, 预期2050年前冰川融水一直处于增长状态, 增长量较世纪初可达25%~50%, 较重要的7条河流年增长可达10⁸ m³·a⁻¹量级, 为有效利用增长融水, 应加速修建山区水库, 以增加发电和灌溉效能, 并减少蒸发。柴达木盆地和青藏高原内陆流域, 以冰温低、退缩缓慢的极大陆型冰川为主, 本世纪上半期升温与融水增加有利于畜牧业和经济发展。青藏高原南部和横断山系的海洋型冰川区, 降水量大, 冰温高、升温与冰川加剧融化, 冰川快速后退, 可导致洪水与冰川泥石流大量发生, 弊多利少。

关键词: 气候变暖; 冰川萎缩; 融水径流; 情景预估; 塔里木盆地

中图分类号: P343.6 **文献标识码:** A

1 冰川变薄退缩对融水径流先增后减的概念模式

随着气温升高, 雪线上升, 冰川表面消融加剧, 融水量增加, 与此同时, 冰川末端因消融量超过冰川运动来的冰量, 而出现后退。在气候大幅度变暖初期, 冰川面上增加的消融量远远超过冰川末端后退而减少的消融量, 因此冰川融水量增加, 但随着时间演替, 冰川变薄后退加速, 到达某种程度, 即临界年(年代)冰川面积缩减损失的消融量超

过气温升高所增加的面上消融量时, 冰川融水径流量随着下降, 迅速降至升温前的融水径流初始值, 最后将因冰川的消亡, 而冰川融水径流停止。

冰川变化是积累与消融平衡的结果, 冰川上游降雪积累得到的冰量通过冰川运动输送到消融区以至冰川末端, 因此冰川的变薄后退是消融量超过冰川运动来冰量的结果。降水或积累增加, 可增强动力作用, 而消融增加则可减弱动力作用。冰川动力强弱还和冰床坡度、冰川厚度、冰川温度与融水状态有关, 如冰温高的海洋型冰川以底部滑动为主,

收稿日期: 2001-07-03; 修订日期: 2001-07-21

基金项目: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境开放研究实验室基金资助

作者简介: 施雅风(1919—), 男, 江苏海门人, 中国科学院院士, 1941年毕业于浙江大学研究院, 现主要从事冰川与环境研究。E-mail: yfshi@ns.lzb.ac.cn; shi@mail.issas.ac.cn

冰温低的极大陆型冰川多连底冻结,运动以冰变形为主。按照冰川动力模型推算冰川变化要求较长时间,高质量的观测数据,现在需要进一步研究。

我国已经完成的冰川目录对每条冰川的面积、高度、形态等,均有登记,为概念模式的具体推算提供了一定便利条件。

2 影响冰川融水径流主要因素评述

影响未来冰川融水径流变化有 5 项因素,即温度、降水、冰川动力变化、冰川规模大小和不同冰川类型响应气候变化的敏感性。

2.1 温度升高特别是夏季持续升温有决定性影响

冰川消融的强弱取决于夏季温度,我们常引用的全球变暖升温值一般以年均温为准,其中冬季升温高、夏季升温低。1961—1990 年青藏高原海拔 3 500 m 以上 30 个站以 10 a 计的平均升温率为 0.25°C ,其中冬季升温率为 0.46°C ,夏季只有 0.14°C ^[1],即夏季升温率只有年升温率的 56%。根据政府间气候变化专门委员会(IPCC)所作 1990—2100 年的气候变化模拟评估结合中国区域实际,赵宗慈等综合自然和人类活动因素,综合预测到 2050 年代,西北气温可能明显变暖 $1.9\sim 2.5^{\circ}\text{C}$,西南变暖 $1.6\sim 2.0^{\circ}\text{C}$,青藏高原变暖 $2.2\sim 2.6^{\circ}\text{C}$ ^[2]。参考上述 30 a 升温率的比例可以估计到 2050 年左右,青藏高原夏季升温为 1.4°C 。参考小冰期以来青藏高原不同地区升温值的差别^[3],可以假设性推测青藏高原东南部海洋性冰川区至 2050 年升温值在 1°C 左右,高原西部极大陆型冰川区升温值在 2.0°C 左右,50 a 达到如此高的升温并且以后还将继续升温,是晚全新世 3 000 a 来未有的,必将大大促进冰川的融化与后退。特别值得注意的是较高气温持续时间长短对融水径流的影响,以喀喇昆仑山巴托拉冰川(长 59 km,面积 285 km^2 ,水文点流域面积 687 km^2 ,巴基斯坦境内)为例,实测 1975 年 5 月与 6 月,气温升高 1°C ,增加径流量 $1.6\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ 与 $4.3\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$,7 月与 8 月每升温 1°C ,增加 $5.6\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ 与 $9.6\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ 。8 月平均气温略高于 7 月,但累计流量高出 7 月 70%^[4]。从上例可推测在较大冰川,本世纪中期的融水径流将远远地超过本世纪初期。

2.2 降水变化对融水径流也有相当影响

根据冰川与湖泊萎缩资料,Shi Yafeng *et al.* 判断 19 世纪末小冰期结束以来亚洲中部气候呈暖干化趋势,可能延续至 21 世纪上半期^[5],哈萨克斯

坦 1894—1997 年的年降水观测也呈现下降趋势^[6],与此观点一致。据天山、祁连山、唐古拉山和贡嘎山 6 条冰川物质平衡亏损情况,在温度不变条件下,年降水量要增加 40%~70% 才能维持原平衡线不变,上述文献[2]的综合预测到 2030 年西藏、青海与新疆三省区降水量可能分别增加 7%~17%、9%~19% 与 8%~18%,到 2050 年分别增加 3%~33%、6%~15% 与 4%~24%。这个预测表明降水量有增加趋势,但不大可能制止冰川的衰退,也不能排除在 50 a 内出现大降水事件所增加的冰川积累加强了冰川运动,延缓冰川的衰退,并导致洪涝灾害。

2.3 冰川动力变化影响

上述降水量增加趋势亦即冰川积累量增加趋势将加大积累区输入消融区的冰量,可以部分抵消冰川的消融加强趋势。冰川冰运动主要有 2 种形式,冰川冰变形和冰在冰床上的滑动,其速度又和冰川厚度及冰床坡度有关。极大陆型冰川运动以变形为主,流速缓慢,如西昆仑山的崇测冰帽,面积 38 km^2 ,最大厚度 120~140 m。1987 年实测记录推算的冰流速仅为 $4.16\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ ^[7]。这类冰川在降水增加会导致冰流速增加时间,以运动波传送到冰川末端,要经过数十年时间才能起消减冰川后退的作用。海洋型冰川在冰床底部已达到融点,并有融水参与滑润,如贡嘎山海螺沟冰川在 1981 年 8 月至 1983 年 8 月冰流速最大剖面达 $174.7\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$,近末端为 $6.7\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ ^[8],则降水增加导致的冰流速增加可以很快(如 3~5 a 内)传送到冰川末端,即发挥削弱冰川融化后退作用。由于降水量增加的不确定性,冰川动力变化值还难于具体定量考虑。

2.4 冰川大小影响

小冰川对气候变暖的反应远比大冰川敏感,以乌鲁木齐河上游冰川为例,1964 年与 1992 年两次航摄照片成图比较,155 条冰川后退,平均后退 95 m,合 $3.5\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$,按长度的后退率为 12.4%,冰川面积由 48.04 km^2 减为 41.39 km^2 ,缩小率为 13.8%,冰储量减少 $72.8\times 10^8\text{ m}^3$,减少率为 16.8%。与此同时,消融区冰面减薄 10.2 m,整个冰川表面下降 5.9 m,平衡线高度上升 30 m^[9]。同期间冰川区的升温值为 $0.35\pm 0.27^{\circ}\text{C}$ ^[10]。乌-1 号冰川规模稍大,实测面积由 1962 年的 1.95 km^2 ,减至 1994 年的 1.74 km^2 ,应用冰川表面数字高程模型(DEM)可视化计算方法,计算出 1964—1986 年间,冰面高度降低了 10.8 m,体积总量减少

$20.53 \times 10^6 \text{ m}^3$ ^[11], 即年亏损 $0.93 \times 10^6 \text{ m}^3$ 。此值可看作是积累与消融的平衡结果。实测乌-1 号冰川的后退速度 1962—2000 年间, 东支后退 166 m, 乌-1 号冰川冰储量按 1964 年航测资料计算为 $106 \times 10^6 \text{ m}^3$, 按上述亏损速度不加快, 尚可维持 80 多年。但按前述至 2050 年升温 2°C 左右, 即按亏损速度提高 1 倍, 该冰川只有 40 a 左右的寿命。乌-1 号冰川平衡线已从 1980 年的海拔 4 050 m 左右, 抬升至 1997/1998 年度的海拔 4 160 m^[12]。而乌 1 号冰川后壁刃脊高度在 4 200~4 400 间, 按气候敏感性试验, 升温 1°C , 平衡线上升 85.8 m^[13], 则 2°C 升温将使平衡线抬升 170 m, 超过大部分刃脊高度, 可使冰川消亡。另 1997 年融水径流观测扣除表面积雪消融后纯冰川融水量已达 $2.96 \times 10^6 \text{ m}^3$ ^[14]。可以推断, 2050 年前乌鲁木齐河源小冰川将基本消失, 可能留下一处无足轻重的小悬冰川。刘潮海等统计除西藏南部以外地区, 我国面积小于 1 km^2 的冰川 24 819 条, 面积 8 182 km^2 , 冰储量约 228 km^3 ; 面积 $1 \sim 2 \text{ km}^2$ 的冰川 3 398 条, 面积 4 810 km^2 , 冰储量 225.55 km^3 ^[15]。这部分冰川极可能在 2050 年前绝大部分消失, 而以其储存的水量充实到现有河川水量中。我国面积大于 100 km^2 的大冰川有 27 条, 总面积 5 132 km^2 , 估算冰储量 1 325 km^3 , 占全国总冰储量 5 590 km^3 的 23.7%^[13]。除古里雅冰帽与崇测冰川外均为长度 14~42 km 的长大的复式或树枝状山谷冰川, 在强大的冰川动力作用下, 冰舌部分一般有厚表碛覆盖, 降低消融率, 如前述的巴托拉冰川, 1974—1975 年间, 冰川末端裸露冰的年消融深达 18.4 m, 在有厚表碛覆盖 41 km^2 范围内平均消融深降为 4.36 m^[16]。由于裸露冰区和厚表碛区消融深度的重大差别, 经过若干年后, 裸露冰区与厚表碛区可以断开, 厚表碛覆盖的冰川冰成为死冰, 裸露冰区末端成为冰川末端而迅速后退, 如现在珠穆朗玛峰北坡绒布冰川看到的情况^[17]。可以肯定这类大冰川在未来 50 a 一直处于融水增长过程中, 50 a 的后期融水量可能超过现在融水量 30%~50%。冰川的厚度变薄, 冰川末端后退幅度可因有无厚表碛覆盖而有较大差别, 但大冰川都可以维持渡过这 50 a 的增暖作用。张祥松等统计西北 6 大山系中小冰期以来大于 100 km^2 的大冰川缩小值不足 3%, 可为明证, 他们还统计 $10 \sim 100 \text{ km}^2$ 与 $50 \sim 10 \text{ km}^2$ 面积的冰川缩减值分别为 3%~5% 与 9%~11%^[18]。

2.5 区域气候与冰川类型影响

不同气候区域气温与降水量差别很大, 导致冰川的物理性质(温度、流速、成冰过程等)有很大出入, 由此严重影响融水量和未来变化差别。西藏东南部包括喜马拉雅东段、念青唐古拉山中东段和横断山系大部分的冰川在强盛的夏季风影响下, 年降水 1 000~3 000 mm, 这里平衡线比西藏西部低 1 000 m 或更多, 平衡线处夏季气温约为 $1 \sim 5^\circ\text{C}$ 。冰川消融区活动层冰温大部分高于 -1°C , 消融期长达 210 d $\cdot \text{a}^{-1}$ 左右, 消融径流深均超过 1 000 $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 如波密的古乡冰川超过 3 000 $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 贡嘎山贡巴冰川在 2 000 $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 左右。这类冰川对气候变化反应最为敏感, 我们称这类冰川为海洋型冰川, 小冰期以来, 升温值在 0.8°C 左右, 冰川面积已缩去 30% 左右^[19]。李培基等初步推测海洋型冰川面积到 2030 年与 2050 年将比现今减少 30.9% 与 52.5%^[20], 可见其未来可能变化是很大的。西藏西部的羌塘高原与西昆仑山区, 可能还有帕米尔东部(慕仕塔格-公格尔山区)、冈底斯山、唐古拉山西段、祁连山西段等, 冰川区年降水量只有 200~500 mm, 平衡线夏季气温 $< -1^\circ\text{C}$, 年平均温度在 -10°C 左右, 冰川多连底冻结, 倚靠塑性变形流动, 这类冰川称为极大陆型冰川(或极地型冰川)。年融水径流深度小于 400 $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[13], 最低处为西昆仑山南坡郭扎冰川只有 200 $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[21], 小冰期以来, 估计升温值虽大至 2°C , 但冰川面积只萎缩了 10% 左右。上述李培基等初步推测到 2030 年和 2050 年, 这类冰川面积将分别减少 5.5% 和 13.8%^[20], 远小于海洋型冰川退缩程度。上述两类之间的冰川, 称为亚大陆型(或亚极地型)冰川, 主要分布于阿尔泰山、天山、祁连山中东段, 东昆仑山、唐古拉山东段、念青唐古拉山西段、喜马拉雅山中、西段和喀喇昆仑山, 冰川区年降水 500~1 000 mm, 平衡线夏季平均温 $0 \sim 3^\circ\text{C}$, 年均温 $-6 \sim -12^\circ\text{C}$, 活动层冰温 $-1 \sim -10^\circ\text{C}$, 消融径流深度约为 400~900 $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 小冰期以来升温值约为 1.4°C , 冰川面积萎缩了 23% 左右^[3], 初步推测到 2030 年和 2050 年这类冰川面积将分别减少 12.8% 和 24.4%^[20]。

3 本世纪上半期冰川萎缩对水资源影响的情景

根据上述 5 项在气候变暖条件下冰川萎缩及其对融水径流影响的叙述, 选择西部冰川变化对经济

发展和人民生活影响较大的地区,估量其 2050 年前的情景。

3.1 祁连山北麓河西地区

祁连山冰川融水分别经过石羊河、黑河、北大河、疏勒河、党河 5 大水系流注河西地区,应用 1956—1963 年摄制的航空相片与地形图编制的祁连山冰川目录^[22]统计到 5 水系共有冰川 2 199 条,冰川面积 1 335 km²,储冰量 61.54 km³。杨针娘估算的年冰川融水约为 10×10^8 m³,占地表水径流量的 14%,但融水比重在石羊河水系仅 3.7%,黑河水系为 8.2%,疏勒河水系达 32%^[23]。自 1960 年代至今冰川已有相当退缩,但少实测资料,参考乌鲁木齐河此时期退缩情况,估计现有冰川已比 1960 年代初减少 10%~20% 左右。按前述青藏高原至 2050 年年均温上升 2.5℃ 或夏季升温 1.4℃ 计,原冰川目录统计中小于 1 km² 冰川已消失殆尽,加上大于 1 km² 的冰川以减少 1 km² 计,石羊流域 1956 年航测资料计算的冰川面积 65 km²,冰储量 2.14 km³。将减少去 59 km² 与 1.9 km³。张掖黑河流域冰川面积 130 km²,冰储量 3.3 km³,将减少去 109 km² 与 3.25 km³,显然这两流域的冰川在未来 50 a 会基本以至完全消失。融水高峰在 50 a 内的前期即行出现,前期冰川融水增加量和后期减少量石羊河以 10^7 m³ · a⁻¹ 计,黑河可能达 10^8 m³ · a⁻¹,一定程度影响河川径流变化。疏勒河流域(不包括党河)冰川面积 590 km²,冰储量 33.35 km³,冰温较低,消融较弱,估算其在 1960~1995 年的冰川面积减少量仅为总面积的 4.2%(刘潮海通讯)。最大的老虎沟 12 号冰川面积 21.9 km²,上世纪 60 年代实测平均消融深 600 mm(谢自楚通讯),而 1960/1961 年度测得最大一点冰流速 36 m · a⁻¹,冰舌末端达 14 m · a⁻¹^[24]。冰融水增加较长时间主要取决冰面消融。预期最大融水流量出现在近 50 a 的后期,其年增加量以 10^8 m³ 计,其衰退有待于 21 世纪下半期。敦煌党河流域情况接近于疏勒河,酒泉北大河情景介于黑河与疏勒河间,但上述 3 流域 1 km² 左右小冰川消亡仍会在近 50 年代中期大量出现。

3.2 天山北麓准噶尔盆地南缘

据 1959—1964 年航测所成地形图编制的天山西北部和天山东部冰川目录,流注准噶尔盆地各河系冰川共计 3 399 条,面积 2 251 km²,冰储量 137.35 km³^[25-26]。推算的冰川融水年径流量为 16.89×10^8 m³,约占河川径流量 125×10^8 m³ 的 13.5%。从那次航测至今已过了 30 a,估计冰川冰川面积又减少

了达上述面积的 10%~20%。预期未来到 2050 年的升温按综合预测新疆升温 2.1℃ 左右^[12],折算夏季升温估计在 1.3℃ 左右,面积 <1 km² 的冰川 2 935 条,面积 807 km²,合冰储量 21.54 km³。应消融殆尽。天山北麓河流以冰川融水多少可分两类:a 类为乌鲁木齐河那样以 1 km² 以内小冰川为主,个别冰川面积达到 2~5 km²,冰川融水占河川径流量 6%~20%。预期融水径流的增加在 21 世纪初期达到峰值,中期大部分冰川消失而迅速衰退,但还留下少量残存悬冰川。融水量的变化幅度以 $10^6 \sim 10^7$ m³ 计,对冰川年径流量的影响可能为 21 世纪前期增加 5%~10%,中期减少 8%~15%。这种类型的河流包括哈尔里克山北坡、博格达山北坡和天山西北部的乌鲁木齐河、头屯河、三屯河、塔西河、精河等。b 类为玛纳斯河、霍尔果斯河、安集海河等,流域冰川面积均在 200 km² 以上,冰川融水量占河川径流量的 35%~53%。除数量众多的小冰川外,还有若干 5~32 km² 的中等规模冰川,但冰面均很洁净。其中较有代表性的是玛纳斯河,该河年径流量在 12.8×10^8 m³ 左右,冰川 800 条,面积 608 km²,冰储量 39.06 km³。流域内 >5 km² 的冰川 15 条,冰储量 18.75 km³,即占全流域冰储量的 48%,其中最大冰川长 11.2 km,面积 31.82 km²,平均厚度 139 m,冰储量 4.42 km³^[25]。显然玛纳斯河的冰川融水高峰:较多的小冰川将在 21 世纪前期出现,而中等规模冰川说将延至 21 世纪中期出现。在本世纪 30~50 年代可能出现这样的景象:一方面 1 km² 左右的小冰川大量趋于消失;另一方面大于 5 km² 冰川消融正盛,出现融水高峰。总的来说,玛纳斯河径流在本世纪上中期因冰川消融转盛影响,径流一直比现今为高,增长量可达 10^8 m³ 量级。暂时有利于该河下游的经济发展。

3.3 东天山南麓吐鲁番-哈密盆地

盛产甜美葡萄瓜果的吐鲁番-哈密盆地是极干旱盆地,地表 39 条小河 25 处出山总年径流量仅 12.2×10^8 m³,最大的阿拉沟也仅 1.25×10^8 m³^[27],所有径流均来自东天山。冰川分布包括哈尔里克山南坡、巴里坤山南坡、博格达山南坡和天格尔山南坡共有冰川 446 条,面积 252.7 km²,冰储量 11.4 km³。估计冰川年融水量为 2.34×10^8 m³^[26],为上述河川径流量的 19.2%。冰川目录统计到 <1 km² 的冰川 386 条,面积 102.1 km²,冰储量 2.84 km³。1~2 km² 的冰川 36 条,面积 48.3 km²,冰储量 2.26 km³。但面积 >2 km² 的冰川有

24条, 面积 70.1 km^2 , 冰储量 5.37 km^3 , 最大的冰川出现于博格达山南坡阿克苏河上游, 长 6.4 km , 面积 10.21 km^2 , 平均厚 96 m , 冰储量 0.98 km^3 . 较大冰川的冰流速在冰舌下部可达 $5\sim 20\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$, 表明有较强的动力作用, 预计 2 km^2 以内小冰川将在2050年前基本消亡, 较大冰川尚可部分坚持到2050年代以后, 冰川退缩所导致的冰川融水增加量以 10^7 m^3 计, 但在本世纪中期就可能大量衰减, 而不利经济发展和人民生活.

3.4 塔里木内流水系

塔里木盆地为我国最大的内流区, 周围高山注入塔里木盆地水系的国境内冰川11711条, 面积 $19\,889\text{ km}^2$, 冰储量约为 $2\,313\text{ km}^3$, 占我国西北内流区冰川总面积56%和冰储量的65%, 加上吉尔吉斯斯坦境内冰川613条, 面积 2120 km^2 , 冰储量 260 km^3 ^[28]. 估算冰川融水总量占有河川总径流40%以上, 其中叶尔羌河、玉龙喀什河、昆马力克河等大河冰川融水量比例更达50%~80%^[23]. 1960—1995年间冰川融水径流增加10.9%, 总量达 $37.8\times 10^8\text{ m}^3$ 左右^[29]. 塔里木水系冰川的一个重要特点是大冰川数量众多, 有22条冰川超过 100 km^2 . 其中最大的是南伊尔切克冰川(上游在中国境内, 中下游在吉尔吉斯斯坦境内)长 60.5 km , 面积 567.2 km^2 , 估计冰储量 126.17 km^3 ^[28]. 上述22条大冰川总面积 $4\,353.6\text{ km}^2$, 冰储量 $1\,127.47\text{ km}^3$, 分别占塔里木水系总冰川面积 $22\,009\text{ km}^2$ 的19.8%与总冰储量 $2\,313\text{ km}^3$ 的44%. 大冰川冰舌的大部分为厚表碛覆盖, 抑制消融, 加强了对气候变暖的抵抗力. 1960—1995年塔里木盆地水系冰川面积减少百分率在5%左右(刘潮海等通讯)远较前述各区为低. 盆地北侧天山西段南坡冰川为亚大陆型消融较强, 南侧昆仑山和帕米尔东部为极大陆型, 消融较弱. 喀喇昆仑山区又为亚大陆型, 消融较强. 最主要的3条大河即盆地西南部的叶尔羌河、和阗河和盆地西北部阿克苏河(昆马力克河下游)共有冰川面积 $15\,480\text{ km}^2$, 冰储量 1602.06 km^3 , 在塔里木水系中有决定性作用. 预期在本世纪上半期冰融水一直处于增长状态, 其增长量可能达25%~50%左右. 现在年均冰川融水量达 $4\times 10^8\text{ m}^3$ 以上的河流, 都可能以 10^8 m^3 量级的以上径流增长. 这些河流包括天山的昆马力克河、台兰河、木扎特河(渭干河上游)、帕米尔的盖孜河、克孜河、昆仑山的玉龙喀什河、喀拉喀什河(下游汇合为和阗河)、喀喇昆仑山的叶尔羌河等7条河流.

而未来50a较后年份可能到2050年左右, 融水增长50%左右时, 阿克苏河、和阗河和叶尔羌河增水量均可达 $10\times 10^8\text{ m}^3\cdot\text{a}^{-1}$ 以上. 这样大幅度的融水增量大大丰富了河川径流, 也可能造成一些洪水灾害. 按此量级估算叶尔羌河的冰川到2050年时要损失 270 km^3 之巨, 相当现有叶尔羌河流域冰川储量 684 km^3 的39%, 但其中部分可由冰川上游积累冰量增加输送冰舌补偿, 因此冰川体积的缩小应相当小于上述比例. 为有效利用增长的融水径流, 应加快建设接近冰川的山区水库, 如欧洲阿尔卑斯山区那样以增加发电与灌溉效能的水库, 并减少蒸发, 高效利用水资源. 塔里木盆地周围还有若干以小冰川为主融水量与河川径流均不大的小流域, 融水量的高潮与小冰川的消亡时间均将提前出现.

3.5 柴达木内流水系

柴达木内流水系集中了祁连山西南部、昆仑山中段北坡的冰川融水, 共有冰川1581条, 面积 $1\,865\text{ km}^2$, 冰储量约 128 km^3 . 冰储量超过河西内流水系1倍, 而与准噶尔内流水系相当^[15], 每年冰川融水量有3种相差较大的估算, 杨针娘计算为 $5.05\times 10^8\text{ m}^3$, 相当于河川径流量的11.4%^[23]; 杨惠安等计算仅柴达木盆地南部冰川融水为 $5.02\times 10^8\text{ m}^3$ ^[30]; 伍光和计算为 $9.2\times 10^8\text{ m}^3$, 占河川径流量20%^[31]. 祁连山西南部和昆仑山中段都属于极大陆型冰川区, 消融强度较低. 冰川融水径流模数在 $30\sim 50\text{ L}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$, 远低于河西水系亚大陆型冰川 $40\sim 70\text{ L}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ ^[23]. 柴达木水系的冰川面积2/3, 冰储量的3/4分布于昆仑山区, 特别集中在那陵格勒河(冰川面积 775.6 km^2 , 冰储量 69.90 km^3)和格尔木河(冰川面积 271 km^2 , 冰储量 15.60 km^3). 那陵格勒河源的莫诺巴哈冰帽面积达 419.91 km^2 , 最高峰海拔 $6\,860\text{ m}$, 但冰帽融水分流入那陵格勒河的冰川面积只有 99.3 km^3 ^[30]. 分布于祁连山的冰川以哈尔腾河冰川面积 322.5 km^2 , 冰储量 18.58 km^3 , 和塔塔陵河冰川面积 104.2 km^2 , 冰储量 6.14 km^3 为多. 最大冰川为塔塔陵河源的敦德冰帽, 面积达 57 km^2 , 冰储量 4.29 km^3 ^[22]. 柴达木盆地年平均温度 $0\sim 5\text{ }^{\circ}\text{C}$, 降水又少, 严格限制了农业发展. 本世纪大幅度增温, 冰川融水增加有利于经济发展和人民生活. 1960—1995年间的升温导致冰川融水增加率3.7%, 增量在 $3.2\times 10^8\text{ m}^3$ 左右^[29]. 预期多数冰川的融水高峰出现在2030—2050年间, 增长率以20%~30%计, 年增长数为 $1\times 10^8\sim 2\times 10^8\text{ m}^3$ 量级.

3.6 青藏高原内陆流域

这里是面积上仅次于塔里木盆地的第二大内流区,面积近 $10 \times 10^4 \text{ km}^2$,从湖盆为中心分散若干流域,共有冰川 5 165 条,总面积 $7\,746 \text{ km}^2$,冰储量 768 km^3 ^[13]. 冰川融水量估算为 $39.1 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$,占河川径流量 $246 \times 10^8 \text{ m}^3$ 的 15%^[32]. 实际河川径流缺乏实测资料,也有估算为 $325 \times 10^8 \text{ m}^3$ 的^[33]. 这里冰川全部为极大陆型冰川,积累和消融均较弱,气温和冰温均较低,对气候变暖响应迟缓. 如唐古拉山的大、小冬克玛底冰川 1969—1989 年航片资料比较有小幅度前进,1993 年后才转为后退,但海拔高,升温较快. 据唐古拉山唐古拉冰川与西昆仑山古里雅冰帽的冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录,自 20 世纪 70~90 年代分别升温达 1.8°C 和 3.3°C ^[34]. 预期本世纪 50 年代的升温值超过综合预测的 2.5°C . 持续升温使融水量持续增长,增长率应在 30% 以上. 升温与融水量增加将改善草场生境,改善野生动物和畜牧业者的生态与生活环境,是为数不多的藏族牧民的福音.

3.7 西藏东南部和横断山系海洋型冰川区

我国海洋型温冰川面积约为 $13\,200 \text{ km}^2$,主要分布于念青唐古拉山东段,喜马拉雅山东段和横断山系的西支的高黎贡山系,冰川融水通过雅鲁藏布江、怒江等流向印度洋. 雅鲁藏布江流域的海洋型冰川面积可达 $10\,067 \text{ km}^2$,冰储量 969.84 km^3 ,内有面积 $>100 \text{ km}^2$ 的大冰川 5 条, $50 \sim 100 \text{ km}^2$ 大冰川 19 条,其中最大的冰川为念青唐古拉山恰青冰川长 35 km ,面积 207 km^2 ,冰储量 52.10 km^3 . 估算年总冰川融水量 $233 \times 10^8 \text{ m}^3$ ^[32],约占雅鲁藏布江总径流量的 14%. 横断山系冰川较分散,冰川总数 1 929 条,面积 $1\,912 \text{ km}^2$,冰储量 117.6 km^3 . 以贡嘎山冰川最著名,有冰川 74 条,面积 255 km^2 ,冰储量 24.63 km^3 . 估算横断山系冰川融水总量达 $59.50 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$,对河川径流的补给率金沙江为 1%,澜沧江为 1.5%,怒江为 6.6%^[35]. 如前所述海洋型冰川对气候变暖极为敏感,贡嘎山海螺沟冰川长 13.1 km ,面积 25.7 km^2 ,冰储量 3.34 km^3 ,是一条大山谷冰川,1930—1983 年间末端后退了 $1\,350 \text{ m}$,谢自楚等研究,该冰川有很高的物质平衡水平($2\,544 \text{ mm}$)与水交换水平($3\,819 \text{ mm}$). 液相比达 1/3,近 10 a 物质平衡为 $-470 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. 由于冰川的退缩,径流量增加,如果持续升温,融水由增加转为衰减的临界状态,可能在本世纪中期出现,那时海螺沟冰川面积必将大为缩

小^[37]. 如前所述,预计海洋型冰川面积到 2030 年减少 $4\,075 \text{ km}^2$,到 2050 年减少 $6\,924 \text{ km}^2$ ^[12],极为可观. 增加的冰川融水量对河川径流有一定影响,但由于原补给比重较小,影响程度不会很大. 对水力发电出力增加,干旱河谷引水灌溉是有利的,可忧虑的是气温骤然升高,冰川强烈消融的极值事件增多,结合暴雨,在山势陡峻条件配合下,洪水、泥石流大量发生,不利于交通、旅游和生产事业的发展.

4 结论和讨论

上述分区远景评估,虽未涉及西藏南部直接流入恒河与印度河的外流区、新疆伊犁河内流区、额尔齐斯河外流区和青海长江与黄河上游外流区,但已可获得 2050 年以前伴随气温上升冰川融水变化的主要情景,小冰川融水在本世纪前期通过峰值而后径流下降,但中型和大型冰川融水最大值出现在本世纪中期或更晚时间. 在西北干旱内流区,气候变暖冰川融水增加有利于缓解水资源紧张,特别是塔里木盆地利益最大. 但在以单条冰川面积 1 km^2 以内小冰川为主的流域,如甘肃石羊河流域、新疆乌鲁木齐河流域在本世纪前期融水径流峰值过后,冰川萎缩使融水削减,又将加剧水资源紧张,而大多数流域融水减少可能在本世纪中期或其以后时间. 在青藏高原高寒内流区及部分外流区,气候变暖冰川融水增加,有利于改善草场,繁荣牧业,在西藏东南部和横断山区,因气候变暖,冰川会快速衰减,冰川扩大消融与暴雨结合会使洪水和泥石流灾害大量发生.

为适应全球变暖的稳定趋势,降水增加的不确定性,冰川变薄后退过程中融水增减变化的多样性,必须加强监测,以期能够作出较正确的定量预测,必须迅速进行勘测设计,建立若干山区水库,调蓄融水与雨水径流,提高发电、灌溉等水资源利用效率,以有利于西部地区经济发展.

致谢:在本文撰写过程中,得到康尔泗、谢自楚、叶佰生、刘潮海、刘时银、刘春葵、高前兆等同志帮助,特此致谢!

参考文献(References):

- [1] Yao Tandong, Liu Xiaodong, Wang Ninglian. Amplitude of climatic changes in Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(13): 1 236—1 241.
- [2] Zhao Zongxi, Gao Xuejie, Tang Maocang, et al. Prediction on climate change[A]. Qin Dabe, Ding Yihui. Assessment on En-

- vironmental change of Western China, vol. 2 [C]. Beijing: Science Press, 2002. in press. [赵宗慈, 高学杰, 汤懋苍, 等. 气候变化的预测 [A]. 秦大河, 丁一汇. 中国西部环境演变评估, 第二卷 [C]. 北京: 科学出版社, 2002. (出版中).]
- [13] Shi Yafeng, Liu Shiyin. Estimation of the response of glaciers in China to the global warming in the 21st Century [J]. Chinese Science Bulletin, 1999, 45(7): 668-672.
- [14] Li Jian, Cai Xiangxing, Li Nianjie. Basic features of the melt-water of the Batura Glacier [A]. Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, CAS. Professional Papers of the Batura Glacier, Karakoram Mountains [C]. Beijing: Science Press, 1980. 11-132. [李健, 蔡祥兴, 李念杰. 巴托拉冰川融水径流的基本特征 [A]. 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 喀喇昆仑山巴托拉冰川考察与研究 [C]. 北京: 科学出版社, 1980. 11-132.]
- [15] Shi Yafeng, Ren Jiawen. Glacier recession and lake shrinkage indicating a climatic warming and drying trend in Central Asia [J]. Annals of Glaciology, 1990, 14: 261-265.
- [16] Mizina S V, Smith J, Gossen E, et al. An evaluation on agriculture in Kazakhstan [J]. Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change, 1999, 4: 25-41.
- [17] Chen Jianming, Makawo M, Ageta Y, et al. Movement of Changze Ice Cap and recent variation of some glaciers on the south side of West Kunlun Mountains [J]. Bulletin of Glacier Research, 1989, 7: 45-48.
- [18] Song Guoping, Su Zhen, Wang Lilun. Glacier movement [A]. Li Jijun, Su Zhen. Glaciers in the Hengoluan Mountains [C]. Beijing: Science Press, 1996. 47-69. [宋国平, 苏珍, 王立伦. 贡嘎山冰川运动 [A]. 李吉均, 苏珍. 横断山冰川 [C]. 北京: 科学出版社, 1996. 47-56.]
- [19] Chen Jianming, Liu Chaohai, Jin Mingxie. Application of repeated aerial photogrammetry to monitoring glacier variation in the drainage area of the Ürümqi River [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1996, 18(4): 331-336. [陈建明, 刘潮海, 金明贤. 恢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 [J]. 冰川冻土, 1996, 18(4): 331-336.]
- [20] Liu Shiyin, Wang Ninglian, Ding Yongjian, et al. On the characteristics of glacier fluctuations during the last 30 years in Ürümqi River Basin and the estimation of temperature rise in the high mountain area [J]. Advance in Earth Science, 1999, 14(3): 279-285. [刘时银, 王宁练, 丁永建, 等. 近 30 年来乌鲁木齐河流域冰川波动特征与流域高山带升温幅度的估算 [J]. 地球科学进展, 1999, 14(3): 279-285.]
- [21] He Chunyang, Ding Yongjian, Li Xin. A visualized computation method for glacier variation [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1999, 21(2): 169-174. [何春阳, 丁永建, 李新. 冰川变化可视化计算方法研究 [J]. 冰川冻土, 1999, 21(2): 169-174.]
- [22] Jiao Keqin, Wang Chunzhu. Mass balance records during 1996-1997 and 1997/1998 of No. 1 Glacier of the Ürümqi River [R]. Annual Report of Tianshan Glaciological Station, 1999, 15: 109-122. [焦克勤, 王纯足. 乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡观测研究, 1996/1997 和 1997/1998 年度 [R]. 天山冰川观测试验站年报, 1999, 15: 109-122.]
- [23] Zhang Yinsheng, Kang Ersi. Energy balance and microclimatology on glacier surface [A]. Shi Yafeng. Glaciers and Their Environments in China [C]. Beijing: Science Press, 2000. 78-100. [张寅生, 康尔西. 能量平衡与冰面微气候 [A]. 施雅风. 中国冰川与环境 [C]. 北京: 科学出版社, 2000. 78-100.]
- [14] Yang Xingyuan, Han Tianding. The transfer estimation from glacier recession to runoff No. 1 Glacier of the Ürümqi River [R]. Annual Report of Tianshan Glaciological Station, 1999, 15: 16-20. [杨新元, 韩添丁. 乌鲁木齐河源冰川与径流的转换关系 [R]. 天山冰川观测试验站年报, 1999, 15: 16-20.]
- [15] Liu Chaohai, Wang Zongtai, Pu Jianchen, et al. Glaciers and their distribution in China [A]. Shi Yafeng. Glaciers and Their Environments in China [C]. Beijing: Science Press, 2000. 9-53. [刘潮海, 王宗太, 蒲健辰, 等. 中国冰川及其分布特征 [A]. 施雅风. 中国冰川与环境 [C]. 北京: 科学出版社, 2000. 9-53.]
- [16] Zhang Jinhua, Bai Chongyuan. The surface ablation and its variation of the Batura Glacier [A]. Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, CAS. Professional Papers on the Batura Glacier, Karakoram Mountains [C]. Beijing: Science Press, 1980. 83-98. [张金华, 白重媛. 巴托拉冰川的冰面消融及变化 [A]. 中国科学院兰州冰川冻土研究所编, 喀喇昆仑山巴托拉冰川考察与研究 [C]. 北京: 科学出版社, 1980. 83-98.]
- [17] Ren Jiawen, Qin Dahe, Jing Zhelan. Climatic warming causes the glacier retreat in Mt. Qomolangma [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1998, 20(2): 185-190. [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 [J]. 冰川冻土, 1998, 20(2): 184-185.]
- [18] Zhang Xiangsong, Wang Zongtai. Glacier fluctuation and its tendency [A]. Shi Yafeng. The Impact of Climatic Change on Water Resources in Northwest and North China [C]. Jinan: Shandong Science and Technology Press, 1995. 53-78. [张祥松, 王宗太. 西北冰川变化及趋势 [A]. 施雅风. 气候变化对西北华北水资源的影响 [C]. 济南: 山东科技出版社, 1995. 53-78.]
- [19] Su Zhen, Shi Yafeng. Response of monsoonal temperate glaciers in China to global warming since the Little Ice Age [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2000, 22(3): 229-233. [苏珍, 施雅风. 小冰期以来季风温冰川对全球变暖的响应 [J]. 冰川冻土, 2000, 22(3): 223-229.]
- [20] Li Peiyi, Liu Shiyin, Guo Dongxin. Prediction on the tendency of the cryosphere [A]. Qin Dahe, Ding Yihui. Assessment on Environmental change of Western China, Vol. 2, [C]. Beijing: Science Press, 2002. in press. [李培基, 刘时银, 郭东信. 冰冻圈变化趋势预测 [A]. 秦大河, 丁一汇. 中国西部环境变化评估, 第二卷 [C]. 北京: 科学出版社, 2002. (出版中).]
- [21] Cao Zhenzhang. Glacier hydrological characteristics and resources in the Karakorum-Kunlun Mountains [A]. Su Zhen. Glaciers and Environment of the Karakorum-Kunlun Mountains [C]. Beijing: Science Press, 1998. 104-123. [曹真堂. 喀喇昆仑山-昆仑山区的冰川水文特征 [A]. 苏珍. 喀喇昆仑-昆仑山区冰川与环境 [C]. 北京: 科学出版社, 1998. 104-123.]
- [22] Wang Zongtai, Liu Chaohai, You Genxiang, et al. Glacier Inventory of China, 1. Qilian Mountains [M]. Lanzhou: Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, CAS, 1981. [王宗太, 刘潮海, 尤根祥, 等. 中国冰川目录, I. 祁连山区 [M]. 兰州: 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 1981.]
- [23] Yang Zhengnang. Glacier Water Resources in China [M].

- Lanzhou: Gansu Science and Technology Press, 1991. 1—150. [杨针娘. 中国冰川水资源[M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1991. 1—150.]
- [24] Shu Yafeng, Xie Zichu. Basic features of existing glaciers in China [J]. *Acta Geographica Sinica*, 1964, 30(3): 183—203. [施雅风, 谢自楚. 中国现代冰川的基本特征[J]. 地理学报, 1964, 30(3): 183—203.]
- [25] Lai Zuming, Cao Zhenfeng, Liu Chaohai, *et al.* Glacier Inventory of China. Ⅲ, Tianshan Mountains (Interior Drainage Area of Junggar Basin in Northwest) [M]. Beijing: Science Press, 1986. [赖祖铭, 曹真堂, 刘潮海, 等. 中国冰川目录 Ⅲ. 天山山区—西北部准噶尔内流区[M]. 北京: 科学出版社, 1986.]
- [26] Wang Yinheng, Liu Chaohai, Ding Liangfu, *et al.* Glacier Inventory of China. Ⅲ, Tianshan Mountains (Interior Drainage Area of Scattered flow in East) [M]. Beijing: Science Press, 1986. [王银生, 刘潮海, 丁良福, 等. 中国冰川目录 Ⅲ. 天山山区—东部散流内流区[M]. 北京: 科学出版社, 1986.]
- [27] Yang Lipu. Geography of Xinjiang Uygur Autonomous Region [M]. Urumqi: Xinjiang Peoples Press, 1989. 233. [杨利普. 新疆维吾尔自治区地理[M]. 新疆人民出版社, 1989. 233.]
- [28] Liu Chaohai, Xie Zichu, Julganov M E, *et al.* Glacier Action in Tianshan Mountains [M]. Beijing: Science Press, 1998. [刘潮海, 谢自楚, 久尔盖诺夫 M E, 等. 天山冰川作用[M]. 北京: 科学出版社, 1998.]
- [29] Ye Baisheng, Han Tianding, Ding Yongjian. Some changing characteristics of glacier streamflow in Northwest China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1999, 21(1): 58—62. [叶佰生, 韩添丁, 丁永建. 西北地区冰川径流变化的某些特征[J]. 冰川冻土, 1999, 21(1): 54—58.]
- [30] Yang Hui'an, An Ruizhen. Glacier Inventory of China. VI, Kunlun Mountains (Drainage Area of Southern Qaidam Basin and Upper Reaches of Yellow River) [M]. Beijing: Science Press, 1992. [杨惠安, 安瑞珍. 中国冰川目录, VI, 昆仑山区—柴达木盆地南部和黄河上游流域区[M]. 北京: 科学出版社, 1992.]
- [31] Wu Guanghe. Surface water and ground water [A]. Wu Guanghe. Qaidam Basin [C]. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1985. 55—69. [伍光和. 地表水与地下水 [A]. 伍光和. 柴达木盆地[C]. 兰州: 兰州大学学报编辑室, 1995. 55—69.]
- [32] Kang Ersi, Yang Zhenning, Lai Zuming, *et al.* Runoff of snow and ice meltwater of mountainous rivers [A]. Shu Yafeng. *Glaciers and Environments in China* [C]. Beijing: Science Press, 2000. 190—233. [康尔泗, 杨针娘, 赖祖铭, 等. 冰雪融水径流和山区河川径流[A]. 施雅风. 中国冰川与环境[C]. 北京: 科学出版社, 2000. 190—233.]
- [33] He Xiwu. Hydrology of the Qinghai—Xizang Plateau [A]. *Environments and Developments of the Qinghai—Xizang Plateau* [C]. Beijing: Tibetan Knowledge Press of China, 1996. 46—59. [何希吾. 高原水文 [A]. 青藏高原环境与发 展概论 [C]. 北京: 中国藏学出版社, 1996. 46—59.]
- [34] Yao Tandong, Thompson L G, Jiao Keqin, *et al.* Recent warming as recorded in the Qinghai—Tibetan cryosphere [J]. *Annals of Glaciology*, 1995, 21: 196—200.
- [35] Mi Desheng, Xie Zichu, Feng Qinghua. Glacier Inventory of China. Ⅱ, Ganges and Yalujiang Zangbo Drainage Basins [M]. Xian: Xian Cartographic Press, 2001. [米德生, 谢自楚, 冯清华. 中国冰川目录, Ⅱ. 恒河—雅鲁藏布江流域[M]. 西安: 西安地图出版社, 2001.]
- [36] Su Zhen, Pu Jiangchen. Development condition, number and morphological Characteristics of Glaciers in the Hengduan Mountains [A]. *Glaciers in the Hengduan Mountains*. Beijing: Science Press, 1996. 1—26. [苏珍, 蒲健辰. 横断山冰川发育条件、数量及形态特征[A]. 横断山冰川[C]. 北京: 科学出版社, 1996. 1—26.]
- [37] Xie Zichu, Su Zhen, Shen Yongping, *et al.* Mass balance and water exchange of Hailuoguo Glacier in Mount Gongga and their influence on glacial melt runoff [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2001, 23(1): 7—15. [谢自楚, 苏珍, 沈永平, 等. 贡嘎山海螺沟冰川物质平衡、水交换特征及其对径流的影响[J]. 冰川冻土, 2001, 23(1): 7—15.]

Estimation of the Water Resources Affected by Climatic Warming and Glacier Shrinkage before 2050 in West China

SHI Ya-feng

(Cold and Arid Regions Environment and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou Gansu 730000, China)

Abstract: According to a comprehensive prediction with some uncertainties, temperature of the Tibetan Plateau may rise by $2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ by 2050 or so as compared to that at the end of the 20th century. It is very likely that the summer temperature, which causes intense ablation of glaciers, will rise by $1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$. As a result, the equilibrium line altitude will rise more than 100 m; the ablation in the tongue zone will exceed the ice amount moved from the accumulation zone; and glaciers will thin and retreat. In the earlier stage, thinning prevails and meltwater increases. While in the later stage, glacier largely shrinks, meltwater decreases and some glaciers will disappear. There is a large difference in the sensitivity of response of glaciers to climate warming, depending on the size and type of glaciers. Using the statistical data of China's glacier inventory, several regions were selected to make a prediction of the water resources affected by glacier shrinkage before 2050. In some regions, such as the Hexi Region in the north slopes of the Qilian Mountains, southern margin of the Junggar Basin in the north slopes of the Tianshan Mountains and the Hami-Turpan Basin in the south slopes of the Tianshan Mountains, glaciers, most of them have an area less than 2 km^2 , are sensitive to the climate warming and hence ablation increases. At the beginning of this century meltwater will reach its peak value, and by the middle part of this century meltwater will decrease. The impact on runoff of different rivers is estimated to be in the order of $10^6\sim 10^7\text{ m}^3\cdot\text{a}^{-1}$. Some basins, such as the Shule River Basin in the Qilian Mountains and the Manas River Basin in the Tianshan Mountains, meltwater can account for one-third or more of the river runoff. It is predicted that several medium-sized

glaciers of $5\sim 30\text{ km}^2$ will reach their meltwater peak value by the middle part of this century and their meltwater will increase in the order of $10^8\text{ m}^3\cdot\text{a}^{-1}$. In the mountain regions around the Tarim Basin there are totally $22\,009\text{ km}^2$ of glaciers, 22 larger ones of which have an area exceeding 100 km^2 , with their tongues covered by thick debris mantle. Therefore, these glaciers will retreat slowly. Glacier meltwater occupies $50\%\sim 80\%$ of the discharge of the Yarkant River, Yurungkax River and Aksu River. At present the main stem of the Tarim River is mainly fed by meltwater of glaciers in the southwest part of the Tianshan Mountains via the Aksu River. It is predicted that glacier meltwater will continue to increase before 2050, the increased volume may reach about $25\%\sim 50\%$ more than that at the beginning of this century, and annual increased discharge of 7 major rivers of the Tarim Basin is estimated to be in the order of $10^8\text{ m}^3\cdot\text{a}^{-1}$. In order to effectively utilize the increased meltwater, it is necessary to construct mountain reservoirs to increase energy output and irrigation effect. Inland watersheds in the Qaidam Basin and the Tibetan Plateau are dominated by extreme continental type glaciers with lower temperature and slow retreat velocity. Temperature rise and meltwater increase during the first half of this century are favorable to the development of animal husbandry and economic growth. However, in the maritime-type glacier regions at the southeast part of the Tibetan Plateau and the Hengduan Mountains, where precipitation is more and ice temperature is higher, the temperature rise will quicken ablation and retreat of glaciers, perhaps thus causing frequent flood and debris flow disasters.

Key words: climate warming; shrinkage of glaciers; meltwater runoff; scenario estimation; Tarim Basin