

黄河源之危

2005 探险

黄河源之危 气候变化对黄河源区生态 环境的影响评估



中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州, 甘肃, 730000



摄影 / John Novis

设计 / 阮永松



黄河源之危

黄河源之危

气候变化对黄河源区生态环境的影响评估

丁永建 刘时银 谢昌卫 张勇 王建

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州, 甘肃, 730000)



目录

前言	2
中文摘要	7
第1章 中国气候变化与黄河源区气候变化背景	8
第2章 黄河源及其在黄河流域中的地位	13



第3章

近五十年来黄河源区的生态环境变化	17
------------------	----

3.1 冰川冻土变化	17
------------	----

3.2 湖沼湿地与河川径流的变化	26
------------------	----

3.3 草地生态系统变化	31
--------------	----

3.4 土地类型变化	34
------------	----

3.5 生物多样性	36
-----------	----

第4章

结论	38
----	----

参考文献	42
------	----

前言

气候变化—全球面临的挑战

科学证据足以表明气候变化的严重性，现在是全世界各国采取行动的时候了。

——中国科学院联合其他十家科学院一起向世界各国领导人发出的声明ⁱ

[这个世界]已经到了很危险的时刻，大气层里累积了过量的二氧化碳……气候变化已经成为不争的事实。我们挽救世界的机会已经越发渺茫，一刻也不能耽搁了。

——Rajendra Pachauri 博士，政府间气候变化专门委员会主席ⁱⁱ

气候变化是不争的事实。今天的地球温度是两千年来的最高。而且有历史记录以来最热的十年有九年都在1995年之后。其中1998年、2001年、2002年、2003年和2004年又接连创下历史最热年份记录ⁱⁱⁱ。如果这种趋势继续下去，到本世纪末，全球温度将会攀升到近200万年的最高值^{iv}。全球科学界一致认为，人类活动是全球变暖的主要因素，而我们今天作出的选择就决定着未来的地球气候^v。

2005年6月7日中国科学院同世界其他10家科学院发布了一个联合声明，其中指出：

“现在有充分证据表明全球气候确实在变暖。直接的证据包括地表气温的升高以及海洋温度的升高，此外全球海平面升高，冰川消融，还有许

多其他自然生物系统的变化都证明了这一点。最近几十年全球变暖的趋势恐怕很大程度上要归因于人类活动。这种变暖的趋势已经引起了地球气候的变化。”

气候科学家和世界各国的领导人都承认，气候变化是当前世界面临的一个最严峻的威胁。全球变暖已经开始改变地区的气候体系，导致越来越多的环境、社会和经济灾难。更严重的是，由于全球气候变化如此之快，超过我们可以应对的速度，因而对数亿人的生命构成了威胁。

该份声明还指出：

“人类活动使得大气层中积累了大量的温室气体—包括二氧化碳、甲烷、对流层臭氧和氮氧化物，浓度要比前工业化时代高出许多……二氧化

化碳的浓度已经大大高于在过去420,000年内的任何一个（可进行浓度测量的）时期。温室气体增加导致气温上升，在20世纪，地球表面的温度大约上升了0.6摄氏度。”

政府间气候变化专门委员会（IPCC）是全球权威的气候科学家组织，由世界气象组织（WMO）和联合国环境署（UNEP）在1988年共同建立，目的是为了应对全球气候变化所带来的挑战。该委员会向世界各国领导人提交报告，对气候变化作出科学评估、提供咨询、分析气候变化带来的实在和潜在的影响，并且提出相应措施来减缓或应对气候变化。政府间气候变化专门委员会并不进行原始的田野调查，而是从各学科的公开出版物中综合调查研究数据，作为分析全球变化的研究基础。政府间气候变化专门委员会所作的评估结果已经得到了中国科学院、英国皇家学会、巴西、加拿大、法国、德国、印度、意大利、日本、俄罗斯和美国等国科学院的公开支持。全球超过2500名气候科学家曾参与了IPCC评估报告的撰写工作。最近的一次评估报告为《政府间气候变化专门委员会第三份评估报告》，出版于2001年。第四份报告预计在2007年出炉。当然，早在2001年第三份评估报告中的数据就已经提供了坚实的证据^{vii}：

- 新的更有力的证据证明过去50年里大部分所观察到的全球变暖可以归结为人类活动所致

- 过去50年里大部分所观察到的全球变暖很可能是由于温室气体浓度的增高

- 过去20年里人为活动向大气中排放的二氧化碳有大约3/4来自燃烧化石燃料

- 到本世纪末预计升温1.4—5.8摄氏度

- 现在全球升温速度不仅是整个20世纪前所未有的，而且很可能是过去10,000年前所未有的

简言之，气候变化正在发生。由于无节制地燃烧化石燃料、砍伐森林和排放工业化学废气，全球都在变暖。如果不节制温室气体排放的话，



2005年6月12日中国青海省玛多县两湖地区牛头山。

那么下一百年气候变化的速度将比人类文明存在以来的任何时候都要快。

整个世界已经感受到了气候变化的影响。政府间气候变化专门委员会（IPCC）认为“现有的全部证据表明，近年来的区域性温度变化对很多自然生物系统产生了明显影响。”委员会的第三份评估报告指出，气候变化对几乎所有的自然系统都构成了威胁^{viii}。受到威胁的自然系统包括：冰川、冻土、珊瑚礁、红树林、北极生态系统、高山生态系统、草原湿地、草场，以及生物多样性丰富地区。气候变化将加剧各地的物种灭绝危险和生物多样性损失。而随着全球变暖的程度加深，破坏也会随之加重。据统计，全球平均升温接近两度，就可能引发全球四分之一的物种灭绝。^{viii}

除了自然生态系统的损失，报告还指出了气候变化对人类的威胁，这些威胁源于气候变化对水源、农业、林业、卫生、居住、能源、工业以及金融服务等方面的影响。海平面上升将给居住在地势较低的数千万沿海居民带来潜在洪灾的威胁。政府间气候变化专门委员会指出：

“中期预测模式的结果显示，如果到2080年海平面上升40厘米，沿海地区平均每年受风暴潮影响的人数将会翻几番（根据不同预测模式，从七千五百万到两亿不等）。海平面上升将破坏沿海基础设施，对埃及、波兰和越南等国造成的损失将各自达到至少上百亿美元。^{xix}”

特定地区人口对灾难的抵御能力取决于气候

变化带来的威胁的程度、人口的敏感度以及适应能力，而这些因素则决定于地理位置以及社会、经济和当地环境状况及发展程度。

今天，气候变化的威胁已经迅速在世界范围内变为灾难性事实。预测中的气候变化影响正在越来越快地实现，而且来得比以往任何时候更加猛烈。自 2001 年以来，全球已有大量相关报道——极冰融化，冰川退缩，持续的跨地区的旱灾，迅猛的洪涝，物种数目下降，生物多样性减少。这些现象在全世界范围内发生，而气候变化则是元凶。近期发布的科学研究成果显示最近几十年越来越强烈的飓风也与气候变化有关，其主要原因是由于海面温度的上升¹。

气候变化专门委员会的第三份评估报告指出，发展中国家是气候变化最大的受害者。全球温度上升会给很多发展中国家造成经济净损失，而且变暖越快，损失越大，其中最贫困人口受灾最重。资源最贫乏的国家，其适应能力最弱并将遭受最大的破坏。对发展中的中国的来说，这预示着严重的后果。因为在中国，从物种和生态环境，到人民的生命和生计以及国家的长远发展，都将受到威胁。2004 年中华人民共和国气候变化初始国家信息通报指出：

- 约 40 个全球气候模式预估的中国未来气候变化的平均结果表明：到 2030 年中国地面气温将可能变暖 1.5~2.8°C，2050 年变暖 2.3~3.3°C，2100 年变暖 3.9~6.0°C。

- 平均气温升高 3°C，青藏高原多年冻土将发生显著变化，消失比例高达 58%，高原东部和南部的多年冻土大部分将消失。

- 到 2050 年西部冰川面积将减少 27.2%，海洋性冰川、亚大陆型和极大陆型冰川平衡线高度将分别上升 238、168 和 138 毫米。这意味着中国

西部极高山地区冰储量将大幅度减少，冰川融水对河川径流季节调节能力将大大丧失。

- 未来 50~100 年，气候变化不会从根本上缓解由中国人口增加和社会经济发展造成的水资源短缺形势；相反，还将进一步加剧宁夏、甘肃、青海、新疆、山西、陕西等省的人均水资源短缺现状，减少幅度为 20%~40%。

- 到 2030~2050 年间，由于气候变化和气候极端事件会使粮食生产总量下降约 10%，其中小麦、水稻和玉米三大作物均以减产为主。

“在发展中国家，气候变化造成的生命损失、投资和经济的损失等都将是严重的。比如，极端气候对发展中国家 GDP 的影响要比对发达国家 GDP 的影响大得多。可以预见，气候变化将加大发达国家和发展中国家的贫富差距，而这个差距将随着气温上升而继续增大。²”

绿色和平多年来一直在全世界记录气候变化的影响。我们和科学家共同工作，支持，参与并发布关于气候变化影响的独立研究报告。绿色和平倡议通过行动来减轻和阻止气候变化灾难。通过亲临现场并记录、表现气候变化对环境和人类的影响，绿色和平见证世界范围内的气候变化灾害，同时呼吁国际社会采取更加实际的行动来减少温室气体排放，并采取积极有效措施使变暖趋势得到控制，从而使人类和环境能够有机会适应气候变化。中国科学院呼吁“所有的国家在联合国气候框架协议的原则下，采取果断行动，减缓气候变化，适应气候变化的结果，并确保这个问题体现在所有有关的国家和国际战略计划中。”

绿色和平希望，这次对气候变化对黄河源区影响的考察，将使世界范围内对气候变化及其危害的认识更加深刻。

争论已成过去，人类必须行动。





青海省过马营。8公里长的沙漠只有两三年的时间就形成了，目前还在扩展，吞噬草场。

参考文献：

- [i]科学院联合声明：对气候变化的全球回应，2005年6月7日发布，来自中国，巴西，加拿大，法国，德国，印度，意大利，日本，俄罗斯，英国和美国的国家科学机构签署了这个声明。网址：<http://nationalacademies.org/onpi/06072005.pdf>
- [ii]来自帕朝里博士 (Dr Pachauri) 在毛里求斯 (Mauritius) 的一次国际会议的演讲——气候变化接近“不可逆转”的临界点。英国“独立报”吉奥弗雷·里恩 (Geoffrey Lean) 于1月23日对此进行了报道。
- [iii]世界气象组织声明 (2004, 2003 和 2002年) 网址：http://www.wmo.ch/web/Press/Press718_E.doc, http://www.wmo.ch/web/Press/Press702_en.doc, <http://www.wmo.ch/web/Press/Press684.pdf>
- [iv]对气候系统的危险干涉：政府间气候变化专门委员会的第三次评估报告对气候公约第二条款的启示，绿色和平的摘要文件，于2001年7月16日到27日之间在德国波恩举行的联合国气候变化框架公约协约国会议第六次会议（第二部分）上发布
- [v]同上。
- [vi]政府间气候变化专门委员会第一工作组——2001年的“第三次气候变化评估报告”中的“科学基础”部分
- [vii]政府间气候变化专门委员会第二工作组——2001年的“第三次气候变化评估报告”中的“影响，适应和脆弱程度。”
- [viii]托马斯, C., D., Cameron, A 等，“由气候变化引发的灭亡危机”，自然 | 第427期 | 2004年1月8日第145页
- [ix]政府间气候变化专门委员会第二工作组——2001年的“第三次气候变化评估报告”中的“影响，适应和脆弱程度。”
- [x]韦伯斯特, P., 荷兰特, G. 等，“变暖环境下热带气旋的编号，周期和强度变化” 2005年9月16日第1844期 309 SCIENCE, 伊曼纽尔, K. “过去30年热带气旋越来越大的破坏性” 自然, 第436期 | 2005年8月4日 | doi:10.1038/nature03906
- [xi]同上



近 30 年来冰川退缩的速度是过去 300 年的 10 倍。自 1966 年以来黄河源区的冰川退缩比例最大达到 77%。



本报告研究的黄河源区指黄河的达日水文站以上，包括青海省果洛藏族自治州的玛多县、达日县、玛沁县以及甘德县属的部分地区等行政区域，流域面积约 $4.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。黄河源区作为全流域重要的水源地和“水塔”，起着重要的水量调节作用，源区径流丰枯变化直接影响中下游水资源量的变化。近年来，源区冰川、冻土、湖沼湿地等水文及生态环境发生了明显的不同程度的退化，这将对黄河源区乃至整个黄河流域的社会经济、人民生活及水资源变化带来深远的影响。

气候变化是源区生态环境恶化的主要驱动力。

对源区近50年来的气温、降水资料分析表明，源区气温持续上升，降水量明显减少，气候总体向暖干化方向发展，这种变化导致源区冰川加速消融、冻土广泛退化、湖泊与沼泽湿地疏干、草地退化等。源区冰川面积在1966—2000年间缩减了17%，年均减小比例是1966年前的近数百年来冰川年退缩比例的10倍；伴随气候变化、冻土退化、鼠害和过牧的影响，草地生态系统变化明显，覆盖度总体降低，“黑土滩”与土地沙化发展较快，源区干流自20世纪90年代以来进入到相对较强的枯水期，水资源量有所减少，这加剧了黄河中下游地区水资源的紧缺程度。从黄河源区冰川冻土及土地覆被空间分布格局变化所反映的生态环境变化特征，以及源区农牧业发展状况来看，气候变化是源区生态环境变化的主要驱动因素，而人类生产活动、鼠害等加剧了局部地区的生态恶化。此外，由于源区环境恶化，黄河本身也面临严峻的局面。兰州以上是黄河最重要的径流形成区，年均水资源量占黄河总径流量的一半以上（55.6%），近十多年来呈减少趋势。20世纪80年代末到现在年均减少13%，2002年水量更比多年平均减少46%。

在气候变化影响下，黄河源乃至黄河流域近数十年来的资源、生态和环境变化给世人的警示是深刻的。应对气候变化的影响，特别是减轻人类活动对气候变化的影响程度，不是生活在黄河一个河源区或整个流域的人民所能做到的，需要中国以及世界各国的共同努力，应对未来气候变化所带来的严峻考验。

第1章

中国气候变化和黄河源区气候 变化背景

同全球气候变化类似，近百年来中国区域气候处于持续变暖之中，20世纪90年代是近两千年中最暖的10年。在全球变暖的趋势下，气候变化也存在区域差异，近千年中国东、西部气候变化的差异性主要表现在“中世纪暖期（约9世纪～11世纪）”东部气候的变化要比西部显著¹。同样的，近期西北地区的气候出现了向暖湿转变的趋向，但是黄河源区气候却向暖干化发展。

近50年来黄河源区气候明显趋于暖干化。黄河源区不论是年平均气温，还是季节平均气温，总体呈变暖趋势，尤其是1986年以后，气温持续上升；同时，进入1990年代以来，黄河源区降水量呈现出大幅下降的趋势，这说明源区气候暖干化的趋势十分明显。

资料表明，20世纪后半期以来，我国东部和西部均表现为增暖趋势（图1.1），增暖速率大约都在 $0.2^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ （每十年增加0.2摄氏度）左右。1998年是近50年来最暖的年份，东部和西部都比正常值高出大约 $1.3^{\circ}\text{C} \sim 1.4^{\circ}\text{C}$ 。青藏高原升温速率似乎更显著，1955年～1996年的增温速率为 $0.6^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ （每十年增加0.6摄氏度）。在过去三十

年中，青藏高原的温度几乎攀升了一度，且增暖速率有随海拔升高而增加的趋势。总体来看，近50年来，中国东、西部降水变化也存在差异（图1.2），大约以 105°E 为分界线，以西大部分地区降水均有不同程度的增加，幅度在 $5\% / 10\text{a} \sim 10\% / 10\text{a}$ ，其中西北地区降水增加最显著，而华北大部分地区有向干旱化发展的趋势。

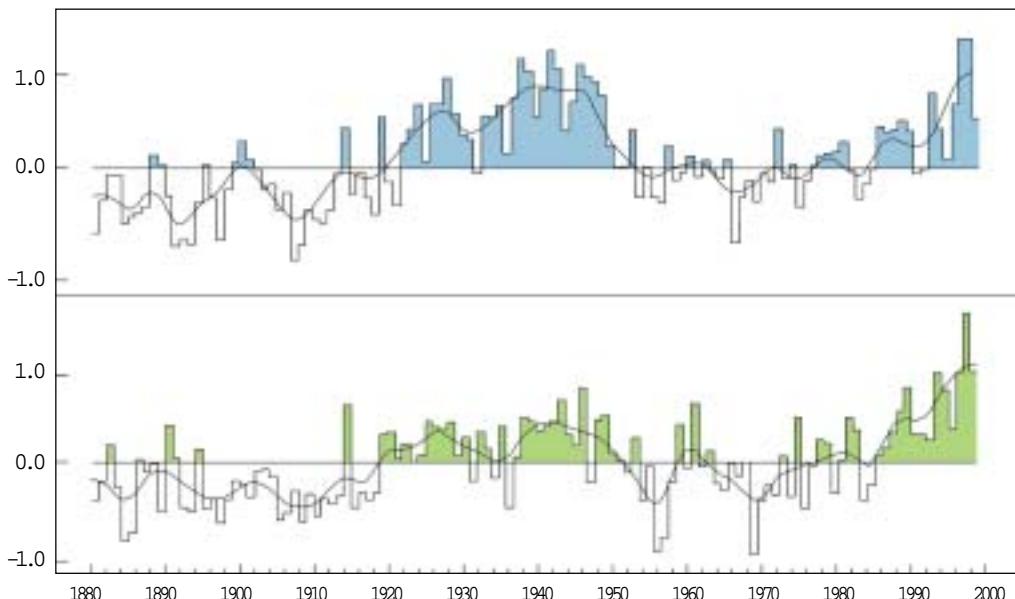


图1.1 中国东 (a)、西部 (b) 年平均气温距平变化 (王绍武和龚道溢, 2000)

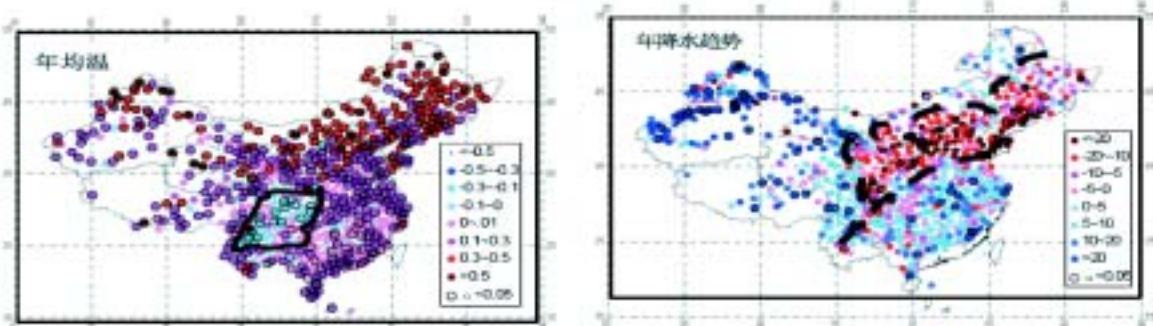


图1.2 1951–2000 年年平均气温($^{\circ}\text{C}/50\text{a}$)和年降水变化趋势 (%/50a) (丁永建等, 2005)。

IPCC 2001年综合不同排放情景下各类气候模式对未来气候变化的预估,认为本世纪全球平均气温将升高 $1.4\sim5.8^{\circ}\text{C}$ 。秦大河(2002)主编《中国西部环境演变评估》认为2050年前,青藏高原将升温 $2.0\sim2.6^{\circ}\text{C}$,降水增加18%;西北部地区将升温 $1.9\sim2.3^{\circ}\text{C}$,降水增加19%。预计由于升温、降水增加、冰川融化加剧,在短期内加大对河川径流的补给,同时使西部山区冰川洪水、洪水泥石流等灾害有危害增加的趋势,但是长期看来会对依赖冰川供水的西北干旱地区各大河流径流减少起到决定性作用。

黄河源区的气候变化

近50年来黄河源区气候明显趋于暖干化。黄河源区不论是年平均气温,还是季节平均气温,总体呈变暖趋势(图1.3)。近50年来黄河源区气温平均上升了 0.88°C ,为青藏高原异常变暖区,其年升温速率为 $0.021^{\circ}\text{C}/\text{a}$ (谢昌卫等, 2003)。总的来说,1960s为低温期,1970s源区气温有所回升,由于黄河源区1977/1978、1983、1985/1986年的大雪,使黄河源区在1970s末至1980s中期温度显著偏低;1986年以后,气温持续上升。

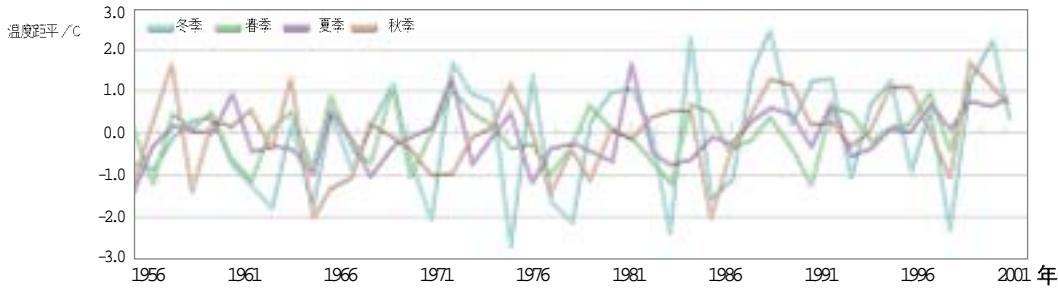


图 1.3 黄河源区 1956 – 2000 年年、季平均气温变化。

近 40 年中，黄河源区平均最低气温增暖幅度达 1.2°C ，其中，温度升高最大的是春季和冬季，增幅分别为 1.6°C 和 1.5°C ，其次是秋季，为 1.1°C ，夏季为 0.16°C 。源区平均最高气温的年变化较平稳，没有明显的波动趋势，但季节变化差异大。源区冬春两季的显著增温使冻土无法及时回冻，从而对源区永久性冻土的退化产生直接和深远的影响。

黄河源区气象台站已有降水资料 10 年尺度平均值分析表明（图 1.4），1960s、1980s 降水量较丰富，1950s、1970s、1990s 降水量较少。特别是进入 1990s 以来大部分台站降水量呈现出较强的递减趋势，东部降水量丰富的久治、班玛 1991 – 2001 年平均值比 1950s 至 1980s 末平均值低

$80\text{--}100\text{mm}$ ，其中久治站减少幅度最大，同比减少了 20% 左右。对近五十年来年内降水量分配变化来看，江河源区降水量集中程度有所减弱，降水量最大的 7、8、9 三个月所占比重有所减小，而降水量相对较少的月份降水量在 50 年来呈现波动上升的趋势。结合前述不同月份温度的变化趋势，可以看出 5、6 月份和冬季部分月份温度、降水变化趋势朝暖湿方向发展，而 7、8 月份温度、降水变化朝暖干化方向发展，后一种趋势也是黄河源区近 50 年来，尤其是 90 年代以来气候变化的主要趋势。5、6 月份气候暖湿化的趋势虽然有利于植物的发芽和生长，但对于区域内水资源量的贡献不大，另外从对区域内蒸发量年内变化趋势可以看出，5、6 月份是区域内蒸发量最大的时

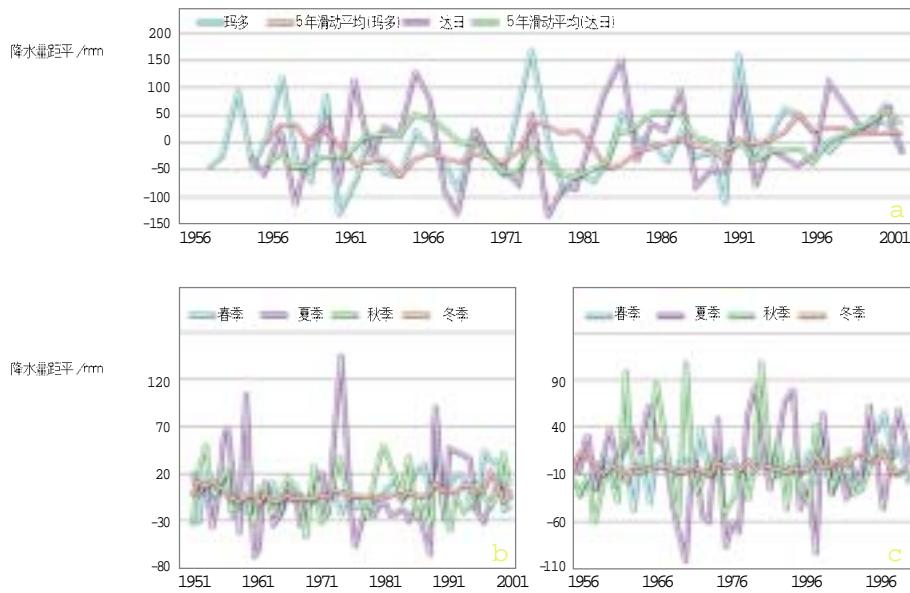


图 1.4 黄河源区降水量年、季节变化



图 1.5 阿尼玛卿山西侧冰川区冰雪崩及其造成的堰塞湖

期，温度的上升加剧了水量的蒸发散失；而下半年特别是7~9月份降水量的下降直接导致地表水资源量的减少，同期蒸发量的增大则使地表产流能力进一步减小（图1.4）。

黄河源区降水量减少的同时，降水频率也明显减少，但降水强度增大，暴雨或暴风雪灾害明显增多，导致降水产流水土侵蚀能力和造成洪水灾害的能力都有所增强，高山区泥石流灾害和雪崩灾害发生概率也明显增大。例如，2004年3月18日阿尼玛卿山西北侧发生了罕见的一次冰雪崩

（图1.5），冰雪崩伴随周围山坡松散堆积物阻塞下大武乡境内的清水河、达玛曲河、权隆河等河道后形成阻塞湖，2005年6月末野外考察时观察到该湖仍然存在，但在2005年7月4日该冰体阻塞湖突然溃决，冲毁近万亩草场，冲走300头牛羊，给下游桥梁公路等交通造成了较为严重影响。因此，随着气候变暖加剧，黄河源区近期气候变化的新迹象预示着极端气候事件发生的频率趋于增加，危害也会较以往加剧，如冰湖溃决、水土流失、暴雨洪水、雪灾等。



注释2：气候是指长时间内天气特征的综合，通常指较长时间尺度内的平均情况，可定义为全球或某一特定地区天气和大气状况以及气象要素在足够长时问内反映出来的极值、均值和变率等统计特性，如全球年平均温度、黄河源区月平均温度和年平均降水量等。气候变化是指气候平均状况随时间的变化，如30年平均气温或降水量的变化。按时间尺度可将气候变化分为四种：①时间尺度在1—10万年的冰期—间冰期旋回；②千年尺度气候振荡；③十年及百年尺度气候振荡；④年际气候变化。

根据历史文献、物候记录、黄土—湖泊—冰芯—树木记录等代用指标的综合分析表明，中世纪暖期与小冰期寒冷期近1000年来的突出气候事件。近500余年来，中国西部似乎出现了起始年于公元1480年、1580年、1710年、1830年及1900年的5个干旱阶段。近100多年来，中国西部各类资料相对丰富，综合分析表明西部地区的年代际气候变化存在差异，但总体呈变暖趋势。

且存在4~5个旱期，分别为19世纪末，1910s~20s，1940s，1960s~70s及1980s后期（王绍武和董光荣，2002）。

施雅风（1999）对比分析青藏高原北部古里雅冰芯资料与中国东部文献记录，认为中国东、西部气候变化具有较好的一致性，但也有显著的差别，如“中世纪暖期（约9世纪~11世纪）”东部的显著程度高于西部。王绍武和龚道溢（2000）根据综合气象观测、冰芯、树轮等代用资料，给出了中国东、西部140年来的气候变化过程（图1.1），此结果同样证实地区间存在差异。图1.1中可以看出，近140年中国东、西部气候变化的趋势是一致的，经历了4个冷暖的变化过程，但东部在1920~1955年暖期的变化幅度大于西部；自1983年以来，西部气候变暖或变冷的幅度均比东部明显。

第2章

黄河源 及其在黄河流域中的地位

黄河源区作为全流域重要的水源地，起着重要的水量调节作用，源区径流丰枯变化直接影响中下游水资源量的变化，而源区兰州以上黄河段年均水资源量占黄河总径流量的一半以上（55.6%）。近50年来，黄河源区气候出现了向暖干变化的趋势，受此影响，源区水文、生态、环境均发生了明显的变化，这必将对黄河中下游地区水资源变化带来深远的影响。

黄河，发源于青海巴颜喀拉山北部，约古宗列山间盆地南面的约古宗列山北坡一片沼泽地，涓涓细流汇成江河。出约古宗列盆地，进入扎陵湖、鄂陵湖、出龙羊峡、流经青海、四川、甘肃、宁夏、内蒙古、陕西、山西、河南、山东9个省区，最后注入渤海，是我国仅次于长江的第二大河，是中国西北、华北人民赖以生存的母亲河。黄河全长5464km，流域面积 $7.5 \times 10^5 \text{ km}^2$ ，流域自然条件复杂，地形起伏很大，气候的时空分布独具特点，气候背景与我国其它大河流域有很大差异。黄河流域水量很不丰富，多年平均径流量仅 $580 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，仅占全国河流径流量的2%，只有长江水量的1/17和珠江水量的1/6左右。花园口以上流域多年平均径流深(77mm)只有全国平均的28%，流域人均水资源量仅为全国的1/4，单位耕地面积水资源

占有量不到全国的1/5，黄河水量相对小，但是供养人口多，大约占中国人口的十分之一，所以水资源异常紧张。

根据黄河径流55%来自河口镇以上，而泥沙90%来自河口镇以下的水文泥沙特性，可将其分为上、中、下游三段，河源至内蒙古河口镇为上游，河口镇至河南花园口为中游，花园口至入海口为下游。黄河上游段长3472km，落差3846m，水力资源丰富，流域面积 $42.8 \times 10^4 \text{ km}^2$ （含 $4.2 \times 10^4 \text{ km}^2$ 内流区），多年平均径流量为 $384.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，约占黄河总水量的3/5。兰州特别是龙羊峡以上的青藏高原为主要径流形成区。本区年降水量虽不足400mm，但地势高寒，冻土发育，蒸发损耗少，有利于径流形成，是黄河流域产水量最多的地区。因此黄河源区水量的减少整个黄河流域会产生重大影响。

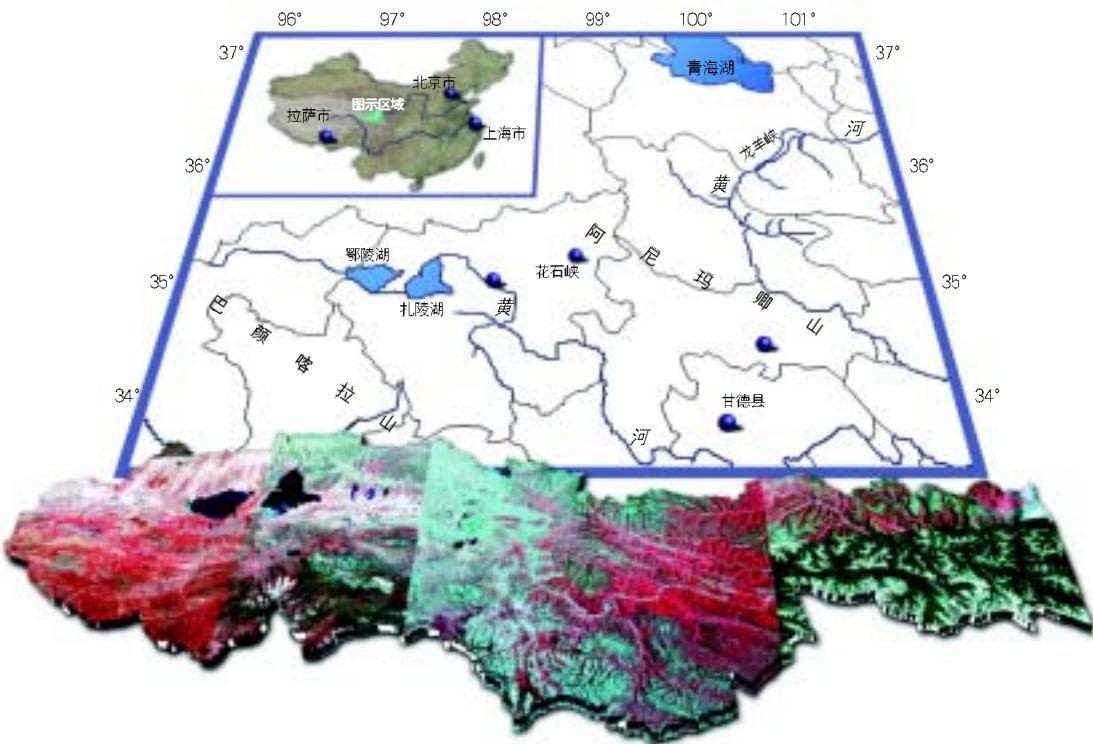


图2.2 黄河源地理位置图

黄河的达日水文站以上称黄河源区，包括青海省果洛藏族自治州的玛多县、达日县、玛沁县以及甘德县属的部分地区等行政区域。流域面积约 $4.49 \times 10^4 \text{ km}^2$ (Ding Yongjian et al., 2003) (Fig. 2.2)。黄河源区唐乃亥站多年平均径流模数约为 $209.3 \times 10^8 \text{ m}^3$ (谢昌卫等, 2003)，占全流域产流量的38.5%。源区径流模数($5.44 \text{ L}/\text{km}^2 \cdot \text{s}$)高于全流域平均径流模数($2.2 \text{ L}/\text{km}^2 \cdot \text{s}$)的2倍多。黄河源区作为全流域重要的水源地，起着重要的水量调节作用，源区径流丰枯变化与下游水资源变化休戚相关。

近50年来，黄河源区气候呈现了暖干的趋势，这一趋势对源区冰川、冻土、沼泽湿地等水

文生态及环境产生的深刻影响，直接影响全流域径流量的增减。兰州以上是黄河最重要的径流形成区，年均水资源量占黄河总径流量的一半以上(55.6%)，近十多年来呈减少趋势：20世纪80年代末到现在年均减少13%，2002年水量更比多年平均减少46% (王苏民和刘时银, 2005)。

自20世纪90年代以来，黄河源区干流流量减少趋势十分明显²。从径流量多年过程线可以看出，径流量40多年来总体上经历了低—高—低的变化趋势 (图2.4)。黄河源区径流量在90年代呈现出较强的枯水期，1990—1999年径流量平均值比1956—1989年多年均值偏低17% (谢昌卫等, 2003)。自1970年代以来，黄河干流径

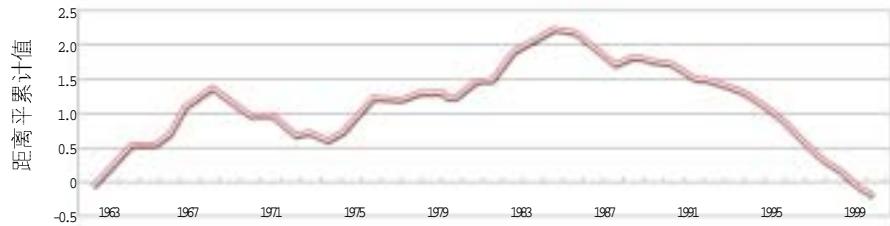


图2.3 黄河兰州站年径流距平累积曲线 (王苏民和刘时银, 2005)

流的递减率在黄河沿水文站约为每10年 $4.4\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ，在唐乃亥水文站约为每10年 $30\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ 。

由于黄河源区径流量的显著减少，加之上游下段、中游等用水量增加（1998年水利部和黄河水利委员会新的调查资料表明，整个黄河流域及其影响地区年取用水量约为 $500 \times 10^8 \text{m}^3$ ，实际耗用 $400 \times 10^8 \text{m}^3$ ），造成下游枯水季节断流，并使断流日期、天数、长度逐年提前和增加（图2.5）。在1972年到1996年的25年中，有19年断流，累计682天，年均36天（景敏，1998）。进入1990年代则年年断流，断流日期也提前到2~3月；断流长度上延600km，断流天数增至100~200天。

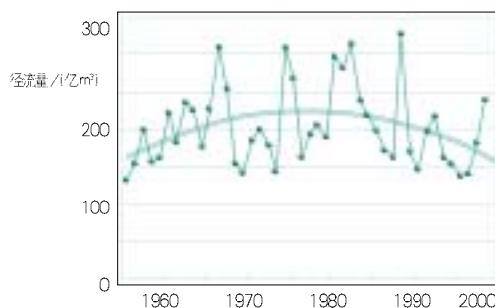


图2.4 唐乃亥站径流量多年变化

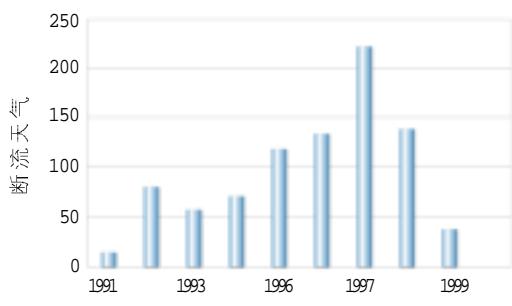


图2.5 1990年代黄河下游断流日数统计

1995年和1996年，利津段断流时间为120天和132天。1997年利津段断流13次，累计长达226天，创造了泺口、利津第一次断流时间提前到2月7日，主汛期后的9月3日再次断流，断流时间与河段最长，全河段主汛期恢复过流时间最晚等几项断流历史新高（王苏民等，2002）。

奔腾了千万年的黄河，无论从国内还是国外来看，都是一条比较特殊的河流。从国内来看，黄河是一条流量较少，而长度很长的河流。黄河流量和闽江的流量一样大，但是闽江不到1000km，黄河却长达5400km。正是由于黄河源区这一高山“水塔”的作用，才使黄河源远流长，从青藏高原——世界的第三极发源，到黄土高原的第二个台阶，然后再向广阔的第三台阶——华北平原，跨越了3种甚至4种不同的水分或者气候区域。跨越了干旱区，像宁夏的干旱区、半干旱区、半湿润区，丰富的源流使黄河跨越了好几个不同的气候带，是我国北方特别是华北平原工农业用水最重要的水资源。因此，黄河源区流量和生态环境的变迁，对下游产生了深远的影响。

① 国民经济遭受巨大损失。断流给下游地区造成了巨大经济损失和心理压力，且经济愈发达损失愈大，工业损失大于农业。据统计，由于缺水和断流，黄河下游1972年至1996年工农业（含油田）经济损失累计达 257×10^9 元，年均 13.5×10^9 元（1995年价格）。其中1995年损失 63.7×10^9 元，1996年损失 50.9×10^9 元。另据山东省东营、滨州、淄博、济南四个工业城市的不完全统计，1995年黄河断流造成经济损失为 60×10^9 元，1997年增至 100×10^9 元以上。1995年造成的工业损失约是农业的8倍（邓英淘，王小强等，1999）。据资料显示，2002年冬灌期间，国家水利部黄河水利委员会特急向沿黄各省区发函限水，宁夏河套灌区冬灌引黄水量被压减至近十年来的最少量，约有180万亩农田没能灌上黄河水。2003年春，全灌区三分之一的农田未能正常受水，给农民造成了10亿元的经济损失。去年情况稍好，但是，今春黄河上游来水再次大幅度减少，宁夏河套灌区北部30万亩小麦未能灌上头水。断流最直接的危害是使下游沿黄地区人畜饮水困难，严重威胁经济发展和民众生存，并影响我国经济发展重心由东部沿海向中西部转移的总

体布局 (姚文艺等, 1999)。

(2) 加剧洪水灾害。黄河断流使大量泥沙堆积在主河道, 增加了汛期洪水险情。1950年代黄河下游泥沙70%淤积在滩地, 而现今有90%堆积在主河床, 使主河槽高于滩地, 滩地又高于堤外居民生活和生产区。黄河下游造床流量大幅度减小, 河道淤积特别是主河槽淤积严重, 造成河道排洪能力降低, “小流量、高水位”现象频繁发生, 如出现较大洪水, 后果将不堪设想 (吴凯, 谢贤群等, 1998)。据新华网2005年4月20日报道, 黄河中上游的黄河内蒙古段, 在过去十多年中“蹿”高了两米多, 已成为继下游河南、山东段后又一“地上悬河”。这主要是近年来洪峰流量减少, 造床流量消失, 拉沙流量不足, 河槽逐渐萎缩变窄所致。究其原因, 上游刘家峡和龙羊峡水

库联合调运使黄河洪峰被削平是主要原因, 然而上游, 特别是龙羊峡以上的源区来水量不足导致的黄河干流流量大幅减少, 是造成这一现象的主要原因之一。

(3) 引起生态环境恶化。黄河下游虽地处半湿润地区, 水分条件较好, 一般并无荒漠化之忧, 但因黄河上游流量逐年减少, 下游少水断流, 大量泥沙沉积, 河道抬升, 河床长期裸露, 在冬春干旱和大风同步季节, 河沙被吹扬到两岸, 成为下游沿岸土地荒漠化的巨大隐患 (曲耀光, 2001)。河口区长期断流引起海水入侵, 土地盐碱化。淡水资源补给断裂, 破坏了黄河口湿地的水环境, 严重威胁湿地保护区8000多种水生生物、上百种湿地植物、180多种鸟类的生存繁衍 (姚文艺等, 1999)。



2005年6月11日中国青海玛多县。在气候暖干化的趋势下, 近10年来黄河源头水量减少23%。



注释2: 通过用模比系数 K_p 值 (K_p 是年平均流量与多年平均流量的比值) 分析 (杨针娘和曾群柱, 2001), 黄河源区径流在1960s 和 1980s 偏丰, 1970s 和 1990s 偏枯。黄河源区唐乃亥站平均流量枯水年比例明显高于丰水年, 径流变差系数 C_v 值为0.90。

第3章 近五十年来黄河源区的生态环境变化

3.1 冰川冻土变化

随着全球气候的逐渐变暖，黄河源区冰川冻土发生显著变化。研究表明，2000年冰川面积较1966年缩小17%，近30多年年均冰川面积减少速度是过去300多年年均冰川面积减少速度的10倍。根据20世纪70、90年代的对比测图，在黄河源区多年冻土分布边缘，零星冻土分布界限已普遍升高，升高幅度为50—70m，多年冻土面积亦相应减少。

冰川退缩

自小冰期（小冰期专指最近数世纪地球气候的一个以 10^2 a计时间尺度的相对比较寒冷的时期。较为一致的看法为，小冰期发生的时段大致介于1500—1920年）以来，特别是20世纪50年代以来，随着气候的逐渐变暖，全球冰川呈稳定、持续后退的总趋势（丁永建，1995），位于中低纬度的中国山地冰川中的绝大多数也一直处于退缩状态（王宗太，1991；丁永建等，1996）。气候变暖是产生冰川退缩的主要原因，气候变暖导致冰川消融量增加，冰舌位置后退，冰川面积减小，雪线上升。冰川退缩对局地气候、生态环境、水资源变化及海平面升降均产生重大影响。因此，监测和研究冰川及其变化，具有重要的科学意义和实用价值。

研究表明（谢昌卫等，2003；杨建平等，2004），20世纪后半期以来，黄河源区不论是年平均气温，还是季节平均气温，总体呈变暖趋势。随着源区气候的逐渐变暖，黄河源区冰川也呈现明显退缩状态（刘时银等，2002）。黄河源区的冰川主要分布于阿尼玛卿山和巴颜喀拉山。阿尼玛卿山位于青藏高原的东昆仑山，为黄河源区的重要冰川作用区，山脉分布范围在 $34^{\circ} 20' \sim 35^{\circ} N$ ，

99° 10' ~100° E 之间, 呈西北—东南走向, 长 120km, 西段平均宽度在 40km 左右 (图 3.4), 最高海拔达 6282m, 该山区分布有现代冰川 58 条, 面积在 125km² 左右, 其中 3 条冰川面积大于 10km²、长度在 7~10km, 分布在山脉的东坡; 西侧分布的冰川多为冰斗冰川和悬冰川。东坡冰川的雪线高度介于海拔 4990~5190m 之间, 西侧雪线平均海拔为 5160m。

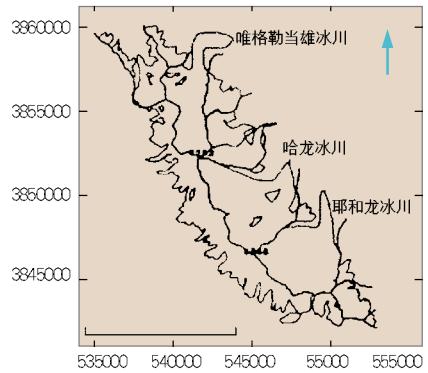


图 3.4 阿尼玛卿山 1966 年的冰川分布状况 (刘时银等, 2002)。

表 3.1 黄河源典型冰川作用区不同时期冰川面积变化 (刘时银等, 2002)

年 代	冰川面积 (km ²)	变化面积 (km ²)	面积变化率 (%)
末次冰盛期	391.6		
小冰期最盛期	147.8	-243.8	-62.0
1966 年	125.5	-22.3	-15.1
2000 年	103.8	-21.7	-17.3

对源区的冰川变化研究表明, 在 1966~2000 年间, 研究区内的 57 条冰川绝大部分处于退缩状态。退缩幅度最大的冰川是耶和龙冰川, 在 1966~2000 年间退缩了 1950m, 2000 年的冰川长度是 1966 年的 23.2%, 后退次之的冰川是 5J352E20 (冰川编码) 冰川, 其退缩量是 1966 年冰川长度的 43%。尽管小冰川长度的绝对退缩量比大冰川小, 但退缩量占 1966 年冰川长度的比例通常要大得多。在 1966~2000 年间, 相对小的 5J352E13 冰川在长度上退缩了 77%; 此外, 在 5J351D 流域朝向南和东南的冰川长度缩短了 20%, 5J352E 流域朝向西北和西面的冰川长度缩短了 27%。1966 年源区现代冰川的面积为 125km² 左右, 占黄河源区冰川面积的 95.8%。1966 年较小冰期最寒冷时期的冰川面积减少了 17.5%, 而 2000 年冰川面积较 1966 年再缩小 17%, 可见近 30 多年年均冰川面积减小速度是过去 300 多年年均冰川面积减小速度的 10 倍, 显而易见, 20 世纪末 30 年

间冰川呈加速退缩状态 (表 1 和图 4.5) (刘时银等, 2002)。自 1966 年以来, 整个黄河源区冰川面积缩减了 22.74 km², 冰川水资源损失达到 23.9 × 10⁸ m³, 相当于黄河兰州段多年平均径流量的 10% 左右。

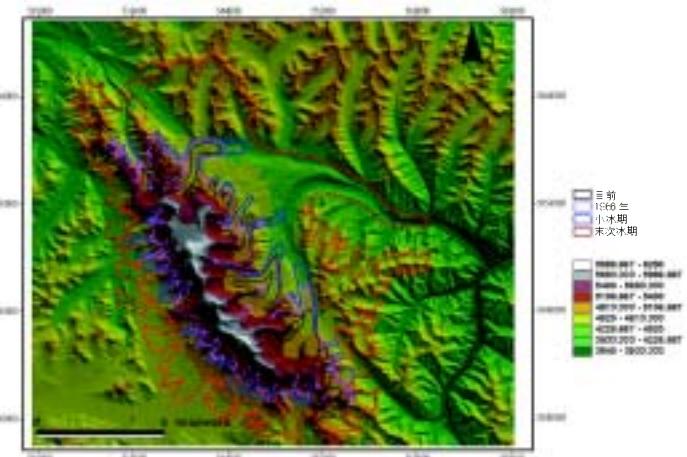


图 3.5 不同时期阿尼玛卿山冰川分布图 (刘时银等, 2002)。



近30年来冰川退缩的速度是过去300年的10倍。自1966年以来黄河源区的冰川退缩比例最大达到77%。

在中国西北地区，水是制约生态环境和社会经济持续发展的主导要素，而冰川作为高山高原固体水库，又是该区水资源的重要组成部分。众所周知，冰川水资源在西北干旱区水资源组成、波动和变化中扮演着十分重要的角色。西北地区对经济社会发展有决定作用的内陆河水资源构成和变化中，冰川水资源的影响不容忽视，因为冰川融水径流对这些河流的补给最高可以占到80%以上。

黄河源区冰川对河川径流起着多年调节作用。在高温少雨的干旱年，冰川消融增加，储存于冰川上的大量冰融化补给河流，使河流的水量有所增加；相反，在多雨低温的丰水年，又有大量的降水被储存于冰川，使河流的水量减少。高山冰川作用区由于高海拔造成的气候差异，往往使山区形成“湿岛”效应，即高海拔冰川区降水多于低海拔区，径流模数也较的海拔地区大得多，因而成为重要的产流区，这一现象在西北内陆干旱流域尤为明显。从局地尺度看，冰川萎缩



是否会导致这种“湿岛”效应发生显著变化，仍然是需要研究的科学问题之一。但从冰川范围缩小、产流区面积减小来看，冰川融水补给河流的水量必将减少，冰川对河流的季节和多年调节作用势必减弱，因而影响源区水文循环过程。

此外，随着冰川的退缩，在其末端遗留了大量的未胶结的新鲜冰碛物，先锋植物短期内难以生长，在大量融水或暴雨作用下，可能会形成冰川洪水或泥石流，除了造成灾害，同时注入黄河和黄河上游的水库后，增大了其上游含沙量。







冻土退化

在黄河源区气候持续转暖的影响下，源区多年冻土正在广泛退化，主要表现为年平均地温升高、季节冻结深度变小、融化深度增大，在多年冻土区边缘地带及融区附近形成垂向上不衔接的、具有融化夹层或深埋藏的多年冻土。

(1) 地温升高。地温是冻土动态特征的重要标志，随时间和深度而变化的地温，不但反映着该处冻土的反展和演变历史，而且还反映现代特征，因此地温变化是对气候变化的响应。大量资料表明，近20年来，黄河源北部季节冻土区地温升高了约 $0.4\sim0.6^{\circ}\text{C}$ 。

(2) 不衔接冻土和融化夹层。当冻结作用的深度变浅，冻土融化层厚度同时加深，这样在垂直方向上，多年冻土与季节冻结层就被融化的夹层分隔开了，形成了三明治一样的不衔接的冻土。这样的“融化核”现象在青藏高原冻土区边缘普遍存在。黄河源区是不衔接冻土和融化夹层的主要分布区。青康公路（214国道）沿线的阿尼玛卿山、花石峡、玛多县城和清水河等地区融化夹层广泛分布。据大量勘探资料统计，多年冻土层顶板埋深为 $4\sim7\text{m}$ ，而季节冻结深度为 $2\sim3\text{m}$ ，融化夹层厚 $1\sim4\text{m}$ （杨建平等，2003）。显示

出随着气候变暖，不稳定型多年冻土在垂直方向的不衔接现象正在迅速蔓延。例如，阿尼玛卿山南坡2号孔，海拔4180m，孔深4.5m，0~1.1m为季节冻结层，1.1~2.9m为融化夹层，2.9~4.5m为多年冻土层。（姚檀栋等，2002）

(3) 多年冻土分布下界升高。根据20世纪70、90年代的对比测图，在黄河源区多年冻土分布边缘，零星冻土分布界限已普遍升高（王绍令等，1997）。但由于岩性、坡向及水分等影响因素的差别，造成不同地区和同一地区地貌部位多年冻土下界升高幅度各有差异，一般升高幅度为 $50\sim70\text{ m}$ （王绍令等，1997）。



(4) 多年冻土面积相应减少。地温升高造成边缘地带多年冻土层减薄5~7m, 或使几米厚薄层多年冻土全部融化, 导致源区岛状多年冻土界线向中心推移, 如玛多县城附近多年冻土界线水平推移达15km。在有的地方, 多年冻土出现了双向冻土退缩, 也就是由上向下、由下向上同时退化。冻土原本是从地面延展到地下一定深度, 而如今, 多年冻土却变成在只在地下的一个深度范围内还存在。

黄河源区冻土退化, 尤其是多年冻土的退化对于源区的水文及生态环境产生了较大的影响, 主要表现在以下几个方面。



2005年6月15日, 距下大武乡38公里, 青藏高原。青康公路上永久冻土的融化给公路造成极大破坏。



(1) 形成的地下水水流系统影响黄河径流的变化。当冻土上限下移, 季节融化层深度增加, 而补给减少时, 一方面引起区域地下水下降; 另一方面, 使退化区地下水水流系统由冻结层上水流系统(包括冻结层上水水流系统和冻结层下水水流系统)转化为非冻结区(或融区)地下水水流系统, 使对生态环境起制约作用的冻结层上水水流系统消失, 地下水位下降, 地表水与地下水的补排关系发生倒置。当地下水位下降到低于河水位时, 河水补给地下水, 从而引起黄河径流量的变化。

(2) 释放温室气体。多年冻土层内含有较高的碳和甲烷气体, 多年冻土退化, 使一部分原被



图3.6 黄河源区冻土分布图(杨建平等, 2003)



图 3.7 冻土热融滑塌与滑塌对边坡与草场的影响

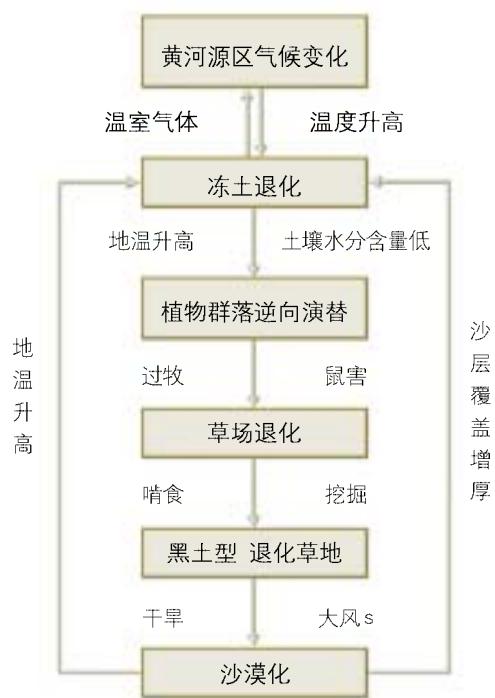


图 3.8 黄河源区多年冻土退化的生态环境连锁反映
(杨建平等, 2003)

冻结在冻土中的温室气体得以释放, 从全球尺度上看, 大量温室气体参与全球碳循环, 必将加剧气候变暖。青藏高原(黄河源区)近50年来升温显著、冻土退化十分明显, 其温室气体释放强度及其效应也是亟待加强研究的问题之一。

(3) 冻土退化对寒区工程建筑的影响。冻胀

和融沉是多年冻土区工程建设需要面临的重要冻害问题。20世纪80年代以来, 冻土层上限下降, 多年冻土下界附近的下降幅度尤为明显。沥青路面下的活动层厚度比天然状态下活动层大1.5~2.0m。归结于地表反射率和蒸发条件的显著改变。大多数情况下, 路堤中热量积累导致了融化深度过大, 以至回冻无法冻透整个融化层, 使冻土处于不衔接状态。相应地, 青藏公路连续冻土南下界在天然状态下北移了10km, 而沥青路面下的南下界北移了15km。此外, 青藏公路沿线桥涵受热融沉陷的破坏较为严重。

(4) 植被盖度降低, “黑土地”扩大, 荒漠化加剧。多年冻土作为广泛分布的弱透水层, 对源区高寒植被的活动层水分和养分保持起着关键作用。然而, 在近40年来, 由于源区气温持续变暖, 多年冻土明显退化, 活动层中原有的水热平衡被打破, 热量失衡引起地温升高, 季节融化深度加深, 致使多年冻土上限逐渐下降, 而多年冻土上限的下降使得冻土活动层中水分向下迁移, 近地表层土壤水分含量明显降低, 地表变干。温度上升, 降水减少的气候变化趋势和土壤中水分的持续下降进一步发展引起草场植被退化和演化。由此可见, 即使没有人类活动的直接扰动, 多年冻土退化在一定程度上已引起草场的变化。草原植被在正常的环境中虽然也有多种鼠类分布, 但通常不会导致数量失衡, 在多年冻土退化引起草场

变化的基础上，超载过牧加剧了草场的进一步退化。草场退化使土壤坚实度降低和杂草类植物大量入侵，为害鼠提供了丰富的食物和适宜的栖息环境。这些害鼠不仅大量啃食植物绿色部分，减少生物量，同时也危害植物根系，尤其对靠根蘖繁殖的禾本科优良牧草危害显著。更为重要的是大量鼠类的挖掘改变了土壤的表层结构，深层钙积土被抛到地面，这些浮土不仅抑制植物生长，

而且极易被风吹起或雨水冲散，造成植物覆盖度大幅度下降，草场重度退化，形成“黑土型”退化草地，加剧沙漠化进程。随着沙漠化的不断扩展，覆盖沙层增厚和沙丘增加导致沙漠化区地温升高，冻土退化，又进一步造成地表变干，植物群落演替，草场退化并加速沙漠化进程，从而形成一个以气候变化为源头的源区生态环境的恶性循环（图3.7和3.8）。



2005年6月11日在玛多县的4077个湖泊中，有大约3000个湖泊已经疏干。



注释3：冻土是指温度在0℃或0℃以下含冰的各种岩土和土壤。根据冻土存在的时间，可区分为三种类型：多年冻土、季节冻土和瞬时冻土。多年冻土是指冻结状态持续3年或3年以上的土（岩）层；季节冻土是指冬季冻结，冻结时间超过一个月，夏季完全融化的土（岩）层，年平均温度大约在8.0~1.4℃，最低月均地温低于0℃；瞬时冻土冬季冻结持续时间小于一个月，年平均温度在18.5~22.0℃。我国现代多年冻土面积约215万km²，占全国陆地面积的22.3%。按其

特征及发育条件可分为高纬度多年冻土和高海拔多年冻土两种类型。季节性冻土整个源区均有分布，冻结深度一般在3m左右，随海拔升高而增大，厚度随季节而变化（图3.6）（王绍令等，1991）。

黄河源区多年冻土主要分布于布尔汗布达山、阿尼玛卿山、巴颜喀拉山，多年冻土发育的下界因地而异，一般海拔在4215m左右，厚度在30m左右，并随海拔升高而增大（张森琦等，2004）。

3.2 湖沼湿地与河川径流的变化



2005年6月14日－中国青海省黄河乡，沙漠正在吞噬湿地。一旦最后的湖泊和草场消失，将再没有什么能够阻挡沙漠化。

黄河源区河流、湖泊分布面积近年来逐步缩小，造成诸多干涸河床和疏干的湖床，成为生态环境恶化最容易发生的区域。区内水体面积（河流、湖泊、水库）为 2474.5km^2 。1986—2000年的15年中，区内湖泊面积减少相当于1986年湖泊总面积的5.3%，其中外流湖水域面积减少量占湖泊萎缩总面积的71%左右。沼泽湿地总面积减小比例为13.4%。从气候方面分析，降水量的减少是源区水域面积减少的主要原因，而气温上升导致的蒸发量增大，进一步加剧了水分的损失。源区干流流量不断减少，1990年代以来，已出现多次断流现象。源区水资源涵养能力明显退化。

黄河源区河流、湖泊分布面积近年来逐步缩小，造成诸多干涸河床和疏干的湖床，成为生态环境恶化最容易发生的区域。区内水体面积（河流、湖泊、水库）为 2474.5km^2 。1986—2000年的15年中，区内湖泊面积减少相当于1986年湖泊总面积的5.3%，其中外流湖水域面积减少量占湖泊萎缩总面积的71%左右。沼泽湿地总面积减小比例为13.4%。从气候方面分析，降水量的减少是源区水域面积减少的主要原因，而气温上升导致的蒸发量增大，进一步加剧了水分的损失。源区干流流量不断减少，1990年代以来，已出现多次断流现象。源区水资源涵养能力明显退化。



上图为美丽的鄂陵湖
下图为盐碱化的湖—星星海之中

河流、湖沼湿地面积萎缩

黄河源区河流、湖泊分布面积近年来逐步缩小，造成诸多干涸河床和疏干的湖床，成为生态环境恶化最容易发生的区域。根据王根绪等(2004)的研究，2000年的Landsat TM/ETM影像解译数据显示，区内水体面积（河流、湖泊、水库）为 2474.5km^2 ，1986—2000年的15年中，区内湖泊面积减少了 81.7km^2 ，相当于1986年湖泊

总面积的5.3%，其中外流湖水域面积减少量占湖泊萎缩总面积的71%左右，导致外流湖泊内流化，直接减少对黄河及其支流的补给；同时河流分布面积也呈缩小状态，15年中面积减少了9.03%，占江河源总流域面积减少量的92.4%，并因此形成诸多干涸河床（图3.9）。干涸的河床和裸露的湖底，不仅直接造成源区的水环境恶化，土壤盐碱化，而且成为沙漠化最容易发生的区域，也是源区主要的风沙来源地。

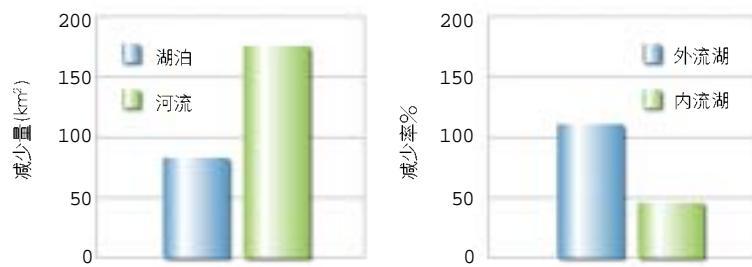


图3.9 1986—2000年黄河源湖泊与河流水域面积变化特征（王根绪等，2004）。

素有“千湖之县”美称的黄河第一县——玛多县，全县境内 4077 个湖泊中，约有 3000 多个小湖已经干枯，有些湖泊水质明显咸化。如玛多县城至扎陵乡之间的河谷平原区残留湖泊有许多已干枯，新公路可直接穿过干湖中心。著名的星宿海湖群近年来已大部分疏干而成为沼泽（图3.10），内陆湖泊——龙木错退缩了将近 1/2，源区最大的湖泊——扎陵湖、鄂陵湖两姐妹湖，水位

也出现了明显的下降。扎陵湖和鄂陵湖周边由于水位下降形成的裸露沙地超过 300km²。水域面积的减小不但影响水体周边的生态环境，而且使得地下水的补给量减少，造成地下水位的持续下降，自 1980s 以来，区内的地下水位普遍下降了 7~8m，局部地区超过 10m。地下水位的下降造成了土壤水分的丧失，导致冻土进一步退化，地表植被的死亡和黄河源区水源涵养能力下降。



图 3.10 不断萎缩的龙日阿错和星宿海

表 3.2 1969—2001 年黄河源区主要湖泊面积变化（鲁安新等，2005）

湖 泊	面积/km ² 1969年	面积/km ² 1994年	面积/km ² 2001年	1969—1994 年		1994—2001 年		1969—2001 年	
				面积变化/km ²	百分比/%	面积变化/km ²	百分比/%	面积变化/km ²	百分比/%
扎陵湖	528.1	519.7	519.1	-8.4	-1.59	-0.6	-0.12	-9.0	-1.70
桌让措	12.6	11.9	11.4	-0.7	-5.56	-0.5	4.20	-1.2	-9.52
鄂陵湖	613.6	608.7	612.7	-4.9	-0.80	4.0	0.66	-0.9	-0.15
上星星海	29.0	28.4	26.4	-0.6	-2.07	-2.0	-7.04	-2.6	-8.97
中星星海	38.1	38.1	29.0	0	0	-9.1	-23.88	-9.1	-23.88
下星星海	22.2	22.0	16.3	-0.2	-0.90	-5.7	-25.91	-5.9	-26.58
龙日阿错	18.9	16.0	0	-2.9	-15.34	-16	-100	-18.9	-100

最近，鲁安新等（2005）应用1969年的航摄影片资料、1994年和2001年的TM卫星遥感资料对黄河源地区的主要湖泊进行的遥感变化分析结果显示：源区除了鄂陵湖在1994—2001年期间扩大了4km²外，其他大的主要湖泊在1969—2001年期间都呈萎缩的趋势（表3.2）。扎陵湖和鄂陵湖是外流湖，其面积变化比较小，但水位下降显著，在过去的50年里大约下降了4—5米（表3.

2）。星星海和其它湖泊随着气温上升而水位下降，现在与黄河已没有水份交换作用，都已成为内陆湖泊，这些湖泊的面积变化比较大（图3.11和图3.12）。通过调查发现，鄂陵湖在1994—2001年期间的扩大主要是因为在鄂陵湖出水口的不远处，修建了一个水电站抬高水位所致；龙日阿错在1994—2001年期间完全消失可能与开发利用这里的盐矿有直接关系。

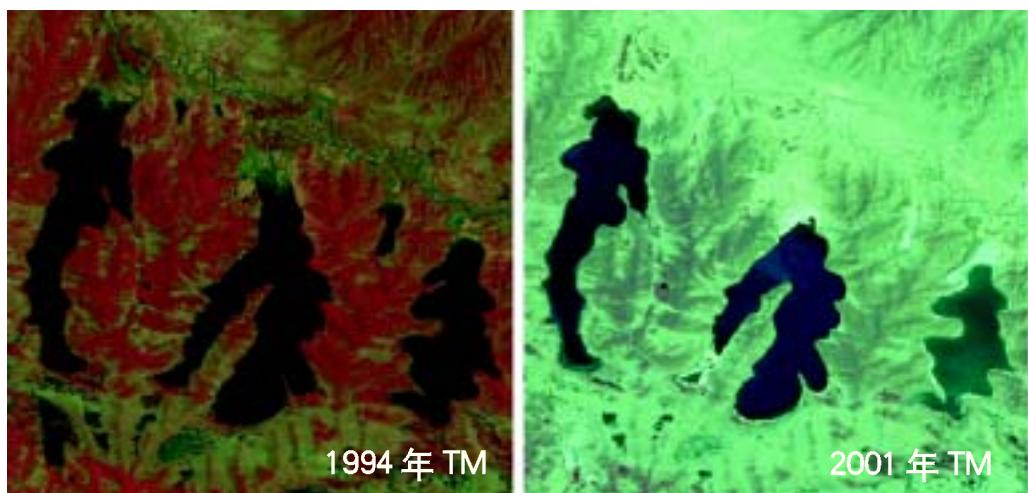


图3.11 黄河源区星星海遥感影像图（鲁安新等，2005）

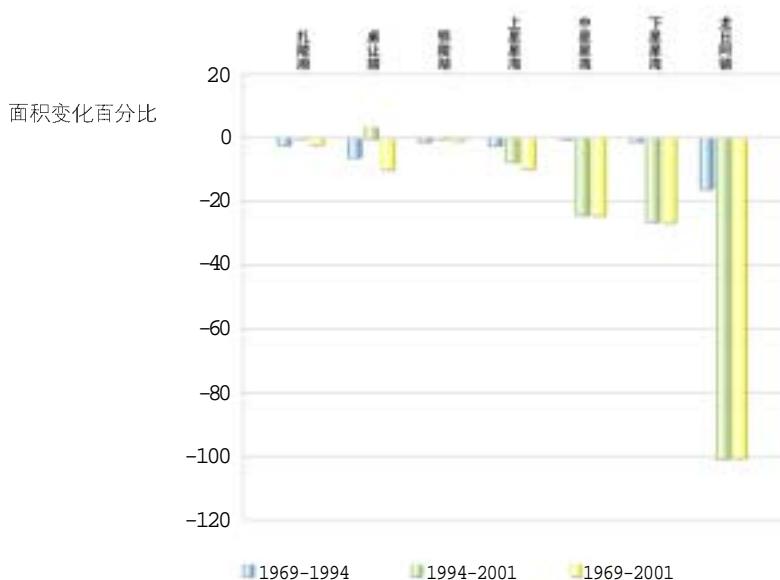


图3.12 黄河源主要湖泊变化百分比（鲁安新等，2005）

表3.3 1986 – 2000年的15年中黄河源区沼泽湿地变化

湿地类型	1986	2000	面积变化(km ²)	%
沼泽草甸	2073.5	1918.7	-154.8	-7.5
高寒泥炭沼泽	399.8	223.0	-176.7	-44.2
总计	2473.3	2141.7	-331.6	-13.4

沼泽湿地生态系统在黄河源区的生态系统中具有重要的地位。基于2000年卫星影像的遥感调查表明，黄河源区沼泽湿地面积共计2473.3km²，集中分布于由巴颜喀拉山、阿尼玛卿山和布青山构成的三角形河源地区，以及约古宗列曲、卡日曲、白马曲源头，星宿海，冬草阿龙湖与格日错之间。1986 – 2000年的15年中，沼泽湿地总面积减少了约332km²，减小比例为13.4%，其中以高寒泥炭沼泽面积萎缩最明显，与1986年相比，面积减小了44.2%（表3.3）。

河流、湖沼、湿地等是黄河源区动植物资源最丰富的区域，也是源区最具特征的生态环境标志。这一重要的生态环境系统的退化，导致了区内内地表水资源和动植物资源的明显减少；同时，湖区对流域水资源的调节作用明显减弱。水域面积的减少对区域气候环境产生了明显的反馈作用，水域面积越少，气候将越干燥，进一步加

剧了水分的丧失。从气候方面分析，降水量的减少是源区水域面积减少的主要原因，而气温上升导致的蒸发量增大，进一步加剧了水分的损失。

河川径流量变化

黄河源区河流分布面积呈缩小状态，1986 – 2000年的15年中面积减少了9.03%（图3.9）（王根绪等，2004），造成了诸多干涸河床，对源区径流量的变化产生一定影响。但降水量的减少和降水趋势的变化对径流量的减少起主要作用。从年径流系列的变化过程和差积曲线看，从1980年代中期开始趋于减少趋势。黄河源区由于最近20年秋季径流的显著减少（图3.13），导致径流年内变化发生了显著变化，过去受秋季降水形成的径流年内双峰特征自1980年代中后期以来已转为单峰（图3.14），秋季不再形成年内径流分配的峰值，这是一个重要的径流变少的转折。

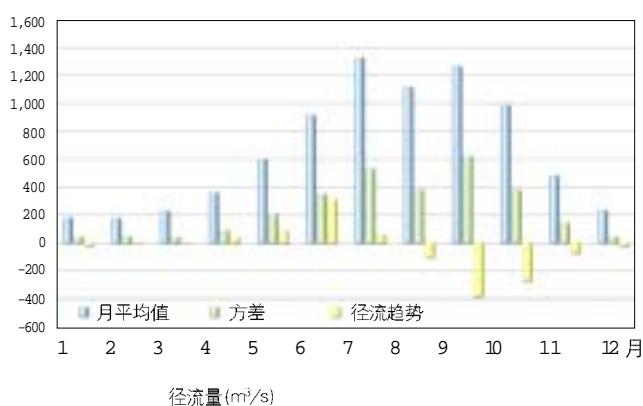


图3.13 黄河上游唐乃亥站1956—1999年月径流、方差及其变化趋势($m^3/s/50a$)（丁永建等，2005）。

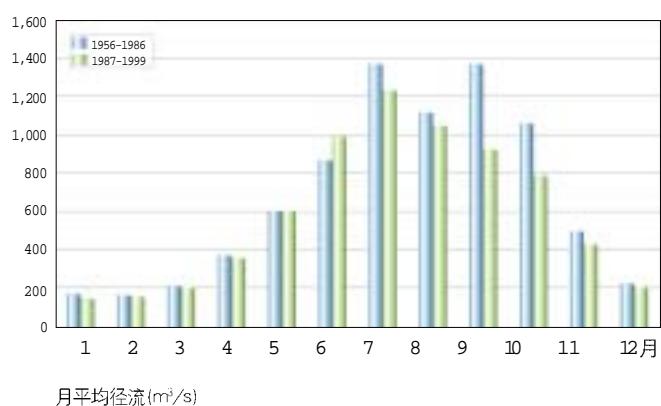


图3.14 黄河上游唐乃亥站1956—1986与1987—1999年月平均流量对比（丁永建等，2005）。

3.3 草地生态系统变化

近30年来，黄河源区持续升温造成大量冻土退化、湖沼萎缩、土壤含水量下降，草场退化。源区近年来高覆盖草地大幅度退化，对气候变化敏感的高寒沼泽草甸草地显著缩小。同时沙漠化的现象也日益严重。遥感调查发现黄河源区域土地退化面积已达 31646.8km^2 ，占源区总面积的34.4%，土地退化速度为1980年水平上每年递增3%~10%，到2020年退化土地将超过可利用土地面积的60%。

草地是黄河源区最主要的自然资源和生态环境载体，其系统结构、功能及物质循环是区域生态环境演变的核心。草地生态系统中，高寒草原与高寒草甸草地是源区分布面积最大的草地类型，构成源区生态环境的主题，也是该区域草地畜牧业的主要载体。沼泽草甸是黄河源区涵养水源、维护生物多样性等方面最重要的生态类型。

为了便于分析，将高寒草原类型分为三类，分别是高覆盖高寒草原（覆盖度大于50%）、中覆盖高寒草原（覆盖度为30%~50%）和低覆盖高寒草原（覆盖度小于30%）；同样，高寒草甸也分为三类，分别是高覆盖高寒草甸（覆盖度大

于70%）、中覆盖高寒草甸（覆盖度大于50%~70%）和低覆盖高寒草甸（覆盖度小于50%）。

基于1986年以及2000年两期TM、ETM卫星遥感影像调查表明（王根绪等，2004），黄河源区高寒草地生态退化严重，主要表现在覆盖度大于30%高寒草原分布面积萎缩（表3.4），减少面积达到了 2250.11km^2 ，平均年递减率为1.58%，相反，低覆盖高寒草原草地大幅度增加，分布面积扩大 1964.97km^2 ，同时，源区高覆盖高寒草甸草地普遍退化，年平均退化面积 66.75km^2 ，但同期中、低等覆盖程度的高寒草甸草地分布面积分别扩大了 145.97km^2 和 864.85km^2 。

表3.4 1986—2000年黄河源区草地生态系统各类型分布面积变化特征（ km^2 ）（王根绪等，2004）

时段与变化幅度	中高覆盖高寒草原	低覆盖高寒草原	高覆盖高寒草甸	中覆盖高寒草甸	低覆盖高寒草甸	沼泽草甸
1986年	9513.05	5417.74	14473.83	7799.22	6571.94	2473.29
2000年	7262.92	7382.71	13472.63	7912.19	7436.79	2141.70
变化率（%）	-23.65	36.27	-6.85	1.88	13.16	-13.41

高寒沼泽草甸对环境干扰的高度敏感性使其变化十分显著，近15年间黄河源区沼泽草甸生态分布面积锐减13.41%，年平均递减面积22.11 km²。综上所述，黄河源区草地生态系统在近15年来的变化特征可归纳为：具较高生物生产力的高覆盖草地大幅度退化，低覆盖草地则显著扩大，而对气候变化敏感的高寒沼泽草甸草地在黄河源区也表现出显著缩小（图3.15）。

生态环境还会进一步恶化。

人类活动也是草地退化的影响因素之一，1950年代以来，特别是70年代以后，随着区内人口数量的猛增和经济的发展，牲畜数量直线上升，由此也引发了严重的生态问题，由于超载过牧而导致的土地沙漠化问题在区内随处可见。根据王根绪等通过对1994—1996年黄河源区草地的调查研究发现（Wang Genxu et al., 2001），玛多县草场理论上的

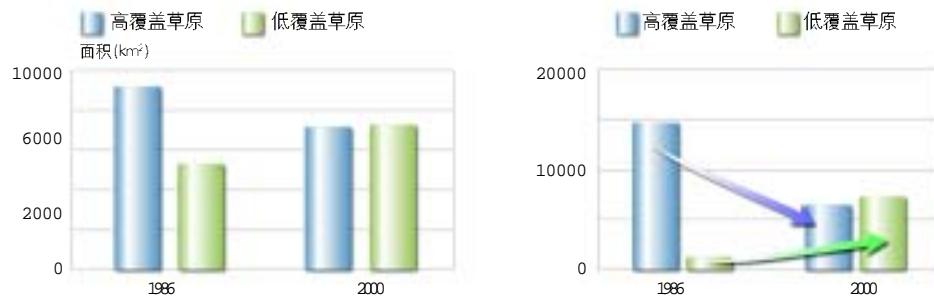


图3.15 1980年代中期以来黄河源区草地变化状况。

源区草地“黑土滩”化（图3.16）和与之相伴随的鼠害增多，是目前高原草地退化的主要形式。“黑土滩”的形成与冻土退化关系密切，这已在冻土退化章节中有论述。目前高平原地区65%的天然草场程度不同的受到鼠害的威胁。由于鼠害而导致的荒漠化草地占整个退化土地的20%~30%，占全部天然草场的6%~8%。同时大量密集的鼠洞——大约一亩地800~900个，使得降雨迅速下渗，难于形成地表径流，从而进一步削弱黄河源区的水源涵养能力，加速了当地生态环境恶化。而目前还没有有效的防治办法，鼠害面积还在逐年扩大。考虑到以上这些因素，预计未来几十年内，区内的草地

承载力冬季牧场是66.7万个羊单位，夏季牧场是304.89万个羊单位。这就造成了冬春饲草量少质差，夏秋饲草量多质优的现象，从而导致了牲畜秋肥、冬瘦、春死亡的恶性循环。因此，人类活动在黄河源区局部加剧了草地生态的退化演替。

总的说来，气候变化和源区人类生产活动共同作用造成草地退化并使之更加严重。气候变化和过牧造成高中覆盖度草地下降，使剩下的高质量草场载畜压力增大，从而进一步加快这些草场的退化。同时在黄河源区持续升温，降水减少，径流减少，土壤含水量下降，草场对破坏将更敏感，而且更难于自我修复。



图3.16 高寒草甸草地退化——“黑土滩”

2005年6月14日中国青海省黄河镇。这位31岁的藏族妇女，现有4个孩子，其中有一个有残疾。她曾拥有20头牛和30只羊，生活的很富足。由于草场的退化而丧失了生计，现在他们只能依赖她丈夫外出做些零活支撑家庭。



3.4 土地类型变化

遥感调查发现，近15年来，黄河源区土地类型及土地生态系统空间分布发生了较大的变化。源区土地退化发展十分强烈，其中沙漠化土地年平均扩展率达到1.83%。高寒草原草地的覆盖度下降与荒漠化、高寒草甸草地的覆盖度下降与草原化以及沼泽草甸草地的疏干旱化是源区土地生态系统空间演变的主要趋势，并由此改变了土地覆被的空间分布格局并使区域生态环境持续恶化。

土地退化

土地退化是指使用土地过程中由于一种营力或数种营力结合致使干旱、半干旱和亚湿润干旱地区雨浇地、水浇地或草原、牧场、森林的生物或经济生产力和复杂性下降或丧失，其中包括：(1)风蚀和水蚀致使土壤物质丧失；(2)土壤的物理、化学和生物特性或经济特性退化；(3)自然植被长期丧失（秦大河，2002）。

根据土地退化的定义，黄河源区主要有5种形式的土地退化类型：水蚀、冻融侵蚀、盐渍化、沙漠化、植被退化。针对更大范围的黄河源区而言（龙羊峡以上区域），遥感调查发现该区域土地退化面积已达 31646.8km^2 ，占源区总面积的34.4%。其中沙漠化面积为 13434.8km^2 ，植被退化 7636.5km^2 ，水蚀 7101.7km^2 ，冻融侵蚀 3084.5 km^2 ，盐渍 389.3km^2 （图3.17）（封建民等，2004）。由上分析可知，黄河源区土地沙漠化发展最为强烈（图3.18），近15年来，沙漠化土地总体扩大速率为6.4%，年均递增率为1.83%，明显高于同期河西走廊地区平均沙漠化扩展速率；源区的盐碱化土地递增幅度较大，

年平均递增 0.49km^2 ，是长江源区年递增量的2倍；裸岩、土及覆盖低于5%的滩地是黄河源区和长江源区分布面积仅次于高寒草原与高寒草甸的较大土地类型，在近15年中扩大了3.95%（表3.5）（王根绪等，2004）。

土地生态类型演变

根据1986和2000年两期TM、ETM卫星遥感影像数据可知，近年来，黄河源区土地生态类型空间分布发生了较大的改变。高寒草原草地的覆盖度下降与荒漠化、高寒草甸草地的覆盖度下降与草原化以及沼泽草甸草地的疏干旱化是源区土地生态系统空间演变的主要趋势。例如，高、中覆盖高寒草原分别有15%和29%的面积演变为低覆盖高寒草原，8%的高覆盖草原变为中覆盖草原（王根绪等，2004）。

此外，近15年间，源区其他土地类型也相继发生了较大改变。河流、湖泊水域面积的18%和15%发生了演替变化，主要演变为沙地和裸岩与裸土地，其中形成沙化土地 54.63km^2 ，裸岩与裸

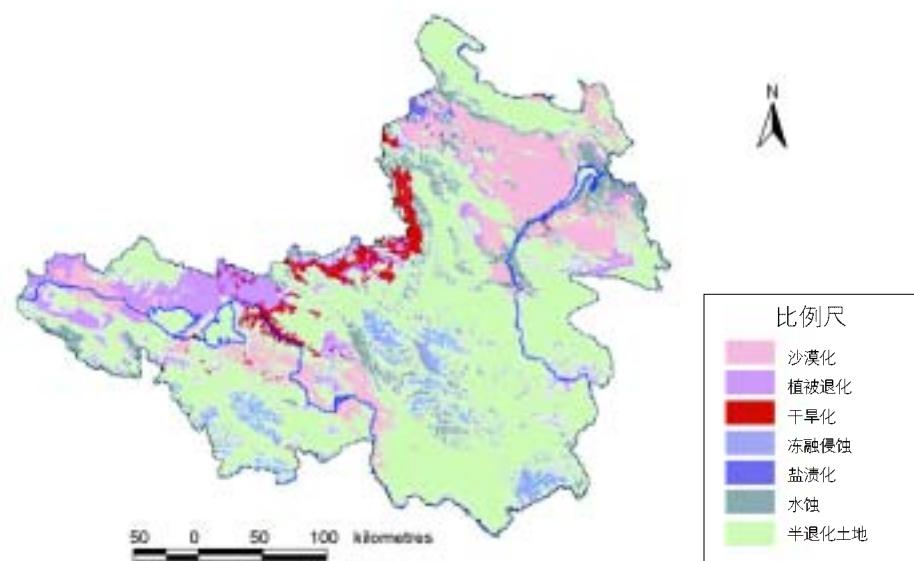


图 3.17 黄河源区不同土地退化类型分布图（封建民等，2004）。



图 3.18 黄河源区土地沙漠化现象。

表 3.5 1986–2000 年黄河源区土地类型分布面积变化特征（王根绪等，2004）

土地类型	1986 年	2000 年	变化率(%)
沙地	1565.68	1968.09	25.65
盐碱地	6.48	13.39	106.63
裸岩、土及滩地	12522.77	13006.91	3.95

土地面积 86.82km²。沙漠化土地的 12% 发生了变化，其中 10% 成为半固定与固定沙丘，同样以低覆盖草原体现，面积达到 149.03km²，另有 34.1km² 沙地成为裸岩裸土地；同期，由其他生态土地类型演变为沙漠化土地的面积为 682.3km²，是

沙漠化土地草原化演替面积的 4 倍多。源区盐碱地分布面积较小，但在近 15 年间，其他土地类型如湖泊水域干涸以及沙漠土地等演变为盐碱地面积达到 5.4km²，几乎是原有盐碱地的一倍。此外，源区有 17.2% 的冰川退缩而成为裸岩。

3.5 生物多样性

黄河源区特殊的地理位置和生态环境孕育了种类繁多的特有和珍惜动、植物种类，其和长江源区是世界高海拔地区生物多样性最集中的地区。近年来，由于气候变化导致的生境多样性的减少和丧失，加之人类活动的影响，生物物种显著减少。随着源区气候向暖干化趋势发展，源区草地生态系统不断退化，湿地面积持续萎缩。

物种多样性

1992年在巴西召开的联合国环境与发展大会上，各国政府首脑共同签署的《生物多样性公约》对生物多样性做了如下的定义：“生物多样性”是指所有来源的活的生物体中的变异性，这些来源除其他包括陆地、海洋和其他水生生态系统及其所构成的生态综合体，还包括物种内、物种之间和生态系统的多样性（Glowka et al., 1994）。生物多样性包含物种多样性、遗传多样性及生态系统多样性三个层次。人类与生物多样性有着密切的关系，人类的生存与发展都离不开对生物多样性的依赖。

黄河源区特殊的地理位置和生态环境孕育了种类繁多的特有和珍稀动、植物种类，其和长江源区是世界高海拔地区生物多样性最集中的地区（陈灵芝和王祖望，1999；吴玉虎和梅丽娟，2001）。江河源区哺乳类动物约有133种，哺乳类动物中食肉目动物最多，占兽类总数的1/3。其次是啮齿目动物占总数的1/4，鸟类是江河源区脊椎动物中最为庞大的类群，有249种，其中长江源区分布147种，分属15目34科。而在源区，两栖类和爬行类动物种类较为稀少。在各种特殊的自然环境因素的综合作用下，天然植物资源相对丰富，其中以禾本科和莎草科植物为主的牧草

植物种类有800种以上（吴玉虎和梅丽娟，2001），尤其多种嵩草和苔草，营养价值高、耐牧性强，形成高寒地区草地资源的明显特征。

近年来，由于气候变化导致的生境多样性的减少和丧失，加之人类活动的影响，生物物种显著减少。唐古特大黄、青海黄芩、冬虫夏草等许多珍贵药用植物物种数量锐减，甚至濒临绝迹（吴玉虎和梅丽娟，2001）。江河源区许多特有或珍稀动物物种也濒临灭绝，利益驱动下对野牦牛、藏羚羊的猎杀近乎疯狂，20世纪80年代到90年代间曲麻莱县境内野牦牛和藏羚羊的数量竟了33%和54.75%（王根绪等，2001）。雪豹、猞猁、藏原羚、盘羊等曾经在江河源区广泛分布的物种，如今数量急剧减少而濒临灭绝（王根绪等，2001）。

生态系统多样性

黄河源区地貌复杂多样、地势高耸，河流、湖泊、高山、峡谷纵横交错。特殊的地理位置、地形地貌、气候特征及其土壤类型共同孕育了湿地、荒漠、草地、森林等高寒干旱的自然环境，形成了独特的植被类型，多样的生态环境中生存和



2005年6月10日 — 中国青海省花石峡镇。一个藏族游牧家庭（祖父，儿子，儿媳和他们的两个孩子）在他们位于花石峡镇的新家。由于环境条件的恶化，他们被迫改变了传统的游牧生活方式，成为生态移民。政府给他们提供了家用电器 – 电视机，炉子和家具以及每户8000元的津贴。他们的房子是300户生态移民聚集区中的一座。



2005年6月6日，青海省过马营。8公里长的沙漠只在两三年内就形成了，目前还在继续扩展，吞噬草场。

繁育着种类繁多的特有野生动、植物资源，成为我国陆地生物多样性的重要区域之一（陈灵芝和王祖望，1999）。

近40年来，随着源区气候向暖干化趋势发展，源区草地生态系统不断退化，湿地面积持续萎缩。黄河源区高山草原化草甸、高寒草甸以及沼泽草甸均呈减少趋势，在20世纪70~80

年代分别减少2.63%、3.74%和24.53%，而80~90年代减少的速度是6.64%、24.21%和34.45%。20世纪70年代以来，源区沼泽出现自然疏干现象，逐渐向草甸化演替，中、旱生植物侵入，沼泽湿地萎缩退化；湖泊面积缩小，玛多县境内4077个湖泊中约有3000个小湖干枯（王根绪等，2001）。

第4章 结论

气候变化的影响正在席卷全球，引发极地冰川融化、干旱、洪水、海平面升高、疾病传播、极端气候、热浪来袭、飓风频繁登陆等一系列灾害。中国也不例外。中国专家业已发现气候变化给中国经济、社会等带来了巨大的影响，比如最近中国就遭受了一系列和气候变化有关的自然灾害的打击。

比较一致的观点认为，全球变暖已成为不争的事实，这与人类排放大量二氧化碳等温室气体有密切的关系。从全球尺度看，北半球高纬和高海拔区域气候变暖最为显著。号称“世界屋脊”或“地球第三极”的青藏高原气温也在显著攀升，过去三十年来，该地区年平均气温温度升高了近1摄氏度，且增暖速率有随海拔升高而增加的趋势。

作为中国的母亲河，黄河源区的变化给整个流域都带来了消极的影响。在气候变化、人类生产活动、鼠害等多种因素的共同作用下，源区的生态与环境已经呈现整体恶化的迹象，源区的水文环境、生物多样性、农牧业等均受到不同程度的影响。

黄河源区在调节中下游水量变化方面发挥着重要作用，黄河源区是全流域重要的水资源形成区，黄河源区唐乃亥站的年径流量占全流域径流量的38.5%，兰州以上河段径流量占黄河总径流量的55.6%。近期水量减少已为黄河流域水资源可持续利用敲响了警钟。

本次研究报告的分析明确指出黄河源区水文

和生态的完整性面临着严峻威胁。近数十年来黄河源区出现了冻土退化、冰川退缩、河流湖泊萎缩、草地退化及其部分地区荒漠化加速发展的态势。通过分析，本报告认为，气候变暖是造成这些生态与环境因子发生显著变化的首要或重要原因。具体表现在以下几方面：

- 近50年来黄河源区气候明显趋于暖干化。黄河源区不论是年平均气温，还是季节平均气温，总体呈变暖趋势，尤以1986年以后升温显著；进入1990年代以来，降水呈减少趋势，这说明源区气候暖干化的趋势十分明显。

- 气候变暖导致黄河源区冰川加速融化。阿尼玛卿山是黄河源区的主要冰川分布区，2000年冰川面积较1966年缩小了17%，面积减少速度是过去300多年来年均冰川面积减少速度的10倍，其中耶和龙冰川退缩最为严重，从1966年到2000年长度缩短了近77%。

- 多年冻土也呈退化状态。主要表现在多年冻土厚度减薄、分布面积缩小、活动层厚度增大、季节冻结时间缩短。冻土退化对于源区水文和生态系统、工程稳定性等都会带来严重的影响。

- 源区内湖泊面积也呈萎缩趋势。玛多县4077个湖泊中，有大约3000个湖泊已经疏干。扎陵湖和鄂陵湖姊妹湖的水位在过去50年中下降了3—4米。在1986—2000之间的15年里，整个源区湖泊面积减少了5.3%。其中，外流湖水域面积减少量占萎缩总面积的71%左右。同时河流水域面积减少了9.03%，沼泽湿地总面积减小了13.4%。



过去30年中，青藏高原升温接近一度。冰川消融加速。从1966年到2000年，黄河源区冰川面积缩小17%，直接造成水资源损失达23.9亿立方米。

黄河径流量连年下降，标志着源区水资源涵养能力明显下降。

● 气候暖干化以及冻土退化使土壤水分和养分发生了变化，源区植被生态系统受到明显影响。近30年来，具较高生物生产力的高覆盖草地大幅度退化，低覆盖草地则显著扩大；而对气候变化敏感的高寒沼泽草甸草地显著缩小。草地退化，覆盖度下降以及“黑土滩”的扩散已成为源区土地覆被变化的主要现象。

● 荒漠化发展迅速。随着气温升高，植被退化、沙化现象强烈发展，近15年来，该区域的土地类型和生态分布发生了显著改变，年均荒漠化速度高达1.8%。高覆盖高寒草原退化成为低覆盖草原甚至沙漠，对气候变化敏感的高寒草甸和沼泽草甸也相应发生退化。整个源区土地退化面积达源区总面积的34.4%。

黄河源区暖干化导致冰川消融和冻土退化，削弱了源区水资源调节能力；土地退化、荒漠化及冻土退化导致地下水位下降、地表产流能力减弱。由于蒸发作用剧烈，降雨减少，湖泊和地表水体不断疏干，许多外流湖要么彻底消失，要么变为内流湖，进一步削减了对河流径流量的补给。

为了应对和减缓气候变化对源区生态环境的消极影响，我们可以采取积极措施，通过调整产业结构、加强保护、加大投入和治理力度，在提高源区人民生活水平的基础上，使原生态与环境得以健康发展。很明显，要治理黄河源区及整个流域不断恶化的生态环境现状，仅靠源区人民的力量，乃至黄河上、中、下游之间的通力合作都是远远不够的。如果气候变化这个深层次问题得不到解决，最终任何其他解决方案都无济于事。





2005年6月12日中国青海省玛多县鄂陵湖，鄂陵湖的水位也降到了历史新低，在过去50年中，水位下降了3—4米。湖边湿地退化严重。

参考文献：

- [1] Ding Yongjian, Yang Jianping, Liu Shiyin, et al. 2003. Eco-environment range in the source regions of the Yangtze and Yellow rivers. *Journal of Geographical sciences*, 13(2), 172–180.
- [2] Li Xin, Cheng Guodong. 1999. A GIS-aided response model of high altitude permafrost to global change. *Science in China (Series D)*, 42(1), 72–79.
- [3] Wang Genxu, Qian Ju, Cheng Guodong and others. 2001. Eco-environmental degradation and causal analysis in the source region of the Yellow River. *Environmental Geology*, 40, 884–890.
- [4] 程国栋,赵林. 2000. 青藏高原开发中的冻土问题. 第四纪研究, 20(6), 521–531.
- [5] 程捷,张绪教,田明中等. 2004. 青藏高原东北部黄河源区大暖期气候特征. 地质评论, 50(3), 330–337.
- [6] 邓英淘,王小强等. 1999. 再造中国. 北京: 文汇出版社, 204–226.
- [7] 丁永建,刘时银,王根绪. 2005. 中国西部生态环境演变——近50年的动态过程及驱动因素. 北京: 科学院出版社.
- [8] 丁永建,炳宏涛. 1996. 近40年来冰川物质平衡变化及对气候变化的响应. 冰川冻土, 18(增刊), 23–32.
- [9] 丁永健. 1995. 近40a来全球冰川波动对气候变化的反应. 中国科学(B辑), 25(10), 1093–1098.
- [10] 封建民,王涛,谢昌卫,齐善忠. 2004. 黄河源区生态环境退化研究. 地理科学进展, 23(6), 56–62.
- [11] 冯松,汤懋苍. 1998. 未来30年和300年气候变化趋势预测. 青藏高原近代气候变化及对环境的影响. 广东科技出版社, 209–220.
- [12] 斩立亚,秦宁生,勾晓华等. 2005. 青海南部高原近450年来春季最高气温序列及其时变特征. 第四纪研究, 25(2), 193–201.
- [13] 景敏. 1998. 黄河吁天录. 广州花城出版社.
- [14] 赖祖铭. 1996. 气候变化对青藏高原大江河径流的影响. 冰川冻土, 18(增刊), 314–320.
- [15] 蓝永超,丁永建,沈永平等. 2003. 河西内陆河流域出山径流对气候转型的响应. 冰川冻土, 25(2), 188–192.
- [16] 刘潮海,谢自楚,刘时银等. 2002. 西北干旱区冰川水资源及其变化. 见: 康尔泗,程国栋,董增川主编. 中国西北干旱区冰雪水资源与出山径流. 北京: 科学出版社, 14–72.
- [17] 刘春翥,施雅风,汤奇成等. 水文水资源变化预测. 2002. 见: 秦大河总主编. 中国西部环境演变评估. 第二卷. 丁一汇主编. 中国西部环境变化的预测. 北京: 学出版社, 47–93.
- [18] 刘时银,鲁安新,丁永建等. 2002. 黄河上游阿尼玛卿山区冰川波动与气候变化. 冰川冻土, 24(6), 701–707.
- [19] 刘兴起,沈吉,王苏民等. 2002. 青海湖16ka以来的花粉记录及其古气候古环境演化. 科学通报, 47(17), 1351–1355.
- [20] 马寅生,施炜,吴满路等. 2004. 黄河源区1000年以来的环境演化. 地质通报, 23(9), 1012–1017.
- [21] 秦大河. 2002. 中国西部环境演变评估. 北京: 科学出版社, 29–70.
- [22] 曲耀光. 2001. 中国水资源缺乏问题及其调处. 台北: 宋氏照远出版社.
- [23] 沈吉,刘兴起, R.Matsumoto 等. 2004. 晚冰期以来青海湖沉积物多指标高分辨率的古气候演化. 中国科学(D辑), 34(6), 582–589.
- [24] 沈永平,王根绪,吴青柏等. 2002. 长江—黄河源区未来气候情况下的生态环境变化. 冰川冻土, 24(3), 308–314.
- [25] 施雅风,沈永平,李栋梁等. 2003. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势. 第四纪研究, 23(2), 152–164.
- [26] 施雅风. 2001. 2050年气候变暖冰川萎缩对水资源影响情景预估. 冰川冻土, 23(4), 233–341.
- [27] 宋连春,张存杰. 2003. 20世纪西北地区降水量变化特征. 冰川冻土, 25(2), 143–148.
- [28] 孙成权. 1998. 关于江河源环境与生态保护研究的几点看法. 地球科学进展(增刊).
- [29] 王根绪,丁永建,王建,刘时银. 2004. 近15年来长江黄河源区的土地覆盖变化. 地理学报, 59(2), 163–173.
- [30] 王国庆,王云璋,尚长昆. 2000. 气候变化对黄河水资源的影响. 人民黄河, 22(9), 40–45.
- [31] 王绍令,罗祥瑞,郭鹏飞. 1991. 青藏高原东部冻土分布特征. 冰川冻土, 13(2), 131–140.
- [32] 王绍令,赵秀锋. 1997. 青藏公路南段岛状冻土区内冻土环境变化. 冰川冻土, 19(3), 231–239.
- [33] 王绍武,董光荣编. 2002. 中国西部环境特征及其演变(第一卷). 见秦大河总主编: 中国西部环境演变评估. 北京: 科学出版社.
- [34] 王绍武,龚道溢. 2000. 全新世几个特征时期的中国气温. 自然科学进展, 10(4), 325–332.
- [35] 王苏民,林而达,余之祥. 2002. 中国西部环境演变评估(III). 科学出版社, 40–52.
- [36] 王涛,赵哈林,肖洪浪. 1999. 中国沙漠化研究的进展. 中国沙漠, 19(4), 299–311.
- [37] 王宗太. 1991. 天山中段及祁连山东段小冰期以来的冰川与环境. 地理学报, 42(2), 160–167.
- [38] 魏振铎. 1998. 黄河源区沙漠化现状与防治意见. 青海环境, 8(2), 64–67.
- [39] 吴凯,谢贤群等. 1998. 黄河断流的原因、规律、对周边农业生产和生态环境的影响评估及对策. 地理科学进展, 17(增), 78–83.
- [40] 吴凯,唐登银等. 2000. 黄河下游河川径流的变化趋势与对策. 地理研究, 19(4), 371–382.
- [41] 谢昌卫,丁永建,刘时银等. 2003. 长江—黄河源寒带径流时空变化特征对比. 冰川冻土, 25(4), 414–422.
- [42] 燕华云,贾绍凤. 2003. 近50年来青海省水文要素变化特征分析. 冰川冻土, 25(2), 193–198.
- [43] 杨建平,丁永建,沈永平等. 2004. 近40a来江河源区生态环境变化的气候特征分析. 冰川冻土, 26(1).
- [44] 杨建平,丁永健,刘时银等. 2003. 长江黄河源区冰川变化及其对河川径流的影响. 自然资源学报, 18(5), 595–602.
- [45] 杨针娘,曾群柱. 2001. 冰川水文学. 重庆出版社, 112–114.
- [46] 姚文艺,赵业安,汤立群等. 1999. 黄河下游河道断流初探. 水科学进展, 10(2), 160–164.
- [47] 张存杰,高学杰,赵红岩. 2003. 全球气候变暖对西北地区秋季降水的影响. 冰川冻土, 25(2), 157–164.
- [48] 张恩楼,沈吉,王苏民等. 2002. 青海湖近900年来气候环境演化的湖泊沉积记录. 湖泊科学, 14(1), 32–38.
- [49] 张国威,吴素芬,王志杰. 2003. 西北气候环境转型信号在新疆河川径流变化中的反映. 冰川冻土, 25(2), 183–187.
- [50] 张家武,金明,陈发虎等. 2004. 青海湖沉积岩芯记录的青藏高原东北部过去800年以来的降水变化. 科学通报, 49(1), 10–14.
- [51] 张森琦,王永贵,赵永真等. 2004. 黄河源区多年冻土退化及其环境反映. 冰川冻土, 26(1), 1–6.
- [52] 郑度,振林耀,张雪芹. 2002. 青藏高原与全球环境变化研究进展. 地学前缘, 9(1), 95–102.
- [53] Glowka L, Burhenne-Guilmin F and Syngue H et al. A Guide to the Convention on Biological Diversity. Cambridge, UK: IUCN—The World Conservation Union, The Burlington Press, 1994.
- [54] 王苏民,刘时银. 冰冻圈与陆地水环境的变化. 见: 秦大河,陈宜瑜,李学勇. 中国气候与环境演变(上卷). 北京: 科学出版社, 2005, 144–145.
- [55] 姚檀栋等. 青藏高原中部冰冻圈动态特征. 北京: 地质出版社, 2002, 234–243.



绿色和平总部

Greenpeace International

Otto Heldringstraat 5

1066 AZ Amsterdam

The Netherlands

Tel: +31 20 7182000

Fax: +31 20 5148151

香港办公室

香港上环干诺道西 211—24号

海景商业大厦三楼

3/F, Seaview Commercial Building,
21-24 Connaught Road West,

Sheung Wan, Hong Kong

Tel: (00852) 2854 8300

Fax: (00852) 2745 2426

北京办公室

中国北京朝阳区朝外大街吉庆里

蓝筹名座D座 1单元 601室

邮编: 100020

Room 601, Unit 1, Block D,

Lanhou Famous Buliding, Jiqingli,

Chaowai Street, Chaoyang,

Beijing 100020 PRC

Tel: (0086) 10 6554 6931

Fax: (0086) 10 6554 6932

广州办公室

中国广东广州新港西路 135号

中山大学西门科技综合楼 908-909室

邮编: 510275

Room 908-909, Ke Ji Zong He Building,
West Gate of Zhong Shan University,

No.135, Xin Gang Xi Road,

Guangzhou 510275 PRC

Tel No.: (86) 20 8411 4603

Fax No.: (86) 20 8411 1325

www.greenpeace.org.cn

