

doi: 10.7522/j.issn.1000-0240.2013.0016

Xu Min, Ye Baisheng, Zhao Qiudong. Estimation of the real evaporation in the source regions of the Yellow River using GRACE satellite data [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(1): 138-147. [许民, 叶柏生, 赵求东. 基于 GRACE 重力卫星数据的黄河源区实际蒸发量估算[J]. 冰川冻土, 2013, 35(1): 138-147.]

基于 GRACE 重力卫星数据的黄河源区 实际蒸发量估算

许 民^{1, 2}, 叶柏生^{1, 2}, 赵求东²

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000;

2. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 利用 GRACE 卫星数据反演得到黄河源区唐乃亥流域 2003—2008 年流域水储量变化, 结合同时间段黄河源区降雨及径流资料, 根据水量平衡方程, 估算流域逐月实际蒸发量. 结果表明: 估算的结果与 20 cm 蒸发皿观测值和 SiB2 模型模拟的结果具有较好的一致性和相关性. 黄河源区 2003—2008 年年平均实际蒸发量约为 506.4 mm, 其中, 春季(3—5 月)为 130.9 mm, 约占全年的 25.8%; 夏季(6—8 月)为 275.2 mm, 约占全年的 54.3%; 秋季(9—11 月)为 74.3 mm, 约占全年的 14.7%; 冬季(12 月至翌年 2 月)为 26.2 mm, 约占全年的 5.2%. 2003—2008 年源区降水基本保持不变, 蒸发呈减少趋势, 径流略有增加, 径流峰值期提前, 黄河源区水储量增加速率为 $0.51 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$, 相当于 $82.6 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 总增加水量约 $496.6 \times 10^4 \text{ m}^3$. 降水平均增加速率为 $0.019 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$, 水储量增加速率为 $0.51 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$, 而蒸发的下降速率为 $0.52 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$, 径流的增加速率为 $0.034 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$. 因此, 在降水量变化不大的情况下, 蒸发的下降和冻土消融导致水储量的增加明显, 这也是引起地表径流增加的原因.

关键词: 黄河源区; GRACE; 水储量变化; 水量平衡方程; 实际蒸发量

中图分类号: P333.2 文献标识码: A

0 引言

研究黄河源区实际蒸发量变化, 对于认识源区内能水循环过程具有重要意义. 蒸发是地表能量平衡和水量平衡的重要组成部分, 它是水文循环中大气和土壤之间的关键连接桥梁, 对气候变化的评估起着重要作用^[1-4]. 流域尺度蒸发量难以直接测量, 因而其估算一直是水文学的研究重点. 目前, 蒸发的估算方法分两大类, 一类是以水文学和气象学为主; 另一类是以遥感技术为主. 在以水文学和气象学为基础的方法中, 主要有水量平衡法、模型估算和气象台站蒸发皿观测(ET_{pan})^[5-7]. 蒸发量的模型计算是目前比较普遍的方法, 在观测资料较好的条件下可以获得比较准确的结果. 台站观测资料

由于观测方法的限制, 通常只能是蒸发的一个替代指标, 难以代表实际蒸发量. 此外, 这类方法通常只能得到观测点的蒸发量, 对于台站较少的流域, 获得流域尺度的蒸发量仍然存在较大的误差. 通常情况下, 我们计算的蒸发量的变化趋势仅仅提供了认识蒸发量变化方向的线索, 但是, 最终重要的问题是陆面实际蒸发量(ET_a)的变化趋势^[8-9]. 水量平衡方法不受大气运动的影响, 是相对简单且易被广泛接受的一种计算流域实际蒸发的方法. 但是, 通常情况下高精度的流域水储量难以获得, 一般将流域某一时间段内(一年或多年)水储量变化假定为零, 这样就只能获得多年平均蒸发量或近似的年蒸发量, 难以计算更小时间尺度内的实际蒸发量. 流域水储量变化对理解全球和局域的水循环, 并进行

收稿日期: 2012-08-13; 修订日期: 2012-11-26

基金项目: 全球变化研究国家重大科学研究计划项目(2010CB951401); 国家自然科学基金项目(41130638; 41201025; 41030527); 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所青年人才基金项目(51Y251A61)资助

作者简介: 许民(1984—), 男, 新疆沙湾人, 2010 年在兰州大学资源环境学院获硕士学位, 现为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所在读博士研究生, 主要从事寒旱区水文和陆面过程方面的研究. E-mail: xumin@126.com

气候和环境变化的监测有着重要的意义。作为地表水文学中的一个关键参量, 精确测量的水储量变化代表了降雨、蒸发、地表径流、土壤与地下水的交换等多种过程的总和^[10]。目前, 由 GRACE 资料反演的流域水储量变化资料, 为计算月尺度的流域蒸发量提供了一种新的方法。2002 年 3 月美国宇航局 (NASA) 和德国宇航中心 (DLR) 联合发射了 GRACE 卫星, 该卫星能获得高精度和逐月的高时间分辨率的地球重力场时空变化信息^[11], 进而反演得到陆地水储量信息。GRACE 可探测空间 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 平均小于 1 cm 的陆地水储量变化^[12]。

近几年, 研究者们利用 GRACE 记录的数据估算了覆盖大部分地球陆地区域的多个河流流域的季节性水储量变化。Tapley 等^[13] 利用 2004 年 GRACE 数据对南美洲水量进行了研究, 研究结果表明, GRACE 重力数据精度较高, 能很好地用于大流域水文过程和水量研究。Cazenave 等^[14] 的研究指出, GRACE 的高精度性能探测到地球表面短时间内微小的水当量重新分布, 所估计的水储量年变化精度达到 1.0~1.5 cm。Velicogna 等^[15] 利用 11 个月的 GRACE 时变重力场数据, 对密西西比流域、亚马逊流域和印度恒河流域陆地水量的变化进行研究, 精度可以达到 1.0~1.5 cm 等效水柱高。胡小工等^[16] 利用 2002 年 4 月至 2003 年 12 月之间共 15 个月的 GRACE 时变重力场, 揭示了全球水储量的明显季节性变化, 并重点分析了中国长江流域水储量的变化。结果表明, 长江流域水储量年内变化幅度可达到 3.4 cm 等效水高, 其最大值出现在春季和初秋。杨元德等^[17] 利用 GRACE 的

RL4.0 数据, 分析了 2003 年 1 月—2007 年 12 月全球 27 条流域和陆地水储量的季节性和年际变化, GRACE 与 GLDAS 数据均表明 2006 年后陆地水储量年际变化存在明显增加。钟敏等^[10] 利用近 5 a 的 GRACE 重力卫星数据, 研究了中国中长尺度的陆地水储量变化趋势。GRACE 数据增进了我们对水循环的了解, 更好的预测全球气候、陆面实际蒸发量、干旱和水资源过程变化。

本文利用 2003—2008 年 12 月的 GRACE 时变重力场数据得到的逐月空间分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 水储量资料, 分析了流域水储量的时空变化以及流域降水和径流变化。根据水量平衡方程, 解算出黄河源区唐乃亥流域逐月实际蒸发量, 并且利用 SiB2 模拟结果和国家气象台站蒸发皿观测资料进行对比。

1 研究区

本研究以黄河源为例开展研究, 黄河源区在水文上指黄河流域在唐乃亥站 (110.15°E , 35.5°N) 以上的集水区域, 位于青藏高原东北部 (图 1), 也是指黄河干流唐乃亥以上的区域, 流域面积约 $12.2 \times 10^4 \text{ km}^2$, 占黄河流域面积的 16%。该区域为黄河最大的冰雪融水区 and 主要径流形成区之一。

2 数据与方法

2.1 水文气象资料

本研究选用黄河源区 8 个国家气象站 (表 1) 和周围地区 40 个气象站逐月气象数据, 以及 2002—2008 年的逐月降水和 20 cm 蒸发皿数据。利用空间插值的方法将逐月修正降水^[18-19] 和 20 cm 蒸发皿

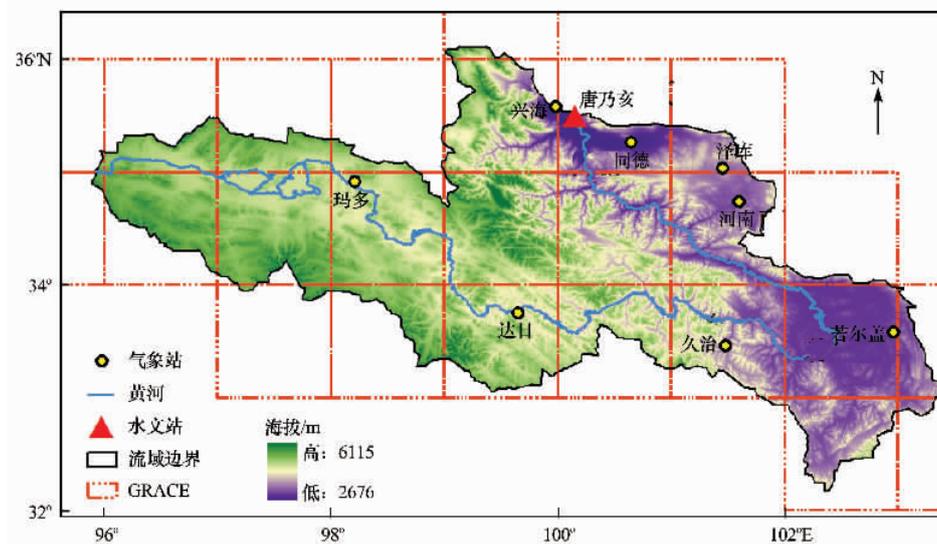


图 1 黄河源区及水文气象站位置示意图

Fig. 1 The locations of meteorological and hydrological stations in the source regions of the Yellow River

数据格网化到整个流域上^[20]. 从而获得逐月流域降水和蒸发皿蒸发资料, 其中, 2005 年 7、8、9 月份蒸发皿数据缺失. 径流资料为唐乃亥水文站 2003—2008 年逐月经流量.

表 1 黄河源区内气象台站

Table 1 Meteorological stations in the source regions of the Yellow River

台站名	经度/E	纬度/N	高程 /m	台站设立时 间/(年-月)
玛多	98.21°	34.91°	4272.3	1953-01
达日	99.65°	33.75°	3967.5	1956-01
兴海	99.98°	35.58°	3323.2	1960-01
同德	100.65°	35.26°	3289.4	1954-02
泽库	101.46°	35.03°	3662.8	1957-01
久治	101.48°	33.46°	3628.5	1958-12
河南	101.60°	34.73°	8500.0	1959-05
若尔盖	102.96°	33.58°	3439.6	1957-01

2.2 GRACE 反演水储量原理

地球重力场可以用大地水准面来描述, 大地水准面的球谐系数表达式为^[21]:

$$N(\theta, \varphi, t) = a \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l P_m(\cos\theta) \cdot [C_m(t)\cos(m\varphi) + S_m(t)\sin(m\varphi)] \quad (1)$$

式中: m 分别为重力场的阶数和次数; a 为地球赤道半径; θ, φ 分别为余纬和经度; $C_m(t), S_m(t)$ 分别为时变重力场系数; $P_m(\cos\theta)$ 为归一化的缔合勒让德函数.

由时变重力场得到表面密度变化为^[10]:

$$\Delta\sigma(\theta, \varphi) = \frac{a\rho_{\text{ave}}\pi}{3} \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l \frac{2l+1}{1+k_l} P_m(\cos\theta) \cdot [\Delta C_m(t)\cos(m\varphi) + \Delta S_m(t)\sin(m\varphi)] \quad (2)$$

上式是利用 GRACE 数据计算水的密度, 式中: $\Delta\sigma(\theta, \varphi)$ 为水密度变化; ρ_{ave} 为地球平均密度; ΔC_m 和 ΔS_m 为 GRACE 提供的球谐系数变化量. 平均后的水密度变化为^[10, 21-22]:

$$\Delta\sigma(\theta, \varphi) = \frac{2a\rho_{\text{ave}}\pi}{3} \sum_{l=0}^N \sum_{m=0}^l \frac{2l+1}{1+k_l} W_l P_m(\cos\theta) \cdot [\Delta C_m(t)\cos(m\varphi) + \Delta S_m(t)\sin(m\varphi)] \quad (3)$$

式中: W_l 为权函数, 定义为: $W_0 = \frac{1}{2\pi}$, $W_l = \frac{1}{2\pi} \times \left[\frac{1+e^{-2b}}{1-e^{-2b}} - \frac{1}{b} \right]$, $W_{l+1} = -\frac{2i+1}{b} W_l + W_{l-1}$. 式中:

$$b = \frac{\ln(2)}{1 - \cos\left(\frac{r}{a}\right)}$$

将水密度变化转化成等效水高, 其公式如下:

$$H_{\text{water}} = \frac{2a\rho_{\text{ave}}\pi}{3\rho_{\text{water}}} \sum_{l=0}^N \sum_{m=0}^l \frac{2l+1}{1+k_l} W_l P_m(\cos\theta) \cdot [\Delta C_m(t)\cos(m\varphi) + \Delta S_m(t)\sin(m\varphi)] \quad (4)$$

本文采用的 GRACE 数据是由 RL4 1 月重力场模型计算^[22], 每月重力场以 60 阶球谐系数的形式给出, 高斯平均半径为 300 km, 大气和地形影响在数据处理过程中已经扣除, 空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$.

2.3 源区逐月蒸发计算

一个区域水循环的基本要素包括降水量、径流量、蒸发量和蓄水量. 实际蒸发量用水量平衡法计算, 在一个闭合区域, 水循环各要素的变化规律决定区域水循环变化的特点. 水平衡的基本方程为:

$$ET_a = P - R \pm \Delta W \quad (5)$$

式中: ET_a 为流域实际蒸散; P 为流域降水量; R 为流域径流; ΔW 为流域水储量变化量. 利用上述逐月流域降水、径流和 GRACE 卫星数据提供的逐月流域水储量变化, 依据式(5)计算出逐月流域实际蒸散量.

2.4 陆面过程 SiB2 模拟蒸发

为了对估算的流域蒸发结果进行对比分析, 本文利用了 Yang 等^[23] 改进的适用于青藏高原的 SiB2 陆面过程模式模拟的蒸发计算结果. 该模型输入的土壤和植被参数来自 ISLSCP II (International Satellite Land Surface Climatology Project Initiative II), 分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$; 植被数据利用 MODIS 8 d 合成的叶面积指数产品, 空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. 模拟了除久治以外的 7 个站点的实际蒸发. 由于站点数较少, 取 7 个站点平均值得到流域平均蒸散量.

2.5 流域水储量变化数据处理方法

图 1 中显示了黄河源区的 GRACE 格网分布, 从示意图可以看出在研究区边缘, 其只占格网的一部分, 对于此类格网根据权重计算其水储量值, 公式如下^[24]:

$$W_i = \frac{a_i}{g_i} \quad (6)$$

$$V_N = \frac{\sum_{i=1}^n (v_i \cdot w_i)}{A}$$

式中: W_i 为研究区所占 $1^\circ \times 1^\circ$ 格网的权重; a_i 为源

区在格网内的面积; g_i 为 $1^\circ \times 1^\circ$ 格网的面积; V_N 为整个研究区第 N 月的水储量变化值; v_i 为格网水储量变化值; A 为黄河源区面积。

3 黄河源区水量平衡因子分析

3.1 源区水储量变化

本文采用的 GRACE 数据是由 CSR 提供的 RL4 1 月重力场模型(式(1)~(4)), 计算得到 2003—2008 年月水储量变化数据, 然后计算 2003—2008 年水储量累积变化(图 2)。从图 2 中可以看出, 源区水储量累积具有明显的空间差异性, 总体表现为东少西多, 水储量累积约为 $14.6 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。与年降水量空间分布不一致, 说明该地区降水不是主导水储量空间变化的因素, 其主要受冻土分布影响。由于气候转暖, 该地区多年冻土活动层加大和加厚, 流域内有更多的地表水渗变成地下水, 造成水储量的增加。另外, 水储量分布与降水呈现明显的条带状分布。

图 3 计算了源区 2003—2008 年水储量季节变化趋势, 从空间趋势分布来看, 源区春季水储量变化均呈增减少趋势, 水储量变化趋势介于 $-44.8 \sim 3.5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 。西部地区增长趋势最慢, 而在唐乃亥水文站附近地区增长趋势较快, 这是由于春季融雪径流导致该地区水储量变化增长趋势的差异。夏季该区域水储量变化为增加趋势, 在东南部地区增长尤为明显, 增长趋势达到 $58 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 这主要是该地区夏季降水丰沛。秋季水储量变化近年来均呈增加趋势, 西北部的增加趋势明显大于中部和东南部; 秋季源头进入降雪期, 导致该地区水储量增加较其它区域明显。冬季源头区域水储量变化趋势为增加, 而西南地区为负增长, 这主要是进入冬季, 该地区降水和降雪均比较少造成的。

3.2 水量平衡因子年际变化

图 4 给出了黄河上游 2003—2008 年逐月降水、径流、流域水储量变化和由水量平衡方法计算的蒸发量。从逐月降水变化看(图 4a), 黄河源区多年平均年降水量为 637.7 mm , 降水量的年际间变化不大, 没有显著增加趋势, 月增加速率为 $0.019 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$, 与 2003 年相比, 2008 年降水减少 6.2% , 约为 39.7 mm 。2003—2008 年唐乃亥水文站水文资料显示(图 4b), 年径流深有所增加, 月平均增加速率为 $0.034 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$, 与 2003 年相比, 2008 年径流增加 2% , 约为 2.8 mm 。

由 25 个空间格网水储量变化的平均值计算(式

(6))得到整个流域平均水储量变化(图 4c), 结果显示黄河源区水储量变化呈增加趋势, 2003—2008 年水储量变化增加速率 $0.51 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$ 。这可能是流域在降水没有显著增加条件下, 夏季径流减少的一个原因。流域水储量增加的另一个原因可能是随气候转暖, 导致流域多年冻土退化, 冻土的隔水层作用减小, 同时, 活动层加大和加厚, 流域内有更多的地表水渗变成地下水, 造成水储量的增加。这与 Niu 等^[25]研究的该流域冻土退化对水文过程的影响结果一致。

依据源区逐月平均降水量、流域水储量和径流量, 用水量平衡方程计算该流域的逐月实际蒸发量(图 4d), 多年平均蒸发量为 506.4 mm 。结果显示, 2003—2008 年实际蒸发呈下降趋势, 月平均下降速率为 $0.52 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$, 2008 年蒸发较 2003 年下降约 389.2 mm , 减少约 51.1% , 这与邱新法等^[26]通过蒸发皿观测计算的黄河上游蒸发的研究结果一致, 该流域蒸发呈减少趋势。

3.3 水量平衡因子年内分布

降水资料计算黄河源区年均降水 637.7 mm (图 5), 区域内降水主要集中在夏秋汛期 5—10 月份, 占年降水量的 89% 左右。冬春季降水稀少, 10 月底至次年 4 月多为固态降水, 1—4 月及 11—12 月降水量仅占年降水量的 11% 。各站最大月降水量一般出现在 7 月, 占年降水量的 19% 左右。最小月降水量一般出现在 12 月, 其降水量不足年降水量的 1% 。月最大降水量与月最小降水量相比, 一般差几十倍, 高的甚至达到上百倍, 表明流域降水年内分配极不均匀。

源区多年平均径流深为 147.2 mm , 1—2 月径流相对较小, 3—4 月径流开始逐渐增加, 水量主要集中在 6—10 月, 占全年的 80% 左右, 11—12 月径流又逐渐开始减小。从逐月平均值看, 全年最大月平均流量深在 7—9 月(表 2), 近 6 a 随着时间的推移, 径流深最大值有所提前。从 4 月起流量开始增加, 这说明随天气逐渐转暖, 融雪过程开始, 从而开始有地表径流产生。

由水量平衡方程计算得到的实际蒸发量为 506.4 mm , 从年内变化分析可以看出(图 5)蒸发量年内呈单峰分布, 5—9 月较大, 蒸发量约为 392.8 mm , 占全年的 77.6% 左右; 3、4、10、11 月份次之, 大约在 87.5 mm 之间, 占全年实际蒸发量的 17.3% 左右; 1、2 月实际蒸发量也较小, 只有 23.9 mm , 占全年蒸发量的 4.7% 左右; 全年实际蒸发量

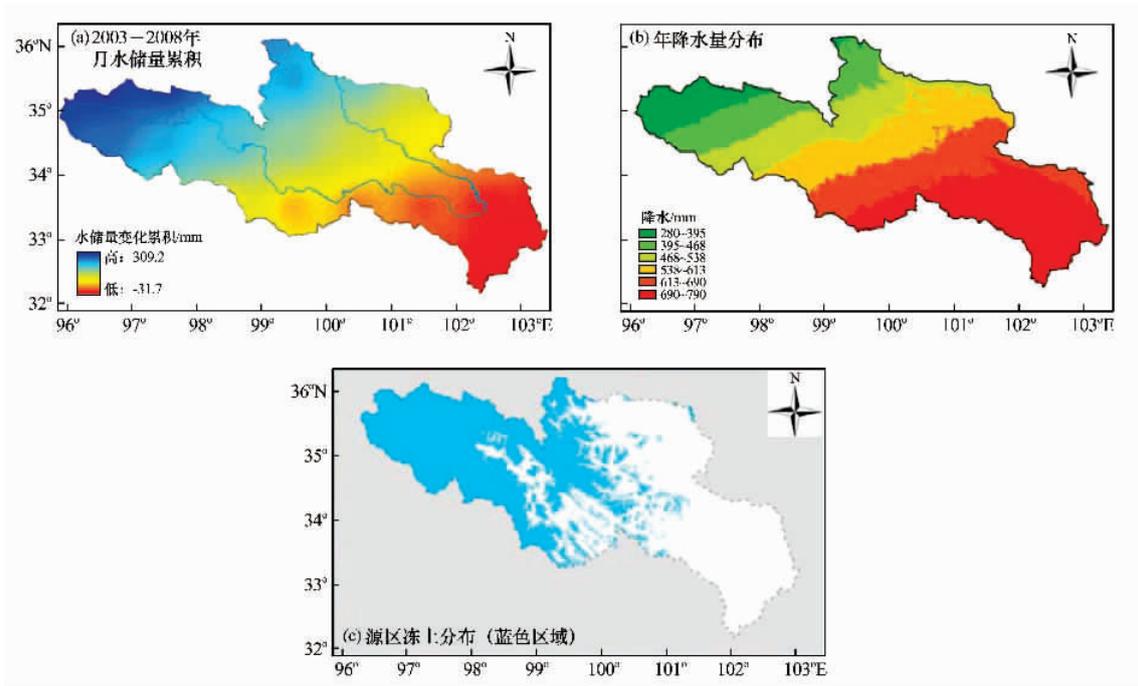


图 2 黄河源区 2003—2008 年月水储量变化累积(a)、年降水(b)和多年冻土(c)空间分布

Fig. 2 Spatial distributions of cumulative water storage change, annual precipitation and permafrost, in the source regions of the Yellow River during 2003—2008

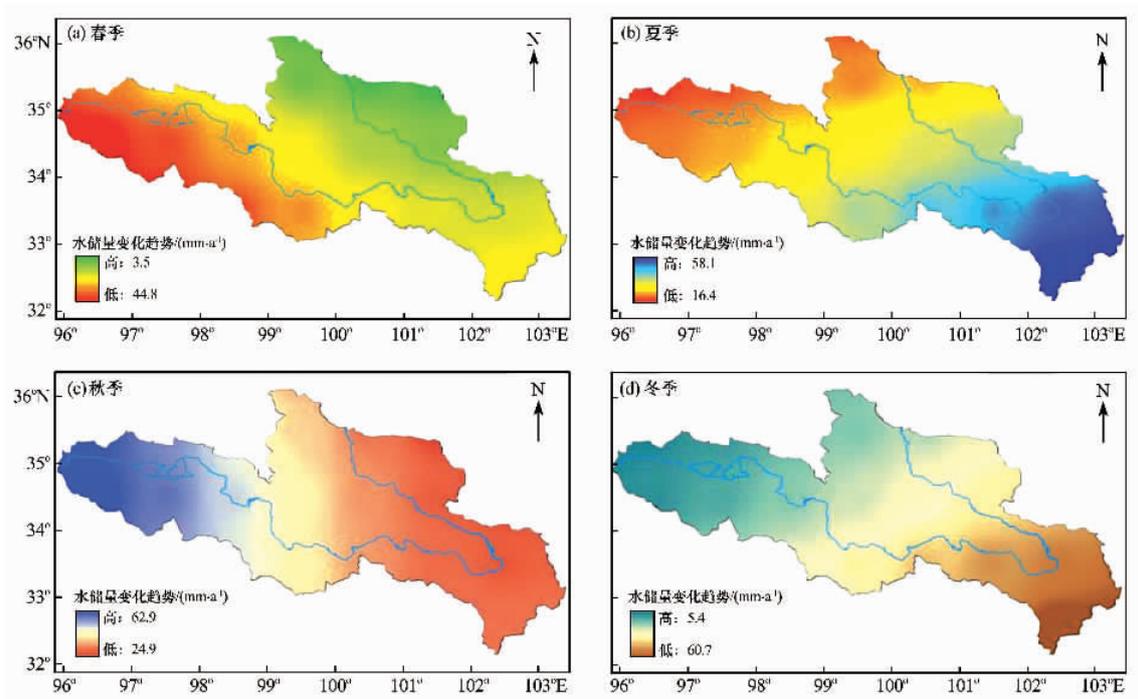


图 3 黄河源区 2003—2008 年月水储量变化趋势年内空间分布

Fig. 3 The seasonal spatial distributions of water storage changing trend in the source regions of the Yellow River during 2003—2008

最低月为 12 月, 只有 2.2 mm 左右, 约占全年的 0.4%.

黄河源区多年月平均水储量变化为 -15.9 mm, 11 月到次年 5 月份, 黄河源区水储量变化均为亏损状态, 亏损水量约为 -18.4~ -6.1

mm, 6—10 月为盈余状态, 最大值出现在 9 月, 为 32.4 mm. 水储量从 6 月开始由亏损转为盈余, 这是由于该地区 5 月进入雨季所致.

3.4 实际蒸发季节变化

由 GRACE 数据计算的实际蒸发量, 图 6 结果

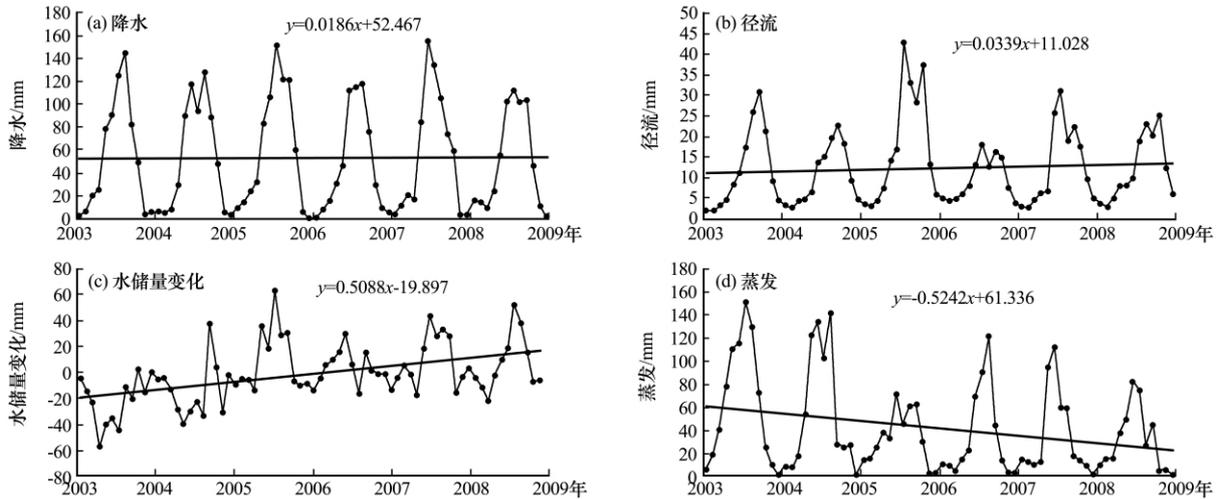


图 4 黄河源区 2003—2008 年月降水(a)、径流(b)、水储量(c)和蒸发(d)变化

Fig. 4 The variations of monthly precipitation (a), runoff (b), water storage (c) and evaporation (d) in the source regions of the Yellow River during 2003—2008

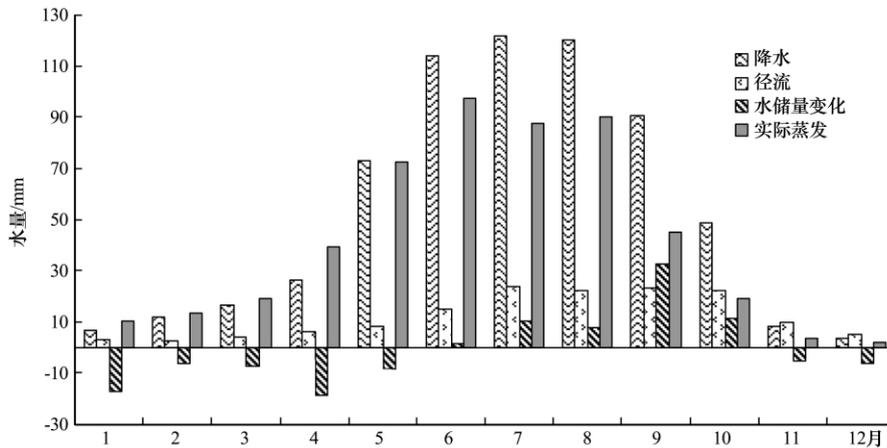


图 5 黄河源区水量平衡因子年内分布

Fig. 5 The monthly variations of precipitation, runoff, water storage and evaporation in the source regions of the Yellow River during 2003—2008

表 2 径流深最大月份

Table 2 The maximum monthly runoff depths, 2003—2008

年份	最大径流深/mm	降水/mm	出现月份
2003	30.8	82.5	9月
2004	22.7	88.5	9月
2005	42.8	150.8	7月
2006	17.9	114.8	7月
2007	31.0	133.7	7月
2008	42.8	112.3	7月

表明：春季、夏季、秋季唐乃亥以上流域实际蒸发量呈下降趋势，冬季为该流域的封冻期，蒸发量略有增加，但是变化不大。春夏季下降最为明显，干湿季节分明。其中，春季(3—5月)为 130.9 mm，约占全年的 25.8%；夏季(6—8月)为 275.2 mm，

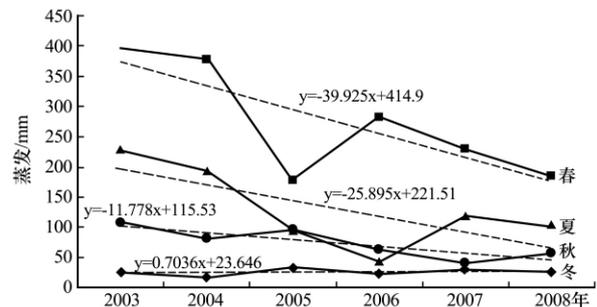


图 6 黄河源区 2003—2008 年蒸发的季节变化

Fig. 6 Variations of seasonal evaporations in the source regions of the Yellow River in 2003—2008

约占全年的 54.3%；秋季(9—11月)为 74.3 mm，约占全年的 14.7%；冬季(12月至翌年2月)为 26.1 mm，约占全年的 5.2%。源区实际蒸发量夏

季最大, 冬季最小, 春秋居中, 而春季高于秋季. 春夏两季占全年总蒸发量的 80.1%.

4 蒸发结果对比验证

用黄河源区气象站 20 cm 蒸发皿观测的蒸发量空间插值(部分年份数据缺失), 得到 2002 年 4 月至 2007 年蒸发量变化(图 7). 分析了蒸发皿观测值与式(5)水量平衡方程计算的蒸发量之间的相关性(图 8a), 二者相关性为 0.724(显著性水平 $p < 0.01$), 其与 SiB2 模型模拟的蒸发量相关性为 0.769(显著性水平 $p < 0.01$)(图 8b). 利用 SiB2 模型对源区 7 个气象站点的蒸发进行模拟^[22], 得到 7 个站点的蒸发平均值(图 7), 结果与水量平衡法计算的蒸发具有一致性, 只是在 2005 年差异较大. 从黄河源区蒸发皿观测结果、SiB2 模型以及水量平衡方程计算结果来看, 蒸发量变化趋势基本一致.

从三种方法计算的蒸发量来看, 通过气象学方法得到的蒸发更接近与水量平衡得到的结果, 但二者还是有一定的差别: 蒸发皿观测蒸发量最大, 其次为 SiB2 模型模拟蒸发量, 水量平衡方程计算蒸发量最小. 蒸发器皿由于本身及周围空气的动力和热力条件与流域地表有所不同, 测得的蒸发量并不能代表自然界真实的蒸发量, 有时偏差非常大. 随

着计算蒸散发量的增加器皿蒸发量再不变化, 显示了器皿观测对估算蒸散发的局限性. 已有的研究表明^[6, 27-29], 蒸发皿观测得到的蒸发量(ET_{pan})要大于实际蒸发量, 二者之间的折算系数 K 通常在 0.4~0.6 之间, 即使通过蒸发皿折算系数的校正也不能很好反映蒸发量的动态变化, 因为蒸发皿折算系数受多种因素影响而且随季节变化. SiB2 模型计算的是单点的蒸发值, 并不能代表整个流域面上的实际蒸发量.

5 结论

上述分析结果表明, 考虑流域水储量变化的水量平衡方程解算出的黄河源区实际蒸发量与蒸发皿观测值及 SiB2 模拟值变化趋势具有显著相关性, 相关性分别达到 0.724 和 0.769, ($p < 0.01$), 其多年平均蒸发量为 506.4 mm. 2003—2008 年源区实际蒸发呈下降趋势, 春季、夏季、秋季源区实际蒸发量均呈下降趋势, 冬季变化不大, 春秋季节下降最为明显, 蒸发集中 5—9 月份, 占全年的 77.6% 左右. 此外, 2003—2008 年源区降水基本保持不变, 蒸发呈减少趋势, 径流略有增加, 径流峰值期提前, 黄河源区水储量增加速率为 $0.5 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$, 相当于 $82.6 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 增加

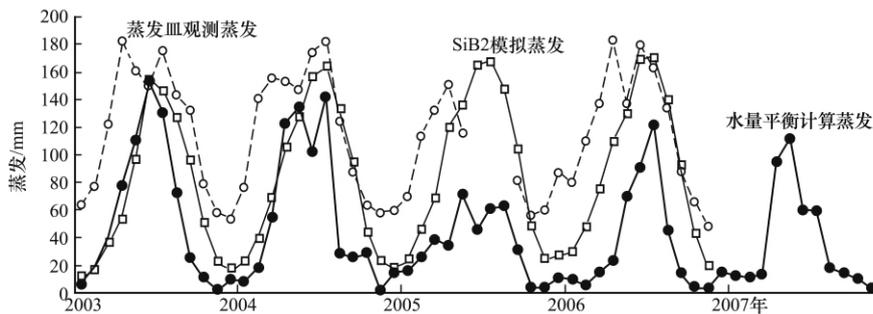


图 7 黄河源区 2003—2007 年逐月蒸发变化

Fig. 7 The monthly evaporation in the source regions of the Yellow River during 2003—2006, calculated, observed and simulated

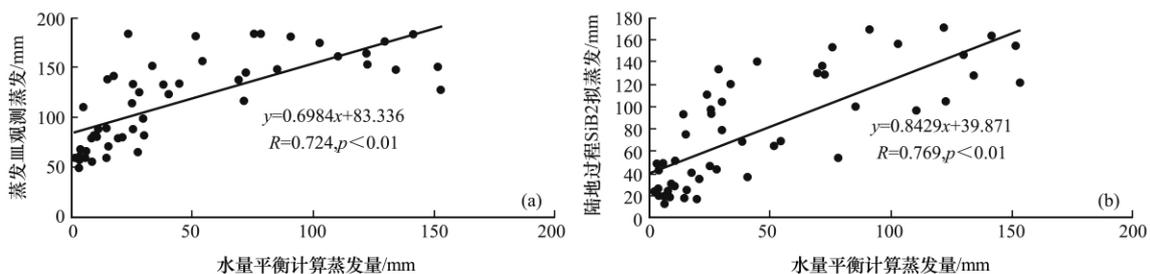


图 8 黄河源区蒸发皿观测(a)及互补理论模型模拟(b)蒸发和水量平衡方程计算逐月蒸发量相关性

Fig. 8 Relationships between calculated evaporation and observed (a) and between calculated evaporation and SiB2 simulated evaporation (b) in the source regions of the Yellow River during 2003—2008

水量约 $496.6 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

6 讨论

黄河源区分布着大面积冻土, 冻土在本流域水循环中扮演着重要的角色。冻土活动层的变化, 一方面影响着土壤湿度和地下水的变化; 另一方面还影响着地表水的循环, 本文利用 GRACE 卫星反演水储量变化, 进行黄河源区流域水量平衡研究, 2003—2008 年黄河源区降水平均增加速率为 $0.019 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$, 水储量增加速率为 $0.51 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$, 而蒸发的下降速率为 $0.52 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$, 径流的增加速率为 $0.034 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$ 。从研究结果来看, 本区水储量增加明显, 一个原因可能是降水增加所致; 另外一个重要原因是由于气候转暖导致该流域多年冻土退化, 随着冻土层的隔水作用减小^[30], 活动层加大和加厚, 使地下水库库容增大, 源区内有更多的地表水入渗变成地下水, 造成流域地下水水库的水储量增加。通常情况下, 降水变化可能是导致流域储量变化的主要因素。但是, 在降水量变化不大的情况下, 蒸发的下降和水储量的增加明显, 可能共同导致地表径流增加。

流域实际蒸发是本文研究的重点, 它是水文循环的关键因子。蒸发皿观测代表的水面饱和和蒸发往往给我们提供的是蒸发力的一个线索, 并不能代表下垫面复杂的流域实际蒸发。模型法通常情况是基于单点的台站资料, 在考虑流域尺度的整体蒸发时具有一定的局限性^[31-32]。而水量平衡法是从水文学角度出发, 将流域看作是封闭的整体, 从水循环因子的进口考虑到出口, 为我们计算整个流域的整体蒸发量提供了线索。本文利用遥感手段进行水量平衡关键因子水储量变化的研究, 分析了黄河源区水量平衡各因子的变化。三种蒸发代表的含义不同, 但是都为蒸发研究提供了方向, 具有相互参考的意义。同时, 利用水量平衡法解算流域逐月实际蒸发量, 其中流域水储量变化是一个关键变量, 它的精度直接影响蒸发的计算结果; 另一方面, 目前缺乏对陆地水储量变化的真实而独立的观测资料, GRACE 卫星数据将成为一种监测陆地水储量变化独特而高效的技术手段, 结合利用水量平衡方法解决流域实际蒸散具有一定可信度, 为理解流域水循环提供新的思路。

参考文献 (References):

[1] Milly P C D, Shmakin A B. Global modeling of land water and

energy balances. Part I: The Land Dynamics (LaD) model [J]. *J. Hydrometeorology*, 2002, **3**: 283—299.

- [2] Döll P, Kaspar F, Lehner B. A global hydrological model for driving water availability indicators; model tuning and validation[J]. *J. Hydrol.*, 2003, **270**: 105—134.
- [3] Wang Yanjun, Jiang Tong, Xu Chongyu, *et al.* Trends of evapotranspiration in the Yangtze River Basin in 1961—2000 [J]. *Advances in climate change research*, 2005, **1**(3): 99—105. [王艳君, 姜彤, 许崇育, 等. 长江流域 1961—2000 年蒸发量变化趋势研究[J]. *气候变化研究进展*, 2005, **1**(3): 99—105.]
- [4] Zhang Yinsheng, Yao Tandong, Pu Jianchen, *et al.* The feature of hydrological processes in the Dongkemadi River Basin, Tanggula Pass, Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1997, **19**(3): 214—222. [张寅生, 姚檀栋, 蒲健辰, 等. 青藏高原唐古拉冬克玛底流域水文过程特征分析[J]. *冰川冻土*, 1997, **19**(3): 214—222.]
- [5] Wang Yanjun, Jiang Tong, Liu Bo. Trends of estimated and simulated actual evaporation in the Yangtze River Basin [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2010, **65**(9): 1079—1088. [王艳君, 姜彤, 刘波. 长江流域实际蒸发量的变化趋势[J]. *地理学报*, 2010, **65**(9): 1079—1088.]
- [6] Wang Yanjun, Jiang Tong, Xu Chongyu. Spatial-temporal change of 20 cm pan evaporation over the Yangtze River basin [J]. *Advances in Water Science*, 2006, **17**(6): 830—833. [王艳君, 姜彤, 许崇育. 长江流域 20 cm 蒸发皿蒸发量的时空变化[J]. *水科学进展*, 2006, **17**(6): 830—833.]
- [7] Wu Xianing, Hu Tiesong, Wang Xiugui, *et al.* Review of estimating and measuring regional evaporation [J]. *Transactions of the CSAE*, 2006, **22**(10): 257—262. [武夏宁, 胡铁松, 王修贵. 区域蒸散发估算测定方法综述[J]. *农业工程学报*, 2006, **22**(10): 257—262.]
- [8] Ohmura A, Wild M. Is the hydrological cycle accelerating? [J]. *Science*, 2002, **298**: 1345—1346.
- [9] Rodell M, Houser P R, Jambor U, *et al.* The global land data assimilation system [J]. *Bull Am Meteorol Soc*, 2004, **85**(3): 381—394.
- [10] Zhong M, Duan J B, Xu H Z, *et al.* Trend of China land water storage redistribution at medi-and large-spatial scales in recent five years by satellite gravity observations [J]. *Chinese Sci Bull*, 2009, **54**(5): 816—821. [钟敏, 段建宾, 许厚泽, 等. 利用卫星重力观测研究近 5 年中国陆地水量中长时间尺度的变化趋势[J]. *科学通报*, 2009, **54**(9): 1290—1294.]
- [11] Wahr J, Swenson S. Time variability of the Earth gravity field; hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE [J]. *J Geophys Res*, 1998, **103**(12): 30205—30229.
- [12] Wahr J, Swenson S, Zlotnicki V, *et al.* Time-variable gravity from GRACE: First results [J]. *Geophys Res Lett*, 2004, **31**, doi: 10.1029/2004GL019779.
- [13] Tapley B D, Bettadpur S, Ries J C, *et al.* GRACE measurements of mass variability in the Earth system [J]. *Science*, 2004, **305**: 503—505.
- [14] Cazenave R A, Brunau O. Global time variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry [J]. *Geophys J Int*, 2004, **158**: 813—826.
- [15] Velicogna I, Wahr J. Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica [J]. *Science*, 2006, **311**: 1745—

- 1756.
- [16] Hu Xiaogong, Chen Jianli, Zhou Yonghong, *et al.* GRACE space gravity measurements to monitor the use of the Yangtze River seasonal changes in water storage [J]. *Science in China (Ser. D)*, 2006, **36**(3): 225–232. [胡小工, 陈剑利, 周永宏, 等. 利用 GRACE 空间重力测量监测长江流域水储量的季节性变化[J]. *中国科学(D辑)*, 2006, **36**(3): 225–232.]
- [17] Yang Yuande, E Dongchen, Chao Dingbo, *et al.* Seasonal and inter-annual change in land water storage from GRACE[J]. *Chinese J Geophys*, 2009, **52**(12): 2987–2992. [杨元德, 鄂栋臣, 晁定波, 等. GRACE 估算陆地水储量季节和年际变化[J]. *地球物理学报*, 2009, **52**(12): 2987–2992.]
- [18] Ye Baisheng, Yang Daqing, Ding Yongjian, *et al.* A bias-corrected precipitation climatology for China[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2007, **62**(1): 3–13. [叶柏生, 杨大庆, 丁永建, 等. 中国降水观测误差分析及其修正[J]. *地理学报*, 2007, **62**(1): 3–13.]
- [19] Ding Yongjian, Yang Daqing, Ye Baisheng, *et al.* Effects of bias correction on precipitation trend over China[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2007, **112** (D13), doi: 10.1029/2006JD007938.
- [20] Xu Min, Wang Yan, Zhou Zhaoye, *et al.* Discussion of methods on spatial interpolation for monthly temperature data in Yangtze River basin[J]. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 2012, **21**(3): 327–334. [许民, 王雁, 周兆叶, 等. 长江流域逐月气温空间插值方法探讨[J]. *长江流域资源与环境*, 2012, **21**(3): 327–334.]
- [21] Zhai Ning, Wang Zemin, E Dongchen. Investigation on Antarctic mass balance with GRACE [J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2009, **21**(1): 43–47. [翟宁, 王泽民, 鄂栋臣. 基于 GRACE 反演南极物质平衡的研究[J]. *极地研究*, 2009, **21**(1): 43–47.]
- [22] Rodell M, Houser P R, Jambor U, *et al.* The global land data assimilation system [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2004, **85**(3): 381–394.
- [23] Yang Kun, Ye Baisheng, Zhou Degang, *et al.* Response of hydrological cycle to recent climate changes in the Tibetan Plateau[J]. *Climatic Change*, 2011, **109**(3–4): 517–534.
- [24] Kinfu Habte Haile. Estimation of Terrestrial Water Storage in the Upper Reach of Yellow River [D]. Master Thesis, Enschede, Nederland: The Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation University of Twent, 2011.
- [25] Niu L, Ye B S, Li J, *et al.* Effect of permafrost degradation on hydrological processes in typical basins with varying permafrost coverage in Western China[J]. *Sci China Earth Sci*, 2011, **54**(4): 615–624.
- [26] Qiu Xinfu, Liu Changming, Zeng Yan. Changes of pan evaporation in the recent 40 years over the Yellow River Basin [J]. *Journal of Natural Resource*, 2003, **18**: 437–442. [邱新法, 刘昌明, 曾燕. 黄河流域近 40 年蒸发皿蒸发量的气候变化特征[J]. *自然资源学报*, 2003, **18**: 437–442.]
- [27] Bouchet R J. *Evapotranspiration reelet potentielle, Signification climatique*[C]//Association Science Hydrology Process. Berkeley California Symposia Publication, 1963, **62**: 134–142.
- [28] Shi Chengxi(Shih Chenghsi), Niu Keyuon, Chen Tianzhu, *et al.* The study of pan coefficients of evaporation pans of water [J]. *Sci Geo Sin*, 1986, **6**(4): 305–313. [施成熙, 牛克源, 陈天珠, 等. 水面蒸发器折算系数研究[J]. *地理科学* 1986, **6**(4): 305–313.]
- [29] Yang Zhengniang, Woo M K, Liu Xinren, *et al.* Alpine permafrost zone water balance and runoff characteristics[J]. *Science in China (Ser. D)*, 1996, **26**(6): 567–573. [杨针娘, 胡鸣高, 刘新仁, 等. 高山冻土区水量平衡及地表径流特征[J]. *中国科学(D辑)*, 1996, **26**(6): 567–573.]
- [30] Zhao Lin, Wu Qingbai, Marchenko S S, *et al.* Thermal state of permafrost and active layer in Central Asia during the International Polar Year[J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2010, **21**: 198–207.
- [31] Peng Wen, Gao Yanhong. A simulation of the energy and water cycles in seasonal freezing-thawing process on the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, **33** (2): 364–373. [彭雯, 高艳红. 青藏高原冻融过程中能量和水分循环的模拟研究[J]. *冰川冻土*, 2011, **33**(2): 364–373.]
- [32] Gao Hongkai, He Xiaobo, Ye Baisheng, *et al.* The simulation of HBV hydrology model in the Dongkemadi River Basin, headwear of the Yangtze River[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, **33**(1): 171–181. [高红凯, 何晓波, 叶柏生, 等. 1955–2008 年冬克玛底河流域冰川径流模拟研究[J]. *冰川冻土*, 2011, **33**(1): 171–181.]

Estimation of the Real Evaporation in the Source Regions of the Yellow River Using GRACE Satellite Data

XU Min^{1, 2}, YE Bai-sheng^{1, 2}, ZHAO Qiu-dong²

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Science, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China; 2. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China)

Abstract: The water storage change data from 2003 to 2008 in the source regions of the Yellow River is retrieved from GRACE satellite data. Furthermore, the monthly real evaporation in the source regions is estimated according to water balance equation by using runoff and precipitation data. It is found that they are consistent better and correlative with not only the observation with evaporation pan (20 cm), but also with the simulated result of SiB2 model. The annual average evaporation in Tangnag basin is nearly 506.4 mm, of which 130.9 mm in spring (Mar., Apr. and May), 275.2 mm in summer (June, July and Aug.), 74.3 mm in autumn (Sep., Oct. and Nov.) and 26.1 mm in

winter (Dec., Jan. and Feb.). From 2003 to 2008, precipitation had increased slightly and real evaporation had decreased obviously; precipitation had increased with a rate of $0.019 \text{ mm} \cdot \text{month}^{-1}$, water storage had changed with a rate of 0.51 mm/month , while evaporation had decreased with a rate of 0.52 mm/month . During the study period, the water storage in the source regions of the Yellow River had increased about $496.6 \times 10^4 \text{ m}^3$, equivalent to $82.6 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$. Precipitation had changed not so much. However, decline of evaporation and degradation of permafrost had led storage capacity increasing significantly and then surface runoff increasing.

Key words: source regions of the Yellow River; GRACE; water storage change; water balance equation; real evaporation