

基于GRACE卫星和GLDAS系统的地下水 水位估算模型

——以和田地区克里雅河流域为例

孙 倩,阿丽亚·拜都热拉

(新疆农业大学林学与园艺学院, 乌鲁木齐 830052)

摘 要:地球重力场的变化是导致陆地水储量变化的重要因素之一,利用GRACE(Gravity Recovery and Climate Experiment)重力场恢复与气候实验重力卫星数据,结合GLDAS(Global Land Data Assimilation Systems)全球陆面数据同化系统和实测地下水位数据,反演和田地区克里雅河流域11年间四季和田地区的陆地水储量动态变化,模拟计算地下水等效水高变化趋势,构建了地下水水位估算模型。研究表明:和田地区春、夏两季的陆地水储量呈现出增加趋势,而秋、冬两季出现亏损状态;GRACE地球重力卫星所反演的陆地水储量比GLDAS同化系统所模拟的水资源变化更为剧烈,但2类数据的动态变化拟合度很高;GLDAS水资源等效水高二阶微分、GLDAS水资源变化倒数一阶微分、GRACE陆地水储量变化倒数变化、地下水储量变化一阶微分的敏感程度最高,构建的多元逐步回归模型明显优于线性函数,且水位深度越浅,该估算模型的适用性越高。

关键词:重力场恢复与气候试验重力卫星(GRACE);全球陆面数据同化系统(GLDAS);水资源;和田地区;克里雅河流域

1 引言

水资源变化与国民经济和社会发展紧密相关,在干旱半干旱地区,水资源也已成为重要的战略资源,是备受关注的问题之一(廖梦思等, 2016)。美国国家航空航天中心和德国航天中心联合发射的重力场恢复与气候试验重力卫星(GRACE, Gravity Recovery and Climate Experiment)为直接观测陆地水储量提供了可能,从宏观全球尺度到区域尺度,再到流域尺度可利用GRACE地球重力卫星实现对水资源的监测(Wahr, 2007; Ye et al, 2010; Mohamed A et al, 2011)。全球陆面数据同化系统(GLDAS, Global Land Data Assimilation Systems)是由美国国家宇航局下属的哥达空间飞行中心提供,能够通过模型模拟与数据同化结合,生成土壤含水量、地表

温度等全球地表状态变量以及蒸发量、感热通量等通量数据,是全球变化与水循环研究的重要数据源之一,其月数据在干旱区也具有较好的适用性(王婉昭等, 2013; 王文等, 2014)。

自2002年GRACE卫星发射至今,国内外很多学者从不同的角度将GRACE卫星数据与GLDAS同化数据相结合进行研究。在二者的精度验证方面, Werth等(2009)利用GLDAS模拟的水资源信息来改进GRACE陆地水储量估算精度的方法;许民等(2013)综合利用GRACE和GLDAS数据对长江流域陆地水储量变化的趋势进行了对比分析,证明两者起到了相互验证的作用;在水资源监测方面, Rodell等(2004)更是将GRACE和GLDAS结合计算出流域范围内地下水储量变化;Lorenz等(2015)则更深入地将辅以Ensemble Kalman滤波算法来协同

收稿日期:2017-06-06;修订日期:2017-12-20。

基金项目:国家自然科学基金项目(31600572) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.31600572]。

作者简介:孙倩(1986-),女,山东平度人,博士生,主要从事干旱区资源与环境的RS和GIS应用研究, E-mail: sq061@163.com。

引用格式:孙倩,阿丽亚·拜都热拉. 2018. 基于GRACE卫星和GLDAS系统的地下水水位估算模型:以和田地区克里雅河流域为例[J]. 地理科学进展, 37(7): 912-922. [Sun Q, Baidourel A. 2018. Mathematical fitting of influencing factors and measured groundwater level: Take Keriya River Basin in Hetian area as an example[J]. Progress in Geography, 37(7): 912-922.]. DOI: 10.18306/dlkxjz.2018.07.005

GRACE、GLDAS 数据,在盆地范围实现了径流量的估算;Moiiwo 等(2011)将经验气候模式 ECM 融入 GLDAS 与 GRACE 的水资源研究中,探索了气候变化对喜马拉雅山冰雪水文的驱动影响。针对撒哈拉沙漠地质和含水层之间的关系, Goncaivas 等(2013)利用了 GRACE、GLDAS 和撒哈拉含水层系统结合,从地球物理的角度来剖析了半干系统的水资源补给变化;苏晓莉等(2012)则将 GRACE、GLDAS 和 CPC 水文模型结合起来实现地区地下水的变化趋势分析。

本文利用重力卫星技术(GRACE)和全球陆面数据同化系统(GLDAS),辅以 TRMM 卫星、归一化植被指数 NDVI 等多源遥感数据、野外实测、气象监测和统计数据,实现和田地区陆地水储量的时空变化反演,地表水、土壤水和地下水的动态分异规律和模拟,并且利用示范区实测地下水水位数据进行地下水水位估算模型构建和修正,以期为实现地下水水位的定量遥感监测提供崭新的研究思路。

2 研究区域与数据来源

2.1 研究区域

和田地区位于新疆维吾尔自治区南隅,地理位置为 $77^{\circ}31'E\sim 84^{\circ}53'E$, $34^{\circ}22'N\sim 39^{\circ}38'N$ 。东邻巴音郭楞蒙古自治州,西部与喀什地区相接,南抵西藏自治区与昆仑山交界,北部深入塔克拉玛干沙漠腹地,辖区内包括 1 个县级市,7 个县,分别为和田市、和田县、墨玉县、皮山县、洛浦县、策勒县、于田县和民丰县。春季多沙暴、浮尘天气,夏季炎热干燥,年均降水量仅 35 mm,但年蒸发量却高达 2480 mm。从东到西依次分布有安迪尔河、尼雅河、克里雅河、策勒河、玉龙喀什河、喀拉喀什河、皮山河等,其中玉龙喀什河、喀拉喀什河汇合成和田河,向北流入塔里木河。和田地区地表水年径流量为 73.45 亿 m^3 ,地下水可采量为 32.46 亿 m^3 。

作为新疆典型的干旱地区,和田地区绿洲内可耗水量主要依靠山区的冰雪融水,受气候变化、季节更替等因素的影响显著,降水量稀少,径流形成困难(喻钰等, 2009)。水资源不足成为和田地区经济发展的制约因素。而地下水是和田绿洲的重要水资源,地下水埋深的变化对绿洲的灌溉农业和生态系统都至关重要(刘敏等, 2009),因此定量地研究和田绿洲地区地下水的水位埋深变化的影响因素,

并且基于诸多影响因素构建地下水水位的预测模型显得尤为重要。

示范区克里雅河流域(图 1)地处和田地区于田县境内,流域处于内陆腹地,远离海洋,为和田地区典型干旱区荒漠—绿洲交错区相对封闭的水系,而处于该流域下游的达里雅博依绿洲则是唯一深入塔克拉玛干沙漠腹地的天然绿色长廊,具有重要的荒漠生态科研价值(周兴佳等, 1995; 凌红波等, 2002)。年均气温 $11.6^{\circ}C$,年均降水量 47.3 mm,年均蒸发量 2432.3 mm,蒸降比为 51.2:1,年日照总时数 2769.5 h,日照率为 62%(陶兰花等, 2014)。克里雅河流域平原地区地下水水位动态受地表引灌水入渗补给的影响显著,地下水储量为 3186.84 亿 m^3 ,地下水综合补给量为 6.7294 亿 m^3 ,其中天然补给量为 0.27887 亿 m^3 ,山前砾石带以下绿洲平原区的地下水可开采量为 5.07 亿 m^3 (程仲雷, 2012; 丁俊祥等, 2015)。

2.2 数据来源

(1) GRACE 卫星数据:全称为“重力场恢复与气候实验重力卫星”,采用 CSR (the University of Texas at Austin Center for Space Research) 提供的 RL05 数据,时间跨度为 2003 年 3 月—2014 年 2 月,经高斯平滑和滤波处理后,用于反演和田地区陆地水储量的动态变化,其空间分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$,时间分辨率为 1 个月;

(2) GLDAS 同化系统数据:全称为全球陆面数据同化系统,该系统共调用了 CLM、NOAH 和 Mo-saic 3 个陆面过程模式以及 VIC 水文模型,时间跨度为 2003 年 3 月—2014 年 2 月,空间分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$,时间分辨率为 1 个月;

(3) 地下水水位数据:将 HOBO-U20 系列水位

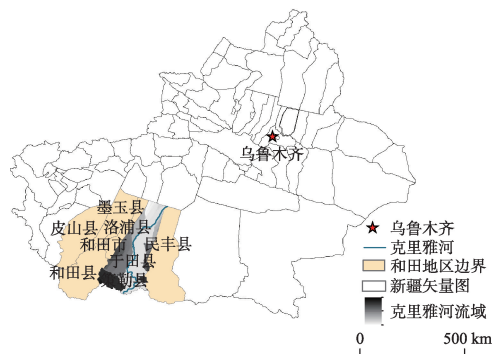


图1 克里雅河流域地理位置示意图

Fig.1 Location map of the Kriya River Basin

计仪器24台安装到所选取的和田地区的示范区,即克里雅河流域,用HOBOWare Pro软件收集所测的地下水水位数据;

(4) 数字高程模型DEM(Digital Elevation Model)图:由美国国家航空航天局(NASA)提供,空间分辨率为30 m;

(5) 和田地区数字化地图:投影方式为Lambert圆锥投影,地理坐标系统为WGS-1984;

(6) 主要河流分布图,投影方式和地理坐标系统同上。

研究区与HOBOW水位仪在示范区的分布情况如图2所示。

3 方法与模型

3.1 陆地水储量的反演

GRACE地球重力卫星数据反演陆地水储量的原理是通过先计算出地球表面的密度变化,再将密度变化依据如下公式转化为等效水高的变化,以此来反演陆地水储量的分布情况:

$$HWT(\theta, \varphi) = \frac{2a\rho_{\text{ave}}\pi}{3\rho_{\text{water}}} \sum_{l=0}^N \sum_{m=0}^l \frac{2l+1}{1+k_l} W_l P_{lm} \cos \theta [\Delta C_{lm} \cos(m\varphi) + \Delta S_{lm} \sin(m\varphi)] \quad (1)$$

式中: $HWT(\theta, \varphi)$ 为陆地水储量的等效水高; l, m 为阶数; k 为勒夫数; W_l 为权函数,可由以下递推公式获得: $W_0 = \frac{1}{2\pi}$, $W_1 = \frac{1}{2\pi} \left[\frac{1+e^{-2b}}{1-e^{-2b}} - \frac{1}{b} \right]$, $W_{l+1} = -\frac{2l+1}{b} W_l + W_{l-1}$, $b = \frac{\ln(2)}{1 - \cos(r/a)}$; a 为地球的平均半径; r 是高斯平均半径; ρ_{water} 为水的密度; ρ_{ave} 表示地球的平均密度(取值为 5517 kg/m^3);

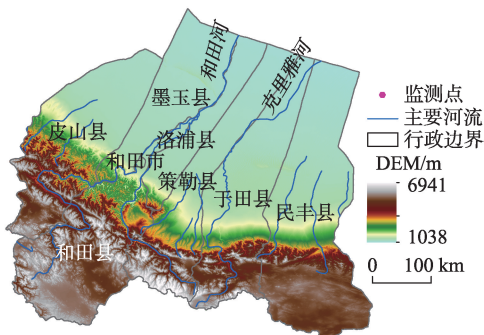


图2 研究区DEM与监测点分布图

Fig.2 Digital elevation model(DEM) and monitoring points in the study area

$\Delta\rho(r, \theta, \lambda)$ 表示物质的体密度变化; θ 与 φ 分别是地心的余纬和地心经度; P_{lm} 是规格化缔合勒让德函数; k_l 为勒夫数; ΔC_{lm} 与 ΔS_{lm} 表示地球重力场球谐系数相对其均值的变化量(翟宁等, 2009)。

3.2 GLDAS 模拟的参数

在美国国家海洋与大气局和美国国家宇航局的大力支持下, GLDAS 同化数据模式中的 VIC 模型得到了快速发展, 它是一种半分布式的宏观水文模型。本文利用 GLDAS 的 VIC 模型, 模拟深度为 0~200 cm 土壤的含水量, 以及冠层水和地表水等属性。模拟出的属性及其单位如表 1 所示。

3.3 趋势分析和克里格插值

线性趋势分析法能表征属性的变化趋势, 其计算公式如下:

$$\text{slope} = \left(n \sum_{i=1}^n i X_i - \sum_{i=1}^n i \sum_{i=1}^n X_i \right) / \left(n \sum_{i=1}^n i^2 - \left(\sum_{i=1}^n i \right)^2 \right) \quad (2)$$

式中: Slope 为斜率; n 是时段月份的数目; i 代表第几个月; X_i 代表属性的平均值。

克里格插值计算主要是依赖已知的实测数据来估算空间范围内未知点的数据, 假设 x 是所研究区域内任意一点, $Z(x)$ 是该点的测量值, 在研究区内共有 n 个实测的点数据, 即 x_1, x_2, \dots, x_n , 其估算值 $Z_v^*(x)$ 则是通过该待估点影响范围内的 n 个有效样本值 $Z_v(x_i)$ ($i = 1, 2, 3, \dots, n$) 的线性组合来表示:

$$Z_v^*(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (3)$$

式中: λ_i 为权重系数, 是各已知样本在估算时的影响系数; 而估算值 $Z_v^*(x)$ 的优劣主要取决于克里金插值的计算方法和所选择的权重系数 λ_i (Lee et al, 2007; Tavarbeae et al, 2008; 姚荣江等, 2011)。

3.4 地下水变化的计算

GRACE 卫星反演的是陆地水储量变化, GLDAS 同化系统能模拟出冠层水、地表水和土壤水的总量, 由此推算地下水等效水高的公式如下:

$$W_{\text{GRACE}} = W_{\text{can}} + W_{\text{swe}} + W_{\text{qs}} + W_{\text{soil}} + W_{\text{ground}} \quad (4)$$

$$W_{\text{GLADS}} = W_{\text{can}} + W_{\text{swe}} + W_{\text{qs}} + W_{\text{soil}} \quad (5)$$

$$W_{\text{ground}} = W_{\text{GRACE}} - W_{\text{GLADS}} \quad (6)$$

式中: W_{GRACE} 表示 GRACE 卫星反演的陆地水储量变化, W_{GLADS} 表示 GLDAS 同化系统模拟的水资源变化的总量; W_{can} 表示冠层水变化; W_{swe} 表示雪水当量的变化; W_{qs} 表示地表水的变化; W_{soil} 表示土

表1 VIC 模拟的属性详情

Tab.1 Attribute details of variable infiltration capacity (VIC) simulation

序号	属性缩写	属性名称(英)	属性名称(中)	单位
1	canopint	total canopy water storage	总冠层含水量	kg/m ²
2	qs	surface runoff	地表径流	kg/m ² /s
3	swe	Snow water equivalent	雪水当量	kg/m ²
4	soilm1	0~10 cm average layer 1 soil moisture	0~10 cm 平均土壤水分	kg/m ²
5	soilm2	10~40 cm average layer 2 soil moisture	10~40 cm 平均土壤水分	kg/m ²
6	soilm3	40~100 cm average layer 3 soil moisture	40~100 cm 平均土壤水分	kg/m ²
7	soilm4	100~200 cm average layer 4 soil moisture	100~200 cm 平均土壤水分	kg/m ²

壤水的变化; W_{ground} 表示地下水的变化(冉全等, 2013; 尹文杰等, 2015)。

3.5 多元逐步回归分析

多元逐步回归分析模型的表达式如下所示:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \cdots + \beta_k X_k \quad (7)$$

式中: β_0 为回归常数; $\beta_1、\beta_2 \cdots \beta_k$ 为自变量 1、2 $\cdots k$ 的偏回归系数; k 为自变量的个数(王志强等, 2007)。

式(7)中的偏回归系数和回归常数的数值可以通过样本数据分析计算获得。

统计理论表明,用统计量可以检验自变量 x_i 是否可以引入方程。

$$F = \frac{V_i(x_1, x_2, \cdots, x_l)/1}{Q(x_1, x_2, \cdots, x_l, x_i)/(n-l-2)} \sim F(1, n-l-2) \quad (8)$$

式中: n 是样本容量; l 是已进入方程的自变量个数, $i = l+1, l+2, \cdots, m$; $V_i(x_1, x_2, \cdots, x_l)$ 为自变量 x_i 对因变量 y 的方差贡献,如果 $V_i(x_1, x_2, \cdots, x_l)$ 越大,则 x_i 对 y 的影响就越大, x_i 对回归方程就越显重要,应该引入。

4 结果分析与讨论

4.1 GRACE 卫星陆地水储量的动态变化

根据和田地区的气候环境变化情况,划分 3~5 月为春季,6~8 月为夏季,9~11 月为秋季,12 月~次年 2 月为冬季。由 GRACE 卫星所反演的陆地水储量,进一步使用式(1)和式(2)来计算多年陆地水储量的季节性变化趋势,采用克里格插值的方法,实现和田地区四季的陆地水储量的变化分异规律分析,其空间分布如图 3 所示。

从图 3 可看出和田地区陆地水储量处于动态变化中,春、夏季的陆地水储量变化尤为显著,且春夏

两季的水储量等效水高在 10 年间都保持着增加的趋势。在春季,皮山县和洛浦县南部等效水高增加值最大,高达 53.83 cm,在克里雅河流域、和田河流域虽有水储量增加的趋势但总体变化量不大。主要是由于温度逐步升高,受到气温因素的影响,西昆仑山脉北坡的冰川也逐步消融,冰川厚度略有所减小,融水汇入克里雅河和田河。经过春季水资源的循环积累,夏季研究区内水储量变化值的最大值仅为 29.95 cm,但呈现出水储量增加趋势的面积明显比春季更广,且由东北到西南陆地水储量的增加也逐步加剧,由于冰川的融水补充了径流量,克里雅河和田河水源均较为充沛。秋季蒸散发量远远大于降水量,加之不完善的水利设施,传统漫灌的落后灌溉方式,细砂质的河床蒸发渗漏严重,都会导致水资源大量流失。和田河流域产流较少,加上受人类活动干扰,也导致径流沿程急剧减少。人类活动频繁导致对地下水的利用和开发需求提高,随之陆地水储量总量有所下降,且减少值较大,其中皮山县和和田县水储量降低状况尤为显著,陆地水储量增加的最大值仅为 7.22 cm,但降低的最大值却高达 38.37 cm。冬季干燥少雨,研究区内由西向东,陆地水储量逐步增加,民丰县和于田县水储量的增加值达到冬季最大值。和田地区以农业经济为主,冬季农业作物稀少,植被覆盖指数较低,降水较少,水资源转化缓慢。

4.2 GRACE 与 GLDAS 结合的地下水储量变化

为从陆地水储量当中提取出地下水储量的信息,常依托 GLDAS 来进行计算(胡立堂等, 2016)。GLDAS 能模拟出冠层水、地表水、土壤水总量的绝对值(Rodell et al, 2007),而 GRACE 卫星所反演的是陆地水资源的变化值,为便于水资源变化的匹配和分析,需要计算出 GLDAS 模拟的水资源等效水

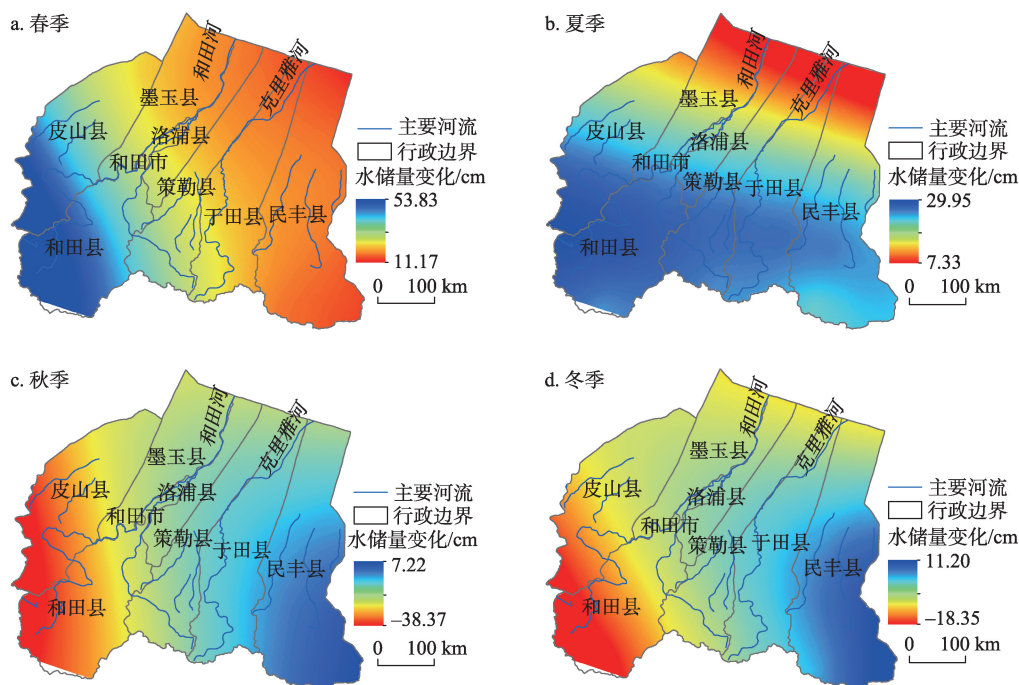


图3 和田地区陆地水储量变化克里格插值图

Fig.3 Kriging interpolation graph of terrestrial water reserve changes in the Hetian area

高的变化量,从而实现GLDAS与GRACE卫星的单位和意义的统一。但无论是卫星的反演还是同化系统的模拟,均无法避免少许异常值的存在,本文采用3点滑动平均的方法,以有效地消除季节内的随机波动。GLDAS和GRACE的数据对比如图4所示。

从图4可看出,GRACE卫星反演的陆地水储量变化值与GLDAS同化系统模拟的水资源变化值间的吻合程度较高,变化趋势的波动情况相似度较高。GRACE反演的陆地水储量的变化值明显大于

GLDAS模拟的水资源变化值,且逐月动态变化显著。但总体来看,在2003年3月-2007年3月的4年间,水资源变化趋于减弱,并且减弱的趋势非常显著;之后4年陆地水储量的总变化呈现逐步增加趋势,而GLDAS模拟的水资源变化值却表现出相反的变化状态(图5),说明在此期间,地下水的动态变化异常显著;自2010年4月-2014年2月又略呈现下降趋势,但斜率不大,降低程度较为微弱。

根据式(4)-(6)计算出和田地区的地下水等效水高变化,来判断地下水逐月的盈亏情况。

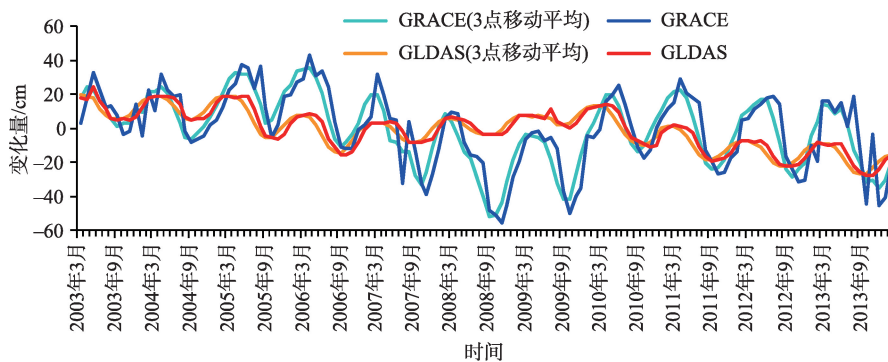


图4 GRACE与GLDAS三点移动平滑图

Fig.4 Three-point moving smoothing graph of gravity recovery and climate experiment (GRACE) and global land data assimilation systems (GLDAS) simulation results

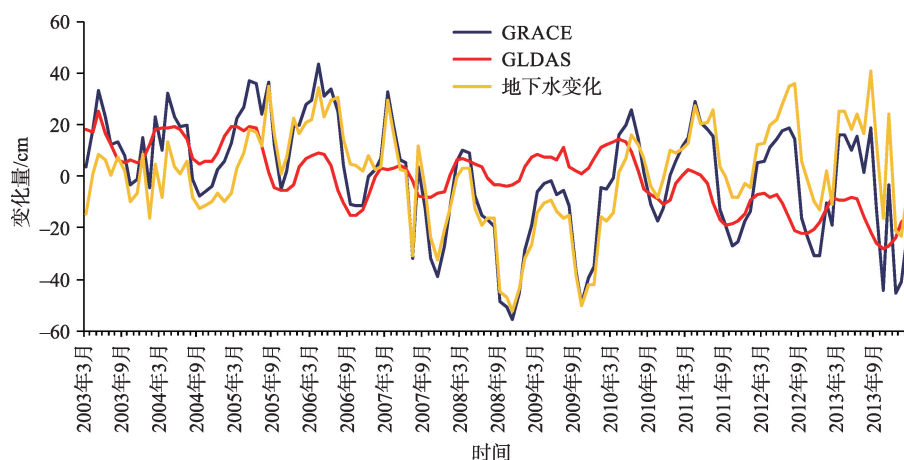


图5 GRACE、GLDAS和地下水储量的变化情况

Fig.5 The change of GRACE, GLDAS and groundwater storage

当GRACE卫星反演的陆地水储量和GLDAS模拟的水资源均呈现出盈余状态时,若GRACE陆地水储量波动相对更大,则地下水的变化为正值;反之,若GLDAS的水资源总量变化值相对更大,则地下水的变化为负值。当两者均呈现出亏损状态时,若GRACE陆地水储量波动更大,则地下水处于亏损状态;反之,若GLDAS的水资源变化值更大,则地下水呈现出盈余状态。

由式(2)-(6)计算出和田地区地下水等效水高的变化趋势值,其空间格局如图6所示:基于GRACE卫星所反演的陆地水储量变化,减去GLDAS同化系统模拟的水资源变化,计算出地下水等效水高的变化情况,由图6可知,和田地区地下水储量呈现出降低趋势的面积非常大,但降低的数据并不大,为满足生产生活对水资源的需求,人们不断开采地下水资源,降水量的空间分布的不均衡,城市化建设促使陆面渗水性能下降,这些原因都会导

致地下水水位略有下降。而在和田县、于田县和民丰县的北部,则呈现地下水储量具有显著增加趋势,夏季和秋季相对径流较为充沛,农业灌溉用水量较大,加上排水不及时,促使地下水的水位略有所升高,同时地下水水储量随之有所增加。

4.3 地下水水位估算模型

由于HOBO-U20地下水水位监测仪器的安装需要在土壤上进行钻孔或者打井,将该仪器浸泡在地下水中,仪器通过探测地下水的压强,再辅以HOBOWare Pro软件反计算地下水的水位,其最大误差仅为1 cm。该仪器安装耗资较大,且打井工作繁杂,无法在和田地区广泛应用。由于克里雅河流域为典型的荒漠—绿洲交错带,随着人口与经济的发展,水土资源开发利用的程度不断加剧,导致该流域成为生态系统退化与待修复的关键区域(丁俊祥等, 2015; 杜清等, 2015)。因而,本文选择和地区的克里雅河流域为示范区,将购置的24台水位计安装在示范区内。该示范区的地下水水位均在30 m内,对该仪器的适用性较好,从而能满足验证和研究的需求。

在模型构建中,选用2012年6月-2013年2月的数据进行模型的构建。该水位仪于2012年4月安置于克里雅河流域,经过仪器调试,从2012年5月1日开始,仪器数据趋于稳定。调整记录周期为1 d,为使得所有数据能与该项研究中的GRACE、GLDAS等数据的周期一致性,选择将2012年6月-2013年2月之间共计272天的数据,将所有监测的天数据平均为月数据,以方便对比分析和模型构建。

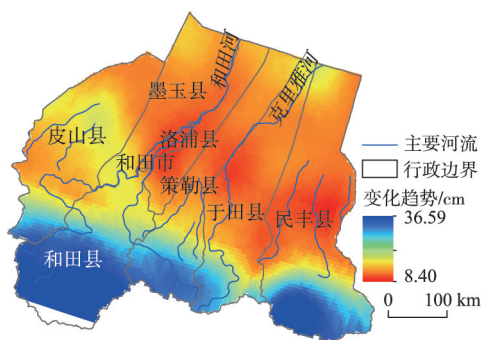


图6 地下水等效水高变化趋势图

Fig.6 The trend of groundwater equivalent water thickness

根据研究区物候情况,界定3-5月为春季。在春季冰川融水增多,地表径流逐渐充沛,地表—土壤—地下水资源的交换频繁,促使地下水水位变化频繁而剧烈,不宜于估算模型的构建。剔除春季的地下水水位数据,保持建模数据的季节性和绝对稳定性,完整地覆盖了新疆克里雅河流域的夏、秋、冬3个季节。

以上理由充分证明上述时段观测数据在当地具有良好的典型性和代表性。

剔除仪器故障、以及数据异常值后,采用时间跨度为9个月,180个地下水水位仪器的实测天数数据进行地下水估算模型的构建,利用3个月共计60个水位仪的实测数据进行模型的校验与修正。

对地下水水位动态的分析,需要从影响因素着手,而影响地下水动态变化因素很多,且这些因素自身也在不断地变化,由此导致地下水水位变化研究更加趋于复杂(王仕琴等,2008)。微分法、对数变换和倒数变换都是常用的数据增强的手段,可更便捷地发现地下水水位和各个驱动因子之间的关系,使地下水水位和影响因素之间的正态分布关系显著,便于进行数据统计推断和数学建模。其中,微分法是表达线性形式的近似计算,低阶微分处理能令驱动因子与地下水水位之间的敏感性提高,一般当多项式拟合点数较多的情况下,并非微分次数越高越好,因为微分的次数越高,反而越会产生振荡现象,并影响精度。因此,为保证数据的敏感性提高,且确保精度,本文的微分处理选择低阶微分。

本文主要选用GRACE卫星的陆地水储量变

化、GLDAS水资源等效水高(包括地表水、土壤水、冠层水和雪水当量)、GLDAS水资源变化、地下水储量变化4个驱动因子,利用Origin 9.0软件对以上数据进行数学变换,如一阶微分(X')、二阶微分(X'')和倒数对数($\lg(1/X)$)、倒数对数一阶微分($\lg(1/X)'$)、二阶微分($\lg(1/X)''$),从而提高各因素的驱动敏感度;之后再分别将以上影响因素进行线性函数、幂函数、复合函数、对数函数的拟合,从中选择最佳的因子拟合方式。地下水水位与影响因素的数学拟合最佳方程如表2所示。

从表2可看出,对不同的影响因素,提高其与地下水水位敏感度所采用的数学变化方式也各不相同。而基于GRACE卫星和GLDAS水文同化系统中所反演的水资源信息,其提高敏感度的数学方式均较为简约直接,经过函数拟合后,各种变换后的影响因素与地下水水位数据的相关性也得以提高,其中地下水储量变化与水位数据呈现显著的负相关关系,即地下水储量增高,水位数据降低,距离地面的距离减少。而校正决定系数也被看作是拟合优度的指标,表征了拟合函数的优劣,可以看出相对而言地下水储量变化值和GLDAS水文同化系统模拟的水资源等效水高与地下水水位之间的拟合关系效果较好。

基于每个影响因素的拟合关系,进一步利用SPSS 19.0软件进行线性回归和多元逐步回归分析,从而建立适宜的地下水水位估算模型(表3)。SPSS软件里多元线性回归采用了软件中的ENTER法,将对地下水水位产生影响的全部因子都选择进

表2 影响因素与实测地下水水位的数学拟合

Tab.2 Mathematical fitting of influencing factors and measured groundwater level					
数据类型	提高敏感度	最佳拟合方程	统计量F	决定系数R ²	校正决定系数
GLDAS水资源等效水高	二阶微分	$X_1=0.063X^2+0.39X^2-0.432X+0.511$	12.33	0.60	0.54
GLDAS水资源变化	倒数一阶微分	$X_2=0.231X^3+0.512X^2-0.781X+1.241$	9.76	0.53	0.51
GRACE陆地水储量变化	对数变换	$X_3=0.38\times e^{-15.69X}$	21.22	0.55	0.49
地下水储量变化	一阶微分	$X_4=0.25X^2-0.44X+2.219$	18.39	0.67	0.69

表3 影响因素与地下水水位的线性拟合和多元逐步回归模型

Tab.3 Linear fitting of groundwater level and influencing factors, stepwise regression model									
模型类型	拟合函数	模型校正			模型检验				t
		R ²	RMSE	F	R ²	RMSE	F		
线性函数	$Y=0.167X_1+0.125X_2-0.634X_3-0.327X_4+5.745$	0.5012	1.4722	12.98	0.5810	0.9189	10.34		2.021
多元逐步回归	$Y=0.642X_1+0.016X_2+0.261X_3-0.191X_4+0.41$	0.7381	0.4428	21.32	0.6824	0.4393	17.49		2.242

去,建立线性回归模型。而逐步回归则采用的是软件中的Stepwise法,分别将GLDAS水资源等效水高的二阶微分变化、倒数已结微分变化,GRACE陆地水储量的对数变化和—阶微分变化逐步选入模型中,每次都保留系数显著水平最高的那个变量,剔除不显著的变量,通过多次的选入和剔除最终得到系数的显著的回归方程。以GLDAS水资源等效水高经二阶微分后的模拟公式为 X_1 ,GLDAS水资源变化经倒数—阶微分的模拟公式为 X_2 ,GRACE陆地水储量变化经倒数变换的模拟公式为 X_3 ,地下水储量变化经—阶微分的模拟公式为 X_4 ,分别进行线性拟合和多元逐步回归模型拟合。

当统计量 F 值大于理论临界值时, F 值越大, R^2 越大, $RMSE$ 越小,表示该估算模型的准确度越高,模型越稳定;反之,则意味着模型估算的准确性欠佳(侯艳军等,2014)。校正系数 R^2 的大小表征了估算模型的优劣和稳定程度,其中多元逐步回归方式的模型校正系数最大,而总均方根差 $RMSE$ 能够表征估算模型的预测水平, $RMSE$ 越小表示估算模型的预测水平越佳。由于 T 检验在分析其偶然误差时,对小样本数据的检验更加具有说服力,因此本文任意选择的样本容量为30,多源逐步回归的 T 值绝对值为2.242,而临界 T 值 $t_{0.05}=2.042$,说明逐步回归模型接受假设。

综合上述指标的数学意义,可以看出,将GLDAS数据同化系统中的水资源等效水高进行二阶微分,且最高次数为三次,GLDAS水资源的变化值进行倒数—阶微分,GRACE的陆地水储量进行对数变化,而地下水的储量值经过—阶微分后,能对地下水水位的估算产生很好的驱动性,代入所拟合出的多元逐步回归模型中,能定量的估算地下水的水位。

$$X_1 = 0.063A^3 + 0.39A^2 - 0.432A + 0.511 \quad (9)$$

$$X_2 = 0.231B^3 + 0.512B^2 - 0.781B + 1.241 \quad (10)$$

$$X_3 = 0.38 \times e^{-15.69C} \quad (11)$$

$$X_4 = 0.25D^2 - 0.44D + 2.219 \quad (12)$$

式中: X_{GW} 为GLDAS水资源等效水高,则 A 为二阶微分(X_{GW})'; X_{GWC} 为GLDAS水资源的变化,则 B 倒数—阶微分($1/X_{GWC}$)'; X_{WSC} 为GRACE陆地水储量变化,则 C 为对数变换 $\lg(X_{WSC})$; X_{GSC} 为地下水水位储量变化,则 D 为—阶微分(X_{GWC})'。

将以上式(9)–(12)中的数学变换 X_1 、 X_2 、 X_3 和 X_4 ,带入最佳的地下水水位估算模型为多元逐步回归

方程 $Y=0.642X_1+0.016X_2+0.261X_3-0.191X_4+0.41$,从而能估算地下水水位数据。

基于该地下水水位估算模型,对示范区验证点地下水水位进行估算,验证点的估算值和实测值的散点图如图7所示:利用同期的GRACE、GLDAS、NDVI数据进行地下水水位的估算,估算值共计240个数据,进行实测数据和估算数据的拟合。

在240个估算数据中,2012年8月出现偏离严重的异常值共计12个,这可能是由于8月12日新疆于田县,也就是克里雅河流域示范区内发生了6.2级的地震,可能导致GRACE对水储量的监测、HOBO仪器自身出现监测异常。但这几个异常值集中出现在地震发生时间前后,在仪器稳定后,任何其他时段均不曾发生过偏差。如果在构建模型和验证模型时将这12个数值和正常数据一起进行统计分析,会影响模型参数的选择。经过回归分析,利用残差分布信息进行判断,发现残差超出了经验范围,无法呈现正态分布规律,协方差比率也表现出显著异常,对整个模型的构建和验证而言,都会产生干扰,所以必须进行剔除。只有剔除以上异常值,才能保证模型的构造的科学性和合理性。

添加1:1趋势线图,能更清晰地看出HOBO地下水水位计的实测数据与估算模型估算值之间的差别,由此评价该地下水水位估算模型的拟合程度。在GLDAS水资源等效水高经二阶微分、GLDAS水资源变化经倒数—阶微分、GRACE陆地水储量变化经倒数变换、地下水储量变化经—阶微分的基础上,提高了GRACE卫星和GLDAS水文同化系统对地下水监测的敏感程度,经过数学模拟方程的优化后,由此构建的多元逐步回归模型能粗略地估算出地下水水位的变化情况。可以看出,地下水水位估算模型具有水位深度的局限性,当0 m < 地下水水位深度 < 5 m时,该模型具有较为良好的适

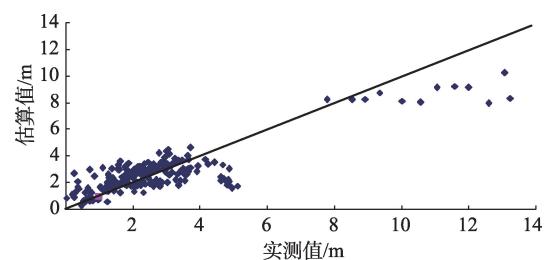


图7 地下水水位实测值与估算值散点图

Fig.7 Comparison of measured groundwater level and estimated values by estimation model

用性,地下水水位估算模型估算误差较小,效果好;当 $5\text{ m} < \text{地下水水位深度} < 14\text{ m}$ 时,随着地下水水位的深度不断加深,该模型的估算值会偏离实测值,水位超过 5 m 该模型适用性欠佳。

5 结论

该文基于GRACE地球重力卫星,结合GLDAS数据同化系统,反演了陆地水储量等效水高的变化情况,模拟计算了地下水水位的变化,构建了克里雅河流域的地下水水位估算模型,得出以下结论:

和田地区陆地水储量春季和夏季的陆地水储量等效水高均呈现增加的趋势,秋季和冬季水资源大量流失,陆地水储量呈现亏损状态。

GRACE地球重力卫星所反演的陆地水储量比GLDAS同化系统所模拟的水资源变化更为剧烈,陆地水资源变化趋于先显著减弱之后逐步的增加趋势;而GLDAS模拟的水资源变化规律恰与之相反,地下水的动态变化异常显著。

和田地区地下水储量呈现出降低趋势的面积非常大,而在和田县、于田县和民丰县北部地下水储量具有显著增加趋势。

将实测的地下水水位数据作为因变量,以GLDAS水资源等效水高二阶微分、GLDAS水资源变化倒数一阶微分、GRACE陆地水储量变化倒数变化、地下水储量变化一阶微分的模拟方程为自变量,所构建的多元逐步回归模型明显优于线性函数,且水位深度越浅,该模型适用性越好。

参考文献(References)

程仲雷. 2012. 克里雅绿洲盐渍化及地下水调控措施研究[D]. 乌鲁木齐: 新疆大学. [Cheng Z L. Study on salinization and groundwater control measures of Keleya Oasis [D]. Urumqi, China: Xinjiang University.]

丁俊祥, 邹杰, 唐立松, 等. 2015. 克里雅河流域荒漠—绿洲交错带3种不同生活型植物的光合特性[J]. 生态学报, 35(3): 733-741. [Ding J X, Zou J, Tang L S, et al. 2015. Photosynthetic characteristics of three different life-form plants in the desert-oasis ecotone of Keriya River Basin[J]. Acta Ecologica Sinica, 35(3): 733-741.]

杜清, 徐海量, 凌红波, 等. 2015. 克里雅河流域1990-2010年土地利用/覆被变化及其生态环境状况评价[J]. 水土保持研究, 22(3): 198-202. [Du Q, Xu H L, Ling H B, et al.

2015. Land use/cover change and its ecological environment condition evaluation in the Keriya River Basin from 1990 to 2010[J]. Research of Soil and Water Conservation, 22(3): 198-202.]

侯艳军, 塔西甫拉提·特依拜, 买买提·沙吾提, 等. 2014. 荒漠土壤有机质含量高光谱估算模型[J]. 农业工程学报, 30(16): 113-120. [Hou Y J, Tashpolat·T, Mamat·S, et al. 2014. Estimation model of desert soil organic matter content using hyperspectral data[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 30(16): 113-120.]

胡立堂, 孙康宁, 尹文杰. 2016. GRACE卫星在区域地下水管理中的应用潜力综述[J]. 地球科学与环境学报, 38(2): 258-266. [Hu L T, Sun K N, Yin W J. 2016. Review on the application of GRACE satellite in regional groundwater management[J]. Journal of Earth Sciences and Environment. 38(2): 258-266.]

廖梦思, 章新平, 黄煌, 等. 2016. 利用GRACE卫星监测近10年洞庭湖流域水储量变化[J]. 地球物理学进展, 31(1): 61-68. [Liao M S, Zhang X P, Huang H, et al. 2016. Monitoring water storage changes in Dongting Lake Basin from GRACE gravity satellite[J]. Progress in Geophysics, 31(1): 61-68.]

凌红波, 徐海量, 刘新华, 等. 2002. 新疆克里雅河流域绿洲适宜规模[J]. 水科学进展, 23(4): 563-568. [Ling H B, Xu H L, Liu X H, et al. 2002. Suitable scale of oasis in Keriya River Basin, Xinjiang[J]. Advances in Water Science, 23(4): 563-568.]

刘敏, 黄领梅, 沈冰, 等. 2009. 和田绿洲地下水埋深的自然影响因素分析[J]. 中国生态农业学报, 17(1): 174-177. [Liu M, Huang L M, Shen B, et al. 2009. Physical influencing factors of groundwater depth in Hotan Oasis[J]. Chinese Journal of Eco-Agriculture, 17(1): 174-177.]

冉全, 潘云, 王一如, 等. 2013. GRACE卫星数据在海河流域地下水年开采量估算中的应用[J]. 水利水电科技进展, 33(2): 42-46. [Ran Q, Pan Y, Wang R Y, et al. 2013. Estimation of annual ground water exploitation in Haihe River Basin by use of GRACE satellite data[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources, 33(2): 42-46.]

苏晓莉, 平劲松, 叶其欣. 2012. GRACE卫星重力观测揭示华北地区陆地水量变化[J]. 中国科学: 地球科学, 42(6): 917-922. [Su X L, Ping J S, Ye Q X. 2012. Terrestrial water variations in the North China Plain revealed by the GRACE mission[J]. Science China: Earth Science, 42(6): 917-922.]

- 陶兰花, 塔西甫拉提·特依拜, 姜红涛, 等. 2014. 克里雅河流域土壤盐分光谱定量分析[J]. 中国沙漠, 34(6): 1562-1567. [Tao L H, Tashpolat·T, Jiang H T, et al. 2014. Quantitative retrieval of soil salt content using hyperspectral data in the Keriya River Basin[J]. Journal of Desert Research, 34(6): 1562-1567.]
- 王仕琴, 宋献方, 王勤学, 等. 2008. 华北平原浅层地下水水位动态变化[J]. 地理学报, 63(5): 462-472. [Wang S Q, Song X F, Wang Q X, et al. 2008. Dynamic features of shallow groundwater in North China Plain[J]. Acta Geographica Sinica, 63(5): 462-472.]
- 王婉昭, 高艳红, 许建伟. 2013. 青藏高原及其周边干旱区气候变化特征与 GLDAS 适用性分析[J]. 高原气象, 32(3): 635-645. [Wang W Z, Gao Y H, Xu J W. 2013. Applicability of GLDAS and climate in the Qinghai-Xizang Plateau and its surrounding arid area[J]. Plateau Meteorology, 32(3): 635-645.]
- 王文, 王小菊, 王鹏. 2014. GLDAS 月降水数据在中国区的适用性评估[J]. 水科学进展, 25(6): 769-778. [Wang W, Wang X J, Wang P. 2014. Assessing the applicability of GLDAS monthly precipitation data in China[J]. Advances in Water Science, 25(6): 769-778.]
- 王志强, 柴寿喜, 仲晓梅, 等. 2007. 多元逐步回归分析应用于固化土强度与微结构参数相关性评价[J]. 岩土力学, 28(8): 1650-1654. [Wang Z Q, Chai S X, Zhong X M, et al. 2007. Multivariate stepwise regression method use in correlation analysis of microstructure indices and strength of solidified soil[J]. Rock and Soil Mechanics, 28(8): 1650-1654.]
- 许民, 叶柏生, 赵求东. 2013. 2002-2010 年长江流域 GRACE 水储量时空变化特征[J]. 地理科学进展, 32(1): 68-77. [Xu M, Ye B S, Zhao Q D. 2013. Temporal and spatial pattern of water storage changes over the Yangtze River basin during 2002-2010 based on GRACE satellite data[J]. Progress in Geography, 32(1): 68-77.]
- 姚荣江, 杨劲松, 杨奇勇, 等. 2011. 禹城地区土壤铅含量空间分布的指示克里格估值[J]. 生态环境学报, 20(12): 1912-1918. [Yao R J, Yang J S, Yang Q Y, et al. 2011. Indicator Kriging of spatial distribution of soil Pb content in Yucheng City[J]. Ecology and Environmental Sciences, 20(12): 1912-1918.]
- 尹文杰, 胡立堂, 王景瑞. 2015. 基于 GRACE 重力卫星的甘肃北山地区地下水储量变化规律研究[J]. 水文地质工程地质, 42(4): 29-34. [Yin W J, Hu L T, Wang J R. 2015. Changes of groundwater storage variation based on GRACE data at the Beishan area, Gansu Province[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 42(4): 29-34.]
- 喻钰, 黄领梅, 沈冰, 等. 2009. 和田流域耗水现状分析[J]. 水资源与水工程学报, 20(6): 47-51. [Yu Y, Huang L M, Shen B, et al. 2009. Current situation analysis of water consumption in Hotan River Basin[J]. Journal of Water Resources & Water Engineering, 20(6): 47-51.]
- 翟宁, 王泽民, 伍岳, 等. 2009. 利用 GRACE 反演长江流域水储量变化[J]. 武汉大学学报, 34(4): 436-439. [Zhai N, Wang Z M, Wu Y, et al. 2009. Recovery of Yangtze River Basin water storage variations by GRACE observations[J]. Geomatics and Information Science of Wuhan University, 34(4): 436-439.]
- 周兴佳, 黄小江, 陈方. 1995. 新疆克里雅河绿洲形成、演变与综合整治[J]. 干旱区资源与环境, 9(3): 65-73. [Zhou X J, Huang X J, Chen F. 1995. Formation, evolution and management of Keliyahe Oasis[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 9(3): 65-73.]
- Goncalvas J, Petersen J, Deschamps P, et al. 2013. Quantifying the modern recharge of the "fossil" Sahara aquifers[J]. Geophysical Research Letters, 40(11): 2673-2678.
- Lee J J, Jang C S, Wang S W, et al. 2007. Evaluation of potential health risk of arsenic-affected groundwater using indicator Kriging and dose response model[J]. Science of the Total Environment, 384(1): 151-162.
- Lorenz C, Tounan M J, Devaraju B, et al. 2015. Basin-scale runoff prediction: An Ensemble Kalman Filter framework based on global hydrometeorological data sets[J]. Water Resources Research, 51(10): 8450-8475.
- Mohamed A, Mohamed S, John W, et al. 2011. Integration of GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) data with traditional data sets for a better understanding of the time dependent water partitioning in African watersheds[J]. Geology, 39(5): 479-482.
- Moiwo J P, Yang Y, Tao F, et al. 2011. Water storage change in the Himalayas from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) and an empirical climate model[J]. Water Resources Research, 47: W07521.
- Rodell M, Chen J, Kato H, et al. 2007. Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River Basin(USA) using GRACE[J]. Hydrogeology Journal, 15(1): 159-166.
- Rodell M, Famiglietti J S, Chen J L, et al. 2004. Basin scale estimates of evapotranspiration using GRACE and other observation[J]. Geophysical Research Letters, 31: L20504.
- Tavarbea M T, Sousaa A J, Abreu M M. 2008. Ordinary krig-

- ing and indicator Kriging in the cartography of trace elements contamination in Sao Domingos mining site (Alentejo, Portugal)[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 98(1-2): 43-56.
- Wahr J M. 2007. Time variable gravity from satellites[J]. *Treatise on Geophysics*, 3: 213-237.
- Werth S, Guntner A, Schmidt R, et al. 2009. Evaluation of GRACE filter tools from a hydrological perspective[J]. *Geophysical Journal International*, 179: 1499-1515.
- Ye S H, Ping J S, Su X L, et al. 2010. GRACE mission revealed the seasonal changes of water storage[J]. *Spacecraft Engineering*, 19(4): 1-7.

Mathematical fitting of influencing factors and measured groundwater level: Take Keriya River Basin in Hetian area as an example

SUN Qian, BAIDOURELA·Aliya

(College of Forestry and Horticulture, Xinjiang Agriculture University, Urumqi 830052, China)

Abstract: The change of Earth's gravity field is an important factor that leads to the change of terrestrial water storage. Using GRACE (gravity recovery and climate experiment) gravity field recovery and climate experiment gravity satellite data, combined with GLDAS (global land data assimilation systems) global land surface data assimilation system and measured groundwater level data, inversion of the dynamic changes of terrestrial water storage in the Hetian area during four seasons in 11 years was simulated and the trend of change in equivalent water height was calculated, and the estimation model of groundwater level was constructed. The results indicate that the terrestrial water storage showed an increasing trend in the Hetian area in the spring and summer, in contrast to the autumn and winter; inversion of the terrestrial water storage by GRACE is more intense than simulation of the water resources change by GLDAS, but correlation of the dynamic changes of the two kinds of data is very high; equivalent water height by GLDAS second order differential, change of water resources by GLDAS reciprocal first order differential, change of terrestrial water reserves by GRACE reciprocal transformation, and change of groundwater reserves first order differential are most sensitive, and the stepwise regression model is superior to the linear function. The lower the water level, the higher the applicability of the stepwise regression estimation model.

Key words: gravity recovery and climate experiment (GRACE); global land data assimilation systems (GLDAS); water resources; Hetian area; Keriya River Basin