中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 8 期: 1610 ~ 1620
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

专题: 遥感与全球变化研究

论 文

全球陆表湿地潜在分布区制图及遥感验证

朱鹏[①③], 宫鹏[①②*]

① 中国科学院遥感与数字地球研究所, 遥感科学国家重点实验室, 北京 100101;
② 清华大学地球系统科学研究中心, 地球系统数值模拟教育部重点实验室, 北京 100084;
③ 中国科学院大学, 北京 100049
* 联系人, E-mail: penggong@mail.tsinghua.edu.cn

收稿日期: 2013-10-29; 接受日期: 2014-02-24; 网络版发表日期: 2014-07-11
国家高技术研究发展计划项目(编号: 2009AA12200101)资助

摘要 由于城市化和农业垦殖等人类活动不断增强, 很多湿地生态系统受到侵占或干扰. 保护湿地资源需要准确的湿地分布. 然而由于湿地类型复杂多样, 地面调查困难, 大范围湿地分布制图很难完成. 目前还没有专门用于湿地保护和规划且有较高分辨率的全球湿地分布数据. 采用水文、气候数据结合 1 km 分辨率的混合地形指数(CTI)数据, 利用陆表湿地和地下水位的关系, 模拟出不考虑人类活动影响状况下 30 s 分辨率的全球陆表湿地潜在分布区. 这是最高分辨率的全球陆表湿地的潜在分布数据. 模拟结果显示全球陆表湿地潜在分布区面积达到 3.316×10^7 km^2. 用遥感获得的实际湿地数据对陆表湿地模拟结果进行精度验证, 总体精度达到 83.7%. 本次模拟结果可以作为构建全球湿地实际分布数据库的基础. 由于模拟过程未考虑农业灌溉、建坝等人类活动对湿地的干扰破坏, 因此本文对陆表湿地潜在分布区的模拟结果大于当前几种全球土地覆盖制图产品中湿地的面积. 本文采用方法所需数据相对较少, 精度高于其他产品.

关键词
全球陆表湿地潜在分布区
水平衡模型
CTI
精度评价

湿地能够为人类提供重要的生态和经济服务, 包括净化水质、保持水土、存储碳库、为物种提供栖息地、稳定地下水位和调控洪水等(Zedler 和 Kerchner, 2005; 牛振国等, 2009). 由于不断增强的人类活动, 全球将近一半的湿地已丧失(OECD, 1996). 实现湿地保护首先需要确定湿地的分布范围. 许多国家都先后开展了相关的制图工作, 早在 20 世纪 90 年代中期, 美国就基本完成了占其大陆 74%和阿拉斯加 24%的湿地制图(Wilen 和 Bates, 1995). 通过覆盖整个中国的 Landsat 专题制图仪(TM)/增强专题制图仪(ETM+), 中国完成了 1978, 1990, 2000 和 2008 基准年覆盖大陆全境的湿地制图工作, 并对中国地区湿地分布随时间的变化以及湿地保护成效进行了分析评价(宫鹏等, 2010; 牛振国等, 2009; 牛振国等, 2012; 郑姚闽等, 2012). 同时在一些湿地资源丰富的地区, 比如江西鄱阳湖, 人们对湿地动态、鸟类以及植被分布等做了许多研究(Dronova 等, 2011; Hui 等, 2008; Ji 等, 2007). 由于湿地难于实地调查, 大范围湿地制图多基于遥感影像.

当前的几种全球地表覆盖产品中明确包含湿地信息的有: U. S. Geological Survey(USGS)完成的 IGBP-DISCover(Loveland 等, 2000), 波士顿大学基于中分

中文引用格式: 朱鹏, 宫鹏. 2014. 全球陆表湿地潜在分布区制图及遥感验证. 中国科学: 地球科学, 44: 1610–1620
英文引用格式: Zhu P, Gong P. 2014. Suitability mapping of global wetland areas and validation with remotely sensed data. Science China: Earth Sciences, 57: 2283–2292, doi: 10.1007/s11430-014-4925-1

辨率成像光谱仪(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS)的全球地表覆盖产品(BU-MODIS)(Friedl 等, 2002), European Commission Joint Research Center 发起完成的全球土地覆盖产品 GLC2000(Bartholomé 和 Belward, 2005), 日本的 International Steering Committee for Global Mapping 完成的 GLCNMO(Tateishi 等, 2011)和中国的以 TM/ETM+数据为基础完成的 30 m 分辨率的全球地表覆盖制图 FROM GLC(Finer Resolution Observation and Monitoring of Global Land Cover)以及在此基础上生成的多分辨率全球地表覆盖数据集 FROM-GLC-Hierarchy(Gong 等, 2013; 俞乐等, 2014). 此外, Lehner 等(2004)通过综合不同来源的湿地数据, 获得了全球湿地的分布数据库 Global Lakes and Wetlands Database(GLWD). 但是由于所用数据源各不相同, 分类体系目的不同, 这些湿地分布数据相差很大. 基于这几种数据的全球尺度的互相验证结果显示, 湿地类型相比其他几种与水相关的地物类型, 不确定性最大(Nakaegawa, 2012). 同时由于湿地本身随水的分布有很大的季节性和年际波动, 而卫星只能获取某一时像的影像, 因此基于遥感的湿地分布制图方法也不易准确确定湿地范围.

随着陆面过程模式的发展, 人们认识到作为陆地和水体过渡带的湿地, 在全球水循环和碳循环中起着关键的作用, 越来越多的模式加入了对陆表湿地过程的表达. 最近为评价当前对湿地范围、甲烷排放模拟能力而开展的 Wetland and Wetland CH_4-Intercomparison of Models Project(WETCHIMP)比较了 10 种模型, 其中 8 种运行在全球尺度, 结果显示不同的模型对全球陆表湿地范围的模拟具有很大不确定性, 陆表湿地面积模拟结果覆盖了从 2.7×10^6~8.17×10^7 km^2 的范围(Melton 等, 2013). 由于模拟分辨率低(分辨率最高为 0.5°), 也没有全球尺度的验证点用于对结果进行精度评价, 限制了该试验模拟结果的实用价值.

本文利用混合地形指数(Compound Topographic Index, CTI)和地下水位的关系模拟陆表湿地的潜在分布, 考虑到滨海湿地受潮汐影响较大, 水文过程特殊, 本文不做专门研究, 故文中模拟对象为陆表湿地. Habets 等(2001)根据 Topmodel 中混合地形指数对地形缺水(饱和)程度的表征, 提出了一种子网格下的产流参数化方案. 多项研究分别将这种方案耦合到 ISBA、ORCHIDEE 陆面模式中(Decharme 和 Douville, 2006, 2007; Ringeval 等, 2012), 更精确地表达了子网格内饱和区域面积所占比例. 这些方法为本文构建地下水位和 CTI 的关系提供了参考, 但对于陆表湿地这种需要更高的分辨率来描述的地表类型, 以上模拟的尺度还不够精确. 本文利用高分辨率地形数据, 将 CTI 和一个一层的水平衡模型结合, 通过 CTI 将水文模型获得的 5 min 网格上的平均地下水位降尺度到 WGS-84 经纬度坐标下的 30 s 的分辨率. 最后对降尺度的地下水位选取合适的阈值, 确定出在不考虑人类活动影响条件下陆表湿地的潜在分布范围.

1 陆表湿地潜在分布区模拟

陆表湿地潜在分布区模拟包含两部分: 由水平衡模型获取土壤含水量, 通过地下水位确定陆表湿地潜在分布区. 需要的数据包括由地形生成的 CTI、驱动水文模型的气候数据以及用于校准参数的湿地/非湿地样点.

1.1 采用的数据

在 60°S~60°N, 本文采用美国地质调查局 HydroSHEDS(http://hydrosheds.cr.usgs.gov/)生成的 1 km 分辨率的汇流面积数据, 根据式(1)计算得 CTI 数据. HydroSHEDS 的汇流数据以 Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM)数据为基础, 提前经过了去除大坝、虚假洼地的处理, 减小了地面高程插值对 CTI 计算结果造成的误差. 对于高于 60°N 的区域, 本文利用美国农业部 Forest Service Rocky Mountain Research Station 编制的 CTI.aml 脚本文件应用 1 km 分辨率的 GTOPO30 高程数据处理产生. 将两者拼接获得全球 CTI 数据, 然后转换至 WGS-84 经纬度坐标下的 30 s 的分辨率.

$$\mathrm{CTI}=\ln\left(\frac{A_S}{\tan\beta}\right), \tag{1}$$

式中, A_S 为汇流面积, β 为以弧度表示的坡度.

模拟当前水文过程使用了 1950~2000 年间的月平均气候数据, 分辨率为 5 min. 数据来自 World Clim(http://www.worldclim.org/), 所需变量包括月平均降水、月平均最高温度和月平均最低温度.

为获取全球尺度的湿地和非湿地样本点, 本文以 2000 年为基准年, 收集了 5 种全球尺度的包含湿

地类型的制图产品和 7 个区域尺度的制图产品(表 1). 表 1 显示不同数据集对湿地定义有很大不同, 为统一, 本文按照 Ramsar 公约对湿地的定义, 提取每种产品各自的湿地范围. Ramsar 公约里的湿地定义既包含传统的沼泽、河口、泥炭地、红树林同时还包含了湖泊、河流、高山草甸和苔原等. 在本文所采用的 5 种全球尺度湿地数据中, GLWD 为专门面向湿地制图的数据, 包含 12 种湿地类型, 故全部归为湿地; GLC2000 由众多机构合作完成对湿地定义也很多样, 将所有符合 Ramsar 公约定义的类型全部归为湿地(具体类型见表 1); 按照 Ramsar 公约定义将 IGBP-DISCover 中水、草本湿地、森林湿地、草本苔原、灌丛苔原、混合苔原类型归类为湿地; GLCNMO 和 BU-MODIS 可以归为湿地的仅包含水和永久湿地. 由此可以看出, GLCNMO 和 BU-MODIS 包含湿地类型相对较少, 其余不仅包含永久湿地还包括一定的洪泛湿地和苔原, 且这些类型均可以统一在 Ramsar 公约对湿地的定义框架下, 故具有可比性.

由于这些数据分辨率各不相同, 处理前将其全部重采样为 1 km, 在高分辨率数据转化过程中, 考虑到湿地本身斑块通常较为破碎同时为兼顾混合像元的纯度, 以每个像素内湿地比例高于 80%为阈值确定湿地类型. 为获取更准确的湿地和非湿地样本, 取不同制图结果中湿地范围的交集为湿地样本采样范围, 同时为调整湿地中水体的采样比例, 在该数据中去除水体(其中全球水体数据来自 http://glcf.umd.edu/data/watermask/), 最终得到综合后的湿地采样范围. 对非湿地样本, 采取将所有数据求并集后再将该范围向外扩展 5 km 以得到湿地的最大可能范围, 然后将其在全球边界数据内去除, 取余下为非湿地范围, 从而尽可能提高训练样点的准确度. 将处理后的湿地、非湿地范围在基于 ArcGIS 平台下开发的 HawthsTools 进行随机采样分别得到训练样点. 由于取交集并去除水体后的湿地面积已经很少, 我们依据其总分布面积的 30%左右, 确定采集湿地样点 75000 个(另采集水体样点 10000 个), 非湿地样点按照该数目的 1.2 倍采得 90000 个样点. 为评价所得样本质量, 考虑到样点的可能错误主要来自于湿地样点, 故随机抽取了 4000 个湿地样点, 将其叠加到 GoogleEarth 高分辨影像上, 发现仅有 67 个点不能确定是否为湿地类型, 说明本次选取的湿地训练数据具有很高的精度.

考虑到不同陆表湿地形成演化的机理各有不同, 尤其是气候因素决定着不同条件下陆表湿地水分的供应方式. Fan 等(2011)根据全球湿地的分布区以及湿地水源将其分为 4 类: (1) 依靠局地的降水和径流, 这些地区与河网远离, 地势平坦, 如沼泽; (2) 主要依靠地表水, 同时地下水也提供一部分水源, 如海滨湿地、热带雨林、内陆的洪泛湿地; (3) 大部分依靠地下水, 如半干旱区的内陆淡水湿地; (4) 依靠融雪和地下冻土融化. 根据这些划分, 我们认为有必要根据不同流域的气候特性进行分区建模. 本文选取全球淡水生态分区数据(下载自 http://www.feow.org/), 尽管生成该数据的目的是为了淡水生态区的物种多样性保护, 但在其生成过程中主要参考了各地区的流域边界. 通过和现有的全球流域分区数据(来自 USGS HydroSHEDS)对比发现, 该数据的边界与流域边界基本一致. 该数据全球包含 426 个分区, 为反映气候的综合影响, 本文选取 WorldClim 气候生态变量中的年平均温度, 最暖月份的平均最高温度, 最冷月份的平均最低温度, 年平均降水, 最湿润月份的平均降水, 最干旱月份的平均降水, 对 426 个区域分别计算这些变量的平均值作为每个区域单元的特征, 然后对各个特征变量采用减去平均值后除以变量标准差的方式进行标准化. 最后利用 k-means 聚类方法将这 426 个区域按以上 6 个特征聚为 15 类, 以此作为后面建模的单元, 聚类输出的流域气候分区结果如图 1. 通过和 Köppen 气候分类图对比可以发现, 聚类后的流域气候分区较好地反映了气候带的分布, 同时也能反映不同流域的水循环特性对陆表湿地分布特征造成的差异.

1.2 土壤含水量分布模拟

本次模拟以月尺度为时间单位, 对土壤含水量的计算采用了一个简化的水循环模型, 包括基本的降水、蒸散发、径流等水文过程忽略了植被截留、地表水和地下水的交互, 如式(2)所示.

$$P(t)-ET(t)-R(t)=\frac{\mathrm{d}W(t)}{\mathrm{d}t}, \tag{2}$$

式中, $P(t)$, $ET(t)$, $R(t)$, $W(t)$分别为 t 时刻的降水、蒸散发、径流和土壤含水量. 其中式(2)对土壤含水量的计算结果不是严格意义上土壤学对土壤含水量的定义, 而应是整个格网内(本文为 5 min 的尺度)含水量的平均值. 对于 ET 的计算, 我们认为其和土壤水相对含

表 1 全球和区域尺度制图结果说明

地表覆盖制图产品	采用的数据源	数据收集时间	分类系统中包含的湿地类型	分辨率	分类方法	数据来源
全球尺度						
IGBP-DISCover	NOAA-AVHRR	1992~1993	水、草本湿地、森林湿地、草本苔原、灌丛苔原、混合苔原	1 km	非监督聚类	http://edc2.usgs.gov/glcc/globdoc2_0.php
BU-MODIS	Terra MODIS	2000~2001	水、永久湿地	1 km	监督的决策树	http://duckwater.bu.edu/lc/mod12q1.html
GLC2000	SPOT Vegetation	1999~2000	水体、草本湿地、森林湿地、草本苔原、灌丛苔原、洪泛湿地、盐碱湿地、红树林、沼泽	1 km	该数据由众多机构完成, 具体取决于每个地区的产品	http://bioval.jrc.ec.europa.eu/products/glc2000/glc2000.php
GLCNMO	Terra MODIS	2003	红树林、永久湿地、水	1 km	监督的分类树方法	http://www.iscgm.org/gmd/download/glcnmo.html
GLWD	现有湿地调查数据, 土地覆盖制图数据, Digital Chart of the World of ESRI	1992~1993	湖泊、水库、河流、洪泛湿地、森林湿地、盐碱湿地、沼泽、混合湿地类型	1 km	综合不同来源的数据	http://worldwildlife.org/pages/global-lakes-and-wetlands-database
地区尺度						
美国湿地调查数据	航空影像、绘图资料及野外调查数据	起始于 1990	湿地	1:144000	遥感影像数据结合地面收集的资料以及野外考察	http://www.fws.gov/wetlands/
加拿大 2000 年土地覆盖制图	Landsat	1999~2002	森林湿地、沼泽、草本湿地、苔藓湿地、水体	30 m	聚类	http://www.geobase.ca/geobase/en/data/landcover/csc2000v/description.html
中国湿地制图	Landsat TM/ETM	2000s	滨海湿地内陆湿地人工湿地	30 m	人工解译	牛振国等(2009)
Europe CORINE 土地覆盖 2000	Landsat-7 ETM	1999~2001	水体、沼泽、泥炭地、盐碱湿地、潮间带	100 m	自动分类辅助下的人工解译	http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/corine-land-cover-2000-clc2000-seamless-vector-database
亚马逊湿地制图	JERS-1 SAR	1995~1996	水体、林下湿地	100 m	基于分割的聚类	http://daac.ornl.gov/LBA/guides/LC07_SAR_Wetlands_Mask.html
澳大利亚土地覆盖制图	MODIS 16 天 EVI 合成	2000~2008	水、永久湿地	250 m	支持向量机	http://www.ga.gov.au/earth-observation/landcover.html
AfriCover	Landsat TM	2000s	水体、草本湿地、森林湿地、洪泛湿地、盐碱湿地、红树林、沼泽	30 m	人工解译	http://www.glcn.org/index_en.jsp

量以及潜在蒸散发 PET 呈正比(Prentice 等, 1993):

$$ET(t) = PET(t)w_{\text{std}}, \tag{3}$$

$$w_{\text{std}} = \frac{W(t) - w_{\text{wilt}}}{w_{\text{sat}} - w_{\text{wilt}}}. \tag{4}$$

式中, w_{sat}, w_{wilt} 分别为土壤的孔隙度和萎蔫持水量, w_{std} 为土壤水相对含量. 土壤数据来自 Harmonized World Soil Database v1.2(http://webarchive.iiasa.ac.at/Research/LUC/External-World-soil-database/HTML/). 由于后面需要用到 NOAH(National Centers for Environmental PredictionOregon State UniversityAir ForceHydrologic Research Lab)模式输出的土壤含水量数据(Ek 等, 2003), 因此孔隙度和土壤萎蔫持水量采用和 NOAH 模式中相同的参数(表 2). PET 的计算采用 Hargreaves 的方法(Hargreaves 和 Samani, 1985).

由公式(2)可以看出产流量的大小对土壤含水量有较大影响, 为此本文将其参数化为土壤水相对含

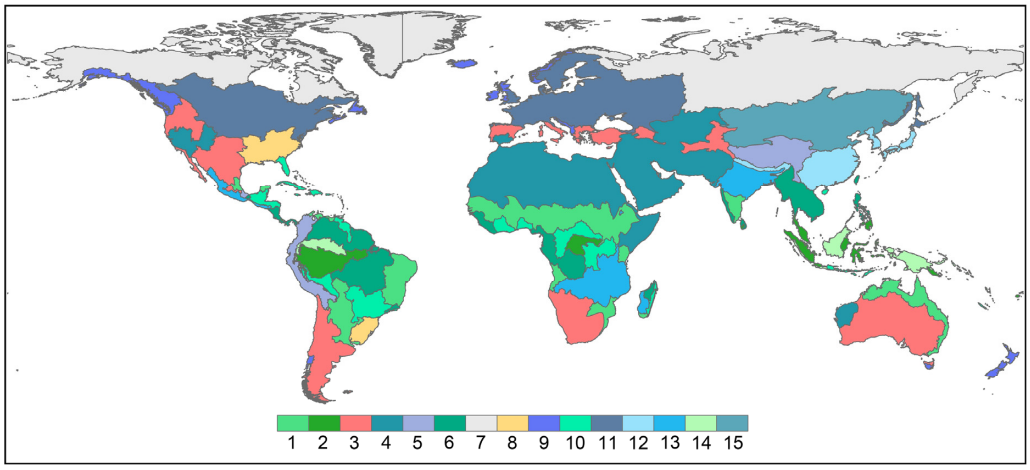


图 1　基于气候变量聚类生成的全球流域气候分区图

表 2　不同土壤类别对应的孔隙度和萎蔫持水量

土壤类别	萎蔫持水量(%)	孔隙度(%)
砂土	33.9	23.6
壤质砂土	42.1	38.3
砂质壤土	43.4	38.3
粉砂壤土	47.6	36.0
粉砂	47.6	38.3
壤土	43.9	32.9
砂质粘壤土	40.4	31.4
粉砂质粘壤土	46.4	38.7
粘壤土	46.5	38.2
砂质粘土	40.6	33.8
粉质粘土	46.8	40.4
粘土	46.8	41.2

量的幂指数以及降水量的函数(Bergstrom, 1995):

$$R(t) = P(t)w_{\text{std}}^{\alpha}. \tag{5}$$

其中的参数α通过全球陆面数据同化系统(Global Land Data Assimilation System, GLDAS) (Rodell 等, 2004)提供的 NOAH 模式输出的 0~2 m 深度的土壤含水量数据予以求解. 由于 GLDAS NOAH 模式相对本文采用的水文过程模型更精确地刻画了陆面过程, 但其 1°的分辨率相对较低, 为此我们利用其在 1950~2000 年间模拟输出的土壤含水量数据, 计算 12 个月平均土壤含水量, 用于本文的模型, 然后综合式(2)和(5)求解参数α. 最后, 将上述模型迭代运行 30 次(通过实际比较, 30 次可以保证迭代前后土壤水含量不再变化), 获得 5 min 尺度的土壤水含量. 将 12 个月份的土壤水含量求取平均, 按照式(4)计算出 1950~2000 年间土壤水相对含量的年平均值, 其全球的分布结果如图 2 所示.

1.3　基于地下水位的陆表湿地潜在分布区确定

根据 Topmodel 对流域特性的假设: 如果流域内表层透过率、土壤参数一致并且地下水传导率随地下水位高度呈指数衰减, 则CTI和地下水位有如下关系(Beven 和 Kirkby, 1979):

$$\overline{\text{wtd}} - \text{wtd}_i = -M(\bar{\lambda} - \lambda_i). \tag{6}$$

尽管该公式是对流域尺度的描述, 这里认为 5 min 尺度足够大到和流域特性吻合(Bohn 等, 2007). 该关系同样成立. 因此本次模拟中对每个参数分别定义如下: $\overline{\text{wtd}}$为 5 min 尺度的平均地下水高度, wtd_i为 5 min 格点内每一处地下水位, 对于$\bar{\lambda}$, 在实际计算中为尽量和流域特性匹配, 以每个流域气候分区单元 CTI 的平均值作为该参数, λ_i为 5 min 的格点内每一处 CTI 值, M 为尺度转换参数.

为了获得每一点的地下水位, 首先需要知道 5 min 尺度的平均地下水位, 为此本文参考 David W. Hilbert 之前对泥炭地模拟所采用的关系式(7)(Hilbert 等, 2000):

$$\text{ET} = \frac{\text{PET}}{1 + c \cdot \overline{\text{wtd}}}. \tag{7}$$

结合式(3)和(7)可将平均地下水位表示为土壤含水量的函数:

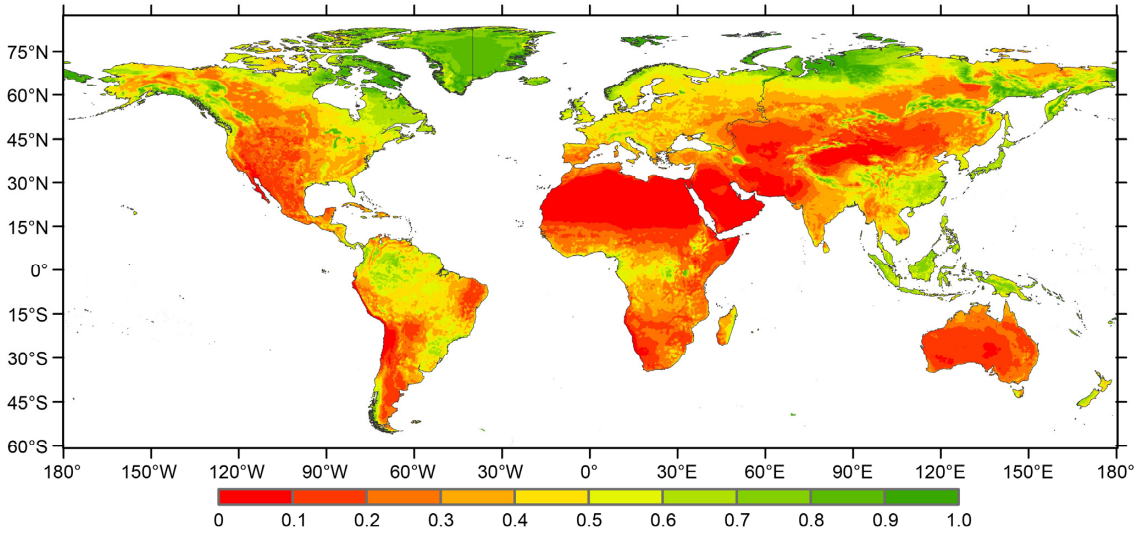


图 2　1950~2000 年间土壤水相对含量的年平均值

$$w_{\text{std}} = \frac{1}{1 + c \cdot \overline{\text{wtd}}}, \tag{8}$$

式中, c 为待定参数, 由式(6)和(8)得

$$\text{wtd}_i = \frac{1 - w_{\text{std}}}{c w_{\text{std}}} + M(\bar{\lambda} - \lambda_i). \tag{9}$$

由式(9)知, 只需确定 c, M 即可获得每一点的地下水位高度, 从而根据地下水位确定陆表湿地潜在分布区. 然而, 当前条件下全球尺度的 c, M 参数很难获取准确的结果. 考虑到如果仅需确定陆表湿地的潜在分布范围并不需要精确的求解地下水位高度, 本文利用如下方法, 通过获取区分湿地/非湿地的最佳阈值确定全球陆表湿地潜在分布区.

利用之前获得的湿地/非湿地样本, 将其作为二值响应变量 B(当为湿地时 B=1, 否则 B=0)和 wtd_i 建立关系. 在此引入 sigmoid 函数 $f(\text{wtd}_i) = 1/1 + \text{e}^{-\text{wtd}_i}$, 该函数 f 可将 wtd_i 映射到 0~1, 从而在 wtd_i 和 B 之间建立关系. 将湿地、非湿地样点处提取的 w_{std} 和 CTI 输入该式, 以 $\min\delta$ 作为求解条件

$$\delta = \sum (B - f(\text{wtd}_i))^2. \tag{10}$$

确定(9)中 c, M 的值. 考虑到 c, M 可能随着空间分布而变化, 这里采用之前建立的 15 个全球流域气候分区图, 对 15 个不同分区的 c, M 分别予以求解, 求解结果如表 3 所示. 为确定区分湿地、非湿地的最佳阈值, 这里以每个分区的训练样点作为检验样本, 取不同的地下水位作为阈值所得的总体精度也不同, 我们以总体精度最大的地下水位取值作为每个分区最优的地下水位阈值, 结果如表 3 所示.

2　讨论与结果

通过以上步骤获得了当前气候条件下全球陆表湿地的潜在分布区, 结果如图 3 所示. 最近 Fan 等通

表 3　不同分区对应的 c, M 以及区分湿地/非湿地的最佳地下水位阈值

流域气候分区	c	M	地下水位阈值(m)
1	105.26	0.494	−0.435
2	34.25	0.357	−0.237
3	8.83	0.322	−0.359
4	178.57	0.39	−0.777
5	34.96	0.564	−0.213
6	2.01	0.505	−0.368
7	1.82	0.257	−0.426
8	9.95	0.483	−0.468
9	0.89	0.262	0.040
10	1.50	0.626	−0.447
11	2.27	0.351	−0.116
12	0.51	0.644	−0.223
13	3.20	0.636	−0.549
14	0.92	0.465	−0.205
15	4.85	0.433	1.000

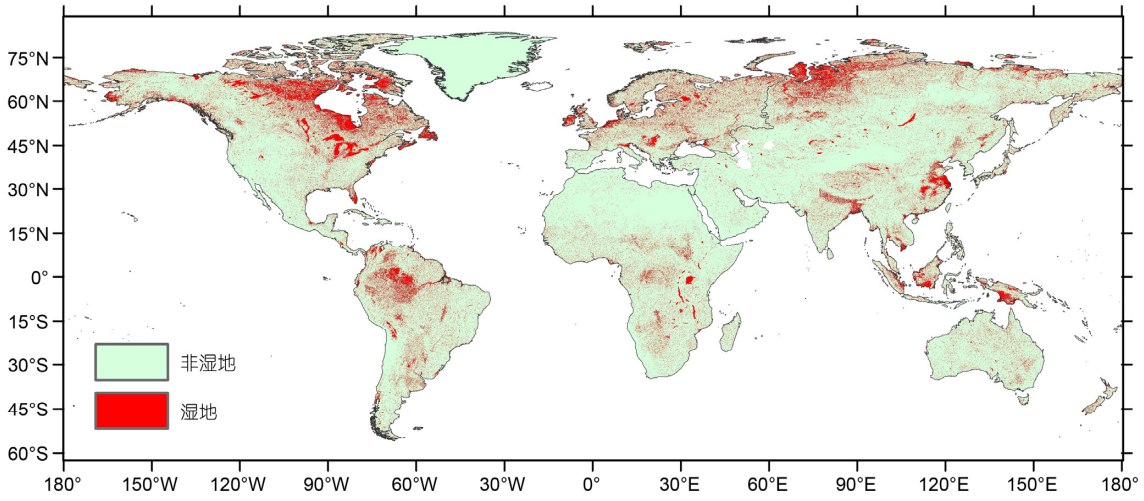


图 3　本文模拟的当前全球陆表湿地潜在分布范围

过数值求解 Darcy 定律、Richards 方程获取了全球地下水位分布(Fan 等, 2013). 他们以 0.25 m 作为区分湿地/非湿地的阈值, 该数据也未考虑人类活动的干扰, 故也应看作是湿地的潜在分布区. 我们采用该阈值获得其对全球陆表湿地潜在分布的模拟结果, 其分布如图 4 所示. 对比两个分布图可以看出, 两者对全球陆表湿地的潜在分布模拟较为一致, 其中我们的结果获得的全球陆表湿地潜在分布面积为 3.316×10^7 km^2, Fan 的结果为 3.376×10^7 km^2. 将两个结果分别合并到 5 min 得到陆表湿地潜在分布在每个单元内的面积比例, 然后用我们的结果减去 Fan 等的结果, 获得两者差异图(图 5). 可以看出两者预测的陆表湿地潜在分布差异较大区域主要在北半球, 尤其在高纬度地区, 如加拿大北部、西西伯利亚以及中国的东北. 造成这些差别的原因首先是采用模型的不同, 其次在高于 60°N 的地区, 两者使用的地形数据不同.

为了定量评价本次制图产品的精度, 我们收集了全球制图项目中采集的湿地和非湿地大样本点, 以尽量符合本文 WGS-84 经纬度坐标下的 30 s 的模拟结果(Gong 等, 2013). 由于湿地点相对较少, 另加入了 Ramsar 公约中的国际重要湿地点位信息, 构成了由 8112 个湿地点和 12358 个非湿地点组成的验证样本集. 对本文模拟的数据和 Fan 等模拟的陆表湿地结果进行了精度评价, 混淆矩阵如表 4 所示. 由表 4

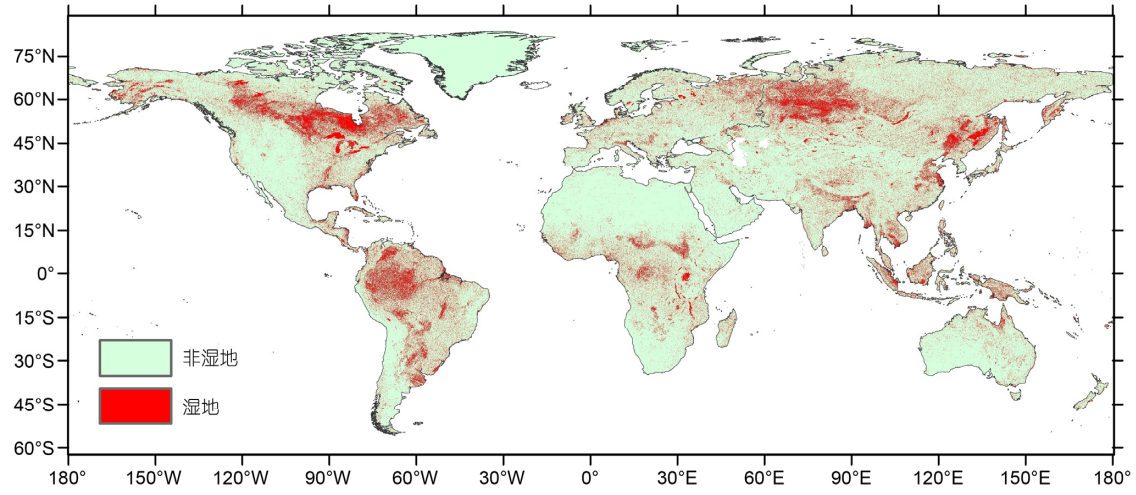


图 4　利用 Fan 等(2013)模拟结果制作的当前全球陆表湿地分布范围

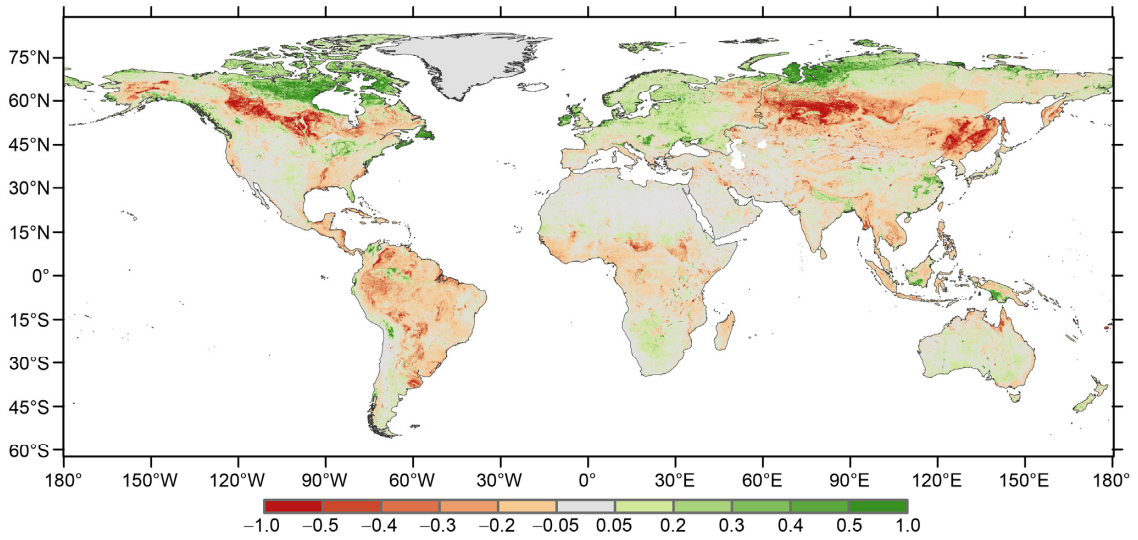


图 5　本文模拟的陆表湿地潜在分布和 Fan 等(2013)的模拟结果在 5 min 单元内的面积差异所占比例

表 4　本文模拟的陆表湿地潜在分布结果和其他几种全球湿地数据结果对比

	湿地	非湿地	PA	UA	总体精度	湿地面积(10^6 km^2)
本文模拟结果						
湿地	5915	1830	80.7%	76.4%	83.7%	33.16
非湿地	1414	10779	85.5%	88.4%		
Fan 模拟结果						
湿地	5150	2632	75.2%	66.2%	78.3%	33.76
非湿地	1702	10516	80.0%	86.1%		
IGBP-DISCover						
湿地	4678	5879	86.9%	44.3%	71.3%	32.47
非湿地	702	11655	66.5%	94.3%		
GLWD						
湿地	5457	5100	85.8%	51.7%	73.8%	25.63
非湿地	901	11456	69.2%	92.7%		
GLC2000						
湿地	5158	5399	83.3%	48.9%	71.9%	26.86
非湿地	1035	11322	67.7%	91.6%		
GLCNMO						
湿地	3706	6851	95.0%	35.1%	69.3%	6.40
非湿地	196	12161	64.0%	98.4%		
BU-MODIS						
湿地	4563	5994	97.1%	43.2%	73.2%	7.81
非湿地	137	12220	67.1%	98.9%		

可看出本次模拟的陆表湿地潜在分布无论是生产者精度(Producers Accuracy, PA)还是用户精度(Users Accuracy, UA)都高于 Fan 等(2013)的结果, 并且总体精度达到了 83.7%(这也是所有数据中精度最高的), 显示了较高的可信度, 本次模拟的结果可以作为构建全球尺度湿地数据库的外确界. 将该结果以及 Fan 等(2013)模拟所得陆表湿地结果和之前列举的 5 种全球尺度的湿地制图结果按照各自随纬度分布的面积

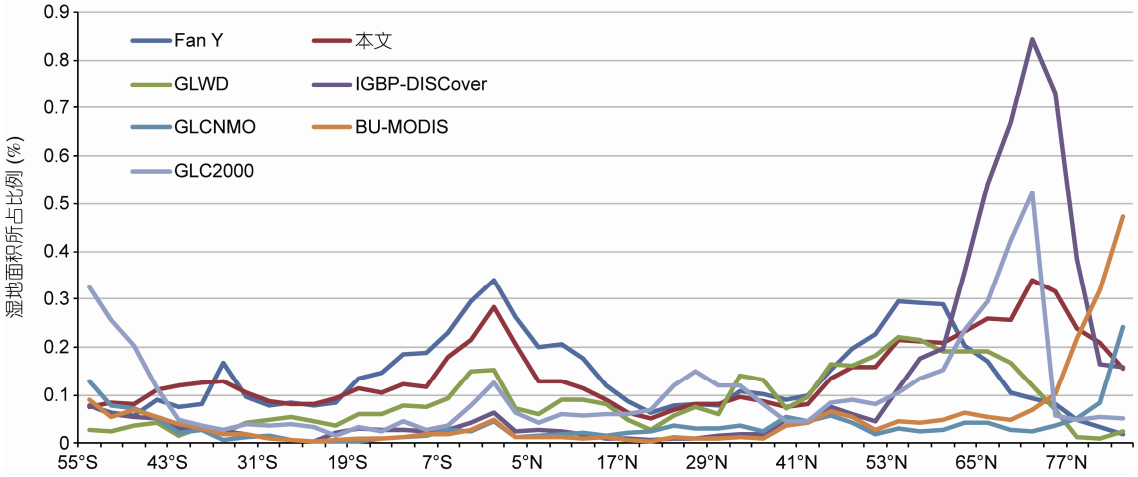


图 6　本次模拟、Fan 等(2013)模拟的湿地面积及 5 种全球地表覆盖制图中湿地面积所占比例随纬度的分布

比例进行对比, 其结果如图 6 所示, 可以看出 7 种数据对湿地分布随纬度的变化趋势较为一致, 在人类活动较大的区域(图中大致位于 40°S~55°N), 基于模拟方法所得的潜在分布区均大于另外 5 种遥感获得的实际湿地结果, 在高于 55°N 的区域由于几乎无人类活动的干扰, 陆表湿地潜在分布面积的大小处于 7 种数据的中间. 在纬度分布上全球有两个地区分布着丰富的湿地, 一个在赤道附近(该地区的亚马逊、刚果盆地、维多利亚湖构成了丰富的湿地资源), 一个在 60°N 附近(该地区分布着丰富的极地苔原、沼泽泥炭地).

对这 7 种数据总面积的统计显示(表 4), Fan 等(2013)和本次模拟的结果较为接近, 均大于另外 5 种基于遥感的制图产品, 尤其和 BU-MODIS、GLCNMO 两种数据差别很大, 这一原因可以归结如下: (1) BU-MODIS 和 GLCNMO 的湿地制图结果仅包含永久湿地和水, 其余 3 种基于遥感的制图产品虽然包含了部分洪泛湿地类型, 但对于一些短历时水淹区域, 从单一时相的光谱影像数据难以获得湿地最大范围. 一些季节性变化大的洪泛湿地如鄱阳湖, 其最大和最小淹没区相差可以达到 3 倍以上(孙芳蒂等, 2014), 从而可能导致基于遥感的单一时相制图产品面积较小, 而基于地形和水文过程分析的结果却有可能把这类区域分为潜在湿地分布区. (2) 两种模拟方法均未能考虑农业灌溉、水库大坝等对水资源的开采导致的湿地减少, 从而使基于模拟的结果大于遥感影像的制图结果, 这一问题主要由于缺乏能够定量表征人类活动的数据集, 是当前大尺度水文模拟中的难点之一(Pokhrel 等, 2012; Wood 等, 2011). 同时潜在湿地范围较大也是我们所期望的, 这个范围为我们研究遥感湿地制图提供了外确界, 此范围以外区域湿地分布的可能性可以被忽略.

考虑到滨海湿地水文过程特殊, 且海岸带区域随陆海地形结构宽度变化大, 地表高程微起伏难以在较粗分辨率高程数据上反映出来, 所得结果会存在较大不确定性, 本文对此不作专门研究而主要集中于对陆表湿地潜在分布的模拟. 本文对全球陆表湿地潜在分布的模拟和 Fan 等(2013)、WETCHIMP 等相比采用的模型虽然简单, 但依然获得了较高的精度. 究其原因, 首先以流域为基础根据不同的气候区分别构建不同的建模单元, 这样可以区别不同气候条件下陆表湿地形成的机理对模型参数取值造成的不同影响. 同时由于采用了 NOAH 模式输出的土壤含水量数据, 该数据已被众多研究采纳、评价(Rodell 等, 2007; Syed 等, 2008; Zhang 等, 2008), 具有较高的可信度. 模拟结果也说明从水循环的角度去理解、模拟全球湿地的分布具有可行性. 由于未考虑人类活动对自然水循环的干扰, 本次结果和实际湿地的分布相比应有所高估, 未来我们将尝试加入人类活动如: 农业灌溉、构筑大坝水库等干扰因素, 同时更加全面地模拟自然水循环过程中的植被截留、产流、地表水和地下水的互相补给等过程. 这些可以通过以现有模型为基础予以改进或者建立新的模型来实现.

参考文献

宫鹏, 牛振国, 程晓, 等. 2010. 中国 1990 和 2000 基准年湿地变化遥感. 中国科学: 地球科学, 40: 768–775

牛振国, 宫鹏, 程晓, 等. 2009. 中国湿地初步遥感制图及相关地理特征分析. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39: 188–203

牛振国, 张海英, 王显威, 等. 2012. 1978~2008 年中国湿地类型变化. 科学通报, 57: 1400–1411

孙芳蒂, 赵圆圆, 宫鹏, 等. 2014. 动态地表覆盖类型遥感监测: 中国主要湖泊面积 2000~2010 年间逐旬时间尺度消长. 科学通报, 59: 397–411

俞乐, 王杰, 李雪草, 等. 2014. 基于多源数据集成的多分辨率全球地表覆盖制图. 中国科学: 地球科学, 44: 1646–1660

郑姚闽, 张海英, 牛振国, 等. 2012. 中国国家级湿地自然保护区保护成效初步评估. 科学通报, 57: 207–230

Bartholomé E, Belward A. 2005. GLC2000: A new approach to global land cover mapping from Earth observation data. Int J Remote Sens, 26: 1959–1977

Bergstrom S. 1995. The HBV model. In: Singh V P, ed. Computer Models of Watershedhydrology. Littleton: Water Resources Publications. 443–476

Beven K, Kirkby M. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. Hydrol Sci J, 24: 43–69

Bohn T J, Lettenmaier D P, Sathulur K, et al. 2007. Methane emissions from western Siberian wetlands: Heterogeneity and sensitivity to climate change. Environ Res Lett, 2: 045015

Decharme B, Douville H. 2006. Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. Clim Dyn, 26: 65–78

Decharme B, Douville H. 2007. Global validation of the ISBA sub-grid hydrology. Clim Dyn, 29: 21–37

Dronova I, Gong P, Wang L. 2011. Object-based analysis and change detection of major wetland cover types and their classification uncertainty during the low water period at Poyang Lake, China. Remote Sens Environ, 115: 3220–3236

Ek M, Mitchell K, Lin Y, et al. 2003. Implementation of the upgraded Noah land-surface model in the NCEP operational mesoscale Eta model. J Geophys Res, 108, doi: 10.1029/2002JD003296

Melton J R, Wania R, Hodson E L, et al. 2013. Present state of global wetland extent and wetland methane modelling: Conclusions from a model inter-comparison project (WETCHIMP). Biogeosciences, 10: 753–788

Fan Y, Miguez-Macho G. 2011. A simple hydrologic framework for simulating wetlands in climate and earth system models. Clim Dyn, 37: 253–278

Fan Y, Li H, Miguez-Macho G. 2013. Global patterns of groundwater table depth. Science, 339: 940–943

Friedl M, McIver D, Hodges J, et al. 2002. Global land cover mapping from MODIS: Algorithms and early results. Remote Sens Environ, 83: 287–302

Gong P, Wang J, Yu L, et al. 2013. Finer resolution observation and monitoring of global land cover: First mapping results with Landsat TM and ETM+ data. Int J Remote Sens, 34: 2607–2654

Habets F, Saulnier G M. 2001. Subgrid runoff parameterization. Phys Chem Earth Pt B, 26: 455–459

Hargreaves G H, Samani Z A. 1985. Reference crop evapotranspiration from ambient air temperature. Appl Eng Agric, 1: 96–99

Hilbert D W, Roulet N, Moore T. 2000. Modelling and analysis of peatlandsas dynamical systems. J Ecol, 88: 230–242

Hui F, Xu B, Huang H, et al. 2008. Modelling spatial-temporal change of Poyang Lake using multitemporal Landsat imagery. Int J Remote Sens, 29: 5767–5784

Ji W, Zeng N, Wang Y, et al. 2007. Analysis on the waterbirds community survey of Poyang Lake in winter. Geogr Inf Sci, 13: 51–64

LehnerB,Döll P. 2004. Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. J Hydrol, 296: 1–22

Loveland T, Reed B, Brown J, et al. 2000. Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. Int J Remote Sens, 21: 1303–1330

Melton J R, Wania R, Hodson E L, et al. 2013. Present state of global wetland extent and wetland methane modelling: Conclusions from a model inter-comparison project (WETCHIMP). Biogeosciences, 10: 753–788

Nakaegawa T. 2012. Comparison of water-related land cover types in six 1-km global land cover datasets. J Hydrometeorol, 13: 649–664

OECD. 1996. Guidelines for aid agencies for improved conservation and sustainable use of tropical and subtropical wetlands. In: Organization for Economic Co-operation and Development, Paris

Pokhrel Y, Hanasaki N, Koirala S, et al. 2012. Incorporating anthropogenic water regulation modules into a land surface model. J Hydrometeorol, 13: 255–269

Prentice I C, Sykes M T, Cramer W. 1993. A Simulation-Model for the transient effects of climate change on forest landscapes. Ecol Model, 65: 51–70

Ringeval B, Decharme B, Piao S L, et al. 2012. Modelling sub-grid wetland in the ORCHIDEE global land surface model: Evaluation against river discharges and remotely sensed data. Geosci Model Dev, 5: 683–735

Rodell M, Houser P, Jambor U, et al. 2004. The global land data assimilation system. Bull Amer Meteorol Soc, 85: 381–394

Rodell M, Chen J, Kato H, et al. 2007. Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. Hydrogeol J, 15: 159–166

Syed T H, Famiglietti J S, Rodell M, et al. 2008. Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. Water Resour Res, 44: W02433, doi: 10.1029/2006WR005779

Tateishi R, Uriyangqai B, Al-Bilbisi H, et al. 2011. Production of global land cover data-GLCNMO. Int J Digit Earth, 4: 22–49

Wilen B, Bates M. 1995. The US fish and wildlife service's national wetlands inventory project. Vegetatio, 118: 153–169

Wood E F, Roundy J K, Troy T J, et al. 2011. Hyperresolution global land surface modeling: Meeting a grand challenge for monitoring Earth's terrestrial water. Water Resour Res, 47: W05301, doi: 10.1029/2010WR010090

Zedler J B, Kercher S. 2005. Wetland resources: Status, trends, ecosystem services, and restorability. Annu Rev Environ Resour, 30: 39–74

Zhang J, Wang W C, Wei J. 2008. Assessing land-atmosphere coupling using soil moisture from the global land data assimilation system and observational precipitation. J Geophys Res, 113: D17119, doi: 10.1029/2008JD009807