

过去 60 a 间全球干旱变化甚微

Justin Sheffield, Eric F. Wood¹ & Michael L. Roderick

李耀辉¹, 胡田田^{1,2}, 王 莺¹ 译

(1. 中国气象局兰州干旱气象研究所, 甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室, 甘肃 兰州 730020; 2. 兰州大学大气科学学院, 甘肃 兰州 730000)

文章编号: 1006-7639(2013)-01-0215-06 doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2013)-01-0215

由于气候变化, 尤其在全球变暖导致降水减少和蒸发增加的情况下, 未来干旱的强度和发生频率预计将会增加^[1-3]。先前一些关于干旱变化的评估发现, 从 20 世纪末到 21 世纪初, 增加趋势可能已经在全世界范围内发生。特别是用帕默尔干旱指数 (PDSI) 计算的结果表明, 自 1970 年代以来, 全球范围内水分总体是减小的, 与干旱增加相对应, 这在某种程度上归因于全球变暖^[4-5]。PDSI 是由一个简单的水分平衡模式导出的, 该模式由月降水和温度资料驱动。由于简单易操作性, 使得 PDSI 成为一种很有吸引力的工具而被用于大范围干旱的评估, 但在气候变化背景下其结果可能会产生偏差^[6]。本文将指出以往研究中关于全球干旱增加的估计过高, 这是由于 PDSI 指数中对潜在蒸发的计算用了一个简化模型^[7], 该模型仅仅考虑了温度变化 (而没有考虑其它因素), 所以对近几十年来全球变暖情况下得出的干旱响应就不完全正确。如果采用考虑了有效能量、湿度和风速变化的基于基本物理原理^[8] 的更加接近真实的计算方法, 其结果则表明, 在过去的 60 a 里干旱状况几乎没有发生变化。这个结论提示我们应该如何解读全球变暖对水循环及其极端事件的影响, 并且也有助于解释为何基于树木年轮资料重建的古气候干旱事件与近些年来基于 PDSI 的干旱记录大相径庭^[9-10]。

干旱作为一种主要自然灾害对区域农业、水资源和环境具有重大的影响, 对日益全球化的世界产生的影响更为深远^[11]。在 2000 到 2009 年的 10 a

间发生了许多干旱事件, 例如美国西北部、澳大利亚东南部和中国东北部的长期干旱事件, 以及最近在俄罗斯与美国中部发生的短期但严重的干旱事件, 这些事件的发生暗示了气候变化也许是干旱发生的一个驱动因子, 并且 21 世纪气候变暖和降水改变等情况有可能会变得更糟^[12]。许多研究将最近发生的严重并且长时间的干旱归因于气候变暖^[5,12]。政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 第 4 次评估报告总结出以下几条证据: “自 1970 年代以来, 在全球更广泛的区域已经观测到更多严重的长时间干旱, 特别是在热带和亚热带地区; 温度增加和降水减少使空气更加干燥, 有助于干旱的这种变化 (增加)”^[13]。第 4 次评估报告通过总结大量的利用 PDSI 指数分析出的结果得出, 在过去几十年里, 不管是在区域^[5,14] 还是全球范围内^[4], 干旱事件是增加的, 与全球增温同步。尽管第 4 次评估报告的结论总体上已经做了修正, 但是在最近发布的 IPCC 极端事件特别报告^[3] 中指出, 对于 PDSI 指数的过度依赖可能会导致对区域和全球干旱的估计过高。

PDSI 指数最初是作为一个农业监测工具于 1960 年代在美国发展起来的^[15], 作为对受灾农民分配救援物资的依据。它被广泛用于 (农业) 业务监测, 并越来越多应用于气候变化研究^[2,16]。它的普及得益于它使用简单和在农业方面应用的长久历史。然而, 也正是因为其简单化, PDSI 指数也存在一些缺点^[3,17-18], 例如对潜在蒸发 (PE, 大气的蒸发需求) 的计算, 是仅由温度数据根据桑斯维特

收稿日期: 2013-01-23; 改回日期: 2013-02-24

基金项目: 公益性行业 (气象) 科研专项项目 “多时间尺度干旱监测预警、评估技术研究” (GYHY201006023) 及国家自然科学基金 (41175081) 共同资助

译者简介: 李耀辉 (1967-), 男, 甘肃徽县人, 研究员, 主要从事干旱、干旱气候变化及相关研究工作. E-mail: Li-yaohui@163.com

(Thornthwaite)经验公式^[7]计算得来。实际上,蒸发已经被广泛证实并不仅仅是温度的函数,正确的蒸发所需要的物理过程还应包括辐射和空气动力学等控制因子^[8,19-21]。基于温度的 PE 计算方法似乎在与气候学有关的应用方面相对较好,因为温度与周、月和年时间尺度上的净辐射和空气湿度有相关性^[22]。然而,在估算趋势方面仍存在问题,大量的文献表明基于温度的方法是有缺陷的,根本原因是温度并不是决定蒸发通量的唯一因素(见补充信息)。在气候变化背景下,基于温度的方法得出不断增加的 PE,响应了近年来观测到的变暖趋势。在用 PDSI 模型时(其中的土壤湿度由降水、蒸发和径流之间的平衡得到),由得出的 PE 增加推出全球干旱^[13]的增加,此外还包括了对降水变化的影响。但是,大量基于观测和详尽物理过程的研究表明,在过去的几十年里,尽管一些区域的温度总体是增加的,但是由于辐射、水汽压差以及(或者)风速的减小^[6],最终导致这些区域的蒸发需求(PE)是减弱的。

为了解决这一矛盾,我们利用一个基于更准确物理过程的方法,来估算过去 60 a 全球干旱状况。我们用 2 种方法计算 PE 来得到 PDSI 的全球变化,即桑斯维特(Thornthwaite)算法和目前已经公认的彭曼(Penman - Monteith, PM)方程^[19,23];后者基于物理过程,由全球气象数据集和一套可供选择的降水及净辐射数据集(见研究方法)驱动。由于 PM 方法是一种更加精确、完备并具有更好的物理基础(见补充信息)的 PE 计算模型,其应用需要大量的数据,所以直至近期也难以用于大尺度研究中。但是,随着精细的格点化地面气象观测资料、卫星遥感资料和大气模式再分析资料的不断增加,实施 PM 计算现已成为可能。由于 PM 算法考虑了辐射因素和空气动力控制因素,从而改进了对干旱趋势的估算。最近有研究声称用 Thornthwaite 和用 PM 计算的 PDSI 指数(分别为 PDSI_Th 和 PDSI_PM)^[24-25]差别很小,但这很可能是由于驱动数据集和模式结构之间的矛盾造成的(见补充信息)。

用 2 种 PE 方法计算的全球平均 PDSI 指数时间序列(图 1a)可以清楚地看出,PDSI_Th 自 1970 年以来有减少趋势,而 PDSI_PM 不是这样。图中阴影部分表示用 4 种不同的全球降水资料和 2 种不同的辐射资料计算而产生的不确定性。1950~2008 年的 PDSI_Th 和 PDSI_PM 的趋势分别为 $-0.037 \pm 0.004/a$ ($P < 0.01$) 和 $-0.018 \pm 0.005/a$ ($P < 0.01$)。更近的 1980~2008 年的 PDSI_Th 的趋势和

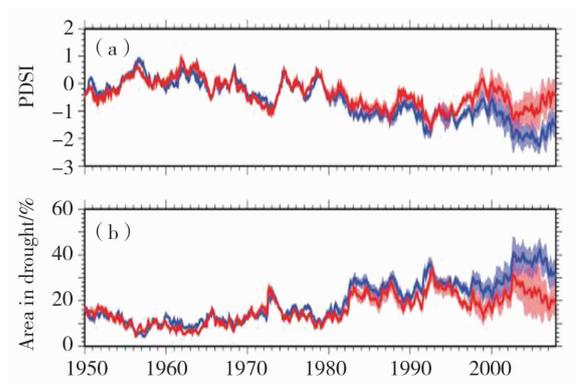


图 1 全球平均的 PDSI 时间序列和干旱面积 (a) PDSI_Th(蓝线)和 PDSI_PM(红线);(b) PDSI_Th(蓝线)和 PDSI_PM(红线)计算的干旱面积(PDSI < -3.0)(阴影代表降水(PDSI_Th 和 PDSI_PM)和净辐射(只有 PDSI_PM)的不确定性范围。降水的不确定性是由 4 组可供选择的全球降水数据集驱动的 PDSI_Th 和 PDSI_PM 估计的。净辐射的不确定性是由多源经验卫星数据^[31]驱动的 PDSI_PM 和一个经验方法估计的。其他近地面气象数据来自于合成再分析观测数据集^[31]。粗线是不同 PDSI 数据集的平均值。时间序列取全球陆地范围的平均,不包括格林兰、南极洲和年平均降水 < 0.5 mm/d 的沙漠地区)

1950~2008 年的趋势较为接近 ($-0.032 \pm 0.008/a$; $P < 0.01$),但 PDSI_PM 的趋势 ($-0.003 \pm 0.018/a$; 不显著)基本为 0。从 1980 年到 2008 年,用 PDSI_Th 计算的全球干旱面积(图 1b)每年上升 $0.559 \pm 0.017\%$ ($P < 0.01$),用 PDSI_PM 计算的全球干旱面积每年上升 $0.078 \pm 0.205\%$ (不显著)。尽管总体来说用 PDSI_PM 的干旱面积变化趋势很小,但仍然略有增加,虽然这比 PDSI_Th 计算的干旱面积变化趋势小了 7 倍。PDSI_Th 计算的干旱空间分布趋势(图 2)表明变干区域覆盖了全球很多陆地范围,特别是在非洲和亚洲东部。相比而言,PDSI - PM 计算的变干和变湿区域相互交错,从全球范围来看平均趋势不明显。PE_Th 方法计算的蒸发趋势在全球几乎所有地区(陆地面积的 98%)都是增加的,这符合全球温度确定升高的预期,但 PE_PM 计算的蒸发趋势既有增加(约占 58% 的陆地面积)也有减少(占 42% 陆地面积)。这 2 种方法计算的趋势不一致主要反映在南美洲北部、美国中部、北美东部、非洲撒哈拉沙漠以南的东部地区、俄罗斯西部、亚洲南部和东南部以及澳大利亚等地区的大部分区域。因为在上述这些地区的一些区域水分不足,实际蒸发受到影响,所以 PDSI 指数偏小。然而,在能

量不足的地区,如欧亚大陆北部和亚马逊,PE造成的偏差就转化为PDSI趋势变化的正负不同。

这些结果说明先前关于全球干旱增加的结论过于夸大。但是,在我们的方法中也存在一些不确定因素,特别是由于错误的气象数据而造成的不确定。我们用最新资料,这些资料是目前被全球有效利用的最好数据,不过仍然不是完美的。虽然如此,用PM模式估算出的PE减少的区域与大量证据总体上是一致的,这些证据表明在这些区域蒸发皿蒸发量也是减少的^[6],这是由于全球变暗、风速减小和一些地区的水汽压差减小^[20](进一步讨论见补充材料)引起的。基于温度的算法(如PDSI_Th或PE_Th)并不能捕捉到这种趋势。尽管观测网稀疏区域会导致全球的向下长波辐射增加趋势和风速减小趋势普遍被低估,但是用于计算PE_PM的辐射、风速和湿度等资料的趋势总体上与观测值一致。然而,对于向下长波辐射趋

势的可能被低估并不能解释PDSI_Th和PDSI_PM结果之间的差异,对风速减小的低估意味着这种差异也许是一个保守估计(见补充材料)。此外,由降水和净辐射数据造成的不确定性(差异),正如用不同降水和净辐射数据计算的PDSI标准差值,远小于由PE方法造成的PDSI趋势差异。随着数据质量提高,不确定性减小,算出的干旱程度变化趋势的量级也将发生改变;尽管如此,原来的结论——由缺乏准确物理表述的潜在蒸散发引起的对于旱长期变化趋势的估计仍然是站不住脚的。

尽管人们早就认识到基于温度的PE估算的科学性存在缺陷,大量研究结果^[6,21-22]也表明这些缺陷表现为变暖对于旱和水文影响的总体上的错误估计,但PDSI_Th方法包括其原始形式仍然被长期持续地用于气候研究,这是非常奇怪的。支持应用PDSI_Th方法的观点,通常基于有关数据的可用性;

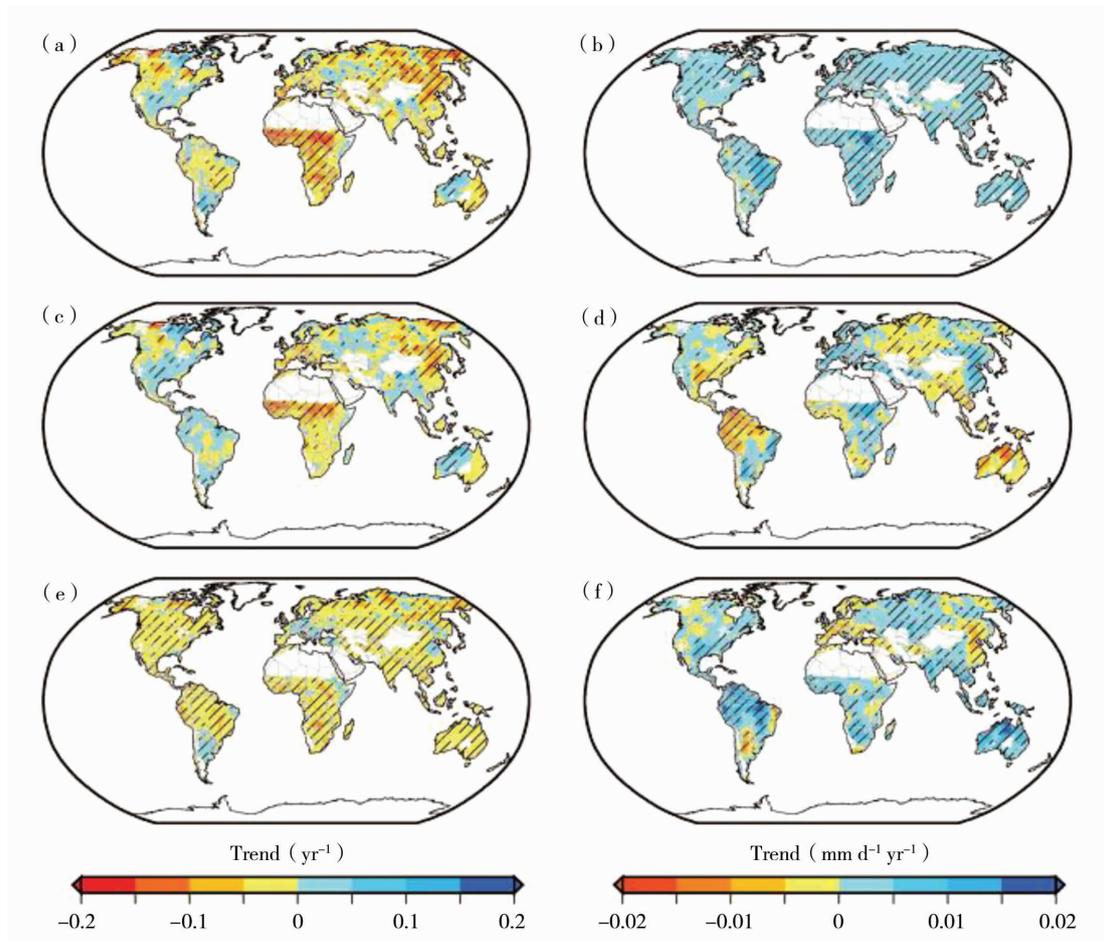


图2 PDSI和PE的趋势

(a),(c),(e)为1950~2008年的年平均PDSI(用4种降水资料计算结果的平均,对于PDSI_PM,还用了2种净辐射资料)非参数变化趋势,其中PDSI_Th(a),PDSI_PM(c)以及它们之间的差异(e)。(b),(d),(f)为1950~2008年的年平均PE的非参数变化趋势,其中PE_Th(b),PE_PM(d)和它们的差异(f)(这些值不包括格林兰岛,南极洲和年平均降水<0.5 mm/d的沙漠地区。在95%置信度下显著的趋势用斜线表示。(e)和(f)的趋势差异及其统计显著性通过2组数据时间序列的差异计算所得)

此外也可能与它的传统用途有关,即绘制农业干旱分布图和分配干旱援助物资,就像救灾部门那样——根据在短时间内(几周到几个月)的干旱空间分布图进行比较和判识。那种应用依赖于主要由降水亏缺引起的空间变化,所以 PDSI_Th 应该可以在某一要求的短时间内对干旱程度不同的区域做出合理的区分。然而,如果用于由气候变率或者气候变化引起的长时期的干旱变化评估,PDSI_Th 从最初似乎就没有这种优势,它对于温度变化过于敏感以及其它的一些简化,使它对时间变化的评估能力大打折扣。干旱的古气候重建结果也许很容易被人接受,因为他们是依靠定标树木年轮的数据去匹配重叠时段内的 PDSI_Th 而发展起来的。在一些地区,树木年轮的数据反映了气候和非气候因素(如外部干扰等)综合影响下的真实变化,它与最近几十年来气候变暖加速(见参考文献 9,10 的例证)这一背景下用器测数据得到的 PDSI_Th 结果很不一致。同样,类似的由高纬度和高海拔树木年轮数据重建的温度引起的“不一致问题”^[26],则很可能与这样一种假设有关——通过蒸散发的变化,温度可以被用来作为控制(植物)生长的替代因子,而其它环境因子(例如较高的 CO₂ 浓度)对生长的不同影响则忽略不计。这就会导致对过去变化估计过高,相反对近年来的变化估计过低。

上述这些分析结论给我们这样的启示:我们应该如何解释全球变暖在陆地水循环以及由此引起的干旱等极端事件的变化中所起的作用,如何量化未来气候变化的影响。一些区域研究结果^[5,12]认为,当温度异常偏高时,会通过增加蒸发而引起近年来干旱事件的增加。但有证据表明温度直接影响干旱实际上是对陆地和大气之间互反馈作用的误解。更为可信的解释似乎是,当干旱发生时,由于降水减少而引起实际蒸发减少^[27],蒸发冷却随之减少,感热通量增加而加热大气,最终(干旱)导致温度增加^[28]。短期温度异常(偏高)更像是对于干旱的响应,而不是驱动干旱的因子^[29]。但值得关注的是,就像利用经验方法(如 PDSI_Th、PE_Th)量化温度与干旱的关系那样,如果只是通过增温对干旱影响的直观感受去推测未来气候变化(对干旱)的影响,其结果很可能会被夸大^[21-22,30]。因此,这就有必要用我们指出的气候因素和水文变率之间复杂的物理关系(如 PDSI_PM、PE_PM)去客观准确地理解全球变暖对干旱影响的合理程度。利用具有真实物理过程的水文模型,并与大量常规观测和卫星遥感数据资源相融合,就有可能更准确评估全球干旱变化及

其与气候变化之间的关系。

方法概述

我们用 PDSI 模型^[18]的原始版本和自校正版本,即桑斯维特算法(即 PDSI_Th)和用 PM 公式计算 PE 的改进版本(即 PDSI_PM),来量化干旱。这 2 种模型(PDSI_Th 和 PDSI_PM)由全球气象数据库^[31]的降水和温度资料驱动,它融合了大气再分析数据、可利用的遥感数据和地面观测资料,并且更新至 1948~2008 年。这些气象资料均做过质量控制,去除了由于观测系统的变化而引起的错误趋势(见补充说明)。我们也用了另外一套全球降水资料来评估全球降水趋势的不确定性对干旱趋势的影响,认识到降水是干旱变率的主要驱动因子,但在区域到全球范围降水趋势也存在不确定性。此外,PDSI_PM 模型还需要输入来自更新了的气象数据集的辐射、湿度和其它近地面气象要素资料(见补充材料)。年平均值的趋势用非参数 Mann-Kendall 方法检验,根据由不同的降水数据集算出的 PDSI 数值取其中值,取 $\alpha = 0.05$ 进行显著性检验。干旱面积按 $PDSI < -3$ 的面积百分比计算。

方法

帕默尔旱度指数。历史上,PDSI 指数^[15]是用作监测和分析干旱发生的工具,尤其是在美国,是“美国国家干旱监测系统”的组成之一^[32]。它一般计算到周到月时间尺度,用降水和温度输入资料来驱动一个由水平衡参数化项标准化的简化水分平衡模式,该模式包含一个通用 2 层土壤模式和大气模式。它的简便性使其成为一个用于重建从区域到全球尺度干旱记录的备受关注的可选方法^[4,33],因此也被用来表征土壤湿度状况^[4]。在一些研究中(具体例子见参考文献 4,34,35)用它来分析区域到全球尺度干旱的长期变率。PDSI 指数通常与更为完备的水文模式^[36]输出结果有较好的一致性,但是在偏冷季节和高纬度地区两者会有差异,在较干旱地区也是如此。

尽管历史悠久,但 PDSI 已被证明不适合大范围应用,而且受制于它在物理基础与土壤水文过程方面的过于简化^[17,37]。例如,它不包括冷季过程,这使它在世界上很多地方都不适用。通常形式的 PDSI 算法用了几个经验常数来描述局地气候特征。这最初是由帕默尔利用大量位于美国中西部地区气候部门的数据得出,因此对于全球来说不具有代表性,比如它只用了美国中西部地区的原始数据来划定干旱开始和结束的标准。一些问题已经被修正版

本加以处理,解决了空间上的不一致问题。

我们用 PDSI 模型^[18]的原始版本和自修正版本来量化干旱,也就是用桑斯维特算法(即 PDSI_Th)和用 PM 公式计算 PE 的改进版本(即 PDSI_PM)。

桑斯维特(Thornthwaite) PE 算法。PE 在 PDSI 中由只用温度驱动的桑斯维特方法建模。桑斯维特^[7]用月平均温度与 PE 建立关系,就像在美国东部山谷地带由水分平衡确定的那样,那里水汽丰沛,足以保持活跃的蒸发作用。月的桑斯维特 PE(mm) 公式为:

$$PE = 16d(10T/I)^a$$

T 表示月平均温度($^{\circ}\text{C}$), d 表示依赖于纬度和月份的修正因子。 I 表示年度温度指数(或热量指数):

$$I = \sum_{i=1}^{12} (T_i/5)^{1.514}$$

下标 i 表示月份, a 是一个经验因子:

$$a = 0.49 + 0.0179I - 0.0000771I^2 + 0.000000675I^3$$

彭曼(Penman - Monteith) PE 算法。PM 方法^[23]由于在潜在蒸散和实际蒸散(考虑了对大气需求的植物和环境阻力)建模方面运用了最为全面的算法,因此被广泛接受。它由考虑了消除地表温度项的地表能量平衡方程推导得出,并成为许多分布式水文模式和陆面模式中蒸发模型的基础(后者通常构成了耦合到气候模式的陆面模式的组成部分),还被用来作为卫星遥感数据反演区域和全球蒸散发的基准(例如参考文献 38, 39, 40)。下面的 PM 方程给出了植物或者土壤克服气孔和空气动力阻力而消耗能量的模型。输入净辐射、温度、湿度和风速,则:

$$ET = \frac{\Delta R_{\text{net}} + (\rho c_p D/r_a)}{\Delta + \gamma(1 + r_s/r_a)}$$

这里蒸散量 ET 单位为 Wm^{-2} , 如果除以水分蒸发产生的潜热(λ (Jkg^{-1})), 其单位就可转化为 mm/月。 Δ (PaK^{-1}) 为饱和水汽压对空气温度的斜率, R_{net} 为净辐射(Wm^{-2}), ρ 为空气密度(kgm^{-3}), C_p 为定压比热($\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$), D 为水汽压差(Pa), γ 为干湿表测湿系数(PaK^{-1})。 r_a 和 r_s 分别为空气动力阻力和气孔阻力(sm^{-1})。当气孔阻力为零, ET 就减化为 PE; 如果考虑辐射和空气动力的和, 则 PE 方程的推荐形式^[19]为:

$$PE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_{\text{net}} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} 6.43(1 + 0.536U)D$$

式中 PE 单位为 mmd^{-1} , U 为 2 m 高度上的风速(ms^{-1})。与只考虑温度的桑斯维特表达式相比, PM 的蒸发模型综合考虑了辐射和空气动力过程的共同作用, 因而其结果更加接近真实, 并且包含了湿

度、辐射、风速和温度变化带来的可能影响。

全球气象强迫数据集。2 种 PDSI 模式(PDSI_Th 和 PDSI_PM)是由我们全球气象数据集的降水和温度数据驱动。PDSI_PM 模式还需要输入来自这个数据集的辐射、湿度和其他近地面气象资料。全球气象强迫数据集^[31]融合了再分析资料和观测资料, 形成了一个全球范围的、长时间序列(1948 ~ 2008)、 1.0° 格距、每 3 h 的降水、地表辐射和近地面气象资料数据集。该数据集是为了在大范围(区域到全球)和长时间尺度(年际到年代际)驱动陆面水文模式和其它物理模式而专门设计的。因此数据集的目的是为了确保得到的长时间趋势和变率的稳定性。同时它调整短时间(日和时)的变化使其与观测资料相协调, 有效地保持了变量间的相互关系。数据集是基于 NCEP/NCAR 再分析资料(NNR)^[41]建立起来的, 它提供了从 1948 年到现在连续的大气和陆面变量资料。NNR 再分析资料通过对降水、空气温度、短波及长波辐射等观测数据的融合, 消除了时到年时间尺度上的偏差, 使资料得到校正。降水和温度进行尺度调整后使其在月时间尺度上匹配气候研究中心(CRU) TS3.0 数据集^[42]。利用“热带降雨观测计划(TRMM)”的“多源卫星降水分析系统(TMPA)”^[43]得到的基于卫星数据的统计模型, 对降水的日内循环进行再抽样订正。气温的日变化也被调整去匹配 CRU TS3.0 数据集。对 1984 ~ 2007 年的长波和短波辐射资料进行尺度调整, 来匹配 NASA/GEWEX“地表辐射收支系统(SRB)”^[44]的月时间尺度上的卫星反演数据。该数据集可以从该网站获得 <http://hydrology.princeton.edu/data.pgf.php>。

可供选择的降水数据集。4 套全球降水数据集被用来量化全球降水的不确定性。这 4 套数据集分别是 CPC - Prec/L^[45] (<ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/50yr/>)、全球降水气候中心 V4 (见参考文献 46) (GPCC; <http://gpcc.dwd.de>)、气候研究中心 TS3.0 (参考文献 42) (<http://badc.nerc.ac.uk/browse/badc/cru>) 和 Willmott - Matsuura V2.01 (参考文献 47) (http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/download.html)。

趋势估算。年平均值的趋势由非参数 Mann - Kendall 方法检验, 中值取自自由不同的降水数据集推导而来的 PDSI 数据集。做 $\alpha = 0.05$ 的显著性检验。干旱面积按照 $\text{PDSI} < -3$ 的陆地面积百分比计算所得。

译自 Nature, 2012 年 11 月 15 日, doi: 10.1038/nature 11575. (参考文献略)