

1870~2002年全球Palmar干旱指数集 ——PDSI与土壤湿度及地表增温效应的关系

AIGUO DAI, KEVIB E, TAOTAO QIAN

王涓力 译

(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,甘肃 兰州 730020)

摘 要:用历史降水和温度资料得到全球陆地区域(分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$)1870~2002年间的月Palmar干旱指数(PDSI)。伊利诺斯州、蒙古及中国与前苏联部分地区有土壤湿度资料,暖季的PDSI与实测土壤湿度(土层厚度为1 m)呈显著相关($r = 0.5 \sim 0.7$),夏末和秋季相关最好,而春季由于融雪的影响相关最差。对世界最长河流(其中7条)及几条其他河流进行分析,各流域平均的年PDSI变化与径流相关很好($r = 0.6 \sim 0.8$),表明PDSI可以很好地表征地表土壤湿度状况与径流。对PDSI进行经验正交函数(EOF)分析,揭示了由降水、温度趋势及ENSO引起的年际内变率所产生的线性趋势。全球严重干旱区($PDSI < -3.0$)面积自20世纪70年代以来增加了1倍多,其中80年代初由于ENSO引起的降水减少造成干旱区面积的突增,后来的增加主要归因于地表增温;全球非常湿润区($PDSI > +3.0$)面积80年代减少不明显。自1972年以来,全球极干或极湿地区面积从20%增加到了38%,80年代中期以后地表增温是其主要原因。这些结果为日益增加的干旱风险提供了观测证据,干旱风险的增加是人类活动导致全球变暖的结果。

前 言

干旱和洪涝是极端气候事件,是代价最昂贵的自然灾害之一,每年都影响为数众多的人群(Wilhite, 2000),所以监测干旱与洪涝及预测其变化非常重要。在全球变暖背景下,这些极端气候事件有很大的潜在增加趋势,应特别关注(Trenberth, 2004)。然而,干旱与湿涝很难精确量化,因为存在许多不同的定义(如有气象、水文与农业干旱,见Wilhite 2000; Keyantash 和 Dracup 2002),并且确定一次干旱或湿涝事件开始与结束的标准也不同,此外也缺乏地面干湿状况的历史观测记录(Robock et al 2000)。为监测干旱与湿涝,研究其变率,定义了很多专门的指数(Hiem 2000; Keyantash, Dracup 2002)。其中Palmer干旱指数(PDSI)是美国气象干旱中使用最重要的指数(Heim 2002),其目的是测量大气水分供给及地表水分需求相对于当地

平均状态的累积距平。它将前期降水、水分供给及水分需求并入一个水文收支系统中,在计算土壤水分时用了个2层水桶模式,并基于美国中部有限的资料对田间水容量及2层间的水分传输做了某些条件假设(Palmer 1965; Heim 2002)。作为PDSI计算的中间项,Palmer模式也计算出了Palmer水分异常指数(Z 指数),它反映当前月的地表水分异常,未考虑前期条件。 Z 指数能迅速反映土壤水分变化(Karl 1986),可追踪农业干旱,它与PDSI通过下方方程相联系(Palmer 1965): $PDSI(m) = PDSI\{m - 1 + [Z(m)/3 - 0.103 PDSI(m - 1)]\}$,式中 m 是一个月指数。有关Palmer模式在Palmer(1965), Alley(1984)及Karl(1986)的文章中都有详细描述。

理论上讲,PDSI是一个标准化量,其值范围在-10(干)~+10(湿)之间,在空间和时间上具有可比性。然而,Guttman等(1992)发现,在通常的气候

条件下大平原地区的PDSI比美国其他地区倾向于更严重。PDSI把所有降水处理成直接有效降水(即地面没有雪的堆积)也是不精确的,还有植被对地表蒸散的影响,校准系数(Karl 1986)及一些其他过程(Aelly, 1984)也有影响。例如,Palmer假设当土壤顶层所有有效水分消耗殆尽才有潜在蒸散存在,只有到那时土壤下层的水分才会散失。尽管这些假设是合理的,它们也仅仅是对裸地的粗略近似(Philip 1975)。Palmer模式中,对由于云量及气溶胶浓度变化所引起的地表太阳辐射变化(Abakumova等1996; Liepert 2002)等一些因子没有明确地考虑,虽然太阳辐射毫无疑问在影响地表温度。同样,PDSI在土地冻结、积雪及融雪状态时也不能反映土壤湿度状况,如中高纬度的冬、春季节。尽管如此,在这些状态下PDSI仍然是水分供需累积效应(即气象干旱)的一个近似度量。尽管我们认为PDSI在暖季确实与土壤水分含量相关,但是也强调PDSI并不总是一个非常好的土壤水分估算量,对农业干旱也是如此。

相比于其他许多只基于降水的干旱指数而言,PDSI用降水和地表气温作为输入值,是值得肯定的(Keyantash, Dracup 2002),这使PDSI揭示了20世纪已经发生的全球变暖对干旱与湿涝的基本影响。地表温度对PDSI的影响来自潜在蒸散项,占其变率的10%~30%,潜在蒸散在Palmer模式中用Thornthwaite的公式(1948)计算而得,作为大气对水分需求的度量。由于降水与地表气温只是2个气候变量,并有很长的历史记录,对绝大多数陆地区域而言,能够容易地计算出最近100 a左右的PDSI值。

PDSI在美国除用于常规干旱监测外,美国(例如:Karl, Koscielny 1982; Karl 1986)、欧洲(Domonkos等2001; Lloyd-Hughes, Saunders 2002)、非洲(Ntale, Gan 2003)、巴西(dos Santos, Pereira 1999)

及其他地区也用来研究干旱气候及干旱气候变异,PDSI也用于树轮重建美国干旱的研究(如:Cole, Cook 1998; Cook等1999; Fye等2003)。这些研究大多是区域性的或集中在特定区域及国家。Dai等(1998)计算了全球陆地区域1900~1995年间的PDSI并分析了ENSO对全球干、湿地区的影响。本项工作修正了Dai等1998年建立的全球PDSI数据集,提供了详细的PDSI与有效土壤湿度及河川径流资料的对照,分析了20世纪PDSI领域变化的趋势和最新模式,研究了20世纪下半叶地表增温对全球干、湿地区的影响。全球PDSI数据集(<http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/pdsi.html>)已经被很多研究机构使用,并且将来会定期更新。我们强调PDSI用于年际尺度较好,不适宜作为高纬地区冷季土壤水分含量的度量。另外,对于给定的PDSI值来定量解释干燥或湿润要取决于当地的平均气候状况,如PDSI值为+4,在美国中部可能意味着洪涝,而在北非则只是中度降水(以美国中部标准而言)。

1 资料及方法

表1列出了用于本项研究的资料。地表气温资料(Jones, Moberg 2003)来自CRU;1948~2003年的降水资料取自NCEP气候预测中心(Chen等2002),其中1948~1997年由来自5000~16500个雨量站的格点资料创建,近些年由3500个雨量站的资料采用最佳内插方案得到,1948年以前来自Dai等(1997)的降水资料。Dai等的降水逐月距平在1950~1979年间调整为有零平均值,然后加上Chen等(2002)1950~1979年的平均值,从而获得用于PDSI计算的总降水。田间水容量(*awc*),来自Webb等(1993)的基于土壤结构的水容量图,如果 $awc \leq 2.54$ cm,则*awc*被赋值为土壤表层水容

表1 本项研究所用资料(逐月资料)

变量	类型及区域	分辨率	时段	来源及参考文献
<i>P</i>	雨量站,陆地	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$	1850~2003	Dai等(1997); Chen等(2002)
<i>T</i>	地面观测,陆地	$5^\circ \times 5^\circ$	1851~2003	CRUTEM2; Jones, Moberg(2003)
径流量	测站,陆地			NCAR; Dai, Trenberth 2002
土壤湿度	测站,陆地		10~21 a	Robock等(2000)
	伊利诺斯州	19个测站	1981~2001	Hollinger, Isard(1994)
	中国	43个测站	1981~1991	Robock等(2000)
	蒙古	42个测站	1978~1993	Robock等(2000)
	前苏联	50个测站	1972~1985	Vinnikov, Yeserkepova(1991)
土壤水容量	推导出,陆地	$1^\circ \times 1^\circ$	气候尺度	Webb等(1993)

量,底层水容量为零; $awc > 2.54$ cm, 则顶层水容量为 2.54 cm, 底层为 $(awc - 2.54)$ cm。温度与降水资料很可能存在误差,但在以前的工作中(例如: Jones, Moberg 2003; Dai 等 1997; Chen 等 2002)对各种资料已进行过误差的最小化,时间序列在大多数陆地区域认为是可信的。相对较低的分辨率($2.5^\circ \times 2.5^\circ$)不能解决诸如山区等小尺度的变化。

由于同任何观测量如土壤湿度和径流量没有直接的可比性,使用 PDSI 时通常没有经过严格的评价。土壤湿度反映地表径流过后下垫面保留的降水量,取决于诸多因素,包括田间水容量(土壤结构与土层厚度的函数)、前期土壤状况、降水频次及强度(Trenberth 等 2003)。例如,一次大暴雨会产生大的地表径流甚至引发洪水,但是次地表土壤可能还是干的;相反,数小时的持续小雨会彻底浸湿土壤而不会有地表径流。此外地表与次地表径流可能数周或数月后才能到达大河流的下游。这些说明了大气水分供需(计算 PDSI 所需)、土壤湿度、地表径流与河流径流量之间复杂的相互关系。不过,从区域或流域尺度和年平均而言,PDSI、土壤湿度及河流径流量应彼此相关,因为它们都是区域性大气水分供给(即降水)及需求(即蒸散)所驱动的大尺度干旱与湿涝的度量因子。Dai 等(1998)研究表明,美国、加拿大的中纬地区、欧洲及澳大利亚东南部区域平均的 PDSI 与 20 世纪的河流径流量显著相关($r = 0.63 \sim 0.75$)。本研究比较了伊利诺斯州、蒙古、中国及前苏联部分地区的 PDSI 与来自全球土壤湿度资料库(http://climate.envsci.rutgers.edu/soil_moisture/)的有效土壤湿度(Robock 等,2000)。土壤湿度测站按照经纬度分区以便同格点化的 PDSI

值进行比较,首先对附近测站资料进行平均,然后结合其他测站以获得该区的方位平均值。同时,对很多大流域的 PDSI 与实测的 20 世纪河流径流量(来自 Dai 和 Trenberth,2002)相比较,在比较中,以年时间序列为主,忽略局地地表径流与下游河流径流量之间的时间滞后。PDSI 与其他干旱因子之间的显著相关为 PDSI 数据集的使用提供了进一步的支持。

2 PDSI 与土壤湿度

图 1 是伊利诺斯州土壤湿度实测值与 Palmer 模式的计算值比较。夏半年,Palmer 模式的计算值(土层厚度 0.9 m)在季节性及年变率平均上仅存在很小的偏差,考虑到相比于现在的陆面模式(如 Dai 等 2003),Palmer 模式仅受逐月气温与降水影响,因此这一结果是值得注意的。最大的偏差出现在 9 月,计算的土壤湿度比实测值低,而年内土壤湿度距平比实测值大,但并不影响相关性。计算的总土壤湿度与实测的每层土壤湿度相关最好,9 月与 1.25 m 土层厚度的实测值显著相关,3~4 月相关不显著,5~6 月仅与 0.5 m 土层厚度实测值显著相关(图 1c)。春季低相关不足为奇,因为在简单的 Palmer 模式中没有考虑融雪,但是在伊利诺斯州它对土壤湿度有很大的影响。5~6 月,融雪的影响逐渐消失,土壤湿度受月降水的影响逐渐增大,于是 Palmer 模式模拟得较好。此外,图 1b 表明 Palmer 模式及实测资料中的土壤水分距平有不同的下界。

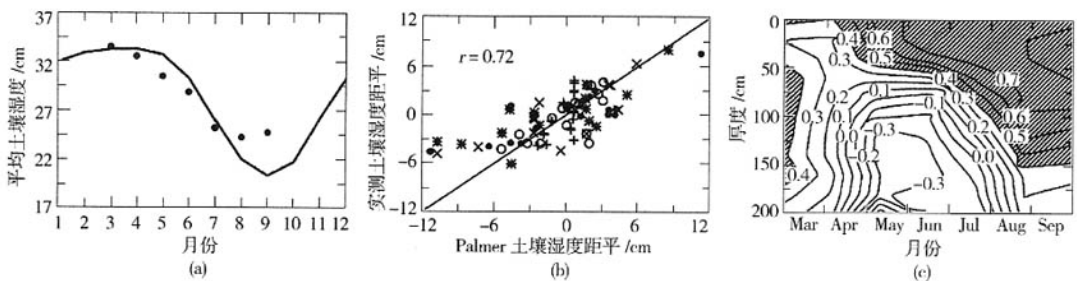


图 1 (a) 伊利诺斯州平均土壤湿度 Palmer 模式计算值(实线)与实测值(点,土层厚度为 0.9 m, 17 个站);
(b) 1981~2001 年伊利诺斯州月土壤湿度距平 Palmer 模式计算值与实测值,符号 +, ○, ×, *, · 分别代表 5, 6, 7, 8, 9 月;
(c) 作为月与土层厚度函数的土壤湿度实测值与 Palmer 计算值之间的相关系数分布,
< 0.4 的值为统计不显著,10~2 月土壤湿度资料缺失

伊利诺斯州实测土壤湿度与 PDSI 也存在显著相关(图2)。由于图中3个右下方的点,年际内相关大大

减弱,并且与每层土壤湿度的相关也比图1c中显示的小,而5月 PDSI 与实测土壤湿度相关最好。

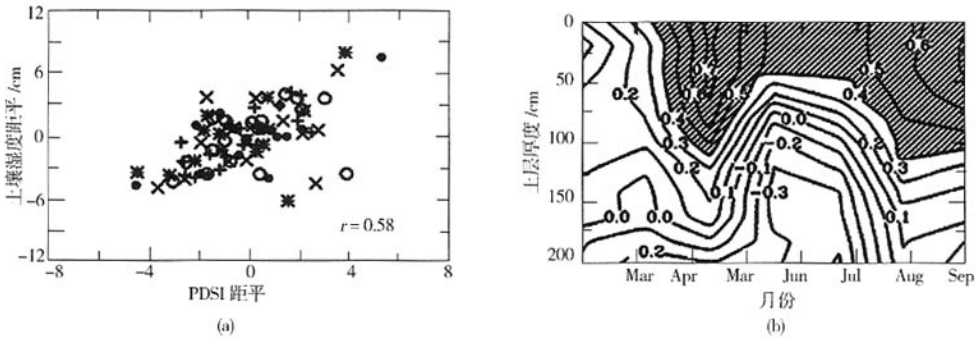


图2 (a)1981~2001 年伊利诺斯州 PDSI 月距平与 0.9 m 土层厚度实测土壤湿度距平。所有点的相关系数 $r = 0.58$, 符号 +, ○, ×, *, · 分别代表 5,6,7,8,9 月;(b) 作为月与土层厚度函数的土壤湿度实测值与 PDSI 之间的相关系数分布, <0.4 的值为统计不显著,10~2 月土壤湿度资料缺失

由于 Palmer 模式是针对美国中部地区设计的,用该模式计算的土壤湿度在中国、蒙古及前苏联的很多地区有很大偏差。而 PDSI 与 Z 指数是标准化指

数,其偏差很小,因此美国以外的地区只对 PDSI, Z 指数与实测土壤湿度进行比较。

表 2 给出实测月平均土壤湿度(土层厚度 1 m,

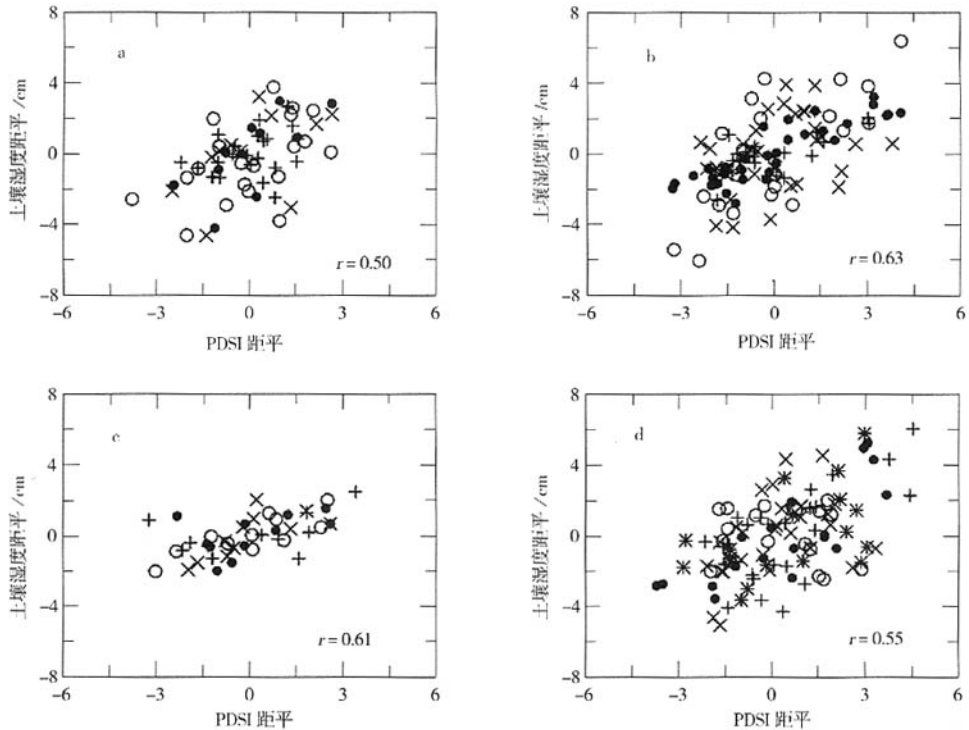


图3 中国区域 1981~1991 年 PDSI 月距平与实测土壤湿度距平(土层厚度 1 m,图3c 为 0.5 m)。r 是相关系数。(a)中国东北(14 个测站);(b)中国东部(7 个测站);(c)华北(5 个测站);(d)中国南部(3 个测站)。符号 +, ○, ×, · 分别表示(a)6,7~8,9,10 月;(b)3~4,5~6,7~9,8 月;(c)5,6,7,8 月;(d)1~3,4~5,6~8,11~12 月,*代表 9~10 月

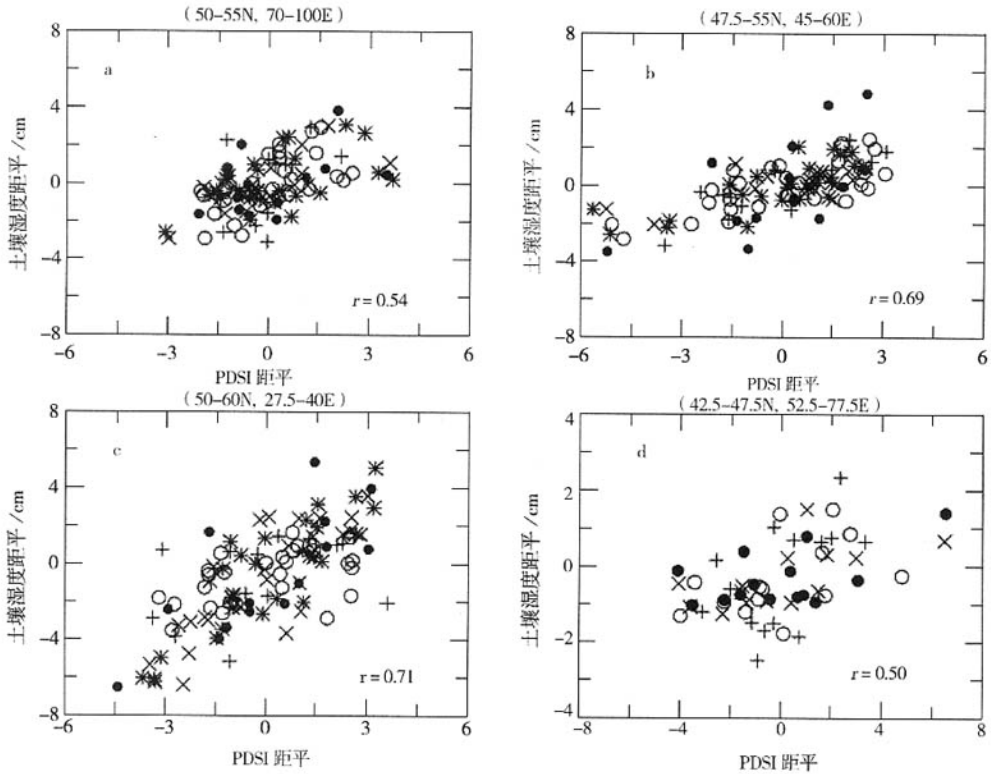


图4 前苏联4个地区1972~1985年PDSI月距平与实测土壤湿度距平。(a)1区(11个测站), (b)2区(14个测站), (c)3区(8个测站), (d)4区(9个测站)。符号+, ○, ×, *, ·分别表示4, 5~6, 7, 8~9, 10月(a); 5, 6~7, 8, 9~10, 11月(b); 4, 5~6, 7~8, 9~10, 11月(c); +, ○, ×, ·为4, 5, 6, 7月(d)

伊利诺斯州为0.9 m)与Palmer模式计算的土壤湿度, Z 指数, PDSI及实测降水量之间的相关系数(Robock等, 2000)。图3, 图4分别是中国及前苏联区域的PDSI与实测土壤湿度的对比。除了很少下雪的中国南部地区外, 考虑相关时排除了绝大多数冬、春月, 一是由于土壤湿度资料不全, 二是雪对土壤湿度与PDSI及 Z 指数关系的影响。在这些月资料的比较中, 只考虑同步相关。表2, 图2及图4表明, 相比于模式计算的土壤湿度, Z 指数以及实测降水量、实测土壤湿度始终与PDSI相关更好, 其相关系数在0.5~0.7之间。由于 Z 指数与降水量的时间序列相比于PDSI有更高频率的变化, 实测土壤湿度与它们的相关一般较低。土壤湿度实测值与模式计算值之间的相关比 Z 指数要好, 但它在美国中部地区之外可能

存在大的平均偏差。图2a, 3及4给出了实测土壤湿度与PDSI之间的定量关系, 看出在大多数地区没有随月份的显著变化, 而中国东部10~12月时段PDSI随土壤湿度变化比其他月份大。

如前面所述, Palmer模式没有考虑雪及其他影响土壤湿度的过程, 因此PDSI不是土壤湿度的直接度量, 两者的相关也不能期望非常理想。另外, 每月仅有2~3次的土壤湿度观测, 有许多缺测, 很可能存在大的时空样本误差, 特别在诸如中国南部及蒙古西部等测站稀疏地区(表2), 图1b, 2a, 3及4中的离散点对这些误差也有所反映。美国之外的土壤湿度记录相对较短导致每月每层土壤湿度与PDSI的相关存在噪声, 不过, 在大多数地区, 1 m土层厚度的土壤湿度与PDSI相关。

表 2 实测土壤湿度 (SM, 土层厚度 1 m) 与 Palmer 模式计算的土壤湿度 (PSM), 水分异常指数 (Z), PDSI, 及实测降水量 (P) 之间的相关系数。加黑数据通过 $\alpha = 0.05$ 的显著性检验, 资料时段见表 1

区域(测站数)	SM 与 PSM	SM 与 Z	SM 与 PDSI	SM 与 P	时 段
伊利诺斯州(17)	0.72	0.72	0.58	0.64	5~9 月
中国东北(14)					
(40°~47.5°N, 122.5°~132.5°E)	0.50	0.24	0.50	0.16	5~10 月
中国东部(7)					
(32.5°~35°N, 110°~120°E)	0.58	0.51	0.63	0.39	3~12 月
中国北部(5)					
(35°~42.5°N, 105°~110°E)	0.44	0.33	0.61	0.31	5~8 月
中国南部(3)					
(22.5°~25°N, 102.5°~110°E)	0.45	0.36	0.55	0.23	1~12 月
蒙古西部(7)					
(45°~50°N, 90°~97.5°E)	0.44	0.49	0.50	0.42	1~10 月
蒙古中部(25)					
(45°~50°N, 97.5°~107.5°E)	0.42	0.33	0.52	0.33	5~9 月
蒙古东部(6)					
45°~50°N, 110°~115°E)	0.29	0.40	0.48	0.38	5~9 月
前苏联 1 区(11)					
(50°~55°N, 70°~100°E)	0.45	0.42	0.54	0.34	4~1 月
前苏联 2 区(14)					
(47.5°~55°N, 45°~60°E)	0.67	0.59	0.69	0.45	5~11 月
前苏联 3 区(8)					
(50°~60°N, 27.5°~40°E)	0.77	0.57	0.71	0.38	4~11 月
前苏联 4 区(9)					
(42.5°~47.5°N, 52.5°~77.5°E)	0.42	0.58	0.50	0.57	4~7 月

3 PDSI 与河流径流量

对世界最大河流中的 8 条(雅鲁藏布江和湄公河由于流量记录太短而没有考虑)及 4 条有较长记录的河流的年径流量和流域平均的 PDSI 的时间序列进行了对比(图 5)。获取流域平均的 PDSI 时,需要流域一半以上的地区要有资料,这就影响了时间序列中较早年份的 PDSI 值。图 5 显示除 Yenisey 河之外,流域平均的 PDSI 普遍随河流径流量变化。如亚马逊河流域的 PDSI 在最近的 30 a 中紧随 Obidos 测站的流量变化,由此可推出 20 世纪 60 年代亚马逊河流量小而 50 年代接近正常流量,并与 40 年代的实测径流量符合。对于奥利诺科河、密西西比河、Paraná 河而言, PDSI 与径流在 20 世纪 50 年代后期以后都有所增加。对于刚果河流域, 1960 年左右 PDSI 与径流出现大幅增加, 随后又逐渐减少。甚至对于较小的一些流域, 如美国和加拿大西部的哥伦比亚河、美国东北的 Susquehanna 河及瑞典的 Göta 河流域, PDSI 与河流径流量的变化都很接近, 两者

都存在大幅多年变率及干、湿年代的快速转换。对于大多数河流, 实测的年径流量与流域平均的年 PDSI 之间的相关系数与径流量和流域平均降水量(从前冬季到当年秋季)之间的相关系数差不多。甚至对于融雪量很大的流域, 如哥伦比亚河及勒那河流域, PDSI 与年径流量相关的原因是冬、春季的降雪增加了冬春及随后几个月的 PDSI 值, 导致了年尺度上的相关。

Yenisey 河流域 PDSI 与径流量的相关较弱很大程度上是由于该流域 1960~2000 年期间降水变化很小而温度增加了 2 °C, 大幅增温使得 PDSI 呈下降趋势。而该流域雨量站的相对稀少(Chen 等, 2002), 可能导致了径流量和流域平均的降水量之间的低相关($r = 0.24$)。工农业用水减小了流量, 大的水坝建设极大地改变了河流的年度循环(Yang 等, 2004), 而 20 世纪 60 年代以来 Yenisey 河流量呈上升趋势的原因尚无法解释。

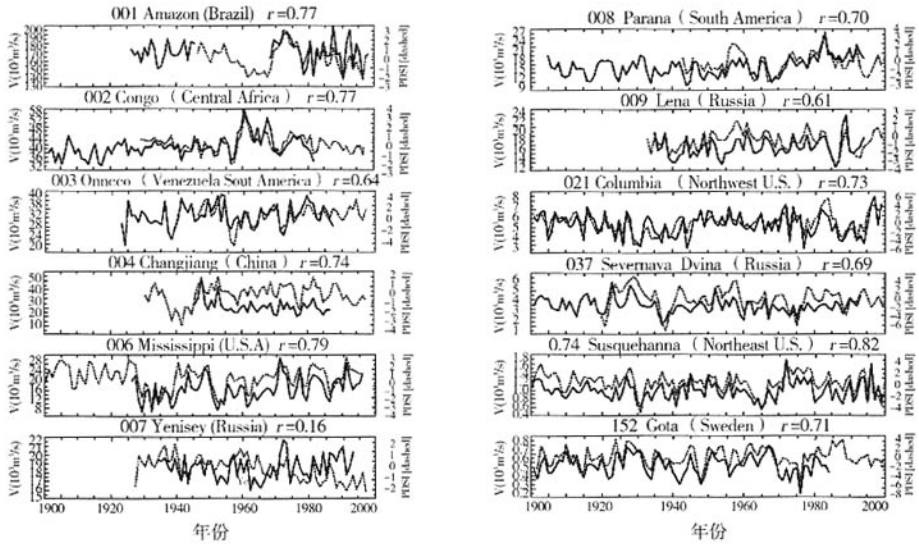


图5 流域平均的年 PDSI(点线)与最下游测站实测年径流量(单位: $10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, 实线)对比 (10 大河流中的 8 条及 4 条有较长记录的河流)

4 全球 PDSI 的分布型

图 6 是 1900 ~ 2002 年逐月 PDSI 相关矩阵经验正交函数分解的前 2 个模态的时空分布型。陆地地区(除格林兰, 南极洲外) 1948 年以后都有资料, 这满足我们 EOF 分析需要的资料年限最少为 50 a 的条件。由 EOFs 解释的方差百分率与陆地降水 EOFs 的方差百分率(Dai 等 1997)相当。第 1 经验

正交函数的主成分时间序列呈现线性趋势, 表明非洲北部、南部, 中东地区, 蒙古, 澳大利亚东部在变干; 美国、阿根廷及欧亚大陆部分地区在变湿。Dai 等(1997)通过 EOF 分析给出全球陆地降水在 1900 ~ 1988 年期间的线性增加趋势, 其中美国、阿根廷及欧亚大陆大部分地区有大幅增加。降水增加的湿润效应被 20 世纪很多地区地表增暖的变干效应缓解, 导致了如图 6 所示的区域性变干和变湿。

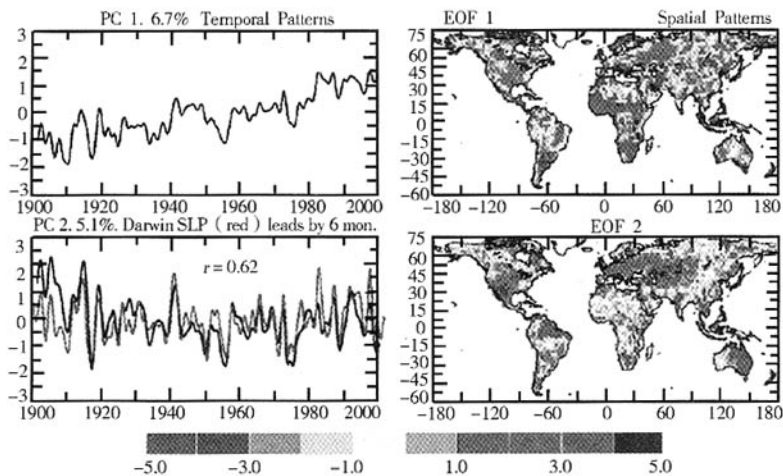


图 6 逐月 PDSI(在 EOF 分析前用标准偏差进行了标准化) EOF 第 1, 2 模态的时间(左, 黑色线)及空间(右)分布型。左下图中细线是向右漂移 6 个月 Darwin 平均海平面气压, 最大相关系数 $r = 0.62$ 。左图中 $< 2 \text{ a}$ 尺度的变异被滤除, 左图顶给出解释方差百分率

PDSI 的第 2 经验正交函数揭示了与 ENSO 高相关的时空分布型,表明 PDSI 的多年变异主要与 ENSO 有关,因此代表了气候系统的真实模态,与 ENSO 相关的降水异常主要导致这种分布型(如 Ropelewski, Halpert 1987; Dai, Wigley 2000; Trenberth, Caron 2000),而 ENSO 引起的温度异常影响却很小(Kiladis, Diaz 1989)。图 6 中的滞后相关表明 ENSO 对陆地区域的最大影响滞后于热带太平洋 ENSO 指数约 6 个月,这种时间上的滞后,部分是由于不可忽视的土壤水分记忆。ENSO 的 EOF 分析表明在 EL Niña 期间,北美(除阿拉斯加之外)、欧洲、中亚、南美南部的大多数地区比正常年份偏湿,但澳大利亚东部、南美北部及南亚地区较正常年份偏干;在 La Niña 期间,这些异常则刚好反过来。这一线性结果仅是一阶近似,因为在 ENSO 的冷暖态之间存在不对称现象(如 Monahan, Dai 2004)。

5 PDSI 趋势及全球干湿地区

图 7(上)、(中)给出逐月资料计算的 1900~1949 及 1950~2002 年期间 PDSI 的线性趋势。在 20 世纪上半叶,几内亚海岸、非洲南部、加拿大部分地区及欧洲中部与南部变得较干,而亚洲大多数地区、阿拉斯加及南美洲部分地区由于降水增加,地表增温相对较小而变得较湿。自 1950 年以来,阿根廷、美国南部及澳大利亚西部的大多数地区降水显著增加,使这些地区变得湿润起来。然而,1950~2002 年期间,欧亚大陆的绝大部分地区、非洲、加拿大、阿拉斯加及澳大利亚东部在变干,并且 1950 年以后,这些地区增温明显(图 8),地表增温是这些地区发生大范围干旱的主要原因。如果没有增温影响,PDSI 的减小会小得多,也不会涉及那么多地区,如图 7(下)所示。事实上,20 世纪末期的增温导致绝大多数陆地区域的 PDSI 减小了 0.5~1.5(图 8),考虑到 Palmer 将 PDSI < -0.5 分类为干或干旱状态(1965),则这样的减小是非常显著的,而中亚与加拿大变干最明显,那里的地表气温自 1950 年以来上升了 1.5~2.0 °C(图 8)。由于降水减少及温度增加(图 7,8),中东干旱区及萨赫尔自 1950 年以后也严重变干。

分析 PDSI 夏季与冬季的趋势,发现它们之间的差别很小,即使在 1950~2002 年期间北半球中高纬地区冬季增温比夏季大得多(冬季:1.5~4.0 °C,

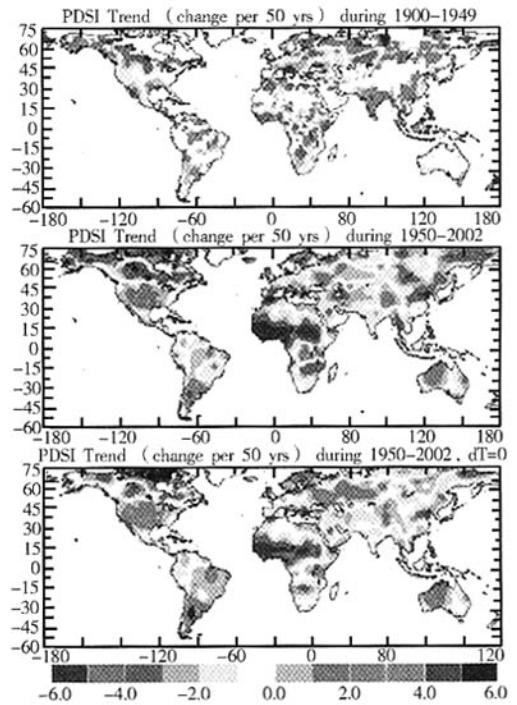


图 7 1900~1949 年(上)、1950~2002 年(中) PDSI 的线性趋势(每 50 a 的变化,用温度和降水资料计算), (下)1950~2002 年的 PDSI 趋势(没有考虑温度变化)

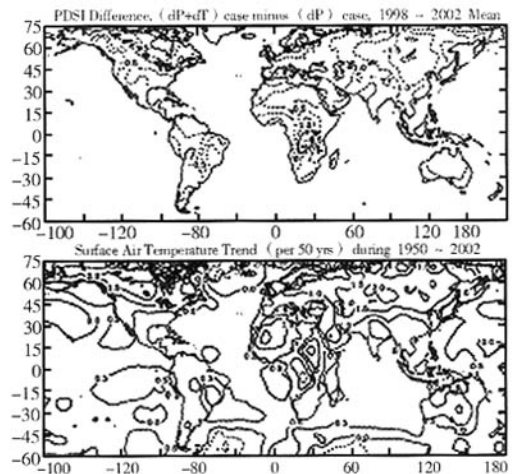


图 8 (上)1998~2002 年间用温度和降水变化计算的 PDSI 与不考虑温度变化的 PDSI 平均差;(下)1950~2002 年间实测地表气温的线性趋势(°C/50 a),虚线包围中有负值

夏季:0.5~1.5℃)的情况下。这有2方面的原因,首先,由于饱和水汽压对温度的非线性依赖,对于给定的温度增幅,潜在蒸散(即大气水分需求)增加夏季要比冬季大很多;其次,PDSI有相当长的记忆,部分地反映了土壤水分的记忆,冬春季的地表增温依然能影响夏季的PDSI。

1950年后,除南极洲和格林兰外,所有陆地区域的PDSI值都可得到,这就使我们对1950~2002年期间极端干旱(PDSI < -3.0)、过度湿润(PDSI > 3.0)以及过干或过湿地区的面积百分率进行可靠地估计。图9表明,自20世纪70年代以来,极干旱地区已经增加了一倍多(从12%增加到30%),80年代初期由于降水减少引起其面积大幅增加,随后主要是地表增温的影响。80年代初的降水减少主要发生在 ENSO 敏感地区,如萨赫尔、非洲南部及东亚地区,El Niños 现象导致这些地区雨水减少(Dai 等1997;Dai, Wigley 2000)。相反,地表增暖引起的变干现象发生在绝大多数陆地区域,北半球中高纬地区最明显(图8)。与80年代初到90年代初极干旱地区的增加相一致,全球过度湿润地区面积下降

了5%,降水减少是主要原因,之后增温起了主要作用。1950~1972年间,全球极干或极湿地区的面积减少了7%,主要是因为降水的变化。自1972年以

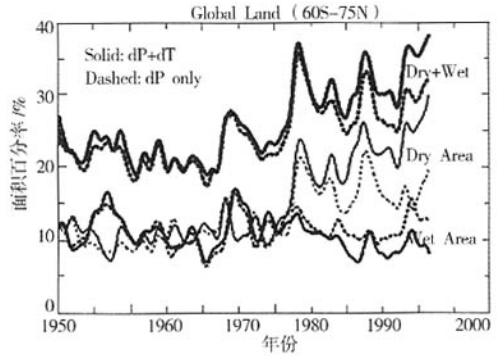


图9 1950~2002年期间60°S~75°N区域在极干(PDSI < -3.0, 细线)、极湿(PDSI > +3.0, 中细线)以及极湿或极干(顶部粗线)状态下陆地面积百分率的平滑时间序列。实线基于用降水及温度变化资料计算的PDSI, 虚线没有温度变化因子(即只由降水变化引起)

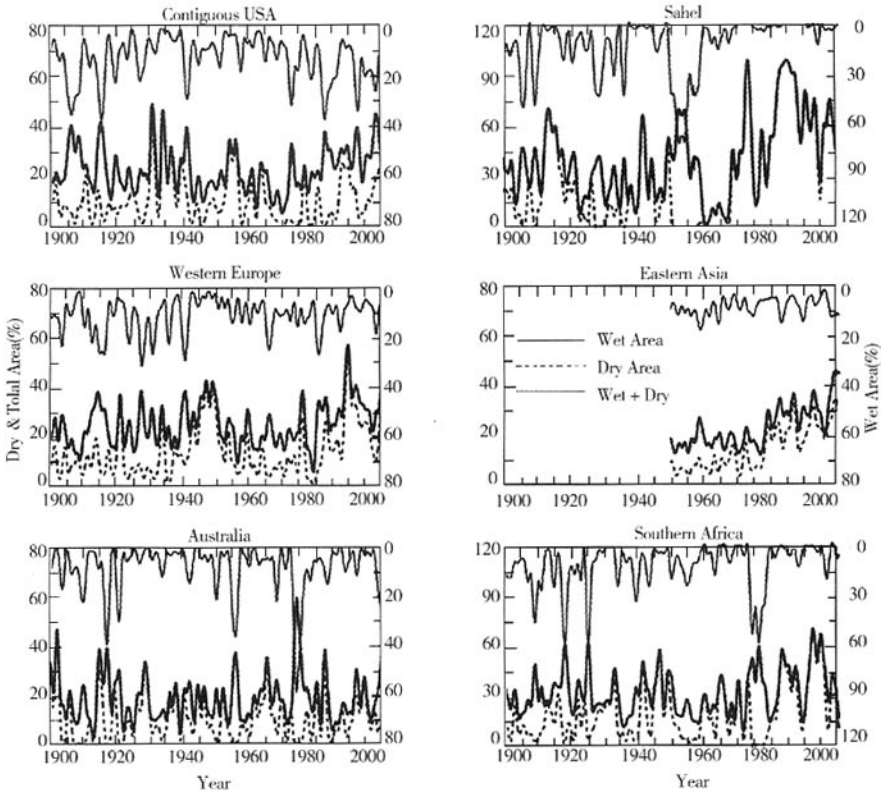


图10 极干(PDSI < -3.0, 点线)、极湿(PDSI > +3.0, 图中上部实线)、极干或极湿(粗实线)地区面积百分率的平滑时间序列。右边纵坐标表示极湿区面积百分率, 左纵坐标表示极干区、极干与极湿区面积百分率

来,极干和极湿地区面积已经从20%增加到38%,80年代中期后主要是增温引起的(图9)。

极干与极湿地区面积的变化随区域而不同(图10)。例如,美国本土的降水增加(Karl, Knight 1998; Groisman 等2004)导致1970年后湿润地区面积增大,而20世纪30年代沙尘暴期间,极干旱地区面积增加了1倍,80年代中期后则一直保持在正常偏上,极干与极湿地区面积自20世纪70年代以来呈持续上升趋势;欧洲西部(30°E以西),极湿地区面积在最近的50 a间相对稳定,而极干旱地区面积自70年代以来明显增加;在澳大利亚,干、湿地区面积的年际内变化与ENSO事件有关(如在1965~1966年,1982~1983年),而大陆尺度上的长期变化趋势则很小,即使与ENSO事件有关的2002~2003年的干旱创了记录,但干旱的严重程度部分与地表的增温有关(Nicholls 2004);萨赫尔与非州南部,ENSO对干、湿地区面积的影响也很大,并且自1970s以来两地都变得相当干;东亚(90°E以东)极干旱地区面积从1970s的10%增加到2000年的30%(图10)。在萨赫尔,一半以上地区呈干旱状态($PDSI < -3.0$),并且自20世纪70年代以来,基本上已没有湿润地区,这与萨赫尔降水资料的分析是一致的(如Dai等2004)。

6 总结及讨论

利用月降水和地表气温资料得到全球陆地区域(分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,南极洲与格林兰除外)1870~2002年期间的月PDSI数据。将PDSI与伊利诺斯州及欧亚大陆暖季的土壤湿度进行了比较,并与世界数条河流的径流量进行了对比。通过比较有、无温度变化时的PDSI,研究了地表增温对干旱区、湿润区的影响。

Palmer模式对伊利诺斯州土壤湿度(土层厚度为1 m)的季节性与年际内变化模拟很好,但对于欧亚大陆的许多地区则存在很大偏差。PDSI的变化与暖季实测土壤湿度(土层厚度为1 m)的变化相关($r = 0.5 \sim 0.7$),夏末及秋季相关最好,春季由于Palmer模式没有解决融雪的影响而相关最差。PDSI与土壤湿度的相关要比与降水量的相关好,表明PDSI比单独的降水量更能代表地表湿度状况。

对世界最大河流中的8条及其他几条河流域平均的年PDSI与年径流量的相关进行了分析($r = 0.6 \sim 0.8$),表明当年平均径流量资料缺失时,PDSI可以用作替代。在一些流域,如刚果河、哥伦比亚河及Göta河流域,PDSI与径流量经历了干、湿年代的快速转换。对于Orinoco河、密西西比河及Paraná河流域,近40 a两者都呈现出上升趋势。结果表明PDSI与土壤湿度及河流径流量之间的强相关,在年尺度上部分地反映了农业干旱与水文干旱之间的相关。

PDSI的EOF分析揭示了1900~2002年期间由降水和地表气温变化引起的线性趋势,非洲北部、南部,中东,蒙古,澳大利亚东部在变干;美国、阿根廷及欧亚大陆部分地区在变湿。PDSI的第2经验正交函数反映了主要由降水异常引起的与ENSO之间6个月的时间滞后。

1900~1949年间的PDSI趋势显示几内亚海岸、非洲南部、加拿大部分地区、欧洲中南部在变干,而亚洲大多数地区、阿拉斯加及南美洲部分地区在变湿。1950~2002年期间,阿根廷、美国南部、澳大利亚西部许多地区的降水增加使得这些地区变得湿润(即PDSI值较高)。然而,期间欧亚大陆的大多数地区、非洲、加拿大、阿拉斯加、澳大利亚东部在变干,部分原因是这些地区自1950年以后大幅度的地表增温。

自20世纪70年代以来,全球极干($PDSI < -3.0$)地区的面积从12%增加到30%,80年代初由于El Niño引起的降水减少使其面积突增,随后地表增温是主要原因,而极湿地区的面积($PDSI > +3.0$)减少很小。总之,从1950~1972年间,全球极干或极湿地区面积有7%的轻微减少,这主要由降水变化引起;自1970年以来,极干或极湿地区的面积从占全球陆地面积的20%增加到38%,主要是20世纪80年代中期以后的地表增温引起。在最近的二三十年中,美国、欧洲、东亚、非洲南部及萨赫尔地区有向更极端发展的趋势,地表增温(增加了空气的水容量从而增加了水分需求)是大范围变干的主要原因。

Palmer模式用简单的方法计算蒸散,没有考虑地表太阳辐射、相对湿度及风速变化的影响(Pen-

man 1948)。1961~1990 年期间,美国、欧洲部分地区及前苏联的地表太阳辐射似乎有所减少(Abakumova 等 1996; Liepert 2002),这经常被认为是 20 世纪 50 年代末期或 60 年代初期以来美国、欧洲部分地区、西伯利亚(Peterson 等 1995)、印度(Chatto-padhyay, Hulme 1997)及中国(Liu 等 2004)水面蒸发减少的主要原因。

较干燥地区蒸发皿蒸发量(E_{pa})与实际蒸散量(E)呈现互补而不是比例关系, E 随潜在蒸散增加而增加(与 Palmer 模式一致),却随 E_{pa} 增加而减少(Brutsaert, Parlange 1998)。例如,在过去 50 a 中,密西西比河流域云量增加使太阳辐射减少从而蒸发皿蒸发量减少,而实际蒸散由于降水与土壤湿度的增加而增加(Milly, Dunne, 2001)。最近对来自美国与前苏联的蒸发资料(Golubev 等, 2001)进行再分析,得出在过去 40 a 中,前苏联南部与美国大部分

地区实际蒸发量有增加趋势。

基于近地表大气水分供给与需求的 PDSI 趋势与温室气体引起全球增暖背景下蒸发增加的结果一致,与综合的气候耦合模式(Cubasch 等, 2001; Dai 等, 2001)预测相同。20 世纪 70 年代后全球温度上升显著(Folland 等, 2001),人类活动使温室气体增加从而引起气候变化(Mitchell 等 2001; Dai 等, 2001; Karl, Trenberth 2003)。温度升高增加了大气的水容量从而增加了潜在蒸散量。因此全球变暖不仅使温度升高,而且使近地表变干,如 PDSI 所记录的那样。干旱持续时间的延长、程度加重及范围扩大是直接结果(Trenberth 等, 2003),理论上的推测在实现,正如这里及 Nicholls(2004)所讨论的一样。

致谢及参考文献略

译自 *Journal of Hydrometeorology*, 2004 年 12 月, 1117~1130