

近30年来中国陆地蒸散量和土壤水分变化特征分析

邴龙飞^{1,2}, 苏红波¹, 邵全琴^{1*}, 刘纪远¹

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要: 对 NOAH 陆面模式模拟的近 30 年中国陆地蒸散量和土壤含水量, 按照 6 大片区和 5 种生态系统类型进行了统计分析。讨论全国以及各大区不同生态系统类型蒸散和土壤含水量的变化, 研究不同类型蒸散和土壤含水量的关系。中国陆地蒸散量总体呈增加的趋势, 年内蒸散量最大的月份是 7 月, 年末和年初蒸散量较小。而我国中南、西南、华东、东北和西北蒸散量变化趋势和全国的总趋势一致, 呈增加的趋势。华北地区蒸散量近 30 年来总体趋势是下降的, 华北蒸散量最大的年份是上世纪 90 年代。在所有生态系统类型中, 林地蒸散最大的有东北、华东、西南和中南 4 区; 而华北和西北草地在各类型中蒸散量所占比例最高。6 大片区对比, 林地蒸散量最大的地区是西南和中南, 最小的西北; 草地蒸散量最大的地区是西南, 最小的是东北区; 农田蒸散量最高的是华东, 最低的是西北; 荒漠蒸散量最大的片区是西北; 湿地蒸散最大的是东北。80 年代以来, 全国土壤含水量总体呈下降的趋势。从各片区的情况看, 仅西北地区稍有增加, 其余 5 区土壤含水量皆是下降的。植被覆盖度和土壤水分是影响蒸散量最重要的因子, 在植被覆盖较差时, 土壤水分和蒸散量相关性较好。

关键词: 蒸散; 土壤含水量; 植被覆盖度; NOAH; 陆面模式; LUCC

DOI: 10.3724/SP.J.1047.2012.00001

1 引言

蒸散 (evapotranspiration, ET) 是指地表水转化为水蒸汽的过程, 包括冠层蒸发、植被蒸腾、雪的升华, 以及土壤表面的蒸发^[1]。蒸散是水循环中最重要的一部分^[2-3], 陆地上大约 62% 的降水都会被蒸散损耗掉。研究发现, 除南极洲外, 全世界绝大多数流域蒸散量都超过了径流量^[4]。蒸散是内陆河流域水资源的最终消失途径, 约 2/3 的降水以自然蒸散的形式回归到大气中, 在干旱区, 这个比例可能还要高得多^[5]。

蒸散的获取可以分为观测和模型模拟两种方法。观测的方法有多种, 如蒸渗仪 (Lysimeters)、涡度相关 (Eddy covariance, EC) 系统、 Bowen Ratio Energy Balance, BREB) 系统、闪烁仪 (Scintillometers)、茎流仪法 (Sap flow methods) 等^[3,6], 观测的方法涉及的空间尺度都比较小, 难以应用到较大的空间尺度上。模拟的方法主要有^[7-8]: (1) 经验公式方法, 通过半经验的方法直接

建立遥感数据和蒸散之间的关系。(2) 能量平衡余项法, 融合经验关系和物理机制, 目前, 多数遥感蒸散模型都采用这种方法, 如 SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)、SEBS (Surface Energy Balance System)、S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index) 等。(3) 植被指数方法, 其一般需要计算潜在蒸散, 结合植被指数估计实际蒸散, 比如 Penman-Monteith 方法、Priestley-Taylor 方法等^[9]。(4) 数值模拟方法, 它更多地考虑了土壤-植被-大气系统 (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer, SVAT) 中能量传输的物理机制, 在确定的初始条件和边界条件下, 连续模拟地表的物理过程^[8]。

蒸散在全球/区域气候模式、水文循环过程, 以及农业、林业、环境中都具有重要意义^[10]。蒸散过程体现了物质和能量的交换, 是全球生态系统系统 (大气圈、水圈、岩石圈和生物圈) 动态平衡的重要环节, 是连接大气水、地表水和地下水等水循环过程最为重要的纽带, 也是水陆表面热量平衡和水量

收稿日期: 2011-11-04; 修回日期: 2012-02-01.

基金项目: 国家重点基础研究发展规划“973”项目 (2010CB950902); 国家重点基础研究发展规划“973”项目 (2009CB421105)。

作者简介: 邴龙飞 (1979-), 男, 山东青岛人, 博士研究生, 研究方向为区域水热平衡。E-mail: binglf@reis.ac.cn

* 通讯作者: 邵全琴 (1965-), 女, 博士, 研究员, 研究方向为 GIS 应用与生态信息。E-mail: shaoqq@reis.ac.cn

平衡的重要因素,蒸散过程伴随着能量的迁移和转化。准确地估计流域蒸散是研究区域水资源,以及其受气候和土地利用变化影响的关键。蒸散是区域能量收支的重要部分,下垫面不同,水分散逸的效率也不同。因此,不同下垫面蒸散的空间差异较大,本研究分析的数据来源于 NOAH 模式模拟的结果,这些结果已经经过充分的验证,具有较好的精度,是国家科技支撑项目的重要成果之一。本文对这些数据进行再分析,探讨下垫面变异条件下蒸散的变化,分析区域内不同生态系统类型蒸散量的差异,研究不同区域内不同生态系统类型对蒸散散失水分的贡献。土壤是生态系统供水的一个重要来源,尤其在干旱地区,在植被覆盖较差的情况下,土壤含水量的大小对蒸散失水的影响很大^[11-12],基于此假设,本文分析了全国 6 大片区,以及各片区内不同生态系统类型蒸散和土壤含水量之间的关系,探索土壤水分对蒸散的影响。

2 模式模拟的方法与数据

2.1 NOAH 模式

NOAH 陆面模式是由 OSU-LSM (Oregon State University/Land Surface Model) 发展而来,命名源自其发展过程中各个合作者名字首字母的缩写词: NCEP Environmental Modeling Center (EMC)、OSU (Oregon State University)、HL (NWS Hydrology Lab-formerly Office of Hydrology)、AFWA (Air Force Weather Agency) 和 AFRL (Air Force Research Lab), 2000 年正式定名,经过多年不断完善,已经被广泛用于陆面过程的综合模拟^[13-20]。模式的输入数据包括气象强迫数据和地表参数数据。模式根据输入数据和一系列的参数化方案计算地表温度、湿度、动量,以及地表能量通量,NOAH-LSM 的核心包括土壤热力学过程、土壤水动力学过程和地表能量平衡过程。

土壤热力学过程采用土壤温度热扩散方程:

$$C(\Theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K_t(\Theta) \frac{\partial T}{\partial z}] \tag{1}$$

其中, C 是土壤容积热容量 ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$), K_t 是导热率 ($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$), 都是土壤容积含水量 Θ 的函数, T 是温度 (K)。

土壤水动力学过程采用 Richard 公式(2)^[14, 17]

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D \frac{\partial \Theta}{\partial z}) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_{\Phi} \tag{2}$$

式中, D 是土壤水扩散率 ($m^2 \cdot s^{-1}$), K 是导水率 ($m \cdot s^{-1}$), 它们是土壤容积含水量 Θ 的函数, z 代表深度 (m), t 代表时间 (s), F_{Φ} 代表土壤水的源和汇 (降水、蒸散和径流等)。

总蒸散 $E(m \cdot s^{-1})$ 的计算考虑 3 种类型, 包括土壤表层蒸发 $E_s(m \cdot s^{-1})$, 植被截留蒸发 $E_c(m \cdot s^{-1})$ 以及植被和根系的蒸腾 $E_v(m \cdot s^{-1})$, 具体如式(3)所示:

$$E = E_s + E_c + E_v \tag{3}$$

地表能量平衡方程也是模式的关键组成部分式(4):

$$R_n = S_0(1 - \alpha) + R_{ld} - \epsilon \sigma T_s^4 = H + LE + G \tag{4}$$

其中, R_n 是净辐射 ($W \cdot m^{-2}$), S_0 是太阳总辐射 ($W \cdot m^{-2}$), α 是地表反照率, R_{ld} 是下行长波辐射 ($W \cdot m^{-2}$), σ 是玻尔兹曼常数 ($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$), ϵ 是地表发射率, T_s 是地表温度 (K), H 是显热通量 ($W \cdot m^{-2}$), LE 是潜热通量 ($W \cdot m^{-2}$), G 是土壤热通量 ($W \cdot m^{-2}$)。

2.2 统计方法

为了进行空间格局分析, 本研究将中国陆地按照行政区划分为东北、华北、华东、中南、西南、西北 6 部分(表 1), 讨论各分区内各生态系统类型蒸散和土壤水分的变化情况。生态系统类型根据 LUCC 提取, 其方法为: 将水田和旱地合并为农田生态系统类型; 将有林地、灌木林、疏林地和其他林地合并为林地生态系统类型; 将高覆盖度草地、中覆盖度草地、低覆盖度草地合并为草地生态系统类型; 将沙地、戈壁、盐碱地和其他 LUCC 类型合并为荒漠生态系统类型; 将滩地和沼泽地合并为湿地生态系统类型(表 2)。

表 1 各大片区划分方法
Tab. 1 Region devision in China

分区	省(市、区)
东北	黑龙江、吉林、辽宁
华北	北京、河北、内蒙古、山西、天津
华东	安徽、福建、江苏、江西、山东、上海、台湾、浙江
中南	广东、海南、河南、湖北、湖南、广西
西南	贵州、四川、云南、重庆、西藏
西北	甘肃、青海、陕西、宁夏、新疆

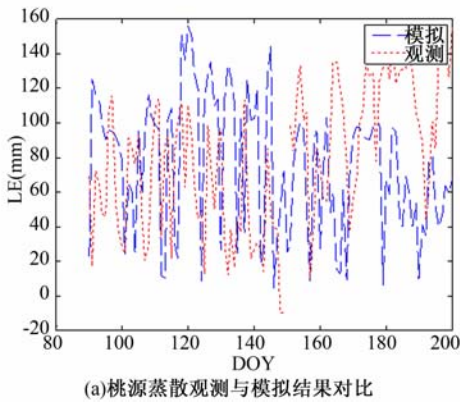
将 6 大分区与生成的生态系统类型叠加, 生成各片区生态系统类型的空间范围, 统计年际和年内

蒸散量和土壤含水量的变化,蒸散量等效为区域内平均水深和水量(亿 m³)。在讨论各片区内生态系统类型蒸散量时,本文采用区域蒸散失水体积(亿 m³)表示。

表 2 由 LUCC 生成生态系统类型的方法
Tab. 2 Ecosystem types according to LUCC

生态系统类型	LUCC 类型
农田	11 水田、12 旱地
林地	21 有林地、22 灌木林、23 疏林地、24 其他林地
草地	31 高覆盖度草地、32 中覆盖度草地、33 低覆盖度草地
湿地	46 滩地、64 沼泽地
荒漠	61 沙地、62 戈壁、63 盐碱地、67 其他

对不同生态系统类型对应的蒸散量和土壤含水量进行回归,探索不同生态系统类型蒸散和土壤



含水量之间的关系。

2.3 数据源

1986–2009 年日潜热通量和日表层土壤含水量(0~10cm),数据来源于 NOAH 陆面模式的模拟结果,其空间分辨率为 0.25 度。利用禹城站、桃源站已有的 2005 年观测数据对模拟结果的精度进行分析(图 1(a), (b)),总体上模式能够较好地模拟蒸散的变化规律,个别天观测和模拟的结果之间有较大差异,但是生长季二者没有较大差别,例如,从 90 天到 200 天桃源站模拟和观测的平均蒸散分别为 75.47mm 和 78.65mm,禹城站模拟和观测的生长季平均蒸散分别为 60.32mm 和 53.80mm,因此,本研究认为模式模拟的结果可以用于分析区域尺度上蒸散量的变化。

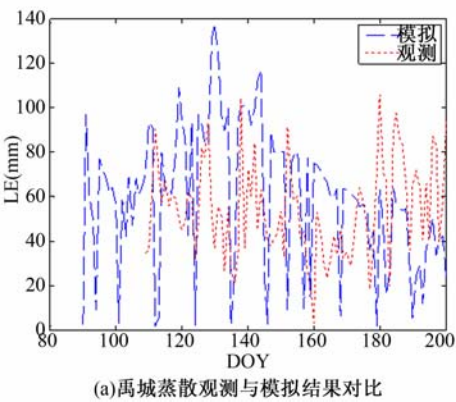


图 1 2005 年桃源站(a)和禹城站(b)蒸散观测与模拟结果对比

Fig. 1 Comparison of modeled and observed ET for Taoyuan (a) and Yucheng (b) flux stations in 2005

80 年代、90 年代、2000 年和 2005 年 1 km 栅格 LUCC 数据,采用 20 世纪 70 年代中后期 MSS 数据以及 80 年代末、2000 年以及 2005 年四期 TM 数据,利用刘纪远等提出的中国土地利用分类系统^[21–24],生成四期 1 : 10 万土地覆被图,根据野外调查结果进行验证,已知 80 年代末所生成的土地利用分类精度达到了 92.9%^[23]。

中国 1 : 25 万分省行政边界,用以将中国陆地表面划分为 6 个大区,具体的划分方法见表 1。

3 全国陆地蒸散与土壤水分变化特征分析

3.1 变化趋势和规律

3.1.1 全国陆地蒸散的变化趋势和规律

80 年代以来,在 LUCC 和气候变化等因素的

共同作用下,中国陆地蒸散量呈现增加的趋势,80 年代和 90 年代,陆地蒸散变化不大,2000 年以后,年蒸散量明显超过了前两个时段的蒸散水平(图 2a)。中国年内蒸散最大的月份发生在 7 月,1 月份和 12 月份蒸散较小(图 2(b))。

除华北年蒸散量有下降的趋势外,其他 5 个片区的年蒸散量都有所增加。区域平均蒸散变化最大的地区依次为中南,西南,华东,东北,华北和西北。西北地区年平均蒸散变化不大。

东北地区多年蒸散呈增加的趋势,其多年平均蒸散量为 450.43mm,平均蒸散最大的年份为 2005 年,最小的年份是 1986 年,对应的蒸散失水总量分别为 339.40 亿 m³ 和 265.83 亿 m³。华北地区年均蒸散呈减少的趋势,多年平均蒸散量为 289.31mm,最大年平均蒸散量发生在 1990 年,2007 年蒸散量最小,对应的区域蒸散失水总量分别

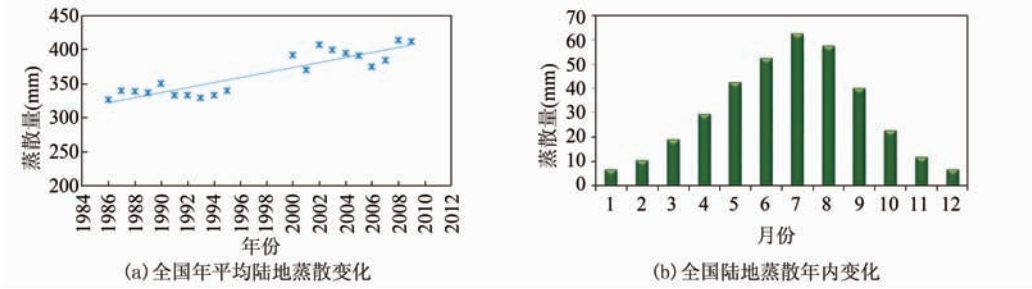


图 2 全国陆地蒸散年平均变化及年内变化
Fig. 2 Annual and interannual variation of ET in China

为 430.91 亿 m^3 和 302.07 亿 m^3 。华东地区 2004 年年均蒸散最大,1993 年最小,多年平均蒸散量为 616.26mm,区域内年最大和最小蒸散失水总量分别为 497.32 亿 m^3 和 379.80 亿 m^3 。西北地区多年蒸散变化不大,区域多年平均蒸散 176.25mm,最大值发生在 2009 年,最小蒸散发生在 1986 年,前后两年区域内蒸散失水总量分别为 535.96 亿 m^3 和 386.33 亿 m^3 。西南地区年平均蒸散量呈增加的趋势,区域多年平均蒸散 407.43mm,年平均蒸散最大和最小值分别发生在 2000 年和 1994 年,前后两年区域蒸散失水总量分别为 992.16 亿 m^3 和 664.26 亿 m^3 。中南地区年蒸散最大、最小分别在 2008 和 1994 年,对应的年蒸散水量为 657.18 亿 m^3 和 470.72 亿 m^3 ,区域多年平均蒸散 659.72mm(图 3 和表 3)。

表 3 中国各片区年蒸散分布

Table 3 Evapotranspiration for the six regions in China

	东北	华北	华东	西北	西南	中南
平均蒸散 (mm)	450.43	289.31	616.26	176.25	407.43	659.72
年蒸散水量 (10^8 m^3)	299.85	370.60	432.21	447.90	798.90	562.51

3.1.2 全国土壤含水量的变化趋势和规律

20 世纪 80 年代以来,全国土壤含水量逐渐降低(图 4(a))。1、2、12 月份土壤含水量较大,此时冰雪融水较多,下渗到土壤中,导致湿度加大。5 月份土壤含水量最低,此时降水量虽然比较大,但是历时较短,降落到地表的雨水往往来不及充分下渗到土壤中便已经流走,土壤湿度反而不如初春、冬末时节大(图 4(b))。

除西北地区外,各大区土壤含水量都是降低的。其中,东北土壤水分降低最大。各大区土壤含水量降低速度由大到小的顺序为东北、华北、中南、西南、华东,西北地区土壤含水量略有增加。

土壤含水量绝对值由大到小的顺序为中南、华东、东北、西南、华北和西北。东北和华北地区土壤含水量变化的规律基本一致,年均土壤含水量分别为 $0.30\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 和 $0.21\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$,年平均最大土壤含

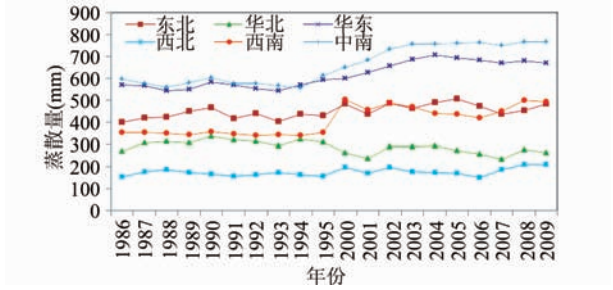


图 3 全国各区域年均蒸散的变化

Fig. 3 Annual mean ET in the six regions of China

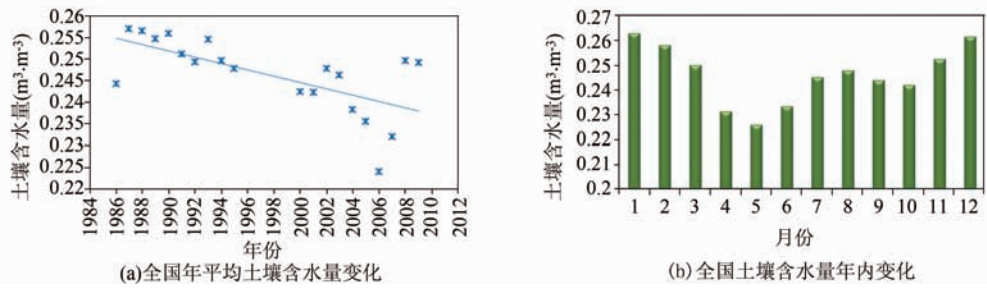


图 4 全国土壤含水量年平均变化和年内变化

Fig. 4 Annual and interannual variation of soil moisture content in China

水量分别为 $0.33\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 和 $0.23\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 。华东地区土壤含水量变化最小,平均值土壤含水量为 $0.31\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$,最高值和最低值分别为 $0.33\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 和 $0.29\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 。西南地区,1990 年以前土壤含水量变化不大,2000 年以后开始有较大的波动,其最高值出现在 2008 年,最小值出现在 2006 年,分别为 $0.28\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 和 $0.23\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 。中南地区是南方地区中土壤含水量降低最快的地区,但是年际间波动不是很大,其土壤含水量的最高值和最低值分别为 $0.33\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 和 $0.29\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 。西北地区是各大区中唯一出现土壤含水量缓慢增加的区域,其多年平均土壤含水量为 $0.19\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ (图 5)。

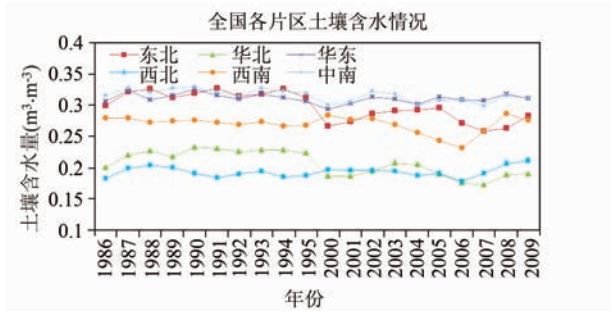


图 5 全国各大区土壤含水量变化

Fig. 5 Annual mean soil moisture content in the six regions of China

3.2 不同生态系统类型对蒸散的贡献

3.2.1 不同生态系统类型蒸散的年际变化

20 世纪 80 年代、90 年代、2000 年和 2005 年,东北地区各生态系统类型蒸散量具有大致类似的变化规律,各生态系统类型 80 年代和 90 年代平均蒸散量明显低于 2000、2005 年水平。林地所有的生态系统类型中平均蒸散量最大,其次为农田,其他依次为草地,湿地和荒漠(图 6(a)、表 4)。

华北地区,在四个时段中,草地平均蒸散最大,其次为林地和农田,湿地最低。草地生态系统 2000 年蒸散量最低,为 126.63 亿 m^3 ;90 年代最高,为 165.74 亿 m^3 。2000 年以后,农田、草地和荒漠的蒸散量小于 80 年代和 90 年代水平(图 6(b)、表 4)。

华东地区,四个时段内,蒸散量最大的两类生态系统依次为林地和和农田,林地和农田最大蒸散发生在 2005 年,年蒸散量分别为 236.98 亿 m^3 和 179.95 亿 m^3 。4 个时段内,农田蒸散持续增加。

相对于农田、林地和草地生态系统,湿地和荒漠蒸散皆很小(图 6(c)、表 4)。

表 4 不同年代不同生态系统类型多年平均蒸散量(亿 m^3)
Tab. 4 Annual ET of every ecosystem types during the past four decades (BCM)

区域	生态系统类型	1980s	1990s	2000	2005
东北	农田	91.28	97.42	97.76	113.18
	林地	140.91	140.35	176.97	173.52
	草地	20.68	19.99	17.80	18.07
	湿地	14.24	14.06	15.89	17.09
	荒漠	3.29	2.54	2.71	4.38
华北	农田	88.06	88.46	77.03	85.20
	林地	90.72	97.21	95.50	91.47
	草地	151.28	165.74	126.63	132.70
	湿地	7.67	8.31	8.01	8.68
	荒漠	27.84	26.80	18.10	17.03
西北	农田	56.11	52.26	56.56	51.97
	林地	49.76	50.41	60.61	53.27
	草地	197.86	185.98	240.07	200.77
	湿地	4.92	4.06	5.75	4.12
	荒漠	84.69	77.86	74.14	68.51
华东	农田	149.89	154.46	156.34	179.95
	林地	176.86	175.68	209.06	236.98
	草地	29.24	31.86	26.29	29.55
	湿地	3.34	3.33	2.71	2.78
	荒漠	0.46	0.50	0.40	0.26
西南	农田	108.69	113.22	147.01	158.49
	林地	299.15	297.70	391.91	392.96
	草地	229.93	219.62	370.30	257.64
	湿地	1.35	1.38	3.95	2.46
	荒漠	4.06	4.23	7.73	3.96
中南	农田	155.02	152.98	158.22	182.65
	林地	287.05	289.57	340.59	396.14
	草地	24.05	23.77	32.97	37.76
	湿地	2.03	2.54	2.02	2.81
	荒漠	0.23	0.26	—	—

西北地区,4 个时段中,各生态系统蒸散量最大的为草地,其次为荒漠,农田和林地蒸散量相差不大。农田、林地和荒漠蒸散水量在四个不同的时段中均低于 100 亿 m^3 (表 4)。草地、林地和农田蒸散量皆在 2000 年达到最大(图 6(d)),蒸散水量分别为 240.07 亿 m^3 、60.61 亿 m^3 和 56.56 亿 m^3 (表 4)。

西南地区,20 世纪 80 年代、90 年代、2000 年和 2005 年 4 个时段中,林地平均蒸散最大,其次为草地,两类型最大蒸散水量分别为 392.96 亿 m^3 和

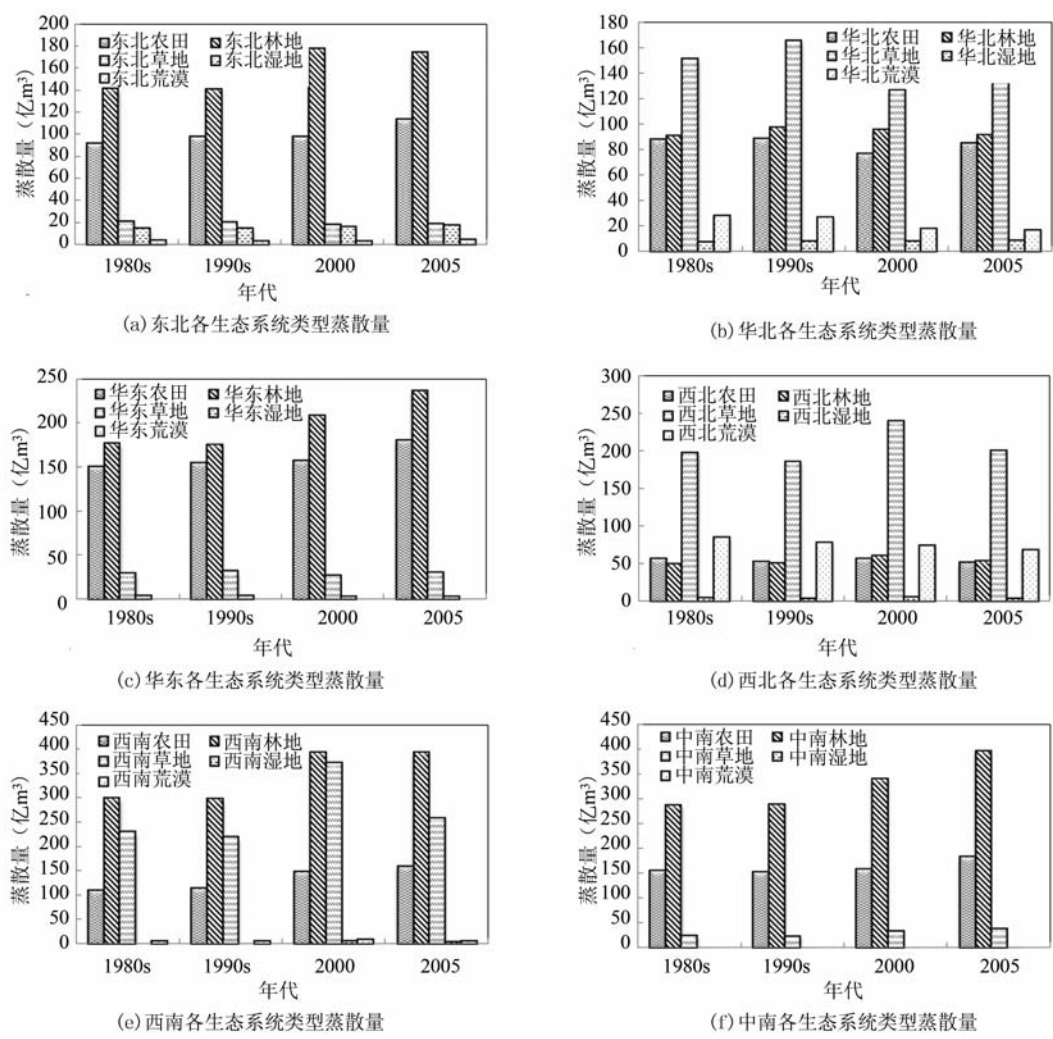


图 6 全国各区域主要生态系统类型的蒸散年际变化(a-f)

Fig. 6 Interannual variation of ET of every ecosystem types in the six regions of China

370.30 亿 m^3 。80 年代和 90 年代,林地和草地平均蒸散量变化不大,2000 年和 2005 年林地平均蒸散量亦差异不大,草地则在 2000 年蒸散量最大。农田蒸散量呈持续增加的趋势(图 6(e))。

中南地区,林地和农田是该地区蒸散量最大的两种生态系统类型(图 6(f)),四个时段内其平均蒸散量呈增加的趋势。

综上可以看出,全国 6 个地区中,林地蒸散量最大的地区是西南和中南区,各时段年蒸散水量皆在 280 亿 m^3 以上,林地蒸散量最小的是西北地区,各时段年蒸散水量皆在 60 亿 m^3 以下。草地蒸散量最大的地区是西南地区,各时段蒸散量皆高于 200 亿 m^3 ,东北区草地蒸散量最低,不同时段蒸散水量低于 20 亿 m^3 。华东区农田蒸散量最高,皆高

于 150 亿 m^3 ,而西北地区农田蒸散量最低,各时段蒸散量皆介于 50~60 亿 m^3 之间。荒漠蒸散量最大是西北区,各时段蒸散量在 50 亿 m^3 左右,其次为华北地区,其他 4 片区荒漠蒸散量皆非常低。湿地蒸散最大的是东北区,此区内湿地、草地蒸散量相当。

3.2.2 不同生态系统类型蒸散的年内变化

全国 6 个大区中,除荒漠外,各生态系统类型蒸散量皆在 7 月达到最大(图 7 所示)。7 月东北区各生态系统类型平均蒸散量由大到小依次为林地>农田>草地>湿地>荒漠。华北区则为草地>林地>农田>荒漠>湿地。西北地区为草地>荒漠>林地>农田>湿地。华东区为林地>农田>草地。西南地区为林地>草地>农田。中南区为林地>农

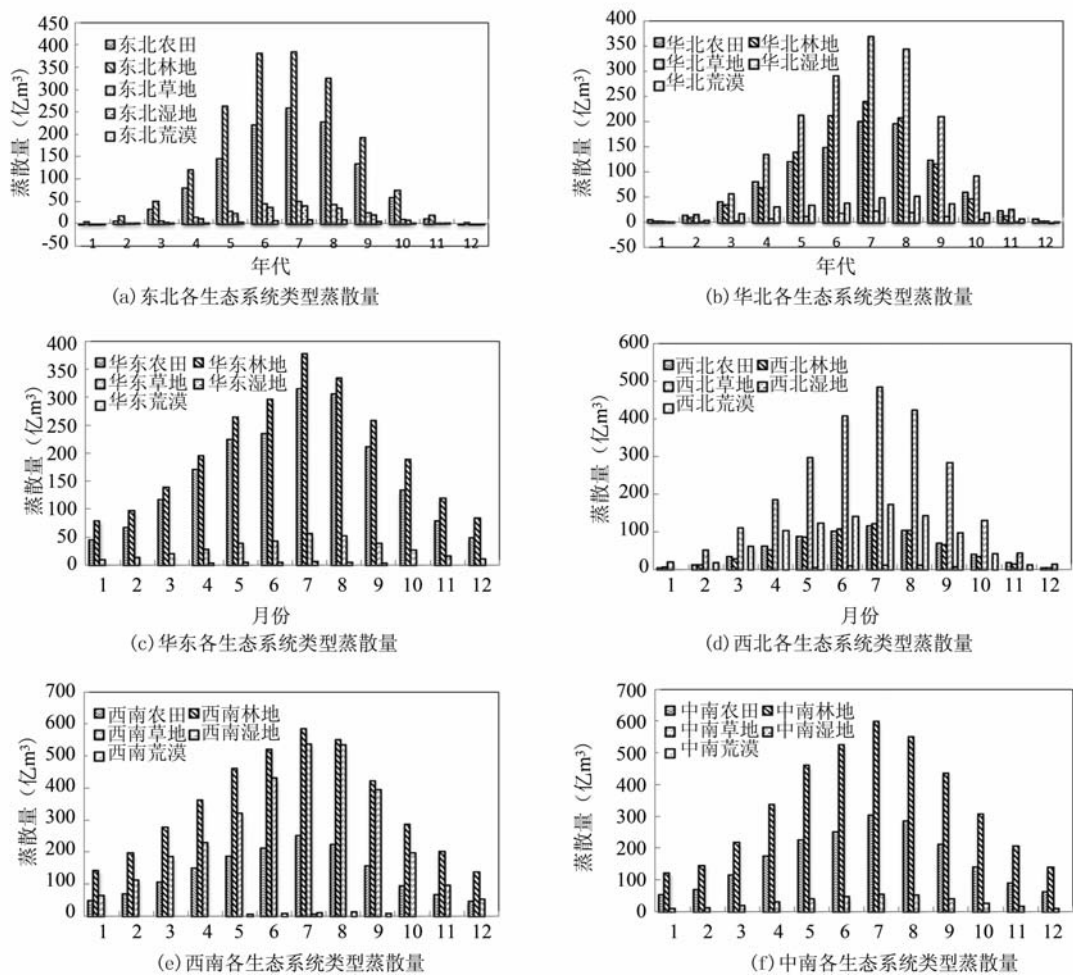


图 7 全国各区域主要生态系统类型的蒸散年内变化(a-f)

Fig. 7 Annual variation of ET of every ecosystem types in the six regions of China

田>草地。华东、西南和中南湿地和荒漠蒸散水量皆很小。

7 月份华北、西北荒漠平均蒸散量相对较大,其中华北区荒漠蒸散量最大的月份是 8 月,而西北区荒漠蒸散量则是 7 月份最高,对应的蒸散水量为 171.3 亿 m³。

3. 2. 3 不同生态系统类型土壤水分的年际变化

东北地区各生态系统类型土壤含水量差别不大,2000 年各生态系统类型土壤含水量普遍低于 80 年代、90 年代和 2005 年(图 8(a))。80 年代、90 年代和 2000 年,华北地区平均土壤含水量由高到低依次为林地、农田和草地,荒漠土壤含水量最低;2005 年,该地区土壤含水量最高的是农田(图 8(b))。华东地区农田、林地、草地土壤含水量都比较高,且四个时段内各类型土壤含水量变化规律类似:80 年代和 90 年代几乎持平,2000 年稍有降低,

2005 年又略有回升(图 8(c))。西北地区,80 年代和 90 年代各种生态系统类型土壤含水量由高到低依次为农田、林地、草地和荒漠;2000 年和 2005 年林地土壤含水量在各生态系统类型中最大,其大小顺序为林地、草地、农田、荒漠;80 年代、90 年代、2000 年和 2005 年该地区荒漠土壤含水量呈持续减少的趋势(图 8(d))。四个时段中,西南地区农田和林地土壤含水量皆明显高于同时段草地生态系统类型(图 8(e))。中南地区,80 年代、90 年代林地和草地生态系统类型土壤含水量变化不大,皆在 0.30m³·m⁻³ 以上,2000 年和 2005 年,各类型土壤含水量略低于 80 年代、90 年代同类型土壤含水量水平(图 8(f)和表 5)。

3. 2. 4 不同生态系统类型土壤水分的年内变化

由全国各区域主要生态系统类型土壤含水量年内变化可以看出,华北地区各种生态系统类型土

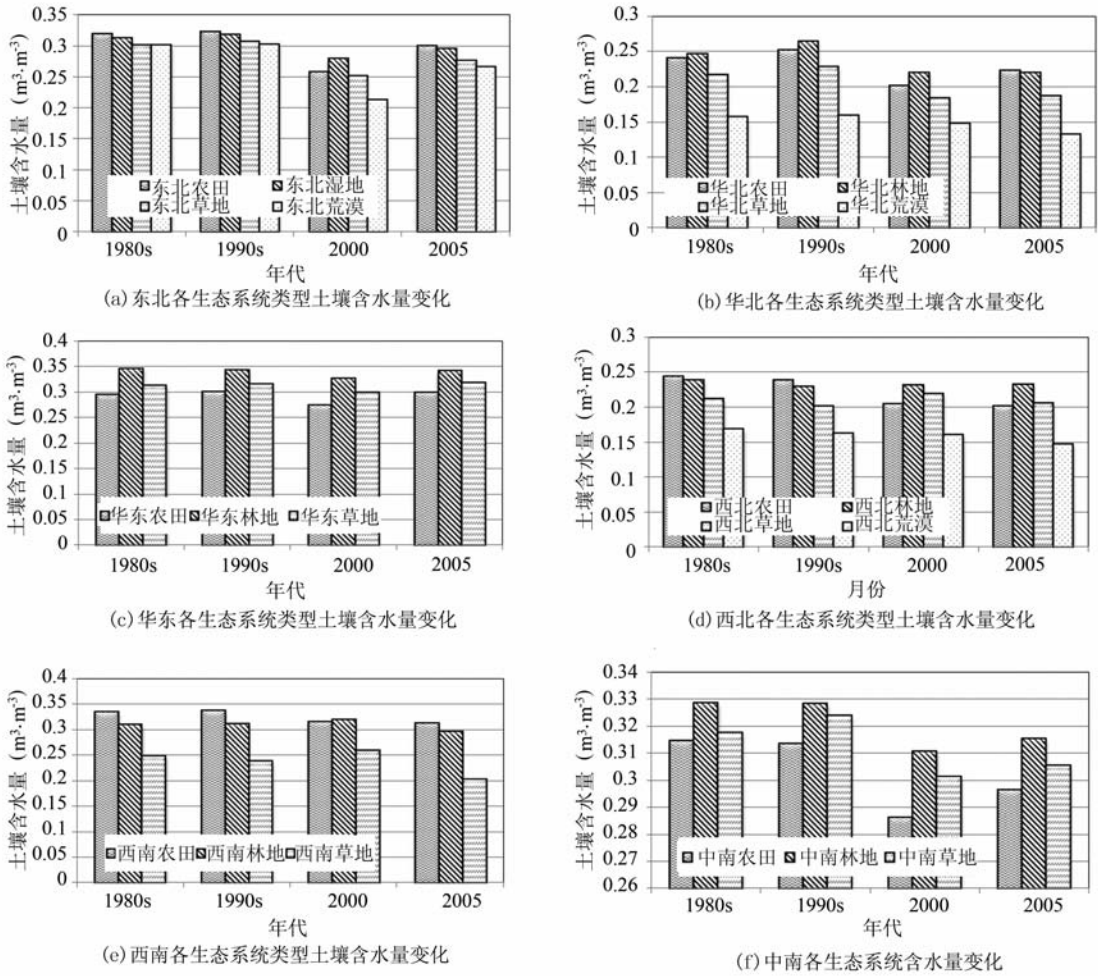


图 8 全国各区域主要生态系统类型土壤含水量年际变化(a-f)

Fig. 8 Interannual variation of soil moisture content of every ecosystem types in the six regions of China

壤含水量最大值皆发生在 1 月份;最小值除荒漠发生在 6 月份外,其余皆在 5 月份(图 9(b))。

东北地区,农田和荒漠最大土壤含水量发生在 2 月份,其大小分别为 $0.34\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 和 $0.30\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$,1、3、12 月份土壤含水量也较大。草地最大土壤含水量发生在 3 月份,林地则在 12 月份。东北地区多年平均土壤含水量最小值皆在 5 月份(图 9(a))。

华东地区,农田、草地 8 月份土壤含水量达到最大。林地最大土壤含水量在 6 月份,平均约为 $0.36\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 。农田 4 月份土壤含水量最低。农田、林地、草地土壤含水量最小值分别在 4、12、11 月,其大小分别为 $0.29\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 、 $0.32\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 和 $0.30\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ (图 9(c))。

西北地区,农田和荒漠 1 月份土壤含水量最大,而林地和草地土壤含水量最大值主要在 12 月份。林地和草地土壤含水量最低值出现在 5 月份,

农田为 6 月份,荒漠则在 9 月份土壤含水量达到最小(图 9(d))。

西南地区,农田和林地最大土壤含水量发生在 7 月份。草地 8 月份土壤含水量最高。各类型最小土壤含水量大多集中在 4、5 月份,只有农田生态系统类型最小土壤含水量发生在 3 月份(图 9(e))。

中南地区,各生态系统类型年内最大土壤含水量皆集中在 7、8 月份,土壤含水量皆为 $0.33\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 左右。该地区农田、林地和草地最小土壤含水量皆发生在 12 月份,大小在 $0.29\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 左右。该区域各时段各生态系统类型土壤含水量差别不大(图 9(f))。

3.3 蒸散和土壤水分的关系

3.3.1 各大区蒸散和土壤水分的关系

华北和西北地区,蒸散量随土壤含水量的增加

表 5 全国各地区各生态系统类型不同时期土壤含水量($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)

Tab. 5 Soil moisture content of every ecosystem types during the past four decades($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)

区域	生态系统类型	1980s	1990s	2000	2005	区域	生态系统类型	1980s	1990s	2000	2005
东北	农田	0.32	0.32	0.26	0.30	华东	农田	0.30	0.30	0.28	0.30
	林地	0.31	0.32	0.28	0.30		林地	0.35	0.34	0.33	0.34
	草地	0.30	0.31	0.25	0.28		草地	0.31	0.32	0.30	0.32
	荒漠	0.30	0.30	0.21	0.27	西南	农田	0.34	0.34	0.32	0.31
华北	农田	0.24	0.25	0.20	0.22		林地	0.31	0.31	0.32	0.30
	林地	0.25	0.27	0.22	0.22		草地	0.25	0.24	0.26	0.20
	草地	0.22	0.23	0.18	0.19	中南	农田	0.32	0.31	0.29	0.30
	荒漠	0.16	0.16	0.15	0.13		林地	0.33	0.33	0.31	0.32
西北	农田	0.24	0.24	0.21	0.20		草地	0.32	0.32	0.30	0.31
	林地	0.24	0.23	0.23	0.23						
	草地	0.21	0.20	0.22	0.21						
	荒漠	0.17	0.16	0.16	0.15						

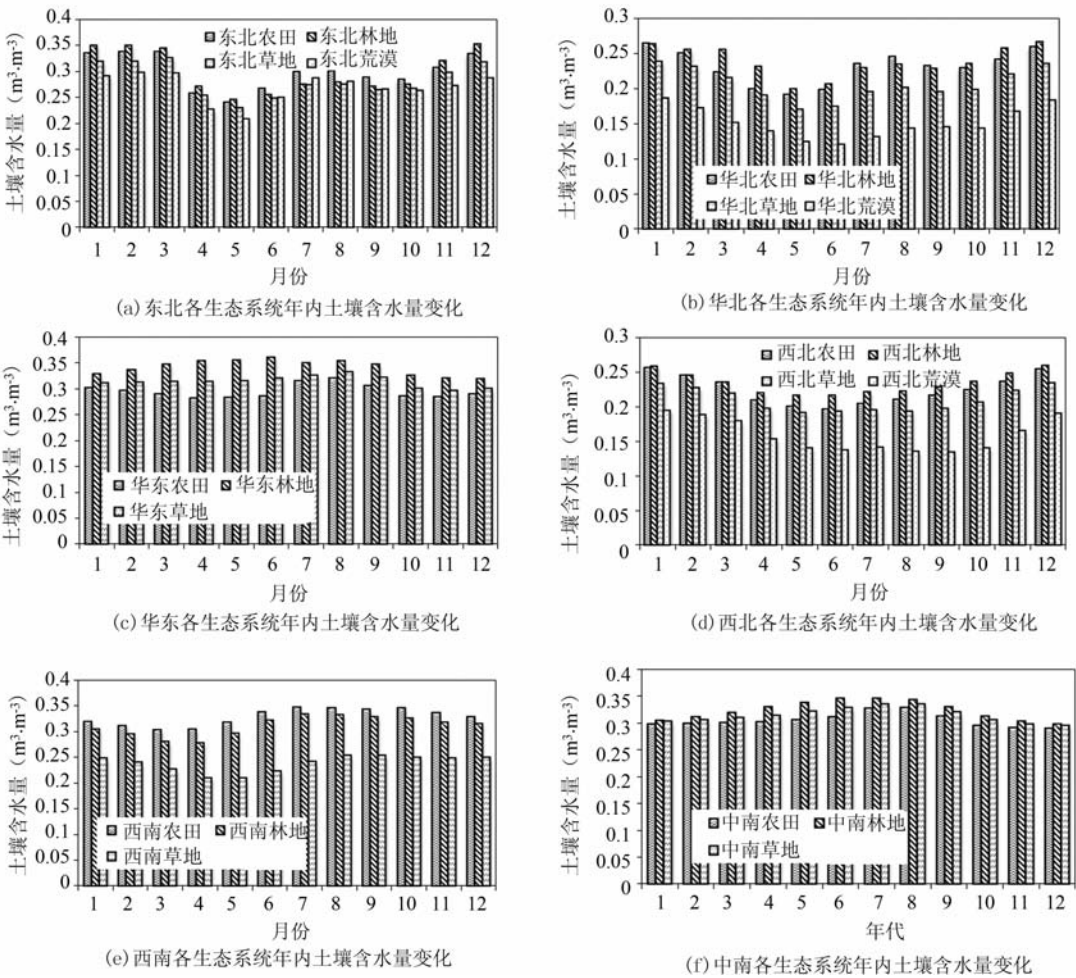


图 9 全国各区域主要生态系统类型土壤含水量年内变化(a-f)

Fig. 9 Annual variation of soil moisture content of every ecosystem types in the six regions of China

而有明显的增加,说明此两个区域内蒸散量受土壤水分的影响比较大。其中华北地区二者 R^2 达到了 0.6 以上(图 10(a)、(b))。东北、华东、西南和中南 4 个地区蒸散量和土壤含水量则无明显的关系。

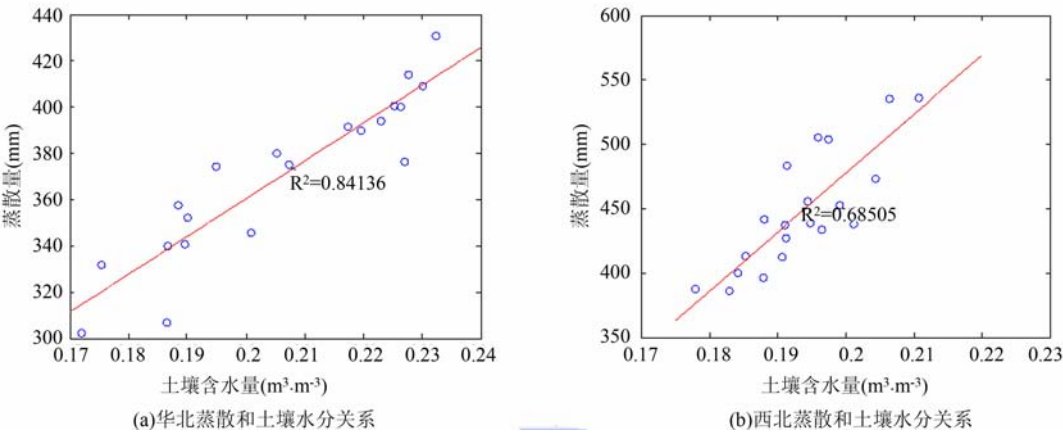


图 10 华北(a)、西北(b)蒸散和土壤含水量之间的关系

Fig. 10 Relationship between ET and soil moisture content in North (a) and Northwest (b) China

3.3.2 分区分类型蒸散和土壤水分的关系

东北地区荒漠生态系统和土壤含水量有比较强的关系,随着土壤含水量的增加,荒漠蒸散量也有增加的趋势,其决定系数 R^2 为 0.53(图 11 和表 6)。

华北地区农田、草地、荒漠生态系统蒸散量与土壤含水量的关系都较强(图 12),决定系数 R^2 皆在 0.8 以上(表 6),此区域内上述 3 种生态系统类型是华北地区的主要生态系统类型,占该区域总面积的 54.60%,植被覆盖度较低,植被的蒸腾作用相对较弱。

表 6 各分区各类型蒸散和土壤含水量回归的决定系数

Tab. 6 Coefficient of determination of regression on ET with soil moisture content in the six regions of China

	农田	林地	草地	荒漠
东北	0.00	0.33	0.19	0.53
华北	0.86	0.36	0.86	0.83
华东	0.01	0.21	0.01	0.85
西北	0.69	0.18	0.68	0.65
西南	0.49	0.01	0.11	0.44
中南	0.35	0.32	0.41	1.00

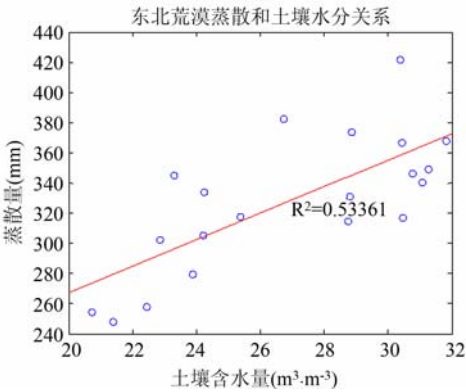


图 11 东北地区荒漠和土壤含水量之间的关系

Fig. 11 Relationship between ET and soil moisture content in Northeast China

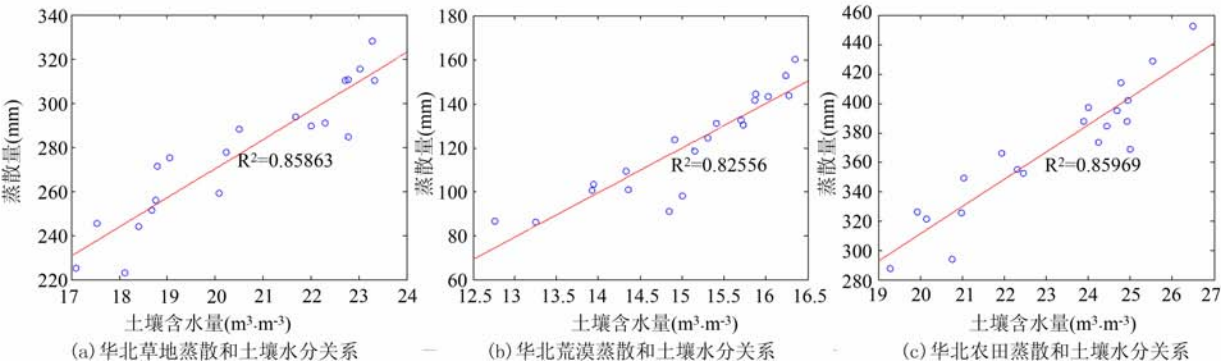


图 12 华北不同生态系统类型蒸散和土壤含水量之间的关系(a-c)

Fig. 12 Relationship between ET and soil moisture content in North China

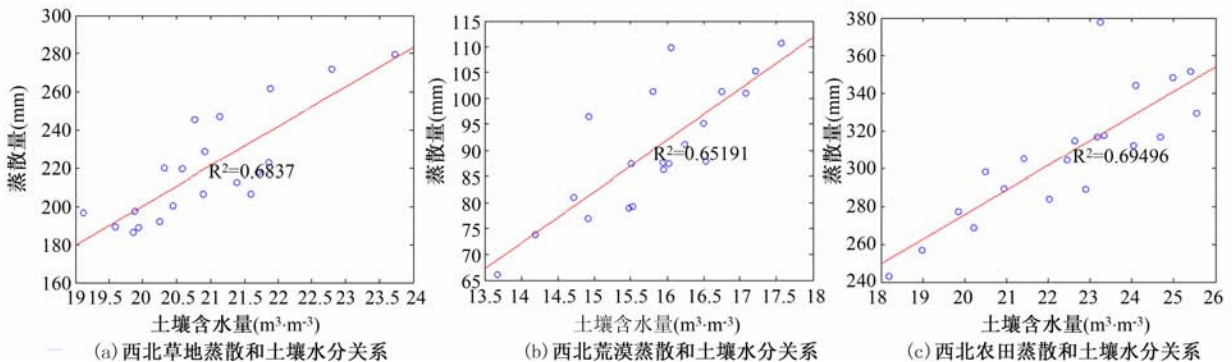


图 13 西北不同生态系统类型蒸散和土壤含水量之间的关系(a-c)

Fig. 13 Relationship between ET and soil moisture content in three ecosystem types in Northwest China

西北地区农田、草地和荒漠蒸散量随土壤含水量的增加而线性增加,其决定系数在 0.6 以上(表 6、图 12)。该地区林地蒸散量受土壤含水量的影响不甚明显。此大区由甘肃、青海、陕西、宁夏回族自治区、新疆维吾尔自治区 5 省组成,林地仅占区域面积的 18.30%,对蒸散的影响较小。

华东、西南和中南地区生态系统类型主要是农田、林地和草地,所占各自区域面积的比例分别为 99.07%、98.06%和 99.45%,植被覆盖度较高,植被蒸腾在蒸散中所占的比重较大。多数情况下土壤供水充足,因此,应以潜在蒸发失水为主,蒸散效率较高。土壤含水量并不是限制植被生长的关键因子,故此,蒸散和土壤含水量无明显的相关关系。

4 结论

20 世纪 80 年代以来,中国陆地蒸散量总体呈增加的趋势,年内蒸散量最大的月份是 7 月,而年末和年初蒸散量则较小。

由各大区的统计结果可以看出,除华北外各大片区蒸散量和全国的趋势一致,皆呈增加的趋势。华北地区近 30 年来的蒸散量总体趋势下降,蒸散最大的年份是 1990 年。华北地区植被以低矮作物为主,加上近年来温度增加,降水减少^[25],干暖化趋势加剧,导致显热增加,潜热通量减少,蒸散减弱。

全国 6 个地区中,林地覆盖度较高的地区,如东北、华东、西南和中南,林地蒸散普遍高于同时段内其他生态系统类型。林地能够拦蓄部分降水,截留的水分大部分以蒸发的方式散失到大气中,未被降水覆盖的植被表面则发生蒸腾作用,在蒸发和蒸腾的双重作用下,林地的蒸散一般高于同等降水条

件下其他生态系统类型的蒸散。华北和西北,草地在各生态系统类型中所占的比例最高,因此,蒸散量也最高。

综合全国各大区来看,林地蒸散量最大的地区是西南和中南区,年蒸散水量皆在 280 亿 m^3 以上,林地蒸散量最小的是西北地区,年蒸散水量在 60 亿 m^3 以下。草地蒸散量最大的地区是西南地区,各时段年蒸散量皆高于 200 亿 m^3 。农田蒸散水量最高的是华东区,其他依序是东北和华北区。荒漠蒸散水量最高的是西北区,而湿地蒸散量最大的是东北地区,东北地区湿地蒸散水量与草地蒸散水量相当。

作为影响陆面过程的重要指标之一,土壤水分和蒸散具有明显的相关关系,尤其在植被覆盖度低的情况下,二者相关性较好。近 30 年来,全国绝大部分地区土壤水分是降低的,仅西北地区稍有增加,这和蒸散的变化趋势相反。从各月二者关系不难发现,在植被生长旺盛的时节,或者植被覆盖度较大的情况下,土壤水分和蒸散的关系不明显,目前出现了许多计算蒸散的经验算法,这可作为建立这些算法的依据。

用于验证模型的实测数据主要来自涡度相关系统的观测结果,其最小时间间隔为 30min,涡度相关的通量计算是建立在相似性理论基础之上,研究表明,大多数通过涡度相关法测得的通量都存在着能量不闭合的现象^[26-27],而且不同时段,不同生态系统类型能量闭合的情况又有不同,一般夜间能量闭合较差,白天较好;生长季能量闭合状况优于非生长季^[26]。由于没有更好的实测数据对模型结果进行验证,因此只能假定涡度相关法观测的结果为真值。本文采用白天的观测结果进行验证,也发现

生长季二者的吻合程度较好,而且变化的规律较为一致;非生长季二者的吻合程度较差,但是没有量级上的差别。

NOAH 模拟结果的空间分辨率为 0.25 度,认为 0.25 度范围内为同质像元,实际上 0.25 度大小的栅格内生态系统类型常常会有较大的差别,因此,如果进行小区域分析,误差会很大。在进行大尺度分析的时候,尽管不会抹杀总体的趋势和规律,但是仍然会导致不确定的产生,需要进行尺度转换,点尺度的观测信息可以作为尺度转换的依据。

参考文献:

- [1] Li Z, Tang R, Wan Z, *et al.* A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data[J]. *Sensors*, 2009, 9(5): 3801–3853.
- [2] Allen R G, Pereira L S, Howell T A, *et al.* Evapotranspiration information reporting: II. Recommended documentation[J]. *Agricultural Water Management*, 2011, 98(6): 921–929.
- [3] Allen R G, Pereira L S, Howell T A, *et al.* Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy [J]. *Agricultural Water Management*, 2011, 98(6): 899–920.
- [4] Dingman S L. *Physical hydrology*[M]: Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, 1994.
- [5] 王书功, 康尔泗, 金博文, 等. 黑河山区草地蒸散发量估算方法研究[J]. *冰川冻土*, 2003, 25(5): 558–565.
- [6] Rana G, Katerji N. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: A review[J]. *European Journal of Agronomy*, 2000, 13(2–3): 125–153.
- [7] Courault D, Seguin B, Olioso A. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches[J]. *Irrigation and Drainage Systems*, 2005, 19(3–4): 223–249.
- [8] Kustas W P, Norman J M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces [J]. *Hydrological Sciences Journal*, 1996, 41(4): 495–516.
- [9] Allen R, Tasumi M, Morse A, *et al.* A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning[J]. *Irrigation and Drainage Systems*, 2005, 19(3): 251–268.
- [10] Fisher J B, Tu K P, Baldocchi D D. Global estimates of the land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUX-NET sites[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2008, 112(3): 901–919.
- [11] 刘永强, 叶笃正, 季劲钧. 土壤湿度和植被对气候的影响——II. 短期气候异常持续性的数值试验[J]. *中国科学(B辑: 化学 生命科学 地学)*, 1992(5): 554–560.
- [12] 刘永强, 叶笃正, 季劲钧. 土壤湿度和植被对气候的影响——I. 短期气候异常持续性的理论分析[J]. *中国科学(B辑: 化学 生命科学 地学)*, 1992(4): 441–448.
- [13] Charusombat U, Niyogi D, Kumar A, *et al.* Evaluating a new deposition velocity module in the Noah land-surface model [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2010, 137(2): 271–290.
- [14] Ek M B, Mitchell K E, Lin Y, *et al.* Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2003, 108(D22): 8851.
- [15] Hogue T S, Bastidas L, Gupta H, *et al.* Evaluation and transferability of the Noah land surface model in semiarid environments[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2005, 6(1): 68–84.
- [16] Lakshmi V, Hong S, Small E E, *et al.* The influence of the land surface on hydrometeorology and ecology: new advances from modeling and satellite remote sensing [J]. *Hydrology Research*, 2011, 42(2–3): 95–112.
- [17] Rosero E, Gulden L E, Yang Z, *et al.* Ensemble evaluation of hydrologically enhanced Noah-LSM: Partitioning of the water balance in high-resolution simulations over the Little Washita River experimental watershed[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2011, 12(1): 45–64.
- [18] Sridhar V, Elliott R L, Chen F, *et al.* Validation of the NOAA-OSU land surface model using surface flux measurements in Oklahoma[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2002, 107(D20): 4418.
- [19] Sridhar V, Elliott R L, Chen F. Scaling effects on modeled surface energy-balance components using the NOAA-OSU land surface model[J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 280(1–4): 105–123.
- [20] Chen Y, Yang K, Zhou D, *et al.* Improving the Noah land surface model in arid regions with an appropriate parameterization of the thermal roughness length[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2010, 11(4): 995–1006.
- [21] Schaake J C, Koren V I, Duan Q, *et al.* Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 1996, 101(D3): 7461–7475.

[22] 刘纪远,布和敖斯尔. 中国土地利用变化现代过程时空特征的研究——基于卫星遥感数据[J]. 第四纪研究, 2000, 20(3): 229 – 239.

[23] 刘纪远,刘明亮,庄大方,等. 中国近期土地利用变化的空间格局分析[J]. 中国科学(D 辑:地球科学), 2002, 32(12): 1031 – 1043.

[24] 刘纪远,张增祥,庄大方. 中国土地利用变化的遥感时空信息研究[M]. 北京: 科学出版社, 2005.

[25] 马洁华,刘园,杨晓光,等. 全球气候变化背景下华北平原气候资源变化趋势[J]. 生态学报, 2010, 30(14): 3818 – 3827.

[26] 李正泉,于贵瑞,温学发,等. 中国通量观测网络(ChinaFLUX)能量平衡闭合状况的评价[J]. 中国科学(D 辑:地球科学), 2004, 34(SII): 46 – 56.

[27] Wilson K, Goldstein A, Falge E, *et al.* Energy balance closure at FLUXNET sites[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113(1 – 4): 223 – 243.

Changing Characteristic of Land Surface Evapotranspiration and Soil Moisture in China during the Past 30 Years

BING Longfei^{1, 2}, SU Hongbo¹, SHAO Quancin¹ and LIU Jiyuan¹

(1. *Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China;*
2. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*)

Abstract: The land surface evapotranspiration (ET) and soil moisture used in this paper were retrieved from land surface model (LSM) of NOAH. The variation of land surface ET and soil moisture was analyzed by statistics in six large regions and by four ecosystem types in China. Then the relationship between ET and soil moisture was discussed. The long term trend of land surface ET was increasing in China. The maximum ET occurred in July, while the minimum one was usually at the beginning/end of a year. The trend of ET in South-Central China, Southwest China, East China, Northeast China and Northwestern China was also increasing, agreed with the whole China. The long term variation trend of ET was decreasing in North China, where the maximum ET was 43.091 Billion Cubic Meters (BCM) in 1990. The relative ratio of evapotranspiration of forest was the highest among all the ecosystem types in Northeast, East, Southwest and South-Central China, while the highest one was grassland in North and Northwest China. To compare the amount of water used by evapotranspiration, the biggest forest ET was in Southwest and South Central China, the smallest was in Northwest China; the biggest grassland ET was in Southwest China, the smallest was in Northeast China; the biggest farmland ET was in East China, the smallest was in Northwest China; the biggest ET for desert and wet land was in Northwest and Northeast China respectively. The soil moisture was decreasing in most China regions except for that in Northwest China ever since 1980s, agreed with the whole China. The main impact factors of ET were vegetation fraction and soil moisture. There existed a good relationship between soil water content and evapotranspiration in rare vegetation covered regions.

Key words: evapotranspiration; soil moisture; vegetation fraction; NOAH; land surface model; LUCC