

华中伏旱形成的季风环流系统及前期 下垫面热状况的影响*

叶 愈 源

(湖南省气象局)

一、前 言

华中在盛夏是相对少雨干旱的区域,也是我国著名的伏旱区。近年来研究表明:与长期天气过程相联系的降水异常及因此酿成的旱涝现象是我国夏季风活动异常的结果。本文初步讨论形成华中伏旱的夏季风特征及其季风气压系统,以及前期下垫面热状况对伏旱形成的影响。

二、华中夏季风的阶段性与华中伏旱

我们所讨论的华中区域为 $25-32^{\circ}\text{N}$ 、 $110-117^{\circ}\text{E}$,包括湖南、湖北和江西三个省的大部分(图1)。对照文献[1]中近地层风的转变指数图,华中区域位于著名的东亚季风区的西侧,同属副热带季风区。

1. 华中夏季风的阶段性

参照文献[2-5]的研究,我们将华中区域的夏季风活动大致划分为如下五个阶段:

(1) 开始影响阶段:当春季华南的西南季风增强时,从3月下旬起常常会越过南岭开始影响华中,而东北季风仍然能影响本区。春雨连绵、气温多变是这个阶段的天气特征。

(2) 盛行阶段:夏季风大致从6月下半月开始稳定控制本区。此时,北方冷空气仍然徘徊在长江流域,在它们的相互作用下,维持稳定的梅雨锋而形成梅雨天气。分析表明,华中夏季风盛行阶段的建立与长江流域入梅、东亚南支西风北撤和西太平洋副高脊线第一次季节性北跳,以及印度西南季风暴发几乎同时发生,是夏季风向北推进和东亚大气环流季节变化共同作用的结果。

(3) 极盛阶段:夏季风继续向北推进,本区受单一的西太平洋副热带反气旋流场所控制,盛行偏南气流。此时,副热带高压完成了第二次季节性北跳,梅雨结束,华中区

* 本文于1985年12月4日收到,1986年5月3日收到修改稿。

域进入晴热少雨阶段——伏旱期。

(4) 减弱阶段：伴随副热带高压的第一次回跳，本区夏季风活动的主要特征又表现为时进时退的南北振荡现象，降水过程随之有所增加，全年高温期结束，旱象有所缓和。

(5) 撤退阶段：夏季风撤退有突变现象。夏季风撤退的同时，冬季风建立，华中出现“寒露风”天气。

2. 严重伏旱是华中夏季风极盛阶段特征变异的结果

华中伏旱发生在夏季风极盛阶段的7—8月。分析表明：伏旱的严重程度与梅雨结束迟早、夏季风极盛阶段持续长短有关。在严重的伏旱年，往往是季风极盛阶段开始得早，持续时间长。表1给出1951—1982年有无重伏旱年的出梅期。其中无、有重伏旱年的标准，分别为图1所示18个站点7月平均总降水量的距平百分率 $\Delta R \geq +30\%$ (无重伏旱年) 和 $\Delta R \leq -30\%$ (重伏旱年)。显然，重伏旱年的出梅期早，大多在6月底到7月初，最迟为7月9日；而无伏旱年梅雨结束期迟，一般在7月20日以后，最早也在7月中旬。可见，夏季风阶段起迄早、晚的变异是影响伏旱强度的主要因素之一。

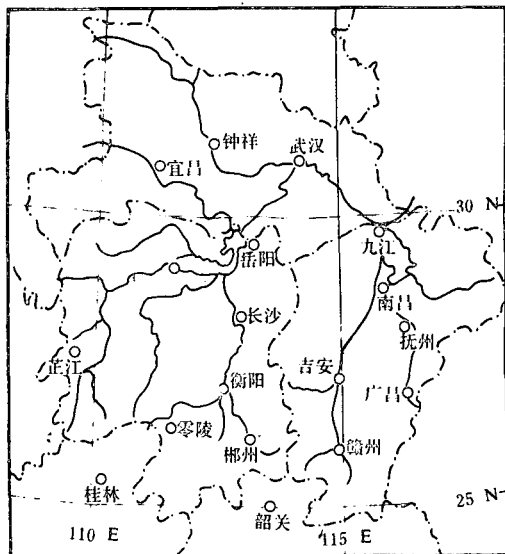


图1 华中区域范围及其降水量代表站分布

表1 1951—1982年华中不同伏旱年型的出梅期

无重伏旱年		重伏旱年	
年 份	出梅期(月·日)	年 份	出梅期(月·日)
1952	7·16	1956	7·1
1954	8·2	1957	7·9
1958	空 梅	1959	7·4
1968	7·20	1964	7·2
1969	7·19	1971	7·1
1970	7·20	1972	6·28
1974	7·20	1978	7·1
1976	7·16	1982	

三、重伏旱年的主要季风环流系统

东亚季风属副热带季风性质，季风雨发生在季风锋区上，与印度季风雨发生在季风区内的赤道辐合带上的性质不同，它属于温带锋的性质。因此，在讨论夏季风活动极盛期华中地区的旱涝问题时，不仅要注意影响华中的几支偏南气流相联系的季风环流系统的作用，而且还要注意形成降水的另一重要条件——西风带环流系统的变异，以及它们的相互作用和相互影响。由于资料条件的限制，我们仅就北半球 10°N 以北的地面、500百帕和100百帕的情况进行讨论，并侧重分析与东亚季风区相联系的环流系统。

表2给出1956—1976年重伏旱年(1956、1957、1959、1964、1971和1972年)和无伏旱年(1958、1968、1969、1970、1974和1976年)7月主要季风环流系统的变异特征。如表2所示，它们的差异十分显著。如在海平面上，重伏旱年大陆热低压向东北发展，

表 2 1956—1976年华中不同伏旱类型的同期各层次环流特征

层次	环流系统名称	特 征	伏旱类型	
			重伏旱年	无伏旱年
海平面		印度低压发展方面	向东北	向西南
		西太平洋副高位置	偏 北	偏 南
		东亚季风北界	50°\	40°\
500百帕		副热带高压脊线	27°\	21—23°\
		孟加拉湾槽位置	偏 南	偏 北
		高原环流型	高 压	低 压
		亚洲中纬度环流型	纬 向	经 向
100百帕		极 涡 强 度	强	弱
	南亚高压	位置	偏 东	偏 西
		强度	弱	强
	东风急流	位置	偏 北	偏 南
		强度	强	弱

西太平洋高压向北发展、脊线位置偏北，东亚季风北界纬度偏北；而无伏旱年则相反。在对流层中部，重伏旱年华中在西太平洋副热带高压控制之下，其周围的环流系统配置与陶诗言等^[6]的分析结论基本一致。无伏旱年的环流系统配置与典型梅雨期的平均环流特征相似。此时，华中区域实际上仍然处于梅雨期之中（见表1），季风极盛阶段则推迟或发生异常而不显著。在对流层上部，重伏旱年盘踞在亚非大陆的南亚高压，中心位置偏东（30°N、100°E），强度较弱，其南侧东风急流位置偏北，强度较强；无伏旱年则相反。

四、前期下垫面异常对伏旱强度影响的初步分析

季风的变异必然受其前期作为冷、热源的海陆下垫面热状况变异的影响。本文就某些区域的下垫面热状况对华中伏旱形成的影响作探索性的分析。

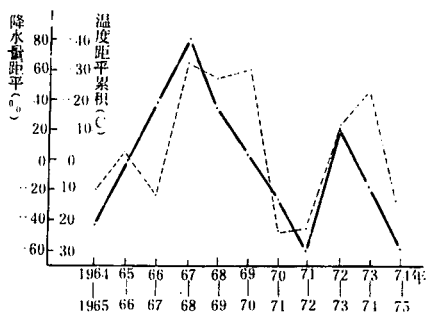


图 2 1964—1975年冬半年(9—3月)青藏高原5站地面温度候平均距平累积值(点划线)与华中7月降水量距平(虚线)对应曲线

图 2 给出了1964—1975年冬半年(9—3月)青藏高原5站(噶尔、班戈、拉萨、托托河、玉树)地面温度候平均距平累积值与华中7月降水量距平对应曲线。当冬半年候平均温度距平累积值为正，即冬半年作为冷源的青藏高原下垫面比常年暖，对应华中伏旱严重；相反，当冬半年候平均温度距平累积值为负，即冬半年作为冷源的青藏高原下垫面温度比常年冷，则华中伏旱期多雨，即伏旱不明显。

图3给出了1950—1973年冬季(10—1月)黑潮区域8点(10月: 20°N 、 120°E ; 11月: 20°N 、 120°E , 25°N 、 125°E , 25°N 、 130°E ; 12月: 25°N 、 125°E ; 1月: 20°N 、 120°E , 20°N 、 125°E , 25°N 、 130°E)海表温度距平与华中7月降水量距平的对应曲线。两条曲线的变化趋势基本一致,它说明当冬季台湾暖流区域内海表温度距平为正,即冬季暖流强,对应夏季华中伏旱期多雨;相反,当冬季台湾暖流区域内海表温度距平为负,即冬季暖流弱,对应夏季华中区域伏旱严重。

图4给出了1951—1983年华中7月平均降水量距平的年际变化曲线与赤道东太平洋海表温度高值年的对应情况。海表温度高值年取自文献[7]。图中竖直线表示海表温度高值年,即厄尼诺现象开始年,带△号者为高值年的后一年。由图可以看出:赤道东太平洋海表温度增暖开始年,即厄尼诺现象开始年的当年,华中多数年份7月少雨;赤道东太平洋海表温度增暖后的下一年,即厄尼诺现象持续到消失阶段,华中多数年份7月多雨。

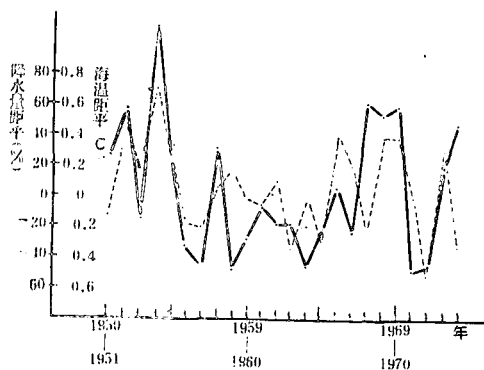


图3 1950—1973年冬季(10—1月)黑潮区域8点海表温度距平(虚线)与1951—1974年华中7月降水量距平(点划线)的对应曲线

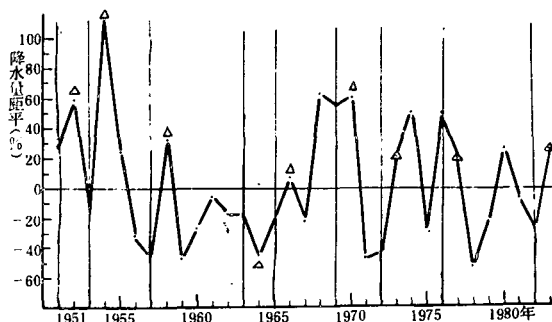


图4 1951—1983年华中7月平均降水量距平(曲线)与赤道东太平洋海表温度高值年(竖直线)的对应情况

参 考 文 献

- [1] 张家诚, 大气环流的季节变化和季风的科学概念, 全国热带季风学术会议文集, 云南人民出版社, 1982年。
- [2] 林春育等, 长江中下游夏季风活动特征的初步探讨, 同[1]。
- [3] 林春育, 长江中下游夏季风稳定与初夏东亚环流的季节转变, 同[1]。
- [4] 陆菊中, 中国东部夏季风南撤与东亚环流季节变化的联系, 同[1]。
- [5] 周玉孚, 我国东部地区季风进退与雨季起迄的关系, 同[1]。
- [6] 陶诗言等, 夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征, 气象学报, 32卷第1期, 1962年。
- [7] Angell J.K., Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in equatorial Eastern Pacific, Mon. Wea. Rev., 109, 230—243, 1981.

夏季高温对人体的影响及其机制*

王 衍 文

(气象科学研究院气候研究所)

大气环境对人类健康有重要的影响。国外在这方面已有很多研究。大气环境对人体的影响是气象要素综合作用的结果,其中主要是冷和热两种影响。

近几年我国南、北方夏季温度的年际变化很大,1978年长江中、下游和1981、1983年华北北部地区都曾出现高温天气。本文研究夏季高温对人体影响的问题。

一、方 法

影响人体的热感觉决定于人体与环境热量交换的结果。这种交换取决于传导、对流、辐射和蒸发等物理过程,而这种交换过程与环境温度、湿度、气流、日照等因素有关。本文采用J·E·Bosen, E·C·Thom提出的表达人体热感受程度的“不适指数”来计算。这种方法比较简便,又考虑了多因素的作用,公式如下:

$$DI = 0.72(t_a + t_w) + 40.6$$

上式中 DI 为不适指数(Discomfort Index), t_a 为干球温度, t_w 为湿球温度。当 DI 值达到75时,约有50%的人会因环境温度过高而感到不适;当 DI 值达到80以上时,所有的人都会感到酷热难忍。我们选取北京、天津、南京、上海、汉口、重庆、沈阳、哈密、南宁、广州等城市,利用干、湿球温度计算了这些城市1978—1983年5—9月日平均和14时的不适指数分布情况。

二、结果与分析

表1给出北京和天津比较炎热的1978、1981和1983年日平均和14时的不适指数。

在1978、1981和1983年这三年夏季,日平均不适指数 ≥ 75 的天数达40—50天,而在正常年份只有30—35天左右。在炎热年份中,夏季的炎热情况也不尽相同,有的年份整个夏季气温偏高,有的年份则在某一段时期特别炎热。例如天津1981年夏季日平均不适指数 ≥ 80 的有12天,其中有10天出现在7月份;北京1981年夏季日平均不适指数 ≥ 80 的也有10天,且其中有8天出现在7月份;这种集中高温的情况更使人感到酷热难忍。

由日平均干、湿球温度计算出的不适指数有时往往达不到不适程度,但人们却仍感到炎热,这是因为有时早、晚较为凉爽,致使日平均值偏低,而中午气温依然偏高,

* 本文于1985年12月4日收到,1986年5月13日收到修改稿。

表 1

地 名	年 份	日平均DI的天数		14时DI的天数	
		DI \geq 80	80>DI \geq 75	DI \geq 80	80>DI \geq 75
北 京	1978	1	39	27	52
	1981	10	29	25	49
	1983	2	41	25	67
天 津	1978	4	46	35	54
	1981	12	33	28	57
	1983	8	40	30	70

所以人们仍有不适之感。因此，我们又计算了14时的不适指数。在炎热年份中，14时的不适指数 \geq 75的可达75—100天，其中有25—35天是 \geq 80，而正常年份只有16—28天。

从不适指数的分布情况来看，华北北部地区最热时期出现在6—8月；5、9月只在中午才出现使人感到不适的高温，并且这样的情况最多也只有10天，甚至有的年份一天都不出现。

在沈阳，最热的7月份日平均不适指数 \geq 75的一般都在10天左右，1980年7月只有两天；不适指数 \geq 80的情况也只有在7、8月份的中午有时出现。哈密日平均不适指数在整个夏季 \geq 75的仅有一、两天或不出现，在中午也只出现20天左右；至于 \geq 80的情况，则更是极少出现。由此可见，西北和东北地区最热月份与华北北部地区5、9月的天气相似。

长江中、下游地区以1978年最为炎热，其次是1981年。由表2可见，1978年南京和汉口的不适指数分布情况相似，日平均不适指数 \geq 80的就有两个月左右；上海和重庆有1—1.5个月，这种酷热天数比北京、天津要高出5—10倍，比本地常年也高1—4倍。14时的不适指数 \geq 80，在长江中、下游地区均有2—2.5个月； \geq 75的总天数都在100天左右，在正常年份也有90天左右。所以在这些地区正常年份也较炎热，若遇高温年份，就会影响人们的生产和工作，甚至造成死亡。

广州、南宁一带常年偏热，其特点是：温度的年际变化和月际变化不大，高温天气不象北方集中出现。在1978—1983年，仅就日平均不适指数 \geq 75的天数来说，广州在最热年份有145天，在正常年份也有128天；南宁在最热年份有145天，在正常年份有

表 2

地 名	年 份	日平均DI的天数		14时DI的天数	
		DI \geq 80	80>DI \geq 75	DI \geq 80	80>DI \geq 75
南 京	1978	55	30	75	31
	1981	28	49	54	43
上 海	1978	32	55	74	20
	1981	27	46	57	36
汉 口	1978	63	30	77	33
	1981	53	34	67	44
重 庆	1978	46	39	72	32
	1981	38	95	65	34

120天。14时不适指数 ≥ 75 者, 两地均在150天以上, 其中有100天左右出现不适指数 ≥ 80 。也就是说, 在广州、南宁一带, 一年中有3个多月处于极度不适的高温之中。此外, 4月和10月也仍有对人体不适的高温天气出现。

三、讨 论

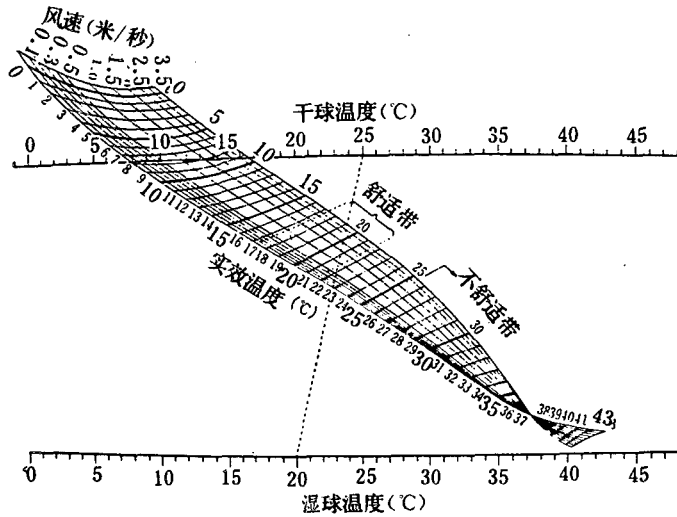
环境温度的变化对人体的作用很显著。人是一种恒温动物, 人的体温必须保持在 36.5°C 左右。这里所说的体温是指体核温度, 也就是体表以下2.5厘米左右深度的组织温度。恒温是以热平衡方程为基础的。人的生命最主要的作用是由于温度调节所涉及到的切新陈代谢作用。这种复杂的适应称为“体内平衡”, 它是体内产生热量交换的结果, 而热量交换的产生又是通过蒸发、辐射、对流和传导来进行的。所以人的体温变化除了因生理功能产生障碍会引起变化外, 外界环境的冷热亦会引起变化。由此可见人体若要保持恒温, 与外界环境条件有着密切关系。恒温动物的体温调节有一个简单的规则, 就是产热=散热。这里我们重点讨论散热。

散热是通过传导、对流、辐射和蒸发四种物理过程使体核温度所代表的热量向环境散出的, 四种散热过程中以蒸发散热的作用最大。传导、对流和辐射的散热速度皆与温度梯度有关, 与皮肤和环境之间的温度差成正比。但随着环境温度的上升, 靠传导、对流、辐射所致的散热量逐渐减少。当气温在 10°C 时, 辐射和对流散热较为突出, 约为蒸发散热的9倍; 当气温升达 21°C 时, 蒸发散热就开始超过辐射和对流的散热量, 如环境温度超过体温, 则传导、对流、辐射就都失去了散热作用, 此时环境中的热反而开始流向人体。此时, 人体散热的唯一方式就是蒸发散热了。蒸发散热, 就是依靠高温下人体出汗而使体内热量被汗液带出体外。

在干、热环境中, 大气的湿度低, 有利于蒸发, 因而蒸发冷却十分有效。但是必须注意, 当人体依靠蒸发散热时, 一定要不断增加水和盐以补充因蒸发而失去的体内水分和盐分。

关于湿、热环境中的气候生理学方面的研究还很少, 而湿度对人的体感温度的影响却是很大的。体感温度是指人体实际感受到的温度, 这种体感温度并非所处环境的气温, 而是与环境气温有关的湿度、风速综合作用的结果。ヤクロー(Yaglou) 等的实效温度(Effective Temperature)图表明, 人从事轻体力劳动时, 在一定温度的情况下, 湿度增大, 体感温度亦高, 这是因为湿度大会影响汗液蒸发。从附图中可以看到, 在一定的温度下(在一定的范围内), 风速越大, 体感温度越低, 这是因为对流散热起了作用的缘故。

表3内几例说明在气温相等或接近的情况下, 湿度大, 则不适指数高。为了便于比较起见, 我们在视风速为零的情况下由附图查算出体感温度, 它们也充分表明了这一点。例如广州1978年8月4日和10日与北京1981年7月10日气温相同, 但由于广州湿度大, 所以不适指数和体感温度皆高于北京; 又广州的8月4日比10日的湿度大, 故4日不适指数和体感温度也高于10日。其中广州8月4日与北京的7月10日气温相同, 但由于受湿度的影响(在无风的情况下), 竟使体感温度相差 2.5°C 。



附图 人从事轻体力劳动时的实效温度图

表 3

地名	时间	干球温度 (°C)	湿球温度 (°C)	不适指数	风速为零时的体感温度 (°C)	实际风速 (米/秒) 下的体感温度 (°C)	
广州	1978年 6月 6日	26.1	25.1	77.5	25.8	23.3	(1.5)
沈阳	1980年 8月 3日	26.0	21.8	75.0	24.0	22.5	(1.3)
广州	1978年 8月 4日	28.0	26.8	80.1	27.3	26.8	(0.5)
	1978年 8月 10日	28.0	25.1	78.8	26.5	23.2	(3.3)
北京	1981年 7月 10日	28.0	21.3	76.1	24.8	22.6	(1.8)

另外，我们又用附图查算出实际风速情况下的体感温度。由表 3 中明显看出，有风比无风时的体感温度低。在无风时 5 例中仅有广州 3 例处于不舒适温度的范围（高于 25.4°C）。在有风时这 3 例的体感温度皆因风速的作用而降低，特别是 8 月 4 日与 10 日，气温相同，仅因湿度不同而计算出的不适指数分别为 80.1 和 78.8，其不适程度差异不大，但由实际风速作用查算出的体感温度差值竟达 3.6°C，风速的降温作用显而易见。但是当环境温度和湿度不断增高，致使体感温度达到 37°C，也就是环境的有效温度高出人的体温时，此时风速的作用就相反了。

本文中计算的不适指数，虽然没有考虑风速的作用，但是用它来表示炎热的程度，还是与实际情况一致的。从附图中可见，舒适温度带在 17.3—21.7°C，高于 25.4°C 为不舒适温度带。舒适带和不舒适带之间有一个过渡带，这个过渡带的温度即不舒适、但不是热不可耐。从上述 5 例看出，在有风的情况下，只有广州 8 月 4 日的体感温度是 26.8°C，属于不舒适温度的范围，其余 4 例体感温度皆属过渡带的范围。本文计算的不适指数也说明这一点，5 例中仅有广州 8 月 4 日不适指数大于 80，这表明该日温度使所有人都会感到不舒适。其余 4 例的不适指数在 75—80 之间，表明环境的实效温度已超出舒适范围，但并非所有人都感到不舒适，恰是符合过渡带温度的条件。

为适应环境增温以维持体温的稳定，必须使人体的产热与散热相等。然而人体的控制中枢并非能迅速调节这种产热和散热的，所以在酷暑季节必需进行一些人工降温措施，以协助人体的自我调节，使人能够耐受和适应外界环境增温的变化。

参 考 文 献

- [1] R. N. 哈迪著，温度与动物生活，科学出版社，1984年。
- [2] 吴沈春主编，环境与健康，人民出版社，1980年。
- [3] 汪奕琮等编著，生活与气候，农业出版社，1984年。
- [4] 神山惠三，身体を通じての熱収支，生気象学，纪伊國屋書店，333—371,1968。