



# 中华人民共和国国家标准

GB/T 20481—2006

## 气象干旱等级

Classification of meteorological drought



061214000014

2006-08-28 发布

2006-11-01 实施

中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局 发布  
中国国家标准化管理委员会

目 次

前言 ..... III

引言 ..... IV

1 范围 ..... 1

2 术语和定义 ..... 1

3 单项气象干旱指数 ..... 3

3.1 降水量距平百分率 ..... 3

3.2 相对湿润度指数 ..... 3

3.3 标准化降水指数 ..... 4

3.4 土壤相对湿度干旱指数 ..... 4

3.5 帕默尔干旱指数 ..... 5

4 综合气象干旱指数 ..... 5

4.1 综合气象干旱等级 ..... 5

4.2 综合气象干旱指数的计算方法 ..... 5

4.3 干旱过程的确定和评价 ..... 6

4.4 气象干旱等级监测年报表 ..... 6

附录 A(资料性附录) 气象干旱监测年报表 ..... 7

附录 B(规范性附录) 可能蒸散量的计算方法 ..... 9

附录 C(规范性附录) 标准化降水指数的计算方法 ..... 14

附录 D(规范性附录) 帕默尔干旱指数的计算方法 ..... 16



## 前 言

本标准的附录 A 为资料性附录,附录 B、附录 C、附录 D 为规范性附录。

本标准由中国气象局提出。

本标准由中国气象局政策法规司归口。

本标准由国家气候中心负责起草,中国气象科学研究院、国家气象中心、中国气象局预测减灾司参与起草。

本标准主要起草人:张强、邹旭恺、肖风劲、吕厚荃、刘海波、祝昌汉、安顺清。

## 引 言

干旱是我国主要的自然灾害之一,具有发生频率高、持续时间长、波及范围广的特点。干旱的频繁发生和长期持续不但给国民经济带来巨大的损失,还会造成水资源短缺、沙尘暴增加、荒漠化加剧、生态与环境恶化等不利影响。近几十年来,随着全球气候变暖的不断加剧,干旱事件也呈现明显的上升趋势。

长期以来,气象工作者对干旱及其指标进行了大量的研究,但由于各地气候差异大、各级气象部门技术力量发展不均衡,在使用干旱指标方法、划分干旱等级和监测、评估干旱发生和影响时,各地往往存在很大差异,无法进行时空比较,难以满足各级人民政府组织防御气象灾害的需求。因此,本标准旨在规范全国通用的、具有空间和时间可比性、能较为客观地描述干旱的发生、发展、持续、解除等过程,以及干旱发生程度和范围的等级标准,使全国干旱监测与评估业务规范化、标准化。

干旱问题十分复杂,涉及面广,可分为气象干旱、农业干旱、水文干旱以及经济社会干旱等,气象干旱是其他专业性干旱研究和业务的基础。本标准所制定的气象干旱等级,适用于气象、水文、农业、林业、社会经济等行业从事干旱监测、评估部门使用。本标准的主要技术方法是目前国内外干旱监测与评估业务中使用较为普遍、简便、客观、科学、操作性较强的干旱指标与方法。气象干旱等级划分为五个等级,分别为无旱、轻旱、中旱、重旱和特旱。

# 气象干旱等级

## 1 范围

本标准规定了气象干旱指数的计算方法、等级划分标准、等级命名、使用方法等。

本标准适用于气象、水文、农业、林业、社会经济等领域从事干旱监测、评估业务与科研工作。

## 2 术语和定义

下列术语和定义适用于本标准。

### 2.1

**降水量 precipitation**

从云中降落到单位面积平面上(假定无渗漏、蒸发、流失等)液态或固态(经融化后)的水层深度,降水量单位为毫米(mm)表示。

注:降水包括雨、雪、雨夹雪、米雪、霜、冰雹、冰粒和冰针等形式。

### 2.2

**气温 air temperature**

空气冷热程度的物理量,单位为摄氏度(℃)。

### 2.3

**风速 wind speed**

空气所经过的距离与其所需时间的比值,单位为米每秒(m/s)。

### 2.4

**相对湿度 relative humidity**

在同一温度下实际水气压与饱和水气压的比值,以百分率(%)表示。

### 2.5

**日照时数 sunshine duration**

太阳在一地实际照射水平地面的时间数,单位为小时(h)。

### 2.6

**可能蒸散量 potential evapotranspiration**

在下垫面足够湿润条件下,水分保持充分供应的蒸散量,又称为蒸发力或最大可能蒸散量,单位为毫米(mm)。

注:本标准中采用联合国粮农组织推荐的 FAO Penman-Monteith 修正公式或 Thornthwaite 方法计算可能蒸散量,计算方法参见附录 B。

### 2.7

**土壤相对湿度 relative soil moisture**

土壤实际含水量占土壤田间持水量的比值,以百分率(%)表示。

### 2.8

**土壤湿度 soil moisture**

单位容积或单位重量土壤中的水分含量占同容积或同质量土壤烘干后质量的百分比,以百分率(%)表示。

### 2.9

**土壤田间持水量 soil field capacity**



土壤所能保持的毛管悬着水的最大水分含量。以水分占同容积或同质量土壤烘干后质量的百分率(%)表示。

2.10

**相对湿润度指数** relative moisture index

某时段的降水量与同时段内可能蒸散量之差再除以同时段内可能蒸散量。

2.11

**气候平均值** climatic normal

气象要素 30 年或以上的平均值。

注：本标准根据 WMO 有关规定取最近三个年代的平均值作为气候平均值。如：2001 年～2010 年期间，气候平均值取 1971 年～2000 年共 30 年的平均值。

2.12

**气象干旱** meteorological drought

某时段由于蒸发量和降水量的收支不平衡，水分支出大于水分收入而造成水分短缺现象。

2.13

**气象干旱指数** meteorological drought index

利用气象要素，根据一定的计算方法所获得的指标，来监测或评价某区域某时间段内由于天气气候异常引起的水分亏欠程度。

2.14

**气象干旱等级** classification of meteorological drought category

描述干旱程度的级别标准，也就是气象干旱指数的级别划分。

2.15

**干旱发生** drought occurrence

某时段降水量较气候平均值偏少，空气干燥，或蒸发引起土壤水分出现不足，对植被生长发育产生不利影响，气象干旱等级达到轻旱以上标准。

2.16

**干旱发展** drought aggravation

某时段降水量持续较气候平均值偏少，且土壤水分较前一段时间进一步减少，对植被影响较前期严重，气象干旱强度比前期加重，气象干旱等级至少加重一个等级。

2.17

**干旱持续** drought persistence

某时段降水量与蒸发量基本维持平衡，前期由于降水量偏少导致的土壤水分不足仍然维持，对植被影响与前期相近，气象干旱等级与前期相同。

2.18

**干旱缓和** drought alleviation

出现自然降水，土壤水分较前一段时间增加，干旱对植被影响较前期减轻，气象干旱等级较前期至少减轻一个等级。

2.19

**干旱解除** drought relief

某时段出现较多自然降水，使土壤水分达适宜或偏湿状态，气象干旱等级达无旱或正常等级。

2.20

**降水量距平百分率** percentage of precipitation anomalies

某时段的降水量与常年同期气候平均降水量之差与常年同期气候平均降水量相比的百分率，单位用百分率(%)表示。

2.21

气候适宜降水量 climatically appropriate for existing condition precipitation(CAFEC Precipitation)  
保持与某地区已确定的水分利用相适应的水资源所需要的降水量,单位为毫米(mm)。

3 单项气象干旱指数

3.1 降水量距平百分率( $P_a$ )

3.1.1 降水量距平百分率气象干旱等级(见表1)

表1 降水量距平百分率干旱等级划分表

等级	类型	降水量距平百分率/%		
		月尺度	季尺度	年尺度
1	无旱	$-40 < P_a$	$-25 < P_a$	$-15 < P_a$
2	轻旱	$-60 < P_a \leq -40$	$-50 < P_a \leq -25$	$-30 < P_a \leq -15$
3	中旱	$-80 < P_a \leq -60$	$-70 < P_a \leq -50$	$-40 < P_a \leq -30$
4	重旱	$-95 < P_a \leq -80$	$-80 < P_a \leq -70$	$-45 < P_a \leq -40$
5	特旱	$P_a \leq -95$	$P_a \leq -80$	$P_a \leq -45$

3.1.2 降水量距平百分率的计算方法

降水量距平百分率是表征某时段降水量较常年值偏多或偏少的指标之一,能直观反映降水异常引起的干旱;在气象日常业务中多用于评估月、季、年发生的干旱事件。降水量距平百分率等级适合于半湿润、半干旱地区平均气温高于10℃的时段。

某时段降水量距平百分率( $P_a$ )按式(1)计算:

$$P_a = \frac{P - \bar{P}}{\bar{P}} \times 100\% \dots\dots\dots (1)$$

式中:

$P$ ——某时段降水量,单位为毫米(mm);  
 $\bar{P}$ ——计算时段同期气候平均降水量,单位为毫米(mm)。

$$\bar{P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i \dots\dots\dots (2)$$

式中:

$n$ 为1~30年, $i=1,2,\dots,n$ 。

3.2 相对湿润度指数( $M$ )

3.2.1 相对湿润度指数气象干旱等级(见表2)

表2 相对湿润度干旱等级的划分表

等 级	类 型	相对湿润度
1	无旱	$-0.40 < M$
2	轻旱	$-0.65 < M \leq -0.40$
3	中旱	$-0.80 < M \leq -0.65$
4	重旱	$-0.95 < M \leq -0.80$
5	特旱	$M \leq -0.95$

3.2.2 相对湿润度指数的计算方法

相对湿润度指数是表征某时段降水量与蒸发量之间平衡的指标之一。本等级标准反映作物生长季节的水份平衡特征,适用于作物生长季节旬以上尺度的干旱监测和评估。



相对湿润度指数的计算见式(3)：

$$M = \frac{P - PE}{PE}$$

.....( 3 )

式中：

*P*——某时段的降水量，单位为毫米(mm)；

*PE*——某时段的可能蒸散量，单位为毫米(mm)，用 FAO Penman-Monteith 或 Thornthwaite 方法计算，见附录 B。

3.3 标准化降水指数(SPI)

3.3.1 标准化降水指数的干旱等级划分(见表 3)

表 3 标准化降水指数干旱等级划分

等 级	类 型	SPI 值
1	无旱	$-0.5 < SPI$
2	轻旱	$-1.0 < SPI \leq -0.5$
3	中旱	$-1.5 < SPI \leq -1.0$
4	重旱	$-2.0 < SPI \leq -1.5$
5	特旱	$SPI \leq -2.0$

3.3.2 标准化降水指数的计算方法

标准化降水指数是表征某时段降水量出现的概率多少的指标之一，该指标适合于月以上尺度相对当地气候状况的干旱监测与评估。其具体计算原理和方法见附录 C。

3.4 土壤相对湿度干旱指数(R)

3.4.1 土壤相对湿度干旱等级(见表 4)

表 4 土壤相对湿度干旱指数的干旱等级划分表

等级	类型	10 cm~20 cm 深度土壤相对湿度	干旱影响程度
1	无旱	$60\% < R$	地表湿润或正常，无旱象
2	轻旱	$50\% < R \leq 60\%$	地表蒸发量较小，近地表空气干燥
3	中旱	$40\% < R \leq 50\%$	土壤表面干燥，地表植物叶片有萎蔫现象
4	重旱	$30\% < R \leq 40\%$	土壤出现较厚的干土层，地表植物萎蔫、叶片干枯，果实脱落
5	特旱	$R \leq 30\%$	基本无土壤蒸发，地表植物干枯、死亡

3.4.2 土壤相对湿度干旱指数计算方法

土壤相对湿度干旱指数是反映土壤含水量的指标之一，适合于某时刻土壤水分盈亏监测。本标准采用 10 cm~20 cm 深度的土壤相对湿度，适用范围为旱地农作区。由于不同土壤性质的土壤相对湿度存在一定差异，使用者可根据当地土壤性质，对等级划分范围作适当调整。

土壤相对湿度干旱指数的计算见式(4)：

$$R = \frac{w}{f_c} \times 100\%$$

.....( 4 )

式中：

*R*——土壤相对湿度(%)；

*w*——土壤重量含水率(%)；

*f<sub>c</sub>*——土壤田间持水量(%)。

3.5 帕默尔干旱指数(X)

3.5.1 帕默尔干旱指数等级(见表 5)

表 5 帕默尔干旱指数等级划分表

等 级	类 型	帕默尔指数旱度( $X_i$ )
1	无旱	$-1.0 < X_i$
2	轻旱	$-2.0 < X_i \leq -1.0$
3	中旱	$-3.0 < X_i \leq -2.00$
4	重旱	$-4.0 < X_i \leq -3.0$
5	特旱	$X_i \leq -4.0$

3.5.2 帕默尔干旱指数计算方法

帕默尔干旱指数是表征在一段时间内,该地区实际水份供应持续地少于当地气候适宜水份供应的水份亏缺。该指标适合月尺度的水份盈亏监测和评估。其具体计算原理和方法见附录 D。

4 综合气象干旱指数(CI)

4.1 综合气象干旱等级(见表 6)

表 6 综合气象干旱等级的划分

等 级	类 型	CI 值	干旱影响程度
1	无旱	$-0.6 < CI$	降水正常或较常年偏多,地表湿润,无旱象
2	轻旱	$-1.2 < CI \leq -0.6$	降水较常年偏少,地表空气干燥,土壤出现水分轻度不足
3	中旱	$-1.8 < CI \leq -1.2$	降水持续较常年偏少,土壤表面干燥,土壤出现水分不足,地表植物叶片白天有萎蔫现象
4	重旱	$-2.4 < CI \leq -1.8$	土壤出现水分持续严重不足,土壤出现较厚的干土层,植物萎蔫、叶片干枯,果实脱落;对农作物和生态环境造成较严重影响,工业生产、人畜饮水产生一定影响
5	特旱	$CI \leq -2.4$	土壤出现水分长时间严重不足,地表植物干枯、死亡;对农作物和生态环境造成严重影响、工业生产、人畜饮水产生较大影响

4.2 综合气象干旱指数的计算方法

综合气象干旱指数是利用近 30 天(相当月尺度)和近 90 天(相当季尺度)降水量标准化降水指数,以及近 30 天相对湿润度指数进行综合而得,该指标既反映短时间尺度(月)和长时间尺度(季)降水量气候异常情况,又反映短时间尺度(影响农作物)水分亏欠情况。该指标适合实时气象干旱监测和历史同期气象干旱评估。综合气象干旱指数(CI)的计算见式(5):

$$CI = aZ_{30} + bZ_{90} + cM_{30} \dots\dots\dots(5)$$

式中:

- $Z_{30}$ 、 $Z_{90}$ ——分别为近 30 天和近 90 天标准化降水指数 SPI,计算方法见附录 C;
- $M_{30}$ ——近 30 天相对湿润度指数,由式(3)得;
- $a$ ——为近 30 天标准化降水系数,由达轻旱以上级别  $Z_{30}$  的平均值除以历史出现最小  $Z_{30}$  值,平均取 0.4 ;
- $b$ ——近 90 天标准化降水系数,由达轻旱以上级别  $Z_{90}$  的平均值除以历史出现最小  $Z_{90}$  值,平均取 0.4 ;
- $c$ ——近 30 天相对湿润系数,由达轻旱以上级别  $M_{30}$  的平均值除以历史出现最小  $M_{30}$  值,平均取 0.8。

通过式(5),利用前期平均气温、降水量可以滚动计算出每天综合气象干旱指数(CI),进行干旱监测。

#### 4.3 干旱过程的确定和评价

##### 4.3.1 干旱过程的确定

当综合气象干旱指数  $CI$  连续 10 天为轻旱以上等级,则确定为发生一次干旱过程。干旱过程的开始日为第 1 天  $CI$  指数达到轻旱以上等级的日期。在干旱发生期,当综合气象干旱指数  $CI$  连续 10 天为无旱等级时干旱解除,同时干旱过程结束,结束日期为最后 1 次  $CI$  指数达到无旱等级的日期。干旱过程开始到结束期间的时间为干旱持续时间。

##### 4.3.2 干旱过程强度

干旱过程内所有天的  $CI$  指数为轻旱以上的干旱等级之和,其值越小干旱过程越强。

##### 4.3.3 某时段干旱评价

当评价某时段(月、季、年)是否发生干旱事件时,所评价时段内必须至少出现一次干旱过程,并且累计干旱持续时间超过所评价时段的  $1/4$  时,则认为该时段发生干旱事件,其干旱强度由时段内  $CI$  值为轻旱以上干旱等级之和确定。

#### 4.4 气象干旱等级监测年报表(简表)

开展气象干旱监测、评估业务工作的单位,可按照附录 A 提供的气象干旱等级监测年表进行记录各旬发生干旱的强度等级,以及干旱后灾情信息和有关气候背景分析。



通过式(5),利用前期平均气温、降水量可以滚动计算出每天综合气象干旱指数(CI),进行干旱监测。

#### 4.3 干旱过程的确定和评价

##### 4.3.1 干旱过程的确定

当综合气象干旱指数  $CI$  连续 10 天为轻旱以上等级,则确定为发生一次干旱过程。干旱过程的开始日为第 1 天  $CI$  指数达到轻旱以上等级的日期。在干旱发生期,当综合气象干旱指数  $CI$  连续 10 天为无旱等级时干旱解除,同时干旱过程结束,结束日期为最后 1 次  $CI$  指数达到无旱等级的日期。干旱过程开始到结束期间的时间为干旱持续时间。

##### 4.3.2 干旱过程强度

干旱过程内所有天的  $CI$  指数为轻旱以上的干旱等级之和,其值越小干旱过程越强。

##### 4.3.3 某时段干旱评价

当评价某时段(月、季、年)是否发生干旱事件时,所评价时段内必须至少出现一次干旱过程,并且累计干旱持续时间超过所评价时段的  $1/4$  时,则认为该时段发生干旱事件,其干旱强度由时段内  $CI$  值为轻旱以上干旱等级之和确定。

#### 4.4 气象干旱等级监测年报表(简表)

开展气象干旱监测、评估业务工作的单位,可按照附录 A 提供的气象干旱等级监测年表进行记录各旬发生干旱的强度等级,以及干旱后灾情信息和有关气候背景分析。

附 录 A  
(资料性附录)  
气象干旱监测年报表

站名：\_\_\_\_\_站号：\_\_\_\_\_所属省(市、区)\_\_\_\_\_年\_\_\_\_\_月

时 间		平均气温/℃	降水量/mm	0~10 cm 土壤相对 湿度/%	0~20 cm 土壤相对 湿度/%	气象干旱指数					其他干旱 指数
						<i>Pa</i>	<i>SPI</i>	<i>M</i>	<i>R</i>	<i>CI</i>	
1 月	上旬										
	中旬										
	下旬										
2 月	上旬										
	中旬										
	下旬										
3 月	上旬										
	中旬										
	下旬										
4 月	上旬										
	中旬										
	下旬										
5 月	上旬										
	中旬										
	下旬										
6 月	上旬										
	中旬										
	下旬										
7 月	上旬										
	中旬										
	下旬										
8 月	上旬										
	中旬										
	下旬										
9 月	上旬										
	中旬										
	下旬										
10 月	上旬										
	中旬										
	下旬										

表（续）

站名：\_\_\_\_\_站号：\_\_\_\_\_所属省（市、区）\_\_\_\_\_年\_\_\_\_月

时 间		平均气温/℃	降水量/mm	0~10 cm 土壤相对 湿度/%	0~20 cm 土壤相对 湿度/%	气象干旱指数					其他干旱 指数
						<i>Pa</i>	<i>SPI</i>	<i>M</i>	<i>R</i>	<i>CI</i>	
11 月	上旬										
	中旬										
	下旬										
12 月	上旬										
	中旬										
	下旬										
备注	4 级以上重、特旱时段： 重大干旱过程灾情记录和气候背景简析：										

地理环境：\_\_\_\_\_°E(经度)，\_\_\_\_\_°N(纬度)，\_\_\_\_\_m(海拔高度)

注：10 cm 和 20 cm 土壤湿度为每旬第 8 日观测值。



附 录 B  
(规范性附录)  
可能蒸散量的计算方法

### B.1 可能蒸散量的计算

本标准推荐两种方法计算可能蒸散量,即 Thornthwaite 方法和 FAO Penman-Monteith 方法。FAO Penman-Monteith 方法计算误差小,但需要的气象要素多,Thornthwaite 方法计算相对简单,需要的气象要素少。使用者请根据资料条件选择合适的可能蒸散量的计算方法。

### B.2 Thornthwaite 方法

Thornthwaite 方法是求算可能蒸散量的经验公式。该方法的主要特点是以月平均温度为主要依据,并考虑纬度因子(日照长度)建立的经验公式,需要输入的因子少,计算方法简单,见式(B.1):

$$PE_m = 16.0 \times \left( \frac{10T_i}{H} \right)^A \quad \dots\dots\dots (B.1)$$

式中:

$PE_m$ ——可能蒸散量,是指月可能蒸散量,单位为毫米每月(mm/月);

$T_i$ ——月平均气温,单位为摄氏度(°C);

$H$ ——年热量指数;

$A$ ——常数

各月热量指数  $H_i$  由式(B.2)计算:

$$H_i = \left( \frac{T_i}{5} \right)^{1.514} \quad \dots\dots\dots (B.2)$$

年热量指数  $H$  由式(B.3)计算:

$$H = \sum_{i=1}^{12} H_i = \sum_{i=1}^{12} \left( \frac{T_i}{5} \right)^{1.514} \quad \dots\dots\dots (B.3)$$

常数  $A$  由式(B.4)计算:

$$A = 6.75 \times 10^{-7} H^3 - 7.71 \times 10^{-5} H^2 + 1.792 \times 10^{-2} H + 0.49 \quad \dots\dots\dots (B.4)$$

当月平均气温  $T_i \leq 0^\circ\text{C}$  时,月热量指数  $H_i = 0$ ,月可能蒸散量  $PE_m = 0$  (mm/月)。

### B.3 FAO Penman-Monteith 方法

FAO Penman-Monteith 方法是计算可能蒸散量的最新方法。这里,定义可能蒸散量为一种假想参照作物冠层的蒸散速率,假设作物植株高度为 0.12 m,固定的作物表面阻力为 70 m/s,反射率为 0.23,非常类似于表面开阔、高度一致、生长旺盛、完全遮盖地面而水分充分适宜的绿色草地的蒸散量。FAO Penman-Monteith 修正公式表达如式(B.5):

$$PE = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{\text{mean}} + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad \dots\dots\dots (B.5)$$

式中:

$PE$ ——可能蒸散量,单位为毫米每天(mm·d<sup>-1</sup>);

$R_n$ ——地表净辐射,单位为兆焦每米每天(MJ·m<sup>-1</sup>·d<sup>-1</sup>);

$G$ ——土壤热通量,单位为兆焦每平方米每天(MJ·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>);

$T_{\text{mean}}$ ——日平均气温,单位为摄氏度(°C);

$u_2$ ——2 米高处风速,单位为米每秒(m/s);

$e_s$ ——饱和水气压,单位为千帕(kPa);

$e_a$ ——实际水气压,单位为千帕(kPa);

$\Delta$ ——饱和水气压曲线斜率,单位为千帕每摄氏度(kPa·°C<sup>-1</sup>);

$\gamma$ ——干湿表常数,单位为千帕每摄氏度(kPa·°C<sup>-1</sup>)。

### B.3.1 FAO Penman-Monteith 公式各分量的计算方法和计算步骤

#### B.3.1.1 日平均气温( $T_{\text{mean}}$ )

由于 FAO Penman-Monteith 公式中湿度资料的非线性分布,某时段水气压以此时段的日最高气温、日最低气温计算得来。月、季、年的日最高气温、日最低气温为月、季、年日最高气温、日最低气温的总和除以月、季、年的总日数得到。FAO Penman-Monteith 公式中用到的日平均气温( $T_{\text{mean}}$ ),建议由日最高气温( $T_{\text{max}}$ )和日最低气温( $T_{\text{min}}$ )的平均值计算得到,见式(B.6),而不是当日 24 h 逐时(或一日 4 次、8 次)观测气温的平均值。

$$T_{\text{mean}} = \frac{T_{\text{max}} + T_{\text{min}}}{2} \quad \dots\dots\dots(\text{B.6})$$

#### B.3.1.2 实际水气压( $e_a$ )

实际水气压  $e_a$  就是露点温度  $T_{\text{dew}}$  [°C] 下的饱和水气压,单位为千帕(kPa)。实际水气压计算见式(B.7):

$$e_a = e(T_{\text{dew}}) = 0.6108 \times \exp\left[\frac{17.27T_{\text{dew}}}{T_{\text{dew}} + 237.3}\right] \quad \dots\dots\dots(\text{B.7})$$

#### B.3.1.3 饱和水气压( $e_s$ )

饱和水气压与气温相关,计算如式(B.8):

$$e_s = e(T) = 0.6108 \times \exp\left[\frac{17.27T}{T + 237.3}\right] \quad \dots\dots\dots(\text{B.8})$$

式中:

$e(T)$ ——气温为  $T$  时的饱和水气压,单位为千帕(kPa);

$T$ ——空气温度,单位为摄氏度(°C)。

由于式(B.8)的非线性,日、旬、月等时间段的平均饱和水气压应当以那个时段的日最高气温、日最低气温计算出来的饱和水气压的平均值来计算,见式(B.9):

$$e_s = \frac{e(T_{\text{max}}) + e(T_{\text{min}})}{2} \quad \dots\dots\dots(\text{B.9})$$

如果用平均气温代替日最高气温和日最低气温会造成偏低估计饱和水气压  $e_s$  的值,相应的饱和水气压与实际水气压的差减少,因此最终的可能蒸散量的计算结果也会减少。

#### B.3.1.4 饱和水气压曲线斜率( $\Delta$ )

饱和水气压与温度的斜率  $\Delta$  计算如式(B.10):

$$\Delta = \frac{4098 \times \left[0.6108 \times \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right)\right]}{(T + 237.3)^2} \quad \dots\dots\dots(\text{B.10})$$

式中:

$\Delta$ ——在气温为  $T$  时的饱和水气压斜率,单位为千帕每摄氏度(kPa·°C<sup>-1</sup>);

$T$ ——空气气温,单位为摄氏度(°C)。

#### B.3.1.5 净辐射( $R_n$ )

净辐射  $R_n$  是收入的净短波辐射  $R_{\text{ns}}$  和支出的净长波辐射  $R_{\text{nl}}$  之差[见式(B.11)]:

$$R_n = R_{\text{ns}} - R_{\text{nl}} \quad \dots\dots\dots(\text{B.11})$$

#### B.3.1.6 太阳净辐射或短波净辐射( $R_{\text{ns}}$ )

地表短波净辐射由接收和反射的太阳辐射的平衡来计算[见式(B.12)]:

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s \quad \dots\dots\dots (B.12)$$

式中:

$R_{ns}$ ——太阳净辐射或短波净辐射,单位为兆焦每平方米每天( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ );

$\alpha$ ——反照率,此处取绿色草地参考作物的反照率 0.23;

$R_s$ ——接收的太阳辐射,单位为兆焦每平方米每天( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ )。

### B.3.1.7 长波净辐射( $R_{nl}$ )

长波辐射与地表绝对温度的 4 次幂成比例关系。这种关系可以由斯蒂芬-波尔兹曼定律(Stefan-Boltzmann law)定量表示。然而,由于天空的吸收有向下辐射,地表的净能量通量要少于用斯蒂芬-波尔兹曼定律计算出来的值。水气、云、二氧化碳和尘埃都吸收和释放长波辐射,在估算净支出辐射通量时应当知道它们的浓度。由于湿度和云量的影响大,所以在用斯蒂芬-波尔兹曼定律时估算长波辐射净支出通量时,用这两个因子进行修正,并假设其他的吸收体的浓度为常数, $R_{nl}$ 的计算见式(B.13):

$$R_{nl} = \sigma \left[ \frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) (1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35) \quad \dots\dots\dots (B.13)$$

式中:

$R_{nl}$ ——长波辐射净支出,单位为兆焦每平方米每天( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ );

$\sigma$ ——斯蒂芬-波尔兹曼常数,数值为  $4.903 \times 10^{-9} (\text{MJ} \cdot \text{K}^{-4} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1})$ ;

$T_{\max,K}$ ——一天(24 h)中最高绝对温度,单位为开尔文(K);

$T_{\min,K}$ ——一天(24 h)中最低绝对温度,单位为开尔文(K);

$e_a$ ——实际水气压,单位为千帕(kPa);

$R_s/R_{so}$ ——相对短波辐射( $\leq 1.0$ );

$R_s$ ——太阳辐射,单位为兆焦每平方米每天( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ );

$R_{so}$ ——晴空辐射,单位为兆焦每平方米每天( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ );

$(0.34 - 0.14 \sqrt{e_a})$ ——空气湿度的修正项,如果空气湿度增加,它的值将变小。云的影响表示为  $(1.35$

$\frac{R_s}{R_{so}} - 0.35)$ ,如果云量增加, $R_s$ 将减少,值也相应减少。这两个修正项的值越

小,长波辐射净通量也越小。

### B.3.1.8 太阳辐射( $R_s$ )

太阳辐射  $R_s$  可以观测得到,也可以由太阳辐射与地球外辐射和相对日照的关系式(B.14)来求得:

$$R_s = (a_s + b_s \frac{n}{N})R_a \quad \dots\dots\dots (B.14)$$

式中:

$R_s$ ——太阳辐射或短波辐射,单位为兆焦每平方米每天( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ );

$n$ ——实际日照时数,单位为小时(h);

$N$ ——最大可能日照时数,单位为小时(h);

$n/N$ ——相对日照;

$R_a$ ——地球外辐射,单位为兆焦每平方米每天( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ );

$a_s$ ——回归常数,在阴天( $n=0$ )时,表示到达地球表面的地球外辐射的透过系数;

$b_s$ ——回归系数。

在晴天( $n=N$ )时, $a_s + b_s$ 表示到达地球表面的地球外辐射透过率。

式(B.14)中  $R_a$  的单位为兆焦每平方米每天( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ),在 FAO Penman-Monteith 式(B.5)中,乘以 0.408 转化成以单位为毫米每天( $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ )等量的蒸发量。 $a_s$  和  $b_s$  随大气状况(湿度、尘埃)和太阳磁偏角(纬度和月份)而变化。当没有实际的太阳辐射资料和经验参数可以利用时,推荐使用  $a_s = 0.25, b_s = 0.50$ 。



**B.3.1.9 晴空太阳辐射( $R_{so}$ )**

计算晴空太阳辐射  $R_{so}$ , 即  $n=N$  时的太阳辐射, 需要计算长波净辐射。

在接近海平面或者  $a_s$  和  $b_s$  有经验参数可以利用时, 长波净辐射由式(B.15)计算:

$$R_{so} = (a_s + b_s)R_a \quad \text{.....( B. 15 )}$$

在没有经验的  $a_s$  和  $b_s$  值可以利用时, 以式(B.16)计算晴空太阳辐射:

$$R_{so} = (0.75 + 2 \times 10^{-5} z)R_a \quad \text{.....( B. 16 )}$$

式中:

$z$ ——为站点海拔高度, 单位为米(m)。

**B.3.1.10 日地球外辐射( $R_a$ )**

一年中每日的地球外辐射  $R_a$  可以由太阳常数、太阳磁偏角和这一天在一年中位置来估计由式(B.17)计算:

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad \text{.....( B. 17 )}$$

式中:

$R_a$ ——地球外辐射, 单位为兆焦每平方米每天( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ );

$G_{sc}$ ——太阳常数为 0.082 0, 单位为兆焦每平方米每分( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ );

$d_r$ ——日地平均距离, 由式(B.18)计算;

$\omega_s$ ——日出时角, 单位为弧度(rad), 由(B.20)计算;

$\varphi$ ——纬度, 单位为弧度(rad);

$\delta$ ——太阳磁偏角, 单位为弧度(rad), 由式(B.19)计算。

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad \text{.....( B. 18 )}$$

$$\delta = 0.408 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39\right) \quad \text{.....( B. 19 )}$$

式中:

$J$ ——日序, 取值范围为 1 到 365 或 366, 1 月 1 日取日序为 1。

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad \text{.....( B. 20 )}$$

如果在所使用的计算机语言中没有反余弦函数, 日出时角  $\omega_s$  也可以用反正切函数计算, 见式(B.21):

$$\omega_s = \frac{\pi}{2} - \arctan\left[\frac{-\tan(\varphi) \tan(\delta)}{X^{0.5}}\right] \quad \text{.....( B. 21 )}$$

式中:

$$X = 1 - \tan^2(\varphi) \tan^2(\delta) \quad \text{.....( B. 22 )}$$

**B.3.1.11 可日照时数( $N$ )**

可日照时数由式(B.23)计算:

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad \text{.....( B. 23 )}$$

式中:

$\omega_s$  为方程(B.20)或(B.21)计算的日出时角。

**B.3.1.12 土壤热通量( $G$ )**

运用复杂模式可以计算土壤热通量。相对于净辐射  $R_n$  来说, 土壤热通量  $G$  是很小的量, 特别是当地表被植被覆盖、计算时间尺度是 24 h 或更长时。当计算较长的时间尺度时, 下面的简化公式式(B.24)可以用来计算土壤热通量:

$$G = c_s \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z \quad \text{.....( B. 24 )}$$

式中:

$G$ ——土壤热通量,单位为兆焦每平方米每天( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ );

$c_s$ ——土壤热容量,单位为兆焦每立方米每度( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ );

$T_i$ ——时刻  $i$  时的空气温度,单位为摄氏度( $^\circ\text{C}$ );

$T_{i-1}$ ——时刻  $(i-1)$  时的空气温度,单位为摄氏度( $^\circ\text{C}$ );

$\Delta t$ ——时间步长,单位为天(d);

$\Delta z$ ——有效土壤深度,单位为米(m)。

因为土壤温度比空气温度滞后,所以估算日土壤热通量时可以用一定时间段的平均温度, $\Delta t$  应当超过一天。在一至几天的时间段内,一个时间步长里有效土壤深度  $\Delta z$  只有  $0.10 \text{ m} \sim 0.2 \text{ m}$ 。但在更长的时间段例如月尺度,一个时间步长里有效土壤深度  $\Delta z$  应为  $2 \text{ m}$ 。土壤热容量与土壤组成成分和水分含量有关。

一天至十天的时间尺度:

在这个时间尺度里,参考草地的土壤热容量相当小,可以忽略不计,见式(B. 25):

$$G_{\text{day}} \approx 0 \quad \dots\dots\dots (\text{B. 25})$$

月时间尺度:

对于月时间尺度的资料,假设在适当的土壤深度、土壤热容量为常数  $2.1 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$  时,由式(B. 24)可以得到估算月土壤热通量的简化公式(B. 26):

$$G = c_s \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z = \frac{c_s \Delta z}{\Delta t} (T_{\text{month}, i} - T_{\text{month}, i-1}) = 0.14 (T_{\text{month}, i} - T_{\text{month}, i-1}) \dots\dots\dots (\text{B. 26})$$

式中:

$T_{\text{month}, i}$ ——第  $i$  月时的平均气温,单位为摄氏度( $^\circ\text{C}$ );

$T_{\text{month}, i-1}$ ——上月平均气温,单位为摄氏度( $^\circ\text{C}$ );

### B. 3. 1. 13 风速( $u$ )

在计算可能蒸散时,需要  $2 \text{ m}$  高处测量的风速。其他高度观测到的风速可以根据式 B. 27 进行修正:

$$u_2 = u_z \frac{4.87}{\ln(67.8z - 5.42)} \quad \dots\dots\dots (\text{B. 27})$$

式中:

$u_2$ —— $2 \text{ m}$  高处的风速,单位为米每秒( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ );

$u_z$ —— $z \text{ m}$  高处测量的风速,单位为米每秒( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ );

$z$ ——风速计仪器安置的离地面高度,单位为米(m)。

### B. 3. 1. 14 干湿表常数( $\gamma$ )

干湿表常数  $\gamma$  由式(B. 28)计算得到:

$$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P \quad \dots\dots\dots (\text{B. 28})$$

$$p = 101.3 \times \left( \frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad \dots\dots\dots (\text{B. 29})$$

式中:

$\gamma$ ——干湿表常数,单位为千帕每摄氏度( $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ );

$\lambda$ ——蒸发潜热,  $2.45 \text{ 兆焦每千克} (\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1})$ ;

$c_p$ ——空气定压比热,  $1.013 \times 10^{-3} \text{ 兆焦每千克每摄氏度} (\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1})$ ;

$\epsilon$ ——水与空气的分子量之比,取  $0.622$ ;

$z$ ——当地的海拔高度,单位为米(m);

$p$ ——大气压,单位为千帕(kPa);无观测值时,可由式(B. 29)计算。

## 附录 C

## (规范性附录)

## 标准化降水指数的计算方法

由于降水量分布一般不是正态分布,而是一种偏态分布。所以在进行降水分析和干旱监测、评估中,采用  $\Gamma$  分布概率来描述降水量的变化。标准化降水指标(简称 SPI)就是在计算出某时段内降水量的  $\Gamma$  分布概率后,再进行正态标准化处理,最终用标准化降水累积频率分布来划分干旱等级。

标准化降水指数(简称 SPI)的计算步骤为:

1) 假设某时段降水量为随机变量  $x$ , 则其  $\Gamma$  分布的概率密度函数如式(C.1):

$$f(x) = \frac{1}{\beta^\gamma \Gamma(\gamma)} x^{\gamma-1} e^{-x/\beta} \quad x > 0 \quad \dots\dots\dots (C.1)$$

式中:

$\beta > 0, \gamma > 0$  分别为尺度和形状参数,  $\beta$  和  $\gamma$  可用极大似然估计方法求得, 见式(C.2)和式(C.3):

$$\hat{\gamma} = \frac{1 + \sqrt{1 + 4A/3}}{4A} \quad \dots\dots\dots (C.2)$$

$$\hat{\beta} = \bar{x} / \hat{\gamma} \quad \dots\dots\dots (C.3)$$

式中:

$$A = \lg \bar{x} - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lg x_i \quad \dots\dots\dots (C.4)$$

式中:

$x_i$ ——为降水量资料样本;

$\bar{x}$ ——为降水量气候平均值。

确定概率密度函数中的参数后,对于某一年的降水量  $x_0$ ,可求出随机变量  $x$  小于  $x_0$  事件的概率为:

$$F(x < x_0) = \int_0^{x_0} f(x) dx \quad \dots\dots\dots (C.5)$$

利用数值积分可以计算用(C.1)式代入(C.5)式后的事件概率近似估计值。

2) 降水量为 0 时的事件概率由式(C.6)估计:

$$F(x = 0) = m/n \quad \dots\dots\dots (C.6)$$

式中:

$m$ ——降水量为 0 的样本数;

$n$ ——总样本数。

3) 对  $\Gamma$  分布概率进行正态标准化处理,即将式(C.5)、式(C.6)求得的概率值代入标准化正态分布函数,即:

$$F(x < x_0) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{x_0} e^{-z^2/2} dz \quad \dots\dots\dots (C.7)$$

对式(C.7)进行近似求解可得:

$$Z = S \frac{t - (c_2 t + c_1)t + c_0}{((d_3 t + d_2)t + d_1)t + 1.0} \quad \dots\dots\dots (C.8)$$

式中:  $t = \sqrt{\ln \frac{1}{F^2}}$ ,  $F$  为式(C.5)或式(C.6)求得的概率; 并当  $F > 0.5$  时,  $S = 1$ , 当  $F \leq 0.5$  时,

$S = -1$ 。

$c_0 = 2.515\ 517$ ;



$$c_1=0.802\ 853;$$

$$c_2=0.010\ 328;$$

$$d_1=1.432\ 788;$$

$$d_2=0.189\ 269;$$

$$d_3=0.001\ 308。$$

由式(C.8)求得的  $Z$  值就是此标准化降水指数  $SPI$ 。

## 附录 D

(规范性附录)

## 帕默尔干旱指数的计算方法

## D.1 帕默尔干旱指数原理

PDSI(The Palmer Drought Severity Index)是表征在一段时间内,该地区实际水分供应持续地少于当地气候适宜水分供应的水分亏缺。基本原理是土壤水分平衡原理。该指数是基于月值资料来设计的,指数经标准化处理,指数值一般在-6(干)和+6(湿)之间变化,可以对不同地区、不同时间的土壤水分状况进行比较。PDSI在计算水分收支平衡时,考虑了前期降水量和水分供需,物理意义明晰。

## D.2 帕默尔干旱度指数计算方法

## D.2.1 水分异常指数 Z 的计算

水分供应达到气候适应的水平衡方程表示如式(D.1):

$$\hat{P} = \hat{ET} + \hat{R} + \hat{RO} - \hat{L} \quad \text{.....(D.1)}$$

式中:

$\hat{P}$ ——气候适宜降水量,单位为毫米(mm);

$\hat{ET}$ ——气候适宜蒸散量,单位为毫米(mm);

$\hat{R}$ ——气候适宜补水量,单位为毫米(mm);

$\hat{L}$ ——气候适宜失水量,单位为毫米(mm);

$\hat{RO}$ ——气候适宜径流量,单位为毫米(mm)。

上述气候适宜值分别由式(D.2)~式(D.5)计算:

$$\hat{ET} = \alpha \cdot PE \quad \text{.....(D.2)}$$

$$\hat{R} = \beta \cdot PR \quad \text{.....(D.3)}$$

$$\hat{RO} = \gamma \cdot PRO \quad \text{.....(D.4)}$$

$$\hat{L} = \delta \cdot PL \quad \text{.....(D.5)}$$

式中:

$PE$ ——可能蒸散量,由FAO Penman-Monteith或Thornthwaite方法计算,计算方法见附录B;

$PR$ ——土壤可能水分供给量,由式(D.6)计算:

$$PR = AWC - (S_s + S_u) \quad \text{.....(D.6)}$$

$PRO$ ——可能径流,由式(D.7)计算:

$$PRO = AWC - PR = S_s + S_u \quad \text{.....(D.7)}$$

$PL$ ——土壤可能水分损失量,由式(D.8)计算:

$$PL = PL_s + PL_u \quad \text{.....(D.8)}$$

$$PL_s = \min(PE, S_s); \text{即: } PE \text{ 和 } S_s \text{ 两者选小的}$$

$$\text{.....(D.9)}$$

$$PL_u = (PE - PL_s) S_u / AWC \quad \text{.....(D.10)}$$

上面式(D.6)~(D.10)中:

$AWC$ ——整层土壤田间有效持水量,单位为毫米(mm);

## 附录 D

(规范性附录)

## 帕默尔干旱指数的计算方法

## D.1 帕默尔干旱指数原理

PDSI(The Palmer Drought Severity Index)是表征在一段时间内,该地区实际水分供应持续地少于当地气候适宜水分供应的水分亏缺。基本原理是土壤水分平衡原理。该指数是基于月值资料来设计的,指数经标准化处理,指数值一般在-6(干)和+6(湿)之间变化,可以对不同地区、不同时间的土壤水分状况进行比较。PDSI在计算水分收支平衡时,考虑了前期降水量和水分供需,物理意义明晰。

## D.2 帕默尔干旱度指数计算方法

## D.2.1 水分异常指数 Z 的计算

水分供应达到气候适应的水平衡方程表示如式(D.1):

$$\hat{P} = \hat{ET} + \hat{R} + \hat{RO} - \hat{L} \quad \text{.....(D.1)}$$

式中:

$\hat{P}$ ——气候适宜降水量,单位为毫米(mm);

$\hat{ET}$ ——气候适宜蒸散量,单位为毫米(mm);

$\hat{R}$ ——气候适宜补水量,单位为毫米(mm);

$\hat{L}$ ——气候适宜失水量,单位为毫米(mm);

$\hat{RO}$ ——气候适宜径流量,单位为毫米(mm)。

上述气候适宜值分别由式(D.2)~式(D.5)计算:

$$\hat{ET} = \alpha \cdot PE \quad \text{.....(D.2)}$$

$$\hat{R} = \beta \cdot PR \quad \text{.....(D.3)}$$

$$\hat{RO} = \gamma \cdot PRO \quad \text{.....(D.4)}$$

$$\hat{L} = \delta \cdot PL \quad \text{.....(D.5)}$$

式中:

$PE$ ——可能蒸散量,由FAO Penman-Monteith或Thornthwaite方法计算,计算方法见附录B;

$PR$ ——土壤可能水分供给量,由式(D.6)计算:

$$PR = AWC - (S_s + S_u) \quad \text{.....(D.6)}$$

$PRO$ ——可能径流,由式(D.7)计算:

$$PRO = AWC - PR = S_s + S_u \quad \text{.....(D.7)}$$

$PL$ ——土壤可能水分损失量,由式(D.8)计算:

$$PL = PL_s + PL_u \quad \text{.....(D.8)}$$

$$PL_s = \min(PE, S_s); \text{即: } PE \text{ 和 } S_s \text{ 两者选小的}$$

$$\text{.....(D.9)}$$

$$PL_u = (PE - PL_s) S_u / AWC \quad \text{.....(D.10)}$$

上面式(D.6)~(D.10)中:

$AWC$ ——整层土壤田间有效持水量,单位为毫米(mm);

$S_s$ ——初始上层土壤有效含水量,单位为毫米(mm);

$S_u$ ——初始下层土壤有效含水量,单位为毫米(mm);

$\alpha, \beta, \gamma, \delta$  分别为蒸散系数、土壤水供给系数、径流系数和土壤损失系数,每站每月分别有四个相应的常系数值,计算如式(D.11)~式(D.14):

$$\alpha = \frac{(\overline{ET})}{(\overline{PE})} \dots\dots\dots (D.11)$$

$$\beta = \frac{(\overline{R})}{(\overline{PR})} \dots\dots\dots (D.12)$$

$$\gamma = \frac{(\overline{RO})}{(\overline{PRO})} \dots\dots\dots (D.13)$$

$$\delta = \frac{(\overline{L})}{(\overline{PL})} \dots\dots\dots (D.14)$$

各量上面的横线代表其多年平均值。帕默尔假定土壤为上下两层模式,除非上层土壤中的水分全部丧失,下层土壤才开始失去水分,而且下层土壤的水分不可能全部失去。在计算蒸散量、径流量、土壤水分交换量的可能值与实际值时,需要遵循一系列的规则和假定。另外,土壤有效持水量 AWC(available water holding capacity)也作为初始输入量。在计算 PDSI 过程中,实际值与正常值相比的水分距平  $d$  表示为实际降水量  $P$  与气候适宜下降水量( $\hat{P}$ )的差,见式(D.15):

$$d = P - \hat{P} \dots\dots\dots (D.15)$$

由于 PDSI 试图成为一个标准化的指数,因此水分距平  $d$  求出后,又将其与指定地点给定月份的气候权重系数  $K$  相乘,得出水分异常指数  $Z$ ,也称帕默尔  $Z$  指数,表示给定地点给定月份,实际气候干湿状况与其多年平均水分状态的偏离程度计算见式(D.16)。

$$Z = dK \dots\dots\dots (D.16)$$

$$K = \frac{\overline{ET} + \overline{R}}{\overline{P} + \overline{L}} \dots\dots\dots (D.17)$$

### D.2.2 气候特征系数 $K$ 的修正

式(D.16)中的气候特征系数  $K$ ,根据中国气候特点进行修正得式(D.18)和式(D.19):

$$K_i = \left[ \frac{16.84}{\sum_{j=1}^{12} \overline{D}_j K'_j} \right] K'_i \dots\dots\dots (D.18)$$

$$K'_i = 1.6 \cdot \log_{10} \left[ \frac{\frac{\overline{PE}_i + \overline{R}_i + \overline{RO}_i}{\overline{P}_i + \overline{L}_i} + 2.8}{\overline{D}_i} \right] + 0.4 \dots\dots\dots (D.19)$$

式中:

$\sum_{j=1}^{12} \overline{D}_j K'_j$ ——多年平均年绝对水分异常;

$K_i$ ——气候特征系数或权重因子;

$K'_i$ ——气候特征系数的第二近似值;

$\overline{D}$ —— $d$  的绝对值平均;

### D.2.3 建立修正帕默尔干旱指数计算公式

根据帕默尔旱度模式的思路,利用我国气象站资料对帕默尔旱度模式,进行修正得式(D.20):

$$X_i = Z_i / 1.63 + 0.755 X_{i-1} \dots\dots\dots (D.20)$$

式中:

$X_i$ ——当月 PDSI 干旱指数;

$Z_i$ ——当月水分异常指数;

$X_{i-1}$ ——前一个月的 PDSI 干旱指数。



中 华 人 民 共 和 国  
国 家 标 准  
气象干旱等级  
GB/T 20481—2006

\*

中国标准出版社出版发行  
北京复兴门外三里河北街16号  
邮政编码:100045

网址 [www.spc.net.cn](http://www.spc.net.cn)

电话:68523946 68517548

中国标准出版社秦皇岛印刷厂印刷  
各地新华书店经销

\*

开本 880×1230 1/16 印张 1.5 字数 38 千字  
2006 年 11 月第一版 2006 年 11 月第一次印刷

\*

书号:155066·1-28361 定价 14.00 元

如有印装差错 由本社发行中心调换  
版权专有 侵权必究  
举报电话:(010)68533533



GB/T 20481—2006