ICS 07.060
A 47

中华人民共和国国家标准

GB/T 20481—2017
代替 GB/T 20481—2006

气象干旱等级

Grades of meteorological drought

2017-09-07 发布　　2018-04-01 实施

中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局
中国国家标准化管理委员会　发布

目　次

前言 …… Ⅲ
引言 …… Ⅳ
1　范围 …… 1
2　规范性引用文件 …… 1
3　术语和定义 …… 1
4　降水量距平百分率 …… 2
5　相对湿润度指数 …… 2
6　标准化降水指数 …… 3
7　标准化降水蒸散指数 …… 3
8　帕默尔干旱指数 …… 4
9　气象干旱综合指数 …… 5
附录A（规范性附录）　降水量距平百分率的计算方法 …… 6
附录B（规范性附录）　相对湿润度指数的计算方法 …… 7
附录C（规范性附录）　潜在蒸散量的计算方法 …… 8
附录D（规范性附录）　标准化降水指数的计算方法 …… 14
附录E（规范性附录）　标准化降水蒸散指数的计算方法 …… 16
附录F（规范性附录）　帕默尔干旱指数的计算方法 …… 18
附录G（规范性附录）　标准化权重降水指数的计算方法 …… 21
附录H（资料性附录）　季节调节系数Ka的取值方法 …… 22
参考文献 …… 24

前　言

本标准按照 GB/T 1.1—2009 给出的规则起草。

本标准代替 GB/T 20481—2006《气象干旱等级》，与 GB/T 20481—2006 相比，主要技术变化如下：

——在引言部分，增加原标准需要修订的理由，说明从哪几个方面进行了修订，并对修订效果进行了简要说明。

——增加“规范性引用文件”一章（见第 2 章）。

——删除了“降水量”“气温”等常用术语和定义（见 2006 年版的 2.1～2.5）。

——增加了“标准化降水指数”“标准化降水蒸散指数”“帕默尔干旱指数”“气象干旱综合指数”等术语和定义（见 3.7～3.10）。

——修改了“降水距平百分率”“潜在蒸散量”“相对湿润度指数”“气象干旱”“气象干旱指数”“气象干旱等级”等术语的定义（见 3.4～3.6、3.1～3.3，2006 年版的 2.20、2.6、2.10、2.12～2.14）。

——将“降水量距平百分率”“相对湿润度指数”“标准化降水指数”“帕默尔干旱指数”“气象干旱综合指数”独立成节（见第 4 章～第 6 章，第 8 章～第 9 章，2006 年版的 3.1～3.3、3.5、第 4 章）。

——增加“标准化降水蒸散指数”一节（见第 7 章）。

——每一节包括概述、干旱等级和计算方法三部分（见第 4 章～第 9 章）。

——将“综合气象干旱指数（CI）”改为“气象干旱综合指数（MCI）”（见第 9 章，2006 年版的第 4 章）。

——将“综合气象干旱等级”改为“气象干旱综合指数等级”，对等级划分标准和干旱影响程度的表述内容进行了修订（见 9.2，2006 年版的 4.1）。

——将“综合气象干旱指数的计算方法”改为“气象干旱综合指数计算方法”，给出了新的计算公式和系数说明（见 9.3，2006 年版的 4.2）。

——将“干旱过程的确定和评价”和“气象干旱等级监测年报表”内容删除（见 2006 年版的 4.3、附录 A）。

——将常用指数的计算方法放在附录 A～附录 G 中，增加附录 H“季节调节系数 Ka 的取值方法”（见附录 A～附录 H）。

本标准由中国气象局提出。

由全国气候与气候变化标准化技术委员会（SAC/TC 540）归口。

本标准起草单位：国家气候中心、中国气象局预报与网络司、中国气象局兰州干旱气象研究所。

本标准主要起草人：张存杰、刘海波、宋艳玲、廖要明、段居琦、蔡雯悦、王素萍。

本标准所代替标准的历次版本发布情况为：

——GB/T 20481—2006。

引　言

干旱问题十分复杂，涉及的面也很广，一般可分为气象干旱、农业干旱、水文干旱以及经济社会干旱等，气象干旱是其他类型干旱的起因和监测评估的基础。2006 年发布的国标(GB/T 20481—2006)中提出综合气象干旱指数(CI)，该指数近年来在全国干旱监测业务服务中得到应用和检验，较好地反映了我国不同地区干旱频率分布和年内不同等级干旱的季节分布特征。但在近几年几次重大干旱事件的监测服务中也暴露出了一些问题：一是对降水过程反应太灵敏，干旱发展过程出现不合理的跳跃现象；二是对重大干旱过程反映偏轻，特别对降水偏少持续超过 90 天的干旱过程反应不明显。针对 CI 指标存在的问题，项目组开展了大量的调研和对比检验，发展了新的气象干旱综合监测指数 MCI，自 2012 年以来在国家级和省级干旱监测业务中进行了试运行和对比检验，结果表明 MCI 指数的监测效果好于 CI 指数。

相对于 CI 指标，MCI 指标主要在如下几方面进行了改进：一是引进了标准化权重降水指数 SPIW60，使干旱发展过程的不合理跳跃现象得到明显减少；二是考虑了更长时间降水的影响(150 天标准化降水指数 SPI150)，干旱发展的累积效应更加突出，重大干旱事件反映更明显；三是引进了季节调节系数 Ka，根据不同区域和不同季节对经验系数进行调整，使干旱监测服务更有针对性。

另外，新增加了标准化降水蒸散指数(SPEI)，丰富了气象干旱监测指数的内容，供不同的用户选用。

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、等级划分标准以及干旱过程的确定方法。

本标准适用于气象、农业、水文等相关领域的干旱监测、评估业务与科研。

2 规范性引用文件

下列文件对于本文件的应用是必不可少的。凡是注日期的引用文件，仅注日期的版本适用于本文件。凡是不注日期的引用文件，其最新版本(包括所有的修改单)适用于本文件。

GB/T 32135 区域旱情等级

GB/T 32136 农业干旱等级

3 术语和定义

下列术语和定义适用于本文件。

3.1

气象干旱 meteorological drought

某时段内，由于蒸散量和降水量的收支不平衡，水分支出大于水分收入而造成地表水分短缺的现象。

3.2

气象干旱指数 meteorological drought index

根据气象干旱形成的原理，构建由降水量、蒸散量等要素组成的综合指标，用于监测或评价某区域某时间段内由于天气气候异常引起的地表水分短缺的程度。

3.3

气象干旱等级 grades of meteorological drought

描述气象干旱程度的级别。

3.4

降水量距平百分率 precipitation anomaly in percentage；PA

某时段的降水量与同期气候平均降水量之差除以同期气候平均降水量的百分比，单位用百分率(%)表示。

3.5

潜在蒸散量 potential evapotranspiration；PET

在下垫面足够湿润条件下，水分保持充分供应的蒸散量，单位用毫米(mm)表示。

3.6

相对湿润度指数 relative moisture index；MI

某时段的降水量与同期潜在蒸散量之差除以同期潜在蒸散量的值。

3.7

标准化降水指数 standardized precipitation index；SPI

假设某时间段降水量服从Γ概率分布，对其经过正态标准化处理得到的指数。

3.8

标准化降水蒸散指数　standardized precipitation evapotranspiration index;SPEI

假设某时间段降水量与潜在蒸散量之差服从 log-logistic 概率分布，对其经过正态标准化处理得到的指数。

3.9

帕默尔干旱指数　palmer drought severity index;PDSI

基于土壤水分平衡原理，考虑降水量、蒸散量、径流量和土壤有效储水量等要素，由帕默尔(Wayne C. Palmer)等人提出而建立的一种干旱指数。

3.10

气象干旱综合指数　meteorological drought composite index;MCI

综合考虑前期不同时间段降水和蒸散对当前干旱的影响而构建的一种干旱指数。

4　降水量距平百分率

4.1　概述

降水量距平百分率(PA)是用于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，一般适用于半湿润、半干旱地区平均气温高于 10℃的时间段干旱事件的监测和评估。

4.2　降水量距平百分率干旱等级

依据降水量距平百分率(PA)划分的干旱等级见表 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	$-40<PA$	$-25<PA$	$-15<PA$
2	轻旱	$-60<PA\leqslant-40$	$-50<PA\leqslant-25$	$-30<PA\leqslant-15$
3	中旱	$-80<PA\leqslant-60$	$-70<PA\leqslant-50$	$-40<PA\leqslant-30$
4	重旱	$-95<PA\leqslant-80$	$-80<PA\leqslant-70$	$-45<PA\leqslant-40$
5	特旱	$PA\leqslant-95$	$PA\leqslant-80$	$PA\leqslant-45$

4.3　降水量距平百分率计算方法

降水量距平百分率的计算原理和方法见附录 A。

5　相对湿润度指数

5.1　概述

相对湿润度指数(MI)是用于表征某时段降水量与蒸散量之间平衡状况的指标之一。本指数反映作物生长季节大气中的水分平衡特征，适用于作物生长季节月以上尺度的干旱监测和评估。

5.2 相对湿润度指数干旱等级

依据相对湿润度指数划分的干旱等级见表 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	$-0.40<MI$
2	轻旱	$-0.65<MI\leqslant-0.40$
3	中旱	$-0.80<MI\leqslant-0.65$
4	重旱	$-0.95<MI\leqslant-0.80$
5	特旱	$MI\leqslant-0.95$

5.3 相对湿润度指数计算方法

相对湿润度指数的计算原理和方法见附录 B,其中潜在蒸散量的计算方法见附录 C。

6 标准化降水指数

6.1 概述

标准化降水指数(SPI)是用以表征某时段降水量出现概率多少的指标,该指标适用于不同地区不同时间尺度干旱的监测与评估。

6.2 标准化降水指数干旱等级

依据标准化降水指数划分的干旱等级见表 3。

表 3 标准化降水指数干旱等级划分表

等级	类型	SPI
1	无旱	$-0.5<SPI$
2	轻旱	$-1.0<SPI\leqslant-0.5$
3	中旱	$-1.5<SPI\leqslant-1.0$
4	重旱	$-2.0<SPI\leqslant-1.5$
5	特旱	$SPI\leqslant-2.0$

6.3 标准化降水指数计算方法

标准化降水指数的计算原理和方法见附录 D。

7 标准化降水蒸散指数

7.1 概述

标准化降水蒸散指数(SPEI)是用于表征某时段降水量与蒸散量之差出现概率多少的指标,该指标

适合于半干旱、半湿润地区不同时间尺度干旱的监测与评估。

7.2 标准化降水蒸散指数干旱等级

依据标准化降水蒸散指数划分的干旱等级见表4。

表4 标准化降水蒸散指数干旱等级划分表

等级	类型	SPEI
1	无旱	$-0.5<SPEI$
2	轻旱	$-1.0<SPEI\leqslant-0.5$
3	中旱	$-1.5<SPEI\leqslant-1.0$
4	重旱	$-2.0<SPEI\leqslant-1.5$
5	特旱	$SPEI\leqslant-2.0$

7.3 标准化降水蒸散指数计算方法

标准化降水蒸散指数的计算原理和方法见附录E。

8 帕默尔干旱指数

8.1 概述

帕默尔干旱指数(PDSI)依据土壤水分平衡原理建立,用于表征某时间段某地区土壤实际水分供应相对于当地气候适宜水分供应的亏缺程度。针对不同的地区,需要对计算公式中用到的各种参数进行修订。该指标适用于月以上尺度的干旱监测和评估。

8.2 帕默尔干旱指数干旱等级

依据帕默尔干旱指数划分的干旱等级见表5。

表5 帕默尔干旱指数干旱等级划分表

等级	类型	PDSI
1	无旱	$-1.0<PDSI$
2	轻旱	$-2.0<PDSI\leqslant-1.0$
3	中旱	$-3.0<PDSI\leqslant-2.00$
4	重旱	$-4.0<PDSI\leqslant-3.0$
5	特旱	$PDSI\leqslant-4.0$

8.3 帕默尔干旱指数计算方法

帕默尔干旱指数的计算原理和方法见附录F。

9 气象干旱综合指数

9.1 概述

干旱是由于降水长期亏缺和近期亏缺综合效应累加的结果，气象干旱综合指数(MCI)考虑了60天内的有效降水(权重累积降水)、30天内蒸散(相对湿润度)以及季度尺度(90天)降水和近半年尺度(150天)降水的综合影响。该指数考虑了业务服务的需求，增加了季节调节系数。该指数适用于作物生长季逐日气象干旱的监测和评估。干旱影响程度依据GB/T 32135确定。

9.2 气象干旱综合指数等级

依据气象干旱综合指数划分的气象干旱等级见表6。

表6 气象干旱综合指数等级的划分表

等级	类型	MCI	干旱影响程度
1	无旱	$-0.5<\mathrm{MCI}$	地表湿润，作物水分供应充足；地表水资源充足，能满足人们生产、生活需要
2	轻旱	$-1.0<\mathrm{MCI}\leqslant-0.5$	地表空气干燥，土壤出现水分轻度不足，作物轻微缺水，叶色不正；水资源出现短缺，但对生产、生活影响不大
3	中旱	$-1.5<\mathrm{MCI}\leqslant-1.0$	土壤表面干燥，土壤出现水分不足，作物叶片出现萎蔫现象；水资源短缺，对生产、生活造成影响
4	重旱	$-2.0<\mathrm{MCI}\leqslant-1.5$	土壤水分持续严重不足，出现干土层(1 cm～10 cm)，作物出现枯死现象；河流出现断流，水资源严重不足，对生产、生活造成较重影响
5	特旱	$\mathrm{MCI}\leqslant-2.0$	土壤水分持续严重不足，出现较厚干土层(大于10 cm)，作物出现大面积枯死；多条河流出现断流，水资源严重不足，对生产、生活造成严重影响

9.3 气象干旱综合指数计算方法

气象干旱综合指数(MCI)的计算见式(1)：

$$\mathrm{MCI}=\mathrm{Ka}\times(a\times\mathrm{SPIW}_{60}+b\times\mathrm{MI}_{30}+c\times\mathrm{SPI}_{90}+d\times\mathrm{SPI}_{150})\quad\cdots\cdots(1)$$

式中：

MCI ——气象干旱综合指数；

MI_{30} ——近30天相对湿润度指数，计算方法见附录B；

SPI_{90} ——近90天标准化降水指数，计算方法见附录D；

SPI_{150} ——近150天标准化降水指数，计算方法见附录D；

SPIW_{60} ——为近60天标准化权重降水指数，计算方法见附录G；

a ——SPIW_{60}项的权重系数，北方及西部地区取0.3，南方地区取0.5；

b ——MI_{30}项的权重系数，北方及西部地区取0.5，南方地区取0.6；

c ——SPI_{90}项的权重系数，北方及西部地区取0.3，南方地区取0.2；

d ——SPI_{150}项的权重系数，北方及西部地区取0.2，南方地区取0.1；

Ka ——为季节调节系数，根据不同季节各地主要农作物生长发育阶段对土壤水分的敏感程度确定(见GB/T 32136)，取值方法参见附录H。

注：本标准中北方及西部地区指我国西北、东北、华北和西南地区，南方地区指我国华南、华中、华东地区等地。

附 录 A
（规范性附录）
降水量距平百分率的计算方法

降水量距平百分率反映某一时段降水量与同期平均状态的偏离程度，按式(A.1)计算：

$$PA=\frac{P-\overline{P}}{\overline{P}}\times 100\% \qquad \cdots\cdots(A.1)$$

式中：

PA ——某时段降水量距平百分率，%；

P ——某时段降水量，单位为毫米(mm)；

$\overline{P}$ ——计算时段同期气候平均降水量，单位为毫米(mm)，按式(A.2)计算。

$$\overline{P}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}P_i \qquad \cdots\cdots(A.2)$$

式中：

n ——一般取 30，指 30 日(月或年)；

P_i ——计算时段第 i 日(月或年)降水量，单位为毫米(mm)。

附 录 B
（规范性附录）
相对湿润度指数的计算方法

相对湿润度指数为某段时间的降水量与同时段内潜在蒸散量之差再除以同时段内潜在蒸散量得到的指数，按式(B.1)计算：

$$MI = \frac{P - PET}{PET} \qquad \cdots\cdots (B.1)$$

式中：

MI ——某时段相对湿润度；

P ——某时段的降水量，单位为毫米(mm)；

PET——某时段的潜在蒸散量，用 FAO Penman-Monteith 或 Thornthwaite 方法计算，单位为毫米(mm)。

附 录 C
（规范性附录）
潜在蒸散量的计算方法

C.1 潜在蒸散量的计算

本标准推荐两种方法计算潜在蒸散量，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，但有一定的局限性。使用者请根据资料条件选择合适的计算方法。

C.2 Thornthwaite 方法

Thornthwaite 方法求算潜在蒸散量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(C.1)：

$$\mathrm{PET}=16.0\times\left(\frac{10T_i}{H}\right)^A \qquad \text{(C.1)}$$

式中：

PET ——潜在蒸散量，此处是指月的潜在蒸散量，单位为毫米每月（mm/月）；

T_i ——月的平均气温，单位为摄氏度（℃）；

H ——年热量指数；

A ——常数。

各月热量指数 H_i 由式(C.2)计算：

$$H_i=\left(\frac{T_i}{5}\right)^{1.514} \qquad \text{(C.2)}$$

年热量指数 H 计算见式(C.3)：

$$H=\sum_{i=1}^{12}H_i=\sum_{i=1}^{12}\left(\frac{T_i}{5}\right)^{1.514} \qquad \text{(C.3)}$$

常数 A 由式(C.4)计算：

$$A=6.75\times10^{-7}H^3-7.71\times10^{-5}H^2+1.792\times10^{-2}H+0.49 \qquad \text{(C.4)}$$

当月平均气温 $T\leqslant0$℃时，月热量指数 $H=0$，潜在蒸散量 PET=0[mm/月]。

C.3 FAO Penman-Monteith 方法

C.3.1 FAO Penman-Monteith 方法介绍

FAO Penman-Monteith 方法是世界粮农组织（FAO）推荐计算潜在蒸散量的方法。这里，定义潜在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-Montcith 修正公式表达如式(C.5)：

$$\mathrm{PET}=\frac{0.408\Delta(R_n-G)+\gamma\dfrac{900}{T_{\mathrm{mean}}+273}u_2(e_s-e_a)}{\Delta+\gamma(1+0.34u_2)} \qquad \text{(C.5)}$$

式中：

PET——潜在蒸散量，单位为毫米每天（$mm \cdot d^{-1}$）；

R_n ——地表净辐射，单位为兆焦每米天（$MJ \cdot m^{-1} \cdot d^{-1}$）；

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

T_{mean}——日平均气温，单位为摄氏度（℃）；

u_2 ——2 m 高处风速，单位为米每秒（m/s）；

e_s ——饱和水汽压，单位为千帕（kPa）；

e_a ——实际水汽压，单位为千帕（kPa）；

Δ ——饱和水汽压曲线斜率，单位为千帕每摄氏度（$kPa \cdot ℃^{-1}$）；

γ ——干湿表常数，单位为千帕每摄氏度（$kPa \cdot ℃^{-1}$）。

C.3.2 FAO Penman-Monteith 方法潜在蒸散量计算步骤

C.3.2.1 计算日平均气温（T_{mean}）

由于 FAO Penman-Monteith 公式中温度资料的非线性分布，某时段的平均气温以该时段的日最高气温、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_{mean}），建议由日最高气温（T_{max}）和日最低气温（T_{min}）的平均值计算得到，而不是当日 24 h 逐时（或一日 4 次、8 次）观测气温的平均值，计算式如（C.6）：

$$T_{mean} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \qquad \cdots\cdots (C.6)$$

式中：

T_{mean}——日平均气温，单位为摄氏度（℃）；

T_{max} ——日最高气温，单位为摄氏度（℃）；

T_{min} ——日最低气温，单位为摄氏度（℃）。

C.3.2.2 计算 2 m 高处风速（u）

在计算潜在蒸散时，需要 2 m 高处测量的风速。其他高度观测到的风速可以根据式（C.7）进行订正：

$$u_2 = u_z \frac{4.87}{\ln(67.8z - 5.42)} \qquad \cdots\cdots (C.7)$$

式中：

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

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

z ——风速计仪器安放的离地面高度，单位为米（m）。

C.3.2.3 计算平均饱和水汽压（e_s）

饱和水汽压 e_0 与气温相关，计算式如（C.8）：

$$e_0(T) = 0.610\,8 \times \exp\left[\frac{17.27T}{T + 237.3}\right] \qquad \cdots\cdots (C.8)$$

式中：

$e_0(T)$——气温为 T 时的饱和水汽压，单位为千帕（kPa）；

T ——空气温度，单位为摄氏度（℃）。

由于饱和水汽压方程（C.8）的非线性，日、旬、月等时间段的平均饱和水汽压应当以该时段的日最高

气温、日最低气温计算出来的饱和水汽压的平均值来计算，如式(C.9)：

$$e_s = \frac{e_0(T_{max}) + e_0(T_{min})}{2} \qquad \cdots\cdots (C.9)$$

式中：

e_s ——平均饱和水汽压，单位为千帕(kPa)；

$e_0(T_{max})$——为日最高气温 T_{max}时的饱和水汽压，单位为千帕(kPa)；

$e_0(T_{min})$——为日最低气温 T_{min}时的饱和水汽压，单位为千帕(kPa)。

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汽压 e_s 的值，相应的饱和水汽压与实际水汽压的差减少，最终的潜在蒸散量的计算结果也会减少。

C.3.2.4 计算实际水汽压(e_a)

实际水汽压 e_a 就是露点温度 T_{dew}下的饱和水汽压，单位为千帕(kPa)。实际水汽压计算式如式(C.10)：

$$e_a = e_0(T_{dew}) = 0.610\,8 \times \exp\left[\frac{17.27T_{dew}}{T_{dew} + 237.3}\right] \qquad \cdots\cdots (C.10)$$

式中：

e_a ——实际水汽压，单位为千帕(kPa)；

T_{dew} ——露点温度，单位为摄氏度(℃)；

$e_0(T_{dew})$——为露点温度 T_{dew}下的饱和水汽压，单位为千帕(kPa)。

C.3.2.5 计算饱和水汽压曲线斜率(Δ)

饱和水汽压与温度的斜率 Δ 的计算式如式(C.11)：

$$\Delta = \frac{4\,098 \times \left[0.610\,8 \times \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right)\right]}{(T + 237.3)^2} \qquad \cdots\cdots (C.11)$$

式中：

Δ ——在气温为 T 时的饱和水汽压斜率，单位为千帕每摄氏度(kPa·℃$^{-1}$)；

T ——空气温度，单位为摄氏度(℃)。

C.3.2.6 计算土壤热通量(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，简化公式(C.12)可以用来计算土壤热通量：

$$G = c_s \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z \qquad \cdots\cdots (C.12)$$

式中：

G ——土壤热通量，单位为兆焦每平方米天(MJ·m^{-2}·d^{-1})；

c_s ——土壤热容量，单位为兆焦每立方米摄氏度(MJ·m^{-3}·℃$^{-1}$)；

T_i ——时刻 i 时的空气温度，单位为摄氏度(℃)；

T_{i-1}——时刻 $i-1$ 时的空气温度，单位为摄氏度(℃)；

Δt ——时间步长，单位为天(d)；

Δz ——有效土壤深度，单位为米(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，参考草地的土壤热容量相当小，可以忽略不计，如式(C.13)：

$$G_{day} \approx 0 \qquad \cdots\cdots(C.13)$$

月时间尺度，假设在适当的土壤深度、土壤热容量为常数 2.1 MJ m^{-3} ℃$^{-1}$时，由方程(C.14)可以用来估算月土壤热通量 G：

$$G = c_s \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t}\Delta z = \frac{c_s \Delta z}{\Delta t}(T_{month,i} - T_{month,i-1}) = 0.14(T_{month,i} - T_{month,i-1}) \qquad \cdots\cdots(C.14)$$

式中：

$T_{month,i}$ ——第 i 月时的平均气温，单位为摄氏度(℃)；

$T_{month,i-1}$ ——上月平均气温，单位为摄氏度(℃)。

C.3.2.7 计算干湿表常数(γ)

干湿表常数 γ 由式(C.15)计算得到：

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P \qquad \cdots\cdots(C.15)$$

式中：

γ ——干湿表常数，单位为千帕每摄氏度[kPa·℃$^{-1}$]；

λ ——蒸发潜热，取值 2.45 MJ·kg^{-1}；

c_p——空气定压比热，取值 1.013×10^{-3}MJ·kg^{-1}·℃$^{-1}$；

ε ——水与空气的分子量之比，取值 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(C.16)计算。

$$P = 101.3 \times \left(\frac{293 - 0.006\,5z}{293}\right)^{5.26} \qquad \cdots\cdots(C.16)$$

C.3.2.8 计算地表净辐射(R_n)

净辐射 R_n 是收入的短波净辐射 R_{ns}和支出的长波净辐射 R_{nl}之差，如式(C.17)：

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \qquad \cdots\cdots(C.17)$$

式中：

R_n ——净辐射，单位为兆焦每平方米天(MJ·m^{-2}·d^{-1})；

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

R_{nl} ——长波净辐射，单位为兆焦每平方米天(MJ·m^{-2}·d^{-1})。

计算地表净辐射的步骤如下：

第一步计算地球外辐射(R_a)。不同纬度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，计算式如式(C.18)：

$$R_a = \frac{24 \times 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi)\sin(\delta) + \cos(\varphi)\cos(\delta)\sin(\omega_s)] \qquad \cdots\cdots(C.18)$$

式中：

R_a ——地球外辐射，单位为兆焦每平方米天(MJ·m^{-2}·d^{-1}]；

G_{sc}——太阳常数，取值 0.082 0 MJ·m^{-2}·min^{-1}；

d_r ——反转日地平均距离，由方程(C.19)计算；

ω_s ——日落时角，单位为弧度(rad)，由方程(C.21)和(C.22)计算；

φ ——纬度，单位为弧度(rad)；

δ ——太阳磁偏角，单位为弧度(rad)，由方程(C.20)计算。

日地平均距离 d_r 和太阳磁偏角 δ 由式(C.19)、式(C.20)计算：

$$d_r = 1 + 0.033\cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right) \qquad \text{(C.19)}$$

$$\delta = 0.408\sin\left(\frac{2\pi}{365}J - 1.39\right) \qquad \text{(C.20)}$$

式中：

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

日落时角 ω_s 由式(C.21)计算：

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi)\tan(\delta)] \qquad \text{(C.21)}$$

如果在所使用的计算机语言中没有反余弦函数，日落时角 ω_s 也可以用反正切函数计算，如式(C.22)：

$$\omega_s = \frac{\pi}{2} - \arctan\left[\frac{-\tan(\varphi)\tan(\delta)}{X^{0.5}}\right] \qquad \text{(C.22)}$$

式中：

$$X = 1 - [\tan(\varphi)]^2[\tan(\delta)]^2 \qquad \text{(C.23)}$$

如果 $X \leqslant 0$，$X = 0.000\ 01$。

第二步计算可日照时数(N)，由式(C.24)计算：

$$N = \frac{24}{\pi}\omega_s \qquad \text{(C.24)}$$

式中：

N ——可日照时角；

ω_s ——为式(C.21)或式(C.22)计算的日落时角。

第三步计算太阳辐射(R_s)，如果没有太阳辐射 R_s 的观测值，可以由太阳辐射与地球外辐射和相对日照的关系式(C.25)求得：

$$R_s = \left(a_s + b_s\frac{n}{N}\right)R_a \qquad \text{(C.25)}$$

式中：

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

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天($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$)；

a_s ——表示阴天($n=0$)时到达地球表面的地球外辐射的透过系数；

a_s+b_s ——晴天($n=N$)时到达地球表面的地球外辐射透过率。

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 $a_s=0.25$，$b_s=0.50$。

第四步计算太阳净辐射或短波净辐射(R_{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，如式(C.26)：

$$R_{ns} = (1-\alpha)R_s \qquad \text{(C.26)}$$

式中：

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

α ——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天($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$)。

第五步计算晴空太阳辐射(R_{so})。在接近海平面或者 a_s 和 b_s 有经验参数可以利用时，晴空太阳辐射由式(C.27)计算：

$$R_{so}=(a_s+b_s)R_a \qquad \cdots\cdots(C.27)$$

式中：

R_{so} ——晴空太阳辐射，单位为兆焦每平方米天($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$)；

a_s+b_s ——晴天($n=N$)时到达地球表面的地球外辐射透过率；

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

在没有 a_s 和 b_s 的经验值可以利用时，以下式(C.28)计算晴空太阳辐射：

$$R_{so}=(0.75+2\times10^{-5}z)R_a \qquad \cdots\cdots(C.28)$$

式中：

z——为站点海拔高度，单位为米(m)。

第六步计算长波净辐射(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，由于大气的吸收和向下辐射，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。水汽、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，所以在使用斯蒂芬-波尔兹曼定律时估算长波辐射净支出通量时，用这两个因子进行订正，并假设其他的吸收体的浓度为常数，计算式如式(C.29)：

$$R_{nl}=\sigma\left[\frac{T_{max,K}^4+T_{min,K}^4}{2}\right](0.34-0.14\sqrt{e_a})\left(1.35\frac{R_s}{R_{so}}-0.35\right) \qquad \cdots\cdots(C.29)$$

式中：

R_{nl} ——长波净辐射，单位为兆焦每平方米天($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$)；

σ ——斯蒂芬-波尔兹曼常数，数值为 $4.903\times10^{-9}MJ \cdot K^{-4} \cdot m^{-2} \cdot day^{-1}$；

$T_{max,K}$ ——一天(24 h)中最高绝对温度，单位为开尔文(K)(K=℃+273.16)；

$T_{min,K}$ ——一天(24 h)中最低绝对温度，单位为开尔文(K)(K=℃+273.16)；

e_a ——实际水汽压，单位为千帕(kPa)；

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

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

R_s/R_{so} ——相对短波辐射 (≤1.0)；

$(0.34-0.14\sqrt{e_a})$ ——空气湿度的订正项，如果空气湿度增加，该项的值将变小；

$\left(1.35\frac{R_s}{R_{so}}-0.35\right)$ ——云的订正项，如果云量增加，R_s 将减少，该项的值也相应减少。

附 录 D
（规范性附录）
标准化降水指数的计算方法

由于降水量的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Γ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Γ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：

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

$$f(x)=\frac{1}{\beta^{\gamma}\Gamma(\gamma)}x^{\gamma-1}e^{-x/\beta} \qquad x>0 \qquad \cdots\cdots(\text{D.1})$$

其中：

$\beta>0$，$\gamma>0$ 分别为尺度和形状参数，β 和 γ 可用极大似然估计方法求得，如式（D.2）、式（D.3）：

$$\hat{\gamma}=\frac{1+\sqrt{1+4A/3}}{4A} \qquad \cdots\cdots(\text{D.2})$$

$$\hat{\beta}=\overline{x}/\hat{\gamma} \qquad \cdots\cdots(\text{D.3})$$

其中：

$$A=\lg\overline{x}-\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\lg x_i \qquad \cdots\cdots(\text{D.4})$$

式中：

x_i ——为降水量资料样本；

$\overline{x}$ ——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：

$$F(x<x_0)=\int_0^{x_0}f(x)\mathrm{d}x \qquad \cdots\cdots(\text{D.5})$$

利用数值积分可以计算用式（D.1）代入式（D.5）后的事件概率近似估计值。

b） 降水量为0时的事件概率由式（D.6）估计：

$$F(x=0)=m/n \qquad \cdots\cdots(\text{D.6})$$

式中：

m ——降水量为0的样本数；

n ——总样本数。

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

$$F(x<x_0)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\int_0^{x_0}e^{-Z^2/2}\mathrm{d}x \qquad \cdots\cdots(\text{D.7})$$

对式（D.7）进行近似求解可得：

$$Z=S\left\{t-\frac{(c_2t+c_1)t+c_0}{[(d_3t+d_2)t+d_1]t+1.0}\right\} \qquad \cdots\cdots(\text{D.8})$$

其中：$t=\sqrt{\ln\frac{1}{F^2}}$，$F$ 为式（D.5）或式（D.6）求得的概率；并当 $F>0.5$ 时，F 值取 $1.0-F$，$S=1$；当 $F\leqslant0.5$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(D.8)求得的 Z 值就是此标准化降水指数 SPI。

附 录 E
（规范性附录）
标准化降水蒸散指数的计算方法

E.1 标准化降水蒸散指数原理

干旱不仅受到降水的影响，而且与蒸散密切相关。2010 年 Vicente-Serrano 采用降水与蒸散的差值构建了 SPEI 指数，并采用了 3 个参数的 log-logistic 概率分布函数来描述其变化，通过正态标准化处理，最终用标准化降水与蒸散差值的累积频率分布来划分干旱等级。

E.2 标准化降水蒸散指数计算步骤

第一步计算潜在蒸散(PET)。Vicente-Serrano 推荐的是 Thornthwaite 方法，该方法的优点是考虑了温度变化，能较好反映地表潜在蒸散。

第二步用式(E.1)计算逐月降水量与潜在蒸散量的差值：

$$D_i = P_i - \mathrm{PET}_i \qquad \cdots\cdots (\mathrm{E.1})$$

式中：

D_i ——降水量与潜在蒸散量的差值；

P_i ——月降水量；

PET_i ——月潜在蒸散量，计算方法见 C.1。

第三步如同 SPI 方法，对 D_i 数据序列进行正态化处理，计算每个数值对应的 SPEI 指数。由于原始数据序列 D_i 中可能存在负值，所以 SPEI 指数采用了 3 个参数的 log-logistic 概率分布。log-logistic 概率分布的累积函数如式(E.2)：

$$F(x) = \left[1 + \left(\frac{\alpha}{x-\gamma}\right)^{\beta}\right]^{-1} \qquad \cdots\cdots (\mathrm{E.2})$$

上式中的参数 α、β、γ 分别采用线性矩的方法拟合获得，如式(E.3)～式(E.5)：

$$\alpha = \frac{(W_0 - 2W_1)\beta}{\Gamma(1+1/\beta)\Gamma(1-1/\beta)} \qquad \cdots\cdots (\mathrm{E.3})$$

$$\beta = \frac{(2W_1 - W_0)}{(6W_1 - W_0 - 6W_2)} \qquad \cdots\cdots (\mathrm{E.4})$$

$$\gamma = W_0 - \alpha\Gamma(1+1/\beta)\Gamma(1-1/\beta) \qquad \cdots\cdots (\mathrm{E.5})$$

式中，Γ 为阶乘函数，W_1、W_2、W_3 为原始数据序列 D_i 的概率加权矩。计算方法如式(E.6)、式(E.7)：

$$W_s = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(1-F_i)^s D_i \qquad \cdots\cdots (\mathrm{E.6})$$

$$F_i = \frac{i-0.35}{N} \qquad \cdots\cdots (\mathrm{E.7})$$

式中，N 为参与计算的月份数。

然后对累积概率密度进行标准化：

$$P = 1 - F(x) \qquad \cdots\cdots (\mathrm{E.8})$$

当累积概率 $P \leqslant 0.5$ 时：

$$W=\sqrt{-2\ln(P)} \qquad \cdots\cdots(\text{E.9})$$

$$\text{SPEI}=W-\frac{c_0-c_1W+c_2W^2}{1+d_1W+d_2W^2+d_3W^3} \qquad \cdots\cdots(\text{E.10})$$

式中，$c_0=2.515\ 517$，$c_1=0.802\ 853$，$c_2=0.010\ 328$，$d_1=1.432\ 788$，$d_2=0.189\ 269$，$d_3=0.001\ 308$。

当 $P>0.5$ 时，P 值取 $1-P$：

$$\text{SPEI}=-\left(W-\frac{c_0-c_1W+c_2W^2}{1+d_1W+d_2W^2+d_3W^3}\right) \qquad \cdots\cdots(\text{E.11})$$

附 录 F
（规范性附录）
帕默尔干旱指数的计算方法

F.1 帕默尔干旱指数原理

帕默尔干旱指数 PDSI(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情况。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。

F.2 帕默尔干旱度指数计算方法

F.2.1 第一步计算水分异常指数 Z

水分供需达到气候适应的水平衡方程表示如式(F.1)：

$$\hat{P} = \hat{\mathrm{ET}} + \hat{R} + \hat{\mathrm{RO}} - \hat{L} \qquad \cdots\cdots (\mathrm{F.1})$$

式中：

$\hat{P}$ ——气候适宜降水量；

$\hat{\mathrm{ET}}$ ——气候适宜蒸散量；

$\hat{R}$ ——气候适宜补水量；

$\hat{L}$ ——气候适宜失水量；

$\hat{\mathrm{RO}}$ ——气候适宜径流量。

上述气候适宜值分别由式(F.2)～式(F.5)方程计算：

$$\hat{\mathrm{ET}} = \alpha \mathrm{PET} \qquad \cdots\cdots (\mathrm{F.2})$$

$$\hat{R} = \beta \mathrm{PR} \qquad \cdots\cdots (\mathrm{F.3})$$

$$\hat{\mathrm{RO}} = \gamma \mathrm{PRO} \qquad \cdots\cdots (\mathrm{F.4})$$

$$\hat{L} = \delta \mathrm{PL} \qquad \cdots\cdots (\mathrm{F.5})$$

式中：

PET ——潜在蒸散量，由 FAO Penman-Monteith 或 Thornthwaite 方法计算，计算方法见附录 C；

PR ——土壤可能水分供给量，计算方程如式(F.6)：

$$\mathrm{PR} = \mathrm{AWC} - (S_s + S_u) \qquad \cdots\cdots (\mathrm{F.6})$$

PRO ——可能径流，计算方程如式(F.7)：

$$\mathrm{PRO} = \mathrm{AWC} - \mathrm{PR} = S_s + S_u \qquad \cdots\cdots (\mathrm{F.7})$$

PL ——土壤可能水分损失量，计算方程如式(F.8)～式(F.10)：

$$\mathrm{PL} = \mathrm{PL_S} + \mathrm{PL_U} \qquad \cdots\cdots (\mathrm{F.8})$$

$$\mathrm{PL_S} = \min(\mathrm{PE}, S_s)\text{；即：PE 和 } S_s \text{ 两者选小的} \qquad \cdots\cdots (\mathrm{F.9})$$

$$\mathrm{PL_U} = (\mathrm{PE} - \mathrm{PL_S}) S_u / \mathrm{AWC} \qquad \cdots\cdots (\mathrm{F.10})$$

式 F.6～式 F.10 中：

AWC ——整层土壤田间有效持水量；

S_s ——初始上层土壤有效含水量；

S_u ——初始下层土壤有效含水量。

α、β、γ、δ 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(F.11)～式(F.14)：

$$\alpha = \frac{(\overline{\mathrm{ET}})}{(\overline{\mathrm{PET}})} \qquad \cdots\cdots(\mathrm{F.11})$$

$$\beta = \frac{(\overline{R})}{(\overline{\mathrm{PR}})} \qquad \cdots\cdots(\mathrm{F.12})$$

$$\gamma = \frac{(\overline{\mathrm{RO}})}{(\overline{\mathrm{PRO}})} \qquad \cdots\cdots(\mathrm{F.13})$$

$$\delta = \frac{(\overline{L})}{(\overline{\mathrm{PL}})} \qquad \cdots\cdots(\mathrm{F.14})$$

各量上面的横线代表其多年平均值。

式中：

$\overline{\mathrm{ET}}$ ——平均实际蒸散量；

$\overline{\mathrm{PET}}$ ——平均潜在蒸散量；

$\overline{R}$ ——平均土壤实际水分供给量；

$\overline{\mathrm{PR}}$ ——平均土壤可能水分供给量；

$\overline{\mathrm{RO}}$ ——平均实际径流量；

$\overline{\mathrm{PRO}}$ ——平均可能径流量；

$\overline{L}$ ——平均实际土壤水分损失量；

$\overline{\mathrm{PL}}$ ——平均可能土壤水分损失量。

Palmer 假定土壤为上下两层模式，当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)与气候适宜降水量($\hat{P}$)的差，如式(F.15)：

$$d = P - \hat{P} \qquad \cdots\cdots(\mathrm{F.15})$$

式中：

d ——水分距平；

P ——实际降水量；

$\hat{P}$——气候适宜降水量。

为了使 PDSI 成为一个标准化的指数，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 Palmer 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，如式(F.16)：

$$Z = dK \qquad \cdots\cdots(\mathrm{F.16})$$

式中：

Z ——水分异常指数；

d ——水分距平；

K ——气候权重系数。

气候权重系数 K 的取值由月份和地理位置决定，由式(F.17)计算。

F.2.2 第二步计算修正的气候特征系数 K

式(F.16)的气候特征系数 K，根据中国气候特点进行修正得，如式(F.17)：

$$K_i = \left(\frac{16.84}{\sum_{j=1}^{12} \overline{D}_j K'_j} \right) K'_i \qquad \cdots\cdots (F.17)$$

其中：

$$K'_i = 1.6 \cdot \log_{10} \left[\frac{\dfrac{\overline{\mathrm{PET}_i} + \overline{R}_i + \overline{\mathrm{RO}_i}}{\overline{P}_i + \overline{L}_i} + 2.8}{\overline{D}_i} \right] + 0.4 \qquad \cdots\cdots (F.18)$$

式中：

K ——气候特征系数或权重因子；

i ——表示第 i 个月，$i=1,2,\cdots,12$；

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

$\overline{D}_i$ ——第 i 月的水分距平 d 的绝对值的多年平均值；

$\overline{\mathrm{PET}_i}$ ——第 i 月的平均潜在蒸散量；

$\overline{R}_i$ ——第 i 月的平均土壤实际水分供给量；

$\overline{\mathrm{RO}_i}$ ——第 i 月的平均实际径流量；

$\overline{P}_i$ ——第 i 月的平均实际降水量；

$\overline{L}_i$ ——第 i 月的平均实际土壤水分损失量。

F.2.3 第三步建立修正帕默尔干旱指数

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(F.19)：

$$\mathrm{PDSI}_i = 0.755\mathrm{PDSI}_{i-1} + \frac{1}{1.63} Z_i \qquad \cdots\cdots (F.19)$$

式中：

PDSI_i ——第 i 月 PDSI 干旱指数值；

Z_i ——i 月水分异常指数；

PDSI_{i-1} ——第 $i-1$ 月的 PDSI 干旱指数值。

式(F.19)中的 0.755 和$\frac{1}{1.63}$为持续因子，起始月份的 PDSI_i 的计算如式(F.20)

$$\mathrm{PDSI}_i = \frac{1}{1.63} Z_i \qquad \cdots\cdots (F.20)$$

附 录 G
（规范性附录）
标准化权重降水指数的计算方法

标准化权重降水指数（SPIW）首先对某一时段内逐日降水量进行加权累积，然后对权重累积的降水量（WAP，Weighted Average of Precipitation）进行标准化处理而得到的指数，标准化处理方法见附录 D。

标准化降水权重指数的计算步骤为：

a） 第一步计算权重累积降水量，按式（G.1）计算：

$$\mathrm{WAP}=\sum_{n=0}^{N}a^{n}P_{n} \qquad \cdots\cdots(\mathrm{G.1})$$

式中：

WAP——权重累积降水量，单位为毫米（mm）；

N ——某一时段的长度，单位为天（d）；

a ——贡献参数，当 N 为 60 天时，则 a 取 0.85；

P_n ——距离当天前第 n 天的降水量，单位为毫米（mm）。

b） 第二步计算标准化权重降水指数，按式（G.2）计算：

$$\mathrm{SPIW}=\mathrm{SPI}(\mathrm{WAP}) \qquad \cdots\cdots(\mathrm{G.2})$$

式中：

SPIW——标准化权重降水指数；

SPI ——标准化处理，计算方法见附录 C；

WAP ——权重累积降水指数，单位为毫米（mm），计算见式（G.1）。

附 录 H
（资料性附录）
季节调节系数 Ka 的取值方法

季节调节系数 Ka，根据各地不同季节主要农作物生长发育阶段对土壤水分的敏感程度确定，一般取 0.4～1.2。作物生长旺季（一般指 3 月～9 月），作物需水量较大，对土壤水分敏感度较高，Ka 取值则较大（一般在 1.0～1.2 之间）；作物生长初期或成熟期（一般指 10 月至次年 2 月），作物需水量较小，对土壤水分敏感度较低，则 Ka 取值较小（一般在 0.4～1.0 之间）。无农作物或植被生长区域或常年干旱区，不考虑气象干旱，Ka 值一般取 0。草原区和森林区可根据当地情况设定调节系数。

中国各省（市、区）不同月份的 Ka 取值参考值见表 H.1，各地根据本地实际情况可以进行修正。如用于逐日干旱监测，可把附表 1 中的值作为每月 15 日的值，其余日期的 Ka 值可通过线性插值获得。

表 H.1 各省（区、市）不同月份季节调节系数 Ka 取值参考表

省（区、市）	农业气候区	月份											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
北京	小麦玉米区	0.4	0.8	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.8	0.6	0.4
天津		0.4	0.8	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.8	0.6	0.4
河北		0.4	0.8	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.8	0.6	0.4
山西		0.4	0.8	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.8	0.6	0.4
山东		0.4	0.8	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.8	0.6	0.4
河南		0.6	0.8	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1	1.0	0.8	0.6	0.4
内蒙古	玉米区	0	0	0	0.6	1.0	1.2	1.2	1.0	0.9	0.4	0	0
辽宁		0	0	0	0.8	1.0	1.2	1.2	1.0	0.9	0.4	0	0
吉林		0	0	0	0.6	1.0	1.2	1.2	1.0	0.9	0.4	0	0
黑龙江		0	0	0	0.6	1.0	1.2	1.2	1.0	0.9	0.4	0	0
陕西	小麦玉米区	0.4	0.8	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.8	0.6	0.4
甘肃		0.4	0.8	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.8	0.6	0.4
宁夏		0.4	0.8	1.0	1.0	1.0	1.2	1.2	1.0	0.9	0.8	0.6	0.4
青海	玉米草原区	0	0	0	0.6	1.0	1.2	1.2	1.0	0.9	0.4	0	0
新疆		0	0	0	0.6	1.0	1.2	1.2	1.0	0.9	0.4	0	0
西藏		0	0	0	0.6	1.0	1.2	1.2	1.0	0.9	0.4	0	0
四川	小麦玉米水稻区	1.0	1.0	1.1	1.2	1.0	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	1.0	1.0
重庆		1.0	1.0	1.1	1.2	1.0	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	1.0	1.0
贵州		1.0	1.0	1.1	1.2	1.0	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	1.0	1.0
云南		1.0	1.0	1.1	1.2	1.0	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	1.0	1.0
湖北	冬小麦水稻区	1.0	1.0	1.1	1.2	1.0	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	1.0	1.0
安徽		1.0	1.0	1.1	1.2	1.0	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	1.0	1.0
江苏		1.0	1.0	1.1	1.2	1.0	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	1.0	1.0

表 H.1（续）

省（区、市）	农业气候区	月份											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
浙江	水稻区	0.9	0.9	1.0	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.9	0.9
湖南		0.9	0.9	1.0	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.9	0.9
江西		0.9	0.9	1.0	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.9	0.9
福建		0.9	0.9	1.0	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.9	0.9
广东		0.9	0.9	1.0	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.9	0.9
广西		0.9	0.9	1.0	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.9	0.9
海南		0.9	0.9	1.0	1.0	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	0.9	0.9
表中给出的 Ka 值为作物种植区的调节系数，主要考虑了小麦、玉米和水稻三大粮食作物不同生育期对土壤水分的敏感程度，如果各地考虑其他农作物，可根据实际情况设定调节系数。													

参 考 文 献

[1] 丁一汇，王绍武，郑景云等.中国自然地理系列专著：中国气候，北京：科学出版社，2013，392-418.

[2] Penman H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings Royal Society Series A, 1948, 193: 454-465.

[3] Thornthwaite C. W. An approach toward a rational classification of climate. Geographical Review, 1948, 38(1):57-94.

[4] 安顺清，邢久星.修正的帕默尔干旱指数及其应用.气象，1985，11(12)：17-19.

GB/T 20481—2017

中 华 人 民 共 和 国
国 家 标 准
气象干旱等级
GB/T 20481—2017
*
中国标准出版社出版发行
北京市朝阳区和平里西街甲2号(100029)
北京市西城区三里河北街16号(100045)
网址 www.spc.net.cn
总编室:(010)68533533 发行中心:(010)51780238
读者服务部:(010)68523946
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 2 字数 50 千字
2017年9月第一版 2017年9月第一次印刷
*
书号:155066·1-56263 定价 30.00 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)68510107

GB/T 20481-2017

打印日期:2018年1月8日 F055