

叶金印,李致家,常露. 2014. 基于动态临界雨量的山洪预警方法研究与应用. 气象, 40(1):101-107.

基于动态临界雨量的山洪预警方法研究与应用^{*1}

叶金印^{1,2} 李致家² 常 露²

1 淮河流域气象中心,蚌埠 233040

2 河海大学水文水资源学院,南京 210098

提 要: 以新安江模型为基础,提出了考虑土壤含水量饱和度的动态临界雨量山洪预警方法。该方法采用新安江模型计算流域的土壤含水量饱和度,根据土壤含水量饱和度以及山洪发生前 6、12 和 24 h 等 3 个时间尺度的最大降雨量,应用基于最小均方差准则的 W-H (Widrow-Hoff) 算法分别建立 3 个时间尺度的山洪预警动态临界雨量判别函数。利用该方法,结合沂河流域 2003—2009 年地面雨量站降雨资料以及 17 次典型洪水过程资料,率定了新安江模型参数,并用 10 次历史个例对所建立的 3 个时间尺度的山洪预警动态临界雨量判别函数进行了应用检验,山洪预警合格率超过了 70%,表明该方法用于山洪预警是可行的。

关键词: 临界雨量, 山洪预警, 新安江模型, 沂河流域

中图分类号: P429, P333

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.01.012

Research and Application of Flash Flood Early Warning Method Based on Dynamic Critical Precipitation

YE Jinyin^{1,2} LI Zhijia² CHANG Lu²

1 Huaihe River Basin Meteorological Center of Anhui, Bengbu 233040

2 College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098

Abstract: A flash flood early warning method based on dynamic critical precipitation is proposed in this paper. The method calculates soil moisture saturation using the Xin'anjiang model, then sets up forewarning discriminant functions for three time-scales, 6 h, 12 h and 24 h, using Widrow-Hoff algorithm of minimum mean square error criteria, and based on soil moisture saturation and maximum 6 h, 12 h and 24 h precipitation before each flood event. With this method, together with rainfall data of the 17 flood events occurring during the period from 2003 to 2009, which are obtained at precipitation stations in Pihe Basin parameters for the model are calibrated and the method is applied in 10 historical flash flood events to verify the three time-scale forewarning discriminant functions. The correct forecast rate is over 70%, demonstrating that the method is reliable and can be used to flash flood forecasting and early warning.

Key words: critical precipitation, flash flood early warning, Xin'anjiang model, Pihe Basin

引 言

山洪是山区中小流域由强降雨引起的突发性洪水(WMO,1981;1994),由于山高坡陡、河流源短流

急,在暴雨天气下极易发生山洪灾害。近些年,极端天气事件增多,常发生突发性暴雨,山洪灾害已成为造成人民生命财产损失的主要灾种,严重制约着广大山丘区经济社会的发展,中小河流山洪的预报和预警是防洪减灾工作中突出的难点(国家防汛抗旱

* 国家自然科学基金项目(41101017)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006037)共同资助

2012 年 12 月 25 日收稿; 2013 年 7 月 31 日收修定稿

第一作者:叶金印,主要从事水文气象研究工作. Email: yejinyin@sina.com

总指挥部办公室等,1994)。由于山洪具有流速快、预见期短等特点以及山洪资料短缺原因,山洪与常规洪水的预报预警思路有所不同,主要侧重在对山洪的预警方面,以避免或减少山洪灾害的损失。山洪预警技术一般主要是在对雨量、洪水资料进行统计分析的基础上,研究暴雨山洪发生的规律,确定山洪临界雨量。根据一个流域防洪标准确定的警戒水位可以推算出警戒流量,当某时间尺度内降雨达到或超过一定量级时,就会达到警戒流量,并可能激发山洪灾害,对应时间尺度内的降雨量即为临界警戒雨量(临界雨量)。因此,临界雨量对于山洪预警具有重要意义。

目前,国内关于中小河流山洪预警临界雨量指标的研究主要集中在临界雨量分析计算方法上。其中,陈桂亚等(2005)采用国家防汛办公室建议的“统计归纳法”对区域临界雨量进行了专门研究;张玉龙等(2007)用内插法推求无资料地区的临界雨量,并进行了山洪预警试验;叶勇等(2008)、樊建勇等(2012)对流量反推法估算山洪临界雨量作了有益的探索;张世才等(2007)对几种山洪预警方法进行了比较分析,认为产流分析法确定临界雨量较为合理。曲晓波等(2010)、张亚萍等(2013)从气象成因角度对典型山洪过程进行了分析。彭涛等(2010)、崔春光等(2010)利用定量降水预报和雷达定量降水估算与水文模型相耦合,进行了中小河流洪水预报试验。

上述关于山洪预警临界雨量方法的研究成果,为建立中小河流山洪预警指标提供了一种行之有效的方法,但这些研究中所提及的山洪预警临界雨量,在严格意义上均属于静态临界雨量,即没有考虑山洪发生前的流域土壤含水量饱和度;而山洪的流量大小除了与累积降雨量和降雨强度有关外,还与流域土壤含水量饱和度密切相关。当土壤较干(湿)时,降水下渗大(小),产生地表径流则小(大)。因此,在确定山洪临界雨量指标时,应该考虑流域的土壤含水量饱和度,给出不同初始土壤含水量饱和度条件下的临界雨量值,即动态临界雨量方法。国内外的相关研究表明,动态临界雨量方法相对于静态临界雨量方法效果更优。美国水文研究中心研制的Flash Flood Guidance(FFG)系统(Carpentera et al, 1999; Georgakakos et al, 2006),所采用的就是考虑土壤初始含水量的动态临界雨量方法(Marina et al, 2008);国内刘志雨等(2010)分析了国内外山洪预警预报技术的最新进展,提出了以分布式水文模

型为基础,以动态临界雨量为指标的山洪预警预报方法,并在江西遂川江流域进行了应用。

为探索以动态临界雨量为指标的山洪预警预报方法,选取山洪易发的溧河流域上游作为研究区域,以新安江水文模型(赵人俊,1984)为基础,利用地面雨量站降雨资料以及水文控制站流量资料,提出了一种基于动态临界雨量的山洪预警方法,并应用于溧河流域的山洪预警。

1 流域概况和资料

本文研究流域为溧河流域横排头水文站以上流域(以下简称横排头流域)。溧河是淮河右岸的主要支流之一,发源于大别山北麓,全长260 km,流域面积6000 km²。其中,山区占70.4%,丘陵区占23.2%,平原区占6.4%。流域内总人口167万,耕地面积 9.2×10^4 km²。溧河流域年降水量为800~1800 mm,强降雨在空间上多发生在上游山区,时间上多集中于6—9月。其上游(横排头水文站以上)为山地,而中下游地势比较低平,山洪灾害频繁发生,严重影响当地的经济社会发展和居民生命财产安全。

横排头流域共有佛子岭、响洪甸、诸佛庵、与儿街、横排头等5个雨量站以及横排头水文站。横排头水文站以上集水面积4370 km²,河流水系以及雨量站、水文站分布如图1所示,响洪甸站上游区域为响洪甸水库集水面积,佛子岭站上游区域为佛子岭水库集水面积,两部分面积之和为3240 km²,两水库与横排头水文站之间的集水区(简称区间流域)面积为1130 km²。本研究以区间流域为研究区域,以

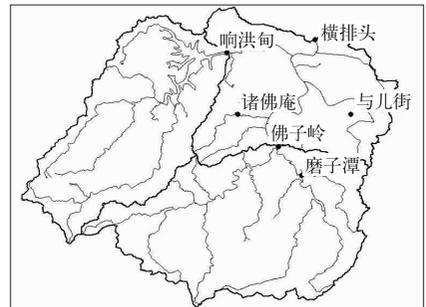


图1 溧河横排头流域水系以及雨量站、水文站分布图

Fig. 1 Drainage network of the Hengpaitou catchment in the Pihe River Basin and locations of rain gauge and streamflow stations

两座大型水库的来水作为水库以上区域的产汇流流量。

所用资料为2003—2009年横排头流域内5个雨量站降雨观测资料和横排头水文站流量观测资

料,以及佛子岭和响洪甸两座水库的放水流量资料。选取了2003—2009年的17场具有代表性的典型洪水资料进行动态临界雨量分析计算,各场洪水特征值如表1所列。

表1 横排头站历史洪水特征值

Table 1 Characteristic values of historical floods in Hengpaitou Basin

洪水序号	洪水开始时间	洪水结束时间	峰现时间	实测洪峰流量/ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$
1	2003-6-26 08:00	2003-6-29 08:00	2003-6-27 20:00	708
2	2003-7-4 08:00	2003-7-8 07:00	2003-7-6 03:00	1040
3	2003-7-8 08:00	2003-7-16 08:00	2003-7-10 20:00	3610
4	2003-9-5 08:00	2003-9-9 08:00	2003-9-7 08:00	309
5	2004-6-14 08:00	2004-6-18 07:00	2004-6-15 20:00	324
6	2004-6-18 08:00	2004-6-21 08:00	2004-6-19 20:00	456
7	2004-8-13 08:00	2004-8-21 08:00	2004-8-15 02:00	1120
8	2005-8-22 08:00	2005-8-26 08:00	2005-8-24 06:00	446
9	2006-7-26 08:00	2006-7-30 12:00	2006-7-27 13:00	1940
10	2006-8-7 08:00	2006-8-10 08:00	2006-8-8 20:00	274
11	2006-9-3 08:00	2006-9-7 08:00	2006-9-5 08:00	620
12	2007-7-22 08:00	2007-7-28 08:00	2007-7-24 07:00	208
13	2007-8-27 08:00	2007-8-30 10:00	2007-8-29 06:00	422
14	2008-6-21 08:00	2008-6-28 08:00	2008-6-23 06:00	480
15	2008-8-13 08:00	2008-8-19 20:00	2008-8-17 08:00	1140
16	2008-8-28 08:00	2008-9-3 08:00	2008-8-29 23:00	862
17	2009-8-5 08:00	2009-8-8 21:00	2009-8-7 02:00	1170

2 方法介绍

基于动态临界雨量的山洪预警方法包括了面雨量计算、土壤含水量饱和度计算以及动态临界雨量指标确定等3部分核心内容。

2.1 面雨量计算

面雨量(流域平均降雨量)是指一次降雨过程中,整个流域面上的平均累计降雨量。最常用的推求方法有算术平均法、泰森多边形法和绘制等雨量线法(徐晶等,2001;方慈安等,2003)。本文采用泰森多边形法,首先计算流域各站的时段降雨量,然后根据每个雨量站所占流域面积权重,采用加权法对流域各雨量站的时段降雨量进行叠加求得。流域平均降雨量的计算公式为:

$$P = \sum_{i=1}^n \omega_i \cdot P_i \quad (1)$$

式中, ω_i 为流域内各雨量站权重; P_i 为流域内各雨量站的时段降雨量,单位: mm; n 为流域内雨量站的个数。

2.2 土壤含水量饱和度计算

采用新安江水文模型(新安江模型)(赵人俊,1984)来计算土壤含水量饱和度。在采用新安江模型进行水文模拟时,首先,根据降水和下垫面特征将流域划分为若干个单元;然后,对每个单元分别进行产汇流计算,得到单元流域的出流过程;最后,将其演算至流域出口并进行叠加,即可得到整个流域的出流过程,同时还可输出土壤含水量值(模型状态变量)。该模型自研制以来,被广泛地应用于湿润和半湿润地区的水文预报与水文过程模拟,并取得了良好的应用效果(董小涛等,2006;宋玉等,2006;姚成等,2012)。

新安江模型由4个模块组成,即蒸散发模块、产流模块、分水源模块和汇流模块,每个模块分别对应不同的模型参数。其中,蒸散发模块可以实现土壤含水量的模拟。蒸散发模块把土壤分为上层、下层、深层等3层。相应的土壤含水量 w_m 也分为上层 w_u 、下层 w_l 、深层 w_d ,即 $w_m = w_u + w_l + w_d$ 。模型输出的逐小时土壤含水量 $w_{m_i} = w_{u_i} + w_{l_i} + w_{d_i}$ 。对于特定研究流域,土壤含水量的最大值即

为土壤张力水容量 WM 。土壤含水量饱和度计算公式为：

$$\text{土壤含水量饱和度} = \omega m_i / WM \quad (2)$$

2.3 确定动态临界雨量指标

以 6 h 雨量为例,针对历史洪水资料,计算前 24 h 内的最大 6 h 累计雨量,以及该 6 h 最大雨量发生之前的土壤饱和度。

根据洪水过程是否超过警戒流量,将洪水过程划分为超警和未超警两大类,并采用基于最小均方差准则的 W-H (Widrow-Hoff) 算法(孙即祥, 2002;Gong et al, 2009),对两大类洪水过程中的土壤含水量饱和度和最大 6 h 累计雨量组合进行分类,具体方法如下:

(1) 确定不同土壤含水量饱和度和最大 6 h 累计雨量组合对应的流量是否超过警戒流量;

(2) 以流量是否超过警戒流域为标准,将不同的土壤含水量饱和度和最大 6 h 累计雨量组合划分为超警和未超警两大类(二元分类问题);

(3) 采用 W-H 方法,以最小均方差为准则,对步骤(2)中的二元分类问题进行线性划分(图 2),建立动态临界雨量与土壤含水量饱和度的线性关系模型,以此作为山洪预警动态临界雨量判别函数(式 3);

(4) 利用动态临界雨量山洪预警判别函数,根据不同土壤含水量饱和度,计算 6 h 山洪临界雨量。若 6 h 降雨量超过临界雨量,则进行山洪预警。

同样的,可以通过对 12 和 24 h 的累计雨量及其对应的土壤含水量饱和度的分析,得到 12 和 24 h 这两种时间尺度的动态临界雨量山洪预警判别函数。

3 应用实例

3.1 流域分块

为确定流域面雨量计算中的面积权重,根据横排头流域的雨量站点情况,运用泰森多边形方法进行流域分块,共划分为 5 个单元流域,单元流域的面积权重见表 2。

3.2 新安江模型率定结果

根据 2003—2009 年淠河流域 17 场历史洪水资

料,以 $\Delta t=1$ h 为时段长,采用 SEC-UA 全局优化算法(李致家, 2008),对新安江模型进行参数率定,参数率定值见表 3。

表 2 横排头流域分块情况

Table 2 Area-weights and areas of sub-basins in Hengpaitou Basin

子流域名称	面积权重	子流域面积/km ²
佛子岭	0.104	117.52
响洪甸	0.140	158.20
诸佛庵	0.258	291.54
与儿街	0.349	394.37
横排头	0.149	168.37

表 3 新安江模型参数率定值

Table 3 Results of Xin'anjiang model parameter calibration

序号	参数意义	参数	参数值
1	蒸散发折算系数	K	1.0
2	流域蓄水容量分布曲线指数	B	0.30
3	深层散发系数	C	0.17
4	张力水容量/mm	WM	129
5	上层张力水容量/mm	WUM	23
6	下层张力水容量/mm	WLM	60
7	不透水面积比例	IM	0.01
8	自由水容量/mm	SM	50
9	流域自由水容量分布曲线指数	EX	1.2
10	地下水出流系数	KG	0.05
11	壤中流出流系数	KI	0.65
12	地下水消退系数	CG	0.90
13	壤中流消退系数	CI	0.85
14	河道汇流的马斯京干法系数	X	0.014
15	时段/h	TT	1
16	河网水流消退系数	CS	0.75
17	流域面积/km ²	A	1130
18	流域分块数	NA	5
19	入流个数	IA	2
20	河网汇流滞时/h	L	2

3.3 动态临界雨量指标分析计算

利用选取的 17 场具有代表性的典型洪水资料,将临界雨量的时间尺度划分为 6、12 以及 24 h 临界雨量,依次分析计算各时间尺度的临界雨量。根据《淮河流域防汛水情手册》(水利部淮河水利委员会等, 2007),横排头站警戒流量为 $620 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 本文将其作为山洪预警临界流量。

选出在洪峰出现之前的最大 6、12 和 24 h 降雨量,统计对应降雨发生之前的不同土壤饱和度,得到不同时间尺度雨量与土壤含水量饱和度分类图(图 2~4)。

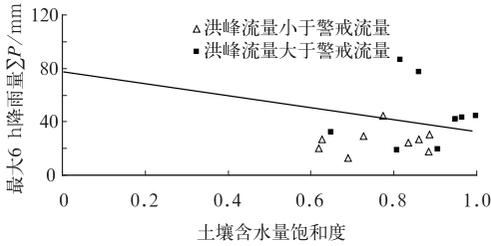


图 2 横排头站最大 6 h 降雨量与土壤含水量饱和度分类图

Fig. 2 Relationship between 6 h maximum precipitation and soil moisture saturation in Hengpaitou Basin

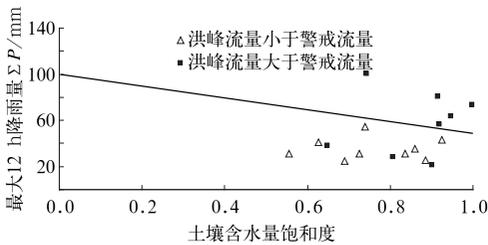


图 3 横排头站最大 12 h 降雨量与土壤含水量饱和度分类图

Fig. 3 Relationship between 12 h maximum precipitation and soil moisture saturation in Hengpaitou Basin

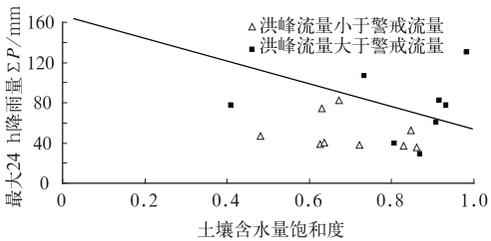


图 4 横排头站最大 24 h 降雨量与土壤含水量饱和度分类图

Fig. 4 Relationship between 24 h maximum precipitation and soil moisture saturation in Hengpaitou Basin

应用基于最小均方差准则的 W-H (Widrow-Hoff) 算法, 得出在不同土壤含水量饱和度下的 3 个时间尺度动态临界雨量预警判别函数。式(3)、(4)及(5)分别为 6、12 以及 24 h 山洪预警判别函数。

$$y = -45.73x + 85.45 \quad (3)$$

$$y = -57.33x + 104.44 \quad (4)$$

$$y = -101.78x + 154.38 \quad (5)$$

式中, x 为土壤含水量饱和度, y 为临界雨量指标

值。

观察动态临界雨量预警判别函数可知, 随着时间尺度的增大, 斜率逐渐增大, 说明时间尺度越大, 临界雨量受土壤含水量的影响越大。随着时间尺度的增加, 以同一土壤含水量为初始条件, 必须有更多的时段总降水量, 才能在有限的时间和空间内堆积足够多的水量, 满足山洪暴发的条件, 这符合流域产汇流规律和实际情况。

3.4 结果检验

为进行独立性检验, 从 2003—2009 年洪水资料中另外选取了 10 场历史洪水进行应用检验。首先分析每场洪水流量过程线和降雨量, 从降雨开始(或洪水起始)时刻至达到警戒流量 ($620 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) 时刻之间任意选择一个时间点作为预警时间, 以体现检验的客观性和可信度。

根据判别函数, 将临界雨量与降雨量(面雨量, 保留两位小数)进行比较, 作出是否进行山洪预警判断; 根据实际流量是否达到警戒流量来检验山洪预警是否正确。检验结果见表 4~6。

基于土壤含水量饱和度的 6 h 动态临界雨量指标的检验结果(表 4)共有 7 场洪水预警判别正确, 3 场洪水预警判别错误, 指标判别正确率达 70%。

基于土壤含水量饱和度的 12 h 动态临界雨量指标的检验结果(表 5)共有 7 场洪水预警判别正确, 3 场洪水预警判别错误, 指标判别正确率达 70%。

基于土壤含水量饱和度的 24 h 动态临界雨量指标的检验结果(表 6)共有 8 场洪水预警判别正确, 2 场洪水预警判别错误, 指标判别正确率达 80%。

从检验结果可以看出, 动态临界雨量指标的预警合格率均超过 70%, 总体精度较高。对于误判的洪水场次, 如表 4 中的 2 和 3 号、表 5 中的 8 和 10 号、表 6 中的 3 和 4 号, 临界雨量和降雨量值相差很小, 应属于判断误差允许的范围。从预警效果检验总体看, 基于土壤含水量饱和度的动态临界雨量指标方法是可行的。

分析 3 个时间尺度洪水预警失误的个例发现, 在实际降雨量与临界雨量比较接近时, 容易发生预警失误。按照预警指标, 当实际降雨量略低于临界雨量时, 容易发生漏报; 反之, 则容易发生空报。在实际业务应用中, 还要综合其他气象水文要素进行

表 4 基于土壤含水量饱和度的 6 h 临界雨量指标检验

Table 4 Verification of the 6 h critical precipitation index based on soil moisture saturation

洪水序号	预警时间	时段内最大 流量/ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	土壤含水量 饱和度	临界雨量 /mm	降雨量 /mm	是否预警	是否正确
1	2003062309	116	0.82	47.95	12.11	否	√
2	2004053009	270	0.95	42.01	42.33	是	×
3	2005090218	778	0.84	47.04	42.11	否	×
4	2005090220	1180	0.84	47.04	49.42	是	√
5	2005090217	580	0.83	47.49	38.44	否	√
6	2007071701	165	0.95	42.01	11.56	否	√
7	2008070819	208	0.96	41.55	5.39	否	√
8	2009063003	640	1.00	39.72	19.25	否	×
9	2009073009	213	0.99	40.18	21.05	否	√
10	2009080105	310	0.98	40.63	18.67	否	√

表 5 基于土壤含水量饱和度的 12 h 临界雨量指标检验

Table 5 Verification of the 12 h critical precipitation index based on soil moisture saturation

洪水序号	预警时间	时段内最大 流量/ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	土壤含水量 饱和度	临界雨量 /mm	降雨量 /mm	是否预警	是否正确
1	2003062319	274	0.80	58.58	13.12	否	√
2	2004053009	324	0.73	62.59	50.41	否	√
3	2004053007	306	0.70	64.31	57.71	否	√
4	2005082919	256	0.77	60.30	21.89	否	√
5	2005090213	977	0.79	59.15	66.52	是	√
6	2007071621	174	0.92	51.70	22.05	否	√
7	2008070819	246	0.96	49.40	5.79	否	√
8	2009062921	640	0.99	47.68	46.61	否	×
9	2009062916	422	0.92	51.94	64.95	是	×
10	2009062920	596	0.98	48.26	48.39	是	×

表 6 基于土壤含水量饱和度的 24 h 临界雨量指标检验

Table 6 Verification of the 24 h critical precipitation index based on soil moisture saturation

洪水序号	预警时间	时段内最大 流量/ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	土壤含水量 饱和度	临界雨量 /mm	降雨量 /mm	是否预警	是否正确
1	2003062307	274	0.68	85.17	40.76	否	√
2	2004052921	324	0.67	86.19	67.24	否	√
3	2005090201	977	0.79	73.97	70.34	否	×
4	2005090223	778	0.86	66.85	61.51	否	×
5	2005090204	1570	0.79	73.97	97.61	是	√
6	2007071408	182	0.67	86.19	25.32	否	√
7	2008070813	246	0.95	57.69	12.41	否	√
8	2009062908	640	0.77	76.01	109.87	是	√
9	2009062920	731	0.98	54.64	71.38	是	√
10	2009082907	366	0.90	62.78	49.59	否	√

综合判断,以减少预警失误。

4 结 论

动态临界雨量是山洪预警业务中重要的参考依据。本文以新安江模型为基础,提出了考虑土壤含水量饱和度的动态临界雨量山洪预警方法,并利用历史洪水过程进行了独立性回报检验,得出以下结

论:

(1) 提出的山洪预警方法是利用土壤含水量饱和度更新预警临界雨量指标,即动态临界雨量指标,克服了传统静态临界雨量方法不考虑前期土壤含水量的局限性。

(2) 利用渭河流域 2003—2009 年地面雨量站降雨资料以及 17 次典型洪水过程资料,得出了适合于渭河流域的 3 个不同时间尺度的山洪动态临界雨

量指标判别函数。

(3) 基于动态临界雨量的山洪预警方法在渭河流域的应用检验合格率均超过70%, 总体精度较高。应用检验表明:该方法用于山洪预警是可行的, 其技术思路不仅可以为其他地区的山洪预警业务提供参考, 而且可以为中小河流山洪灾害气象风险预警业务提供技术支持。

动态临界雨量指标是利用气象水文实况观测资料建立的, 但在山洪预警业务中, 可以综合考虑实况和预报累积降雨量, 将其与动态临界雨量指标进行比较, 判断是否进行山洪预警, 以延长山洪预报预警的预见期。目前, 24 h 以内的降水预报已有较高的精细化程度和准确率, 实际应用中, 不仅可以依据降雨实况进行预警判断, 也可以在降雨发生前根据降水预报进行预警判断, 这样可将山洪预报的预见期再延长几个小时甚至更长时间, 可争取更多的山洪灾害防御应急响应时间。

参考文献

- 陈桂亚, 袁雅鸣. 2005. 山洪灾害临界雨量分析计算方法研究. 人民长江, 36(12):40-43.
- 崔春光, 彭涛, 沈铁元, 等. 2010. 定量降水预报与水文模型耦合的中小流域汛期洪水预报试验. 气象, 36(12):56-61.
- 董小涛, 李致家, 李利琴. 2006. 不同水文模型在半干旱地区的应用比较研究. 河海大学学报:自然科学版, 34(2):132-135.
- 方慈安, 潘志祥, 叶成志, 等. 2003. 几种流域面雨量计算方法的比较. 气象, 29(7):23-26.
- 樊建勇, 单九生, 管珉, 等. 2012. 江西省小流域山洪灾害临界雨量计算分析. 气象, 38(9):1110-1114.
- 国家防汛抗旱总指挥部办公室, 中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所. 1994. 山洪诱发的泥石流、滑坡灾害及防治. 北京:科学出版社.
- 李致家. 2008. 水文模型的应用与研究. 南京:河海大学出版社.
- 刘志雨, 杨大文, 胡健伟. 2010. 基于动态临界雨量的中小河流山洪预警方法及其应用. 北京师范大学学报(自然科学版), 45(3):317-321.
- 彭涛, 宋星原, 殷志远, 等. 2010. 雷达定量降水估算在水文模式汛期洪水预报中的应用试验. 气象, 36(12):50-55.
- 曲晓波, 张涛, 刘鑫华, 等. 2010. 舟曲“8.8”特大山洪泥石流灾害气象成因分析. 气象, 36(10):102-105.
- 水利部淮河水利委员会, 淮河流域防汛水情手册. 2007. 蚌埠:水利部淮河水利委员会.
- 宋玉, 李致家, 杨涛. 2006. 分布式水文模型在淮河洪泽湖以上流域洪水预报中的应用. 河海大学学报:自然科学版, 34(2):127-131.
- 孙即祥. 2002. 现代模式识别. 长沙:国防科技大学出版社, 63-66.
- 徐晶, 林建, 姚学祥, 等. 2001. 七大江河流域面雨量计算方法及应用. 气象, 27(11):13-16.
- 姚成, 纪益秋, 李致家, 等. 2012. 栅格型新安江模型的参数估计及应用. 河海大学学报:自然科学版, 40(1):42-47.
- 叶勇, 王振宇, 范波芹. 2008. 浙江省小流域山洪灾害临界雨量确定方法分析. 水文, 28(1):56-58.
- 张世才, 褚建华, 张同泽. 2007. 祁连山区山洪灾害临界雨量计算和风险区划分. 水土保持学报, 21(5):196-200.
- 张亚萍, 沃伟峰, 刘德, 等. 2013. 基于精细化降水分布的山洪气象条件分析. 气象, 39(1):101-111.
- 张玉龙, 王龙, 李靖. 2007. 云南省山洪灾害临界雨量空间插值分析方法研究. 云南农业大学学报, 22(4):570-573, 581.
- 赵人俊. 1984. 流域水文模拟. 北京:水利电力出版社.
- Carpenter T M, Sperflage J A, Georgakakos K P, et al. 1999. National threshold runoff estimation utilizing GIS in support of operational flash flood warning systems. J Hydrol, 224(1-2):21-24.
- Georgakakos K P. 2006. Analytical results for operational flash flood guidance. J Hydrol, 317(1-2):81.
- Gong Wei, Li Mingliang, Yang Dawen. 2009. Estimation of threshold rainfall for flash flood warning in the suichuanjiang river basin. Journal of Sichuan University: Engineering Science Edition, 41 (Supp. 2):270-275.
- Marina M L V, Todini E, Libralon A. 2008. Rainfall thresholds for flood warning systems: A Bayesian decision approach // Sorooshian S. Hydrological Modelling and the Water Cycle. Heidelberg Springer, 203-227.
- World Meteorological Organization(WMO). 1981. Flash flood forecasting, operational hydrology report: No. 18, (WMO-No. 577). Geneva:WMO, 47.
- World Meteorological Organization(WMO). 1994. Guide to hydrological practices(WMO-No. 168). Volume II. Geneva:WMO, 765.