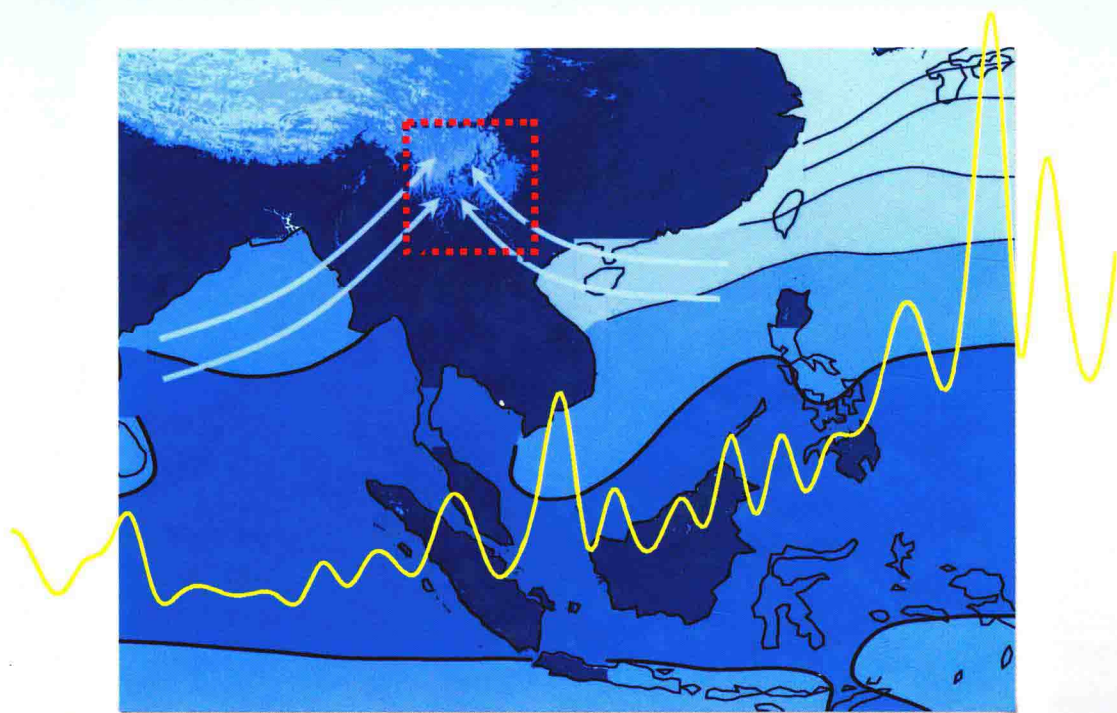


印太海气相互作用对中国低纬高原降水及地质灾害的影响

曹杰 陶云 杨若文 胡金明 等著



科学出版社

印太海气相互作用对中国低纬高原 降水及地质灾害的影响

曹 杰 陶 云 杨若文 胡金明 等 著

本书出版由下列项目资助

国家基金重点项目(项目编号:U0933603)

国家基金项目(项目编号:41375097)

国家基金国际合作与交流项目(项目编号:41211140474)

云南省基金重点项目(项目编号:2009CC002)

科 学 出 版 社

北 京

内 容 简 介

本书针对印度洋-太平洋暖池海气相互作用变异对低纬高原降水及地质灾害影响的复杂性和严重性,应用数理统计、动力理论和数值模拟相结合的综合研究方法,研究了印度洋-西太平洋海气相互作用的时空分布及演变、中国低纬高原区降水的时空分布及演变、中国低纬高原区滑坡泥石流的时空分布及演变;诊断了印太海气相互作用与低纬高原雨季降水关系,模拟了印太海气相互作用影响低纬高原雨季降水的物理过程;获得了印度洋-太平洋暖池海气相互作用变异影响低纬高原区降水异常及其诱发滑坡和泥石流灾害的物理机制,并建立低纬高原区滑坡泥石流突变模型;在评估新一代气候系统模式对低纬高原区 20 世纪气候变化模拟能力的基础上,应用降尺度方法对低纬高原区气候异常及诱发滑坡和泥石流灾害未来 50~100 年的演变情景作出了预估。

本书可供气候变化、资源环境等领域的科研、教学和管理人员使用,也可作为高等院校大气科学、地理学等学科的研究生教材和高年级本科生教材。

图书在版编目(CIP)数据

印太海气相互作用对中国低纬高原降水及地质灾害的影响/曹杰等著.
—北京:科学出版社,2014.9

ISBN 978-7-03-041902-6

I. ①印… II. ①曹… III. ①海气相互作用-影响-低纬度-高原-降水-研究-中国②海气相互作用-影响-低纬度-高原-地质-自然灾害-研究-中国
IV. ①P426.6②P694③732.6

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2014)第 215378 号

责任编辑:杨帅英 苗李莉 唐保军 / 责任校对:张怡君

责任印制:钱玉芬 / 封面设计:陈 敬

科学出版社出版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

中国科学院印刷厂印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2014 年 9 月第 一 版 开本:787×1092 1/16

2014 年 9 月第一次印刷 印张:16 1/2

字数:380 000

定价:139.00 元

(如有印装质量问题,我社负责调换)

前 言

低纬高原地区位于中国大陆西部世界屋脊青藏高原东南缘,区内地质构造运动强烈,深大断裂构造的破碎带及影响带可达几百米至数千米,沿断裂带软弱构造面发育,岩石破碎;其南部又正好濒临全球海表温度最高的印度洋和太平洋暖池,暖池区剧烈的海气相互作用强迫出的大气环流与境内复杂地形相结合,导致了此区域的天气气候变化相当复杂,频繁引起气象地质灾害,造成巨大的人员伤亡和经济损失。开展印度洋-太平洋暖池海气相互作用变异及其对低纬高原区气象地质灾害影响的研究;并搞清其中的影响机制不仅对于研究地球系统中气候变异具有重要意义,是气候预测中急需解决的课题之一,而且可以为低纬高原区各级政府制定气候异常及其诱发滑坡和泥石流灾害的防灾减灾预案提供科学依据,满足区域经济、社会 and 科学发展的需求。

本书应用数理统计、动力理论和数值模拟相结合的综合研究方法,分析了印度洋-太平洋暖池海气相互作用、低纬高原区气候变化,以及滑坡和泥石流灾害年际和年代际的时空演变特征。研究并判识出印度洋-太平洋暖池海气相互作用的年际和年代际变异影响低纬高原区气候异常及诱发滑坡泥石流灾害的物理过程,获得了相应的影响机制。从理论上推导建立了低纬高原区滑坡泥石流演变的突变模型。发现人类活动所导致的地质环境恶化是使低纬高原区滑坡泥石流频次增加的主要原因;除去人类活动影响后,低纬高原区滑坡泥石流与主汛期降水关系密切。评估了 IPCC 第四次评估报告提供的气候系统模式对低纬高原区气候变化的模拟能力,并对低纬高原区气候异常及诱发滑坡泥石流灾害未来 100 年的演变情景作出了预估。发现要使未来 50 年低纬高原区滑坡泥石流从处于多发期返回稀发期,自然环境条件至少需返回到 20 世纪 90 年代的水平,且需要进入到 2050 年以后低纬高原区年降水处于相对偏少期。

本书共分为七章。各章作者分别为:第 1 章“绪论”,由曹杰、杨若文、陶云撰写;第 2 章“印度洋-西太平洋海气相互作用的时空分布及演变”,由曹杰、陶云等撰写;第 3 章“中国低纬高原区降水的时空分布及演变”,由曹杰、胡金明等撰写;第 4 章“印太海气相互作用与低纬高原雨季降水关系的诊断”,由曹杰、陶云、宋媛等撰写;第 5 章“印太海气相互作用对低纬高原雨季降水影响的数值模拟”,由曹杰、杨若文、王麟等撰写;第 6 章“中国低纬高原区滑坡泥石流的时空分布及演变”,由陶云、胡金明、曹杰等撰写;第 7 章“低纬高原降水诱发地质灾害情景预估”,由曹杰、陶云、杨若文等撰写。曹杰对全书进行了统稿。

本书中的数值模拟在云南大学高性能计算中心的曙光 5000 上完成。本书出版还得到了云南省优势特色重点学科(地理学)建设项目经费的支持。科学出版社对本书的出版给予了热忱的支持,此外,宋媛、黄玮、邢冬、应俊、汤阳、张秀年等同志参与了本书的写作。在此,一并向他们表示衷心的感谢。

由于作者学识水平有限,书中错误在所难免,殷切希望读者提出宝贵的批评意见。

作 者

2014 年 9 月 9 日

目 录

前言

第 1 章 绪论	1
1.1 印度洋-太平洋暖池海表温度变异及其气候效应	1
1.2 低纬高原气候变化及其对印太暖池变异响应	5
1.3 低纬高原气象地质灾害	9
1.4 耦合气候模式评估及预估	15
第 2 章 印度洋-西太平洋海气相互作用的时空分布及演变	20
2.1 印度洋-西太平洋海温演变特征	20
2.2 印度洋-西太平洋上空 925hPa 水平风场的演变特征	29
2.3 印度洋-西太平洋海气协同演变特征	38
2.4 北半球夏季印太暖池区域海气相互作用的年际变化特征	44
第 3 章 中国低纬高原区降水的时空分布及演变	52
3.1 基于 PRISM 方法的低纬高原区高空间分辨率降水资料的建立	53
3.2 低纬高原降水的气候分布特征	56
3.3 夏季印度季风和东亚季风交界面附近降水的时空分布	59
3.4 低纬高原降水的气候变率	69
3.5 低纬高原极端降水事件的时空演变	75
第 4 章 印太海气相互作用与低纬高原雨季降水关系的诊断	79
4.1 全球海温异常对云南 5 月降水影响的诊断分析	79
4.2 热带印度洋和太平洋海气相互作用对低纬高原夏季降水的影响	94
4.3 印太暖池海气相互作用的年际变化与低纬高原降水异常关系的诊断分析	115
第 5 章 印太海气相互作用对低纬高原雨季降水影响的数值模拟	137
5.1 数值模式简介	137
5.2 ECHAM5 大气模式的检验	139
5.3 MPI-OM 海洋模式的检验	163
5.4 热带太平洋和印度洋海温异常对云南 5 月降水影响的数值模拟	168
5.5 热带印度洋和太平洋海气相互作用对低纬高原夏季降水影响的数值模拟	179
5.6 6 月海气相互作用影响低纬高原降水的数值模拟	181
5.7 7 月海气相互作用影响低纬高原降水的数值模拟	185
5.8 8 月海气相互作用影响低纬高原降水的数值模拟	188

第 6 章 中国低纬高原区滑坡泥石流的时空分布及演变	193
6.1 滑坡泥石流和降水的空间分布特征	194
6.2 云南滑坡泥石流的区域分布特征	195
6.3 滑坡泥石流的演变特征	196
6.4 滑坡泥石流与降水的关系	198
6.5 降水条件和地质地貌条件对云南滑坡泥石流的综合影响	201
6.6 云南滑坡泥石流中长期演变规律及其归因研究	204
6.7 云南滑坡泥石流中长期演变的一个理论模型	209
第 7 章 低纬高原降水诱发地质灾害情景预估	219
7.1 模式简介及数据	219
7.2 对低纬高原区年降水场模拟能力的检验	221
7.3 低纬高原区年降水的多模式集合及其未来 100 年的演变趋势	228
7.4 低纬高原区主汛期降水的多模式集合及其未来 100 年的演变趋势	234
7.5 不同排放情景下低纬高原区滑坡泥石流的演变趋势	239
7.6 减灾对策初步	242
参考文献	243

第 1 章 绪 论

1.1 印度洋-太平洋暖池海表温度变异及其气候效应

暖池又称“热库”“暖堆”或“暖水库”，通常被定义为海表面温度大于 28°C 的大洋暖水区。全球大洋在赤道地区存在东、西半球两个暖池，它们是分别位于东半球印度洋和西太平洋海域的印度洋-太平洋暖池(Indo-Pacific warm pool, 简称印太暖池)和位于东太平洋和大西洋海域的西半球暖池。其中，印太暖池区域的大范围暖水海洋具有相对均匀的海表面温度分布，其总面积约占热带海洋面积的 26.2%，占全球海洋面积的 11.7%，东西跨越约 150 个经度，南北伸展约 35 个纬度。如果以 28°C 等温线所在的深度来定义暖池的深度，印太暖池的深度基本都在 50m 以上。最大深度中心在西太平洋暖池地区，深度中心位于 5°S , 170°W 附近，中心深度可达 130m，无论在面积和强度上东半球的印太暖池较西半球暖池都要强得多(李克让等, 1998; 刘娜等, 2005)。作为全球面积最大、强度最强的暖池，印太暖池地区成为全球海气相互作用最剧烈、最持久的地区，是气候异常源地之一。由于饱和水汽压与海表面温度间呈幂指数关系，暖池温度微小的变化对大气的辐合、辐散以及垂直运动具有很大的影响，特别是暖池地区剧烈对流活动释放出的巨大潜热，驱动了大气中的沃克环流和哈得莱环流以及热带和副热带海洋的上层环流，使得印太暖池成为整个地球气候系统的热动力引擎(Graham et al., 1987; Fu et al., 1994)。因此，印太暖池区域热状况的异常不仅在热带海洋海气相互作用中举足轻重，而且在相当程度上影响着亚洲和太平洋地区的气候变化及自然灾害的形成。关于暖池形成机理，暖池区海气相互作用变异及其气候效应方面的研究，也一直是气象学者关注的热点科学问题。迄今为止，国内外学者已在暖池形成机理、暖池时空演变特征、暖池区的海气相互作用及气候效应等方面获得了大量研究成果。

1.1.1 印太暖池形成机理

在暖池形成机理方面，狄万宝等(1991)根据 TOGA 计划考察的资料计算了晴天和阴雨天、 165°E 经向剖面 and 赤道纬向剖面以及整个考察区域的昼夜净动量通量、辐射强度、感热通量、潜热通量以及净热量通量的日平均和日总量，对热带西太平洋西部和东部进行了比较，发现太阳辐射能的差异是热带西太平洋暖池形成的直接原因之一。傅刚等(1998)研究指出，海气耦合系统中海洋 Rossby 波振幅的不稳定增长是暖池形成的主要动力学机制。Clement 等(1996)用一个可以层层控制的大气海洋耦合模式阐明了大气和海洋中的物理机制在热带暖池形成中的贡献。他们的研究表明单纯大气过程在暖池的建立中有两种相反的作用：①大气中纬向和经向的热量传输会使热带海洋海表面温

度出现均一化;②而大气中的湿度和表面风速则倾向于破坏这种均一化。并且在大气过程中,后者的作用是更显著的。若没有海洋动力学过程,单纯大气过程无法产生暖池。而与大气过程后者相反的海洋动力学过程则会导致海表面温度均一化,并且海洋动力学在暖池形成中起根本作用。在赤道偏东信风的作用下,温跃层西深东浅,表层向极的埃克曼输运通过上升流获得来自底层地转流的补偿,产生了东太平洋冷舌,并且均匀化了西太平洋的海表面温度,形成了暖池。暖池上空的高云也通过减少射入暖池表面的太阳辐射的作用均匀化暖池的海表面温度,但是这种高云负反馈效应的强度是目前的研究理论还没搞清楚的地方。海洋动力学过程在暖池的形成过程中起到关键性的根本作用。基于大量的相关研究,一般认为暖池的形成主要与以下四种因素密切相关:太阳辐射、风和洋流、暖池上空的高云和暖池上空的大气湿度。

1.1.2 印太暖池时空分布特征

在西太平洋暖池基本特征研究方面:张启龙等(1997,1998,2001)和赵永平等(2002)的研究表明,西太平洋暖池海表面温度(SST)具有明显的季节、年际及年代际的多尺度变化特征。在季节变化方面,西太平洋暖池 SST 变化具有准 7 个月的振荡周期,暖池主体随季节做南北向摆动,即冬季暖池主体移至赤道南侧,夏季则移至赤道北侧;在年际变化方面,西太平洋暖池 SST 变化具有准 4 年的振荡周期,且西太平洋暖池的年际变化与 ENSO(El Niño-Southern Oscillation)事件密切联系,在 El Niño 事件期间,暖池分布范围大,东界位置偏东,最大厚度薄;在 La Niña 事件期间,暖池分布范围小,东界位置偏西,最大厚度厚;而其他正常年份,暖池分布范围、东界位置及最大厚度均介于上述二者之间。在年代际尺度变化方面,西太平洋暖池 SST 具有 10~20 年的年代际变化周期以及 40~50 年周期的气候跃变。一百多年来西太平洋暖池发生了 4 次大跃变,在 20 世纪初和 50 年代中期,西太平洋暖池由异常发展转为异常减弱,30 年代初和 80 年代初,西太平洋暖池由异常减弱转为异常发展;西太平洋暖池在 80 年代初的跃变,具有明显的气候效应。跃变后热带中东太平洋海温显著升高,大范围海域升温超过 0.5℃。陈锦年等(2002a, 2002b)分析研究了西太平洋暖池区上层海洋变化特征以及与西太平洋次表层海温场之间的关系。研究表明,西太平洋暖池区的垂向温度存在显著的年际变化,尤其在次表层(120~200m 深)的变化最为明显。西太平洋暖池区的次表层冷暖信号明显早于西太平洋次表层的海温异常。表明西太平洋暖池区的海温异常是导致整个西太平洋次表层海温场变化的关键区,当西太平洋暖池区的次表层冷(暖)信号加强时,3~4 个月后西太平洋海温场出现大范围的冷(暖)异常。这进一步证实了西太平洋暖池热力状况变异不仅导致局地海温分布发生变化,还会对整个赤道太平洋海温变化产生影响。一些学者对印度洋的季节和年际变率也进行了分析,如李东辉等(2004)和杨宇星等(2007)的研究指出:冬季印度洋暖池成带状分布,横跨热带印度洋,其南端可达到非洲东岸的莫桑比克海峡之中,暖池的东部与西太平洋暖池相连;3 月印度洋暖池的范围向北有所扩张,赤道印度洋几乎为暖池所覆盖;4 月赤道印度洋的 SST 继续升高,5 月东印度洋暖池成西北-东南向倾斜;6~9 月暖池向东北推进,暖池范围逐月减小,东印度洋暖池与西太平洋暖池分隔开来;10 月和 11 月印度洋暖池西伸南压,范围有所增大。暖池中心和范围从冬到夏向北移动,从

夏到冬向南移动。印度洋暖池在季节变化上表现为单峰型的演变特征。印度洋暖池在年际变化尺度上存在准两年的振荡周期。年代际变化尺度上,印度洋暖池与西太平洋暖池的变化十分一致,20世纪70年代末均存在强度增大,体积增强的年代际跃变,且印度洋暖池的突变特征更加明显。近年来,一些学者将印度洋暖池和太平洋暖池合称为印太暖池,并客观描述印太暖池变化特征的面积、体积及强度指数,进而对印太暖池的季节、年际以及年代变异特征进行揭示。分析结果表明,印太暖池在季节变化中有明显的单峰结构,无论是面积指数、体积指数还是强度指数,这一特征均表现得很突出,这与印度洋暖池的季节变化特征十分类似。从春季开始,印太暖池从面积、体积和强度上均开始迅速扩大(或增强),大约在5月前后达到最大值,其后以略缓于前面增长速度的趋势缩小(或减弱),最低值一般出现在2月前后。在年际变化上印太暖池则表现出显著的3~6年的变化周期,暖池地区SST的年际变化与ENSO密切相关。印度洋暖池和西太平洋暖池均具有显著的准10年的周期振荡。20世纪40年代以前,暖池强度和面积基本没有明显的变化趋势,40~70年代末有一个相对较小的增加趋势,70年代末80年代初是印太暖池发生年代际突变时期,暖池由1976年前的冷暖池转变为1986年后的热暖池。暖池指数的季节循环也存在着显著的年代际突变特征,特别是西太平洋暖池在异常暖年代其季节变化还呈现出明显的增暖趋势。暖池三维结构的年代际变化主要表现为在暖年代热带南印度洋暖池的向西、向南扩张和西太平洋暖池东边界的向东以及北边界的向北扩张。暖异常主要分布在60m以上混合层中暖池的东边界区域,而其下面的温跃层则为更强的异常降温。垂直方向上表现出上暖下冷的斜压模态结构。温跃层和混合层深度的变化在不同暖池区则有不同的特点,这可能与东印度洋暖池和西太平洋暖池的年代际变化机制存在差异有关(周春平等,1998;刘娜等,2005;杨宇星等,2007;邱东晓等,2007)。邱云等(2010)研究了印太暖池海域尤其是印度尼西亚贯穿流(indonesian through flow,ITF)及其周边海域SST的季节及年际变化的时空特征。发现整个研究海域SST的年际变化均与ENSO存在密切联系,但是印度洋与南海的响应特征与西太平洋的相反且不同步。前者海温变化滞后Nino3指数3~6个月,而热带太平洋西边界和ITF流经海域海温则超前1~3个月。沿ITF及其东印度洋出口,SST的年际变化规律不同于热带印度洋而与太平洋相似。在季节尺度上,印度洋和太平洋赤道海域SST的波动规律也存在不同。

1.1.3 印太暖池海表温度变异对气候变化产生的影响

20世纪70年代后期,暖池出现年代际突变,“暖池研究”与“暖池”一起升温,尤其是关于西太平洋暖池区海气相互作用变异及其气候效应方面的研究为短期气候预测提供了重要理论依据。20世纪80年代初,中国学者就首先关注并发现了El Nino事件与西太平洋暖池之间存在密切联系的事实(蒲书箴等,1993,1987;王世平等,1989;王宗山等,1990;林传达,1991;何友海,1991;刘赞沛,1992;李绪录,1993;胡泽勇等,1994)。这些研究中,分别揭示了在El Nino过程发生期间,西太平洋暖池的上层海温降低,温跃层明显上升,上混合层明显变浅,暖水量明显减少等现象。给出了西太平洋暖池次表层海温场的变化可能在El Nino期间中有重要作用的推论。随后,李崇银等(1999)和黄荣辉等(2001)提出了西太平洋次表层海温东传是导致El Nino/La Niña事件的重要机制。因此,在EN-

SO 循环过程的研究中,海洋和气象学家均将注意力集中在西太平洋暖池次表层海温的东传过程研究上,并获得了一系列重要成果(Chao et al., 2002; 巢纪平等, 2002, 2003; 李崇银等, 2002; 陈锦年等, 2002a, 2002b, 2003a, 2003b; 蒲书箴等, 2003; 于卫东等, 2003; 乔方利等, 2004; 孟祥凤等, 2004; 许武成等, 2004; 曾刚等, 2006)。黄荣辉等(2002)则从暖池地区海气相互作用角度指出西太平洋暖池上空的风场和海洋中的赤道波动之间的“自组织”行为可能对 ENSO 循环的形成起一定作用。同时,关于西太平洋暖池与西太平洋副热带高压、东亚地区夏季降水及夏季风的关系等方面都有了较大进展。大量研究指出,西太平洋暖池的海表面温度偏高时,将在菲律宾附近激发出强的对流活动,西太平洋副热带高压位置偏北控制长江淮河流域至日本区域,相应降水偏少易发生干旱;而当西太平洋暖池的海表面温度偏低时,将在菲律宾附近对流活动较弱,西太平洋副热带高压在初夏北跳不明显,夏季雨带位置维持在我国江淮流域,相应区域降水偏多易出现洪涝(Nitta, 1987; 黄荣辉等, 1988; Huang et al., 1992; 翁学传等, 1998; Lu, 2001; 任保华和黄荣辉, 2002)。李崇银等(1999)、陈永利等(2003)的研究指出,暖池温度偏高时,南海夏季风爆发得早;暖池温度偏低时,南海夏季风爆发得晚。印度洋的海温距平比太平洋要小,但东印度洋暖池与西印度洋地区海温的纬向热力梯度与太平洋却具有相同的量级,而热带印度洋内部的海温梯度对于局地降水甚至整个热带包括季风区域的降水都有重要影响。Saji 等(1999)通过 40 年资料的统计研究,最早发现印度洋在纬向上存在着一种偶极子事件,称为印度洋偶极子(Indian ocean dipole, IOD)。这一事件是以海表温度异常(sea surface temperature anomaly, SSTa)的偶极结构为特征:在西部海盆的大部分地区出现异常暖的 SST,而在苏门答腊沿岸附近则出现异常冷的 SST。此外,他们还定义了热带西印度洋($50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$)与热带东南印度洋($90^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$) SSTa 之差为偶极子模指数(IODMI)。Webster 等(1999)研究了 1997~1998 年印度洋的海气耦合事件,认为它是独立于 ENSO 发展的,随后的大量研究也证实了这一点(Ashok et al., 2003; Saji et al., 2003)。由于热带印度洋海温的纬向差异与 IOD 可能具有内在的联系,而热带印度洋海温的纬向热力梯度分布对东亚季风具有重要影响。因此关于印度洋热力状况变异特别是 IOD 对亚洲季风等天气气候系统影响的研究也逐步发展起来(Behera et al., 1999; 谭言科等, 2003; Wen et al., 2008)。李崇银等(2001a)在进一步研究赤道印度洋海温偶极子振荡对气候的影响时指出:赤道印度洋海温偶极子通过影响对流层流场直接对亚洲夏季风产生明显影响,对应海温偶极子的正位相,有较强南海夏季风和印度夏季风;对应海温偶极子负位相,南海夏季风将偏弱,而印度洋南部地区夏季风将偏强。同时,它还通过影响对流层上层青藏高原反气旋以及西太平洋副热带高压,对亚洲夏季风产生明显影响。对应海温偶极子的正(负)位相,青藏高原反气旋将偏弱(强),而西太平洋副热带高压也将偏弱(强)。金祖辉等(2002)和戴新刚等(2002)的研究表明,中国春季降水与印度洋偶极子型海温分布有显著关系。一方面,印度洋暖池海表温度的异常变化可引起印度洋区域海陆温差变化,以及西太平洋副高、西南地区水汽输送、热带对流、赤道附近高低空风场等气候要素的异常变化;另一方面,印度洋暖池区海温变化造成其上空的对流加热异常不仅能够显著地影响印度季风,还可能对东亚季风产生直接的影响。闫晓勇等(2004a)对印度洋偶极子的观测资料分析和数值模拟结果表明:印度洋偶极子和东亚季风区天气气候变

化关系密切。印度洋偶极子对东亚季风区的天气气候(特别是夏季)影响显著。印度洋正偶极子位相期间,东亚地区的西南季风爆发偏晚,强度增强;而印度洋负偶极子位相期间,东亚地区的西南季风爆发偏早,强度减弱。正偶极子位相期间,我国大陆大部分地区降水增多,西太平洋上的异常北风,减弱了季风的经向水汽和热量输送,使远东地区夏季干旱炎热;负偶极子位相期间,我国的东南部地区有丰富的降水。另外,印度洋地区海气耦合事件与太平洋地区的海气耦合事件之间存在密切联系。李崇银等(2001b)、谭言科等(2004)、巢纪平等(2005)的研究发现,IOD 尽管在个别年份似乎与 ENSO 相互独立,但总体而言,两者存在很好的相关性,联系两者的物理过程主要是赤道太平洋和印度洋上的一对反向转动的 Walker 环流的耦合演变。闫晓勇等(2004b, 2005)通过数值模拟进一步证实,印度洋偶极子与 ENSO 事件存在密切联系。在 El Nino 事件下,IOD 对东亚季风区气候,特别是在夏季影响更加显著,赤道东太平洋海温异常和印度洋偶极子存在协同作用。于是,国内外许多学者将印度洋-太平洋暖池作为一个整体来研究。相应的研究结果表明在从季节内到年代际的时间尺度上均具有很大的变率(Fasullo et al., 1999; Liu et al., 2004; 刘娜等, 2005; 杨宇星等, 2007a, 2007b),从而对 MJO(Madden and Julian Oscillation)、ENSO、亚洲季风等许多天气气候系统及其相互作用产生深远的影响(Wang et al., 1998; 吴国雄等, 1998; Wang et al., 2001; D'Arrigo et al., 2006; Brijker et al., 2006; 晏红明等, 2007; Wang et al., 2008; 吴迪生等, 2009, 2012)。

1.2 低纬高原气候变化及其对印太暖池变异响应

位于中国西南部包括云南、贵州西部和四川南部边缘地带的低纬高原具有独特的环境格局:南部濒临孟加拉湾和中国南海两大热带海洋,西北部是世界三极之一的青藏高原,境内地形复杂、山谷纵横,加之夏季又同时受印度季风和东亚季风的影响,使得低纬高原区强降水事件的时空分异规律十分复杂,且与中国其他地区存在明显区别(秦剑等, 1997; He et al., 2007; 曹杰等, 2009)。低纬高原地区雨季建立及其持续时间与华南、江淮流域存在显著差异,全年表现为明显的干湿两季节,雨季建立于5月中下旬,10月底结束,低纬高原地区全年降水总量的80%~90%都集中在5~10月。

1.2.1 印太暖池变异对低纬高原雨季开始期降水的影响研究

初夏5月是中国低纬高原区从干季向湿季过渡的关键时期,正是低纬高原大部地区大春作物栽种的关键时期。低纬高原地区山地居多,灌溉条件差,大春作物的播种及移栽对5月雨量的多少依赖性较强,5月雨量的多少决定着大春作物能否在最佳节令内播种和移栽。例如,2011年云南省发生了近50年来最严重的局部春旱和严重的夏旱,低纬高原地区5月降水显著偏少,共造成1090.2万人受灾,造成直接经济损失近百亿元(2011年云南省气候公报)。低纬高原初夏5月降水多寡对低纬高原地区人民生命财产及社会经济可持续发展起着至关重要的作用。因此,关于中国低纬高原区初夏5月降水异常的时空演变特征及其成因方面的研究一直是气候变化及预测领域的热点和难点。王宇等(1996)、晏红明等(2001)、陶云等(2002)、陈艳等(2006)对低纬高原5月降水异常的时空

分布特征进行了研究,指出低纬高原初夏5月降水具有多模态及多尺度的变化特征。其中,低纬高原地区5月降水异常第一模态为一致偏多或偏少的异常分布;第二模态为低纬高原地区5月降水呈东西反向变化的异常分布,即当低纬高原东部5月降水异常偏多(偏少)时,低纬高原西部5月降水则异常偏少(偏多)。低纬高原5月降水具有年际及年代际变化特征。在年际变化尺度上,5月降水最大正距平百分率超过95%,而最小负距平百分率低于-60%,降水距平百分率超过 $\pm 40\%$ 的年份在40年的研究样本中占了13年,而低纬高原5月降水的这种显著年际变化极易给该区域造成严重的初夏干旱及洪涝灾害。在年代际尺度上,低纬高原大部分区域5月雨量在20世纪40年代末50年代初以及90年代中期发生了变异。20世纪40年代末以前以及90年代中期以后,为5月雨量偏多的时期;40年代末至90年代中期为5月雨量偏少时期。而20世纪30年代末期到80年代中期,5月雨量具有明显下降趋势,80年代后期又呈现上升趋势。许多研究者对造成低纬高原初夏5月雨量异常的天气气候成因进行了详细分析。大量研究指出,热带太平洋海表温度异常强迫对同期低纬高原初夏5月降水存在显著影响。严华生等(2002,2005)研究表明,前期热带海温异常对云南初夏干湿转换的季节雨量有明显的影响,云南汛期雨量与前期高度场和海温场存在显著的遥相关关键区。张小玲等(1999)研究发现 El Nino 发生时,云南5~6月降水偏少。随后,琚建华等(2003)的研究进一步指出,云南初夏降水与 Nino3 区的前期或者同期海表温度均存在一定的相关关系,即在 El Nino(La Nina)年,云南地区初夏降水容易偏少(多),整个云南地区雨季有后(前)移的可能性。张云瑾等(2008)研究指出,初夏5月云南降水对 ENSO 有很好的响应,而在夏季6~8月,印度季风环流会干扰云南降水对 ENSO 的响应。在热带海温强迫下,北方冷空气与南方暖湿气流相互作用是造成低纬高原初夏5月雨量多寡的重要天气气候成因(晏红明等,2001;琚建华等,2003);中南半岛地区和孟加拉湾夏季风爆发的早迟与云南雨季开始的早迟以及雨量多少有显著的正相关关系,而南亚季风对云南5月强降水天气的影响大于南海季风(郑建萌等,2005;刘瑜等,2007)。陈艳等(2006)还进一步探讨了水汽输送对云南夏季风爆发及初夏降水异常的影响,指出云南5月降水量显著的年际变化与大尺度水汽输送异常密切相关。杨亚力等(2011)研究进一步指出,孟加拉湾气旋环流异常增强所导致的向云南地区的水汽输送的显著增加对云南初夏5月降水异常起着决定性的作用。汤阳等(2013)在综合考虑了海表温度场、水汽通量及水汽通量散度场以及低纬高原5月降水场的协同变化关系基础上,应用扩展奇异值分析方法研究了中国低纬高原区5月降水、中国低纬高原相邻区域水汽通量及其散度场和全球海表温度场年际变化之间的关系。分析结果表明,中国低纬高原区5月降水、中国低纬高原及其相邻区域5月水汽通量及其散度场与1~5月的海温异常场之间都具有很好的相关性。海表温度异常型造成中国低纬高原区5月降水异常的物理过程为:当前期1月至同期5月印度洋、西太平洋和东太平洋海表温度距平呈“-、+、-”(“+、-、+”)的纬向异常三极模或负位相的 ENSO“Modoki”异常分布时,中心位于孟加拉湾的异常气旋式环流将孟加拉湾的异常偏多(少)水汽输送至中国低纬高原区,且中国低纬高原区处于水汽的异常辐合(散)区和大气环流的异常上升(下沉)区,相应的5月降水偏多(少)。此外,热带对流活动异常、MJO 以及季节内振荡 ISO(intraseasonal oscillation)与低纬高原初夏5月降水之间也均存在密切联系。琚建华

等(1999)研究指出,当前期南海及孟加拉湾地区的对流活动旺盛时易造成低纬高原初夏5月降水偏多,反之低纬高原初夏5月降水偏少。吕俊梅等(2012)通过对云南一次极端干旱事件研究指出,热带中东印度洋MJO指数表现出持续维持正值的变化特征是导致2009~2010年云南发生秋冬春连旱事件发生的重要原因之一。李汀等(2012)研究证实了MJO与低纬高原5月降水存在密切联系,指出MJO主体在东传过程中,激发了热带对流在孟加拉湾和中国南海两条通道上的北传,强盛的水汽输送和两个海区气旋环流的有利配置可能是造成云南5月降水的一个主要因素。以上的研究多从热带外源强迫变异及其引起的大尺度环流异常角度出发研究低纬高原初夏5月降水异常的成因。位于北半球中高纬地区的积雪作为气候系统中一个重要的组成部分,对于全球和区域气候的形成及其异常的维持和发展起着非常重要的作用。因此,揭示中高纬积雪异常对低纬高原气候变化的影响也具有十分重要的意义。何媛等(2013)利用美国大气海洋局环境卫星数据和信息服务部提供的1973~2009年北半球雪盖面积资料以及低纬高原地区的5月降水资料,对北半球春季雪盖面积与云南省5月降水的关系进行研究。结果表明,北半球春季雪盖与云南省5月降水密切相关,当北半球雪盖面积增加时,云南省西部地区降水偏少,东部地区降水偏多,呈现出东西分型的空间分布特征。北半球春季雪盖异常造成云南5月降水异常的物理过程为:当北半球春季雪盖面积偏大时,北极涛动(arctic oscillation, AO)多呈现负位相分布特征,中纬度出现东风异常,云南省西部地区受异常反气旋控制,降水偏少,而其东北部受副热带高压外围的东南暖湿气流影响,降水偏多。由于北半球春季雪盖异常与云南5月降水的相关关系存在较好的持续性,可以将春季北半球雪盖面积异常作为影响低纬高原5月降水的稳定预测因子,应用于短期气候预测中。

1.2.2 印太暖池变异对低纬高原汛期降水的影响研究

夏季(6~8月)是低纬高原的主汛期,低纬高原夏季降水的多少直接影响来年的工农业生产及生活用水。因此,国内学者针对低纬高原夏季降水演变规律也开展了深入研究。王宇等(1996)、段旭等(2000)、段长春等(2007)和刘瑜等(2010)对低纬高原夏季降水的年际、年代际变化及区域分布等时空分布特征进行了概括分析,结果表明:低纬高原夏季降水异常空间分布具有较好的一致性,具体表现为整个低纬高原地区夏季降水呈现一致偏多或偏少的异常空间分布。低纬高原夏季降水随时间具有显著的年际和年代际变化,近45年来,低纬高原夏季降水呈现逐渐减少的趋势,减少率为415mm/10a,且低纬高原夏季降水在1971年前后发生了由多至少的突变。由于低纬高原南面是孟加拉湾和南海海洋,夏季同时受到印度洋西南季风和东亚季风以及两大洋的热力影响。国内大量学者从亚洲季风变异及热带海温异常强迫的角度对低纬高原夏季降水异常的气候学成因进行了研究。据建华(1997)、刘瑜等(2006)的研究指出,亚洲季风对云南降水有重要作用,季风环流圈强,夏季风强大,则低纬高原夏季降水偏多,反之,则降水偏少,低纬高原6~9月降水与西南季风的关系密切。亚洲季风变异使得印度洋及太平洋地区输送至低纬高原区的水汽的时空分布产生变化,进而将导致低纬高原夏季降水出现异常。曹杰等(2009)在定义太平洋和印度洋水汽影响边界及其交汇区的基础上,辨识出北半球夏季太平洋和印度洋水汽交汇区的具体地理位置,以及交汇区中太平洋和印度洋水汽的空间分异规律。结果

表明:6月、7月和8月太平洋水汽影响边界基本位于印度洋和太平洋的地理分界线,即 100°E 附近。印度洋水汽影响边界都在太平洋上,并随着时间的推移有逐渐东扩的趋势。太平洋和印度洋水汽交汇区位于西至 97.15°E 、东至 142.15°E 的东亚地区。夏季印度洋和太平洋水汽交汇区中,太平洋净水汽贡献率向西向北呈逐渐减少的趋势;印度洋净水汽贡献率的空间分异规律较太平洋的复杂,但大致向东向北呈逐渐减少的趋势;位于我国低纬高原纵向岭谷区的水汽主要来源于印度洋。随后,Cao等(2012)进一步利用相当位温能识别湿气团来源的特性,客观定义了印度夏季风和东亚夏季风交界面,并获得了近地等压面层印度夏季风和东亚夏季风交界指数。当夏季东亚季风强而印度季风弱时,印度夏季风和东亚夏季风交界指数偏高,印度夏季风和东亚夏季风交界位置偏东,低纬高原地区夏季降水呈现西少东多的空间分布特征;反之,当夏季东亚季风弱而印度季风强时,印度夏季风和东亚夏季风交界指数偏低,印度夏季风和东亚夏季风交界位置偏西。低纬高原地区夏季降水呈现一致偏少的分布特征。对于短期气候预测而言,海洋扮演着非常重要的角色,特别是 ENSO 现象被认为是迄今为止所发现的高于气候噪声水平最强的海气耦合信号。早在 1950 年吕炯就注意到西北太平洋的海温异常与长江中下游旱涝的联系,此后许多作者都致力于寻求与我国降水密切相关的异常海区,这些海区有阿拉伯海(陈烈庭,1991)、印度洋、南海(邓爱军等,1989;罗绍华等,1986;张琼等,2003;金祖辉等,1986)、亲潮区、黑潮区、西太平洋暖池(秦正坤等,2006;张启龙等,1999)、赤道东太平洋(陈烈庭,1977)等。我国低纬高原夏季降水与一些海域之间 SST 的变化也存在密切联系。刘丽等(2011a)分析了 ENSO 发展和衰减阶段对云南夏季降水异常的影响。结果发现:云南夏季降水异常分布对 ENSO 发展和衰减阶段的响应存在明显差异。处在发展阶段的 El Niño 事件会导致云南夏季大部分区域降水偏少;处在衰减阶段的 El Niño 事件会导致云南夏季降水呈现东少西多的分布;处在发展阶段的 La Nina 事件会造成云南夏季大部分区域降水偏多,并且云南夏季降水异常对该阶段的响应最明显;处在衰减阶段的 La Nina 事件会造成云南夏季大部分区域降水偏少。造成这种差异的主要原因是 ENSO 的发展和衰减阶段对夏季低纬度大气环流的影响存在显著差异,特别是对副热带高压和夏季风强弱的影响显著不同,La Nina 事件的发展阶段可作为影响云南夏季降水的一个强信号因子。刘丽等(2011b)对低纬高原汛期强降水事件年代际变化规律进行分析,结果表明:低纬高原区汛期强降水事件的年代际变化不仅体现在强降水发生的总次数上,也体现在发生的密集度上。西太平洋和东印度洋暖池海温状况可能是造成低纬高原汛期强降水事件发生的重要原因,西太平洋暖池和东印度洋暖池海表温度偏高(低)→西太平洋暖池、南海、孟加拉湾和阿拉伯海的对流增强(减弱)→印度夏季风和东亚夏季风偏强(弱)→印度夏季风和东亚夏季风向低纬高原区输送丰沛(稀少)的水汽→低纬高原汛期强降水事件多(稀)发。袁俊鹏等(2013)对印度洋热含量变化与低纬高原夏季降水异常关系进行了研究。结果表明,印度洋热含量与中国低纬高原夏季降水存在一定联系,主要显著相关区位于云南北部和东部地区。当印度洋暖池热含量异常偏高时,暖池区域持续的异常加热作用使西太平洋副热带高压异常西伸,异常暖湿的西南风经由孟加拉湾上空可直接输送至低纬高原北部及东部地区,造成以上区域降水偏多;当印度洋暖池热含量异常偏低时,西南风水汽输送带较弱,水汽无法穿越山脉输送到低纬高原区,造成低纬高原区域降水偏

少。杨竹云等(2013)研究发现,前期1~5月南半球海表温度对云南汛期降水异常有影响的关键时期和关键海区,显著关键海区主要位于南半球西风漂流区的东南印度洋、澳大利亚南部、东太平洋的智利和秘鲁西海岸及西南大西洋的麦哲伦海峡。在东太平洋秘鲁寒流区的暖位相期,孟加拉湾地区的季风和赤道印度洋附近的越赤道气流及印度洋的西南季风减弱,低纬高原夏季降水偏少,反之越赤道气流及印度洋的西南季风将增强,低纬高原夏季降水偏多。Cao等(2014)发现类副热带印度洋偶极子模(subtropical Indian ocean dipole, SIOD)是影响低纬高原夏季降水的主要的外部热力强迫。在类SIOD模处于正位相的夏季,海面温度异常导致热带印度洋对流层低层辐散,热带西南印度洋和阿拉伯海低层辐合。在阿拉伯海上的辐合会引起孟加拉湾东海岸的辐散风中东风分量异常,热带印度洋上的辐散会改变两半球间垂直环流并产生下沉运动,并使印度半岛的旋转风分量发生气旋性异常。辐散、旋转风异常和加强的两半球间垂直环流,三者结合的效果加剧了东风异常,并且减弱了孟加拉湾北部的气候态的水汽输送。因此,在低纬高原地区出现异常的水汽辐散和偏少的降水。反之,在类SIOD模负位相时,低纬高原地区出现异常的水汽辐合,降水偏多。类SIOD模的维持及其对低纬高原夏季降水的影响可用蒸发-风反馈机制解释。此外,关于低纬高原夏季降水的气候成因研究方面,一些学者还指出青藏高原积雪(赵红旭,1999)、太阳活动(段长春,2008)等外源强迫因子变化与低纬高原夏季降水之间也存在一定联系。

1.3 低纬高原气象地质灾害

滑坡泥石流是暴雨引发的地质灾害,对人类社会的影响已成为一个不可忽视的环境难题,其危害已成为仅次于地震的第二大自然灾害。为了满足社会经济可持续发展的需要,有效减轻地质灾害对人民生命财产的危害,国土资源部和中国气象局于2003年4月7日签订了《国土资源部和中国气象局关于联合开展地质灾害气象预报预警工作协议》,并于2003年开始在汛期中央电视台天气预报节目中播出地质灾害气象预报预警结果,取得了良好的社会效益。近年来,各省(市、自治区)也纷纷响应,积极开展此项工作。

低纬高原地区地质环境和地理条件复杂,气候的时空差异大,特别是位于低纬高原区的云南省是我国遭受滑坡泥石流灾害最严重的省份之一(中国气象局预测减灾司,2004)。据不完全统计,20世纪80年代以来,云南省每年因滑坡、泥石流灾害造成的经济损失平均在2亿元,个别多雨年份,如1986年、1989年、1990年经济损失超3亿元;平均每年造成的死亡人数在200人以上。近5年来,云南省的滑坡泥石流灾害的发生呈上升趋势。例如,2002年8月12日,盐津县大暴雨诱发的滑坡泥石流灾害造成26人死亡,3人失踪;2002年8月14日,新平县因暴雨造成滑坡泥石流,导致40人死亡,23人失踪,33人受伤;2004年7月4日20时至5日20时德宏州的盈江县、陇川县和瑞丽市普降特大暴雨,引发了泥石流灾害,造成19人死亡和重大经济损失;2007年7月19日腾冲县发生的泥石流灾害,造成29人死亡;8月7日泸水县六库镇石缸河村发生的滑坡灾害造成8人死亡和7人受伤;2008年10月24日至11月2日云南楚雄州的滑坡泥石流灾害造成107.6万人受灾,因灾死亡40人,失踪43人,受伤9人,紧急转移安置受灾群众4.51万人,电

力、交通、水利、通信等基础设施不同程度受损,因灾直接经济损失 5.92 亿元,等等。随着云南省社会经济的发展,资源开发速度加快,工矿企业、公路、水利电力等建设规模迅速扩大,滑坡泥石流灾害发生的频率和强度日趋增大,而人们治理灾害的速度远远跟不上灾害发展的速度。大量事实表明,滑坡泥石流灾害已对经济发展及人民生命财产安全构成了严重影响,已成为云南省社会经济持续发展的限制因素之一。

根据“九五”期间唐川等(2003)建立的云南省滑坡泥石流灾害数据库系统的资料显示,云南省现有灾害性的滑坡泥石流点 5039 个,其中滑坡灾害点 2018 处,泥石流沟 2496 条,崩塌 525 处,这些灾害点直接危害或威胁全省 35 个县(市),160 多个乡镇,3000 多个自然村,150 余个大中型厂矿,480km 铁路,3000 多千米公路。有东川、漾濞、洱源、大理、德钦、维西、巧家、彝良、盐津、南涧、弥渡、云龙、镇康、保山、六库、贡山、泸水、福贡、兰坪、镇源、梁河、金平、云县、麻栗坡、元阳等 35 个市、县级城市受滑坡泥石流的危害与威胁,占云南省市、县级城镇总数的 1/4;1986 年以来,因滑坡泥石流灾害撤销了碧江县制,搬迁了元阳、耿马、镇沅和西盟 4 个县。随着社会经济的发展和云南山区自然资源的开发,相应的,云南省域滑坡泥石流灾害还将进一步发展。云南省政府每年用于滑坡泥石流灾害防治的经费达 1000 万元左右。可见,对云南省域滑坡泥石流进行系统研究,对云南省域滑坡泥石流未来趋势进行预估,是云南经济持续发展所迫切需要的,也能够为云南省的防灾减灾提供重要依据。

由于区域性滑坡泥石流具有复杂性、多样性与不确定性,而且其形成条件、诱发因素具有随机性与非稳定性的特征,往往防不胜防、难以预测,这方面的研究进展比较缓慢,尚有许多技术问题没有完全解决,所以区域滑坡泥石流的预测预报是科学界公认的尖端课题。如何预测和预报这类自然灾害现象,成为一个国际性的研究热点和难点。滑坡泥石流的发生主要受地质、地貌、人类活动、降水等因素的影响。已有很多研究指出降水是滑坡泥石流灾害发生的重要触发条件;人类活动在不同程度上影响了斜坡的稳定,促进了滑坡泥石流灾害的发生。在对滑坡泥石流的预测预报中,人类活动及降水对滑坡泥石流的发生有重要作用。

1.3.1 滑坡泥石流与降水关系的研究现状

水源条件(暴雨)是滑坡泥石流产生的三个基本条件之一,是滑坡泥石流发生的重要触发条件。长期以来,国内外学者对两者之间的关系进行了较广泛、较深入的研究。

国外研究者 Caine(1980)、Brand 等(1984)、Larsen 等(1993)、Kay 等(1995)、Wilson 等(1995)、Finlay 等(1997)研究指出,滑坡泥石流的发生与高强度的降雨密切相关。他们基于降水强度和持续时间的监测,确定区域诱发滑坡泥石流的经验阈值,并在世界许多地区得到应用。1985~1995 年,美国地质调查局和美国国家气象局合作,在加利福尼亚州旧金山湾地区,通过对该区域滑坡的深入研究,建立了不同地段(即不同地质环境)降水量和滑坡发生的关系,在此基础上开发和运行一套降水诱发滑坡的预警系统,为公众发布区域滑坡预警,并于 1986 年的暴雨滑坡预报中得到应用(Keefer et al., 1987)。Brand 等(1984)对香港近 20 年的滑坡灾害与降雨资料进行了对比分析,结果表明,香港绝大多数滑坡是由短历时强降水诱发的,这些滑坡发生时间与最大的小时降水量时间同步,指出利

用 24h 降水量预测滑坡具有很重要的意义。Wieczorek(1987)的研究表明,暴雨强度及持续时间引发旧金山地区的泥石流灾害,持续强降水加大渗水压力引发泥石流。Iverson(2000)研究了降水渗透对滑坡启动的作用。Au(1993)研究指出,香港降水强度、范围以及城市化程度决定了滑坡灾害的规模。Guzzetti 等(2007)对欧洲中部和南部滑坡启动的降水阈值进行了研究。Cannon 等(2008)研究了美国西南及南部滑坡泥石流产生的强降水条件。

国内学者对降水与滑坡、泥石流的关系结合中国各个地区的实际情况也作了许多研究,钟敦伦等(1984)指出,我国东北地区当 3 日雨量超过 300mm,其中当日雨量大于等于 150mm 时,可激发泥石流。孟河清(1986)指出,宝成铁路沿线,在当日雨量大于等于 70mm 时,便可导致多沟爆发泥石流。谭炳炎(1990)研究指出暴雨泥石流是在降水的作用下,坡面产生地表和地下径流,改变了土壤的稳定状态,形成局部地区的崩坍、滑坡、浅层崩塌等,汇流后以高含沙水流或泥石流等形态向下游输移形成的。降雨能级和泥石流可能发生的规模以 $H_{(24)}$ 、 $H_{(60)}$ 和 $H_{(10)}$ 等参数确定,提出了发生泥石流的临界雨量值。崔鹏(1991)对泥石流启动条件及机理进行了实验研究。杜榕恒(1991)对三峡地区 1982 年 7 月暴雨诱发的 80 多个典型滑坡进行研究,得出了暴雨触发滑坡的临界降雨强度。陈亚宁(1992)在对天山阿拉沟的泥石流研究中发现,当 15min 降雨强度达到 21mm 时会导致泥石流发生。谭炳炎(1994)、朱平一等(1996)、谭万沛等(2000)对降雨同泥石流发生的关系做了研究,并用降雨资料对泥石流的发生进行预测。张先发等(1995)在对长江三峡库区 1982 年 7 月暴雨诱发的 80 多个典型滑坡的发生时间和降雨历时的统计分析中发现,在暴雨开始之后 10~12h 就开始出现滑坡;暴雨开始之后 24h 内产生的滑坡约占总滑坡的 16%;暴雨开始之后 28~30h 出现大量滑坡,而且有一些大型和巨型滑坡开始出现;在降雨后 48h 内产生的滑坡约占 77%;在降雨后 72h 内产生的滑坡约占其总数的 85%。李晓(1995)对重庆一带地质、地貌特点和降水侵蚀强度等进行研究,分析了当地发生地表侵蚀或触发滑坡灾害的降水强度变化规律。崔鹏等(2003)根据蒋家沟实测降雨资料,结合泥石流观测,分析泥石流形成的降雨组成和前期降雨对泥石流形成的影响。发现雨季不同时期土体含水量差异较大,而且在不同时期激发泥石流的短历时雨强也不同;刘希林等(1995,2003)、唐邦兴(2000)、胡卸文(2001)、王裕宜等(2003)、费祥俊等(2004)、张书余(2005)也研究了降水在滑坡、泥石流发生及其预测中的作用。杨顺泉(2002)指出,湖南省滑坡灾害发生的降水临界值为日雨量大于 120mm,小时降水量大于等于 40mm;谢剑明等(2003)研究指出,浙江省非台风区,当日降水量为 60mm 和 130mm,有效降水量为 150mm 和 225mm 时,滑坡高易发区和滑坡中易发区的滑坡点密度都有明显增加;在台风区,当日降水量为 90mm 和 150mm,有效降水量为 125mm 和 275mm 时,滑坡高易发区和滑坡中易发区的滑坡点密度都有明显增加。周国兵等(2003)对重庆市 20 世纪 70 年代以来 153 个滑坡个例进行统计,发现降水诱发的滑坡占 96.7%。其中,24h 降水量是诱发山体滑坡的最主要因素,同时也与连续降水的累计值有关。单九生等(2004)通过分析大量的滑坡资料和气象(雨量)数据,研究和探讨了滑坡的发生与降水特征之间的关系,发现滑坡的发生与近 3 天内的降水强度、过程降水总雨量、降水的持续时间等关系十分密切。建立了一个用日综合雨量预测滑坡发生的数学统计模型,并对江西省 2002 年 3 次重大滑坡