

文章编号:1006 - 7639(2003) - 04 - 0059 - 07

干旱区天气、气候数值模拟的研究进展

隆 霄¹,王澄海¹,郭江勇²,刘 海³

(1. 兰州大学资源环境学院,甘肃 兰州 730000;2. 中国气象局兰州干旱气象研究所,甘肃 兰州 730020;
3. 青海省气象局,青海 西宁 810001)

摘要:干旱区的气候模拟有着很强特殊性。气候模式是研究和探讨干旱区形成物理机制的有效手段和工具。介绍了近年来国内外干旱气候数值模拟和试验的研究与进展,总结和评述了陆面过程中地表反照率、土壤湿度、植被状况的参数化和对气候的影响,讨论和阐述陆面过程在气候模拟中的重要性。对干旱区的气候和天气灾害的数值模式模拟研究作了一些评述,并对干旱区数值模拟的有关问题进行了讨论和展望。指出干旱区陆面过程的深入研究和干旱区陆面参数的标定,是改进干旱区气候模拟的重要途径。

关键词:干旱气候;数值模式及模拟;陆面过程;灾害天气

中图分类号: P456.7

文献标识码: A

引言

干旱是人类面临的危害中最大的自然灾害之一,也是对自然和人类生存环境最具摧毁力的灾害性事件。据不完全统计,在人类受到的各种自然灾害侵害造成的损失中由气象灾害造成的占 85%,而在气象灾害中干旱造成的损失约占 50%^[1]。干旱造成的危害之所以如此严重是由于干旱持续时间长,面积大。例如北非的南撒哈拉干旱从 1968 年开始持续了 26a,造成几十万人死亡,数百万人迁徙,同时也引发了战争和瘟疫,仅 1984 年就有 22 个国家 2.5 亿人受灾^[2]。在我国由于干旱造成的灾害也是非常严重的,例如 1928~1930 年,我国西北地区连续 3a 干旱,造成陕西和甘肃两省死亡人数达到 600 万(保守统计数字),致使农村经济濒临破产,社会风气因之恶化^[3];解放后的 1956~1961、1972、1995、1997 年我国也出现过大规模的干旱。此外严重的干旱也必然会带来人类水资源的危机,20 世纪 80 年代以来,我国华北的严重干旱导致京津冀地区出现了严重的水危机^[4]。加之 20 世纪以来,随着人口的迅速增长带来的人类生活和生产的频繁活动对自然环境造成了巨大的影响和干扰,导致水源枯竭,

植被破坏,大大加快了沙漠蔓延和土地沙化的进程。现在沙漠面积已经占地球陆地面积的 1/5,而我国的沙漠戈壁及沙漠化的土地面积已经超过 150 万 km²,正在受到土壤风蚀和沙漠化的国土更是占到全国土地总面积的 1/2,并且干旱区的荒漠化面积有逐步扩张的趋势。因此,深入研究干旱灾害形成的物理机制、制约因子和发展变化,以便对可能出现的由干旱引起的恶性环境做出及时预测和采取相应的对策,具有重要的理论和实践意义。

1 干旱形成的理论研究

人们对于干旱带来的灾难认识很早。就时空大尺度而言,由于太阳辐射的不均匀形成的地球大气的三圈环流中,南北半球的副热带地区位于 Hadley 环流的下沉带,在这些区域存在气压场或位势高度场的相对高值区,即是所谓的“副热带高压带”,其向极地一侧为西风带,向赤道一侧为东风带。平均而言,副热带是一条环绕全球的干旱带,沿着该带集中了世界上绝大部分的沙漠地区。这是干旱带形成的最初理论解释,也在一定程度上解释了干旱带的形成。然而这并不是一个完全合理的解释,因为在

收稿日期:2003 - 07 - 25;改回日期:2003 - 09 - 25

基金项目:“国家重点基础研究发展规划项目(G1999043408)、国家自然科学基金重点项目(90202014)、亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响(ZKCX2-SW-210)基金资助。

作者简介:隆霄(1972-),男,陕西扶风人,讲师,主要从事中尺度数值模拟研究。

中纬度的一些地区却出现了雨量丰沛的季风区,如东亚季风区、非洲季风区、南美季风区和澳大利亚季风区等。因此,又有一些学者认为干旱区气候的形成是由于干旱区地处大陆腹地、远离海洋,同时由于山脉的屏障作用,水汽很难到达所致^[5],这种理论虽然解释了干旱区一般处在非季风区,但也不能完全解释干旱的形成机理。因为如果这种解释成立的话,那么即使没有地形在这些地区也应该是干旱区,然而已有的理论研究和观测事实表明,像青藏高原、落基山脉等大地形对区域甚至是全球的气候和天气的形成有非常重要的影响。例如 Briccoli 和 Manabe (1992 年)^[6]利用 GFDL 的 GCM 谱模式研究了地形对北半球干旱气候的影响,发现地形对北半球的干旱形成非常重要,有地形的模式积分可以模拟出与观测极相符的亚洲中部及北美内陆的干旱气候,而没有地形时在这些地区却为湿润气候。

干旱的监测和预测也是一个具有挑战性的工作。人们最常用的是通过对干旱发生的自身规律的研究,如 Palmer 等指数及其各种修正指数、韵律、周期、AVHRR 的反演和监测等等,取得可喜的成果。

上述干旱理论的基础实际上是假定气候是大地形、大尺度、定常大气波动的产物。然而,干旱的年内变化、发生频率和干旱的剧烈程度使这些理论受到了严峻的挑战。

20 世纪 70 年代后期,Charney 通过数值模拟指出,撒哈拉干旱区反照率的变化进一步加剧了干旱的发生,今天看来,他的这个结果过分的强调了地面反照率对气候变化的负反馈作用,但是,却引起了人们对叠加在大尺度、准定常的气候系统上的扰动反馈作用的注意。尤其是近年来提出的地球气候系统的概念,更加强调了生物-地球物理反馈机制在干旱气候中的作用。由此看来要对干旱气候的形成机理作深入的研究还需要通过其他手段来进行。

关于干旱气候的模拟研究很多,但根据研究的方向和关注的问题不同可以分为两个主要的方面:第一是关于大气环流的整体研究,如海气相互作用、大地形的影响等的数值试验;第二是关于数值模式中陆气相互作用的研究。本文着重介绍第二方面近年的工作,对干旱气候模拟陆面过程的理论做简要论述和介绍,对大尺度环流和定常外源如地形、海陆分布、海洋与干旱的关系研究不做深入的讨论。

2 干旱气候的数值模拟研究

干旱是气候系统本身,外部强迫以及人类活动共同作用的结果。这些系统之间存在着非常复杂的非线性相互作用,一般地,气候系统以外源强迫,指数循环,不同气候基本态之间的转换,长生命的闭合涡旋、孤立子和偶极子,波相互作用,高频瞬变波的强迫激发等机制的相互作用。数值模式及其模拟技术的发展使我们能够利用数值模式来研究干旱区气候形成的机理机制。

关于对气候系统基本态的认识和大尺度的数值模拟研究已经相对成熟和完善,并且已做了大量的工作。近年来,人们的关注点已转移到地球系统的圈层相互作用上。尤其是陆面过程的研究,尽管陆地仅占地球表面的 30%,但是,由于人们的主要活动范围和形式在陆地,人类活动能力的日益增强、活动范围的日益扩大,对气候的扰动日益引起了人们的关注,这种扰动往往在生态环境相对脆弱、人类活动剧烈、农牧交错演替频繁等地区会发生放大和不稳定,是气候变化的关键区。因此,气候模拟在近年来主要在陆面物理过程的参数化、土地利用、水资源开发、植被的保护和合理采伐等方面^[7]。当然,上述过程的变化都和太阳辐射的吸收和反射紧密相联系。

2.1 反照率的研究

地表反照率通过地表辐射平衡,决定着土壤吸收和储存热量的多少,影响着地表感、潜热与大气之间的水热交换。因此,地表反照率对局地气候有着显著的影响。Charney (1975 年)针对 Sahara 沙漠提出了一个沙漠化的理论机制:在 Hadley 环流下沉气流的背景下,那里本来就干旱少雨,过度的放牧使得反照率增大,使其较四周反射掉更多的太阳辐射,而晴空少云和地面高温又造成更多的红外放射,从而形成与四周相比是一个辐射热汇,净辐射变小,为了维持热力平衡,该地区的空气就要下沉,从而加强了 Hadley 环流的下沉支,下沉气流又加强了干旱,使植被进一步退化,造成土地沙漠化。Charney, Jule, Quirk, William J, Chow, Shu - hsien, Kornfield, Jack. (1977 年)^[8]等在非洲、亚洲和北美的沙漠边缘和接近季风区各取两个半干旱区(共 6 个地区),对比研究上述几个地区中的反照率变化对降水影响的数值模拟结果,同时,在降水对地表水文的敏感性试验中,分为两组不同的蒸腾(一组取较过量蒸发、另一组为微量蒸发忽略)参数化和反照率组合。结果指出,在过量蒸发的情况下,当反照率从 0.14 到

0.35 变化时,在 3 个沙漠区和 2 个季风区的降水都出现了减少。而在微量蒸发的情况下,当反照率增加时,3 个半干旱区中只有一个区域(Sahel)出现了较为明显的降水减少。这说明蒸发率的变化和反照率的变化同样重要。因此,反照率的增加和蒸发对降水减少的机制为:在蒸发发生的情况下,开始,反照率的增加导致了地表对太阳辐射吸收的减少,因此进入大气的感热输送减少、潜热增加,其结果导致了对流云的减少以补偿到达地面的太阳辐射的反照率增加,减少了向下的长波辐射通量,由此引起地面对辐射的净吸收和随之的向下长波,而当没有蒸发时,地表反照率的增大会引起进入土壤的辐射通量的减少,从而引起对流云和降水的净减少。Sailor, David J. (1995 年)使用一个三维模式研究了 Los Angeles 市及其盆地地表的改变对局地气候的潜在影响,当 Los Angeles 城区的反照率增加 0.14 (整个盆地平均增加 0.08),夏季的温度减少最大达 1.5^{°C}。反照率增加的这个量级,可以使边界层高度大约降低 50m,并且减少海陆风的深入和强度。当植被覆盖增加时,结果指出,通过合理改善地表状况,可以潜在的减少城市热能和大气污染大约 50%~60%^[9]。许多类似的试验结果表明,地面反照率的变化,对该地区和邻近地区的大气环流和气候都有很重要的影响,而且影响是多方面的^[10~12]。

2.2 土壤湿度参数化的研究

已有的研究表明,土壤湿度既是气候状态的基本属性之一,又对气候有显著的反馈作用。土壤湿度除了直接影响地气之间的水热交换,还对辐射、感热通量及大气稳定度造成影响。Oglesby, Robert J. 等运用 NCAR 的 GCM1.1 模式以 5 月距平场为初始场进行 10a 的积分,讨论春季土壤湿度、气候的自然变率和北美干旱之间的关系,指出北美干旱是一个固有的内在特征^[13]。在研究了 20 世纪 70~80 年代南撒哈拉干旱异常的持续性,Shukla & Mintz (1982 年)的数值试验指出,全球性土壤湿度的变化将引起极为显著的气候效应^[14]。

Pan, Z., Segal, M., Turner, R., Takle, E. (1995 年)通过发生在美国中西部地区的干旱年和洪涝年的一组对比数值模拟试验,研究了土壤湿度的变化对夏季降水的正负反馈作用。他们在 1988 年的干旱,假定一个短暂的地表湿度增加过程,增幅大约为 2 倍,然而,在农田这种相对较大降水的改变并不意味着降水的增加,因为原始的降水量极其小;

而在洪涝年(1993 年),取短暂的地表干旱,导致模拟降水量减少了 30%~40%,这种土壤湿度相对的减少,确实转化为相对降水量的减少^[15]。陈万隆等^[16]研究了半干旱区非均匀下垫面对边界气候影响的数值试验,结果表明,在夏季晴朗静风、无系统扰动,的情况下,温湿度为非均匀下垫面对边界层气候起着决定性的影响。江野等^[17]在考虑植被效应下利用二维的地气耦合模式研究了毛乌素沙漠的气候特征,当下垫面上层土壤水分呈盈余状态时,而下层水份呈亏空状态,上层水份由于地表作用和植被的蒸腾作用很快减少,加之下层土壤水份的亏空,底墒不足,很容易发生沙漠化。

类似的工作如 Namias J., Yeh, T. - C., Wetherald, R. T., Manabe, S.^[18~24]。必须指出,地面反照率,而土壤湿度不仅对大气环流和气候产生影响,土壤湿度和地面反照率之间存在的正(负)反馈作用,使得问题复杂化,特别当有植被存在时,问题更为复杂。

2.3 改变地表植被覆盖和调整土地利用格局对气候影响的研究

合理描述大气与植被、植被与土壤之间的水份和热量交换以及植被的物理和生理特征在气候模拟中是至关重要的。大气环流和气候变化就是在植被与土壤水份、地面反照率、大气之间存在的非线性过程中变化。Dirmeyer, Paul A. (1994、2003 年)^[25~26]等用一个耦合 BATS 大气环流模式研究植被和土壤湿度对中纬度干旱的效应,他们取理想海陆分布地形以去除气候变化的可能外源,陆地为草原覆盖、中心位于 44°N 的单一、平坦的矩形,进行了 4a 积分控制实验。结果表明,春季和初夏的静止植被大大减少了去除蒸发的耗散,这使局地气候更加夏季化,较小的土壤湿度、静态的植被,导致剧烈的干旱,量级上远远大于单一的、弱的土壤湿度,也远远大于二者单独效应的和。尽管短期的干旱更剧烈,潜在的植被阻止了土壤根植带的湿度减少,因此土壤湿度开始向盛夏返回。

Xue, Yongkang (1996 年)^[27]针对内蒙古地区草原在过去 40a 间加剧的荒漠化,用包含了包括生物模式的大气环流模式研究荒漠化的效应,探讨生物圈对东北亚草原的区域气候的反馈作用。在草原试验中,蒙古和内蒙古假定为草原,在荒漠化方案中,上述区域指定为沙漠。设计了 6 个不同的大气初始条件和荒漠化范围组成的试题。所有的试验都

积分 90d(6~8 月),考虑亚洲夏季风,初始时间为 6 月初到 8 月。实验表明,荒漠化明显地影响气候。荒漠化改变了水热平衡,荒漠化试验中蒸发受所在地域地表能量平稳的支配,在荒漠化地区及其南部地表上的对流潜热加热的减少,加强了对流下沉运动(或闰弱了上升运动),相应的季风环流减弱,降水减少。其中地面温度的变化主要集中在沙漠化地区,但降水以及大气的变化一直延伸到孟加拉湾。降水的变化主要是沿着季风传播的路径。

大量的试验表明,热带雨林的砍伐、草原退化加剧了干旱化的进程^[28~30]。如何合理利用自然资源,是干旱气候研究的另一个领域。

2.4 人类活动影响的研究

改善因社会经济快速发展引发的生存环境危机的紧迫性,以及提高人类管理自身活动能力的可能性,叶笃正、符淙斌(2001 年)提出了有序人类活动的概念^[31]。

符淙斌等人(2001 年)成功地将包含生态过程、水文过程和气候过程的区域气候模式运用于“退耕还林还草”这一有序人类活动的研究,讨论植被恢复到最大可能的理想状态后,区域气候环境和区域水文环境的变化。尽管这一研究还是初步的,因为研究有序人类活动的理想数值模式,应该是包括经济问题、社会问题和环境问题的“人类活动-气候环境模式”,这一模式将利用一个子程序包描述人类活动的强迫过程,估算评价任何一种人类活动-气候环境状态的总体效益,估算从一种人类活动-气候环境状态变化到另一状态时的成本及可行性。尽管这一模式目前还未完全建立,但回顾气候模式发展的历史(从大气模式 海气耦合模式 海陆气耦合模式 气候系统模式,是一个不断扩充模式内容和增加与气候相关子系统模式的过程),不难预测,在不久的将来,包含对人类活动强迫力描述的下一代数值模式将会出现。从而可以就给定的人类活动目标 and 现实条件,给出有序人类活动的最佳方案。

尽管目前已经有了气候系统模式(海-陆-气耦合模式),但要研究与荒漠化相联系的有序人类活动问题,还需要建立人类活动-生存环境模式系统,用于模拟和预测人类活动-生存环境系统演变的规律和机理,并进行人类活动的总体效益的评估和选择。在现有模式的基础上,还需要做以下 4 方面的模式系统发展工作:(1)像陆面过程参数化和发展陆面过程模式一样,发展人类活动过程参数化的子模

式系统,将政策强制性程度、参与人口数、参与比例、参与者文化程度指数、积极性指数、经济基础参数、劳动生产率等引入模式系统中,描述刻画规模化人类活动形成运作过程及其与自然环境演变的关系;(2)人类活动过程参数化的子模式系统与气候系统模式的耦合;(3)人类活动-生存环境系统总体效益的数量化评估系统,通过对模式中生态的、气候的、水文的状态参数的某种数学运算评估环境效益,通过对模式中投入产出过程的分析以及相关经济状态参数的估算评估经济效益,通过对人类活动过程参数化的子模式系统中的某些状态参数(如人类心理状态指数和行为指数等)的估算评估社会效益,并且可以进一步通过对社会效益、经济效益和环境效益的归一化集成分析,评估总体效益;(4)建立确定有序人类活动方案的选择系统,通过对多种可能的人类活动方案的模拟研究,诊断计算对应于每一种人类活动方案的参数集合与相应效益(包括三大效益及归一化集成分析后的总体效益),应用多目标参数优化技术,选择相对于目前我们认知水平和经济基础的最佳人类行为方式,最终确定针对某一问题的有序人类活动方案^[31]。

2.5 西北地区干旱的数值模拟研究

我国的西北地区地处青藏高原的北侧,西邻中亚的干旱区,从干旱形成的机理和环境,都有着独特性。我国的大气科学工作者在探讨干旱形成的规律和机理方面做了大量的工作,在南亚高压、高原低频波的研究富有特色和优势。尤其在典型干旱地区-黑河地区实施了大规模的场外试验,取到了一批珍贵的科学数据,为研究干旱机理提供了宝贵的资料。同时,在数值试验和模拟方面进行了一系列研究^[32]。

王咏青等^[36]利用谱方法求解半球球面正压无辐散涡度方程,计算了有无地形时干旱环流的强迫场,再一次证实了高原地形造成的强迫场对西北干旱形成的重要作用。叶笃正等^[32],徐国昌等^[33],郑庆林等^[34]分别从平均场特征和数值模拟研究指出了我国西北地区干旱形成的独特性。钱正安,吴统文等^[35]利用了修改后的美国 COLA 全球谱模式,并且考虑了较全的模式物理过程对我国夏季西北干旱的气候形成作了数值模拟,模拟结果表明,青藏高原的隆升和环流差异是形成西北干旱的重要因子,同时也证实了他们先前提出的西北干旱形成的物理图像。王澄海等^[37]运用 NCAR 的 LSM 模拟了典型

干旱区的陆面特征,认为在典型干旱区以感热为主,但在有降水发生的时候,潜热的重要性也是不可忽略。张强等^[38]利用陆气耦合中尺度模式研究了绿洲和荒漠相互作用下的陆面特征和地面能量输送特征,得到了与观测结果比较接近的结果,给出了干旱区的摩擦高度等有关物理参数。然而由于我国西北干旱地区广漠,观测站点稀少,尽管我国在干旱地区也进行了一些试验,如黑河实验(HIFFE)等的加强观测,得到了一些重要的研究成果^[39~40],相对于研究西北地区的干旱气候过程而言,这些观测资料还是存在明显不足。

利用气候数值模式也存在许多不足之处:(1)现有的数值模式只能用于短期气候预测,不能考虑时间尺度更长的气候因子的影响;(2)现有的气候模式积分时间不能太长,否则由于气候漂移等原因,会使模式的计算误差逐步放大,掩盖气候变化的真实信息;(3)我国西部的绿洲,内陆河流,草地等系统在不断的变化,有些内陆河流已经完全干涸,草地退化非常严重,这些变化还不能比较真实地在模式中体现;(4)干旱区土壤中的水份迁移和温度传输过程我们知之甚少,数值模式中的陆面参数大多沿用湿润地区试验得到,土壤水文过程中没有考虑气态水份的迁移;(5)现在的研究表明,人类活动对干旱的加剧作用非常明显,而人类活动极其复杂,不能利用一些简单的数学公式进行描述,自然也无法在数值模式中进行合理的描述。

3 干旱区灾害天气的数值模拟

干旱区的灾害天气主要有沙尘暴,暴雪,暴雨,冰雹等,它们是在干旱地区特殊的区域气候背景下发生和发展的。这些灾害性天气的发生对生态环境非常恶化的西北干旱地区来说无疑是雪上加霜,对这些地区人民的生命财产造成严重的危害。

3.1 沙尘暴 我国西北浩瀚的沙漠和沙地,在有利的大中尺度天气形势下,极易形成沙尘暴。特别是20世纪90年代以来,沙尘暴的出现频数明显增加,危害范围也逐渐扩大。Iwasaka等^[41]曾对亚洲沙尘暴云的输送空间尺度做了个例研究,程麟生等^[42],刘春涛^[43]曾利用PSU/NCAR的中尺度静力模式MM4对“93.5”黑风暴的发展结构和成因进行了中尺度数值模拟研究,陈伟民等^[44]也对“4.5”中国西北沙尘暴过程的中尺度低压过程进行了数值模拟研究。此后也有许多学者对西北地区沙尘暴的形

成机理作了深入的研究,这都在一定程度上揭示了沙尘暴的发展机制。虽然以前的模拟所采用的数值模式MM4的物理过程比较全面,模拟结果也比较理想,然而发生沙尘暴和黑风暴的过程都与强烈的天气过程相结合,使用静力模式必然有一定限制;更为重要的是,我们对发生的沙尘暴天气过程没有进行加强观测以期得到比较好的实际资料,这些对我们深入进行沙尘输送的有关过程的参数化以及风沙启动速度的理论分析和数值试验研究有着非常重要的意义。孙建华等(2003年)以高精度的GIS数据为基础,使用具有清晰风蚀物理学概念的起沙模式,成功的模拟出了2002年3~4月发生在西北的一次沙尘暴过程^[46]。实际上,沙尘运动和大气运动是属于两种不同属性的介质运动,沙尘暴的动力模型包括起沙与传输的动力机制^[47],在沙尘暴的形成过程中,对他们之间的相互作用我们仍然知之甚少。因此,我们必须开发和研制比较合理且实用的沙尘输送参数化及适合沙尘暴过程的数值模式,这样我们才能对沙尘暴形成的物理机制作深入的研究,以达到预期的效果。

3.2 暴雨 西北干旱地区的暴雨过程仍然是我们值得深入研究的另一个问题。这是由于干旱区主要位于黄土高原,黄土土质结构疏松,强降水会在地面形成冲刷力强的径流,毁坏稀疏植被,造成大量的水土流失。特别有意思的是,在西北极其干旱的毛乌素沙漠中出现了24h 1400mm的极值降水^[48],对于这次过程即使是利用现在比较好的中尺度数值模式,采用比较全的模式物理过程进行模拟研究,我们也可能得不到理想的结果。主要是由于现有的大多数中尺度数值模式对降水过程的处理(参数化或显式预报),可能不大适合于特别干旱的沙漠地区的降水过程,并且对于干旱地区的水汽来源问题也一直颇有争议。因此要做好干旱地区暴雨过程的数值模拟和预报还需时日。

3.3 暴雪 每年的冬春季节,我国西部的暴雪灾害也非常严重,暴雪主要发生在我国西部的四大牧区,造成的灾害也较为严重。邓远平等^[49],隆霄等^[50]利用中尺度数值模式对20世纪90年代的几次暴雪过程的模拟结果表明,现有的数值模式可以得到比较好的模拟结果。

4 小结及展望

4.1 气候模式可以解释干旱区形成的一些物理机

制。我国西北干旱的形成与青藏高原的存在有着明显的关系。然而现有的气候模式仍有着明显的不足之处。尤其在干旱区的陆面过程的描述方面,需要更多的观测和试验资料的分析研究,使之对干旱区的模拟更为合理。

4.2 陆面过程中诸参数中的非线性过程是气候变化中的重要形式。已有的模拟试验结果,对参数间的正负反馈作用作了定性分析,但缺少令人信服的量化分析。分析和研究陆面过程各参数的微物理过程,尤其在与稀疏植被相联系的土壤水分迁移的参数化方面的试验和实验,是认识陆面过程的重要途径。

4.3 目前气候模式中的陆面过程模式仍然沿用的是湿润地区发展起来的模式,不能很好的模拟干旱区的情况。发展适合干旱区陆面过程的陆面模式是值得重点研究的领域。

4.4 我国的西北干旱区,地处青藏高原边缘地区,地理上涵盖了寒区和旱区,干旱的发生机理具有非常强的特殊性,研究、发展、开发合适的陆面过程模式对全球气候系统模式的建立和完善至关重要。

4.5 利用比较完备的中尺度数值模式可以再现发生在我国西北干旱地区的沙尘暴、暴雪等灾害天气过程,但还有许多物理过程需要我们深入研究,对模式进行改进。而对于暴雨过程的模拟研究虽然还很少有人研究,但是可以预期现有的数值模式很难得到比较好的模拟结果,主要是由于现有模式的降水过程处理可能不适合于干旱地区的降水过程。

利用数值模式来研究干旱区的气候特征有助于我们深入地了解干旱形成的物理机制,并且对干旱做出比较准确的预测,为政府职能部门的科学决策提供依据,同时我们也可以利用比较完备的中尺度数值模式来研究在干旱区特殊的气候背景下的天气灾害,并及时地做好诸如沙尘暴、暴雪等天气灾害的预报,为干旱地区的减灾防灾以及人类可能面对的环境恶性演变做出对策。

参考文献

[1] Obasi G O P. WMO's Role in the international decade for natural disaster reduction[J]. Bull Amer Meteor Soc, 1994, 75(9): 1655 - 1661.

[2] Druyan L M. Progress in south Sahara drought research[J]. Int J Climatol, 1989, 9(1): 131 - 142.

[3] 沈社荣. 浅析 1928~1930 年西北大旱灾的特点及影响[J]. 固原师专学报, 2002, 23(1): 36 - 40.

[4] 钱正安, 吴统文. 干旱灾害和我国西北干旱气候的研究进展及

问题[J]. 地球科学进展, 2001, 16(1): 28 - 38.

[5] Leonard, Druyan M. 南撒哈拉干旱的研究进展.

[6] Briccoli, Manabe. The effects of Orography on midlatitude North hemisphere dry climate[J]. Journal of Climate, 1992, 5(11): 1181 - 1201.

[7] 王澄海. 气候变化与荒漠化[M]. 北京: 气象出版社, 2003.

[8] Charney, Jule, Quirk, et al. A Comparative Study of the Effects of Albedo Change on Drought in Semi - Arid Regions[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1977, 34(9): 1366 - 1385.

[9] Sailor, David J. Simulated Urban Climate Response to Modifications in Surface Albedo and Vegetative Cover[J]. Journal of Applied Meteorology, 1995, 34(7): 1694 - 1704.

[10] Laval K, Picon L. Effect of a Change of the Surface Albedo of the Sahel on Climate[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1986, 43(21): 2418 - 2429.

[11] Cess, Robert D. Biosphere - Albedo Feedback and Climate Modeling[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1978, 35(9): 1765 - 1767.

[12] Oerlemans J, Van Den Dool H M. Energy Balance Climate Models: Stability Experiments with a Refined Albedo and Updated Coefficients for Infrared Emission [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1978, 35(3): 371 - 381.

[13] Oglesby, Robert J. Springtime Soil Moisture, Natural Climatic Variability, and North American Drought as Simulated by the NCAR Community Climate Model 1 [J]. Journal of Climate, 1991, 4(9): 890 - 897.

[14] Shukla J, Mintz. Influence of land surface evapotranspiration on earth's Climate[J]. Science, 1982, 215: 1498 - 1501.

[15] Pan Z, Segal M, Turner R, et al. Model Simulation of Impacts of Transient Surface Wetness on Summer Rainfall in the United States Midwest during Drought and Flood Years[J]. Monthly Weather Review, 1995, 123(5): 1575 - 1581.

[16] 陈万隆, 陈宇能, 陈江. 半干旱区非均匀下垫面对边界层气候影响的数值试验[J]. 地理学报, 1992, 47(6): 536 - 544.

[17] 江野, 曹鸿兴. 考虑植被效应的二维地气模式及其对半干旱区气候的模拟[J]. 应用气象学报, 1996, 7(1): 69 - 75.

[18] Namias J. Surface - atmosphere interactions as fundamental cause of droughts and other climatic fluctuation[J]. Arid Zone Research, 1963, 20: 345 - 359.

[19] Yeh T - C, Wetherald R T, Manabe S. The Effect of Soil Moisture on the Short - Term Climate and Hydrology Change - A Numerical Experiment[J]. Monthly Weather Review, 1984, 112(3): 474 - 490.

[20] Koster, Randal D, Suarez, et al. Soil Moisture Memory in Climate Models[J]. Journal of Hydrometeorology, 2001, 2(6): 558 - 570.

[21] Meehl, Gerald A, Washington, et al. A Comparison of Soil - Moisture Sensitivity in Two Global Climate Models[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1988, 45(9): 1476 - 1492.

[22] Timbal B, Power S, Colman R, et al. Does Soil Moisture Influence Climate Variability and Predictability over Australia? [J]. Journal of Climate, 2002, 15(10): 1230 - 1238.

- [23] Delworth, Thomas L., Manabe, et al. The Influence of Potential Evaporation on the Variabilities of Simulated Soil Wetness and Climate[J]. *Journal of Climate*, 1988, 1(5): 523 - 547.
- [24] Xue Yongkang, Shukla, Jagadish. The Influence of Land Surface Properties on Sahel Climate. Part II. Afforestation[J]. *Journal of Climate*, 1996, 9(12): 3260 - 3275.
- [25] Dirmeyer, Paul A. Vegetation Stress as a Feedback Mechanism in Midlatitude Drought[J]. *Journal of Climate*, 1994, 7(10): 1463 - 1483.
- [26] Dirmeyer, Paul A. The Role of the Land Surface Background State in Climate Predictability[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2003, 4(3): 599 - 610.
- [27] Xue Yongkang. The Impact of Desertification in the Mongolian and the Inner Mongolian Grassland on the Regional Climate[J]. *Journal of Climate*, 1996, 9(9): 2173 - 2189.
- [28] Berbet, Meire L C, Costa, et al. Climate Change after Tropical Deforestation: Seasonal Variability of Surface Albedo and Its Effects on Precipitation Change[J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(12): 2099 - 2104.
- [29] Taylor, Christopher M, Lambin. The Influence of Land Use Change on Climate in the Sahel[J]. *Journal of Climate*, 2002, 15(24): 3615 - 3629.
- [30] Pielke R A, Dalu G A, Snook J S, et al. Nonlinear Influence of Mesoscale Land Use on Weather and Climate[J]. *Journal of Climate*, 1991, 4(11): 1053 - 1069.
- [31] 叶笃正, 符淙斌, 董文杰, 等. 有序人类活动与生存环境[J]. *地球科学进展*, 2001, 16(4): 453 - 460.
- [32] 叶笃正, 杨广基. 青藏高原及其周围地区的平均垂直环流[A]. 青藏高原气象科学实验文集[C]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [33] 徐国昌, 张志银. 青藏高原对西北干旱气候形成的作用[J]. *高原气象*, 1983, 2(2): 8 - 15.
- [34] 郑庆林, 燕启民. 青藏高原及其东北侧初夏干旱天气影响的数值试验[J]. *气象学报*, 1994, 52(1): 25 - 32.
- [35] 钱正安, 吴统文, 吕世华, 等. 夏季西北干旱气候形成的数值模拟 - 高原地形和环流等的影响[J]. *大气科学*, 1998, 2(5): 753 - 762.
- [36] 王咏青, 卓嘎. 青藏高原东北侧干旱的数值试验[J]. *南京气象学院学报*, 1999, 22(2).
- [37] 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 典型干旱区陆面过程模拟及分析[J]. *高原气象*, 21(5): 466 - 472.
- [38] 张强, 赵鸣. 干旱区绿洲与荒漠相互作用下的陆面特征的数值模拟[J]. *高原气象*, 1998, 17(4): 335 - 346.
- [39] 胡隐樵, 高由禧. 黑河实验(HEIFE) - 对干旱地区陆面过程的一些新认识[J]. *气象学报*, 1994, 52(3): 285 - 296.
- [40] 胡隐樵, 左洪超. 黑河实验(HEIFE)研究重大成果[J]. *中国科学院院刊*, 1996, 6: 351 - 447.
- [41] Iwasaka Y H, Minoura K, Nagaya. The transport and special scale of Asian dust - storm clouds: a case study of the dust - storm event of April 1979[J]. *Tellus*, 1983, 35B(3): 189 - 196.
- [42] 程麟生, 马艳. "93.5"黑风暴发展结构及不同模式分辨率的数值试验[J]. *应用气象学报*, 1996.
- [43] 刘春涛, 程麟生. 黑风暴的沙尘形成与输送参数化及中尺度数值试验[J]. *气象学报*, 1997.
- [44] 陈伟民. "4.5"中国西北沙尘暴过程中尺度低压的数值模拟[J]. *中国沙漠*, 1996.
- [45] 隆霄, 程麟生. "95.1"高原暴雪及其中尺度系统发展和演变的非静力模式模拟[J]. *兰州大学学报*, 2001, 37(2): 141 - 147.
- [46] 周秀骥, 徐祥德, 颜鹏, 等. 2000年春季沙尘暴动力学[J]. *中国科学(D)*, 2002, 32(4): 327 - 334.
- [47] 贺勤, 刘正奇. 毛乌素沙漠 - 世界沙漠暴雨中心[J]. *内蒙古气象*, 1996, 30(3): 5 - 15.
- [48] 邓远平, 程麟生. 三项云显示降水方案和"96.1"暴雨成因的中尺度数值模拟[J]. *高原气象*, 2000, 19(4): 401 - 414.

Developments of Study on Climate and Weather Numerical Simulation in Arid Area

LONG Xiao¹, WANG Cheng - hai¹, GUO Jiang - yong², LIU Hai³

(1. Lanzhou university, Lanzhou 730000, China; 2. Institute of Arid Meteorology, CMA, Lanzhou 730020, China; 3. Qinghai Provincial Meteorological Bureau, Xi'ning 810001, China)

Abstract: It has very intensive particularity in climate simulation on arid area. Climate numerical models are useful means and tools for study the physical mechanism of arid area's form. Developments on arid climate numerical simulations and experiments were introduced in this paper, and surface albedo, soil humidity and parameters of vegetation and their effects on climate were summarized. We also discussed the significance of land - surface process on climate simulation. And then we reviewed numerical studies on climate and weather disasters in arid area. Finally, it was pointed out that thoroughly studies on land - surface process in arid area and demarcate for parameters of land surface is an important approach to improve numerical simulation in arid area.

Key Words: drought climate; numerical models and simulations; land - surface process; weather disasters