

卫星观测的中国及周边地区闪电密度的气候分布*

马 明** 陶善昌 祝宝友 吕伟涛

(中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026)

摘要 雷暴和闪电活动的气候分布是一个地区气候的基本特征之一, 迄今对中国及周边地区闪电密度分布的实际情况尚缺乏详尽的了解. 基于星载 OTD (1995.4~2000.3) 和 LIS (1997.12~2003.3) 共 8 a 观测的闪电资料分析, 给出了这一地区 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 网格点的闪电密度分布, 仔细分析发现: (i) 喜马拉雅山系南北两侧平均闪电密度的比值达到 10 倍, 而中国陆地东部和西部平均闪电密度的比值为 3.5 倍, 闪电密度平均值随海陆距离和纬度呈现规律性的变化, 与年平均降水量的相应变化趋势一致, 说明青藏高原和由西向东的三级阶梯状的大尺度地形以及纬度是形成这个地区雷电活动气候分布总体特征的基本因素. (ii) 中国陆地闪电密度分布的区域性差异是显著的, 在不同的地理环境下闪电密度高值带(中心)与中尺度地形有不同的对应关系: 中国东部湿润地区高闪电密度带经常出现在南北或东北-西南走向、海拔 500~1500 m 的中尺度山脉和丘陵地区附近, 两者水平尺度和走向大体一致, 而闪电低密度带则经常出现在山间盆(谷)地和平原地区; 中国西部寒旱地区闪电相对密度高值区主要分布在祁连山南麓青海湖地区、天山向西的伊犁河谷以及唐古拉山与念青唐古拉山两山之间的盆地; 滨海 100 km 以内的海陆过渡带上, 在一系列有山体和丘陵地形隆起及大城市等地区出现闪电密度高值中心. (iii) 中国近海的平均闪电密度是全球海洋相应值的 5 倍; 而在黑潮主干海域有闪电高密度带, 密度值比邻近海域高 2~5 倍, 这是黑潮主干海域的高温、高盐特征显著影响该海域强对流发展的一个新的事实. 另外, 还给出了安徽省的云闪/云地闪比 Z 值约为 3.0.

关键词 OTD/LIS 闪电密度分布 地形强迫 海陆过渡带 黑潮

全球和区域雷电活动的气候特征以及雷电活动十分活跃的研究课题, 早期基于气象台站雷暴日和雷暴小时的观测资料, 通过统计分析已得到了全球与天气、气候变化的相互关系是人们长期持续关注、

2003-07-08 收稿, 2003-08-28 收修改稿

* 国家自然科学基金项目(批准号: 40205002)和中国科学院知识创新项目(编号: KZCX2-201)共同资助

** E-mail: mingma@ustc.edu

和中国陆地地区的雷电活动气候分布和变化的基本知识^[1-3]。但是, 由于浩瀚海洋上缺少雷电纪录, 而陆地台站显得较为稀疏, 再加上雷暴日和雷暴小时作为参数只能反映雷电活动的部分特征, 这些知识远远不能满足科学研究和应用的需要。从20世纪70年代以后, 随着卫星和地基闪电探测技术的迅速发展, 已经积累了相当多的关于全球和区域雷电分布与变化的新事实, Mackerras et al.^[4]利用 DMSP 和 ISS-b 观测结果分析认为: 陆地上闪电密度比海洋上的要高3~4倍, 闪电密度随纬度增加而减小。这些卫星观测受到感应器的局限, 大多只能得到夜间闪电记录, 记录持续时间不长, 结果的不确定性较大。1995年以后, 卫星闪电感应器有很大改进, 星载 OTD(光学瞬态探测器, Optical Transient Detector)和 LIS(闪电成像传感器, Lightning Imaging Sensor)可以日夜不间断地监测闪电信号, 各自多年连续观测积累了大量的全球闪电资料, 进一步确认和丰富了先前卫星观测闪电的结论, 并发现了不少新现象: 全球闪电活动呈现出明显的经向、纬向和季节变化, 全球冬季闪电密度峰值出现在 $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{S}$, 而全球夏季闪电密度峰值则出现在 $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$; Goodman et al.^[5]注意到: 在1997年12月至1998年2月El Nino事件成熟期, 美国东南部和墨西哥湾地区 LIS 记录的总闪数比次年同期的要高100%~200%, 中国东南部至东海也有类似现象。近些年一些研究人员发现: 全球的闪电活动对全球气候变化的响应比较敏感, 出现了“舒曼共振: 全球热带温度计”^[6]、“闪电活动是气候变化的一个指示器”^[7]的提法。显然, 上述观测结果给我们带来了令人振奋的新知识和新启示。但是值得注意的是: (i) 在卫星每天环绕地球15~16圈情况下, LIS 对其主要观测范围内的任一地点注视时间的覆盖率仅为0.7‰~3.4‰, 因此 LIS 记录的闪光事件只是全年该地发生的全部闪电数的很小一部分, 显然积累和分析更长时间的卫星闪电观测记录, 将能更可靠地反映全球和区域的雷电气候分布与变化的真实情况。(ii) 目前虽已有几位作者根据卫星3~5年的OTD或LIS闪电记录, 对全球雷电分布特征做过分析^[8,9], 但并未详细分析和具体描述中国的闪电密度分布特征, 记录长度也未覆盖目前可以获得的 OTD 和 LIS 全部观测资料;

另一方面, 目前我国不少地区先后建立了地面闪电监测站网, 公布了一些地区的闪电气候分布研究结果^[10,11], 但所分析的闪电资料覆盖时间较短, 全国统一管理的地面闪电监测站网尚在建设中, 要获得足够长时间的闪电资料还需时日, 而且现在的地面闪电监测站网提供的只有云地闪资料, 没有云闪信息; 同时, 由于雷电密度资料在国民经济和国防建设中涉及防雷减灾问题上有重要的应用价值, 搜集和分析更长时间内 OTD 和 LIS 观测资料, 研究全球和区域雷电活动的气候特征分布和变化规律具有重要意义。

本文将基于8年星载 OTD 和 LIS 观测的闪电资料, 研究 TRMM 卫星升轨后 LIS 注视时间的订正曲线和闪电密度的估算方法, 分析中国及周边地区陆地和海洋雷电分布的气候特征, 认识中国特有的地理环境与雷电分布的关系, 了解黑潮对海洋雷电活动的可能影响, 限于篇幅, 关于该地区雷电活动的变化特征分析, 将另做论述。

1 资料来源和再分析方法

1.1 卫星及闪电感应器基本情况

本文原始资料来自美国的全球水文资源中心(简称 GHRC), 是由星载 OTD 和 LIS 观测获取的。这两种仪器探测的是总闪, 不区分云闪和云地闪。装有 OTD 的卫星 1995 年 4 月 3 日起至 2000 年 3 月在高度 740 km 的轨道上运行, 轨道倾角 70° , OTD 仪器视野 $1300\text{ km}\times 1300\text{ km}$, 空间分辨率 10 km。1997 年 11 月 28 日发射的 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission)卫星轨道倾角 35° , 高度 350 km, 非太阳同步圆形轨道。TRMM 卫星搭载的 LIS 采用 128×128 像素点的 CCD 阵列, 视野为 $580\text{ km}\times 580\text{ km}$, 空间分辨率为天底 3.9 km、边缘 5.4 km, 其获取图像的时间刷新率为 2 ms, 它采用了多种特殊的滤波技术将闪电信号从白天很强的背景光中检测出来。由于卫星的速度超过 7 km/s, 在卫星经过某点上空, LIS 系统对该点每次的探测时间约为 80 s。它可以给出闪电发生的时间、经纬度、闪电光辐射能、持续时间等信息。Boccippio 等^[12,13]的研究认为 LIS 在夜晚和白昼的探

1) 张敏锋. 气候变化和雷电活动关系的统计分析及数值试验研究. 中国科学院兰州高原大气所, 博士论文, 1999

测效率为(93±4)%和(73±11)%, 而 OTD 在夜晚和白昼的探测效率为(56±7)%和(44±9)%, OTD 的定位精确度约为 20 km; 而一些个例实验^[14,15]认为 LIS 的定位精确度在 10 km 以下. 以下所作的资料分析结果都已经利用 GHRC 提供的 OTD 和 LIS 的探测效率进行了修正.

1.2 再分析资料来源

本文所用的闪电资料分两部分: (i) GHRC 已处理好的资料, 包括 OTD 探测的全球 0.5° × 0.5° 网格点的总闪电密度(简称闪电密度)数据集, 其时限是 1995 年 4 月至 2000 年 3 月; LIS 探测的全球 0.5° × 0.5° 网格点的闪电密度数据集, 时限是从 1997 年 12 月至 2000 年 11 月; (ii) 利用 LIS 观测的科学数据资料, 我们整理综合得到的 LIS 在 1997 年 12 月至 2003 年 3 月期间探测得到的闪电事件数据库, 可用于闪电密度分布和时间变化的分析. 由于 LIS 仪器工作中断等多种原因, 该数据库间或出现短时间至最长 7 d, 共约 20 d 的资料缺失, 这对 8 a 气候分布的分析结果不会产生显著的影响. 由于 TRMM 卫星在 2001 年 8 月期间升轨到 402.5 km, 至今仍然正常运行, 所以我们进行资料再分析得到从 2000 年 12 月到 2003 年 3 月的 LIS 全球 0.5° × 0.5° 网格点的闪电密度数据集.

1.3 TRMM 卫星升轨前后 LIS 资料处理方法

根据 TRMM 卫星圆形轨道特性可知, 在升轨至 402.5 km 高度以后, LIS 每天绕地球次数 N 、地面视场宽度和每次对地面任一点的探测时间 Δt 分别变为 15.58 次、667 km 和 91 s. 显然, 该卫星每天通过各纬度带的次数和视场宽度相同, 而单位角间隔的纬度带面积随纬度增加而减小, 所以就不同纬度上的任一单位面积地区而言, LIS 每年总注视时间(total view time) Vt 是不同的, 有统计平均值,

$$Vt = \frac{N \cdot \Delta S \cdot \Delta t}{86400 \cdot \pi \cdot R \cdot \cos \delta \cdot h} \quad (a), \quad (1)$$

而在卫星运行经过地球同一纬度的不同地点上空的概率相等, 而通过的时间完全随机的前提条件下, 总闪电密度估计值(简称闪电密度)为

$$FR = \frac{SF}{Vt \cdot S(i, j)} \quad (\text{次每平方公里年, 或 } \text{fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})), \quad (2)$$

式中, ΔS 是 LIS 实际注视区域和其穿过的纬度带(宽为 h)的相交面积(图 1 的阴影面积), δ , R 是地理纬度

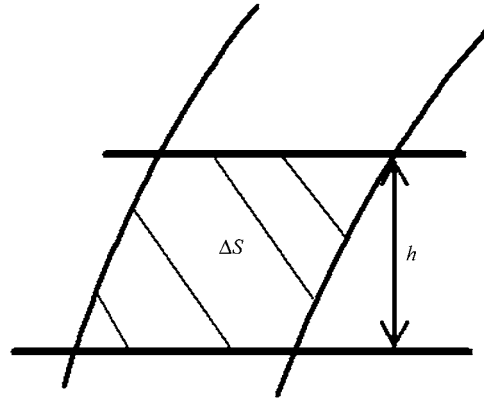


图 1 LIS 实际注视区域和纬度带(宽为 h)的相交(ΔS)示意图和地球半径, $S(i, j)$ 是第 (i, j) 个经纬度网格的面积, SF 是经过探测效率修正后该网格一年内 LIS 探测到的闪电次数. 由公式(1)和图 1 所示几何关系及球面三角关系, 计算得到 Vt 随纬度变化的曲线, 示于图 2 虚线 b 和点线 c, 同时给出 GHRC 统计的 LIS 实际注视时间随纬度变化曲线, 见图 2 实线 a, 其中 b 和 a 几乎完全重合. 为了进一步验证其可靠性, 我们把通过公式(2)和图 2 虚线 b 计算得到的 1997 年 12 月到 2000 年

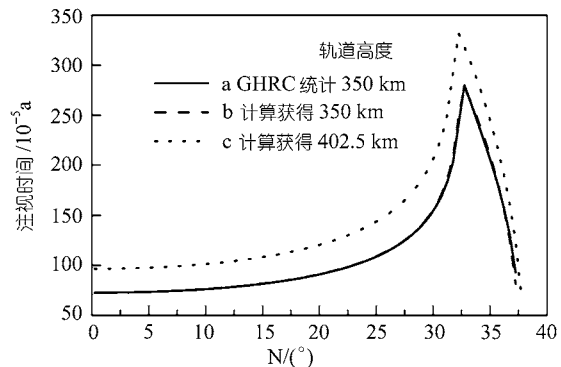


图 2 平均一年 LIS 实际注视时间随纬度变化曲线

11 月期间 LIS 的闪电密度网格资料与 GHRC 基于公式(1b)和 LIS 实际注视时间提供的同期间闪电密度数据集进行比较, 两者吻合的非常好, 其相关系数在 99.5% 以上, 证明了我们的资料再分析方法的合理性. 用上述方法处理了 2000 年 12 月以后的 LIS 探测资料, 结合之前的 OTD 和 LIS 的网格资料, 生成了全球 0.5° × 0.5° 网格点的闪电密度数据集, 其在南北纬 38° 之间的时间覆盖范围从 1995 年 4 月到 2003 年 3 月总共 8 a, 而在纬度大于南北纬 38° 小于南北纬 76° 地区的资料时限是从 1995 年 4 月至 2000 年 3 月

共 5 a. 下面基于这一资料对中国及周边地区的闪电活动空间分布的规律性进行分析研究.

2 闪电密度分布的气候特征

2.1 闪电密度分布图

图 3 给出分析得到的 1995 年 4 月至 2003 年 3 月期间中国及周边地区的 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 网格点的闪电密度分布. 为了更客观地考察不同地区闪电密度的相对强弱以及便于与全球闪电密度平均分布特征进行比较, 我们给出了同期全球陆地和海洋闪电密度平均值随纬度变化曲线(图 4); 进而可以得到中国及周边地区 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 网格点的闪电相对密度分布(图略), 即定义陆地和海洋上每一格点值分别与全球同纬度陆地和海洋的平均值的比值为该格点的相对密度值. 图 3 和闪电相对密度分布直观地显示了这一地区闪电活动总体分布的鲜明特征: 喜马拉雅山系南北两侧、中国陆地东部和西部以及陆地和海洋的闪电密度存在很大差异, 其中最大差异出现在喜马拉雅山系南北两侧, 青藏高原西麓南麓与青藏高原闪电密度的平均值和最大值的比值分别达到 10 和 20. 可以想见: 由于中国气候受到大尺度(1000 km 量级)地形及海陆分布等地理环境的很大影响, 中国陆地闪电的相对高低密度区的分布特点与中国的三级阶梯状的地势特点^[1]之间有密切联系. 通过仔细对比发

现, 中国大兴安岭-燕山-阴山-太行山-伏牛山-巫山一线以东的第三级阶梯地区, 以及与之相邻的第二级阶梯的边缘地区, 包括云贵高原东侧等地区大都属于闪电相对高密度区, 这里称之为东部沿海湿润和半湿润地区(简称东部湿润地区), 本文中国陆地资料统计用图 3 中的点线为分界线来划分东西部, 东部湿润地区包括: 北回归线以南地区, 北纬 33° 以南、东经 103° 以东地区和北纬 33° 以北、东经 110° 以东陆地地区. 西部区域为分界线以西地区, 包括第一级阶梯的青藏高原地区和未包括在东部湿润地区内的第二级阶梯的部分地区, 这里是亚欧大陆腹地、远离海洋的高原及内陆干旱气候区, 称之为西部高原及内陆干旱地区(简称西部寒旱地区), 大都属于闪电相对低密度区. 两大区域的闪电密度分布差异较大: 中国东部湿润地区闪电密度平均值为 $6.67 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$, 绝大部分地区相对密度值大于 50%, 相当一部分地区相对密度值大于 100%; 中国西部寒旱地区闪电密度平均值为 $1.90 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$, 两者之比为 3.5, 其绝大部分地区相对密度值低于 50%, 只是祁连山脉南麓、天山山脉局部区域内出现相对密度高于 100% 的情况. 中国陆地闪电密度极大值区主要分布在北回归线附近和北回归线以南的地区, 包括两广南部, 海南岛中北部; 而极低值区主要分布在西部的沙漠、戈壁滩和盆地内, 包括塔里木盆地和塔克拉玛干沙漠、柴达木盆地、罗布泊和库姆塔格沙漠、准葛尔盆地的

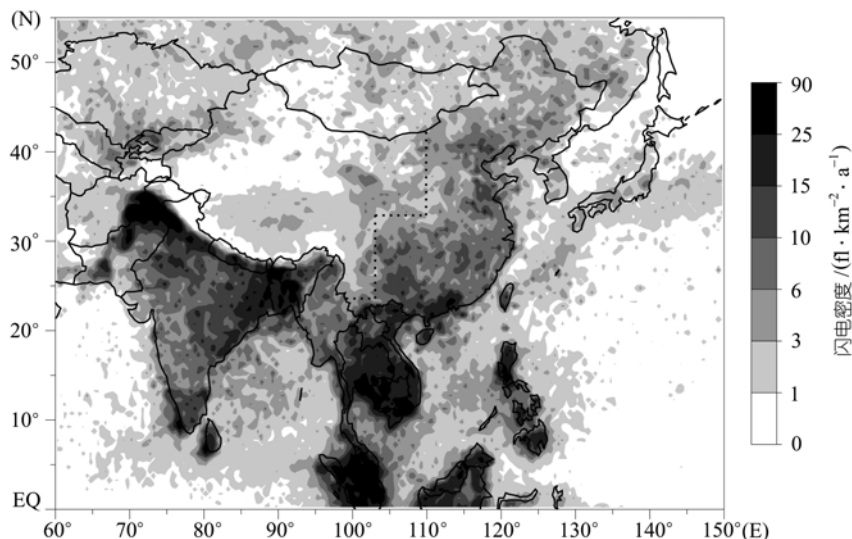


图 3 中国及周边地区(1995.4~2003.3)闪电密度分布图

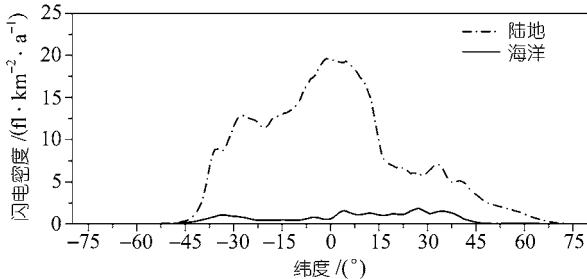


图 4 全球陆地和海洋(1995.4~2003.3)闪电密度平均值随纬度变化曲线

古尔班通古特沙漠等, 这些地区的闪电密度在 $0.2 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 以下. 把本文闪电密度分布图与张敏锋等^[2]基于气象台站 30 a 观测的雷暴日统计结果比较发现: 我国华南地区既是雷暴日高值区、也是闪电密度最大值区; 西北地区是雷暴日的最低值区, 也是闪电密度的最低值区, 这是相互一致的. 但是, 青藏高原及邻近地区是雷暴日的次高值区、却是闪电密度的次低值区; 华北、华中是雷暴日的次低值区, 却是闪电密度的次高值区, 这是不一致的. 这说明青藏高原及邻近地区跟东部湿润地区相比, 其夏季雷暴活动可能较频繁, 而雷电频数(强度)却较低(弱). 值得进一步观测研究.

表 1 进一步给出了中国及周边地区闪电密度与全球的相应平均值的比较, 表明: 中国陆地的闪电密度平均值为 $4.22 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$, 极大值为 $31.44 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$, 这两项都要小于全球陆地的相应值, 这与中国陆地领土大部分位于副热带和温带地区有关. 而中国近海的闪电密度平均值 $3.44 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 要比全球海洋的平均值 $0.68 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 高出 4 倍, 极大值 $21.82 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 相当于全球极大值 $41.54 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 的二分之一强, 这是该海域雷电活动的一个显著特点, 反映了陆缘海和大洋上的闪电活动的明显差异. 值得指出: 表中所列举的全球 $\pm 76^\circ$ 陆地和海洋的闪电密度平均值相对于 Mackerras 等^[4]得到

的全球 $\pm 65^\circ$ 之间的相应值 $8.31 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 和 $2.44 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 而言, 表 1 的相应值要小, 产生这一差异的原因可能是两者资料覆盖的纬度范围不同或者依据的资料获取和分析方法不同, 考虑到 DMSP 卫星早期闪电感应器只能获得夜间资料, 表 1 的结果应当更有气候代表性.

2.2 中国陆地闪电密度随海陆距离和纬度的变化

为了进一步了解中国陆地闪电密度随海陆距离(大体在东西方向上)分布的规律性, 我们以中国东南部海岸线为起点, 把中国陆地 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的各格点距东南海岸线的最短距离称为各格点的海陆距离(the distance off coast); 按 50 km 对海陆距离分档, 对海陆距离同档的各格点的闪电密度进行平均, 这一平均的效果是对地理纬度(即南北差异)和中(水平尺度 100 km 量级)、小尺度(水平尺度小于 10 km)地形起伏的影响进行了平滑. 图 5 中划点线给出了中国陆地(1995.4~2003.3)闪电密度平均值随海陆距离的变化曲线; 按类似方法统计了中国陆地(1995~2002)年平均降水量的平均值随海陆距离的变化曲线, 统计结果见图 5 中的实线. 该图表明: 中国陆地闪电密度随海陆距离的增加, 在 125 km 处达到峰值, 这是海陆过渡带; 之后逐渐降低, 在 2400 km 以后闪电密度又有升高. 与之对应, 图上的降水量平均值随海陆距离的变化曲线与闪电密度平均值的变化曲线相似, 两者的变化趋势相当一致, 相关系数为 0.94, 相关很好; 总体上都是先高后低, 距东南海岸线约 1500 km 处的降水量和闪电密度分别下降到最大值的 25% 和 19% 以下; 而在 2400 km 以后都有升高, 这与此处水汽供应相对丰富有关, 那里离中国东南部海岸线虽远, 却距西面里海、黑海和地中海乃至大西洋等较近. 看来跟降水量一样, 闪电活动也受水汽输送通量的很大影响. 但是, 这是在中国特殊的大尺度地形条件和大气环流形势下形成的降水量和闪电活动的一种独特性气

表 1 中国与全球(1995.4~2003.3)在闪电分布和闪电密度平均值($\text{fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$)上的比较

	全球陆地($\pm 76^\circ$)	中国陆地	全球海洋($\pm 76^\circ$)	中国近海	全球海陆比
闪电密度平均值	7.58	4.22	0.68	3.44	11.15
闪电密度极大值	156.60	31.44	41.54	21.82	3.77
极大值坐标及地理位置	27.75° E, 2.75° S 刚果民主共和国	113.25° E, 23.25° N 广州	99.75° E, 4.25° N 马六甲海峡	114.75° E, 21.75° N 香港近海	

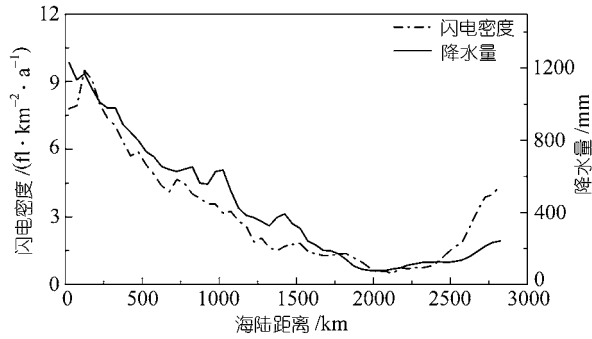


图5 中国陆地闪电密度和降水量平均值随海陆距离变化曲线

候分布规律. 事实上, 地球其他大陆的闪电密度分布并不一定遵循图 5 表明的规律, 被印度洋环绕的印度次大陆的闪电密度分布就是这样的一个例子, 见图 3.

为了进一步了解中国陆地闪电密度在南北方向上分布的规律性, 根据前面关于东部湿润地区和西部寒旱地区的划分界限, 分别统计东部和西部的同一纬度上的闪电密度平均值(和年降水量平均值)随纬度的变化曲线, 示于图 6(a)和(b)的实线(和划点线), 图上也相应给出了全球陆地闪电密度平均值随纬度的变化曲线(点线). 可见: 东部湿润地区的闪电密度平均值普遍要高于全球陆地的平均值, 其随纬度升高而振荡式降低, 最大值和最小值分别为 14.8(北纬

22° 处)和 1.7(北纬 53° 处) $\text{fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$, 两者相差 8.7 倍, 反映出不同纬度太阳辐射通量不同的影响. 而西部寒旱地区则是一律低于全球陆地平均值, 并且除了纬度小于 28° 地区(青藏高原东南部及云贵高原西部)之外其他地区闪电密度随纬度变化不大. 东部和西部的闪电密度与降水量之间相关系数分别为 0.88 和 0.81, 相关较好. 值得注意的是东部的闪电密度曲线存在很大的起伏; 同时, 如果仔细察看图 3 就会发现: 闪电密度分布呈现出相当复杂的区域性差异, 极大值比极小值大 50%~100% 以上, 这种差异叠加在上述随海陆距离和纬度基本变化背景上. 澄清这一区域性差异的规律性和起因有着重要意义, 下面将进一步讨论.

2.3 中国陆地闪电密度分布与中尺度地形

这里中尺度地形主要指相对高差不同、水平尺度在 100 km 量级(50~500 km)的山脉或盆地(平原). 把东部湿润地区闪电密度曲线(图 6(a)中的实线)中起伏的峰和谷出现的位置与中国地形图加以对照更不难发现: 图 6(a)的实线上北纬为 22°, 28.5°, 35°, 40.5° 和 50° 附近等处峰值位置分别对应于广东西南部地区、长江以南亚热带地区、泰山(海拔 1524 m)和其东南的丘陵(海拔 200~500 m)、阴山-燕山山麓(海拔 500~1500 m)和大兴安岭北段-小兴安岭地区(海拔

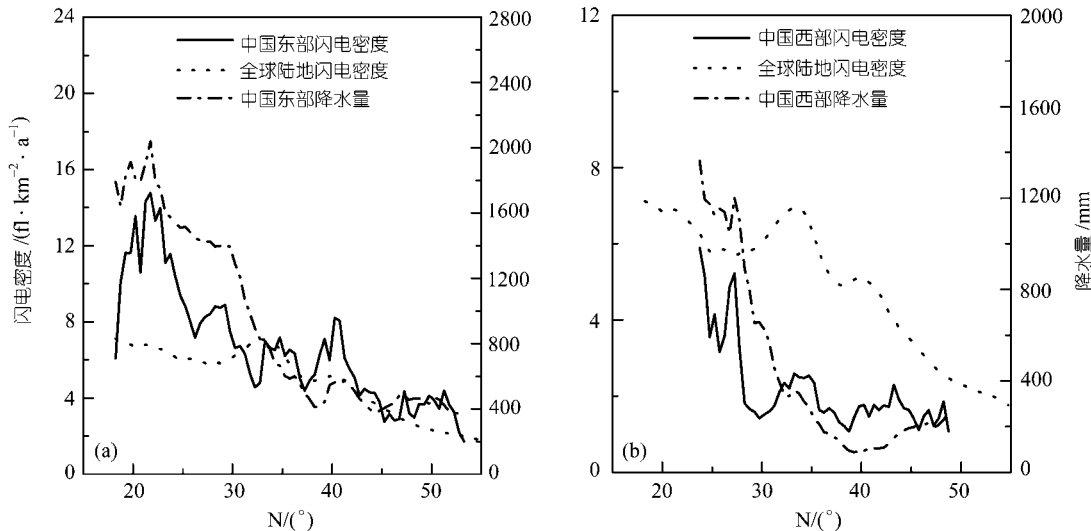


图6 闪电密度和降水量平均值随纬度变化曲线 (a)中国东部湿润地区; (b)中国西部寒旱地区

600~1000 m); 而北纬 26° , 32° , 37° 和 45° 附近谷值位置则分别对应于苗岭-南岭一线、秦岭-伏牛山-淮河中游-长江下游平原一线、华北平原和东北平原等地区; 至于北纬 18° 处谷值和 20° 处谷值则分别对应于海南岛南部和邻近的海陆过渡带。

结合图 3 可见: 中国东部湿润地区高闪电密度带(中心)经常出现在南北或东北-西南走向、海拔 500~1500 m 以下中尺度山脉附近, 包括山脉两侧的丘陵和山坡, 而闪电低密度带(中心)则经常出现在山间盆(谷)地和滨湖平原地区以及三面或四面环山的平原或盆地, 东北平原和四川盆地属于后一种情况。例如, 分析江西和湖南地区发现: 在九岭山-罗霄山脉(海拔 500~1500 m)等山脉地区的闪电密度平均值为 $11.32 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$, 较其两侧鄱阳湖平原和洞庭湖平原的 $7.12 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 要高 60%(通过 t-检验, 显著水平为 99%)。

有趣的是: 在中国西部寒旱地区, 祁连山南麓青海湖地区闪电密度平均值为 $6.09 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 显著高于祁连山北麓和其南侧阿尼玛卿山的 $1.77 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$, 天山向西的伊犁河谷闪电密度平均值为 $4.77 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 显著高于附近婆罗科努山和天山中部的 $2.77 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 。唐古拉山与念青唐古拉山两山之间的盆地的闪电密度平均值为 $3.69 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 显著高于这两个山脉地区的 $1.61 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 。(都通过 t-检验, 显著水平为 99%)。这种地形与闪电密度分布形态的对应关系跟东部湿润地区的情况明显不同。产生这种特殊的分布形态的原因可能有两个: 其一, 这 3 个山间盆地或河谷地带是有利于输入外来水汽进入西部寒旱地区的重要通道; 其二, 这些山脉相对高差超过 1500~2000 m, 阻挡低层暖湿空气、使之难以爬越山体, 加上高原山顶处在雪线以上, 在山间盆地或河谷地带形成了有利于强对流发展的地形条件。

2.4 中国海陆过渡带上的闪电密度分布

这里的海陆过渡带(the coastal land)指的是沿海岸线约 100 km 宽的滨海陆地地带。图 5 在滨海 0~50, 50~100, 100~150 km 的各地区闪电密度平均值分别为 7.80, 7.93, $9.50 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$, 可以看到, 平均闪电密度随海陆距离增加而升高; 在海陆过渡带上, 从北到南, 闪电密度不是均匀分布的, 在一些地区: 营口、绥中、乐亭、天津、安丘、连云港、上海、三门

湾、温州、福清、惠安、厦门、潮州、香港、阳西、茂名等分布着局地性的闪电相对高密度中心, 除了上海的闪电密度为 $8.25 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$, 这些地区都在 $9.0 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$ 以上。值得注意的是, 以上这些地区除了天津和上海这样的大城市, 其余地区在距海岸线几十 km 内都有山体或丘陵等地形隆起, 因此这些区域存在的海陆风与山谷风或与城市热岛效应互相作用, 加强了地面热力和动力强迫, 形成了更有利于强对流发生、发展的条件, 从而使这些地区成为闪电相对高密度中心。我们对以上这些地区的 LIS 闪电资料作日变化曲线(图 7), 发现其闪电活动日变化特征为双峰结构, 主峰在 16:30, 次峰在 03:30, 谷值在 08:30; 而华南地区海陆风的时间变化是: 闪电活动密集期的夏季的海风开始于 9:00~10:00, 结束于 19:00~20:00, 于 14:00~17:00 期间强烈; 夏季的陆风开始于 19:00~20:30, 结束于 9:00~10:00, 于凌晨期间强烈^[16]; 这一闪电频次的日变化特征进一步支持了上面的分析结论。另外以上所列地区里上海的闪电相对密度为 125%, 天津的闪电相对密度为 188%, 其余地区多在 200% 以上, 可以看出, 像上海这种大城市的城市热岛效应对闪电的影响还略小于山体地形的热力和动力强迫作用。

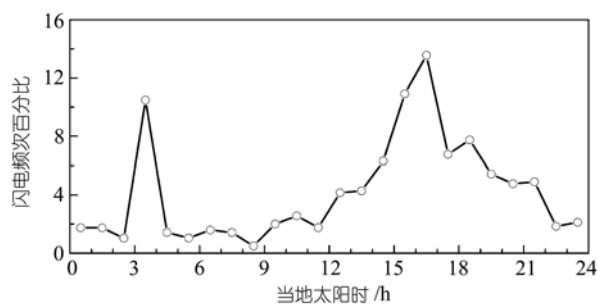


图 7 中国海陆过渡带上闪电相对高密度区的闪电活动日变化曲线

2.5 中国近海闪电密度的分布

这里为简洁起见, 把渤海、黄海、东海和南海及与之相连的部分太平洋海域称之为中国近海。图 8 给出了中国近海和全球海洋闪电密度平均值随纬度变化曲线, 可见: 中国近海闪电密度平均值远大于同纬度的全球海洋平均值, 这一海域是全球海洋里的一个闪电相对高密度区。图 3 可看到, 随着离海岸线距

离的增加，海洋里的闪电密度渐渐下降。但是发现一个很有趣的现象：从北回归线至北纬 31° 海域，闪电密度经向平均值偏低，却在起自台湾省东北端至日本九州岛一线、宽约 150~200 km 的带形区域内出现一个高闪电密度区，密度值比邻近海域高 2~5 倍，见图 9。图中虚线表示黑潮主干轮廓的位置，正好对应于高闪电密度区，该带内密度平均值为 3.34 fl/(km²·a⁻¹)，为全球海洋平均值的 5 倍。表明：在黑潮主干海域其闪电活动要明显强于东海近海和大洋海域，这提供了黑潮暖流的高温、高盐特征显著影响其流经海域强对流发展的一个新的有力证据。这与以往的文献 [16] 报道的现象一致：“在冷空气入侵东亚海域时，沿岸冷海流上空出现弱对流云系，而在黑潮主干流域上空出现强对流云系”。

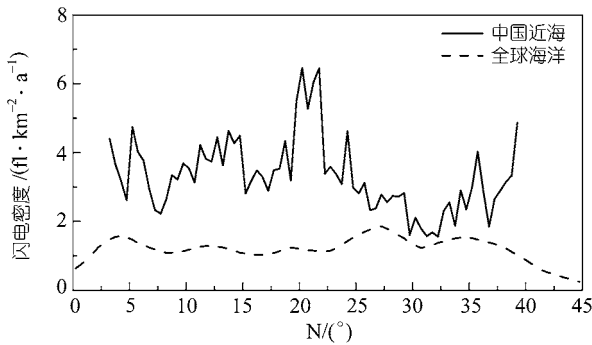


图 8 中国近海与全球海洋的闪电密度平均值随纬度变化曲线

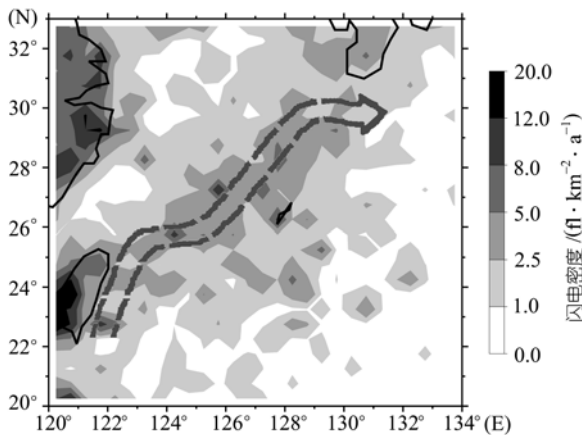


图 9 黑潮主干轮廓及周围海域闪电密度分布图

3 结论和讨论

在本文里我们首次依据 8 a 的星载 OTD 和 LIS

观测资料，分析给出了中国及周边地区 0.5° × 0.5° 网格点的闪电密度分布图。我们分析发现：

(1) 中国陆地闪电密度分布呈现特殊的随海陆距离和纬度的大尺度变化趋势：中国东部湿润地区为闪电密度高值区，闪电密度随纬度升高而下降，但在大多数纬度带上高于全球同纬度平均值，中国西部寒旱地区则是闪电密度低值区，北纬 28° 以北地区随纬度变化不大，普遍低于全球同纬度平均值。中国陆地闪电密度平均值随海陆距离的增加，在 125 km 处达到峰值，之后逐渐降低，在 2400 km 以后闪电密度又有升高；而降水量平均值与闪电密度平均值随海陆距离和纬度的变化趋势相当一致，说明在中国特殊的大尺度地形条件和大气环流形势下，闪电活动和降水量都受到水汽输送通量的很大影响。

(2) 闪电密度分布的区域性差异是显著的，与地面热力和动力强迫作用的不均匀分布有紧密的联系：(i) 闪电密度高值带(中心)与中尺度地形(山脉高度、尺度、走向)的对应关系呈现两种不同形态：中国西部寒旱地区闪电相对密度高值区主要分布在祁连山南麓青海湖地区、天山向西的伊犁河谷以及唐古拉山与念青唐古拉山两山之间的盆地；而中国东部湿润地区高闪电密度带经常出现在南北或东北-西南走向、海拔 500~1500 m 的中尺度山脉和丘陵地区附近，两者水平尺度和走向大体一致，而闪电低密度带则经常出现在山间盆(谷)地和平原地区。为何产生这种不同形态的对应关系，以及为何中国东部东西走向的秦岭-伏牛山山系、苗岭-南岭山系地区处在闪电密度低值带中，有待进一步进行观测和理论研究。(ii) 在滨海 100 km 内的海陆过渡带上，平均闪电密度随海陆距离增加而升高，从南到北，在一系列有山体和丘陵地形隆起及大城市等地区出现闪电密度高值中心，这跟海陆风与山谷风或与城市热岛效应相互作用有关，其闪电活动日变化特征也体现海陆风的影响。

(3) 中国近海是全球海洋里的闪电相对高密度区之一，闪电密度随纬度升高略有降低，在黑潮主干海域有闪电高密度带，这是黑潮主干海域的高温、高盐特征显著影响该海域强对流发展的一个新的事实。

(4) 我们在这里给出中国不同区域的闪电光辐射能平均值和闪电持续时间平均值，依它们的大小次序排列，中国近海最大，分别是 1171.73 kJ/

($\text{m}^2 \cdot \text{ster}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)和 294 ms, 中国热带和亚热带地区次之, 为 $789.13 \text{ kJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{ster}^{-1} \cdot \text{m}^{-1})$ 和 270 ms, 而中国青藏高原的 $415.72 \text{ kJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{ster}^{-1} \cdot \text{m}^{-1})$ 和 185 ms 最小. 由于一般认为光辐射能大小与闪电放电的电流大小正相关, 所以光辐射能和闪电持续时间的乘积表示闪电放电能量. 如果事实的确如此, 那么上述数据反映了不同地区闪电特征的显著差异. 不过, 也有作者^[9]指出: 闪电光辐射能大小还取决于雷暴云体自身的光学厚度, 而海陆地区的云体光学厚度存在系统的差异. 因此, 如何合理地解释上述现象还有待今后深入研究, 事实上, 青藏高原西麓和南麓处在闪电密度很高的地区, 那里的光辐射能平均值和闪电持续时间平均值都很低, 分别是 $378.27 \text{ kJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{ster}^{-1} \cdot \text{m}^{-1})$ 和 209.6 ms.

(5) OTD 和 LIS 检测的是总闪, 不能区分云闪和云地闪, 但云闪和云地闪的比率 Z 是一个重要的闪电参数, 它在闪电监测防护和雷暴物理过程研究等方面起重要作用, 它在不同地区的数值是不同的, Boccippio 等^[17]就结合 OTD/LIS 资料与美国闪电探测站网的地闪定位资料获得美国陆地的 Z 值分布, 发现在纬度 $25^\circ \text{N} \sim 48^\circ \text{N}$ 范围内 Z 平均值(标准偏差)为 $2.64(1.1) \sim 2.94(1.3)$, 随纬度未呈现明显变化, 却随地域(海拔高度)和风暴类型及结构不同出现很大差异. Mackerras 等^[4]介绍的不同研究者公布的不同地区的 Z 值在 1.5 到 5.5 之间变化. 我们分析安徽省闪电定位站网地闪定位资料, 经过探测效率修正^[11], 得到在安徽省(北纬 32° 附近)平均地闪密度为 $1.80 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$, 而卫星观测得到的此地区闪电密度平均值为 $7.26 \text{ fl}/(\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1})$, 相应 Z 值为 3.03, 大体与美国地区平均值接近. 由于我国目前全国闪电定位站网尚未建成, 影响 Z 值的主要气象和地理因子尚不很清楚, 如何结合卫星和地面闪电定位站网的闪电观测资料, 了解不同地区 Z 的分布与变化规律, 这是进一步研究的重要问题.

致谢 本文闪电资料取自美国的全球水文资源中心(GHRC)(<http://ghrc.msfc.nasa.gov>), 由 NASA LIS/OTD Science Team (Marshall Space Flight Center)提供; 降水量格点部分资料(1995~1999)由 Willmott, C. J.和 Matsuura, K.提供, 另一部分资料(2000~2002)取自 DAAC (the Distributed Active Archive Center at the Goddard Space Flight Center); 周秀骥院士对论文工

作提出过宝贵的建议, 作者在此一并感谢.

参 考 文 献

- 1 孙景群. 大气电学基础. 北京: 气象出版社, 1987. 206~255
- 2 张敏锋, 冯 霞. 我国雷暴天气的气候特征. 热带气象学报, 1998, 14(2): 156~162
- 3 张家诚. 中国气候总论. 北京: 气象出版社, 1991
- 4 Mackerras D, Darveniza M, Orville R E, et al. Global lightning total, cloud, and ground flash estimates. Journal of Geophysical Research, 1998, 103(D16): 19791~19809 [\[DOI\]](#)
- 5 Goodman S J, Buechler D E, Knupp K, et al. The 1997-98 El Nino event and related wintertime lightning variations in the Southeastern United States. Geophysical Research Letters, 2000, 27: 541~544 [\[DOI\]](#)
- 6 Williams E R. The Schumann resonance: A globe tropical thermometer. Science, 1992, 256: 1184~1186
- 7 Reeve N, Toumi R. Lightning activity as an indicator of climate change. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1999, 125: 893~903 [\[DOI\]](#)
- 8 Christian H J, Blakeslee R J, Boccippio D J, et al. Global frequency and distribution of lightning as observed by the Optical Transient Detector (OTD). Proceeding 11th International Conference on Atmospheric Electricity, Guntersville, AL, ICAE, 1999. 726~729
- 9 Boccippio D J, Goodman S J. Regional differences in tropical lightning distributions. Journal of Applied Meteorology, 2000, 39: 2231~2248 [\[DOI\]](#)
- 10 陶祖钰, 赵昕奕. 京津冀地区闪电的气候分析. 气象学报, 1993, 51(3): 325~332
- 11 Tao Shanchang, Meng Qing. Evaluation of ground stroke density distribution and lightning detection efficiency in Beijing-Tianjin-Hebei area. Acta Meteorologica Sinica, 1996, 10(3): 346~355
- 12 Boccippio D J, Koshak W J, Blakeslee R J. Performance assessment of the Optical Transient Detector and Lightning Imaging Sensor: I. Predicted diurnal variability. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2002, 19: 1318~1332 [\[DOI\]](#)
- 13 Boccippio D J, Driscoll K T, Koshak W J, et al. The Optical Transient Detector (OTD): Instrument characteristics and cross-sensor validation. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2000, 17: 441~458 [\[DOI\]](#)
- 14 Ushio T, Driscoll K T, Heckman S, et al. Initial comparison of the Lightning Imaging Sensor (LIS) with Lightning Detection and Ranging (LDAR). Proceeding 11th International Conference on Atmospheric Electricity, Guntersville, AL, ICAE, 1999. 738~741
- 15 Thomas R J, Krehbiel P R, Rison W, et al. Comparison of ground-based 3-dimensional lightning mapping observations with satellite-based LIS observations in Oklahoma. Geophysical Research Letters, 2000, 27: 1703~1706 [\[DOI\]](#)
- 16 阎俊岳, 陈乾金. 中国近海气候. 北京: 科学出版社, 1993
- 17 Boccippio D J, Cummins K L, Christian H, et al. Combined satellite and surface-based estimation of the intracloud-cloud-to-ground lightning ratio over the continental United States. Monthly Weather Review, 2001, 129: 108~122 [\[DOI\]](#)