

植被变化对中国区域气候的影响 I: 初步模拟结果*

郑益群** 钱永甫 苗曼倩

(南京大学大气科学系, 南京, 210093)

于 革

孔玉寿 章东华

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京, 210008) (中国人民解放军理工大学气象学院, 南京, 211101)

摘 要

利用区域气候模式(RegCM2)对中国植被变化的气候影响进行了模拟研究, 结果表明: 江淮流域洪涝灾害增多及华北干旱的加剧可能是北方草原沙漠化与南方长绿阔叶林退化共同影响的结果, 而且南方植被退化对其的影响似乎更严重。严重的植被退化会导致降水与植被退化之间的正反馈, 易使退化区不断向外扩展且退化难以恢复。而程度较轻的植被退化, 退化与降水减少之间是一种负反馈, 当人为压力减弱后, 退化较易恢复, 但由于地表径流的增加, 易导致洪涝灾害的发生。植被退化使气候变得更加恶劣, 而北方草原植被增加使气候变得温和。但植树区外围的降水减少, 易使新栽树林由外向内退化, 说明目前的北方草原区气候似乎不支持在该地区出现大面积的森林。

关键词: 植被变化, 区域气候, 数值模拟。

1 引 言

草原沙漠化和热带雨林破坏是目前受到人们密切关注的重大环境问题, 由此造成的气候影响是复杂和全球性的。1984 年 Henderson-Sellers 和 Gornitz^[1]首次利用全球环流模式(GCM)研究了植被退化的气候响应。其后的许多工作^[2~17]都证明利用数值试验来研究植被退化是一种有效手段, 一些试验结果也被为数不多的观测数据所证实^[18~20], 但在这些模拟试验的结果之间还存在较大差异。就降水而言, 有的人认为植被退化会使降水显著减少^[4,6,7], 而有的则认为变化不大^[3]。对于地面气温, 有的认为植被退化会造成强烈升温^[3,4,8], 但有些结果则认为在不同季节、不同区域的气温有升有降或基本不变^[1,7,15]。另外, 对于地表径流、表面热通量、水汽输送及风环流的变化等问题也存在明显歧异, 甚至得出相反的结论。

虽然目前对植被退化的气候响应问题的认识还

存在一些不确定性, 但有一点是可以肯定的, 那就是下垫面植被状况的改变确实会对区域及全球气候产生重大影响。造成各试验结果有不一致的原因是多方面的。由于气候对植被退化响应的复杂性, 在不同的气候背景下, 即使是相同的退化状况也可能产生完全不同的气候响应。Dirmeyer 等^[15]在利用 NMC GCM 模拟全球各大陆的沙漠化问题时也认为, 各地气候对沙漠化的不同响应, 直接与当地不同的海陆分布所造成的大气环流背景差异相联系, 全球各植被退化区的响应似乎可以用其所处季风区的类型及强度来划分。另外, 这些试验采用不同的模式、不同的陆面方案、不同精度及不同的模拟区域也是模拟结果出现差别的潜在因素。

GCM 是目前研究大尺度强迫对大气环流作用的基本工具。但它们对于中、小尺度强迫起主要作用的区域气候的细节的描述太粗糙, 若提高精度, 则受到计算时效的限制^[21]。鉴于这种情况, Eltahir 和 Bras^[22]最早利用一个有限区域中尺度模式作了当

* 初稿时间: 2000 年 10 月 4 日; 修改稿时间: 2001 年 11 月 24 日。

资助课题: 国家自然科学基金(49735170 及 40102015)、中国科学院创新课题(KZCX2-108 及 KZCX2-314-3)和博士后基金。

** 现在单位: 中国科学院南京地理与湖泊研究所。

前雨林退化情况下的影响试验。其后 Zhao Zongci 等人^[23]及郑维忠等^[24]的工作都表明采用有限区域模式来研究植被退化对区域气候的影响是切实可行的。

中国位于全球最显著的季风区——亚洲季风区,气候异常经常发生,旱、涝灾害频繁,是世界上的气候脆弱区之一。另外由于人口众多,可用土地资源相对不足,使中国的生存环境具有复杂多变、敏感脆弱和受人类活动影响强烈等3个主要特点^[24]。而过度放牧、盲目开垦草原及对森林的滥砍滥伐,则导致中国的植被退化更加严重。Zhu 等^[25]曾指出,在中国北方大约有 $334 \times 10^5 \text{ hm}^2$ 的土地面临着沙漠化,其中大约有 $176 \times 10^5 \text{ hm}^2$ 的土地已经沙化。从20世纪50到80年代,草原过度开垦、过度放牧和森林的大量砍伐分别造成了沙漠化总面积的25%、28%和32%。中国南方的森林减少也十分明显,如西双版纳地区,1949年的森林覆盖率达到69%,到80年代初就下降到30%左右^[26]。植被退化对中国气候造成了显著影响,使华北干旱进一步加剧,而长江流域的洪涝灾害频繁发生^[12,24]。

本工作的目的是要采用包含较为详细陆面过程的区域气候模式(RegCM2),通过改变蒙古、内蒙古草原植被及南方的常绿大叶树植被,用数值模拟的方法来研究在中国这样复杂的气候背景下,植被变化对不同气候区、不同季节的气候影响规律及其机理。同时,对由植被变化引起的粗糙度、反照率等单

个下垫面参数改变的气候效应作初步探讨。

2 模式方案及资料

本文数值试验采用 NCAR 的第2代区域气候模式。该模式下垫面物理过程的计算采用 Dickinson 设计的 BATS1e 方案,该方案较为详细地考虑了土壤、植被与大气之间的水、热交换,可描述18种陆面状况。同时,将土壤按颗粒粗细分为12类,按颜色分为8个级别。图1给出了控制试验中的植被分布情况,资料来源于中国自然地理图集^[27]。各种植被类型有相应的土壤质地及土壤颜色级别与之对应。地表反照率除随土壤颜色而变化外,还与表层土壤含水量有关(表层土壤越干,反照率越大)。另外,为了更好地反映大气边界层对下垫面强迫的作用,作者采用湍流动能闭合(TKE)方法代替了 RegCM2 中原边界层参数化方案,该方案可以更真实地描述边界层的物理过程,改进地-气间相互作用的模拟,使模式的整体模拟效果得到明显改善^[28]。模拟所取范围为包括青藏高原在内的中国区域,模式的水平格距为120 km,垂直方向取11层。

为了研究植被变化的气候影响,共设计了9组试验。分别是:控制试验(Evcn)、北方(蒙古、内蒙)草原退化试验(Evnd)、北方草原植树试验(Evna)、南方常绿阔叶林轻度退化试验(Evsd,退化为混合树林)、南方常绿阔叶林严重退化试验(Ev1sd,退化为灌溉农作物)、南北方植被同时退化试验(Evnnsd)、

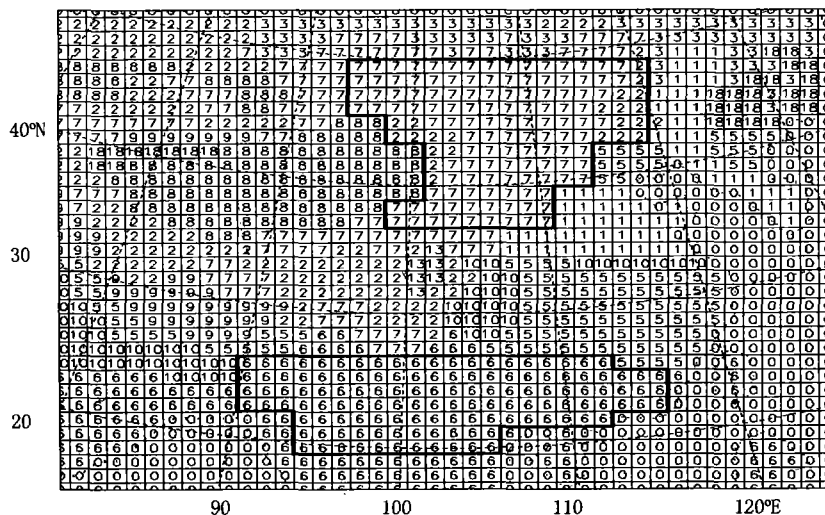


图1 控制试验中的下垫面状况及试验区设置

(0-水体,1-混耕农场,2-低草草原,3-常绿针叶树,5-每年落叶大叶树,6-常绿大叶树,7-高草草原,8-沙漠地带,9-冻土地带,10-灌溉农作物,11-半沙漠,18-混合树林;黑框内区域分别为南、北试验区范围)

北方草原反照率增大试验(Evnia)、南方常绿阔叶林反照率增大试验(Evsia)及南方常绿阔叶林粗糙度减小试验(Evsz0)。表1为这几组试验的主要内容。

在各组试验的代码中,“n”代表北方、“s”代表南方、“d”代表植被退化(desertification或deforestation)、“a”代表植树造林(afforestation)、“ia”代表反照率增大、“z0”代表粗糙度减小。各组试验中表层土壤的深度均为10 cm。植被退化后一些下垫面参数的值会增大,主要包括:土壤及植被的反照率、上层土壤的植被根茎相对密度及水渗透率。而另一些参量的数值会减小,如:地表粗糙度、根区土壤深度、土壤可用水量、植被覆盖率、蒸发的表面阻抗及植被冠层对可见光的敏感性等。这些下垫面参量的变化会使地气系统的能量、水份平衡关系重新调整,并导致气候的变化。在本文的改变下垫面植被状况的试验中,上述下垫面物理量都会相应变化,如:Evnd与Evcn相比试验区的反照率约增加0.1,而粗糙度约减小0.05 m;Evna与Evcn相比则试验区的反照率约减小0.03,粗糙度约增加0.7 m;Evsd与Evcn相比试验区的反照率约增加0.03,粗糙度减小约1.2 m;Evlsd与Evcn相比试验区的反照率约增加0.05,而粗糙度约减小2 m。其余下垫面参量的改变情况不再列举,详细情况可参看文献^[29]。在本工作的反照率变化试验中,无论直接辐射还是散射辐射,也无论长波还是短波,Evsia及Evnia的下垫面整体反照率(植被反照率与裸土反照率的加权平均)均比Evcn增加0.1,这个数值比此前许多试验所取的数值要小(Charney1975年^[30]试验的取值为0.21),而与BATS中植被从草原转为沙漠的反照率变化相当,比从常绿阔叶林变为混合树林及灌溉农作物的反照率变化要大。Dirmeyer等^[10]曾指出,在

退化试验中反照率变化太大是不真实的。Stephens等^[31]的地球辐射试验观测数据显示,北美大平原的草地净表面反照率比亚马逊雨林区的增大不超过0.06。在粗糙度减小试验中,南方试验区的粗糙度变化与BATS中植被从常绿阔叶林变为灌溉农作物的变化相当,另外,考虑到零平面位移与粗糙度是两个相互关联的参数,因而在粗糙度变化时也对零平面位移的数值进行了相应的调整。

各组试验所用资料均为NCEP/NCAR的10 a(1986~1995年)平均的月气候场资料,通过双线性插值到模式的正方形格点上作为初始场和侧边界条件,初始雪深也为多年平均的气候值,海温也为10 a的平均值。考虑到植被改变后,水文过程需要经过一个较长时间才能调整到新的平衡状态,因而各组试验的积分时间从冬季的1月15日00时开始,至11月30日00时(均为世界时),积分起始时间比中国大部分地区的雨季要提前几个月,这与Xue^[13]在作蒙古及内蒙古的植被退化试验时所提出的积分初始时间选取原则相符。

3 模拟结果

从控制试验的结果可以看到(图略,详见文献[32]),RegCM2对积雪的累积、消融,降水的季节演变及季风的爆发、推进等季节特征均能较好模拟,具备模拟下垫面植被状况改变对区域气候影响的能力。下面通过对各组试验结果的对比来具体分析下垫面植被改变对降水及环流的影响。

3.1 下垫面植被改变对降水模拟的影响

下垫面植被状况改变会导致地气系统能量、水份平衡关系的调整,造成大气上升运动及水汽含量的变化,从而可能导致降水的变化。考虑到在中国

表1 各组试验的设置情况

试验名称	代码	试验区范围	试验设置
控制试验	Evcn	全域	试验区内植被不变
北方草原退化试验	Evnd	37~50°N 95~120°E	试验区内的长草及短草草原变为沙漠、半沙漠
北方草原植树试验	Evna	同Evnd	试验区内的长草及短草草原变为混合树林
南方常绿阔叶林轻度退化试验	Evsd	19~25°N 90~115°E	试验区内的常绿阔叶林退化为混合树林
南方常绿阔叶林严重退化试验	Evlsd	同Evsd	试验区内的常绿阔叶林退化为灌溉农作物
南北方植被同时退化试验	Evnsd	北方退化区同Evnd 南方退化区同Evsd	北方植被变化同Evnd 南方植被变化同Evsd
北方草原反照率增大试验	Evnia	同Evnd	试验区反照率比Evcn增加0.1
南方常绿阔叶林反照率增大试验	Evsia	同Evsd	试验区反照率比Evcn增加0.1
南方常绿阔叶林粗糙度减小试验	Evsz0	同Evsd	试验区粗糙度由2.0变为0.06

大部分地区,夏季是一年中降水最多的季节,而且植被变化后,水文过程也往往需要经过几个月的适应才能达到新的平衡,所以本文对降水变化的讨论主要以夏季为主。

Xue^[13]通过分析中国降水的多年变化后指出,在过去的 40 a 里,中国的降水普遍减少了,尤其是在中国北方和南方。Xue^[13]给出了 20 世纪 80 年代和 50 年代的夏季观测降水差值(图 2),由图中可以看到,降水的变化呈现出“负—正—负”相间分布,长江的南、北两侧为减小区而中间为增加区。北方的干旱主要发生在夏季。

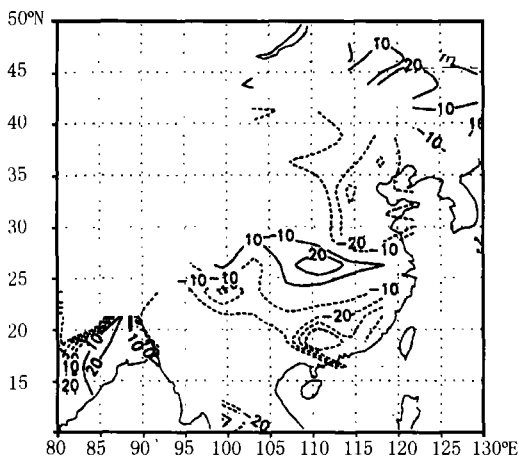


图 2 Xue 给出的 20 世纪 80 年代与 50 年代的夏季观测降水总值

图 3 给出了本工作各组试验的降水变化情况。图 3a 为 $Evnd - Evcn$ 的夏季降水差值率(降水差与同时段控制试验降水的比值),从图中可以看到降水减少主要出现在退化区的外围,尤其是在退化区与非退化区的南部交界处,出现了中心达 60% 的显著降水减少。从 $Evnd - Evcn$ 的春季降水差值率图上(图 3b)能更清楚地看到这种外围降水显著减小而中间变化不大的情况,在退化区的南、北两侧各有一块明显的降水减小区,而在退化区中间部位降水减小很微弱。退化区及其周边地区降水变化的这种分布情况说明,北方沙漠化区的降水减小与植被退化之间是一种正反馈关系,由沙漠化引起的降水减少,容易导致植被退化区进一步向周边地区扩展,而且在人为破坏的压力减小之后,依靠自然恢复很难再回到退化前的状态。从北方植被退化对整个中国夏季降水的影响来看(图 3a),在中国东半部,降水变化从北到南也呈“负—正—负”相间分布,但与图 2

的观测结果相比较可以发现,降水增加区的位置明显偏南,而华南降水减小区的范围太小,强度偏弱。Xue 等^[13]用 GCM 所作模拟的结果与此类似,但南部降水减小中心的位置更偏南(参见文献[13]中图 11b,c)。

图 3c 为 $Ev1sd - Evcn$ 的夏季降水差值率分布图,从图中可以看到,在南方退化区及其周围地区降水变化的分布也呈现出外围减少,中间变化不大甚至略有增加的形势,退化区的东、西两侧各出现了一块显著的降水减小区,南方试验区的常绿阔叶林变为灌溉农田后这种降水变化趋势,也使得退化区容易向外围,特别是东、西两侧扩展,并给退化的恢复造成困难。从中国东半部的降水变化分布来看,南方植被退化也使降水变化从南到北呈“负—正—负”相间分布,长江流域降水增加而其南、北两侧降水减少, $Ev1sd - Evcn$ 的这种降水变化分布状况比 $Evnd - Evcn$ 的分布更接近于 Xue^[13] 的观测结果(图 2),但北部降水减小区的南、北伸展范围明显比观测小。图 3d 给出了 $Ev2sd - Evcn$ 的夏季降水差值率分布,与 $Ev1sd$ 相比(图 3c)其强度明显变弱,在南北方向上虽仍呈“负—正—负”相间分布,但在退化区及其周边地区的降水变化却与 $Ev1sd$ 明显不同, $Ev2sd - Evcn$ 的降水减小主要出现在退化区的中间位置,而在其外围变化不大,甚至有一定程度的降水增加,尤其是在退化区西侧,出现了中心强度达到 60% 的降水增加区,这样使 $Ev2sd$ 的退化区不容易向周边地区扩展,而一旦人为破坏的压力减小,植被可以在自然调节下逐渐由外向内恢复。由此可见,植被退化程度对降水变化及植被退化的恢复情况均有明显影响,在退化程度较轻时,其对降水变化的影响较小,而且植被退化也较易恢复,这与 Sud Y C 等^[14] 在研究亚马逊雨林退化问题时所得到的结论相一致。图 3e 为 $Evnsd - Evcn$ 的夏季降水差值率分布, $Evnsd$ 试验中南方退化区的设置与 $Ev2sd$ 相同,而北方退化区的设置与 $Evnd$ 相同。通过将图 3e 与 $Evnd$, $Ev1sd$ 及 Xue^[13] 的夏季观测降水变化图相比较可以发现, $Evnsd - Evcn$ 的夏季降水变化与实际观测的降水变化最接近,尤其是长江中、下游的降水增加与华南的降水减少中心,它们的位置与图 2 中的相应位置几乎重合。由此看来,中国南方植被退化与北方草原沙漠化共同作用确实对中国过去 40 a 华北干旱加剧而长江流域洪涝频繁的降水变化格局的形成有重要影响。通过比较 $Ev1sd$, $Evnd$ (图 3c, a)对

中国夏季降水的影响程度可以发现,似乎南方植被退化对中国区域旱、涝分布趋势有更大影响,这可能是因为南方植被退化对作为中国夏季重要热源和水

汽源的南部地区的温、湿状况产生直接影响,使大尺度环流及水汽水平输送发生显著变化,并导致中国夏季降水的分布趋势发生明显改变。

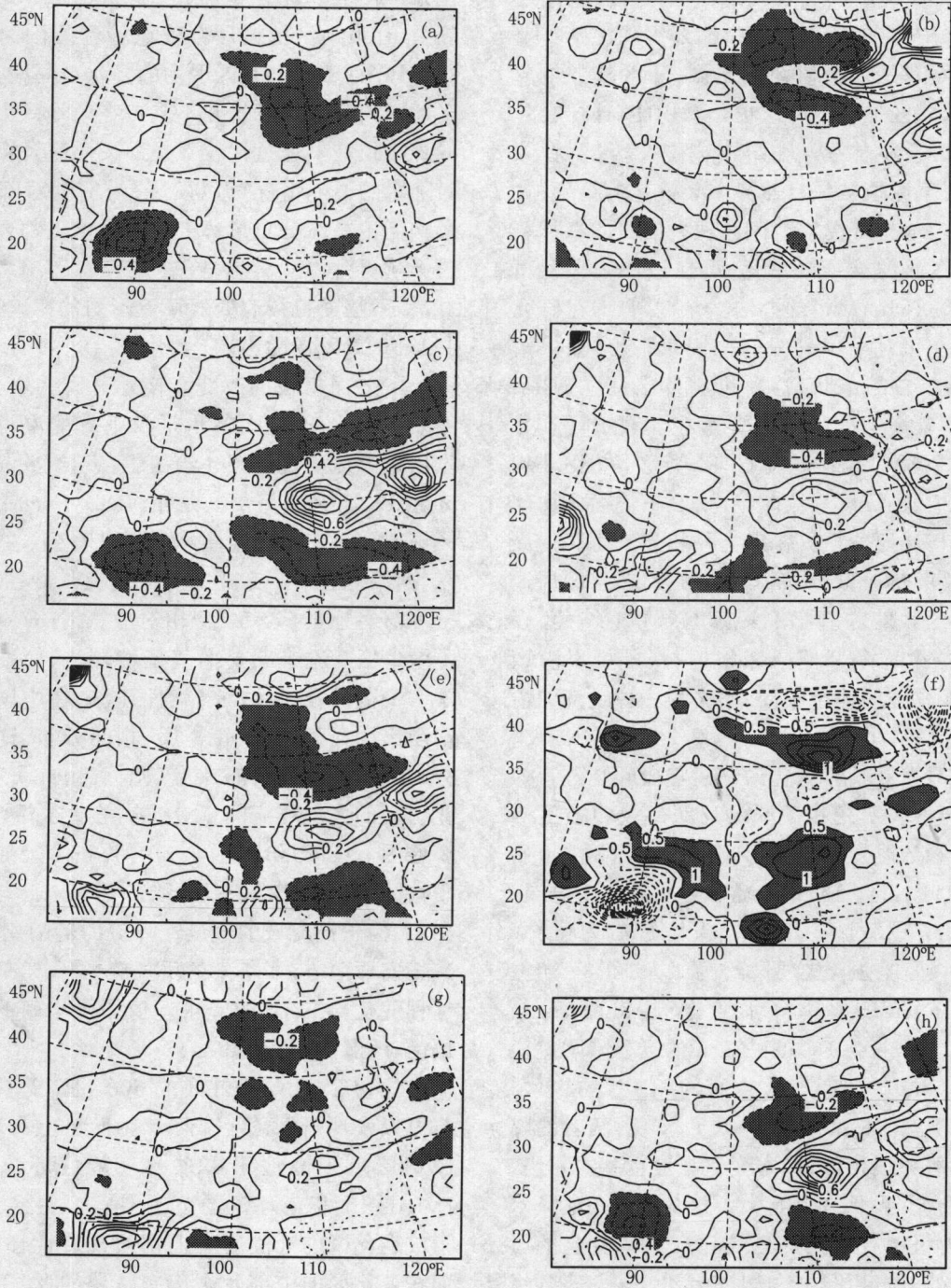


图3 各组试验与控制试验的降水差变化情况

(a,b 分别为北方草原退化试验的6~8月及3~5月的降水差值率分布,c,d,e,f 分别为南方常绿阔叶林严重退化、轻度退化、南北方植被同时退化及北方植树试验的6~8月的降水差值率分布,g.北方试验区反照率增大试验的6~8月降水差值率分布,h.南方试验区粗糙度减小试验的6~8月降水差值率分布。降水单位:mm/d)

在 Evna 试验中北方试验区的草原被混合树林所代替,图 3f 给出了 Evna - Evcn 的夏季降水偏差分布。从图中可以看到,当蒙古、内蒙草原植树造林后,在内蒙中部及蒙古南部降水增加,而陕西和蒙古北部的降水都是减少的。也就是在植树区及其周边地区的降水分布是中间降水增多而外围降水基本上是减少的。尤其是在植树区的北侧,降水减少十分明显,并且试验区平均的降水也是减少的,这样会导致新栽植的混合树林逐渐由外向内退化,说明在蒙古、内蒙出现草原植被是自然界多年演化的结果,大的气候背景并不支持在该地区出现大面积的森林植被。为防治草原的继续沙漠化,可在该地区采取草地、林地成条状间隔栽植的办法。余晖等^[33]在研究植被覆盖度变化对干旱气候的作用时指出,如果植被以 50 km 左右的条状栽植,可激发出最强的中、小尺度环流,且增加的降水主要落在非栽植区。另外,Lynn B H 等^[11]也在利用 GCM 研究下垫面非均匀激发出的中、小尺度环流时指出,当下垫面非均匀强迫的波长与局地罗斯贝变形半径相当时可获得最大的中、小尺度热通量,从而可能激发出较强的局地对流。因而,在蒙古、内蒙沙漠化严重的地区以 50 km 左右宽度成条状间隔栽植树林,既可以防风固沙,又可以改变局地小气候,不失为一种经济的治理手段。

本文除对植被整体退化的气候响应问题进行探讨外,还对与植被变化相关联的反照率及粗糙度等单个下垫面参数改变的气候影响情况进行了数值研究。图 3g 为 Evnia - Evcn 的夏季降水差值率分布,由图可见,北方试验区的反照率增大使该地区的降水以减少为主,但强度较弱,约为 Evnd 的一半左右。Evsia - Evcn 的夏季降水变化情况(图略)与 Evnia 类似。图 3h 为 Evsz0 - Evcn 的夏季降水差值率分布,在该试验中南方试验区的粗糙度减小与 Ev1sd 相当,比较图 3h 与图 3c 可以发现,两者的降水变化分布形势很相似,降水变化强度也基本相当,明显比 Evsia 对降水的影响大。由此可见,对降水而言,下垫面粗糙度对其的影响比反照率变化的影响更大。另外,通过比较 Evnd, Ev1sd, Evna 等各组试验的不同季节降水变化情况可以发现,在大部分区域,植被变化对夏季降水的影响最大(图略)。

上面对各组试验的降水影响情况进行了初步分析,结果表明,下垫面植被变化确实对降水的分布和强度均有明显影响。Ev1sd, Evsd, Evnd 及 Evnsd 都

使降水的变化呈“负—正—负”相间分布,但在退化面积相当的情况下,南方植被退化对降水分布的影响似乎比北方植被退化的影响更大,而南、北方植被同时退化的试验能得到与观测结果最接近的降水变化分布形势。北方试验区的植树试验(Evna)结果表明,在该地区植树后会使得试验区外围的降水明显减少,并且整个试验区平均的降水也是减少的,说明当地的大气环流背景并不支持在该地区出现大面积的森林植被。通过比较下垫面反照率及粗糙度变化对降水的影响情况可以发现,粗糙度对降水变化的影响无论是在分布形势上还是强度上都要比反照率的影响更大。

3.2 下垫面植被改变对环流形势的影响

3.2.1 对风场的影响

下垫面植被的改变会使地气间的水分、能量交换发生变化,改变大气水平及垂直的温、湿结构,激发出偏差风环流。图 4 给出了各组试验夏季平均的 500 hPa 偏差风环流图。从 Ev1sd - Evcn 的 500 hPa 风场差值环流图上(图 4a)可以看到,在退化区的东、西两侧各有一个十分完整的反气旋性环流,它们分别与当地的降水减少相对应(图 3c),在长江中、下游地区有一个明显的气旋性环流,而在华北出现了一个范围较大的反气旋性环流,在中国东部地区呈现出明显的“反—正—反”相间分布,这种分布形势与降水变化的分布十分吻合。由此可见,植被变化引起的大气环流的相应调整是造成降水变化的重要原因。图 4b 给出了 Evnd - Evcn 的 500 hPa 夏季平均的偏差风环流图。从形势上看,Evnd 与 Ev1sd 很相似,但长江流域的气旋性环流的范围比 Ev1sd 大,且偏向西南方,而华南的反气旋性环流却变得较小,这种变化与 Evnd 的降水差值图上华南的降水变化偏南、偏弱相对应(图 3a)。

比较 Evsd 与 Ev1sd 的 500 hPa 夏季偏差风环流可以发现(图 4c, a),两者在形势上有较大差别,Evsd 图上中心位于川东的气旋性环流的范围比 Ev1sd 图上相应环流的范围要宽广得多,使得南方植被退化区的外围基本上都被气旋性环流所包围,而在退化区的中部及东部有较弱的反气旋性环流,Evsd 偏差风环流的这种分布形势使得该试验在退化区及周围只产生了较弱的降水减少,且主要集中在退化区中部,而在其外围则反而有降水增加。从 Evnsd - Evcn 的 500 hPa 夏季偏差风环流图中可知(图略),其偏差风环流形势与 Ev1sd 及 Evnd 类似,

也呈明显的“反—正—反”相间分布,并且与降水变化的分布十分吻合。

从 Evna - Evcn 的 500 hPa 夏季偏差风流场来看(图 4d),当北方草原栽种混合树林后,几乎使整个中国区域都被一个巨大的气旋性差值环流所覆盖,位于东北的环流中心与植树区中部的降水增加区对应。在这个巨大环流中也还存在流场的辐合辐

散变化,长江流域上空的流场辐合增强对应着川东的降水增加,而气旋性环流中心南部及西北部的辐散增强区则分别与陕西及蒙古北部的降水减少区相对应。通过比较 Evnia, Evsia, Evsz0 等试验的结果可以发现,粗糙度变化比反照率变化对大气环流的影响大,而南方下垫面参数改变又比北方的相应改变对大气环流的影响更明显(图略)。

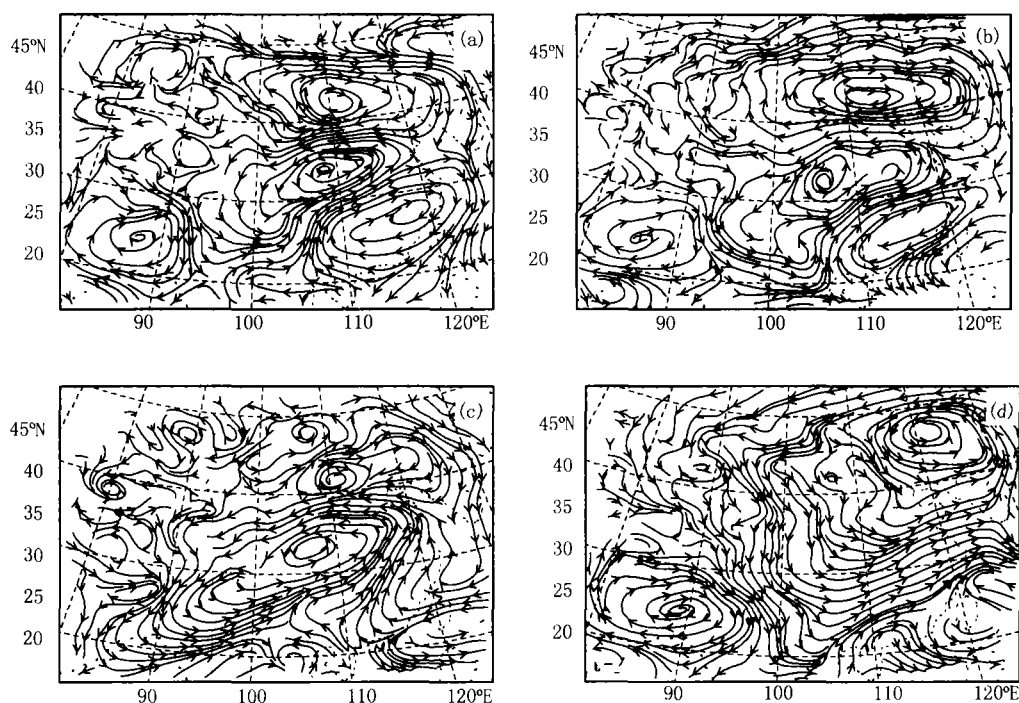


图 4 各组试验与控制试验的夏季平均的 500hPa 偏差风流场
(a. 南方植被严重退化试验, b. 北方草原退化试验,
c. 南方植被轻度退化试验, d. 北方试验区植树试验)

另外,通过分析 850 hPa 的偏差风环流可以发现,在低层也存在与 500 hPa 类似的环流变化,但环流的系统性不强且强度较弱(图略)。比较各层的偏差风环流中心的位置可以看到,环流中心随高度逐渐向下风方(夏季为东北方)倾斜。另外,通过比较各组试验不同季节的偏差风流场可以发现,各组试验结果都一致表明夏季偏差风的强度比其余季节强,而且环流的系统性也更好,这与各组试验的降水变化也是在夏季最显著的情况是一致的。产生这种现象可能与夏季控制中国大部分地区的暖、湿空气更易受下垫面植被变化的影响有关。Henderson-Sellers 等^[7]及 Sud Y C 等^[14]在利用 GCM 研究亚马逊雨林被破坏的气候效应时也得到了类似的结果,风环流及降水的变化都是在雨季最明显。

由于植被改变,下垫面粗糙度变化引起表面摩擦的改变及地、气间能量通量改变引起的辐合辐散会使低层风速发生明显变化。图 5a 给出了 Ev1sd - Evcn 的 1000 hPa 夏季风速差,由图中可以看到,在植被退化区及其附近大气低层的风速增加十分显著,中心风速增加可达 4 m/s,其大小与 Sud Y C 等^[14]在进行亚马逊雨林被破坏对区域气候影响的模拟研究时得到的结果相当。在 Ev1sd - Evcn 的夏季 850 hPa 风速差图上(图略)也可看到明显的风速增加区,但其范围及强度都要比 1000 hPa 小得多,这显示了偏差风动能在由湍流逐渐上传的过程中不断衰减的现象,Evsd 及 Evnd 也存在低层风速增大的现象,但强度均比 Ev1sd 弱。图 5b 给出了 Evsz0 - Evcn 的 1000 hPa 夏季风速差,与 Ev1sd 比较可以

发现(图 5a),两者在强度和范围上都十分相近,比 Evsd 试验的风速差强,而 Evsia - Evcn 的风速差却很小(图 5c),这说明因植被退化引起的低层风速增大主要是由下垫面的粗糙度减小造成的。图 5d 给出了 Evna - Evcn 的 1000 hPa 的夏季风速差分布,从图中可以看到,由于北方试验区的植树造林,中国大部分地区的低层风速都减小了,尤其是在试验区及其下方。由此可见,在蒙古、内蒙草原植树对于

防风固沙有十分明显的作用。通过比较不同季节的低层风速变化情况可以发现,植被变化后在各个季节都有明显的风速改变,但以夏季的风速变化最剧烈,Sud Y C 等^[14]在研究亚马逊雨林破坏的气候效应时也得出雨林被破坏后使 JJA(6~8月)的表面风增大最多的结果,但在亚马逊地区 JJA 对应着当地的干季。

下垫面植被变化导致地气系统温、湿状况的改

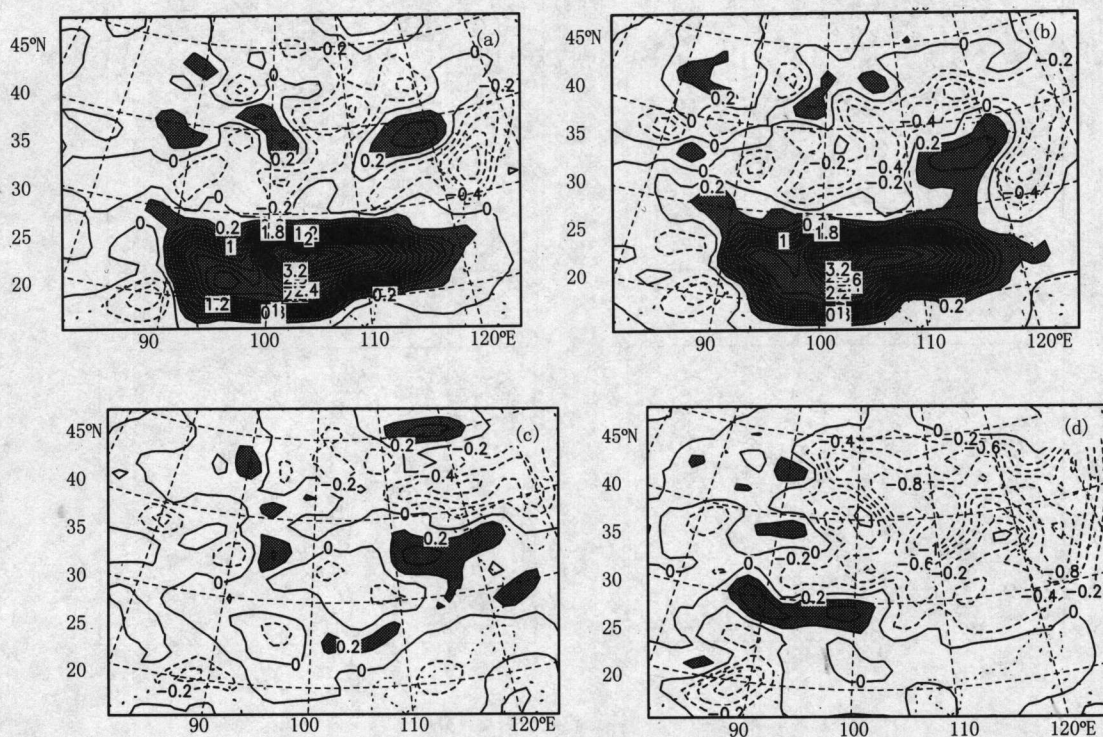


图 5 各组试验与控制试验的低层(1000 hPa)夏季风速差值分布(m/s)

(a. 南方试验区植被严重退化试验, b. 南方试验区粗糙度减小试验
c. 反照率增大试验 d. 北方草原植树试验; 风速单位: m/s)

变,在激发出偏差风环流的同时,伴随着大气垂直运动的变化。图 6 给出了各组试验的垂直运动变化情况。图 6a 为 Ev1sd - Evcn 的夏季垂直速度东-西向垂直剖面(对南方退化区格点作了南-北向平均)。从图中可以发现,当南方试验区的常绿阔叶林退化为灌溉农作物后,使该地区及其周围的垂直运动状况发生了显著变化。在试验区内,垂直速度的差值呈现出上升、下沉交替分布的状态,并在退化区中间产生了一个发展旺盛的垂直环流,而退化区的外围则以下沉运动增强为主,尤其是在退化区的西侧,下沉运动强烈且范围宽广,这样导致了退化区两侧降水的明显减少(图 3c)。Evsd - Evcn 的夏季垂

直速度差值(图 6b,剖面方式与 Ev1sd 相同)与 Ev1sd 有明显差别。从总体上来说,Evsd 的垂直速度差要比 Ev1sd 弱得多,虽然 Evsd 在退化区的中间位置也激发出了一个较完整的垂直环流,但强度明显比 Ev1sd 弱。另外一个更主要的差别是,Evsd 在退化区的外围主要是上升运动增强或垂直运动变化不大,与 Ev1sd 的外围以下沉运动增强为主明显不同,这使得 Evsd 的退化区外围的降水反而有所增大。图 6c 为 Evsz0 - Evcn 的夏季垂直速度东-西向垂直剖面。与图 6a 比较可以发现,两者无论在强度还是在分布形势上都十分相近,这进一步证实了前述观点,即下垫面粗糙度的变化在植被改变对大

气动力学状态的影响上具有决定性作用。图 6d 给出了 $E_{vnd} - E_{vcn}$ 的夏季垂直速度南-北向垂直剖面(对北方植被退化区格点作了东-西向平均), 由图可以看到, 北方草原沙漠化后使沙化区中间产生了较强的上升运动, 而在其外围则有明显的下沉运动, 尤其是在退化区南侧下沉运动相当强烈, 这与该地区的降水明显减少相对应(图 3a)。图 6e 为 $E_{vna} - E_{vcn}$ 的夏季垂直速度差值(剖面方式与 E_{vnd} 相同), 比较 E_{vna} 与 E_{vnd} 的垂直速度差异可以发现, E_{vna} 激发出的垂直速度变化要比 E_{vnd} 弱, 但在试

验区范围两者的垂直速度变化的分布却是类似的, 都是中间上升增强而两侧下沉增强, 而且 E_{vna} 的中央上升增强区宽度要比 E_{vnd} 窄。 E_{vnd} 与 E_{vna} 相似的垂直运动变化与试验区内植被的相反变化情况似乎有些矛盾, 其原因将在机理部分进行讨论。从 $E_{vnia} - E_{vcn}$ 的夏季垂直速度变化情况可以看出(图 6f), 单纯由下垫面反照率增加造成的垂直运动变化, 在退化区及其周围主要表现为下沉运动的增强, 这可能与下垫面反照率增大造成地表的能量净损失导致地表及低层大气降温有关。比较 E_{vnia} 与

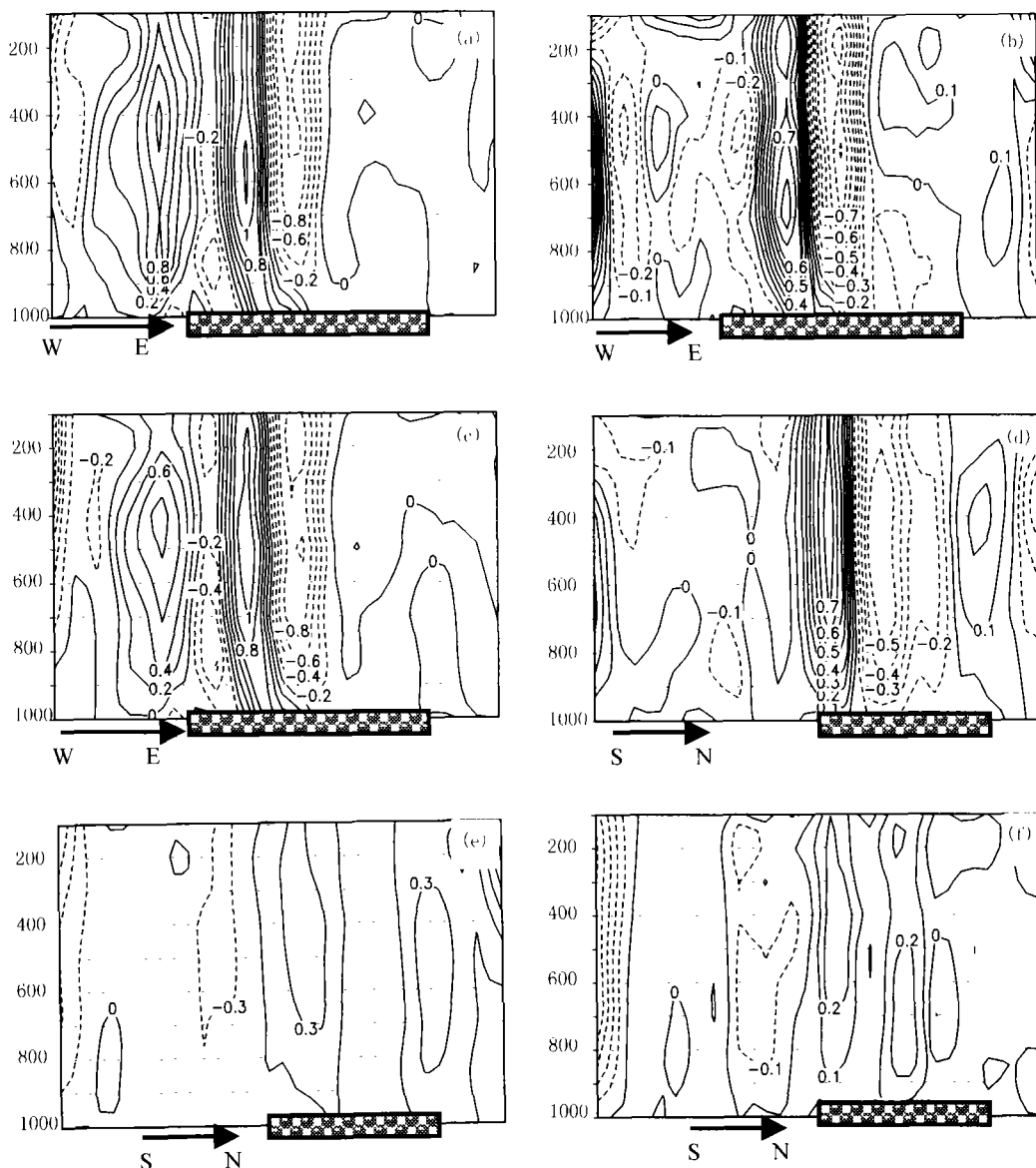


图 6 各组试验与控制试验的垂直运动差值

(a,b,c 分别为南方试验区植被严重退化试验、南方试验区植被轻度退化试验及南方试验区地表粗糙度减小试验的 6~8 月垂直速度差的高度-经度剖面, d. 北方试验区沙漠化试验的 6~8 月垂直速度差的高度-纬度剖面, e,f 分别为北方植树试验及北方试验区反照率增大试验的夏季垂直速度差的高度-纬度剖面。单位: 10^{-3} hPa/s)

Evnd的垂直速度剖面可以看出,Evnia对垂直速度的影响也比Evnd小得多。Evsia所产生的垂直速度变化与Evnia类似,在试验区也主要以较弱的下沉运动增强为主,在此不再赘述。

3.2.2 对温度场的影响

下垫面植被的变化会改变地气间的能量平衡关系,导致地表温度的变化,并进一步影响大气的热状况。但不同季节、不同时次地表及大气温度的变化情况是不同的。图7a给出了Ev1sd-Evcn的2月平均夜间(02时BST)地表温度差。图中显示在植被退化区冬季午夜有很强烈的降温,中心可达 -4°C ,这种降温主要是由于夜间云量减少使得地表净长波辐射损失增大而造成的,但是2月平均的14h地表温度变化不大(图略),因而使2月份的日平均地表温度也是降低的。Dirmeyer等^[15]在研究撒哈拉的沙漠化问题时曾指出,当地沙化后,云减少

约18%,但表面太阳辐射只减少6%,这种差异在各个季节里都存在,暗示着云量减少主要是在夜间,这种结果使夜间地表的长波辐射增加而造成降温。白天平均云量减少不大,因而无足够的短波吸收来加热地面以抵消夜间的降温,其净结果是使地表冷却。Ev1sd-Evcn的2月夜间气温也因地表的明显冷却而下降(图略)。夏季则相反,图7b给出了Ev1sd-Evcn的夏季白天地表温度变化情况,从图中可以看到在植被退化区温度有明显的上升,其中心可达 3°C 。但由于粗糙度的减小,湍流的垂直输送减少,因而虽然地表明显增温,但白天气温变化不大(图7c)。通过比较Ev1sd试验的冬、夏季气温变化情况可知,南方植被退化后使试验区冬季的日平均气温明显下降,而夏季变化不大,从而使退化区的气温年较差增大。另外,在退化区,气温的日较差也是明显增大的。

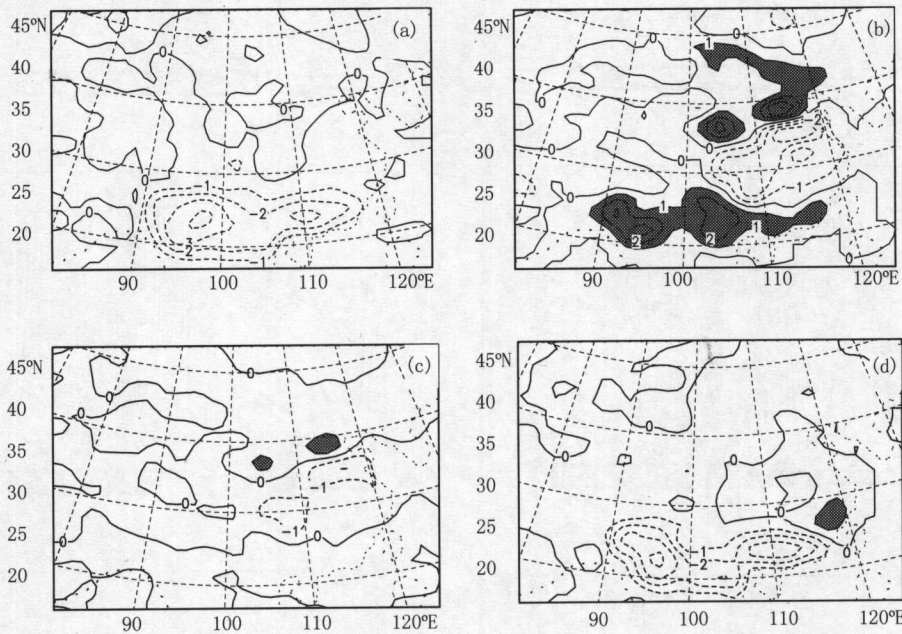


图7 南方试验区植被严重退化及反照率增大试验与控制试验的地表温度及气温的差值分布
(a,b分别为南方植被严重退化试验的2月02时及夏季14时的地表温度差值,c.夏季14时的气温差值;d.南方试验区反照率增大试验的2月14时地表温度差值。单位:K)

Evsd的温度变化情况与Ev1sd类似,但强度稍弱。而下垫面反照率增大试验结果表明,单纯的下垫面反照率增大使地表温度及气温无论是冬季还是夏季,也无论是白天还是夜晚都明显降低。地表降温主要是由于反照率增大而使白天剧烈降温所造成的(图7d),气温下降则主要是由于夜间长波辐射冷却增加及感热释放减少而导致夜间气温的骤降,另

外冬季降温比夏季强烈。图8a给出了Evnd-Evcn的冬季02时BST地表温度变化,从中可以看出北方沙化区冬季夜间降温明显;夏季白天地表却有更强烈的升温,中心可达到 7°C (图8b)。对日平均的地表气温来说,冬季有微小降温而夏季却有较显著升温,这种升温主要是由于夏季夜间的温度升高造成的(图8c),导致北方退化区夏季午夜气温升高的。

一个可能原因是粗糙度减小使夜间由大气指向地面的感热、潜热输送减小。比较 Evnd 与 Ev1sd 的温度

变化可以发现,南方植被退化造成冬季降温明显而北方植被退化却造成夏季强烈升温。

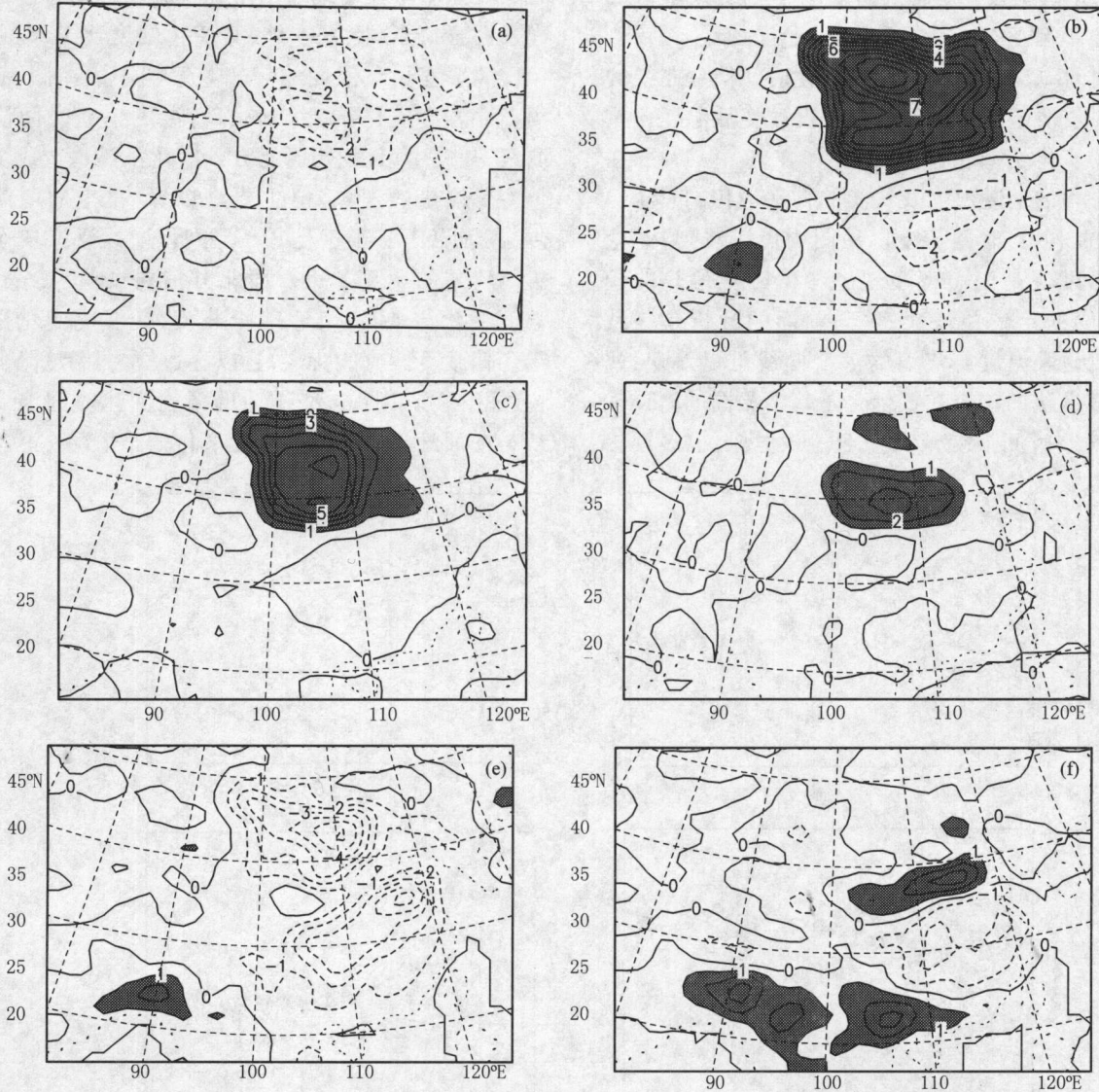


图 8 各组试验与控制试验的地表温度及气温差值的分布

(a, b 分别为北方试验区沙漠化试验 2 月 02 时及夏季 14 时的地表温度差值, c. 北方沙漠化试验的夏季 02 时气温差值, d, e 分别为北方植树试验的 2 月 02 时及夏季 14 时的地表温度差值, f. 南方试验区粗糙度减小试验的夏季 14 时地表温度差值。单位:K)

当北方试验区植树造林后其温度变化与植被退化几乎完全相反。图 8d 为 Evna - Evcn 的 2 月夜间地表温度变化, 从中可以发现在植树区温度明显升高。而 2 月白天温度明显降低(图略)。植被增加后的夏季白天在试验区及其东南侧都有明显的地表温度降低(图 8e)。试验区降温主要是由于云增多使到达地表的短波辐射减少及地表湿度和粗糙度增加使潜热释放增加造成的, 而江淮流域的地表降温则与该地区降水增多有关。从 Evna 2 月和夏季的日

平均气温变化中可以看到, 冬季的日平均气温是升高的而夏季则有明显下降, 这样使得气温的年较差减小。另外, 从前面的分析可知气温的日较差也是明显减小的。单纯减小下垫面的粗糙度(Evsz0 试验)会使冬、夏的白天地表温度都有所升高, 尤以夏季的升温较明显。夏季白天的地表温度升高(图 8f)主要是由云量减少使到达地表的短波辐射增加造成的, 因而地表温度升高区域与降水减小区域相对应。粗糙度变化对夜间的地表温度影响不大, 另

外,气温的变化也比较小。总的来说,除夏季外下垫面粗糙度变化对地气系统的温度影响均要比反照率变化对其的影响小,而且粗糙度减小与反照率增大对温度的影响基本上是相反的。

通过对试验区平均的温度变化时间演变曲线的分析可以更清楚地看到下垫面状况改变后温度偏差随时间的变化情况。图 9a 给出了 Ev1sd - Evcn 在退化区平均的地表温度及气温的日平均(02 时与 14 时 BST 的平均)时间演变。从图中可以看到,无论是地表温度还是气温都表现出冬偏冷夏偏热的趋势,使温度的年较差增大,这与前面的分析是一致的。比较地表温度与气温的演变曲线可以发现,两者对植被退化的响应在振幅上是基本相同的。Evsd 的温度偏差时间演变情况与 Ev1sd 类似,也表现出

冬偏冷夏偏热的特征(图略),但振幅明显比 Ev1sd 小。从 Evnia 的温度时间演变曲线上可以看出(图 9b),反照率增大使地表温度和气温在各个季节都出现了明显降低,除夏季外,其变化幅度比 Evsz0 大,但反照率变化对温度的年较差影响不大。图 9c 给出了北方沙漠化试验(Evnd)的温度偏差时间演变曲线,从图中可以看到,北方沙漠化虽然也造成了冬偏冷夏偏热的现象,但主要是以春、夏季的增温为主,其增温比 Ev1sd 及 Evsd 更明显,并且造成了温度年较差的明显加大。而北方植树试验(Evna)的温度变化与 Evnd 几乎完全相反,使温度变化呈现出冬偏暖夏偏凉的特点,且以春、夏季的温度降低为主(图 9d)。以上这些试验的温度变化时间演变曲线与前面给出的各季节温度变化分布情况是基本一

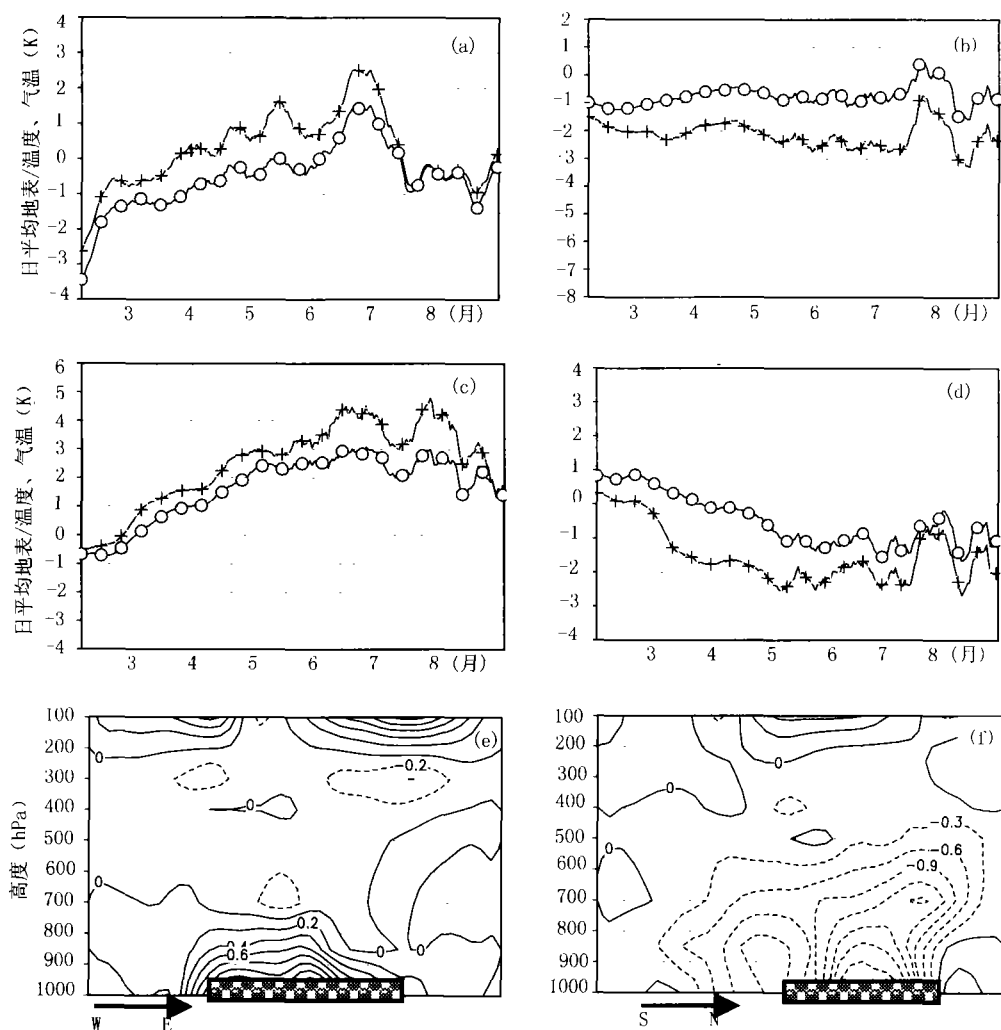


图 9 各组试验与控制试验的日平均地表温度及气温差值的时间演变和垂直剖面

(a. 南方试验区严重退化试验, b. 北方试验区反照率增大试验, c. 北方试验区沙漠化试验, d. 北方试验区植树试验, e. 南方试验区严重退化试验夏季平均的高度-经度剖面, f. 北方试验区植树试验夏季平均的高度-纬度剖面。

单位:K,图中的十字线为地表温度、空心圆圈线为气温。坐标上的阴影区为试验区位置)

致的。Henderson-Sellers 等^[7]在模拟亚马逊热带雨林被破坏时也得到了类似雨季升温的结论。张克映等^[26]在考查云南西双版纳由森林破坏引起的局地气候变化时也指出,森林破坏使该地区的温度年较差增大,冷季降温,热季升温,森林的调节作用减小了。

下垫面植被变化除了对地表温度和气温有重要影响外,还会通过湍流传输使各层大气的温度发生明显变化。图 9e 给出了 Ev1sd - Evcn 的夏季东—西向温度偏差垂直剖面(已对退化区作了南—北向平均),从图中可以看到,南方植被退化使中、低层大气出现了明显的增温现象,但增温层高度较低,只到 850 hPa 左右,中、高层大气则出现了较微弱的降温,这可能与该层次大气降水减少释放的凝结潜热也相应减少有关。到了 200 hPa 以上大气又出现了明显的增温,垂直向呈“正—负—正”相间的分布与 Cunningham^[34]在模拟土壤湿度和反照率对 Saharan 大气的影晌时所得到的结果类似,然而在 Cunningham 的工作中,由地表增湿造成的温差分布为“负—正—负”相间,与 Ev1sd 植被退化(地表湿度是减小的)的结果正好相反。图 9f 给出了 Evna - Evcn 在 $x = 26$ (约 110°E)处的夏季温差垂直剖面,从中可以看到,由北方草原植树引起的夏季大气降温十分显著,影响高度可达到 400 hPa,且存在明显的向南扩展现象,这与夏季出现在植树区南部的降水增加中心相对应。对比 Evsia 与 Evsz0 高空气温的变化情况可以发现,在 850 hPa,冬季下垫面反照率增大比粗糙度减小对温度场的影响大,而夏季的温度变化则更多地受粗糙度的影响,Evsia 与 Evsz0 对温度的影响基本上也是相反的,这就使得下垫面植被退化在冬季主要受反照率增大的影响而降温,在夏季则主要受粗糙度减小的影响而升温。

通过上面对植被变化的温度影响情况的分析可知,下垫面植被变化对地气系统的温度具有显著影响。植被退化使地表及中、低层大气温度在冬季降低而夏季升高,出现冬偏冷夏偏热的现象,使温度年较差增大。同时温度日变化也是增大的。而植树对地气系统温度的影响则正好与植被退化相反,使温度变化呈现出冬偏暖夏偏凉的趋势,温度年较差减小。下垫面反照率增加使地气系统在各季节均有温度降低,尤其是在冬季。而粗糙度减小,则会在夏季造成明显的温度升高,但在其它季节其对温度的影响要比反照率的影响小。

3.2.3 对大气湿状况的影响

由下垫面植被变化引起的地气间热通量的改变,除了使地气系统温度发生明显变化外,也会导致大气湿状况的改变。图 10a 给出了 Ev1sd - Evcn 的夏季比湿差的东—西向垂直剖面(已对退化区作南—北方向平均),从图中可以看到,由于南方的植被退化使得退化区及其外围大气出现了明显的湿度减小,在其东、西两侧比湿减小可达到 400 hPa 以上,与 Ev1sd 的夏季垂直速度变化相对照可以发现(图 6a),在退化区两侧的比湿减小对应着下沉运动增强,尤其是在退化区西侧,下沉运动增强十分显著,导致 Ev1sd 夏季的退化区外围出现较明显的降水减少(图 3c)。而 Evsd 的比湿变化情况与 Ev1sd 有明显不同,除了总体变化比 Ev1sd 小外,Evsd 的比湿减小范围较窄(图 10b)且在退化区两侧有明显的湿度增加,这与从退化区中央向外围的水汽输送汇合增强有关,与 Evsd 的垂直速度变化相对照可以发现(图 6b),退化区外围的湿度增加与上升运动增强相对应,从而使 Evsd 夏季的试验区外围反而有降水增加(图 3d)。

在 Evsia 试验中,由于地表降温,使得地表释放的潜热通量减小,从而导致试验区上空大气的比湿减小,但强度较弱。图 10c 为 Evsz0 - Evcn 的夏季比湿差垂直剖面,与图 10a 相比较可以发现,Evsz0 与 Ev1sd 的比湿差垂直分布形势相近,而且强度也相当,比 Evsia 及 Evsd 都要强,将 Evsz0 的夏季垂直速度差(图 6c)及比湿差(图 10c)的配置情况与 Ev1sd 的相应配置(图 6a 及图 10a)对照可以发现,两者的配置形势也十分相似,从而使 Ev1sd 与 Evsz0 的夏季降水变化情况也较为接近。由此可见,下垫面粗糙度的变化对大气湿状况的影响也比反照率对其的影响大。

从 Evnd - Evcn 的夏季东—西向比湿差垂直剖面图上可以看到(图 10d),北方沙漠化使该地区上空的大气湿度明显减小,从 Evnd - Evcn 在 $x = 26$ (约 110°E)处的 850 hPa 比湿差时剖图(图 10e)中可看到在整个试验期内,沙漠化地区上空均有明显的比湿减小,尤其是在夏季月份,中心减小可达到 $-1.4\text{g}/\text{kg}$,在沙漠化区南部出现的比湿增加则与夏季江淮流域的降水增加相对应。在北方草原植树对大气湿度的影响则基本与沙漠化相反,使大气变得更加湿润,图 10f 为 Evna - Evcn 的夏季东—西向比湿差垂直剖面,从图中可以看到在植树区上空出现

了明显的比湿增加,但影响高度比 Evnd 低。北方试验区反照率增加对大气湿度的影响与南方类似,也主要是由于地表释放的潜热通量减小导致试验区上空的比湿减小,但减小的强度较弱。

通过以上的大气湿状况变化的分析可以知道,下垫面植被变化造成的地气间热通量的改变,会显著影响大气的水汽含量。植被退化使得退化区上空的大气湿度明显降低,但不同的退化强度及不同季节,大气湿度变化的分布情况会有所不同。而通过植树造林能使试验区大气变得更加湿润,尤其是在夏季。同时还发现下垫面粗糙度的变化对大气湿状况有明显影响,其影响程度比下垫面反照率变化对

其的影响要大。

4 小结

文中对由植被变化引起的气候效应进行了较为全面的模拟研究,并对模拟结果进行了详细分析,从中可得到以下几点初步结论:

(1) 江淮流域洪涝灾害增多及华北干旱的加剧可能是北方草原沙漠化与南方常绿阔叶林退化共同影响的结果,而且南方植被退化对其的影响似乎更强烈。

(2) 下垫面植被变化对气候有重大影响。植被退化使气候变得更加恶劣,退化区平均降水减少,

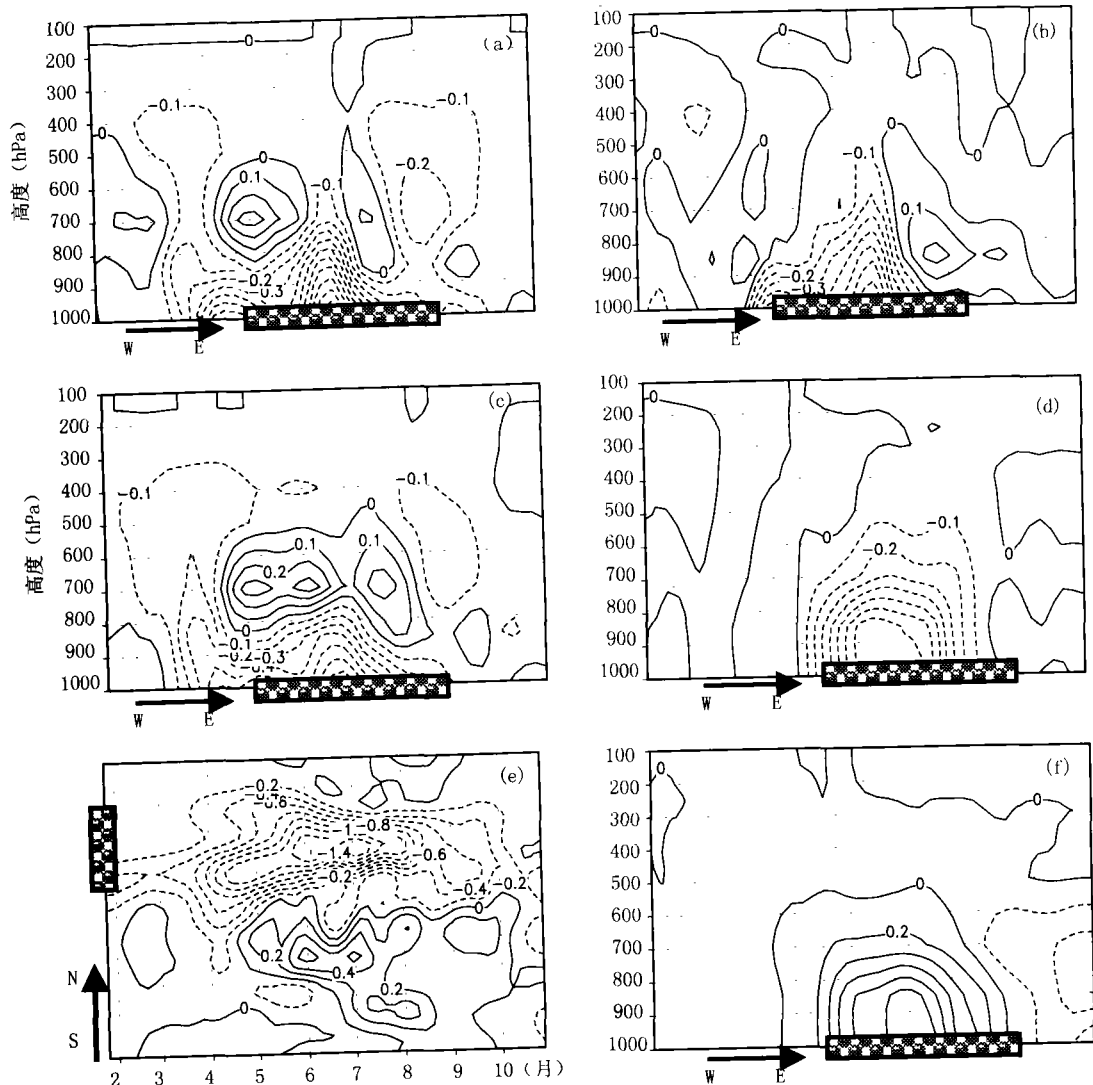


图 10 各组试验与控制试验的比湿差值的高度-经度及时间-纬度剖面

(a,b,c,d,f 分别为南方试验区严重退化试验、轻度退化试验、粗糙度减小试验、北方试验区沙漠化及植树试验的夏季平均比湿差值的高度-经度剖面,e 为北方试验区沙漠化试验的 850 hPa 夏季比湿差时间-纬度剖面。单位:g/kg,横纵坐标上的阴影区为试验区位置)

大气变得干燥,气温的日较差、年较差均增大,使得冬季变而夏季变热,大气低层的风速加大。另外,南方的植被退化似乎比北方相同面积的植被退化对中国气候的影响更大。

(3) 严重的植被退化会导致降水与植被退化之间的正反馈,易使退化区不断向外扩展且退化难以恢复。而程度较轻的植被退化,退化与降水减少之间是一种负反馈,当人为压力减弱后,退化较易恢复,但由于地表径流的增加,易导致洪涝灾害的发生。

(4) 北方植被增加使气候变得更温和,但植树

区外围的降水减少,易使新栽树林由外向内退化,说明目前的北方草原区气候似乎不支持在该地区出现大面积的森林。

(5) 粗糙度对降水、大气环流形势及温、湿状况等的影响比反照率对这些气候量的影响更大。当然,采用不同的模式、不同的陆面方案,其结果可能会有所不同。

以上这些论断只是在本模拟工作中得到的一些结果,是否与实际情况相符并具有一定的普适性,还有待更多的观测分析及模拟研究来证实。有关植被变化气候效应的机理将在另文中论述。

参考文献

- Henderson-Sellers A, Gornitz V. Possible climate impacts of land cover transformations, with particular emphasis on tropical deforestation. *Climatic Change*, 1984, 6: 231 ~ 258
- Sud Y C, Molod A. A GCM simulation study of the influence of Saharan evapotranspiration and surface-albedo anomalies on July circulation and rainfall. *Mon Wea Rev*, 1988, 116: 2388 ~ 2400
- Dickinson R E, Henderson-Sellers A. Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterization. *Quare J Roy Meteor Soc*, 1988, 114: 439 ~ 462
- Lean J, Warrilow D A. Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. *Nature*, 1989, 342: 411 ~ 413
- Shukla J, Nobre C, Sellers P J. Amazon deforestation and climate change. *Science*, 1990, 247: 1322 ~ 1325
- Nobre C A, Sellers P J, Shukla J. Amazonian deforestation and regional climate change. *J Climate*, 1991, 4: 957 ~ 988
- Henderson-Sellers, Dickinson R E, Durbidge T B, et al. Tropical deforestation: Modeling local-to regional scale climate change. *J Geophys Res*, 1993, 98: 7289 ~ 7315
- Lean J, Rowntree P R. A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. *Quare J Roy Meteor Soc*, 1993, 119: 509 ~ 530
- Xue Y, Shukla J. The influence of land-surface properties on Sahel Climate, Part I: Desertification. *J Climate*, 1993, 6: 2232 ~ 2245.
- Dirmeyer P A, Shukla J. The effect on regional and global climate of expansion of the world's deserts. *Quare J Roy Meteor Soc*, 1996, 122: 451 ~ 482
- Lynn B H, Rind D, Avissar R. The importance of mesoscale circulation generated by subgrid-scale landscape heterogeneities in general circulation models. *J Climate*, 1995, 8: 191 ~ 205
- Xue Y, Shukla J. The influence of land-surface properties on Sahel Climate, Part II: Afforestation. *J Climate*, 1996, 9: 3260 ~ 3275
- Xue Y. The impact of desertification in the Mongolian and the Inner Mongolian Grassland on the regional climate. *J Climate*, 1996, 9: 2173 ~ 2189
- Sud Y C, Yang K, Walker G K. Impact of in situ deforestation in Amazonia on the regional climate: General circulation model simulation study. *J Geophys Res*, 1996, 101: 7095 ~ 7109
- Dirmeyer P A, Shukla J. Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. *J Geophys Res*, 1994, 99: 20863 ~ 20877
- Varejao-Silva M A, Franchito S H, Rao V B. A coupled biosphere-atmosphere climate model suitable for studies of climate change due to land-surface alterations. *J Climate*, 1998, 11: 1749 ~ 1767
- 薛永康, 曾凡荣, Schlosser A C. 一个植被模式的检验和它在陆气相互作用中的应用. *大气科学*, 1998, 22(4): 575 ~ 585
- Ghuman B S, Lal R. Effects of deforestation on soil properties and microclimate of a high rain forest in southern Nigeria. In: Dickinson R E, eds. *The Geophysiology of Amazonia*. Wiley, New York, 1987. 225 ~ 244
- 马玉堂. 开垦地小气候的变化. *气象学报*, 1982, 40(3): 356 ~ 360
- Wright I R, Gash J H C, Da Rocha H R, et al. Dry season micrometeorology of central Amazonian ranch-land. *Quare J Roy Meteor Soc*, 1992, 118: 1083 ~ 1099
- Giorgi F, Mearns R M. Approaches to the simulation of regional climate change, a Review. *Rev Geophys*, 1991, 29: 191 ~ 216
- Eltahir E A B, Bras R L. On the response of tropical atmosphere to deforestation. *Adv Water Resour*, 1994, 17: 101 ~ 115
- Zhao Zong-ci and Luo Yong. Investigation on the regional climate simulation over East Asia by the NCAR RegCM2. The Second CMA/US DOE Science Team Meeting, Beijing: NCC Press, 1996. 16.
- 郑维忠. 我国北方气候灾害的诊断分析和数值研究[学位论文]. 南京: 南京大学大气科学系, 1999, 80 ~ 125

- 25 Zhu T, Zhang Y, Ding Y H. The climate effects of coal burning over Sichuan province and the lower Yangtze River Valley in a regional climate model simulation. The Second CMA/US DOE Science Team Meeting, Beijing: NCC Press, 1996. 11
- 26 张克映, 张一平. 西双版纳森林开伐对地方气候的影响. 见: 中国农学会气象研究会, 中国林学会编. 林业气象论文集, 北京: 气象出版社, 1984. 14~23
- 27 侯学煜. 中国自然地理(植物地理, 下册). 北京: 科学出版社, 1988. 318pp
- 28 郑益群, 苗曼倩, 钱水甫. 湍流动能闭合方法在区域气候模式中的应用. 气象学报, 1999, 57(6): 641~650
- 29 董敏, 耿全震, 梁益国等. 气候模式的基本原理和技术方法. 北京: 气象出版社, 1997. 177pp
- 30 Charney J G. Dynamics of deserts and droughts in the Sahel. Quart, J Roy Meteor Soc, 1975, 101: 193~202
- 31 Stephens G L, Greenwald T J. The earth's radiation budget and its relation to atmospheric hydrology, 1: Observation of the clear sky greenhouse effect. J Geophys Res, 1991, 96: 15311~15324
- 32 郑益群, 钱水甫, 苗曼倩. 青藏高原积雪对中国夏季气候的影响. 大气科学, 2000, 24(6): 761~773
- 33 余晖, 罗哲贤. 植被覆盖度变化对干旱气候的作用. 见: 孙国武主编. 中国西北干旱气候研究. 北京: 气象出版社, 1997. 169~175
- 34 Cunnington W M, Rowntree P R. Simulations of the Saharan atmosphere-dependence on moisture and albedo. Quart J Roy Meteor Soc, 1986, 112: 971~999

THE EFFECTS OF VEGETATION CHANGE ON REGIONAL CLIMATE I: SIMULATION RESULTS

Zheng Yiqun Qian Yongfu Miao Manqian

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093*)

Yu Ge

(*Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008*)

Kong Yushou Zhang Donghua

(*Meteorological College, PLA University of Science and Engineering, Nanjing 211101*)

Abstract

In the context of a regional climate model (RegCM2), simulation is undertaken of climatic effects of changed vegetation over China, reaching results which show that the increase in flood events over the Changjiang Huaihe River Valleys and the aggravation of North China droughts are likely to be under the joint action of desertification of the northern grassland and southern degradation of evergreen broadleaf trees, the latter seeming to be the primary factor. Severe vegetation degeneration leads to a positive feedback between rainfall reduction and degradation with the consequence that the disaster expands steadily outward and the hit-area is difficult to turn back into farmland. In contrast, less heavy degeneration causes a negative feedback between deterioration and rainfall reduction. And the stricken sector is likely to reclaim when human damages are decreased or removed. However, degeneration strengthens surface runoff, allowing flood occurrence. Vegetation deterioration makes the climate even more inhospitable. On the other hand, experiments show that the vegetation enlargement of northern grassland will lead to a mild climate, responsible for precipitation reduction in the outer belts of afforestation, which is possible to cause newly-planted trees to die stepwise inward, a result that means the current climate in the grassy land does not seem to support a plan on large-scale afforestation there.

Key words: Vegetation variation, Regional climate, Climatic modeling