

植被变化对中国区域气候的影响 II: 机理分析*

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

在利用区域气候模式(RegCM2)对中国植被变化的气候影响进行了数值模拟研究的基础上, 该文着重对其中可能的机理进行了分析, 结果表明: 植被变化对地-气系统的能量平衡具有重要影响。植被变化使地表释放的有效通量(感热 + 潜热)发生变化, 同时有效通量中的感热、潜热分配, 即波恩比亦会发生改变, 从而导致大气湿静力能分布的变化, 使大气层结及垂直运动发生相应改变, 这会进一步影响到大气水汽输送情况, 并与相应的垂直运动变化结合最终导致降水的变化。另外, 由于植被变化造成的地表蒸散及土壤持水能力的变化, 会使土壤含水量、地表径流等也发生明显的变化。

关键词: 植被变化, 区域气候, 数值模拟, 机理分析。

1 引 言

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, 但可以肯定下垫面植被状况的改变确实会对区域乃至全球的气候产生重大影响。本文采用包含较为详细的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。通过对几组试验结果的初步分析表明^[1]: 下垫面植被变化对降水、环流形式及大气温、湿状况均有显著的影响; 植被退化使气候变得更加恶劣; 江淮流域洪涝灾害增多及华北干旱加剧可能是北方草原沙漠化与南方常绿林退化共同作用的结果; 目前的北方草原区气候似乎并不支持在该地区出现大面积的森林植被, 大范围植树将可能导致该地区平均的降水减少, 为防治草原沙漠化, 退田还草或以 50 km 的间隔成条状植树造林可能

是较为有效的解决办法; 植被退化后的地表粗糙度减小比反照率增大对气候的影响更大。

为了进一步验证上述模拟结果, 并对植被变化的气候效应的机理作一些探讨, 文中从各组试验的地表热平衡量及降水响应的差异等方面入手, 分析了植被改变或反照率、粗糙度等单个下垫面因子变化对气候影响的基本过程及可能的物理机制。

2 模式与方案

数值试验采用 NCAR 包含 BATS1e 方案的第 2 代区域气候模式。试验区的植被分布情况见文献 [1] 中图 1。为了更好地反映大气边界层对下垫面强迫的作用, 试验中采用湍流动能闭合 (TKE) 方法代替了 RegCM2 中原边界层参数化方案^[2]。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效应, 共设计了 9 组试验。分别是: 控制试验 (Even)、北方 (蒙古、内蒙)

* 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, 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。

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)、南北植被同时退化试验(Evnisd)、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)。各组试验的具体设置情况见文献[1]的表1。在本工作的改变下垫面植被状况的试验中,下垫面的反照率、上层土壤的植被根茎相对密度及水渗透率、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;Ev1sd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。其余下垫面参数的改变情况不再列举,详细情况可参看董敏等^[3]的有关文献。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。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。

3 机理分析

这里拟从能量平衡、水分平衡及降水响应差异的原因等方面来进一步探讨植被变化对区域气候影响的机理。

3.1 植被变化对地-气系统能量平衡的影响

下垫面植被变化后由于反照率、粗糙度、土壤含水量、植被覆盖度、蒸发的表面阻抗等下垫面参数的改变及大气水汽含量和云状况的变化将使地-气系统的能量平衡关系发生显著调整。影响地表能量平衡关系的物理量主要有:地表净吸收的太阳短波辐射;地表射出的净长波辐射;地-气间的感热、潜热通量等。下面着重从这4个方面来进行地-气系统的

能量平衡分析。图1a给出了Evnd-Evcn的夏季日平均(02时BST与14时BST的平均)的地表净吸收短波辐射的差值分布。从图中可知,虽然植被退化使地表反照率加大,但由于退化区外围云及降水的减少,使到达地表的短波辐射增加,因而整个试验区平均的短波吸收变化不大。试验区短波吸收的变化分布与降水变化分布基本相反,呈现出外围增加,中间减少的趋势,而江南的短波吸收减少则与该地区夏季降水增加相对应。草原沙漠化后在夏季有明显的升温,这使得地表射出的长波辐射增加,再加上试验区平均云量的减少,使大气向地面的长波辐射减少,这两方面使试验区夏季地面的净射出长波辐射明显增加(图1b)。将地表吸收的净短波辐射与射出的净长波辐射的变化情况相比较可知,由于植被退化使得试验区地表吸收的净辐射是减少的。图1c为Evnd-Evcn的夏季潜热通量差值分布,由于植被退化使得土壤含水量减少,表面土壤阻抗增加,植被的蒸腾减少及粗糙度降低造成的湍流输送减弱,使得在地表温度明显升高的情况下仍造成地表潜热通量的显著减小。由于地表的明显升温,因而虽然粗糙度减小造成了湍流垂直扩散的减弱,但试验区平均的地表感热通量仍是增加的,而且试验区的感热变化情况也呈外围增加,中部减小的型态(图1d)。通过对北方沙漠化试验的这4个热平衡分量变化的分析可知,由于试验区地表净吸收的辐射减少,不但使地表的有效热通量(感热+潜热)减小,而且也使感热与潜热之间的比值(波恩比)发生明显变化,从而使地表吸收的短波、长波辐射及输送的潜热、感热通量能够在比Evcn更高的地表温度下达到新的平衡。图2a为Evnd-Evcn的北方试验区平均(约37~50°N,95~120°E)的地表净短波吸收、净长波放射及潜热、感热通量时间演变曲线。从图中可以看出:在冬季各量的变化均较小;在夏季,地表的潜热通量减少是一个大量,而感热输出量的增加与短波吸收的增加基本上是抵销的,同时,地表净射出的长波辐射也有显著增加,这些与前面的分析是一致的。通过比较Evnd的白天(14时BST)与夜间(02时BST)的各热平衡量的变化情况可知,除射出长波辐射外,其余各量的变化,夜间均比白天小得多(夜间的短波辐射吸收为零)。

在北方试验区植树后各热平衡分量的变化情况基本与Evnd相反。图2b为Evna-Evcn的夏季地表净吸收的短波辐射差值,由于地表反照率的减小,

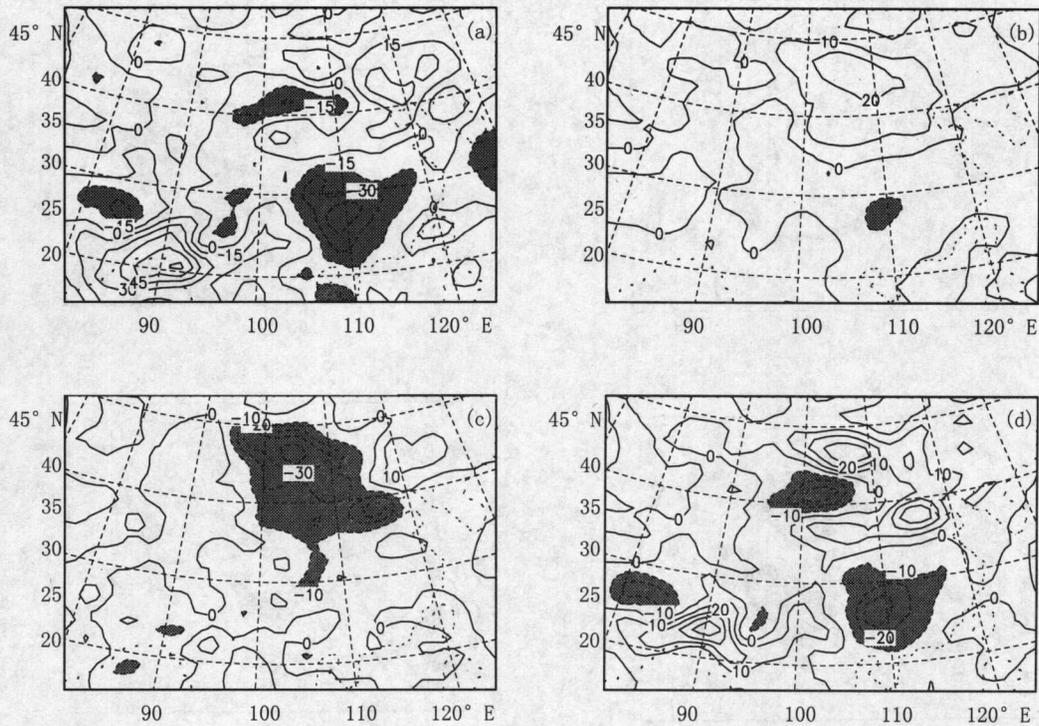


图1 北方试验区沙漠试验与控制试验的地表热平衡量差值的水平分布

(a,b,c,d 分别为夏季日平均的地表吸收的净短波辐射、地表的净长波放射、地表潜热通量、地表感热通量差值的水平分布;单位: W/m^2)

使得试验区地表吸收的短波辐射有所增加,而其东南部的大片短波吸收减少则与 Evna 试验在该地区造成的降水增加相对应。孟加拉湾北部的强烈短波辐射增加则与该地区强烈的降水减少相一致。图 2c 为 Evna 的地表净射出长波辐射的夏季变化,与图 1b 相比较可以发现,两者基本相反,植树后由于温度降低造成了射出长波辐射的明显减小。地表潜热通量则由于试验区土壤水含量增加及地表粗糙度增大而出现了显著增加,其中中心强度达到了 $50 W/m^2$ (图 2d),这是造成试验区夏季地表温度明显降低的主要原因。与 Evna 试验中两块明显的降温区相对应,在 Evna 的夏季感热变化分布图上(图 2e)也有两块显著的感热减小区,以维持地表的新的能量平衡。将 Evna 与 Evnd 的试验区平均的各地表热平衡量的时间变化情况相比较可以发现(图 2f 与图 2a),植树与沙漠化对地表能量平衡的影响几乎是相反的,这与两组试验的地表温度及气温的反相变化相对应。Evna 的热平衡变化的一个显著特点是夏季潜热增加很大,这主要是由于土壤水含量增加及粗糙度增大使大气湍流输送效率增强两方面

共同作用的结果。

图 3a 给出了 Ev1sd - Evcn 的夏季短波吸收的变化情况,与该试验的降水变化相对照可以发现,短波吸收的变化与降水的变化在大形势上符合得很好,在中国东部地区短波吸收的变化也呈“正—负—正”相间分布。而在南方的植被退化区,虽然由于地表反照率的影响,短波吸收的变化情况与降水变化有些出入,但仍然与降水的变化分布较为相似,这从一个侧面说明在植被退化后云覆盖的变化可能比反照率增大对地表短波吸收的影响更大。地表射出的长波辐射由于地表温度的升高而有所增大,地表潜热通量则由于土壤湿度变化、地表温度升高及粗糙度减小等因素的相互抵消而变化不大(图略),这与北方植被退化后潜热通量显著减小有明显不同,其原因可能与南、北方植被退化后试验区的水汽输送补偿情况不同有关。从 Ev1sd - Evcn 的夏季地表感热通量变化图(图 3b)来看,虽然地表温度上升但试验区平均的感热通量仍是减小的,这可能与 Ev1sd 的粗糙度明显减小有关。Ev1sd 的地表热平衡变化验证情况与 Ev1sd 类似,在此不再赘述。

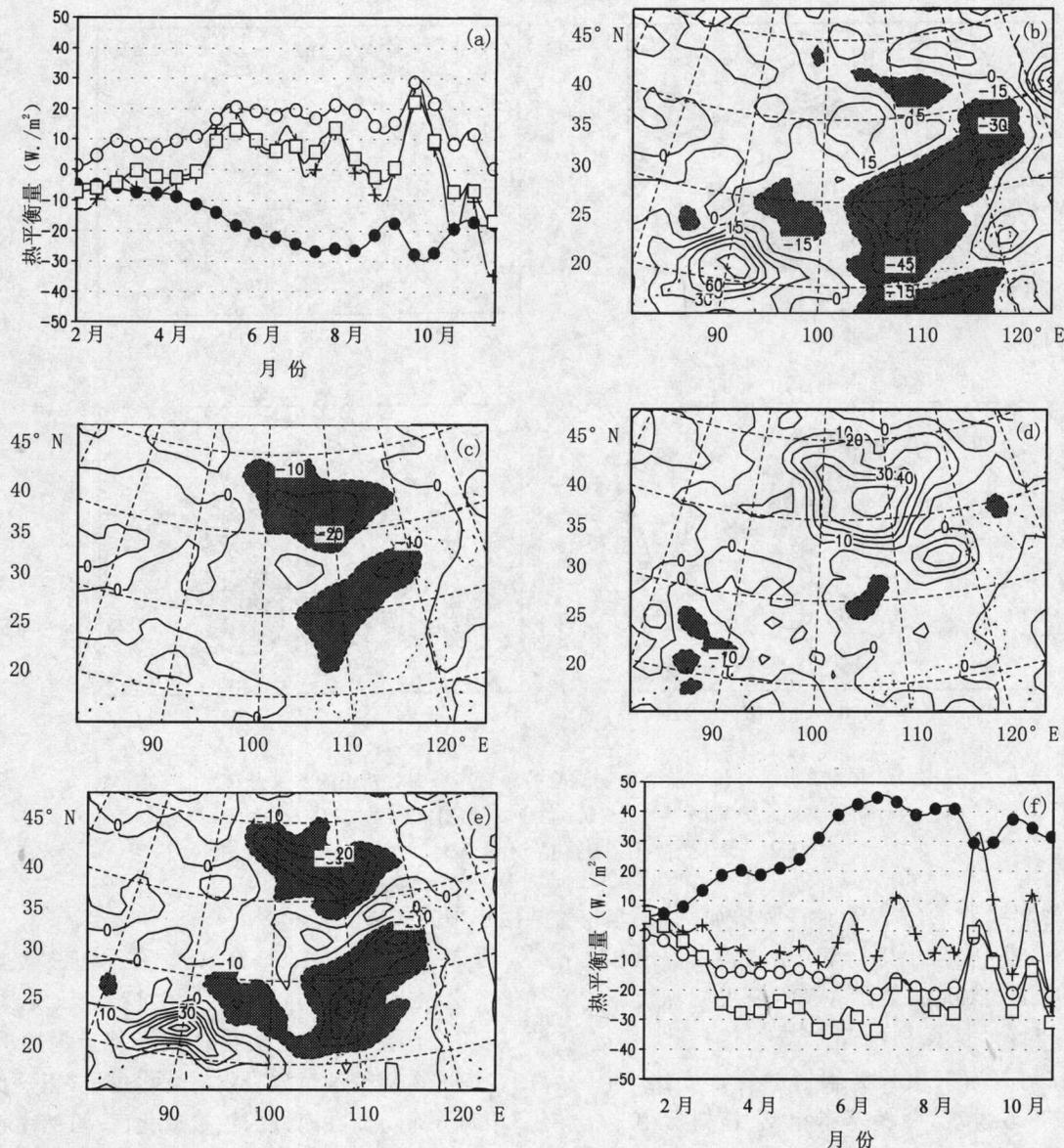


图2 北方试验区沙漠化及植树试验与控制试验的地表热平衡量差值的水平分布及时间演变
 (a, f 分别为北方沙漠及植树试验的地表各热平衡量的时间演变曲线; b, c, d, e 分别为北方试验区植树试验的夏季日平均的地表吸收的净短波辐射、地表的净长波放射、地表潜热通量、地表感热通量的差值分布, 单位: W/m^2 。图中的十字线为地表净短波吸收、空心圆圈线为净长波放射、空心方块线为感热通量、实心圆圈线为潜热通量)

在仅仅增大北方试验区反照率的试验中 (Evnia), 虽然由于与降水减少相伴的云覆盖减少使到达地面的太阳辐射有所增加, 但由于地表反照率的明显加大使更多的短波辐射被反射出去, 因而地表净吸收的短波辐射仍明显减少 (图 3c), 同时地表射出的长波辐射及潜热通量均变化不大, 导致地表温度明显降低, 较低的地温使地表的感热通量也明显减小 (图略) 以平衡地表辐射吸收的损失。从试验区平均的相应各量时间演变图上 (图 3d), 可以看到地表短波吸收的减少及感热通量的减少是两个大

项, 而潜热通量及射出长波辐射均变化不大。另外, 从地表吸收的短波辐射差演变情况可以发现, 春季的短波吸收减少最多, 这与 Evnia 春季的云量减少比其他季节少有关。南方的下垫面反照率增加试验 (Evsia) 对地表热平衡各量的影响与 Evnia 类似, 不再详述。

图 3e 为南方试验区单独减小粗糙度试验 (Evsz0) 的夏季地表短波吸收变化分布, 将其与 Evs0 的夏季降水变化相比较可以发现, 两者的分布形势相当一致, 这进一步说明伴随降水的云量变

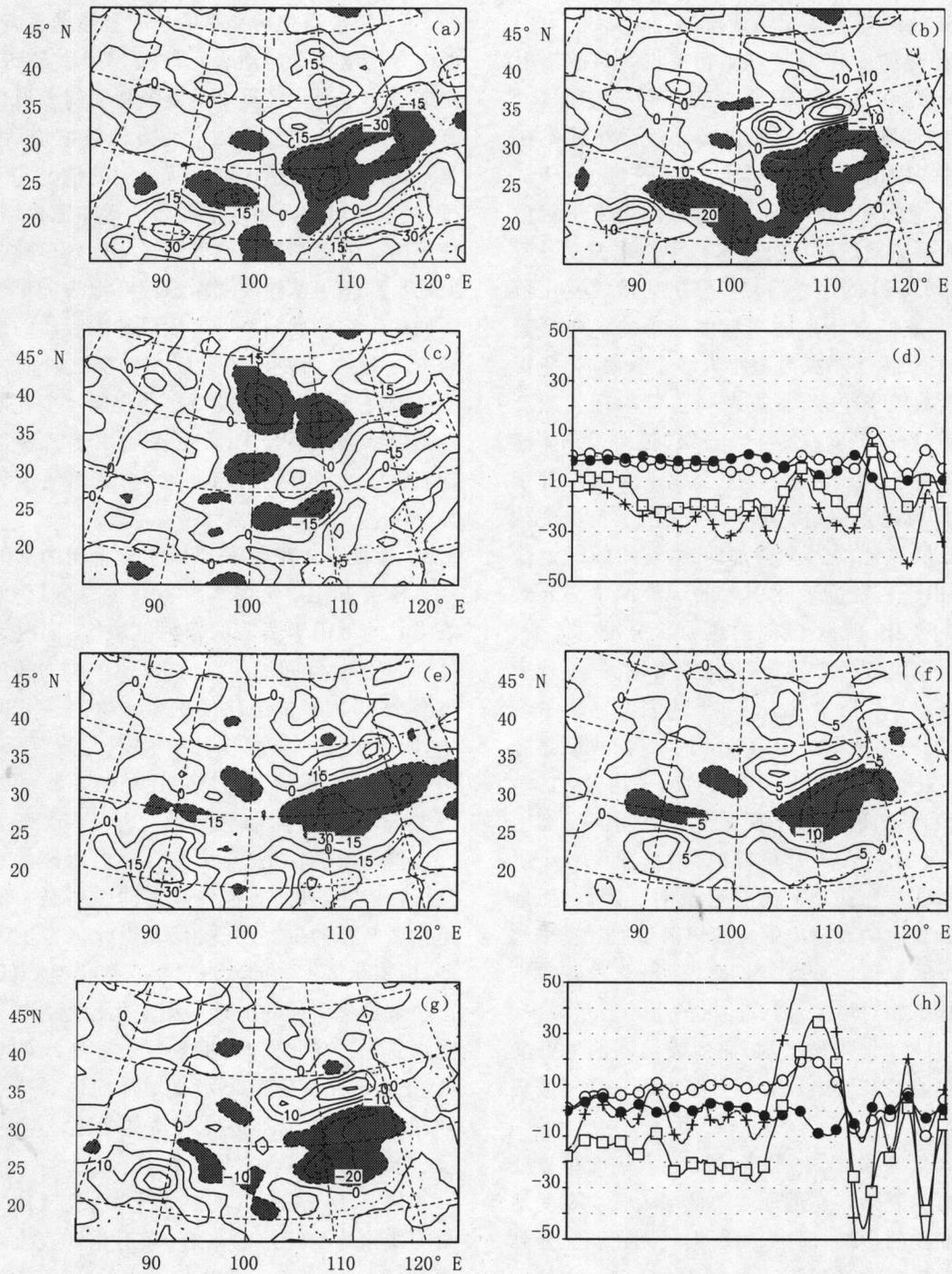


图3 各组试验与控制试验的地表热平衡量差值的水平分布及时间演变

(a,b 分别为南方试验区严重退化试验的夏季日平均的地表吸收的净短波辐射、地表感热通量差值分布, c. 北方反照率增大试验的夏季地表净吸收的短波辐射的差值分布, d. 北方反照率增大试验的地表热平衡量的差值时间演变, e, f, g 分别为南方试验区粗糙度减小试验的夏季日平均的地表吸收的净短波辐射、地表净长波辐射、地表感热通量差值分布, h. 南方试验区粗糙度减小试验的地表热平衡量的时间演变; 单位: W/m^2 。图中的十字线为地表净短波吸收、空心圆圈线为净长波辐射、空心方块为感热通量、实心圆圈线为潜热通量)

化对于地表短波的吸收具有重要作用。图 3f 给出了 Evsz0 夏季地表的射出长波辐射变化, 由于地表

温度的升高使地表射出长波辐射有所增加,但量值较小。图 3g 为夏季地表感热通量的变化情况,由图可知,地表感热的变化情况与地表吸收的短波辐射变化较为一致,在试验区东、西两侧各有一块通量增加区,而在中部则有感热通量的减小。潜热通量在试验区及其周围的变化较小且缺乏系统性,但从试验区平均来看其量值是减小的,这可能是由于粗糙度减小造成湍流输送减小及降水减少使地表变干所引起的。从 E_{vsz0} 的地表潜热、感热通量的变化情况可以看出,它们对于地表粗糙度减小的响应是复杂的。一方面,由于粗糙度减小近 2 个量级时,使得地表拖曳系数减小很多(根据苗曼倩等^[4]用实测资料计算表明,当粗糙度改变 1 个量级时,白天总体拖曳系数可改变 5~10 倍,而夜间变化不大),不利于地-气间的湍流输送。另一方面,由于粗糙度减小会导致低层风速增大又会加速地-气间的通量输送。另外,由于粗糙度变化引起的环流调整会导致云及降水的变化,使地-气间的热力状况发生改变,进而使气层稳定度及湍流强度发生变化,影响地表的通量输送效率。除此之外,对于地表潜热通量来说,其变化则更多地取决于地表湿润状况,也就是降水的分布变化情况。从 E_{vsz0} 试验区平均(约 19~25°N, 90~115°E)的各热平衡量变化时间演变图上可以看到(图 3h),在 6 月份以前,因粗糙度减小引起的湍流强度减弱使地表感热通量明显降低,而地表温度的升高使地表射出的长波辐射增加。夏季则由于降水及云覆盖的变化较剧烈,使得地表各热平衡量的变化也相对增大,因试验区的平均云量减少,使地表的短波吸收明显增加,而地表温度的上升又使地表感热通量及射出长波辐射增加以平衡短波辐射的变化。

对于大气来说,其热平衡状况对下垫面植被变化的响应更为复杂。靠近地表的低层大气主要受地表热通量变化的影响,而中、高层大气则还明显受到降水凝结潜热释放及辐射吸收情况的影响,往往使它们的温度变化情况与低层大气变化不相一致。

上面对由下垫面植被变化引起的地-气系统的能量平衡变化情况进行了分析,结果表明,植被变化对地表的能量平衡具有重要影响。北方下垫面植被退化后主要造成地表潜热通量的明显减少,由此导致的地面温度上升使地表射出的长波辐射也明显增加,而地表吸收的短波辐射与感热通量的变化则较小,并且基本上是相互抵销的。而南方植被退化后

却以地表短波吸收及感热通量的变化最为明显。另外,北方植被退化后夏季的地表潜热通量减少最多,而南方则以冬季的地表短波吸收减小最明显,这也是造成北方退化区夏季升温强烈而南方退化区冬季有明显降温的主要原因。北方植被增加后,地表能量平衡的变化与植被退化所出现的情况几乎完全相反,夏季在试验区出现了明显的潜热通量增大,从而使植树区的夏季地表温度明显降低。单独改变下垫面的反照率与单独改变粗糙度对地表能量平衡也有不同的影响。反照率增大后以地表吸收的短波辐射减少为主,从而使地表温度在整个试验期内均出现明显的降低。而粗糙度减小使得降水变化不大的冬春季以感热减小为主,而夏季则由于云覆盖减少使地表吸收的短波辐射急剧增大,从而使地表出现明显升温。

3.2 植被变化对地-气系统水分平衡的影响

植被退化后土壤含水量减少,反照率增大使地表吸收的可用于蒸散的辐射能减少,同时粗糙度降低削弱了地-气间的湍流输送,使单位面积的裸土蒸发减小,但因植被退化使更多土壤直接暴露在大气中,因而土壤的蒸发往往变化不大甚至有所增加。但是,土壤直接蒸发的增加比植被蒸腾的减少要小得多^[5],使下垫面的总蒸散减小,导致大气中的水汽含量降低,周围大气往往会对退化区的水汽减少进行补偿性输送,而这种输送的强弱则一般取决于退化区所在的位置(气候带)、退化区范围及退化强弱,但退化区大气的水汽含量一般仍是降低的,并由植被退化引起的上升运动变化相配合导致退化区降水变化。与此同时,植被覆盖度减小使叶截流降低,土质变粗使土壤导水率增加而饱和持水能力下降,并使地表径流也发生相应的变化,这些变化又会反过来导致土壤含水量的调整。

从 $E_{v1sd} - E_{vcn}$ 的夏季土壤表层(10 cm)含水量的变化情况(图 4a)来看,在退化区表土含水量是明显减小的,其变化趋势与降水的变化一致,也呈现出东、西两侧减少最明显的特点,试验区东北侧的表土含水量增加与该地区降水的增多相对应。其余季节的表土含水量变化与夏季类似,但以夏季变化最为显著,这与降水的变化也以夏季最强烈的特征相符。 E_{v1sd} 的根区(1~2 m,含表层土壤)土壤含水量的变化(图 4b)与表土的变化是一致的,并在各个季节都可明显看出水含量的减少,且其季节变化不明显。图 4c, d 分别给出了 E_{v1sd} 在 $x = 21$ (约

102°E)处的表土及根区土壤的水含量变化时间演变情况,从这两幅图中可以发现,Ev1sd的表层土壤与根区土壤水含量的变化类似,在模拟期间都呈减小趋势,但根区水含量的减少十分明显,而表土水含量

的变化则由于受到降水变化的影响而呈现出间断性。Ev_{sd}-Ev_{cn}的表土夏季水含量的变化分布与Ev1sd-Ev_{cn}的表土水含量变化是基本一致的,但Ev_{sd}的变化强度要比Ev1sd弱(图略)。

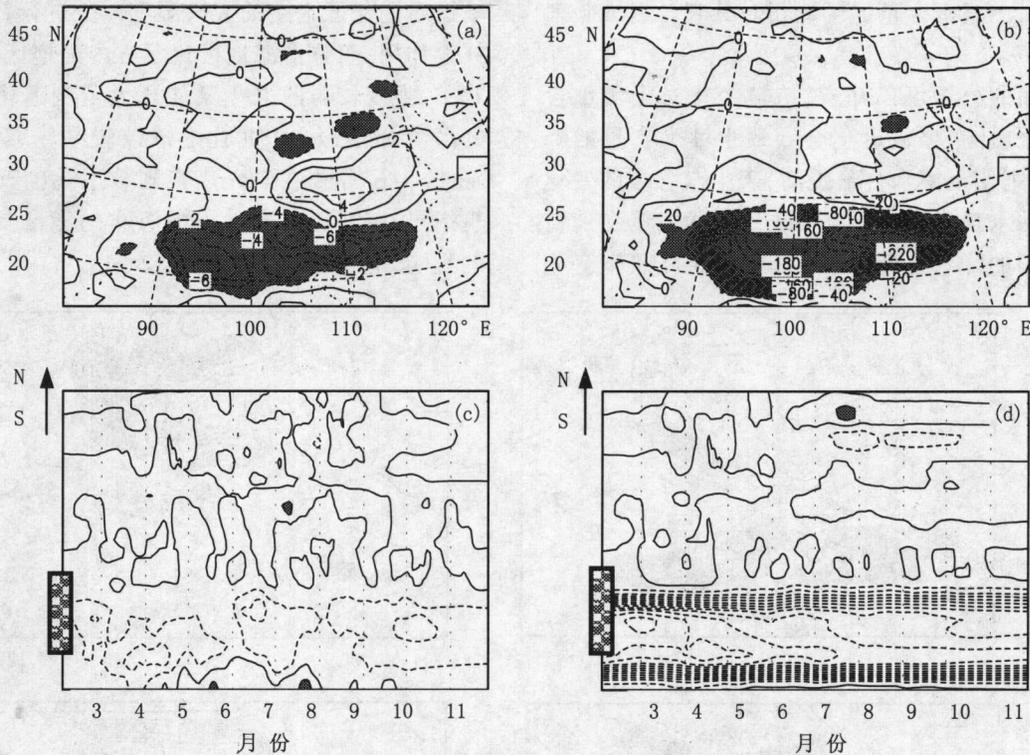


图4 南方试验区植被严重退化试验与控制试验的土壤含水量差值的水平分布及时间演变 (a. 植被严重退化试验的夏季表层土壤含水量差值分布, b. 同 a 但为根层土壤含水量差值, c. 表层土壤含水量差值时间演变, d. 根层土壤含水量差值时间演变; 单位: W/mm。 c, d 中纵坐标上的阴影区为试验区位置)

由粗糙度变化引起的表层土壤含水量变化较小(图略),这可能与粗糙度减小造成降水减小的同时也使潜热通量相应减小有关。Ev_{sz0} 试验的根区水含量变化(图 5a)与降水变化很一致,但变化幅度比Ev1sd的根区水含量变化(图 4b)弱得多。图 5b 给出了 Ev_{nd}-Ev_{cn} 的夏季表土水含量差值分布,从中可以看到由于草原沙漠化使表面土壤含水量的分布状况发生了显著变化,呈现出试验区外围水含量减少而中间反而有所增大的现象,这与该试验春、夏季的降水外围减小而中间增加的变化趋势是一致的。从 Ev_{nd} 的夏季根区土壤含水量的变化情况来看(图 5c),由于沙漠化使得整个试验区的根区水含量出现了明显减小,但因草原根区总水含量本来就比南方常绿阔叶林要小得多,因而 Ev_{nd} 的根区水含量变化也比 Ev1sd(图 4b)要小。

北方草原植树后,其土壤含水量的变化与沙漠

化后的变化截然不同。从 2 月的表层土壤含水量变化来看(图 5d),植树后使表土水含量出现了明显的增加,且其范围与植树区基本一致,说明 2 月的表土水含量增加主要是受试验区初始表土水含量设定的影响。图 5e 为 Ev_{na}-Ev_{cn} 的夏季表土水含量差值分布,比较图 5d 和图 5e 可以看到,夏季的表土水含量差值与 2 月份有明显不同,在植树区的外围反而出现了表土含水量的减少,造成这种现象的原因主要是因为植树后粗糙度增大等原因使试验区的潜热通量显著增大(图 2f),更多的土壤水分被蒸散到大气中,而在植树区外围降水却有明显减小,说明由植树区额外蒸散的水汽有相当部分被输送到了别处,因而使夏季植树区外围的表土水含量减少,不利于植树区树木的生长。图 5f 给出了 Ev_{na} 在 x = 26 (约 110°E) 处的表土水含量差值的时间演变情况,从图中可以看到,5 月份以前,表土水含量都是增加

的,而到了夏季则由于降水的变化,使试验区南、北两侧出现了水含量减少,这与前面的分析相一致。而根区土壤水含量则由于根区厚度的增加及湿润程度的提高自始至终都有明显增加(图略)。下垫面反照率增加对土壤水含量的影响相对其它各组试验来说要弱得多。

从上面的分析可以知道,植被变化对土壤水含量确有显著影响,植被退化会导致土壤水含量的降低,而植树则使土壤水含量提高;表土水含量的变化则除受初始水含量设定的影响外,还更多地受到植被变化引起的降水变化的影响;下垫面反照率变化

对土壤水含量的影响较小。

对于大气来说,植被退化造成的潜热释放减少,会使大气的水汽含量也相应减少,同时由于边界层(PBL)变暖及风速增大,又会使周围大气通过平流输送对退化区上空的大气湿度减少进行补偿。这种补偿作用,南方沿海地区比北方内陆地区强,而范围较小、强度较弱的退化又能比大范围退化得到更多的水汽补偿,从而使退化植被较易恢复。Hendersen-Sellers等^[6]在研究热带雨林退化的气候响应时也指出,东南亚由于受周围海洋的能量及水汽输送的影响,退化后的降水变化较小。

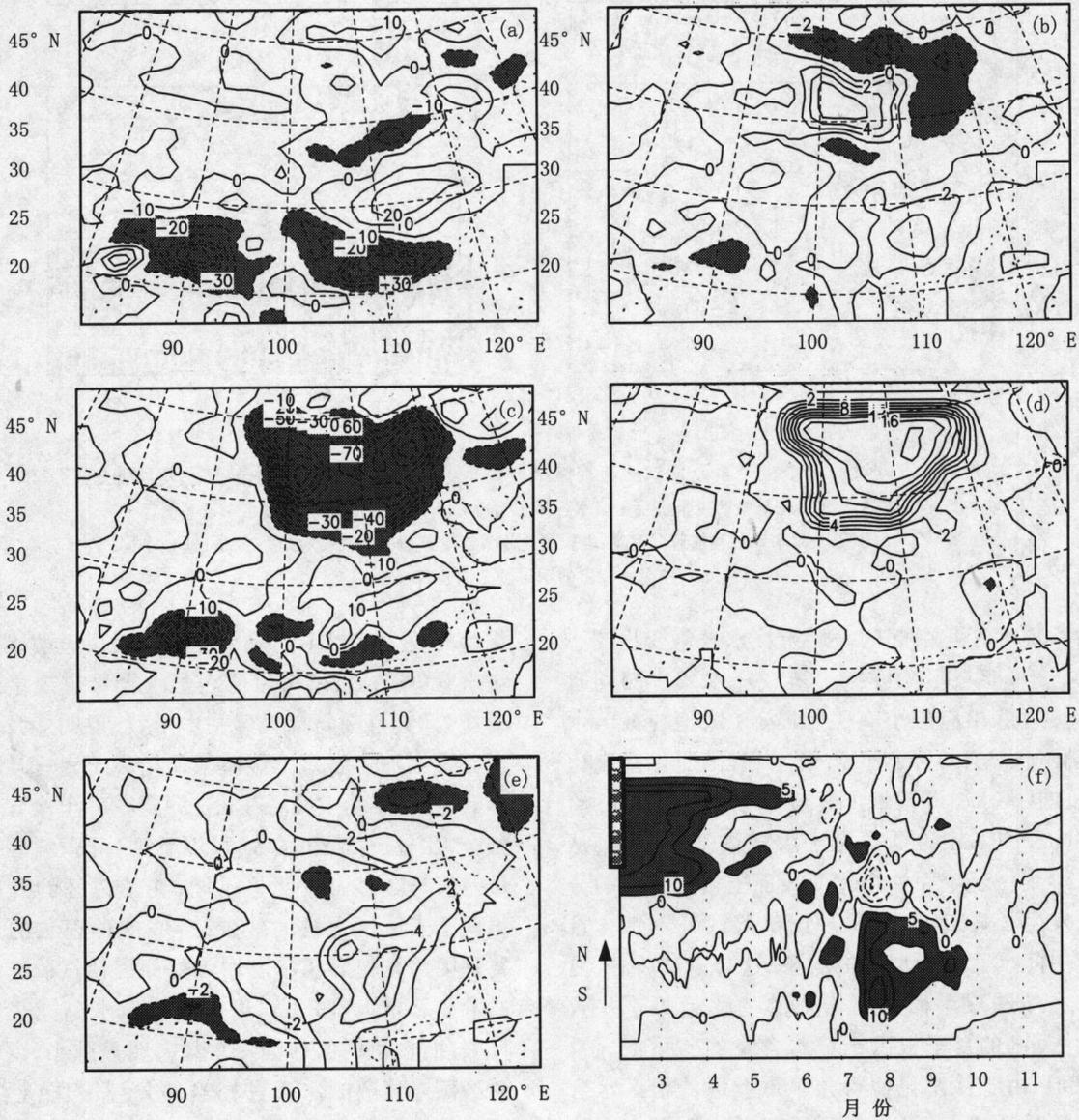


图5 各组试验与控制试验的土壤水含量差值水平分布及时间演变

(a.南方试验区粗糙减小试验的夏季根层土壤水含量差值,b,c分别为北方试验区沙漠化试验的夏季表层和根区土壤水含量差值,d,e分别为北方试验区植树试验的2月及夏季表层土壤水含量差值,f.北方试验区植树试验的表层及根层土壤水含量差值的时间变化,纵坐标上的阴影区为试验区位置。单位:mm)

植被变化还会引起地表径流的显著改变。Dickinson 等^[7]及 Sud Y C 等^[8]的研究都认为植被退化会导致径流的增大。植被退化引起径流变化主要是因为退化区的降水虽有所减少,但同时蒸散也会相应减少,且植被退化使植被的叶截流减少,更多的降水直接落到了土壤表面,土壤的持水能力则由于土质变粗而减小,这样就有可能反而导致径流的增加。当然,植被退化后径流到底是增加还是减少,则取决于降水的减少与蒸散及叶截流减少的相对量值,其中最主要的是降水减蒸散($P - E$)的变化情况。Sud Y C 等^[8]在进行亚马逊局部雨林破坏的试验时也指出,当破坏区域较小时, $\Delta(P - E) > 0$,也就是蒸散的减小比降水的减小多时,植被退化与降水的减少之间是一种负反馈,退化区有周围的水汽输送来补偿该地区的水汽减少,当人为破坏停止时,植被退化容易恢复。

本研究进一步证实了上述观点。在北方沙漠化试验中,试验区平均的夏季地表径流约减少了 0.12 mm/d;在 Ev1sd 试验中,试验区夏季地表径流约减少了 0.16 mm/d,说明在这两组试验中植被退化造成了较显著的降水减少,其量值比蒸散及叶截流等的减少更多,在退化区有水分的向外输送,从而使径流减小。而在 Evsd 试验中,试验区夏季的平均地表径流却有 0.28 mm/d 的增加,说明在该试验中,试验区有较明显的水汽输送补偿存在,使得试验区平均的夏季降水减少比蒸散及叶截流等的减少要小,导致地表径流的增加,从而易引发洪涝灾害。此外,在北方植树试验中(Evna),如前所述,虽然试验区中间部分有较明显的降水增加,但外围的降水却是减少的,试验区平均的夏季降水增加很小。而在 Evna 试验中试验区夏季的蒸散减少却十分显著(图 2f),综合结果使试验区平均的夏季地表径流反而有 0.08 mm/d 的减少。上面的径流分析结果说明,当植被退化较为严重时,地表径流会相应减少,植被退化易向周边地区扩展,且退化难以恢复;而在植被退化较轻微时,虽然退化恢复的可能性较大,但植被退化与降水的减少之间形成的负反馈会使地表产生过量的水分,导致径流增加,并易在低洼地区形成洪涝及其它水文灾害。

3.3 不同试验对降水及环流影响差异的原因

产生降水的两个基本条件是上升运动和充足的水汽供应。不同的植被变化会导致上升运动及水汽输送的不同变化,从而使降水产生不同的响应。

Xue^[9]在研究蒙古、内蒙草原沙漠化的气候效应时指出,在试验区及其附近,对流加热占了总体非绝热加热变化的 90%。由此可见,垂直对流活动对于由植被退化引起的降水及环流变化有重要作用。而对流活动的变化则直接与当地的湿静力能($H = c_p T + Lq + gz, \frac{\partial H}{\partial P} > 0$ 时为位势不稳定气层,易产生对流活动)的变化相联系。Lynn B H^[10]在研究下垫面的次网格非均匀对 GCM 中的中、小尺度环流的重要影响时也认为,湿静力能代表了温度和湿度对大气稳定度的综合作用,它主要受比湿的影响。植被变化使地表释放的有效通量(感热 + 潜热)发生变化,同时有效通量中的感热、潜热分配,即是波恩比亦会发生变化,从而导致大气湿静力能分布的变化,并使大气层结及垂直运动发生相应改变。

图 6a 为 Ev1sd - Evcn 的试验区夏季东-西向的湿静力能差值垂直剖面(已对试验区作了南-北向平均),由图可以看到,当南方的常绿阔叶林变成灌溉农田后,试验区大气的湿静力能分布发生了明显的变化,在退化区两侧以湿静力能减小为主,而在退化区中间则为“增—减—增”相间分布,这种变化情况与 Ev1sd 夏季的试验区垂直速度变化符合得较好,表明由湿静力能分布变化引起的大气层结稳定度调整确实是影响大气垂直运动变化的重要因素。而从 Evsd 的夏季湿静力能变化的垂直剖面来看(图 6b),其总体变化要比 Ev1sd 小得多,且两者分布也有明显区别,在 Evsd 中试验区及其周围的变化是中间明显减小而外围反而有所增大,这样就导致 Evsd 在试验区外围出现了较明显的上升运动增加。另外,联系图 6b 的湿静力能变化与文献[1]中图 10b 的比湿变化可以发现,两者在分布形势上很相似,说明在湿静力能的变化中比湿变化对其具有支配作用,这不难从湿静力能的定义中看出。从地表反照率增大试验的夏季湿静力能变化剖面图中可以看出,在试验区及其外围湿静力能基本上都是减小的,这可能与该试验区中地表剧烈降温,使潜热释放减少造成试验区大气变干有关。而由地表粗糙度增加造成的湿静力能变化则以增大为主(图略)。北方沙漠化造成夏季地表剧烈升温并使试验区大气的湿静力能增大(图 6c),但在试验区的南侧却出现了明显的湿静力能减小,这与 Evnd 在该地区出现的下沉运动增强及降水减少是一致的。比较 Evna 与 Evnd 的夏季湿静力能变化可以发现(图 6d, c),两者的差别不

大,尤其是在试验区南部都出现了较明显的湿静力能减小,使得该地区无论是植树还是沙漠化都产生下沉运动增强,并导致降水减少,当然,Evna与Evnd的变化在程度上还是有一定的差别。通过比较各组试验的850 hPa湿静力能变化与垂直速度变化的分布情况,也可以明显看出湿静力能变化与垂直运动变化之间的密切联系。图6e为Evnsd的夏季850 hPa湿静力能变化情况,与图6f的垂直速度变化相对照可以看到,两者在分布上具有较强的相关性,湿静力能的减少往往对应着下沉运动增强,而湿静力能增强区则一般与上升运动增强相对应。南方退化区东、西两侧的湿静力能增加使这两个地区

产生了明显的上升运动增强,而退化区中央的湿静力能减小则对应着下沉运动加强。其它的植被变化试验也存在类似的湿静力能变化与垂直运动变化相对应的情况,在此不再一一叙述。

导致降水分布变化的另一个重要因素是大气水汽含量的变化。下面就关于植被变化对大气水汽含量分布的变化原因再作一简单叙述。Kevin^[11]最近的工作表明,水汽再生率(recycling,降水中局地蒸散与水平输送的比值)为水平尺度的函数,500 km尺度的全球年平均再生率为9.6%,对于1000 km尺度,再生率也小于20%。这说明下垫面蒸散对降水有重要作用,但对于像本工作中水平尺度为

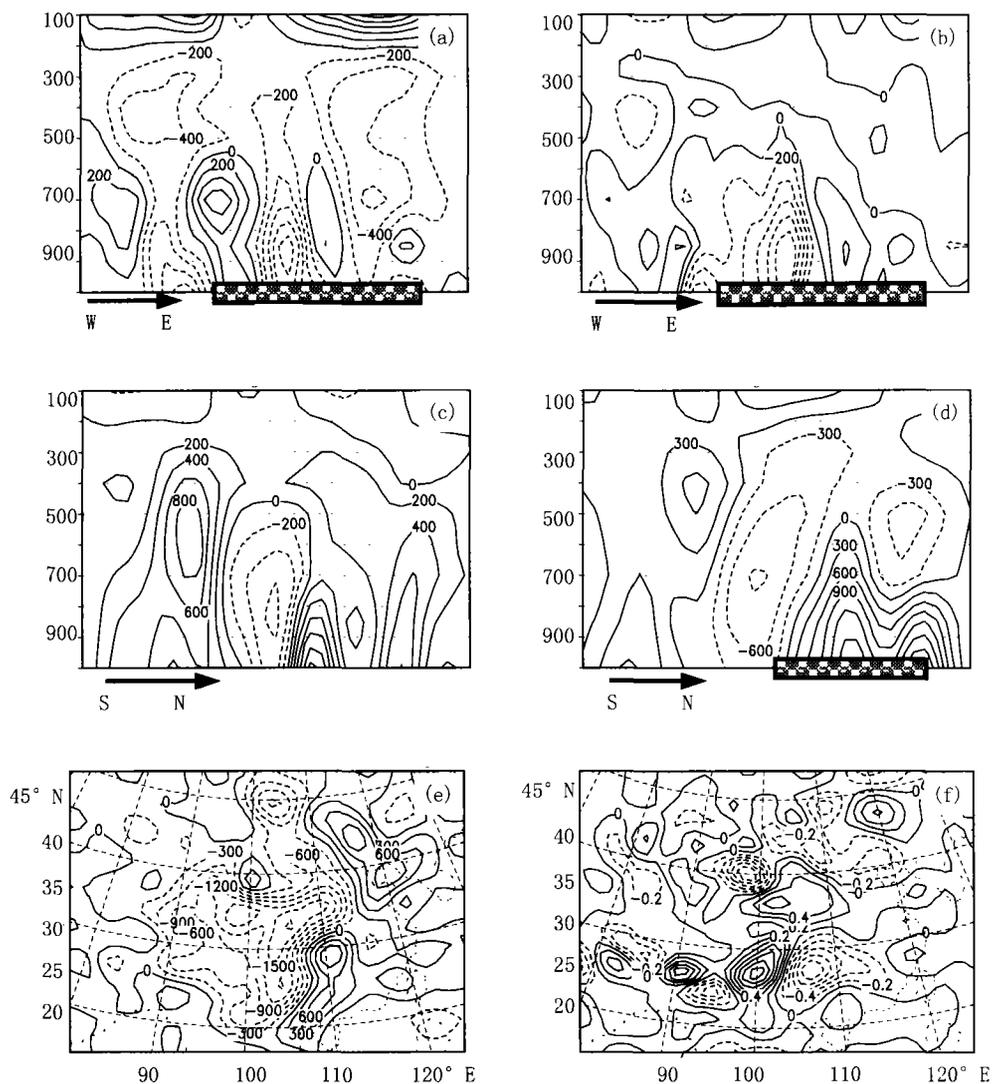


图6 各组试验与控制试验的夏季湿静力能、垂直速度差值的垂直剖面及850 hPa上水平分布 (a,b,c,d分别为南方试验区严重退化试验、南方试验区轻度退化试验、北方试验区沙漠化试验、北方试验区植树试验的夏季湿静力能垂直剖面,e,f分别为南北方向同时退化试验的850 hPa夏季湿静力能、垂直速度差值的水平分布。湿静力能单位: J/kg ,垂直速度单位: $10^{-3} hPa/s$ 。图a~d横坐标上的阴影区为试验区位置)

1000 km左右的植被变化,水汽的平流输送对降水的影响更大。图 7a 为 Ev1sd - Evcn 的 850 hPa 夏季水汽通量散度的差值分布,从图上可以看到,在南方退化区除中间有小范围的水汽辐合增强外,外围均以辐散增强为主,这与该试验的 850 hPa 水汽含量及降水变化情况相符。而 Evsd 的 850 hPa 夏季水汽通量散度的变化情况(图 7b)与 Ev1sd 有明显不同,Evsd 的水汽变化比 Ev1sd 弱许多,而且在试验区外围基本上都为水汽辐合增强区,这也与 Evsd 的降水变化情况相符。当北方试验区植树后,试验区中心出现了小范围的水汽辐合增强(图 7c),而外围则都为水汽辐散加强所控制,不利于降水的增加。Evsz0 的水汽通量散度变化情况与 Ev1sd 类似,强

度也相当,而 Evsia 及 Evnia 的水汽通量散度变化则要比其余各组试验弱得多(图略)。从各组试验的水汽通量差值分布图上可以更清楚地看到植被变化引起的水汽输送的变化情况。图 7d 为 Ev1sd - Evcn 的 850 hPa 水汽通量的差值分布,从中可以看到,在南方退化区的东、西两侧各有一块明显的水汽辐散增强带,而在 25°N,95°E 附近的退化区中却有较小范围的水汽通量汇合增强,这与该试验的降水变化情况相一致。另外,从图上还可明显看到,从东部退化区有一支较强的水汽外输增加带,其向北的分支与北方的水汽输送增强带在江淮流域汇合,使该地区的降水显著增加。由此可见,水汽输送对于降水变化确实具有重要影响。Evsd 的 850 hPa 夏季水汽

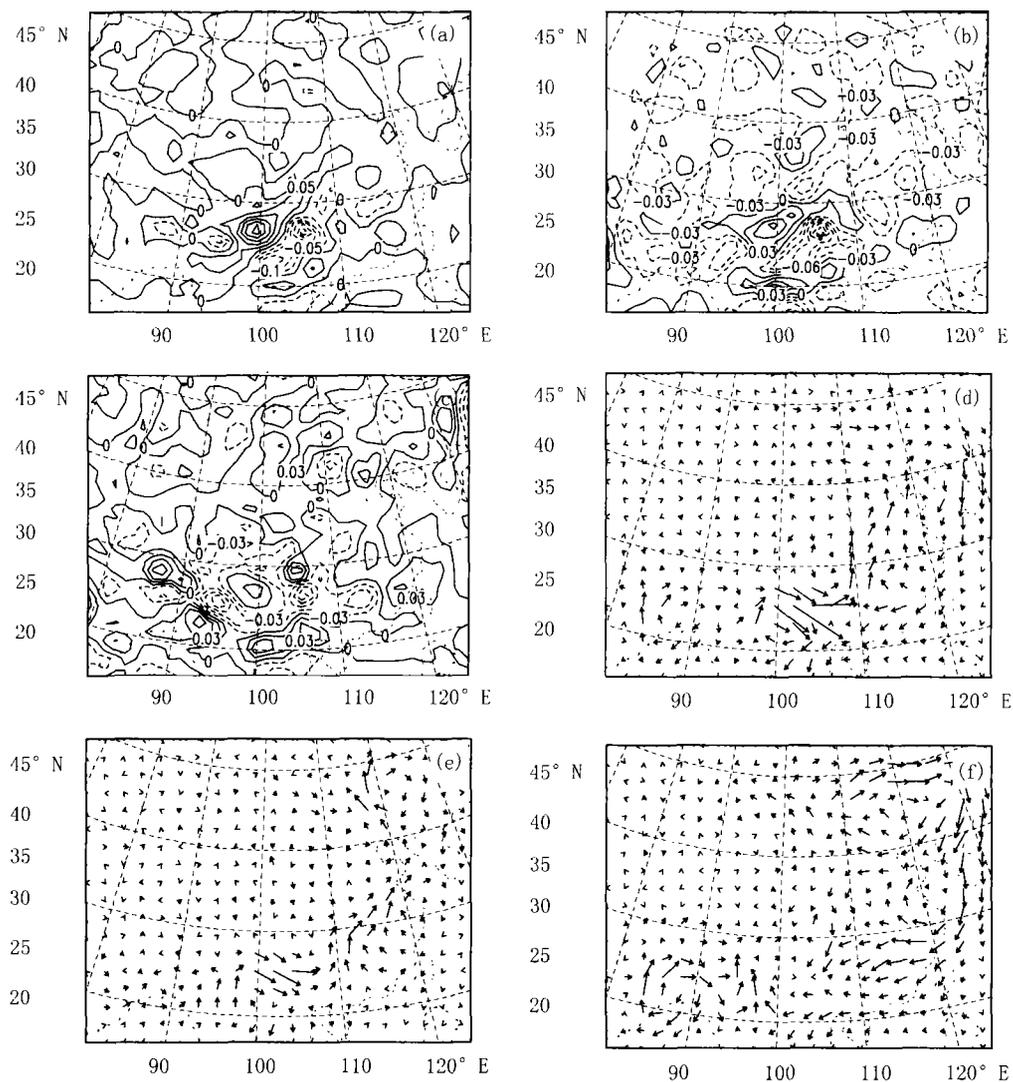


图 7 各组试验与控制试验的夏季 850 hPa 水汽通量散度、水汽通量差值的水平分布
(a,b,c 分别为南方试验区植被严重退化试验、北方试验和北方试验区植树试验的 850 hPa 水汽通量散度;单位: $10^{-7} \times \text{g}/(\text{hPa} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{s})$ 。d,e,f 分别为南方试验区植被严重退化试验、轻度退化试验和北方试验区植树试验的 850 hPa 水汽通量;单位: $\text{g}/(\text{kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1})$)

输送的变化比 Ev1sd 弱,而且分布也有区别,Ev1sd 的试验区西侧的水汽辐散增强被 Evsd 在该地区的水汽汇合增强所代替(图 7e),导致 Evsd 的夏季在试验区西侧出现了显著的降水增加。Evsz0 的 850 hPa 夏季水汽通量差值,与 Ev1sd 相比较可以发现,两者无论是分布形势还是强度都十分相近(图略),说明下垫面粗糙度的变化对于中、低层的水汽输送具有重要影响。当北方草原植树后(Evna 试验),由于下垫面蒸散显著增强,试验区地表向大气的水汽输送增加造成该地区的大气增湿,但从地表蒸散出来的额外水分有相当部分被输送到了别处(图 7f),尤其是在试验区北部,有一条水汽输送增加带一直延伸至华南,从而造成了北侧试验区明显的降水减少,不利于新栽树木的生长。

通过上面对湿静力能及水汽输送变化情况的分析可以知道,由植被变化引起的湿静力能分布改变会导致大气垂直运动的变化,而水汽输送的变化则在很大程度上主导了大气水分含量的分布。垂直运动与水汽含量变化相配合就有可能改变降水的分布

形势。Evsd 与 Ev1sd 不同的湿静力能变化,使得两者垂直运动的变化也明显不同。而 Evsd 与 Ev1sd 水汽输送的不同变化,使 Evsd 以外围的水汽增加为主,Ev1sd 的外围却有明显的水汽减少。如前所述,Evsd 与 Ev1sd 的水汽含量变化与上升运动变化的这种不同配置,使得 Ev1sd 的外围降水明显减少,且整个试验区平均的降水也明显减少;而 Evsd 的试验区外围降水却反而增加,且整个试验区平均的降水变化不大,甚至略有增加。Ev1sd 的植被退化与降水减少之间是一种正反馈,容易导致退化由内向外扩展,并且植被退化难以恢复。而 Evsd 的植被退化与降水减少之间是一种负反馈,当人为破坏的压力减小后,植被退化可由外向内恢复。但 Evsd 的径流有明显增加,说明程度较轻的植被退化易引起洪涝灾害。比较北方的沙漠化与植树试验的结果可以发现,由湿静力能变化导致的垂直运动变化及由水汽输送引起的大气水分含量变化,并未如想象得那样完全相反,而是存在许多相似之处,使得 Evnd 与 Evna 都出现了试验区夏季外围降水减少的情况,而

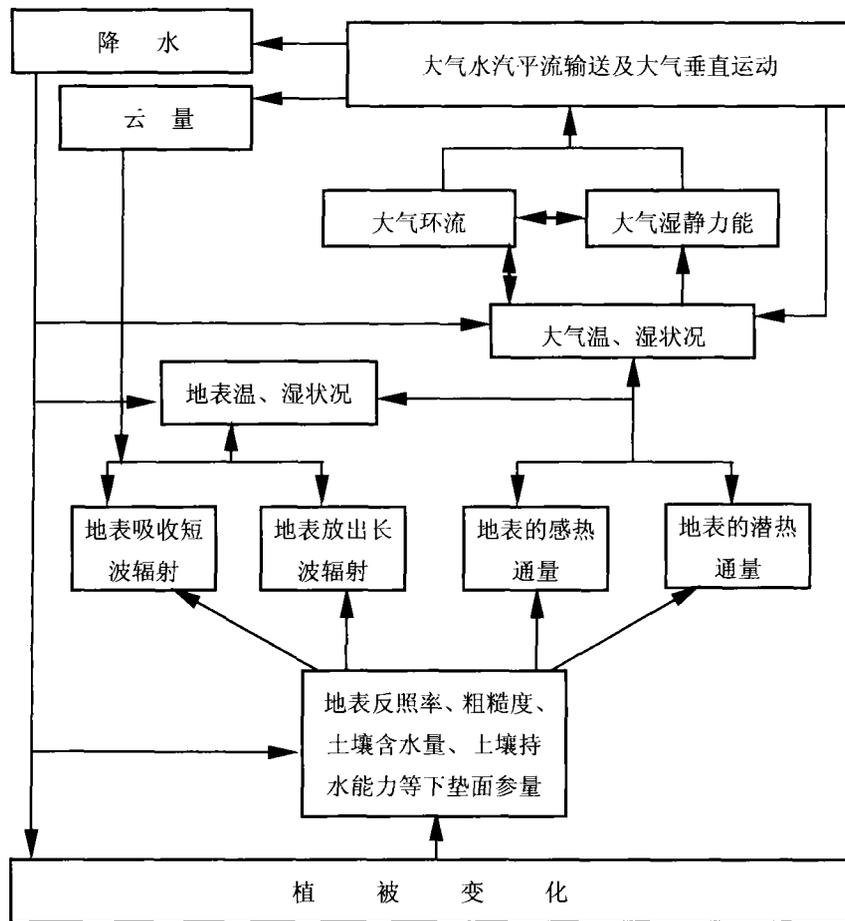


图 8 植被与区域气候之间互反馈机理示意

且两组试验的试验区平均的降水也明显减少,只是降水变化的幅度及位置有些差别,这说明在北方草原地区进行大规模的森林栽植后,新栽树林容易由外向内退化。

为更好地理解植被与区域气候之间的互反馈作用,由图 8 可大致说明这两者之间的反馈机理。

当然,以上框图只是植被与区域气候之间反馈过程的粗略描述,并不能完全代表植被与气候之间十分复杂的相互作用,而且这些结果都是从本文数值试验中得出的,是否能真实反映植被变化的气候响应情况并具有一定的普适性,还有待更多野外观测及数值模拟工作的证实。

4 小 结

本工作对由下垫面植被变化引起的气候响应问题进行了较为详细的讨论,并对其中可能的机理进行了初步分析,从中可以得到以下几点初步认识:

(1) 植被变化对地-气系统的能量平衡具有重要影响。但植被变化的区域、范围及气候背景的差异,使其对能量平衡各分量的影响不相同。

(2) 由于植被变化造成的地表蒸散及土壤持水

能力的变化,使得土壤含水量、地表径流及大气湿润状况也发生明显变化。

(3) 植被变化使地表释放的有效通量(感热+潜热)发生变化,同时有效通量中的感热、潜热分配,即波恩比亦会发生改变,这会导致大气湿静力能分布的变化,并使大气层结及垂直运动发生相应改变。

(4) 由植被变化造成的大气水平及垂直环流的变化,会明显影响到各区域的水汽输送情况,并与相应的垂直运动变化结合,最终导致降水的变化。

本工作存在的不足及有待进一步研究的问题:

(1) 在一些试验中,植被变化的模式设定还较为夸张,与实际的变化情况有一定出入。

(2) 模式网格较粗,对于由植被变化引起的气候响应的细节还不能很好地描述。另外,模拟时间较短,由植被变化导致的气候年际变化情况无法反映,植被变化的长期气候效应还需作进一步研究。

(3) 由植被改变所引起的辐射变化与湍流交换变化的相对重要性问题还有待继续研究。

(4) 当下垫面植被改变后,地-气系统达到新的水平衡状态所需的时间尺度也还不是很清楚。

参考文献

- 1 郑益群,钱永甫,苗曼倩等. 植被变化对中国区域气候的影响 I:初步模拟结果. 气象学报,2002,60(1):1~16
- 2 郑益群,苗曼倩,钱永甫. 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
- 3 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. 110pp
- 4 苗曼倩,钱峻屏. 陆面上总体输送系数特征. 气象学报,1996,54(1): 95~101
- 5 Dirmeyer P A, Shukla J. Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. J Geophys Res, 1994,99(D10): 20863~20877
- 6 Henderson-Sellers A, Dickinson R E, Durbidge T B, et al. Tropical deforestation: Modeling local-to regional scale climate change. J Geophys Res, 1993, 7289~7315
- 7 Dickinson R E, Henderson-Sellers A. Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterization. Quare J Roy Meteor Soc, 1988,114(B): 439~462
- 8 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(D3): 7095~7109
- 9 Xue Y. The impact of desertification in the Mongolian and the Inner Mongolian Grassland on the regional climate. J Climate, 1996,9: 2173~2189
- 10 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
- 11 Kevin E T. Atmospheric moisture recycling, role of advection and local evaporation. J Climate, 1999, 12: 1368~1381

THE EFFECTS OF VEGETATION CHANGE ON REGIONAL CLIMATE II: MECHANISMS

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 with their possible mechanisms studied, reaching results which show that the changes of vegetation exert an important influence on land-air energy equilibrium. Moreover, surface-released effective thermal fluxes (sensible and latent heat) follow the change in vegetation and so does their Bowen ratio, thereby resulting in the change in moist static energy distribution in the atmosphere, followed by corresponding alteration of atmospheric stratification and vertical motion, which, in turn, affects vapor transportation that, in connection with changed rising, leads to rainfall variation. In addition, the soil water content and land surface runoff may arise an evident change due to the variation of land surface evapotranspiration and soil water containing capacity.

Key words: Vegetation variation, Regional climate, Climatic modeling, Mechanism.