

卫星遥感结合地面观测估算非均匀地表区域能量通量*

马耀明 王介民

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州, 730000)

Massimo Menenti Wim Bastiaanssen

(荷兰陆面、土壤和水管理综合研究中心, 瓦格宁根, 荷兰, 6700AC)

摘 要

卫星遥感在研究非均匀陆面上地-气间能量和水循环过程时有其独到的作用。文中介绍了一种利用 LANDSAT TM 资料进行非均匀陆面上区域能量平衡研究的参数化方案。并以夏季和深秋两个景的 TM 资料为个例, 结合“黑河实验”(HEIFE)期间的地面观测资料分析了实验区非均匀陆面上地表特征参数及能量平衡各分量的区域分布及季节差异, 同时将所得的结果与地面观测的“真值”作了比较, 所得的这些结果是基本可信的。这种方法仍然处于发展的初始阶段, 对此也进行了讨论。

关键词: 黑河实验(HEIFE), 非均匀地表, 卫星遥感, 能量平衡各分量, 区域分布。

1 引 言

中日合作“黑河地区地-气相互作用实验研究”(黑河实验, HEIFE)是 WCRP 与 IGBP 协调组织的一系列大型陆面过程实验之一。该实验研究干旱气候形成和变化的陆面物理过程; 为气候模式的中纬度干旱、半干旱地区水分和能量收支的参数化方案提供观测依据, 以便提高气候模式的预报能力。“干旱地区水热平衡特征的研究”是黑河实验中的一个重要组成部分, 然而, 由于实验区下垫面物理结构的复杂性, 现在对地表能量平衡的研究大都停留在“点上”和局地尺度上, 而对其区域分布的分析研究还不够^[1]。本文的目的就是将卫星遥感技术与黑河实验期间收集的地面资料结合起来, 较为准确地推算该实验区区域尺度上的地表反射率、NDVI(Normalized Difference Vegetation Index)及地表温度, 进而较为合理地估算区域尺度上能量平衡各分量的分布, 并在此基础上分析比较两个季节地表特征参数和能量平衡各分量的差异, 以期对大、中尺度陆面过程的合理参数化及地气相互作用的深入研究有所贡献。

2 资料的选取

* 初稿时间: 1997 年 3 月 25 日; 修改稿时间: 1997 年 10 月 30 日。

资助课题: 国家自然科学基金(49475422)和中国科学院兰州高原大气物理研究所所长择优基金。

LANDSAT TM 资料包含 7 个波段的遥感信息, 其可见光波段(波段 1, 2 和 3)及近红外波段(波段 4, 5 和 7)的地面分辨率为 $30 \text{ m} \times 30 \text{ m}$, 热红外波段(波段 6)的地面分辨率为 $120 \text{ m} \times 120 \text{ m}$ 。选取 1991 年 7 月 9 日和 1991 年 10 月 29 日晴天两个景的 LANDSAT TM 资料(卫星过境时间为北京时 11 时), 分别代表夏季和深秋的情况。结合卫星遥感分析, 这里选取的黑河实验的地面观测资料包括地表反射率、地表温度、地表辐射平衡各分量、地表土壤热通量、感热通量、潜热通量及实验区的植被分布状况等。

3 理论及方法

卫星遥感结合地面观测估算地表能量平衡各分量区域分布的过程可分为二步。第一, 求取地表特征参数(地表反射率、NDVI 和地表温度); 第二, 推算能量平衡各分量。

3.1 区域地表特征参数的确定

3.1.1 地表反射率

地表反射率的区域分布可由 LANDSAT TM 资料结合地面站实测的地表反射率得到。即首先由卫星 TM 资料计算得到地面上每一像元点上的行星反照率 $r_p(x, y)$, 然后再将地面站实测的地表反射率 $r_0(x, y)$ 与对应点上的 $r_p(x, y)$ 做拟合得一线性关系, 由此拟合关系式就可求得黑河实验区地表反射率的区域分布 $r_0(x, y)$ 。^[2]

3.1.2 归一差值植被指数 NDVI

归一化差值植被指数 NDVI 反映了地表植被覆盖密度及土壤湿度等特征, 只有在地表植被覆盖非常稀疏的情况下, NDVI 才变得无关紧要。NDVI 可由第 3、第 4 波段的行星反照率求得^[3]

$$\text{NDVI}(x, y) = \frac{r_p(4)(x, y) - r_p(3)(x, y)}{r_p(4)(x, y) + r_p(3)(x, y)} \quad (1)$$

3.1.3 地表温度

地表温度由 TM 的热红外波段的谱辐射强度结合地面站实测的地表向上长波辐射计算得到。即首先由 TM 热红外波段 6 的遥感信息据斯蒂芬-波尔兹曼定律求得大气层向上的长波辐射 $L_{\text{TOA}}(x, y)$, 尔后在地面向上的长波辐射 $L_0(x, y)$ 与 $L_{\text{TOA}}(x, y)$ 之间做拟合就可得到地面向上的长波辐射的区域分布^[2]。地表温度的区域分布 $T_0(x, y)$ 就可从 $L_0(x, y) = \epsilon_0(x, y) \sigma T_0^4(x, y)$ 得到, 这里的表面比辐射率 $\epsilon_0(x, y)$ 可认为是 NDVI 的函数^[4]。

3.1.4 地表反射率与地表温度的相关性分析

地表反射率 r_0 是确定地表有效辐射能的控制因子, 不同像元点上的 $r_0(x, y)$ 信息实际上反映的是地表吸收太阳能的分布情况。另一方面, 地表温度 T_0 又体现了地表有效辐射能的分配方式, 即 T_0 反映的是地表面附近输入和输出能量通量的动态平衡状态。由此就会自然而然地想到 T_0 与 r_0 的相关性, 而且许多相关性的个例分析及野外观测和卫星观测也都证明了这一点。Menenti 等在埃及实验中分析了 T_0 与 r_0 的相关性^[5]。图 1 给出了 HEIFE 实验中 T_0 与 r_0 的关系, 可以看出黑河实验与埃及实验的 T_0 与 r_0 的关系相似。图中地表反射率小的斜率为正的一段, 表示下垫面是植被覆盖的潮湿区(绿洲区), 这一支主要由蒸发所控制; 而 r_0 大的斜率为负的一段则代表蒸发量很小的干燥地域(戈壁沙漠

区), 这一支主要由辐射大小控制。 T_0 与 r_0 的关系在一定程度上反映了地-气相互作用的物理机制, 此关系在下节被用来确定诸如感热通量等陆表能量平衡各分量。

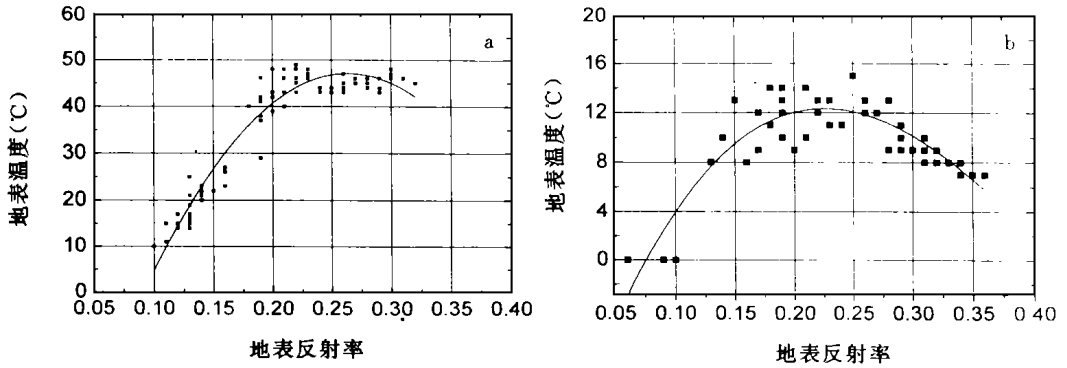


图1 黑河实验区地表温度与地表反射率的关系

(a. 1991年7月9日; b. 1991年10月29日)

3.2 区域地表能量平衡各分量的估算

3.2.1 净辐射通量

地表净辐射通量 R_n 的区域分布是由短波净辐射和长波净辐射共同决定的, 即

$$\begin{aligned} R_n(x, y) &= [1 - r_0(x, y)]K(x, y) + \epsilon_0 \sigma T_a^4(x, y) - L_0(x, y) \\ &= [1 - r_0(x, y)]K(x, y) + L(x, y) - L_0(x, y) \end{aligned} \quad (2)$$

式中空气温度 $T_a(x, y)$ 比较难确定, 取粗略近似, 可将某一区域向下的长波辐射取为各实验观测值的平均。对黑河实验区, 1991年7月9日, $L_{\text{平均}} = 322 \text{ W/m}^2$, 1991年10月29日, $L_{\text{平均}} = 254 \text{ W/m}^2$ 。

3.2.2 土壤热通量

地表能量平衡方程中, $R_n - G_0 = H + \lambda E$ 表示地表可利用能量, 所以地表土壤热通量 G_0 相对其它三个量虽然比较小却是一个重要的量, 其区域分布可由下式确定

$$G_0(x, y) = \rho_s C_s [T_0(x, y) - T_s(x, y)] / r_{sh}(x, y) \quad (3)$$

式中 $\rho_s C_s$ 为土壤热容量; T_s 为土壤温度; r_{sh} 为土壤热输送阻尼。此式因不同像元点上的 T_s 和 r_{sh} 难以确定, 故不能直接用于求取土壤热通量 G_0 。解决这一难点的一个有效的方法是用经验关系确定 G_0 的区域值。一般认为 $\Gamma(x, y) = G_0(x, y) / R_n(x, y)$ 是一个比较合理的确定 G_0 区域值的方法, 且有人认为比例函数 Γ 值近似地由 T_0 , r_0 和 NDVI 值决定^[4], 对黑河实验区经过多次试验给出以下的经验关系:

$$\Gamma(x, y) = \frac{T_0(x, y)}{r_0(x, y)} [0.0032r_0(x, y) + r_0(x, y)^2] [1 - 0.978 \text{NDVI}(x, y)^4] \quad (4)$$

这里 $T_0(x, y)$ 单位为 $^{\circ}\text{C}$, 这样地表土壤热通量的区域分布就可由下式得到,

$$G_0(x, y) = \Gamma(x, y) \cdot R_n(x, y) \quad (5)$$

3.2.3 感热通量

区域上感热通量的分布可由下式确定,

$$H(x, y) = \rho C_p [T_o(x, y) - T_a(x, y)] / r_{ah}(x, y) \quad (6)$$

但此式中的空气动力学热输送阻尼 $r_{ah}(x, y)$ 和空气温度 $T_a(x, y)$ 比较难确定。为了求得区域上的感热通量分布, 近年来国内外许多科学家作了大量的探索。Menenti 等^[5] 和 Basiaanssen^[3] 介绍引入了一种迭代算法来求取感热通量的区域分布。第一步, NDVI, T_o , ϵ_o , r_o , G_o 和 R_n 被当作输入参数, 求得了 $\partial L^* / \partial T_o$ (L^* 为长波净辐射), $\partial r_o / \partial T_o$, $\partial G_o / \partial T_o$, $\partial H_o / \partial T_o$ 、干燥表面上的莫宁-奥布霍夫长度 (L^{dry})、摩擦速度 (u^{dry}) 和空气动力学热输送阻尼 (r_{ah}^{dry}); 第二步, 求得摩擦速度的区域分布 $u^*(x, y)$; 第三步, 由式(6) 求得感热通量的区域分布 $H(x, y)$ 。

3.3.4 潜热通量

如果水平热平流近似为零(但这个假设在黑河实验区不总是成立, Wang 等^[6]), 则潜热通量的区域分布 $\lambda E(x, y)$ 可由下式求得:

$$\lambda E(x, y) = R_n(x, y) - G_o(x, y) - H(x, y) \quad (7)$$

4 个例分析

作为个例以下给出黑河实验区夏季(1991年7月9日)和深秋(1991年10月29日) LANDSAT TM 两个景的分析结果。

4.1 地表反射率

实验区下垫面十分复杂, 戈壁沙漠与农田交错分布, 这从地表反射率分布图以及据此分布图统计计算的分布直方图中得到了很好的反映^[2]。可以看出黑河实验区地表反射率分布有以下特点: (1) 无论夏季还是深秋, 实验区地表反射率的分布范围亦较宽。(2) 夏季地表反射率分布有 2 个峰值(代表值), 较高的一个 $r_o = 0.24$ 对应于戈壁沙漠地区, 另一个 $r_o = 0.11$ 对应绿洲地区; 深秋地表反射率分布直方图有 3 个峰值, $r_o = 0.15$ 对应于绿洲地区, $r_o = 0.20$ 对应于“混合区”, 另一个 $r_o = 0.29$ 对应于戈壁沙漠地区。(3) 区域上地表反射率的平均值, 夏季为 0.19, 深秋为 0.22。

也就是说, 由于深秋实验区绿洲农田上的庄稼大都已经收割, 地表基本裸露, 且树叶已落, 所以实验区深秋的地表反射率, 无论是在绿洲地区, 还是在“混合区”和戈壁沙漠地区, 无论是其在各个地区的代表值(峰值), 还是在整个区域的平均值都明显地高于夏季。

4.2 NDVI

由式(4) 知 NDVI 在推算地表土壤热通量时是一个比较重要的量, 这里利用 TM 第 3 和第 4 波段的遥感信息得到了黑河实验区 NDVI 的区域分布直方图(图 2)。夏季绿洲地区的 NDVI 在 0.50~0.75 之间变化, 峰值在 0.65 附近; 深秋绿洲地区的 NDVI 在 0.22~0.30 之间变化。而戈壁沙漠地区的 NDVI 两个季节的差别很小, 峰值均约在 0.16 附近。图中的另一个明显的特点是深秋的 NDVI 在整个实验区的分布范围不如夏季那么宽, 这正好反映了实验区的两个季节植被分布的情况。

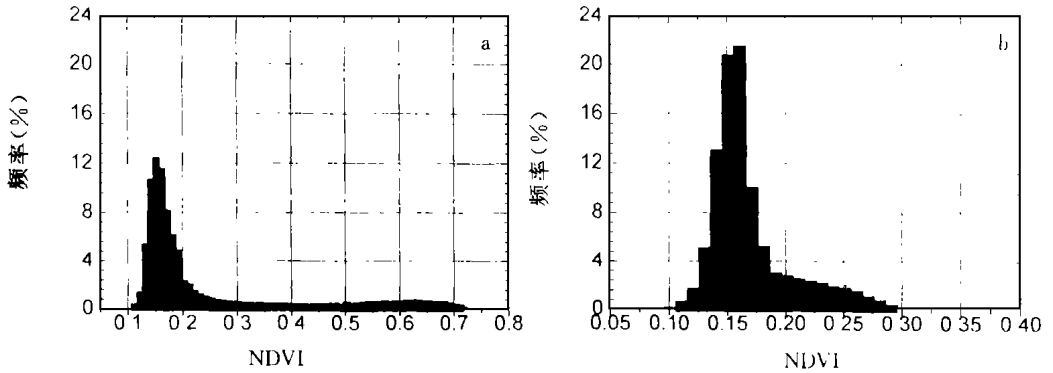


图2 黑河实验区植被指数分布直方图
(a. 1991年7月9日; b. 1991年10月29日)

4.3 地表温度

利用 3.1.3 节的方法得到了黑河实验区地表温度分布^[2]。从文献[2]图 5(略)可以看出,夏季地表温度的分布范围比较宽,值也比较高,且有两个明显的峰值,较高的一个 T_0 45 对应于戈壁沙漠地区,另一个较低的 T_0 15 对应于绿洲地区。深秋的地表温度明显地低于夏季,二者区域平均值相差近 25。深秋地表温度的分布范围不如夏季那么宽,这同样是因深秋实验区下垫面绿洲上植物枯黄变稀,绿洲与戈壁沙漠的反差不如夏季那么明显之故。

4.4 地表净辐射通量

利用 3.2.1 节估算地表净辐射通量的方法得出了黑河实验区地表净辐射的区域分布图(图 3)和分布直方图(图 4)。由图 3(见封 3)和图 4 可知,黑河实验区由于夏季地表状况反差较大,净辐射通量分布范围也较宽,约在 300~760(单位: W/m^2 ,下同)之间变化,且有两个明显的峰值,较小的一个 R_n 370 对应于戈壁沙漠地区,另一个 R_n 700 对应于绿洲地区,夏季实验区净辐射通量的区域平均值约为 471。深秋由于实验区绿洲上植被覆

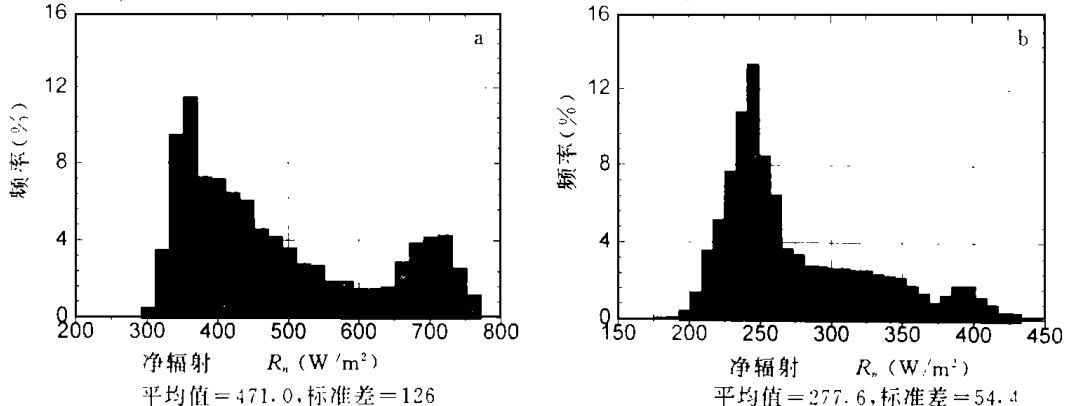


图4 黑河实验区地表净辐射分布直方图
(a. 1991年7月9日; b. 1991年10月29日)

盖减少, 地表反射率变大, 所以其净辐射与夏季相比差异十分明显: (1) 净辐射通量分布范围不象夏季那么宽, 约为 180 ~ 430。绿洲地区的净辐射尽管仍比戈壁沙漠地区大, 但其量值已明显小于夏季约为 300 ~ 400。(2) 直方图中对应于戈壁沙漠地区的峰值约为 240, 明显地小于夏季戈壁沙漠上 $R_n = 370$ 的峰值; 而对应于绿洲地区的峰值约为 390, 也仅为夏季绿洲地区的 58%。(3) 深秋与夏季实验区净辐射通量的平均值相差近 193。

4.5 地表土壤热通量和感热通量

土壤热通量和感热通量的区域分布图与净辐射分布图相似(图略), 图 5 和图 6 是其分布直方图。从夏季地表土壤热通量分布直方图 5a 可见黑河实验区夏季由于地表状况反差较大, 地表土壤热通量分布范围也较宽, 约在 10 ~ 85 之间变化, 且该图中有两个明显的峰值: 较小的一个 $G_0 = 40$ 对应于绿洲地区, 另一个 $G_0 = 80$ 对应于戈壁沙漠地区, 可以看出绿洲地区的土壤热通量在地表能量平衡方程中是一个小量($G_0/R_n(5\%)$), 在精度要求不高时可略去。夏季实验区土壤热通量的区域平均值约为 72。深秋的土壤热通量分布与

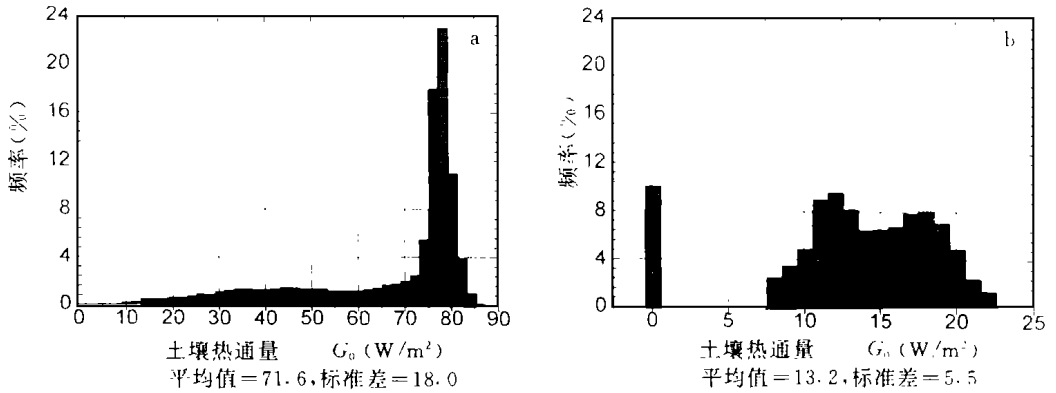


图 5 黑河实验区地表土壤热通量分布直方图
(a. 1991 年 7 月 9 日; b. 1991 年 10 月 29 日)

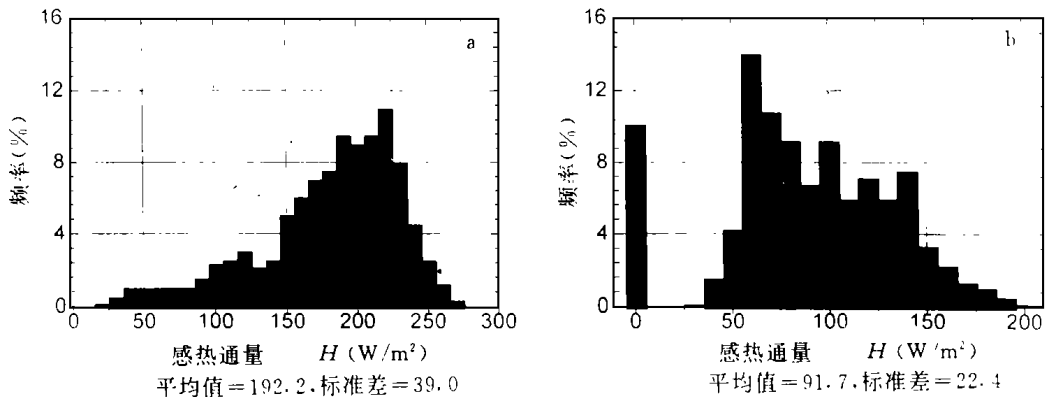


图 6 黑河实验区感热通量分布直方图
(a. 1991 年 7 月 9 日; b. 1991 年 10 月 29 日)

夏季相比差异比较明显: (1) 分布范围不象夏季那么宽约为 $0 \sim 22$ 。(2) 绿洲的土壤热通量很小, 且在某些地区几乎等于 0; 戈壁沙漠地区的土壤热通量 $G_0 = 18$, 尽管仍大于绿洲, 但其量值仅为夏季的 22%。(3) 夏季与深秋实验区地表土壤热通量的平均值相差 48。

由图 6 可知黑河实验区的感热通量分布有以下特征: 夏季, 感热通量的分布范围约为 $20 \sim 270$, 整个区域的平均值为 192; 深秋, 感热通量的分布范围约为 $0 \sim 200$, 整个区域的平均值为 92。

4.6 潜热通量

根据地表能量平衡方程, 计算得到了黑河实验区潜热通量的分布图(图 7(见封 3)), 并据此统计计算了其分布直方图(图 8)。由图 7 和图 8 可见夏季与深秋之间潜热通量的差异非常明显。

夏季, 潜热通量的分布范围为 $-20 \sim 640$, 戈壁沙漠上在 40 附近, 绿洲上在 500 附近, 整个区域上的平均值为 215。这说明黑河实验区夏季绿洲上的蒸散量远远大于戈壁沙漠上的蒸发量 ($E_{\text{沙漠}}/E_{\text{绿洲}} = 8\%$)。深秋潜热通量的分布范围为 $-20 \sim 440$, 戈壁沙漠在 150 附近, 绿洲上在 400 附近, 整个区域上的平均值为 172。这说明黑河实验区深秋绿洲上的蒸散量并不象夏季那样远远大于戈壁沙漠上的蒸发量 ($E_{\text{沙漠}}/E_{\text{绿洲}} = 38\%$), 这是由于深秋绿洲上的许多地区的下垫面特征与戈壁沙漠的下垫面特征很相似。

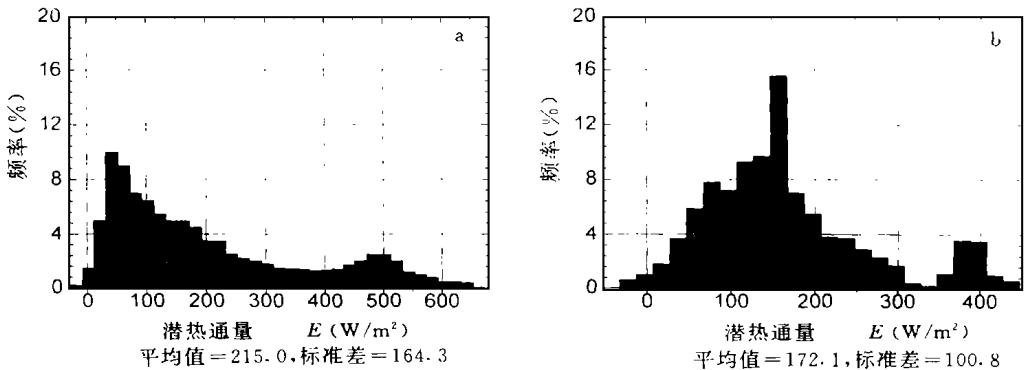


图 8 黑河实验区潜热通量分布直方图

(a) 1991 年 7 月 9 日; (b) 1991 年 10 月 29 日

5 计算结果合理性检验

上面得到的地表反射率、地表温度、地表净辐射和地表土壤热通量等区域分布的合理性可通过地面站的实测值来检验。由于在分布图上较难确定地面站的精确位置, 所以这里取各分布图上地面站坐标(分布图中“+”符号位置)附近 5×5 个像元点矩形面上的平均值与地面站的实测值作比较, 其结果列在表 1 中。遗憾的是, 卫星过境时, 在黑河实验区只有夏季绿洲上一个点(临泽站)的感热和潜热通量观测, 这个点上的计算结果的检验是根据 Rorink 的方法^[7]进行的, 比较结果列在表 2 中。

表 1 黑河实验区地表特征参数、净辐射通量及土壤热通量的卫星推算值与实测值的比较

时 间	测 站	$r_0(-)$		$T_0()$		$R_n(W/m^2)$		$G_0(W/m^2)$	
		测量值	推算值	测量值	推算值	测量值	推算值	测量值	推算值
1991 年	沙漠(1)	0.25	0.22	44.8	46.5	392.6	388.0	-	78.0
7 月 9 日	临泽(绿洲, 3)	0.12	0.11	17.8	16.5	625.7	680.5	37.0	38.5
	化音(戈壁, 4)	0.21	0.20	46.5	43.7	423.6	416.0	64.5	75.0
	张掖(绿洲, 5)	0.14	0.12	22.8	19.0	623.7	683.5	-	41.0
1991 年	沙漠(1)	0.32	0.28	17.5	17.0	236.7	225.5	-	18.0
10 月 29 日	临泽(绿洲, 3)	0.11	0.14	11.3	8.9	-	322.4	-	9.4
	化音(戈壁, 4)	0.25	0.26	17.1	15.8	254.1	236.0	-	16.0
	张掖(绿洲, 5)	0.13	0.13	8.6	7.9	354.7	364.0	-	6.0

表 2 黑河实验区感热和潜热通量的卫星推算值与地面观测值比较

(临泽, 绿洲, 1991 年 7 月 9 日)

地表能量平衡分量	计算结果	观测值
感热通量(W/m^2)	110.5	80.8
潜热通量(W/m^2)	496.0	458.0

由表 1 和表 2 可见, 卫星推算的地表反射率在夏季与深秋都和地面站实测值基本接近, 相对误差均在 10% 左右, 并且这些结果与季国良的结果^[8]及吴艾笙、钟强用 NOAA 卫星所得的结果^[9]基本一致; 地表温度的卫星推算值与地面站实测值的偏差均在 2 左右; 而地表净辐射通量及土壤热通量的卫星推算值的相对误差无论是在戈壁沙漠地区还是在绿洲地区均都小于 10%; 感热和潜热通量的卫星推算值的相对误差亦在误差范围之内, 也就是说本文所推算得的结果是基本可信的。

6 结 语

卫星遥感技术在研究非均匀地表能量平衡各分量的区域分布时有其独特的作用, 它具有获取资料范围广、直观的特点。本文将卫星遥感资料与地面观测的“真值”相结合, 首先得到了黑河实验区地表特征参数(地表反射率、NDVI 及地表温度)的区域分布及季节差异特征, 进而推算得到了实验区地表能量平衡各分量(净辐射通量、土壤热通量、感热和潜热通量)的区域分布及季节差异特征, 所得结果基本上是可信的。

本文是基于 LANDSAT TM 资料基础上分析的, LANDSAT TM 尽管有其分辨率高的特点, 但因其资料时次较少, 所以用其做季节差异甚至日变化分析尚显不足, 这就必须借助于其他卫星, 象 NOAA 系列、地球静止卫星(GMS)等资料来综合分析, 同时还必须增加地面测站的数量, 这些都应在以后的陆面过程研究及野外观测中引起重视。

参考文献

- 1 胡隐樵, 高由禧, 王介民等. 黑河实验(HEIFE)的一些研究结果. 高原气象, 1994, 13(3): 225 ~ 236

- 2 马耀明, 王介民, Menenti M, Bastiaanssen W G M. 黑河实验区地表净辐射区域分布及季节变化. 大气科学, 1997, 21(6): 743 ~ 749
- 3 Bastiaanssen W G M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: [dissertation]. Wageningen: Wageningen Agricultural University, 1995. 143- 161
- 4 Bastiaanssen W G M, Hockman D H and Roebeling R A. A methodology for the assessment of surface resistance and soil water storage variability at mesoscale based on remote sensing measurements. Wallingford, U K: IAHS Press, 1994. IAHS Special Publications No. 2, 66
- 5 Menenti M, Bastiaanssen W G M, Hefny K, Abd M H and Karim El. Mapping of ground water losses by evaporation in the western of Egypt. Report 43, the Winand Staring Centre, Wageningen, the Netherlands, 1991.
- 6 Wang J, Sahashi K, Ohtaki E, Maitani T, Tsukamoto O, Mitsuta Y, Kobayashi T, Zheng H, Li Q, Xie Z. Energy and mass transfer characteristics of soil-vegetation-atmosphere system in oasis area-outline of the biometeorological observation period (BOP). Proceeding of International Symposium on HEIFE, Nov. 8- 11, 1993, Kyoto, Japan, 1993. 507- 514.
- 7 Roerink G J. SEBAL estimations of the areal patterns of sensible and latent heat fluxes over the HAPEX-Sahel grid. Interne Mededeling 364, SC-DLO, Wageningen, Netherlands, 1995
- 8 季国良, 邹基玲. 干旱区绿洲和沙漠辐射收支的季节变化. 高原气象, 1994, 13(4): 323 ~ 329
- 9 吴艾笙, 钟强. 黑河地区地表反射率与植被指数的季节变化. 高原气象, 1992, 11(4): 155 ~ 162

ESTIMATION OF FLUX DENSITIES OVER THE HETEROGENEOUS LAND SURFACE WITH THE AID OF SATELLITE REMOTE SENSING AND FIELD OBSERVATION

Ma Yaoming Wang Jiemin

*(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics,
Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)*

Massimo Menenti Wim Bastiaanssen

*(Winand Staring Centre, P. O. Box 125,
6700A C Wageningen, The Netherlands)*

Abstract

To improve understanding of the processes of heterogeneous land surface-atmosphere interaction, the utilization of satellite remote sensing is indispensable. The distribution characteristics of surface heat fluxes in the heterogeneous landscape of HEIFE were analyzed with the aid of satellite remote sensing and field observation in this paper. The results show that the reasonable regional distribution of surface albedo, NDVI and surface temperature, net radiation, soil heat flux, sensible and latent heat flux can be derived with the aid of remote sensing and the field observation. This technique is still in a developing stage, it was also discussed in this paper.

Key words: HEIFE, Heterogeneous landscape, Satellite remote sensing, Energy balance components, Regional distribution.

马耀明等：卫星遥感结合地面观测估算 非均匀地表区域能量通量

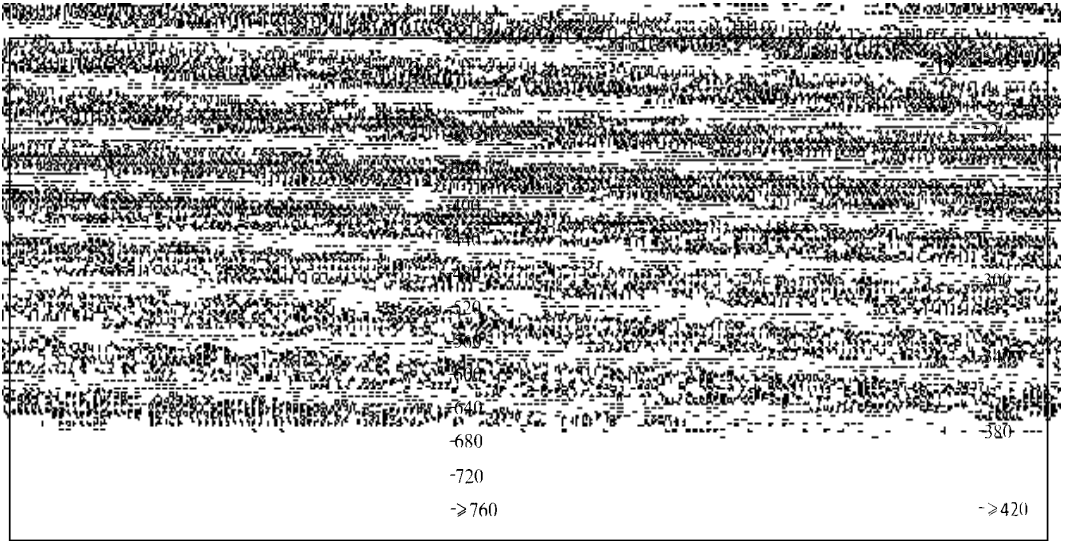


图3 黑河实验区地表净辐射分布
(a. 1991年7月9日; b. 1991年10月29日)

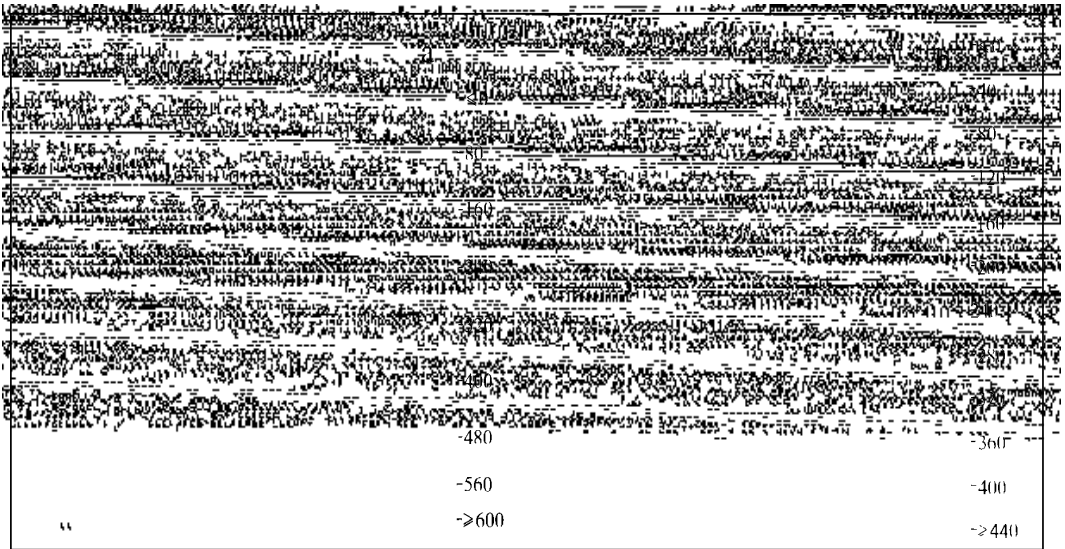


图7 黑河实验区潜热通量分布
(a. 1991年7月9日; b. 1991年10月29日)