

遥感信息模型



第2章 温度反演模型

- 1 温度反演基础知识
- 2 海面温度反演
- 3 陆面温度遥感反演
- 4 温度遥感反演结果的应用实例



第2章 温度反演模型

地表温度研究的意义：

- (1) 作为一个重要的水文、气象参数；
- (2) 是区域和全球尺度地表层物理过程的一个关键参量，温度是地表热量平衡的综合产物；
- (3) 在气象、水文、植被生态、环境监测等方面都有重要的应用价值。



第2章 温度反演模型

传统的地表温度测量方法是定点人工观测缺点：

(1)测量过程中引入大量误差很难进行实时大面积的监测。

(2)定点观测之后，往往通过各种插值方法模拟区域或全球温度分布状况，引入更大误差。

借助热红外遥感影像，可以方便快捷获得大面积的地表温度资料，且数据更新快，成本低廉。



1

温度反演基础知识



2.1 温度反演基础知识

电磁辐射的度量

- (1) 辐射能量：电磁辐射的能量，单位J(焦耳)。
- (2) 辐射通量：在单位时间内通过某一面积的辐射能量，辐射通量的单位是 $W=J/S$ (瓦特=焦耳/秒)
- (3) 辐射通量密度 (E)：单位面积上的辐射通量，单位 W/m^2 。

①辐照度：物体表面单位面积上接收到的辐射通量，单位是 W/m^2 。

②辐射出射度：温度为 T 的辐射源物体表面单位面积上发出的辐射通量，单位也是 W/m^2 。

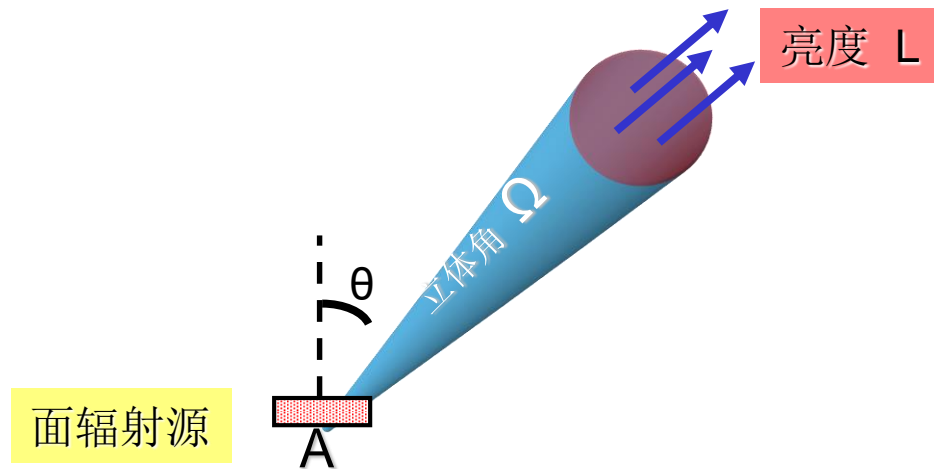
(4) 辐射亮度 (L)



2.1 温度反演基础知识

辐射亮度 (radiance) L

单位投影面积、单位波长、单位立体角内的辐射通量称为辐射亮度



辐射亮度 (L) 的单位是瓦 / 米²·微米·球面度 ($\text{W}/\text{m}^2 \cdot \mu\text{m} \cdot \text{Sr}$)



2.1 温度反演基础知识

2.1.1 热红外遥感温度反演原理

1、热辐射基本定律

热辐射:物体由于具有温度而辐射电磁波的现象。

(1) 基尔霍夫辐射定律:

在一定温度下（热平衡），任何物体的辐射出射度 r 与其吸收比 a 的比值与辐射体本身性质无关，这一比值等同于同一温度下黑体的辐射出射度 f ，只是辐射波长和温度的函数。

$$f(\lambda, T) = \frac{r(\lambda, T)}{a(\lambda, T)}$$

吸收比: 被物体吸收的单位波长间隔内的辐射通量与入射到该物体的辐射通量之比。



2.1 温度反演基础知识

基尔霍夫定律表明：任何物体的辐射出射度和其吸收率之比都等于同一温度下的黑体辐射出射度，吸收率大的，其放射能力就强。黑体的吸收率等于1，其放射能力最大。

非黑体辐射性质的比辐射率 ε 可定义为：非黑体的辐射出射度与同温度下黑体的辐射出射度的比率

$$\varepsilon(\lambda, T) = \frac{r(\lambda, T)}{f_b(\lambda, T)} = a(\lambda, T)$$

比辐射率等于吸收率



2.1 温度反演基础知识

(2) 斯特藩——玻耳兹曼定律

1879年斯特藩由实验发现，黑体的辐出度 E_0 与其黑体的热力学温度 T 的4次方成正比。1884年，玻耳兹曼由热力学理论得出了这个公式：

$$E_0 = \sigma T^4$$

$$\sigma = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3} = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W / m}^2 \cdot \text{K}^4$$

为斯特藩常量。

h 为普朗克常数 ($6.626068 \times 10^{-34} \text{ Js}$)

c 为光速 ($2.99792485 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$)

k 是波尔兹曼常数 ($1.381 \times 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$)



2.1 温度反演基础知识

(3) 维恩位移定律

1893年维恩从热力学理论导出黑体辐射光谱的极大值对应的波长与热力学温度 T 的乘积是常量，即：

$$\lambda_m \cdot T = b$$

常量 $b = 2.897 \times 10^{-3} m \cdot k$ ，称为维恩位移常数。



2.1 温度反演基础知识

(4) 普朗克定律

1900年普朗克用量子理论概念推导黑体辐射公式：

$$B(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2 \lambda^{-5}}{e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1}$$

$B(\lambda, T)$ 是黑体的波谱辐射亮度；

λ 是波长（单位 μm ）； T 是温度（单位K）；

h 为普朗克常数（ $6.626068 \times 10^{-34} \text{Js}$ ）

c 为光速（ $2.99792485 \times 10^8 \text{ms}^{-1}$ ）

k 是波尔兹曼常数（ $1.381 \times 10^{-23} \text{JK}^{-1}$ ）



2.1 温度反演基础知识

斯特藩——玻耳兹曼定律 $E_0 = \sigma T^4$

维恩位移定律 $\lambda_m \cdot T = b$

普朗克定律 $B(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2 \lambda^{-5}}{e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1}$

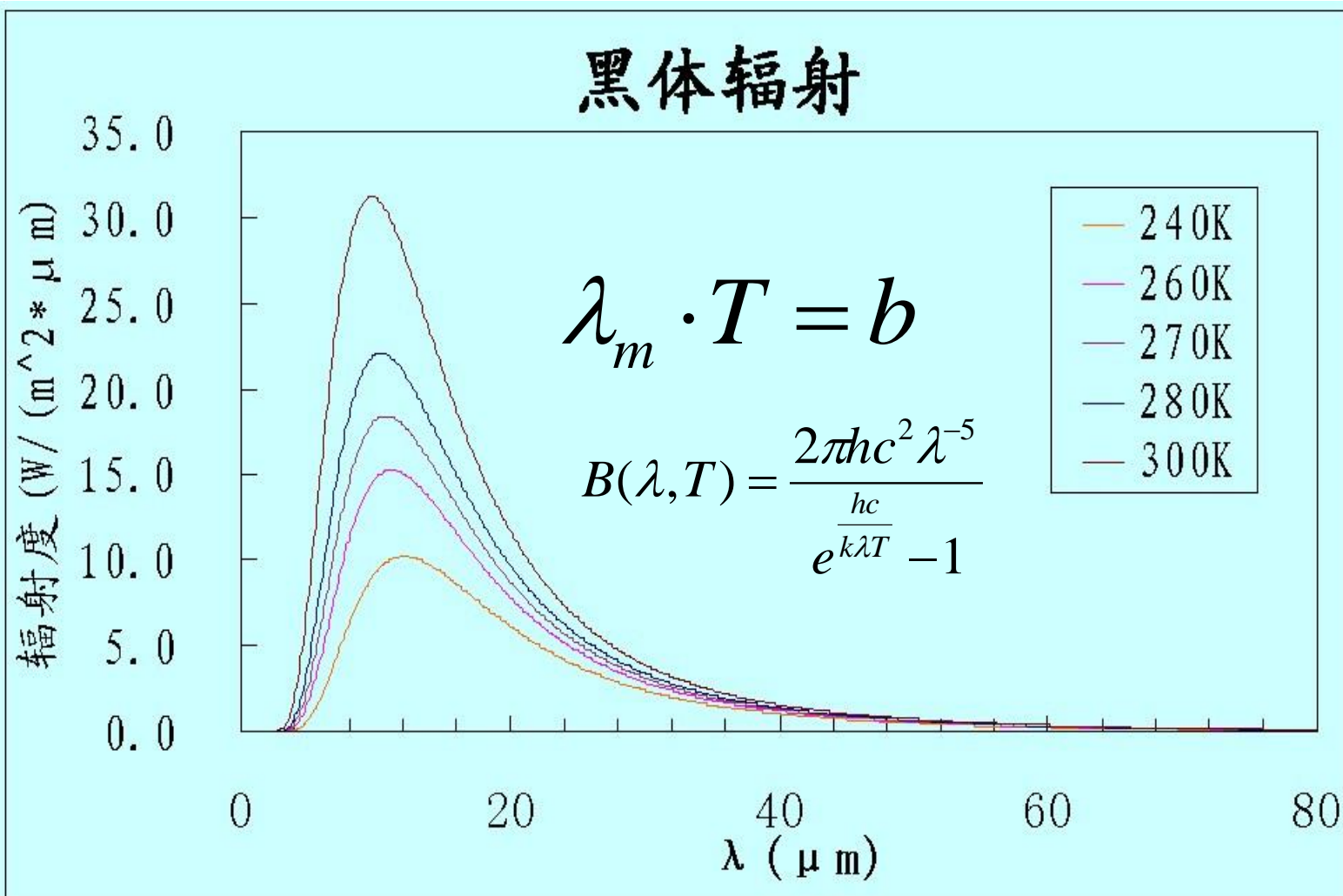
对普朗克公式由0到 ∞ 积分，可得到斯特藩——玻耳兹曼定律，对其求极值就能得到维恩位移定律

$B(\lambda, T)$ 是黑体的波谱辐射亮度，单位 $\text{W}/\text{m}^2 \cdot \mu\text{m}$

E_0 是黑体的辐出度，单位 W/m^2



2.1 温度反演基础知识



下表列出了不同温度所对应的峰值波长

$T(K)$	300	500	1000	2000	3000	4000	5000	6000	7000	8000
λ_{\max}	9.66	5.76	2.88	1.44	0.96	0.72	0.58	0.48	0.41	0.36

地球环境的代表性温度为**300K**，它对应的峰值波长接近**10**微米，正处在热红外大气窗口区内



2.1 温度反演基础知识

2、大气热红外辐射传输方程

在热红外波段，气溶胶的吸收和散射作用很微弱，通常可以忽略。

地表温度反演：是指从传感器得到的**辐射亮度值**中获得地表温度信息。

卫星传感器接收到的辐射亮度值中包括三部分信息：

- (1) 经大气削弱后被**传感器**接收的地表热辐射
- (2) 大气**上行**辐射能量
- (3) 大气**下行**辐射经地表**反射**后再被大气**削弱**最终被传感器接收的那部分能量



2.1 温度反演基础知识

大气热红外传输方程：

$$L_i = \tau_{0i} \varepsilon_i B_i(T_s) + L_{ai}^{\uparrow} + \tau_{0i} (1 - \varepsilon_i) L_{ai}^{\downarrow}$$

式中：

L_i : 遥感器所接收的第*i*个波段的热红外辐射亮度

$B_i(T_s)$: 地表物理温度为 T_s 时的黑体辐射亮度

ε_i : 第*i*个波段的地表比辐射率

τ_{0i} : 第*i*个波段从地面到遥感器的大气透过率

L_{ai}^{\uparrow} : 第*i*个波段的大气上行热辐射强度，

L_{ai}^{\downarrow} : 第*i*个波段的大气下行热辐射强度。



2.1 温度反演基础知识

2、大气热红外辐射传输方程

卫星传感器接收到的辐射亮度值中包括三部分信息：

- (1) 经大气削弱后被传感器接收的地表热辐射
- (2) 大气上行辐射能量
- (3) 大气下行辐射经地表反射后再被大气消弱最终被传感器接收的那部分能量

$$L_i = \tau_{0i} \varepsilon_i B_i(T_s) + L_{ai}^{\uparrow} + \tau_{0i} (1 - \varepsilon_i) L_{ai}^{\downarrow} \quad \varepsilon(\lambda, T) = \frac{r(\lambda, T)}{f_b(\lambda, T)}$$

ε_i : 第i个波段的地表比辐射率

τ_{0i} : 第i个波段从地面到遥感器的大气透过率

$$L_{ai}^{\uparrow} = (1 - \tau_{0i}) B_i(T_a) \quad (T_a \text{ 为大气平均温度})$$

$$L_{ai}^{\downarrow} = (1 - \tau_{0i}) B_i(T_a^{\downarrow})$$



2.1 温度反演基础知识

2.1.2 有关温度的几个概念

1、分子运动温度：为动力学温度，又称为真实温度。
它是物质内部分子的平均热能，是组成物体的分子平均传递能量的“内部”表现形式。它由物体分子平均不规则的振动所致。

对它的测量，一般通过仪器(主指温度计)直接放置在被测物体上或埋于被测物体中来获得。这种传统的接触测温法，往往因测温感应元件接触物体表面而破坏了原表面的热状态。



2.1 温度反演基础知识

2、辐射温度又称为表征温度。

物体辐射能量，其辐射能量是物体能量状态的一种“外部”表现形式，通常称为辐射温度。

这种物体能量的外部表现形式可用热遥感器来探测。大多数热红外遥感系统记录的是地面物质的辐射出射度，而不是辐射通量。

对于黑体：

辐射温度 T_{rad} = 动力学温度 T_{kin}

对于真实物体： $M = \varepsilon \sigma T_{\text{kin}}^4$

$$T_b = \varepsilon^{1/4} T_{\text{kin}}$$



2.1 温度反演基础知识

3、亮度温度

其定义为当一个物体的辐射亮度与某一黑体的辐射亮度相等时，该黑体的物理温度就被称之为该物体的“亮度温度”。

通道亮温为 T_i

$$L_i = B_i(T_i)$$

在热辐射的测量与应用理论中“亮度温度”是一个被广泛应用的一个表示物体辐射亮度的代名词，亮度温度具有温度的量纲，但是不具有温度的物理含义。



2.1 温度反演基础知识

4、组分温度

组分温度可视为均匀、同温物体的温度，在地表物体相对均一的情况下，组分温度与陆地表面温度等同。

目前，利用热红外反演所得的地表温度，主要是指像元的平均温度。



2.1 温度反演基础知识

2.1.3 温度反演窗口的选择

地表温度通常在 $-45\sim+45^{\circ}\text{C}$ 之间，大部分地区平均为 27°C 左右。根据维恩位移定律，地面物体的热辐射峰值波长在 $9.26\sim12.43\mu\text{m}$ 之间，恰好位于 $8\sim14\mu\text{m}$ 的大气窗口内。因此这个谱段区间通常被用来调查地表一般物体的热辐射特性，探测常温下的温度分布和目标的温度场，进行热制图等。如，地热调查、土地分类、水资源考察、城市热岛、地质找矿、海洋渔群探测、海洋油污染等。

对于地表高温目标，如火燃等，其温度达 600K ，热辐射谱段峰值在 $4.8\mu\text{m}$ ，位于热红外谱段 $3\sim5\mu\text{m}$ 的大气窗口内。所以为了对火灾、活火山等高温目标识别，通常把热红外遥感波段选择在这个区间内。特别是对于森林火灾，它不仅可以清楚地显示火点、火线的形状、大小、位置，而且对小的隐火、残火，也有很强的识别能力。

2.1 温度反演基础知识

主要的温度遥感反演数据源

传感器 (热红外波段数)	热红外波段光谱分辨率 (μm)	空间分辨率 (米)	时间分辨率 (天)
MODIS (2)	Band31: 10.78-11.28	1000	1
	Band32: 11.77-12.27		
AVHRR (2)	Band4: 10.5-11.5	1000	0.5
	Band5: 11.5-12.5		
TM (1)	Band6: 10.4-12.5	120	16
CBERS-2	Band9: 10.4-12.5	156	26
ASTER (5)	Band10: 8.125-8.475	90	16
	Band11: 8.475-8.825		
	Band12: 8.925-9.275		
	Band13: 10.25-10.95		
	Band14: 10.95-11.65		



2

海面温度 反演



2.2 海面温度反演

海面温度反演：

- (1) 目标单一；
- (2) 海水比辐射率约为0.98；
- (3) 海水表面温度与大气温度相差不大。



2.2 海面温度反演

海面温度反演的主要方法

- 单通道法
- 多通道法——分裂窗法
- 单通道多角度法
- 多通道多角度法



2.2 海面温度反演

2.2.1 单通道直接反演与统计方法

(1) 单通道直接反演

根据**大气的辐射传输方程**，大气的温度和湿度垂直廓线，利用一定的大气模式计算大气辐射和大气透过率，代入方程，就可以从遥感传感器所测得的**辐射亮度值**计算得到海面温度。

直接反演海温要求得到精确的大气廓线数据，**精确实测大气垂直廓线**一般比较困难，因而在**实际运行系统中很少采用**。



2.2 海面温度反演

(2) 单通道统计方法

单通道大气统计方法就是从**大气辐射传输方程**出发，考虑**大气含水量**和传感器视角**天顶角**的影响，建立遥感亮度温度与海面温度的**经验公式**，通过同步实测资料**回归经验系数**。

(1) Smith等（1970）提出用中红外（3.8um）计算海温的经验公式：（ $a_0=1.13$ ， $a_1=0.82$ ）

$$T_s = T_B + [a_0 + a_1(\theta / 60^\circ)] \ln \frac{100}{310 - T_B}$$

通道亮温为 T_i

$$L_i = B_i(T_i)$$

(2) GMS静止气象卫星海面温度反演公式

$$T_s = T_B + \sec(\theta) \left\{ 0.189W + \left[1 - \frac{1400}{1400 + (310 - T_B)^2} \right] \times 4 \right\}$$

θ 为传感器视角天顶角， T_B 为亮度温度， W 是大气总水汽含量



2.2 海面温度反演

McConaghy (1980) 推导了一个简单的处理NOAA第五通道的海温反演经验公式：

$$T_S = (T_B - C) \exp(-\tau D)$$

$$D = \alpha / H$$

$$\alpha = [(h+H)^2 - (h+H)^2 \sin^2 \theta] - [R^2 - (H+R)^2 \sin^2 \theta]^{1/2}$$

其中C和 τ 为待定的回归系数， τ 为大气的光学厚度，h为大气上限高度，R为地球半径，H为卫星高度， θ 为传感器视角天顶角，a为地表像元到传感器的光学路径， T_S 为海面温度， T_B 为亮度温度



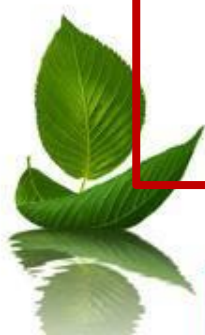
2.2 海面温度反演

单通道（单窗）法

从仅有一个热红外波段的遥感数据中演算地表温度。

多通道（劈窗）算法

利用两个相邻热红外通道对大气水汽的差异吸收实现大气校正。



2.2 海面温度反演

2.2.2 多通道海面温度遥感反演

1、多通道海面温度遥感反演的基本方法

大多数海面温度提取算法将海面温度（**SST**）表示为两个分裂窗通道亮温的线性或二次函数：

$$T_s = T_{bi} + K_0 + K_1(T_{bi} - T_{bj})$$

$$T_s = T_{bi} + k_3 + K_4(T_{bi} - T_{bj}) + K_5(T_{bi} - T_{bj})^2$$

式中： T_s 为**SST**， T_{bi} ， T_{bj} 分别为11um和12um处的通道亮温； k_0 ， k_1 ，...， k_5 为常数



2.2 海面温度反演

2、多通道海面温度遥感反演的实用方法

1) 非线性反演算法 (DLSST)

$$SST = aT_4 + b(T_4 - T_5) + c(T_4 - T_5)(\sec \theta - 1) + d$$

$$\theta = \arcsin[((R + h) / R)(\sin \phi_i)]$$

$$\phi_i = -55.4 + 55.4i / 1024$$

式中： θ 为卫星观测角， R 为地球半径， h 为卫星高度， ϕ 为卫星扫描角， i 为某像元在扫描行中的扫描序号。 a ， b ， c 和 d 为模型系数。



2.2 海面温度反演

2、多通道海面温度遥感反演的实用方法

1) 非线性反演算法 (DLSST)

模型系数 a , b , c , d 获取方法:

一种是理论方法——基于大气物理模型的方法, 该方法要求对大气及海洋各项参数有较准确的了解, 并对其物理机制及相互间关系能正确描述, 其优点是准确且时空变化适应性强。但是, 由于很难确定当时当地海洋大气状况, 特别是水汽垂直分布状况。

一种是统计回归的方法, 该方法的优点是需要参数少, 对一定区域的精度高, 缺点是区域适应性差。



2.2 海面温度反演

2、多通道海面温度遥感反演的实用方法

2) MCSST夜间海面温度提取算法

NOAA12双通道模型:

$$SST = a \times T_3 + b(T_3 - T_4) + c(\sec \theta - 1) - d + 273.16$$

NOAA14、NOAA15双通道模型:

$$SST = a \times T_4 + b(T_3 - T_4) + c(\sec \theta - 1) - d + 273.16$$

MCSST三通道海面温度提取模型:

$$SST = a \times T_4 + b(T_3 - T_5) + c(\sec \theta - 1) - d + 273.16$$



2.2 海面温度反演

2.2.3 多角度海温遥感反演

多角度海温遥感反演方法，通过**不同的视角观测目标**，大气的吸收路径不同，利用其吸收热红外辐射的差异来**消除大气效应**的影响。

Chedin et al. (1982)提出用静止卫星和极轨卫星时间最接近，但视角不同来反演同一覆盖区域的海面温度。



2.2 海面温度反演

2.2.4 多角度与多通道相结合的反演方法

Gorodetskii (1985) 提出过用多通道和多角度相结合的方法反演海面温度。这种方法同时利用多通道和多角度遥感数据中所包含的大气信息，来**消除大气的影响**，具有较好的前景，可望用于ERS-1上的 ATSR(Along Track Scanning Radiometer)数据



3

陆面温度 遥感反演



2.2 海面温度反演

海面温度反演与陆面温度反演区别

海面温度反演：

- (1) 目标单一；
- (2) 海水比辐射率约为0.98；
- (3) 海水表面温度与大气温度相差不大。

陆面地表温度反演：

- (1) 目标比辐射率变化较大；
- (2) 精度要求高（1K），需要精确的大气校正；
- (3) 大气上下行辐射率影响较大，其校正依赖于地表比辐射率，地表比辐射率的求解依赖于地表辐射亮度。这样就构成一个难解的循环。



2.3 陆面温度遥感反演

目前比较成熟的陆面温度反演算法主要有：

单窗算法

分裂窗算法

温度、比辐射率分离算法



2.3 陆面温度遥感反演

2.3.1 单窗算法

1、辐射传输模型

根据辐射传输方程编制的大气校正软件模拟计算出相关参数（大气上行辐射、大气下行辐射和大气透过率），最后得到黑体辐射亮度：

$$L_{bi}(T_s) = B(\lambda, T_s) = \frac{C_1}{\lambda^5 (e^{C_2/(\lambda T_s)} - 1)} \quad B(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2 \lambda^{-5}}{e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1}$$

该方程可变换为：

$$T = \frac{K_2}{\ln(1 + K_1 / B(\lambda, T_s))}$$

k1和k2为传感器发射前预设常量



温度反演过程:

- 卫星传感器接收到的热红外辐射亮度值 L_λ 由三部分组成: 大气向上辐射亮度 L_\uparrow , 地面的真实辐射亮度经过大气层之后到达卫星传感器的能量; 大气向下辐射到达地面后反射的能量。卫星传感器接收到的热红外辐射亮度值 L_λ 的表达式可写为 (辐射传输方程) :

$$L_\lambda = \tau \varepsilon B(T_s) + L_\uparrow + \tau(1-\varepsilon)L_\downarrow \quad (1.1)$$

- 式中, ε 为地表比辐射率, T_s 为地表真实温度(K), $B(T_s)$ 为黑体热辐射亮度, τ 为大气在热红外波段的透过率。则温度为 T 的黑体在热红外波段的辐射亮度 $B(T_s)$ 为:

$$B(T_s) = [L_\lambda - L_\uparrow - \tau(1-\varepsilon)L_\downarrow] / \tau\varepsilon \quad (1.2)$$

$$B(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2 \lambda^{-5}}{e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1}$$

- T_s 可以用普朗克公式的函数获取。

$$T_s = K_2 / \ln(K_1 / B(T_s) + 1) \quad (1.3)$$



2.3 陆面温度遥感反演

2.3.1 单窗算法

2、单窗算法

将大气平均作用温度 (T_a) 和大气下行平均作用温度 (T_a^\downarrow) 合二为一, 进而将热辐射传输方程简化为:

$$L_i = \tau_{0i} \varepsilon_i B_i(T_s) + (1 - \tau_{0i}) [1 + \tau_{0i} (1 - \varepsilon_i)] B_i(T_a)$$

为求解方便**Planck**函数近似表示为:

$$B_i(T_j) = B_i(T) + (T_j - T) \partial B_i(T) / \partial T$$

T_j 为亮度温度, T_s 为地表温度, T_a 为大气平均作用温度

2.3 陆面温度遥感反演

2.3.1 单窗算法

2、单窗算法

$$L_i = \tau_{0i} \varepsilon_i B_i(T_s) + (1 - \tau_{0i}) [1 + \tau_{0i} (1 - \varepsilon_i)] B_i(T_a)$$

$$B_i(T_j) = B_i(T) + (T_j - T) \partial B_i(T) / \partial T$$

一般而言， $T_s > T_i > T_a$ ，可定义 $T = T_i$

$$B_i(T_s) = B_i(T_i) + (T_s - T_i) \partial B_i(T) / \partial T$$

$$B_i(T_a) = B_i(T_i) + (T_a - T_i) \partial B_i(T) / \partial T$$

$$\text{令 } E_i = B_i(T) / (\partial B_i(T) / \partial T)$$

$$\text{则有： } B_i(T_s) / (\partial B_i(T) / \partial T) = E_i + T_s - T_i$$

$$B_i(T_a) / (\partial B_i(T) / \partial T) = E_i + T_a - T_i$$

2.3 陆面温度遥感反演

2.3.1 单窗算法

2、单窗算法

$$L_i = \tau_{0i} \varepsilon_i B_i(T_s) + (1 - \tau_{0i}) [1 + \tau_{0i} (1 - \varepsilon_i)] B_i(T_a)$$

$$B_i(T_s) / (\partial B_i(T) / \partial T) = E_i + T_s - T_i$$

$$B_i(T_a) / (\partial B_i(T) / \partial T) = E_i + T_a - T_i$$

带入热红外辐射传输的简化方程，整理得到

$$E_i = C_i (E_i + T_s - T_i) + D_i (E_i + T_a - T_i)$$

式中： $E_i = B_i(T) / (\partial B_i(T) / \partial T)$

$$C_i = \tau_{0i} \varepsilon_i$$

$$D_i = (1 - \tau_{0i}) [1 + \tau_{0i} (1 - \varepsilon_i)]$$



2.3 陆面温度遥感反演

2.3.1 单窗算法

2、单窗算法

对于Landsat/TM第6波段而言，覃志豪等（2001）发现， E_6 与温度具有线性相关性。根据这一特性，采用如下回归方程来估计 E_6 ：

$$E_6 = a_6 + b_6 T_6$$

式中 a_6 和 b_6 为回归系数。

回归分析表明，在温度变化范围 $0\sim 70^{\circ}\text{C}$ ($273\sim 343\text{K}$) 内，回归系数分别为 $a_6 = -67.35535$ 和 $b_6 = 0.458608$



2.3 陆面温度遥感反演

2.3.1 单窗算法

2、单窗算法

将回归方程带入整理好的简化方程可得到,

$$T_s = \{a_6(1 - C_6 - D_6) + [b_6(1 - C_6 - D_6) + C_6 + D_6]T_6 - D_6T_a\} / C_6$$

根据 τ, ε, T_a 这三个基本参数就可以进行陆面温度反演

根据 T_0 (为近地层空气温度) 求大气平均温度

$$T_a = 16.0110 + 0.9262T_0$$

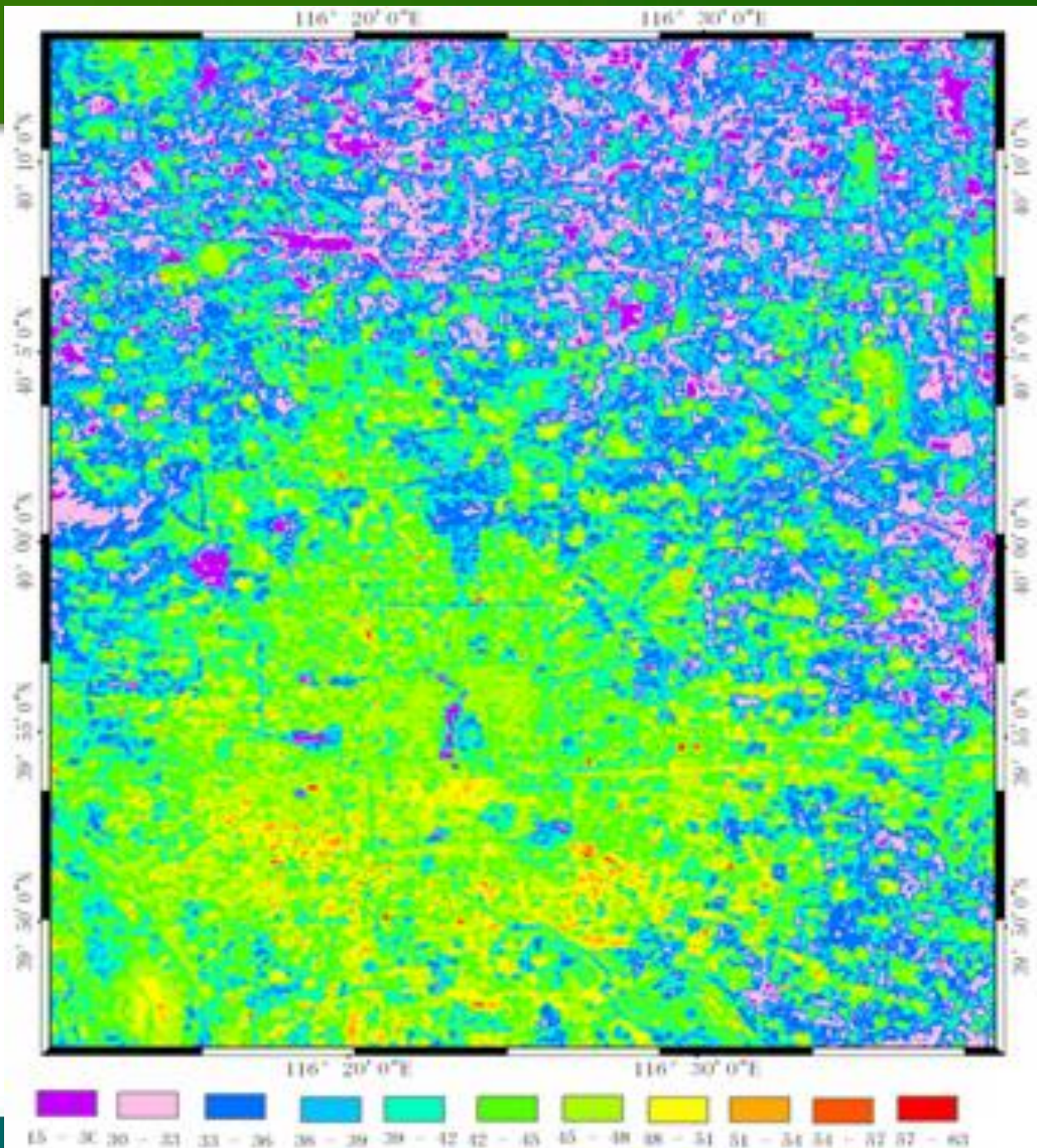
根据大气水汽含量求大气透过率

$$\tau_{0i} = 0.974290 - 0.08007w, (w \in (0.4, 1.6))$$

$$\tau_{0i} = 1.031412 - 0.11536w, (w \in (1.6, 3.0))$$



地表温度反演结果



2.3 陆面温度遥感反演

2.3.2 分裂窗算法

“分裂窗”方法：采用大气窗区吸收特征不同的2个邻近波段的辐射量进行大气校正。

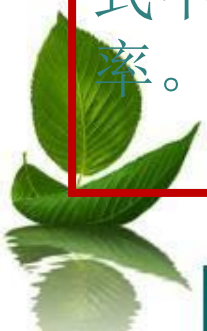
该算法的一般表达式为：

$$T_s = A_0 + A_1 T_i + A_2 T_j$$

Price (1984)的原模型是一个简单算法模型,但增加了一个辐射率校正项后被归入辐射率模型法这一大类，一般被后人引用为：

$$T_s = [T_4 + 3.33 \times (T_4 - T_5)](5.5 - \varepsilon_4) / 4.5 + 0.75 \times T_5 \times \Delta\varepsilon$$

式中 $\Delta\varepsilon = \varepsilon_4 - \varepsilon_5$, ε_4 、 ε_5 分别为AVHRR通道4和通道5的地表辐射率。



2.3 陆面温度遥感反演

根据 Plank 热辐射函数，将 AVHRR 的两个热通道(即通道 4 和通道 5)数据转化为相应的亮度温度，然后通过亮度温度来演算地表温度。

$$T_s = T_4 + a(T_4 - T_5) + b$$



2.3 陆面温度遥感反演

2.3.2 分裂窗算法

2、陆面发射率求解方法（归一化植被指数的阈值法）

归一化植被指数与陆地表面物质的红外比辐射率存在一定的相关性。不同陆面发射率求解方法建立在如下模型的基础上：

$$\varepsilon_i = \varepsilon_{vi} P_v + \varepsilon_{si} (1 - P_v) + C_i$$

ε_{si} 和 ε_{vi} 分别为对应波段裸地和植被的发射率； P_v 为植被覆盖度。



2.3 陆面温度遥感反演

假设像元只有植被和非植被两部分构成，他们各自的面积在像元中所占的比率即为各自的权重，其中**植被覆盖部分所占像元的百分比即为该像元的植被覆盖度。**

$$NDVI = P_v * NDVI_v + (1 - P_v) * NDVI_s$$

$$P_v = \frac{NDVI - NDVI_s}{NDVI_v - NDVI_s}$$

即：

P_v 为植被覆盖度；

$NDVI_v$ 和 $NDVI_s$ 分别为植被完全覆盖区

($P_v=1$) 和裸地 ($P_v=0$) 区对应的NDVI值。



2.3 陆面温度遥感反演

2.3.2 分裂窗算法

归一化植被指数的阈值法：

(1) $0.2 \leq \text{NDVI} \leq 0.5$ (0.2和0.5分别为植被完全覆盖区和裸地区对应的NDVI值)

$$\varepsilon_4 = 0.968 + 0.021P_v$$

$$\Delta\varepsilon = -0.006(1 - P_v)$$

$$\varepsilon_5 = 0.974 + 0.015P_v$$

$$P_v = \frac{(\text{NDVI} - 0.2)^2}{0.09}$$

$$\varepsilon = \frac{\varepsilon_4 + \varepsilon_5}{2} = 0.971 + 0.018P_v$$

(2) $\text{NDVI} < 0.2$ (ρ_1 为第一通道反射率)

$$\varepsilon = 0.980 - 0.042\rho_1$$

$$\Delta\varepsilon = -0.003 - 0.029\rho_1$$

(3) $\text{NDVI} > 0.5$ ($\varepsilon_4 = \varepsilon_5 = 0.985$)

$$\varepsilon = 0.985 + C_i (C_i = 0.004)$$



2.3 陆面温度遥感反演

单窗算法地表温度反演过程

- 1、确定辐射亮度
- 2、确定地表亮度温度
- 3、确定大气透射率以及大气平均温度
- 4、确定地表比辐射率
- 5、确定地表温度



2.3 陆面温度遥感反演

Step1--确定辐射亮度

- 对于TM数据，所接收到的辐射强度与其DN值存在以下关系。

$$L_b = L_{min} + (L_{max} - L_{min}) \cdot Q_{dn} / Q_{max}$$

$$L_i = A_i DN_i + B_i$$



2.3 陆面温度遥感反演

Step2--确定地表亮度温度

$$T_b = K_2 / \ln((K_1 / L_b) + 1)$$

式中 T_b 为 TM6 的像元亮度温度(K), K_1 和 K_2 为发射前预设的常量, 对于 Landsat 5 的 TM 数据, $K_1 = 60.776 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$, $K_2 = 1260.56\text{K}$ 。

通道亮温为 T_i

$$L_i = B_i(T_i)$$

$$T = \frac{K_2}{\ln(1 + K_1 / B(\lambda, T_s))}$$



2.3 陆面温度遥感反演

Step3--确定大气透射率以及大气平均温度

利用大气模拟方程求解大气透射率，

- 大气平均作用温度主要取决于大气剖面气温分布和大气状态。一般情况下很难实施实时大气剖面数据和大气状态的直接观测，可采用近似模型如下：

中纬度夏季平均大气作用温度： $T_a = 16.0110 + 0.92621T_0$

中纬度冬季平均大气作用温度： $T_a = 19.2704 + 0.91118T_0$



2.3 陆面温度遥感反演

Step4--确定地表比辐射率

- 通过分类影像获得地表比辐射率影像，估计各地表类型的发射率值，但是这种方法需要在卫星过境时对不同类别的典型地物发射率进行测量。
- 通过归一化植被指数获得地表比辐射率

$$\varepsilon \approx 1.0094 + 0.047 \ln(NDVI)$$

$$NDVI = (\rho_{NIR} - \rho_R) / (\rho_{NIR} + \rho_R)$$



2.3 陆面温度遥感反演

step5--确定地表温度

- 单窗算法

$$T_s = \{a(1 - C - D) + [b(1 - C - D) + C + D]T_b - DT_a\} / C$$

$$C = \tau \varepsilon$$

$$D = (1 - \tau)[1 + \tau(1 - \varepsilon)]$$

其中，如果影像亮温范围在 273-343K, $a=-67.355351$, $b=0.458606$ ；影像亮温范围在 273-303K, $a=-60.3263$, $b=0.43436$ ；影像亮温范围在 293-323K, $a=-67.9542$, $b=0.45987$ 。



2.3 陆面温度遥感反演

2.3.3 温度、比辐射率分离算法 (TES)

ASTER遥感数据的空间、光谱和辐射分辨率均较高，在反演区域地表温度方面具有良好的应用前景。

ASTER地表温度产品所采用的是温度/比辐射率分离算法 TES (Temperature/Emissivity Separation)。

TES包含NEM (Normalize Emissivity Method)、RA (RATIO Algorithm) 和MIMD (Maximum-Minimum Difference) 三个模块。



2.3 陆面温度遥感反演

(1) 归一化发射率方法NEM:

计算初步温度和波段发射率。

(2) 相对发射率 (RATIO) :

利用10~14波段发射率的平均值计算每个波段的相对发射率;

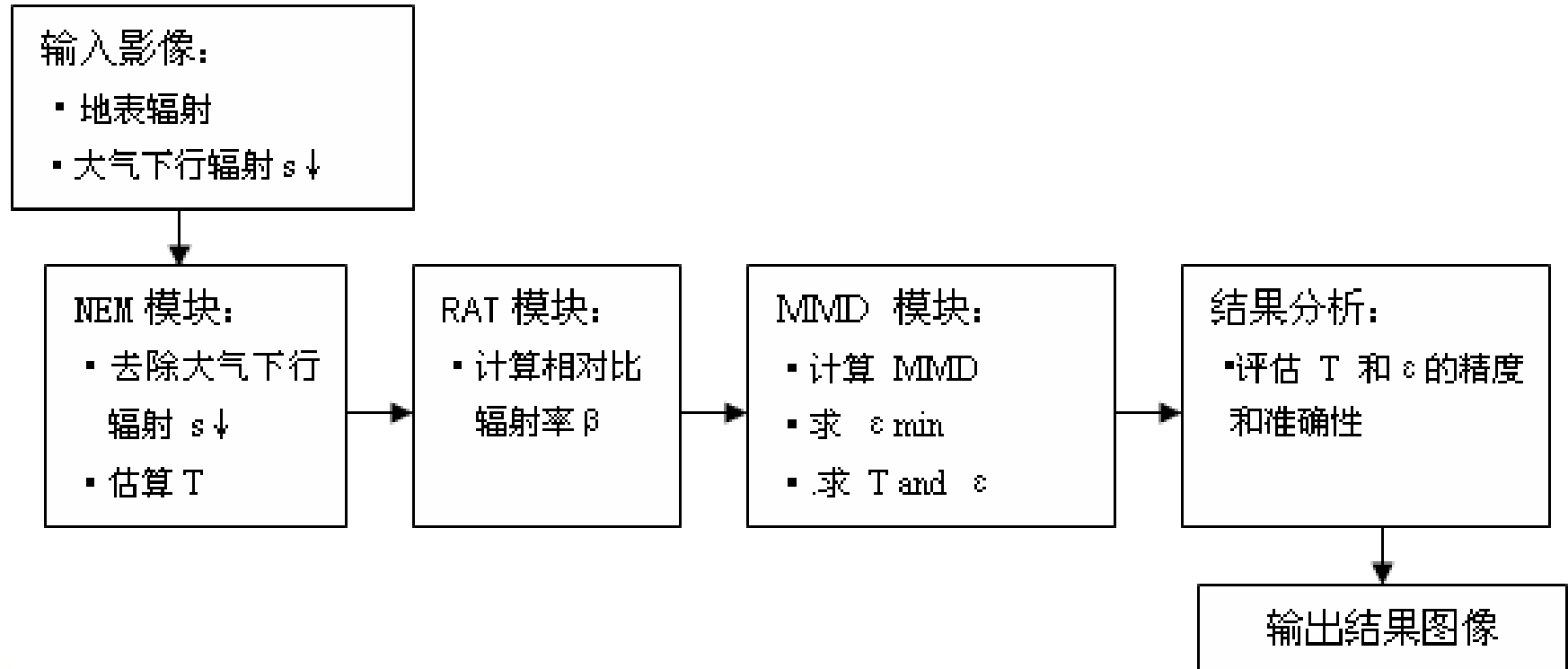
(3) 最小发射率和相对发射率的光谱差异MIMD:

由 α 残差法改编, 由最小发射率和相对发射率光谱差异的经验关系反推最小发射率, 实现相对发射率和实际发射率之间的相互转换, 改进发射率光谱的精度。



2.3 陆面温度遥感反演

TES法估算地表温度—— ASTER影像



2.3 陆面温度遥感反演

TES法估算地表温度步骤

- (1) 用NEM方法估算温度和比辐射率;
- (2) 利用RATIO方法计算相对发射率
- (3) 用当前的发射率光谱计算MMD;
- (4) 确定最小发射率;
- (5) 计算TES发射率;
- (6) 用新的TES发射率和辐射亮度值计算目标表面温度;
- (7) 重复(1) ~ (6), 直到两次计算温度差值在阈值范围之内。



2.3 陆面温度遥感反演

(1) NEM模块

$$R'_b = L'_b - (1 - \varepsilon_{\max}) S_b^{\downarrow}; \quad T_b = \frac{c_2}{\lambda_b} \left(\ln \left(\frac{c_1 \varepsilon_{\max}}{\pi R' \lambda_b^5} + 1 \right) \right)^{-1}$$

$$T' = \max(T_b) \quad \varepsilon'_b = \frac{R'_b}{B_b(T')}$$

(2) RAT模块

$$\beta_b = \varepsilon_b \frac{5}{\sum \varepsilon_b}, \quad b = 10 \sim 14$$

(3) MMD模块

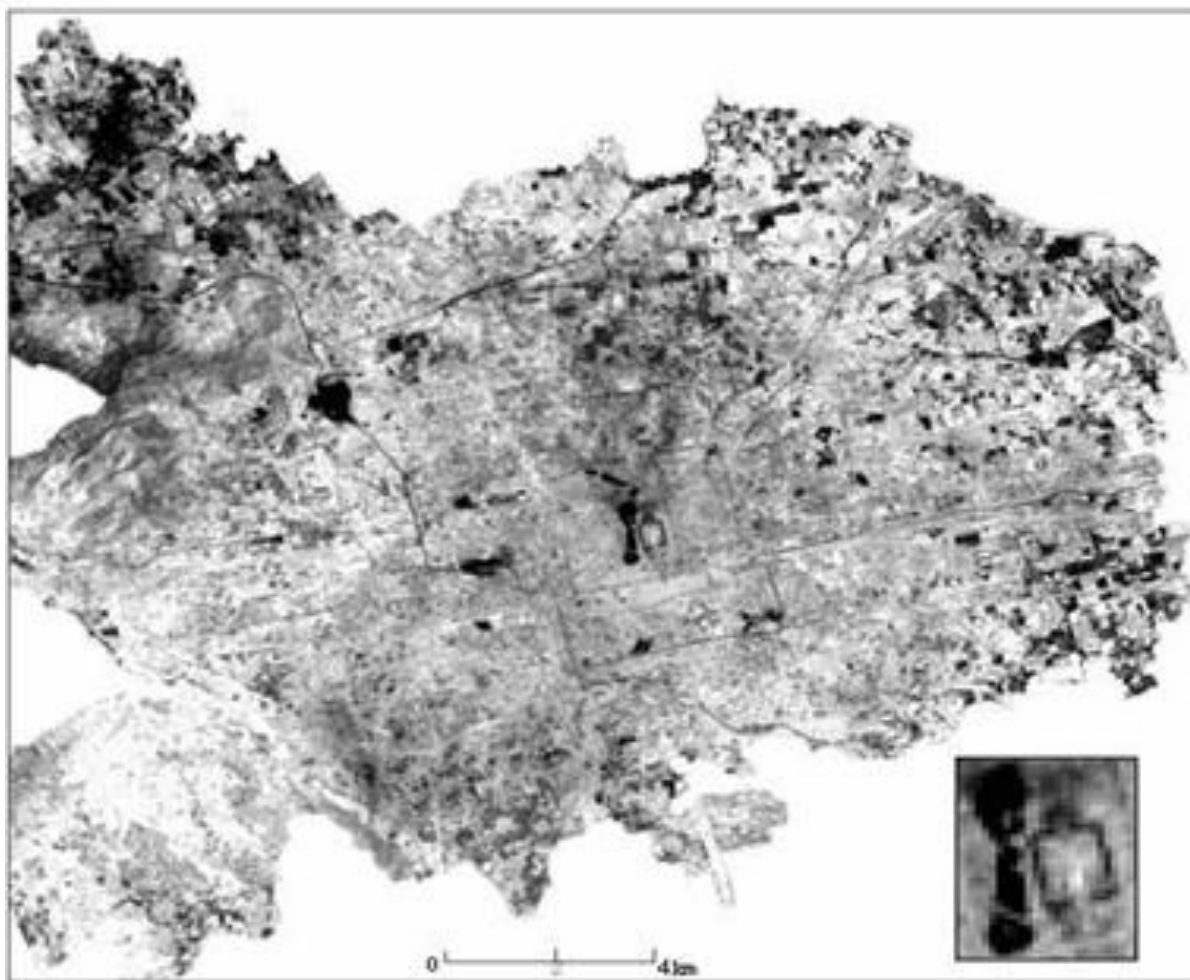
$$MMD = \max(\beta_b) - \min(\beta_b), \quad b = 10 \sim 14$$

$$\varepsilon_{\min} = 0.994 - 0.687 \times MMD^{0.737}$$

$$\varepsilon_b = \beta_b \left(\frac{\varepsilon_{\min}}{\min(\beta_b)} \right), \quad b = 10 \sim 14$$



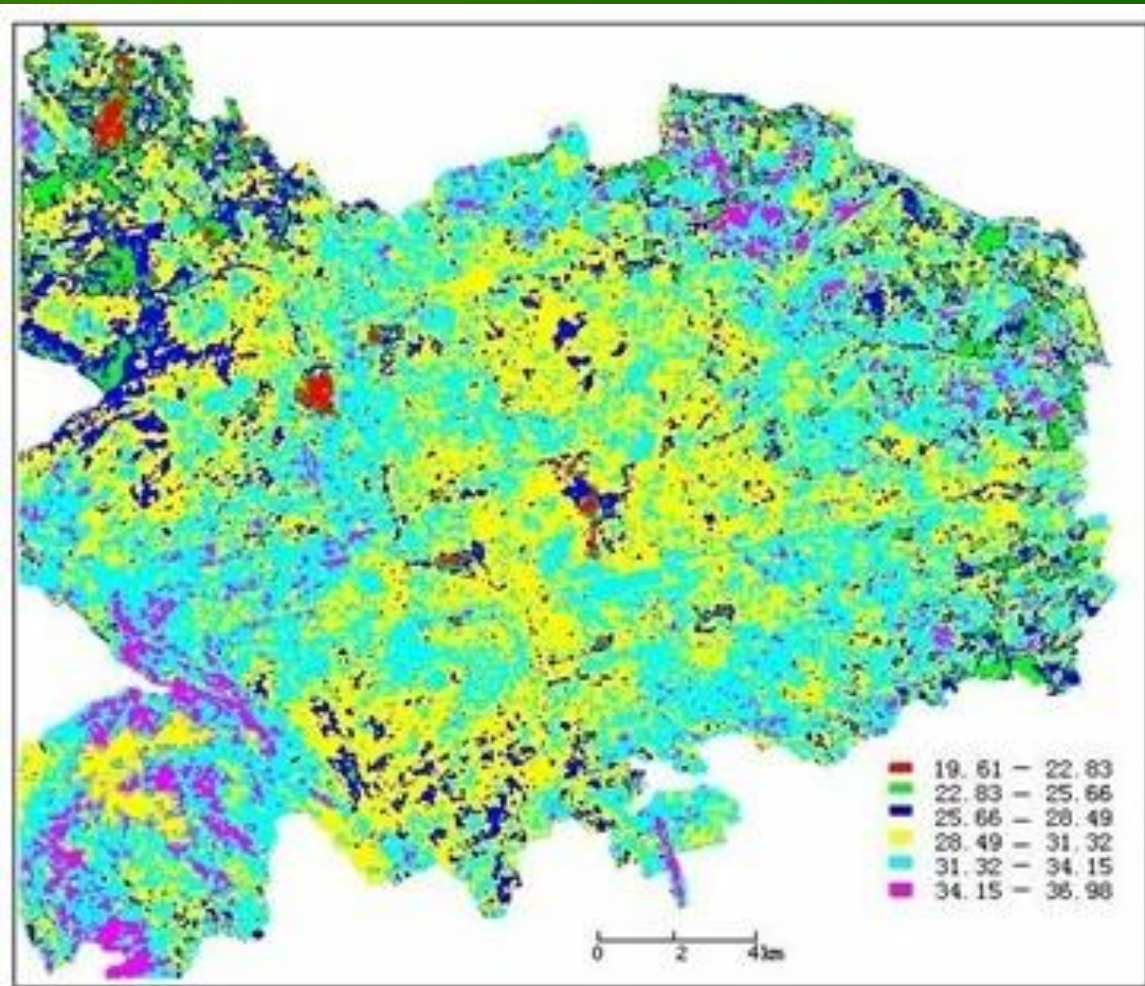
2.3 陆面温度遥感反演



地表温度图



2.3 陆面温度遥感反演



温度密度分割图



2.3 陆面温度遥感反演

TES法估算地表温度特点

输入：

经大气校正的的5个通道地表辐射亮度；
大气下行辐射数据；

特点： 温度和发射率分离；

产出： 发射率

算法： 迭代优化



4

温度遥感
反演结果
的应用实
例



2.4温度遥感反演结果的应用实例

2.4.1海面温度遥感反演结果的应用

地球表面上，有**74%**的面积被水体所占据，水体中，海洋面积最大，约占**95%**（即占全球面积的**71%**）。因此，占全球面积**71%**的海洋是全球环境变化的重要角色。海洋温度场的变化明显地影响着全球气候的变化。如果可以实时动态地掌握海面温度场的分布状况，将为全球气候变化研究提供第一手资料。



2.4温度遥感反演结果的应用实例

2.4.1海面温度遥感反演结果的应用

海面温度分布的彩图是利用实地观测船报或浮标数据及热红外卫星遥感数据反演结果而获得的，从这些海面温度反演结果中我们可以获得如下信息。

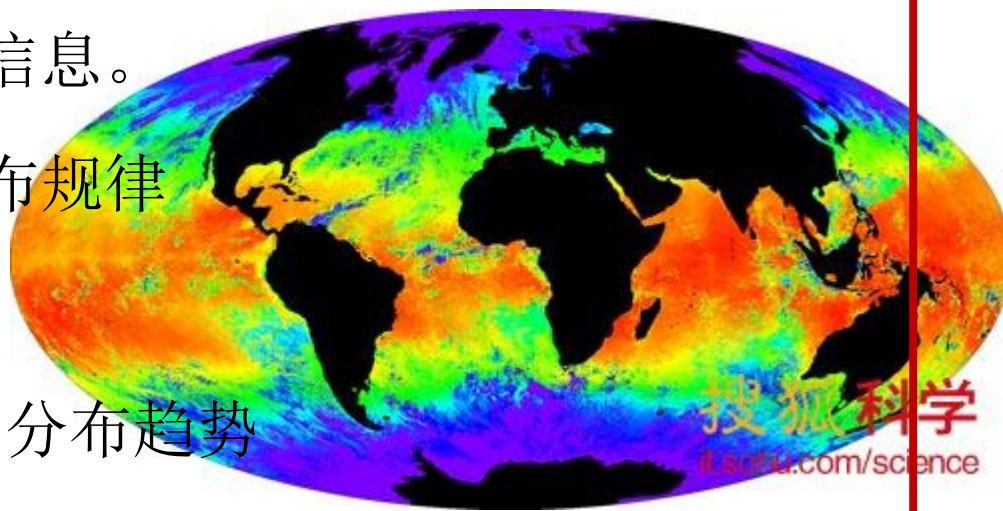
1、海洋温度场的全球分布规律

由低纬向高纬逐渐递减，

南北两半球呈现出对称的分布趋势

2、全球海面温度场的时间变化规律

3、海面温度异常分析与应用



2.4温度遥感反演结果的应用实例

2.4.1海面温度遥感反演结果的应用

2、全球海面温度场的时间变化规律

历年海洋温度分布资料显示中，全球海面温度场的变化呈现出与纬度平行方向的时间变化规律：高温场出现在低纬的海洋面上，并随太阳高度角的变化出现以年为周期的时间变化规律，一般情况下9月初，高温场移动到最北端而后开始向南移动，此时，北极圈内冰盖面积明显减少，12月份温度场的变化为南北对称，至3月份，高温场移动到最南端，北极圈内冰盖面积达到全年最大值。



2.4温度遥感反演结果的应用实例

2.4.1海面温度遥感反演结果的应用

3、海面温度异常分析与应用

海面温度异常分析：

（1）厄尔尼诺现象，是赤道太平洋中部和东部的表层海水温度大幅度上升的现象，它是在热带太平洋西部的温度水域东流的同时，赤道太平洋东部和美洲太平洋沿岸的冷水上涌减少，从而导致的气候异常，进而带来灾害。

（2）海面温度的反演亦可以用于拉尼娜现象的分析，研究亚洲季风爆发的年际变化，分析西太平洋暖地的热状态对东亚气候灾害和夏季降水的影响。

海面温度成为长期天气预报、短期气候分析、气候灾难研究和全球变化不可缺少的重要资料之一。



2.4 温度遥感反演结果的应用实例

2.4.1 海面温度遥感反演结果的应用

3、海面温度异常分析与应用

海面温度应用：

(1) 渔业生产

海水温度与鱼类的生存、洄游密切相关，在海温峰面位置，常常是鱼群的聚集区

(2) 海洋环境变化

主要体现在对近海岸地区环境变化及其污染状况的研究，如赤潮的预测，海水的温度是赤潮发生的重要环境因子，研究表明， $20\sim 30^{\circ}\text{C}$ 是赤潮发生的适宜温度范围，一周内水温突然升高 2° 以上是赤潮发生的先兆。

2.4温度遥感反演结果的应用实例

2.4.2陆面温度反演应用

陆面温度反演结果已广泛应用与农业干旱预测、水文、气象等各个领域。

城市热岛的分析应用：结合遥感反演的陆面温度和城市内部土地利用类型资料，可以详细地分析城市内部的温度变化规律；分析不同类型下垫面对于城市热岛形成机制的影响。

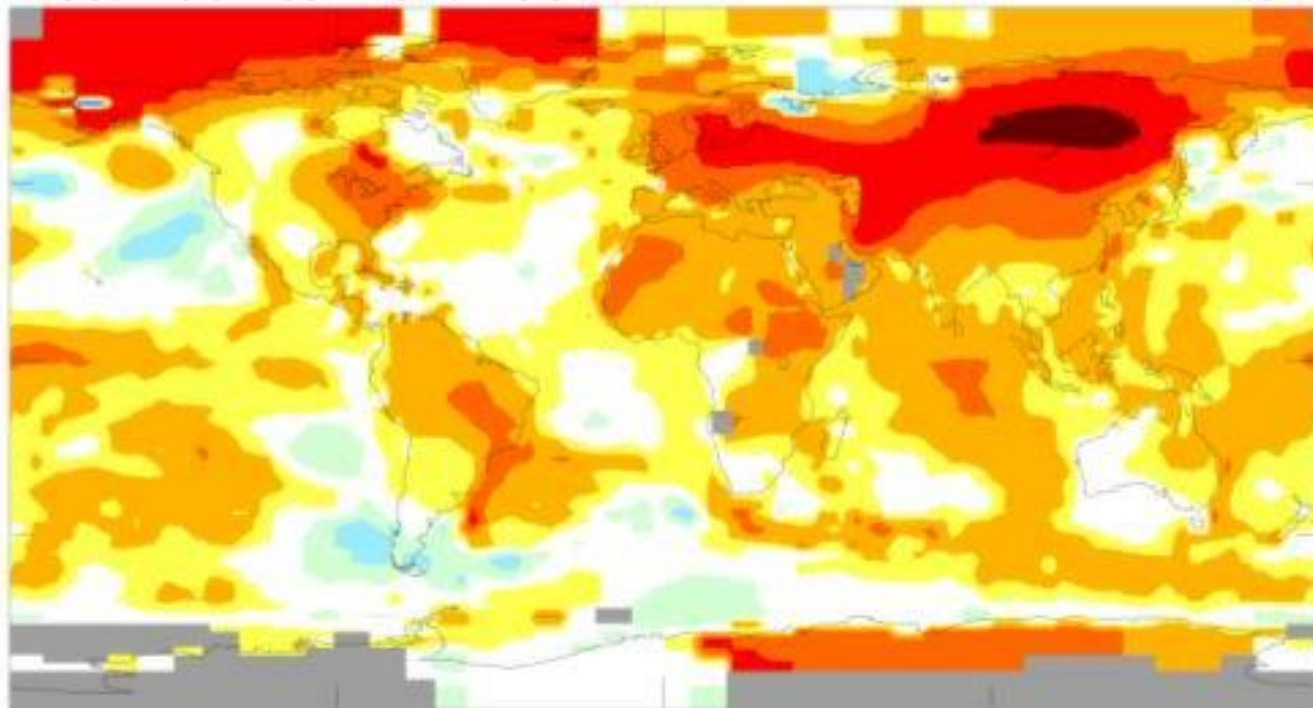
根据陆面温度资料还可以进行多方面城市问题的研究：如城市群落模式与热环境关系的研究，城市扩张模式与热环境问题的研究以及同种覆盖类型内部温度异常区的分析等。



Surface Temperature Anomaly ($^{\circ}\text{C}$): Meteorological Year Mean

Dec. 2001 to Nov. 2002

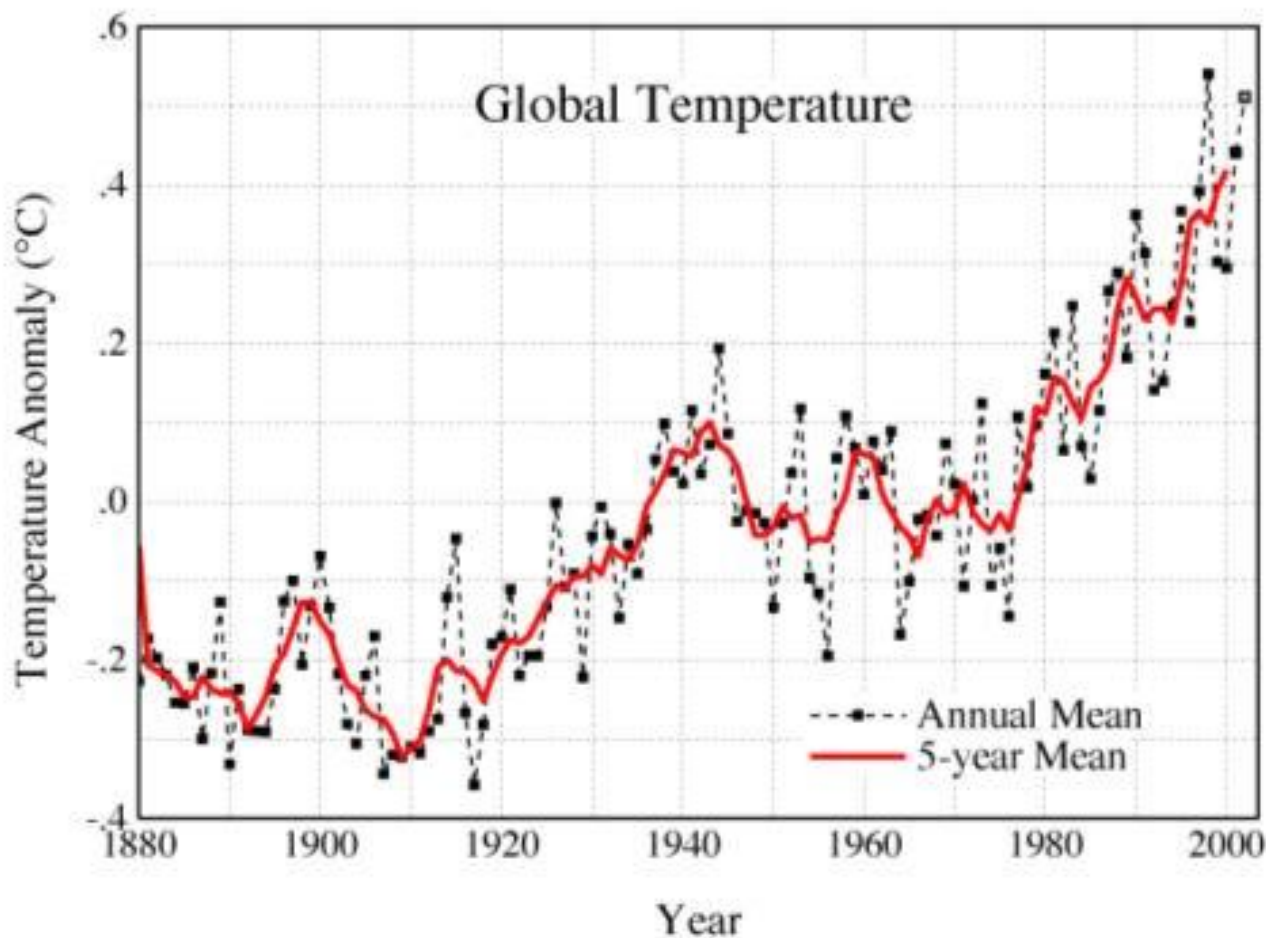
.51



全球温度变化监测

由图可见，
2002年全球的表面
温度异常主要表现在暖异常，最大出现在西伯利亚和北极圈。过暖异常平均超过12个月，除了美国基本正常外，全球的大多数地区比平常要暖。

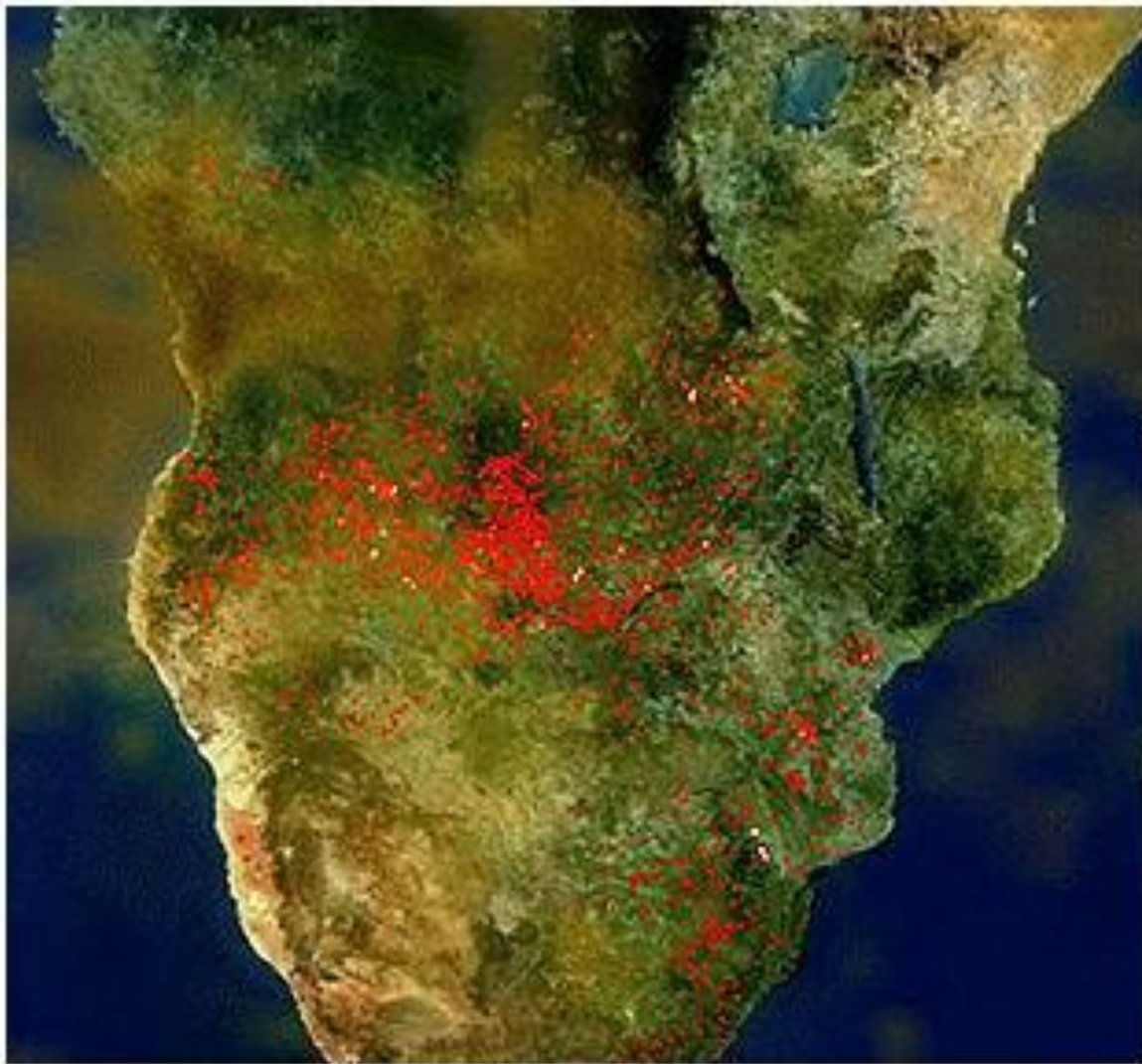
2002气象年全球表面温度异常



由图说明2002气象年是自1880s有记录以来的最高点。在12个月时间里，全球表面温度比1951-1980年气候学平均值高出 0.51° 。数据由陆地气象站温度监测资料和卫星海洋温度监测资料综合分析给出，由图可见近30年来全球温度表现出一个强烈的上升趋势。

自1880s以来全球温度变化





1996年美国国家森林公园的火灾

AVHRR燃烧点信息与TOMS详细地形图像的复合





上图为2003年5月30日发生在俄罗斯东南贝尔加湖畔的森林火灾MODIS图像。红色标记的燃火点，暗色调为过火焦地，仍在燃烧的火引起大量烟雾一直飘到了蒙古（左下）和中国（右）。



下图是一个估算过火面积的实例。这幅真彩色模拟图像于2002年9月9日由EOS所载的MODIS获得。火灾于该图像获取数月前发生在俄罗斯的莉娜河地区，大面积的过火焦地（暗红色）接近于雅库茨克市。



俄罗斯莉娜河地区过火焦地图像

