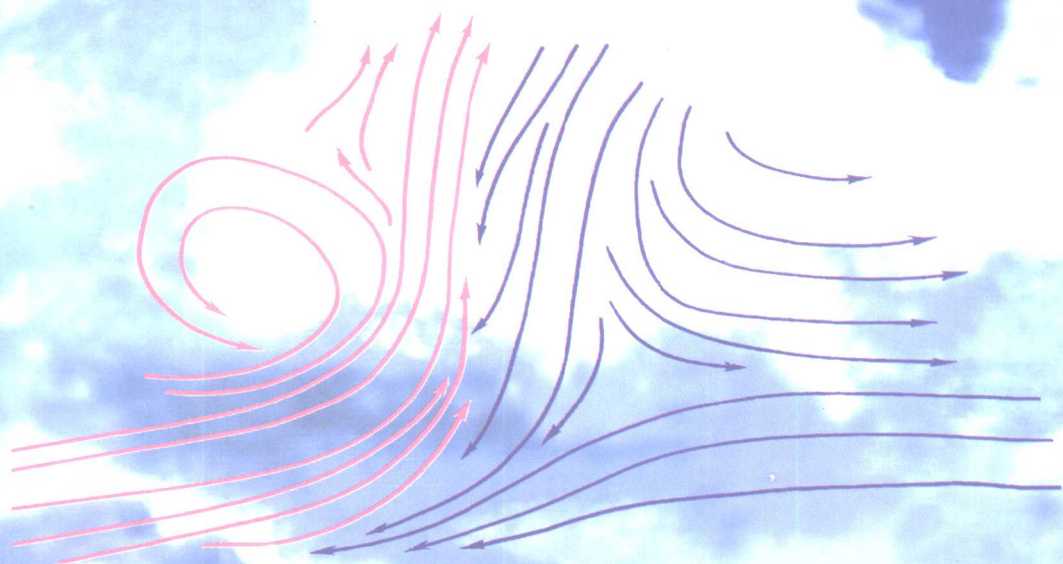


# 大气遥感技术论文集

强风暴实验室



气象出版社

# 大气遥感技术论文集

强风暴实验室

气象出版社

## 内 容 简 介

本文集收集了天气雷达技术的发展和运用、气象卫星技术的发展和运用方面的 26 篇论文。这些论文介绍了气象卫星、多普勒天气雷达、风廓线雷达、激光雷达、声雷达以及闪电定位等方面的大气遥感技术的研究成果,以及这些方面的新技术、新方法。

本书适用于从事大气探测技术的研究人员和气象台站的业务人员。

## 图书在版编目(CIP)数据

大气遥感技术论文集/强风暴实验室著. —北京:气象出版社, 1997  
ISBN 7-5029-2330-6

I. 大… I. 强… II. 气象-大气遥感-文集 N. P407-53

中国版本图书馆 CIP 数据核字(97)第 09465 号

## 大气遥感技术论文集

强风暴实验室

责任编辑:吴向东 刘 颖 终审:周诗健

封面设计:刘 扬 责任技编:谷 青 责任校对:刘 颖

\* \* \*

**气象出版社** 出版

(北京海淀白石桥路 46 号 邮政编码:100081)

北京科技印刷厂印刷

新华书店总店北京发行所发行 全国各地新华书店经销

\* \* \*

开本:787×1092 1/16 印张:8.5 字数:230 千字

1997 年 5 月第一版 1997 年 5 月第一次印刷

印数:1~800 定价:14.00 元

ISBN 7-5029-2330-6/P · 0856

# 前言

1996年9月,中国气象学会大气探测与气象仪器委员会和中国气象科学研究院强风暴实验室共同发起、组织了大气遥感技术研讨会,会上交流了近年来国内在气象卫星、多普勒天气雷达、风廓线雷达、激光雷达、声雷达以及闪电定位等方面的大气遥感技术成果,并开展了多项专题讨论。

大气遥感技术是大气探测领域中的一个重要分支,大气遥感技术取得的进展与高新技术的发展密切相关。大气遥感技术的发展和运用,大大增进了我们对大气和出现在大气中的各种现象的认识,更有利于对它的演变进行预测,天气雷达技术的发展和运用,气象卫星的发展和运用都清晰地表现了这一点。我们相信在未来的大气探测中,将会愈来愈多地运用大气遥感技术,我们也将获取更多更有价值的大气信息,提高我们对大气的认识水平,趋利避害,造福人类。

为了较好反映国内大气遥感技术的进展,强风暴实验室收集出版了《大气遥感技术论文集》,供从事大气科学研究与业务的人员参阅。

葛润生

1996年12月

## 目 录

|                                      |           |
|--------------------------------------|-----------|
| 用静止气象卫星资料反演海冰分布 .....                | 李万彪等(1)   |
| 利用气象卫星资料估算地面水分含量 .....               | 金一潆等(6)   |
| 有云大气微波辐射传输模式反演辐亮温的数值试验 .....         | 罗云峰等(12)  |
| 红外被动遥感卷云微物理学特性的研究 .....              | 许丽生等(17)  |
| 静止气象卫星遥感图像特征的地域差别 .....              | 杨越奎等(19)  |
| 同化方法反演单多普勒水平风场 .....                 | 吴绍荣等(22)  |
| 单多普勒天气雷达径向风场的涡度-散度反演方法 .....         | 姜海燕等(28)  |
| 从单多普勒天气雷达速度场反演风矢量场的 WDI 方法 .....     | 肖艳姣等(33)  |
| 三部多普勒天气雷达联合测量大气风场的误差分布及最佳布局研究 .....  | 张沛源等(38)  |
| 北京地区雹暴气流结构的研究 .....                  | 葛润生等(44)  |
| 一次弓状降雹回波区流场结构分析 .....                | 胡明宝等(50)  |
| “96. 5. 26”局地暴雨多普勒风场资料分析 .....       | 俞莲芬(55)   |
| 一种运用卫星和雷达资料作区域性 0~3 小时强降水预报的方法 ..... | 蔡晓云等(61)  |
| 双线偏振雷达应用研究初探 .....                   | 王致君等(66)  |
| 首都机场多普勒天气雷达 .....                    | 骈啸川(71)   |
| 民航机场多普勒天气雷达的理论模型新设计 .....            | 吴 翹(74)   |
| 反演分层大气折射率廓线的理论方法 .....               | 涂 强等(79)  |
| 由声雷达回波信号反演温度结构系数 .....               | 潘乃先(83)   |
| 边界层测风测温雷达 .....                      | 李新天(91)   |
| 边界层测风测温雷达现场探测试验(测风部分) .....          | 张京江等(93)  |
| RASS 系统试验研究 .....                    | 张 蕾等(96)  |
| RASS 测温反演中的风速补偿 .....                | 王 凡等(98)  |
| 从 CIMO 活动看地基遥感技术的发展现状 .....          | 黄炳勋(105)  |
| GPS 在大气探测中的应用 .....                  | 彭 红等(110) |
| 北京地区雷电统计特征分析 .....                   | 孟 青等(119) |
| 我国南极近地面物理、大气臭氧和卫星遥感的探测和研究 .....      | 陆龙骅等(124) |

# 用静止气象卫星资料反演海冰分布

李万彪 朱元竞

(北京大学地球物理系)

**【摘要】** 利用 1994~1995 年 1~2 月的 GMS-4 的亮温和反照率资料,以辽东湾为对象,根据冰水物理性质的差异,得到了冰水区分的亮温阈值、亮温-反照率二维阈值线和冰密集度分布,建立了冰厚与亮温以及与亮温、反照率的对应关系,分别反演了冰厚分布。结果表明,用 GMS 资料反演的冰厚、密集度分布与 NOAA/AVHRR 对比场一致,其中双通道统计法冰水识别准确率 84.8%,冰厚反演误差 3.8 cm。用 GMS 卫星监测海冰有很大的发展潜力。

## 一、引言

海冰是中高纬海域的重要海洋灾害之一。近几年来,我国在航空遥感<sup>[1]</sup>、卫星(NOAA)监测海冰方面<sup>[2,3]</sup>取得了很大的成绩。对海冰的连续和大面积监测,卫星是一种非常有效的手段。

静止气象卫星 GMS-4 在监测海冰方面有 NOAA 极轨卫星无可比拟的优越性,例如卫星的连续观测为分析海冰演变提供了条件,并使每天得到至少一次晴空视场的可能性大大增加。但 GMS-4 只有两个通道(可见:0.55~0.75 $\mu\text{m}$ ;红外:10.5~12.5 $\mu\text{m}$ ),而且分辨率较差(渤海湾:可见光为 1.75 km 左右,红外是其 4 倍)。

用 GMS-4 资料进行海冰反演的研究,将对 GMS-5 监测海冰有指导意义。利用冰的亮温较水低,而反照率较水高这一明显差异,首先进行冰水识别,进而反演冰厚和密集度。

## 二、资料状况

目前岸站雷达或航空可获得海冰极有限的实测资料,文中将用经过了这些实测资料校准的 NOAA/AVHRR 冰情反演场(冰厚和密集度)来作为 GMS-4 反演海冰的检验对比场,简称对比场。

使用 GMS-4 的红外和可见两个通道资料对海冰进行研究。1994~1995 年 1~2 月实时接收的 GMS-4 数字云图资料,经过预处理(主要是地球定位和可见光反照率太阳天顶角订正)和晴空筛选后,得到的辽东湾晴空状态时的红外亮温和可见光反照率卫星数字图像。

为与 NOAA/AVHRR 对比场进行比较,把 GMS-4 数据处理成 0.1°×0.1°经纬网格资料。对可见光反照率采用了两次直方图法<sup>[4]</sup>,对红外亮温采用双线性插值法。

## 三、单通道物理法

对 1994 年 1~2 月的 GMS-4 资料,将预处理后的每一时次的辽东湾海域卫星资料作成亮

温  $TBB$  和反照率  $A$  分布的直方图,图上两个较为明显的峰值,对应着冰和水出现的概率最大的反照率或亮温值,以两个峰值之间的“谷”为断点把直方图分为两部分,分别进行正态模拟,得到冰水的两条正态分布概率密度曲线(图 1)。按照 Bayes 分类准则<sup>[5]</sup>,取两曲线交点时,冰和水的误判概率最小,这个交点,就是冰水分界点。统计结果表明,用红外亮温找出的冰水分界点平均值为 269.43K,变化幅度和冰水误判概率都比相应的可见光反照率小,所以把 269.43K 作为区分冰水的阈值。由此对实际冰水进行识别并与海冰对比场进行比较,冰水识别的平均准确率为 67.38%,平均漏判概率为 29.10%,平均误判概率 6.68%。

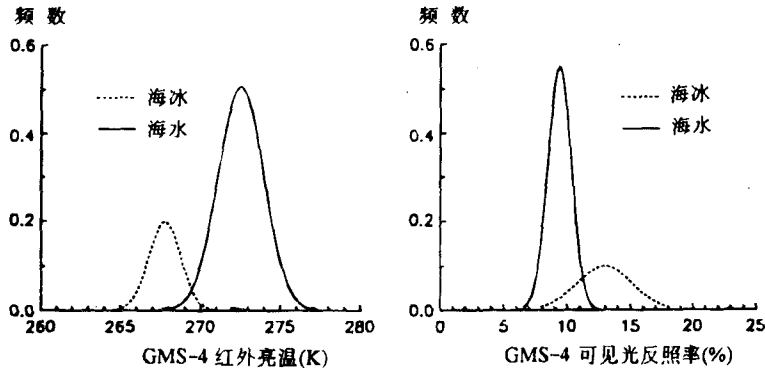


图 1 冰、水概率密度分布曲线(1994 年 1 月 19 日 2:37GMT)

在冰水识别的基础上,根据亮温差异对海冰按厚度分类。研究表明<sup>[1]</sup>,在一定的温度范围内,海冰的冰面温度随冰厚增加而减小。冰厚 $<5\text{cm}$ 时,冰温 $>-4^{\circ}\text{C}$ ;当冰厚 $>10\text{cm}$ 时,冰温与冰厚的关系不很明显。根据冰厚与冰温对应关系将辽东湾的冰分为三类,即冰厚 $<5\text{cm}$ 、 $5\sim 10\text{cm}$ 和 $>10\text{cm}$ 冰,对应的冰温范围分别为: $>-4.0^{\circ}\text{C}$ 、 $-4.0\sim -6.0^{\circ}\text{C}$ 和 $<-6.0^{\circ}\text{C}$ 。

根据上述关系和辐射传输方程,建立了冰厚与 GMS 亮温之间的对应关系。据此关系用 GMS 资料反演了辽东湾海域的冰厚分布(图 2a)。该分布与 NOAA/AVHRR 反演的平均冰厚分布较为一致(图 2c)。海冰厚度反演的平均准确率为 52.84%。

## 四、单通道统计法

物理方法显示了冰水识别有较大的漏判概率,冰厚反演的准确性较低。这里将实况冰厚与 GMS 亮温数据进行统计,寻求冰厚与亮温的对应关系。

仍以上面冰的分类为标准,利用 1994 年 1~2 月的 GMS-4 卫星资料,列出每个时次冰厚与亮温的对应数据,以准确率最大进行冰水分界点、5cm 和 10cm 冰厚处亮温值的统计计算。合计得到的冰水分界点、5cm 和 10cm 冰厚处亮温值将作为冰水识别和反演冰厚的依据。

由得到的冰水分界点对冰水进行识别,平均准确率为 78.25%,其中误判概率为 17.20%,漏判概率 6.57%。在此基础上,由统计方法得到了辽东湾海域 GMS 资料反演的冰厚分布(图 2b),与 NOAA/AVHRR 平均冰厚分布(图 2c)相比,二者有很好的相似性。海冰厚度反演的平均准确率为 65.97%。

在进行冰水的识别时,所用的分界点亮温值比用直方图得到的值大,也就是说,在这种情况下,冰水共存的可能性更大,所以海冰的误判概率变大(17.20%),海冰反演场要比实况场大。相对来说,此时漏判的概率变得较小(6.57%)。这种方法的准确性较前一种方法有了提高,从 52.84%到 65.97%。如果期望更准确的结果,单靠一个通道亮温资料远远不够,结合反照率

的双通道海冰反演有可能得到更高的精度。

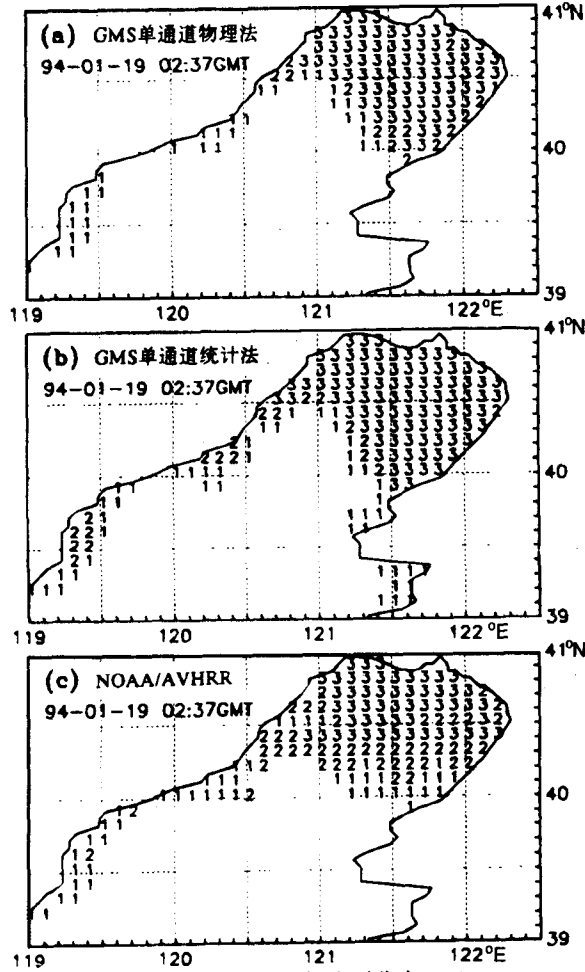


图2 三种方法反演的冰厚分布(辽东湾)

(1994年1月19日2:37GMT,图中数字1,2和3分别代表冰厚<5cm,5~10cm和>10cm的冰)

## 五、双通道统计法

对1995年1~2月GMS-4卫星资料,和NOAA/AVHRR冰情对比场,经过同化处理,得到了对应的冰水反照率、亮温、冰厚和密集度资料。共有3000个样本,其中冰1556个,水1444个。

作出冰水的 $T$ - $A$ 二维概率分布曲面图( $T$ 为GMS亮温, $A$ 为反照率,以下简称 $T$ - $A$ 图),如图3所示。由于冰水物理特性的差异,冰在图的右下方,水在图的左上方。根据概率原理的Bayes分类准则<sup>[5]</sup>,经过统计比较,折线ABCD作为区分冰和水的阈值线,冰水误判的概率最小,误判率为15.3%。ABCD的左上方划为水区,共有1429个样本,其中水有1208个。ABCD的右下方划为冰区,共有1571个样本,其中冰有1335个。冰水识别的准确率为84.8%。

建立冰厚与亮温、反照率组合的对应关系,反演冰厚。将 $T$ - $A$ 平面网格化,做出一个冰厚与反照率、亮温的对照表;亮温从268K开始,隔0.2K取一点,至274.8K;反照率从0.065开始,隔0.0025取一点,至0.15;共 $35 \times 35$ 个网格点。以每一网格所对应的各样本的冰厚的平均

值作为此网格对应的冰厚反演值。用 1 月所有 11:30 的资料为样本做出一张对照表,分别对 2 月各晴天 11:30 的资料进行反演,用 NOAA/AVHRR 冰情对比场进行检验,得到 GMS-4 冰厚反演的标准差平均值为 3.8cm。

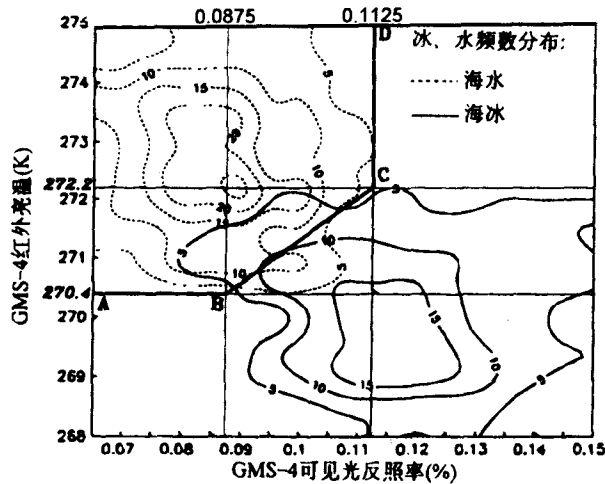


图 3 冰、水的 GMS-4 红外亮温和可见光反照率二维概率分布

利用 GMS-4 可见光反照率资料研究冰密集度。冰水识别的反照率最佳值为 0.105,以此值为阈值,可判断在一个  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$  网格(包含了 64 个左右可见光像素点)中冰的像素点数,占网格中像点总数的百分比,就是此网格的冰密集度。用 GMS-4 反演 1995 年 2 月各晴天的冰密集度分布场,与 NOAA/AVHRR 对比场的相关系数的平均值为 0.74,反演标准差的平均值为 0.22。

图 4 是 1995 年 2 月 1 日的 GMS-4 反演冰厚、密集度分布场和 NOAA/AVHRR 冰情对比场,二者在分布上是一致的。

## 六、结 语

卫星监测海冰的研究,国内主要集中在利用 NOAA 卫星的资料上,对 GMS 资料的应用似乎还没有。如何利用 GMS 资料来研究海冰,文中对此作了一些探讨。

目前,雷达<sup>[6]</sup>、航空遥感观测仍是主要的海冰监测手段,卫星遥感必须依靠航空遥感来校准<sup>[1]</sup>。GMS 单通道物理法对冰水识别的准确率(67.38%)与雷达遥测(63.0%~77.8%)一致;GMS 单通道统计法和双通道统计法对冰反演的准确率较高,达到或超过了雷达遥测精度,冰、水识别达到或超过了国内预报水平(>75%)<sup>[7]</sup>。用 GMS 资料反演海冰是有发展潜力的。

但是,误差在卫星反演中是不可避免的,这主要表现在:①卫星仪器误差。②每天大气状况不一致,用统一标准反演海冰必然会有误差。③结冰时的温度与盐度密切相关。辽东湾海域盐度不都是一样的,所以结冰时海温不同,影响了冰水识别的准确率。④对比场的误差。

用 GMS-4 资料对冰水进行识别和对冰厚、密集度进行反演试验表明,用静止气象卫星监测海冰有很大的发展前途。其中通过 NOAA/AVHRR 冰情反演场的对比检验,用 GMS-4 双通道统计法,对冰、水识别的准确率为 84.8%,冰密集度反演的误差为 0.22,冰厚反演的误差为 3.8 cm,达到国内外较为先进的水平。此项研究对 GMS-5 资料的运用具有指导意义。

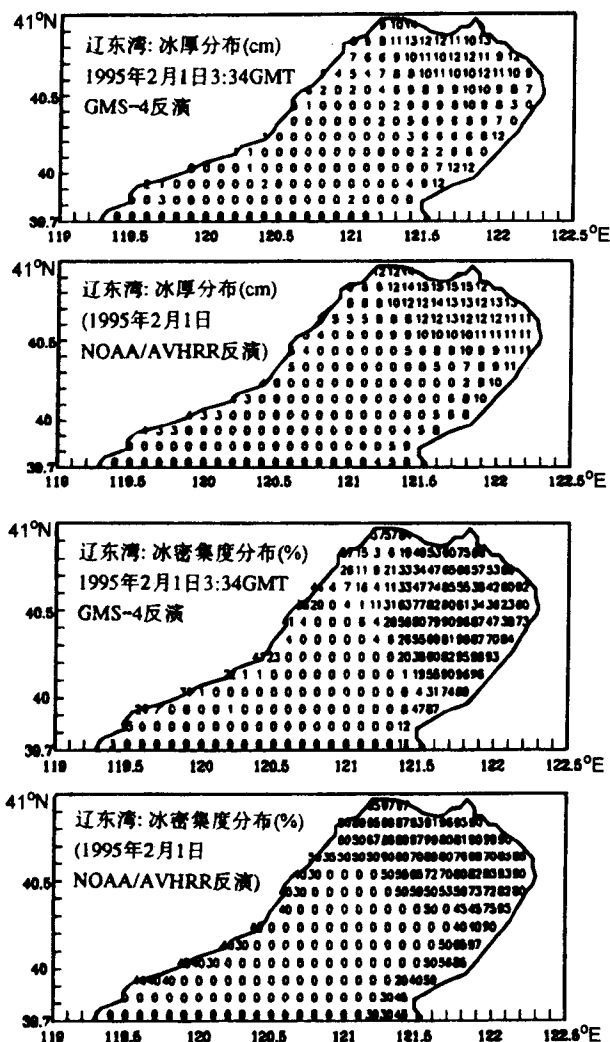


图4 GMS-4反演冰厚和密集度分布,以及NOAA/AVHRR反演对比分布(辽东湾)

#### 参考文献

- [1] 国家海洋局科学技术司主编,国家“七五”重点科技攻关项目——海洋环境数值预报研究成果汇编,海洋出版社,240—259(1993)。
- [2] 国家海洋局科学技术司主编,国家“七五”重点科技攻关项目——海洋环境数值预报研究成果汇编,海洋出版社,199—211(1993)。
- [3] 陈述彭、王之卓、马俊如等,中国遥感进展,万国学术出版社,306—311(1992)。
- [4] 加藤一靖,静止气象卫星の画像データによる气象要素の抽出,气象研究ノート,148(3),1—57(1983)。
- [5] 马开玉、丁裕国、屠其璞等,气候统计原理与方法,气象出版社,208—218(1993)。
- [6] IEEE, eds, Remote Sensing: Global Monitoring for Earth Management, Helsinki University of Technology, 85—88(1991)。
- [7] 国家海洋局海洋预报台,海洋预报广播简介,海洋预报,2,73—76(1986)。

# 利用气象卫星资料估算地面水份含量

金一谔 刘长盛

(南京大学大气科学系)

张文忠

(南京大学大地海洋科学系)

**【提要】** 根据 GMS 红外通道遥感到的表面温度递增率对土壤水分最敏感,表面温度递增率又与极轨卫星测到的植被指数存在负相关,我们提出了一个更能反映表面水分的干旱分级指数(DCI),能对土壤水分按 6 个等级监测。它与台站实测的土壤湿度或降水分级之间的相关系数,江苏、吉林省约在 0.70 以上。文章还为配准不同的卫星图像,研制了几何精校正方法。经校正后像素点经纬度最大误差由 18%减小到 0.4%。

## 一、引言

地面的水份状况控制着进入地面的净能量在感热与潜热之间的分配,对气候有很大影响。利用气象卫星遥感资料推算地面水份方法有多种,可用静止气象卫星遥感到的表面温度随时间的变化,结合近地层模式间接推算地面水份<sup>[1]</sup>;极轨卫星遥感到的红外表面温度与植被指数(NDVI)之比在干燥与湿润的两种地面状态下有显著的变化<sup>[2]</sup>。植被条件指数(VCI)是衡量干旱程度的一个很好的指标,它用多年的极轨卫星资料监测干旱<sup>[3]</sup>。静止气象卫星资料时间分辨率高,但其空间分辨率低,而极轨卫星则相反。我们将两种卫星资料配合使用。为了配准两种卫星图像及不同时间的图像,需对卫星图像进行几何精校正处理。本文提出了一个检测地面水份的新指标。

## 二、研究地区与资料

选取江苏、吉林两省作为研究地面水份状况的地区,以比较南方与北方两种典型气候条件下地面水份状况。江苏省静止气象卫星 GMS 图像时间为 1992 年 6 月 18 日 8:00 与 10:00 两个时次,同地区极轨卫星 AVHRR 资料时间为次日中午。6 月 18~19 日两天上午全省为晴空。6 月中旬淮北地区月降水量在 10mm 以下,其中连云港仅 2mm,为 1949 年以来同期最小值。6 月中旬在江淮之间产生一次降水过程,雨量达 40~90mm。吉林省选 1992 年 5 月 18 日 8:00,10:00 两个时次静止卫星资料,同地区 AVHRR 资料时间是 1992 年 5 月 10 日中午。吉林省东南部的长白山脉为我国主要林区之一,西北部为风沙地貌。5 月中旬,西北部降水量为 0~5mm,而其他地区为 10~50mm。

## 三、卫星图像的几何精校正方法

卫星资料对影响其遥感图像的几何失真,都已做了几何粗校正。在同一地区分析不同时间卫星图像或同时使用静止和极轨卫星两种遥感图像,它们的高度和拍摄角度相差很大,还

需作几何精校正。极轨卫星的图像比例尺接近 1:175 万,而静止卫星比较高,比例尺小得多。我们参照 1:175 万、圆锥投影的地图作为几何纠正的基础,二种遥感图像都纠正到圆锥投影、1:175 万比例尺,使它们与地图配准,那么图像之间自然是相互严格对应,从而可以进行图像对比分析。几何纠正的基本方法是将原图像阵列中的象素变动位置,纠正到应有的位置上。为此要建立一个变换关系式

$$\begin{aligned} X &= F_1(x, y) \\ Y &= F_2(x, y) \end{aligned} \quad (1)$$

$x, y$  是原始图像空间坐标,  $X, Y$  是同一象元在校正图像空间的坐标。该变换关系式通过地面控制点确定。地面控制点是在原始图像中可寻找出来、在地形图上能精确定位的一些特征点,如河流拐弯处或交叉处,小岛,小湖泊等。在原始图像上确定地面控制点是几何精校正最关键的问题。为了使纠正后的图像能按行、列整齐排列,一般采用反解式算法,即把纠正图像象元为目标,如取其上  $X_{11}, Y_{11}$  象元(第一列,第一行),反过来用(2)式去计算原始图像上对应的象元,且把其亮度值取过来。

$$\begin{aligned} x &= G_1(X, Y) \\ y &= G_2(X, Y) \end{aligned} \quad (2)$$

静止卫星由于分辨率低,难以用地理特征来找,因此用卫星所提供的地理经纬度网格点内插得到 10 个控制点。这 10 个点都是江苏境内经纬线的交点。它们与地图上的坐标值有一定的偏差。由于原始图像已进行过几何粗校正,位置误差不是很大,所以用一次方程纠正就能得到较高精度:

$$\begin{aligned} x &= A_0 + A_1X + A_2Y \\ y &= B_0 + B_1X + B_2Y \end{aligned} \quad (3)$$

$A_0, A_1, A_2, B_0, B_1, B_2$  是 6 个待定系数。求解这些系数至少需要三个控制点,实际上是选择足够数量的控制点,利用最小二乘法原理求解,解得 6 个系数后代入(3)式,便得原始图像坐标值。纠正图像上某点坐标  $(X, Y)$ , 要找这个点的亮度值就要将  $X, Y$  变换到原始图像上找出相应坐标  $x, y$ 。若反求出的点  $(x, y)$  并不落在原始图像的网格交点上,它就没有亮度值,需利用邻近点的亮度进行内插。最简便的方法是取该点最邻近象元素的亮度值作为重抽样亮度值。

在江苏省境内选择了 10 个点进行误差测量,在未作几何精校正前,误差随地理位置而不同,主要是纬度误差,最大值接近 20%,而经度误差较小,用线性坐标变换式(3)作几何校正后,地面控制点与该变换式相对剩余偏差小于 0.4%。能够反映图像二维空间特征的还有长度,我们分别在东西长 182km、南北长 111km 方向上分析校正前后的误差情况,校正前长度误差约 5%,校正后长度误差在 1%以内。

### 三、表面温度递增率与表面水份

遥感到的表面温度受到近地面各种过程的影响。表面温度与土壤水份、植被、大气等的关系反映在近地层的能量平衡方程中。考虑一定高度的植被层,它本身要储存热量,减缓表面温度的变化。 $m$  是其单位面积的质量,称总生物量。植被层的能量平衡方程可以写为:

$$\frac{mcdT_s}{dt} = R - G - H - LE \quad (4)$$

式中  $c$  为植被层内物质的比热,由于植被质量大部分是水,  $c$  取液体水的比热。 $T_s$  是植被的平均

温度,  $m$  值对农作物为  $6\text{kg}/\text{m}^2$ 。

净辐射  $R$  分短波与长波部分, 短波部分与大气透过率  $V$ , 地面反射率  $a$  有关。长波部分包括大气向下的逆辐射与地面向外的辐射。

$$R = S_0 V (1 - a) \sin h + 0.67 \times (1670 q_a)^{0.98} \sigma T_a^4 - \epsilon \sigma T_s^4 \quad (5)$$

其中  $S_0$  为太阳常数,  $T_a, q_a$  分别为空气温度、比湿,  $h$  为太阳高度角。

进入地面的热通量  $G$  用一个包括叶面积指数  $L$  的经验关系表示

$$G = 0.4 \exp(-0.5L) R \quad (6)$$

$$H = \frac{C_p \rho_a (T_s - T_a)}{r_a} \quad (7)$$

式中  $H$  是感热通量,  $C_p, \rho_a$  是空气比热与密度,  $r_a$  是空气动力学阻抗 ( $\text{s}/\text{m}$ )。

蒸散  $LE$  与大气中两个高度之间的水汽压差成正比, 在遥感应用中, 一般取大气中的一个高度, 另一个高度取作物表面

$$LE = \frac{L \rho_a (q_s - q_a)}{r_a} \quad (8)$$

$q_s, q_a$  为作物表面和大气中某一高度的水汽比湿。表面的比湿是一个未知量, 一般说来, 它是土壤水份、植被状况的复杂函数, 但是表面温度  $T_s$  是可以遥感测量的, 因此我们可以计算表面的饱和比湿, 并且假定: 它也是叶片气孔腔内的饱和比湿

$$LE = \frac{L \rho_a (q_{sat} - q_a)}{(r_a + r_c)} \quad (9)$$

但上式中又引入一个作物阻抗  $r_c$ ,  $r_c$  与土壤水份、作物密度、大气状况有关, 由 (8)、(9) 两式, 引入一个参量  $M$ , 定义:

$$M = \frac{r_a}{r_a + r_c} = \frac{q_s - q_a}{q_{sat} - q_a} \quad (10)$$

得到:

$$LE = \frac{L \rho_a M (q_{sat} - q_a)}{r_a} \quad (11)$$

可能蒸散  $E_p$  是  $r_a = 0$  时的蒸散速率, 故  $M$  亦可表示成  $M = E/E_p = W/W_s$ ,  $M$  称土壤可用水份。其值在  $0 \sim 1$  之间。 $W, W_s$  是实际的与饱和的土壤体积水份含量。空气动力学阻抗在计算中要考虑空气稳定度订正。当已知最高、最低气温, 气温随时间变化白天按正弦式, 晚上按指数衰减式计算。

土壤越干燥, 日出以后表面温度的增加就越快。图 1 是根据模式计算得出的在不同土壤水份含量的条件下表面温度的递增率。日出以后一小时它达到最大值。07~10 时之间为最大, 一般在  $2 \sim 5^\circ\text{C}/\text{h}$  之间变化。而且这个温度递增率随土壤水份大小有明显的变化, 因此就可以选择上午两个不同时刻表面温度差来反映土壤水份含量大小。

影响表面温度的参量中, 除土壤水份外还有地面植被状况、气象参量的影响。当这些参量偏离中间状态, 取其极值时引起温度递增率的变化可由模式计算。结果表明: 表面温度递增对土壤水份的变化最为敏感, 它造成递增率 94% 的变化, 完全干燥的土壤比中间状态下 ( $M=0.5$ ) 递增率的变化大 75%, 而完全饱和的土壤比中间状态下的变化小 19%, 因此更适合检测干燥条件下的土壤水份, 而地面粗糙度与风速亦有相当大的影响, 特别是植被表面与裸地对表面温度的影响差别很大。根据地面气象资料、作物高度、生物量、叶面积指数以及日期, 将这些参数代入模式, 在假定不同的可用水份下, 计算出 08~10 时之间的表面温差, 得到  $M$  与温差的

检查表。反之,由卫星测到的两个时刻计数差  $DN$ ,根据检查表可反查算  $M$ 。

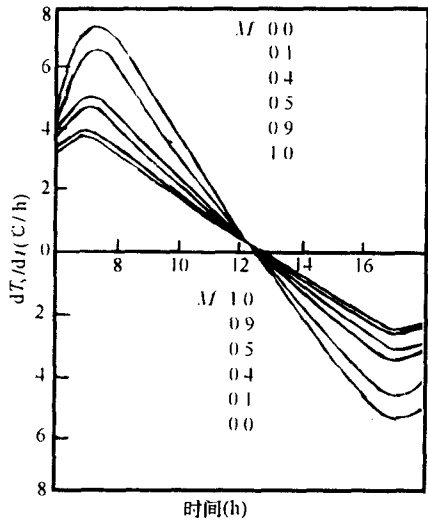


图1 不同土壤水份含量条件下表面温度的递增率(°C/h)

### 四、表面温度递增率与植被指数

AVHRR 资料提供 5 个波段上的光谱反射率。绿色植物在近红外通道 CH2 比可见光通道 CH1 反射更多的太阳辐射。而且更重要的是,植被生长受干旱影响时,CH2 减少,CH1 增加。常用归一化的差值植被指数( $NDVI$ )表示。

图 2 是江苏、吉林植被指数图, $NDVI$  变化范围江苏省为 0~0.7,而吉林省为 0~0.4,反映了南北气候差异的影响。江苏省只有一个峰值在 0.15 处;而吉林省除了在 0.1 有一个峰值外,还在 0.15~0.30 之间有一个较为平坦的区域,这与除吉林白城地区有一个干旱区域(旬雨量 0~5mm)外,其他地区旬雨量在 8~40mm 的情况相对应。

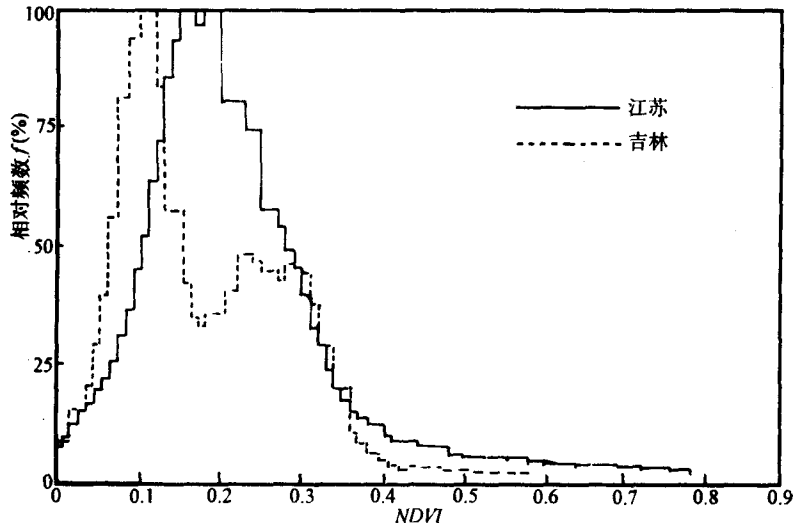


图2 江苏、吉林省植被指数直方图

取江苏境内纬度 34.5°N 到 31.5°N,沿 119.5°E 经线的剖面,对比其  $DN$  值与  $NDVI$  变化(图 3)。该剖面从苏北至苏南, $DN$  值与  $NDVI$  值几乎有一个反相的变化。为验证这一现象,

对吉林省也做一剖面图,同样有负相关关系。

我们又在江苏、吉林省两省范围选取一些点,研究其  $DN$  与  $NDVI$  关系,证实两者确实存在着负相关。并有一个共同特点:当  $NDVI$  较小( $< 0.25$ ),  $DN$  随  $NDVI$  的减小,急剧增加; $DN$  与  $NDVI$  负相关系数达 0.7 以上。

$DN$  值虽然能反映表面水份变化,但对植被状况并未充分考虑。因此我们提出一个干旱分级指数( $DCI$ ),它根据  $DN/(NDVI + 0.1)$  大小分成 6 级:

|                 |         |        |       |       |       |      |
|-----------------|---------|--------|-------|-------|-------|------|
| $DN/(NDVI+0.1)$ | 101~200 | 51~100 | 36~50 | 21~35 | 10~20 | 0~10 |
| $DCI$           | 1       | 2      | 3     | 4     | 5     | 6    |

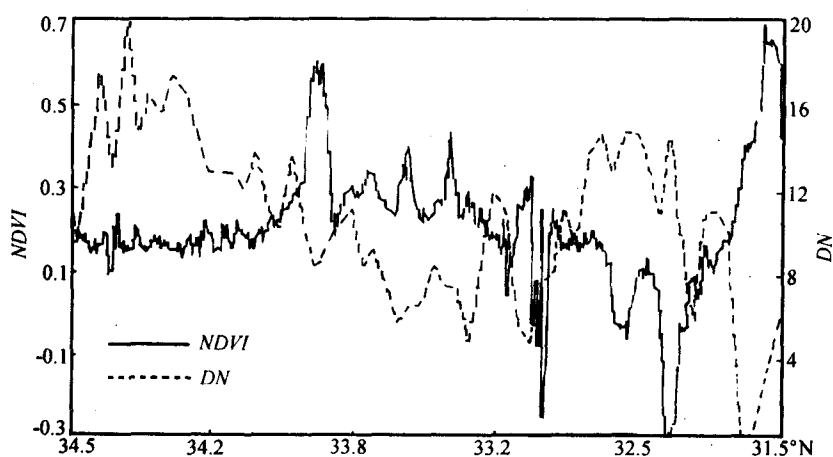


图 3 江苏省沿 119.5°E 经线  $DN$ ,  $NDVI$  值变化图

$DN/(NDVI + 0.1)$  愈大,  $DCI$  值愈小, 表面愈干旱。

土壤湿度以土壤水份占田间持水量的百分比表示。往往把田间持水量到凋萎含水量之间的水份称有效水份的上限, 田间持水量到田间持水量的 70% 之间的水份对作物生长最为有效。同样对土壤湿度分为 6 级, 标准如下:

|          |          |                  |                  |                  |                  |          |
|----------|----------|------------------|------------------|------------------|------------------|----------|
| 土壤湿度 $W$ | $< 35\%$ | $35\% \sim 45\%$ | $46\% \sim 55\%$ | $56\% \sim 65\%$ | $66\% \sim 75\%$ | $> 75\%$ |
| 干旱分级     | 1        | 2                | 3                | 4                | 5                | 6        |

取江苏省 35 个测站 1992 年 5 月下旬土壤湿度分级与这些点上由遥感资料所得  $DCI$  指数比较, 两者相关系数约在 0.7, 当  $DCI < 6$  时, 相关系数为 0.73。同样对吉林省  $DCI$  指数也与该月旬降水量分级作了相关, 相关系数为 0.80, 这说明该方法更适合干燥的北方地区。

## 六、结 论

由气象卫星  $GMS$  和  $AVHRR$  两种资料结合近地层模式、常规地面资料, 可推算出表面水份的相对分级(干旱分级指数  $DCI$  可分 6 级)。在江苏、吉林省所做试验表明,  $DCI$  与土壤水份分级或降水分级间相关系数约在 0.70 以上。该方法适用于半干燥地区。模式假定水份含量与蒸发量的关系为线性, 地面为均一作物表面。因此在实际反映表面水份含量上受到局限。

### 参 考 文 献

- [1] Wetzal, P. J. et al., Determining soil moisture from geosynchronous satellite infrared data; a feasibility

- study, *J. Appl. Met.*, **23**, 375—391 (1984).
- [2] Nemani, R. R. , L. Pierce, S. , Running and S. Goward. Developing satellite derived estimates of surface moisture status, *J. Appl. Meteor.* , **32**, 548—557 (1993).
- [3] Kogan, F. N. Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection, *Adv. Space Res.* , **15**(11), 91—100 (1995).

# 有云大气微波辐射传输模式 反演辐亮温的数值试验

罗云峰 张培昌 王振会

(南京气象学院)

**【提要】** 本文用 Eddington 近似及有云大气的数值模拟,对国际上采用的七个微波通道的辐亮温  $T_b$  与频率  $f$ 、云高  $z_c$  及云中含水量  $W_p$  的关系进行计算。结果表明,有云时较低的 5 个通道  $T_b$  值均较晴空时高。另外,水面上 18.0, 21.0, 37.0GHz 以及陆面上 37.0GHz 这些通道的  $T_b$  对  $z_c$  变化的反应较敏感,这些通道可以用于监测高云变化。水面上 18.0, 21.0, 37.0GHz 及陆面上 37.0, 85.6GHz 通道的  $T_b$  值对  $W_p$  的反应也很敏感,故这些通道可以用于对云中含水量变化的监测。

目前,美国建立的空间大型极轨平台上,将携带 20 个通道的 AMSU 高级微波传感器组和 AMSIR5 通道高级微波扫描辐射计。我国已列入“九五”计划的风云三号(FY-3)卫星上也将载有微波通道。因此,对不同微波通道的辐亮温  $T_b$  随云参数变化的理论研究,将具有实际意义。本文用 Eddington 近似并对云参数进行数值模拟,以便从理论上求取不同下垫面情况下  $T_b$  与云参数之间的关系。文中选用了国际上通用的七个星载微波通道。

## 一、Eddington 近似下的基本方程<sup>[1]</sup>

Eddington 近似的假设如下:

(1) 辐亮温  $T_b$  可以写成下面形式

$$T_b(z) = I_0(z) + I_1(z)\cos\theta \quad (1)$$

(2) 相函数  $\Psi(\cos\theta)$  可以表示成

$$\Psi(\cos\theta) = 1 + 3g\cos\theta \quad (2)$$

式中  $g$  为相函数的不对称因子,  $I_0$  和  $I_1$  为  $T_b$  的展开系数,  $\theta$  是入射波和散射波传播方向间的夹角,称为散射角,  $\theta$  是辐射能向辐射计传播方向的天顶角。使用辐射传输方程经推导后可得到下面一组微分方程

$$\frac{dI_1}{dz} = -3fk_e(1-\alpha)(I_0 - T) \quad (3)$$

$$\frac{dI_0}{dz} = -fk_e(1-g\alpha)I_1 \quad (4)$$

由文献[2]可知,其边界条件为

$$I_0(H) = \frac{2}{3}I_1(H) + 2.7 \quad (5)$$

$$I_0(0) = \frac{2}{3e_p}(2 - e_p)I_{1(0)} = T_{(0)} \quad (6)$$