

雷达和微波辐射计联合系统探测云中含水量和雨强分布的研究

林海 忻妙新 魏重 郝跃奎 邹寿祥*

(中国科学院大气物理研究所)

提要

本文总结了雷达和微波辐射计联合系统遥感云雨参数的原理,从理论上讨论了误差来源。介绍了我所双波长(35和9.375 GHz)联合系统的结构和性能,并给出了1980—1981年期间所进行观测中的若干例子。

一、引言

云中液态含水量 M 和雨强 R 分布及其随时间的演变,在人工影响天气、天气预报和水文气象等研究领域均具有十分重要的意义,因此它们的定量探测历来为人们所关心。自从四十年代末雷达在气象上首次得到应用以来,国内外对 M 和 R 的定量测量开展了不少观测研究,取得了一定的进展。雷达测量降水的基础一直建立在1941年Ryde提出的微波反射率、衰减和雨强的关系上,经过多年的研究结果表明,雷达反射率因子 Z 和雨强不仅是水滴尺度分布中二个参数(即特征滴径和数密度)的函数,同时还与滴谱宽度有关。因此,单一的 $Z-R$ 关系不是对所有降水类型都适用,此外对于同一次降水还存在时间和空间尺度上对 $Z-R$ 平均关系的偏离。这就是单靠雷达探测云雨精度不能提高的原因。为了进一步提高对云雨的探测能力和改善探测精度,吕达仁和林海根据各类滴谱的微波辐射特征^[1],定量分析了雷达和微波辐射计各自的测雨能力,提出了一种雷达和微波辐射计联合探测求解方案^[2]。它不需要对雨滴谱作任何先验的假设,而通过采用微波辐射计增加微波参数的附加测量,来提高对降水测量的精度。利用多参数测量改进现有的云雨遥感是当前的发展趋向,例如增加光学衰减^[3]和差分反射率^[4]的测量。最近Atlas等人^[5]对降水的多参数测量进行了全面的总结,有助于云雨遥感工作的推进。

本文较为系统地介绍雷达和微波辐射计联合探测云雨参数的原理,仪器性能和数值试验方法,并分析和讨论了理论和观测结果。该方法对提高云雨测量精度是显著的,能够定量取得云中含水量和雨强的时空分布。

1983年1月12日收到初稿,4月11日收到修改稿。

*南京气象学院77级毕业生宫宛民、邹建峰做了测雨的数值试验,张瑞忠、陈英和张瑞生等同志参加了部分仪器研制和观测分析工作。

二、探测原理

让工作在同一频率上的雷达和微波辐射计的天线指向一致, 则雷达方程和微波辐射传输方程中所反映出的路径总衰减应是相同的。根据微波辐射计测到的辐射亮度温度 T_b , 可得雨的总衰减 $\tau_p^{[6]}$:

$$\tau_p = \int \sigma_p(r) dr = -\ln \left[\frac{\bar{T} - T_b}{\bar{T} - T_{bs}} \right], \quad (1)$$

式中 σ_p 是雨的衰减系数, \bar{T} 是路径平均气温, T_{bs} 是无雨时的背景辐射亮度温度。同时, 雷达接收到同一路径上的回波功率为

$$P(r) = \frac{c_A |k|^2}{r^2} Z(r) \exp \left[-2 \int_0^r \sigma(r') dr' \right]. \quad (2)$$

将雷达反射率因子 Z 和衰减系数 σ_p 的关系

$$Z = c \sigma_p^4 \quad (3)$$

代入方程(2), 并根据雷达空间分辨率, 对雨区路径取 r_1, r_2, \dots, r_n 分离值, 则衰减系数 σ_p 随路径的分布为:

$$\begin{aligned} \sigma_p(r_1) &= [r_1^2 P(r_1)/c_A |k|^2 c]^{1/4} \exp \left[\frac{2}{d} \int_0^{r_1} \sigma_e(r') dr' \right], \\ \sigma_p(r_2) &= [r_2^2 P(r_2)/c_A |k|^2 c]^{1/4} \exp \left[\frac{2}{d} \int_0^{r_2} \sigma_e(r') dr' \right] \\ &\quad \times \exp \left[\frac{2}{d} \sigma_p(r_1)(r_2 - r_1) \right], \\ &\quad \dots \dots \dots \\ \sigma_p(r_n) &= [r_n^2 P(r_n)/c_A |k|^2 c]^{1/4} \exp \left[\frac{2}{d} \int_0^{r_n} \sigma_e(r') dr' \right] \\ &\quad \times \exp \left[\frac{2}{d} \sum_{i=1}^{n-1} \sigma_p(r_i)(r_{i+1} - r_i) \right], \end{aligned} \quad (4)$$

由此得到的雨区总衰减应为

$$\tau'_p = \sum_{i=1}^{n-1} \sigma_p(r_i)(r_{i+1} - r_i). \quad (5)$$

(2)式中 σ 是空气分子衰减 σ_e 和雨衰减 σ_p 之和。

事实上, 由于 $Z-\sigma_p$ 关系随滴谱有较大的变化, 即使在仪器常数 c_A 能够精确标定的情况下, τ'_p 和 σ_p 的测定也是不确定的。根据微波辐射计对衰减测量的研究以及通过雨强测量的验证^[7]均表明, 由微波辐射计测得的雨区路径总衰减具有较高的精确度。因此, 提出以辐射计得到的 τ_p 为准值, 通过对 $Z-\sigma_p$ 关系中参数 c 的调整, 使 τ'_p 逐步逼近 τ_p , 然后再由 σ_p 分布转换成相应的雨强分布。具体的迭代求解的做法是: 令从某一滴谱中取得的经验参数 c 为初值 c_0 , 根据 T_b 和 $P(r)$ 测量值, 从(1)、(4)、(5)式求得的 τ'_p, τ_p 作为一级近似解。令 $\nu = \tau'_p/\tau_p$, 取 $|\nu - 1| < \epsilon$ 为迭代收敛条件, ϵ 是根据仪器误差及测量要求所确定的误差控制量。第二次取 $c_1 = \nu c_0$, 代入联立方程(4)、(5)求解。如此反

复,直到上述条件满足为止。最后由下面的经验关系换算成雨强分布

$$\sigma_p(r) = aR(r)^b, \quad (6)$$

对于云的测量,只要将上述各式中有关雨的参数替换成云的参数,并利用云中衰减系数和含水量之间的关系,同样能迭代求解含水量分布。

这种联合求解方法既能发挥辐射计所具有的良好稳定性,又保持雷达的高分辨率。同时通过对参数 c 的调整,自动补偿了因谱型差异造成的影响,从而提高了探测精度。从方程组(4)中发现 c_A 与调节因子 c 构成一个乘积,因此可以将仪器常数和 c 合成一个待定因子求解,这样就无需对雷达进行绝对定标,这一特点对仪器的要求就减低了。

求解过程中必须建立二个经验关系,其中 $\sigma_p = aR^b$ 比较稳定,而 $Z = c\sigma_p^2$ 随谱型变化很大^[1]。此外,反演时还必须知道 T , T_{bs} , σ_s 和 $|k|^2$, 在这些量中除了 T_{bs} 既可用探空资料计算也可实测外,其它量均需用实时探空资料计算。但实际观测资料处理中常用气候资料来代替实际背景,这样也会引起一定的误差。因此,滴谱的影响和天气资料的利用问题在该迭代求解法中应该给予仔细考察。这正是数值模拟计算的目的。

三、数 值 试 验

假定在球面均匀分层大气中,一定距离和高度上存在供数值计算的云雨分布模式。为方便起见,对非降水云作了垂直探测的数值试验,对降水区仅考虑水平探测,不计降水云的影响。具体做法是:(1)在一定的大气背景下,由假定的模式参数计算出雷达的回波功率和辐射亮度温度(称为正问题);(2)以正问题得到的回波功率和亮度温度作为“实测值”,由联合求解法反演出云雨参数分布(称为反问题);(3)在正问题中分别取不同的谱型、温度和大气背景参数,通过比较其相应的反演结果考察各因子对反演精度的影响。

我们在 8 毫米波长雷达和辐射计联合测云的数值试验中^[2] 着重考察了云滴谱和背景对反演精度的影响,并将联合反演与雷达的数值结果进行了比较。结果表明,谱型的差异引起的平均相对误差为 24.7%,用气候资料代替实时背景时,其相对误差不大于 10%。当不存在谱型和背景的影响时,单雷达反演的平均相对误差是 26.3%,而联合反演的误差为 3.3%,精度提高了 23%。

在模拟降水的联合探测时,假定降水区在离测站 31 至 50 公里范围内,由不同雨滴谱构成降水区不同的雨强分布,试图分别代表各种类型的降水。所用的雨滴谱由 Marshall-Palmer 分布和三参数 Γ 分布^[3] 以及北京夏季降水的雨滴谱。后两种均取自实际降水, Γ 谱公式为 $N(D) = aD^\alpha e^{-bD}$, 其中 D 为滴直径,参数 a , α , b 由 600 份滴谱按不同雨强平均所得,并根据数密度分为两类,我们称之为 Γ_1 和 Γ_2 , 其雨滴总浓度分别为 120 和 600 个/ $米^3$ 左右,峰值半径均小于 1 毫米。北京谱选自北京地区 1963, 1964 和 1975 年三个夏季的 289 份资料,分为窄谱和宽谱两种,分别代表连续性降水(或阵性小雨)和阵性中、大雨。由上述这些实际滴谱构成四种供数值计算的雨强分布模式(见图 1)。模式 I 的雨强随路径分布较为平缓,由北京窄谱组成,最大雨强为 15.6 毫米/小时;模式 II, 雨强分布多起伏,由北京宽谱构成,最大峰值雨强为 52.9 毫米/小时;模式 III 是由北京窄谱和宽谱混合构成的一种雨强起伏多变的降水,模拟出一次阵性降水中由多个降水胞组成,尺度在

2—3公里,这是夏季雷阵雨中可能见到的现象;模式IV为 Γ 分布的降水,假想为峰值雨强处于路径中值,模式IV又分为两类,对应谱型分别为 Γ_1 和 Γ_2 。

模式中滴谱的 $Z-\sigma_p$ 关系是确切可知的,但是实际测量时,显然构成降水的谱型不易知道,为了考察谱型的影响,在反演中选初值时,将采用M-P谱和北京混合谱的 $Z-\sigma_p$ 关系求解不同模式中的雨强分布。

计算结果表明,反演精度在很大程度上取决于经验关系 $Z = c\sigma_p^a$ 与模式雨的符合程度,以模式III的计算为例,M-P谱的 $Z-\sigma_p$ 关系所反演出雨强,其相对误差的均方根值为85.35%,而采用了北京实际滴谱的经验关系后则为53.72%。这种

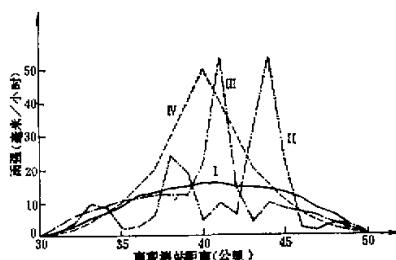


图1 雨强分布模式

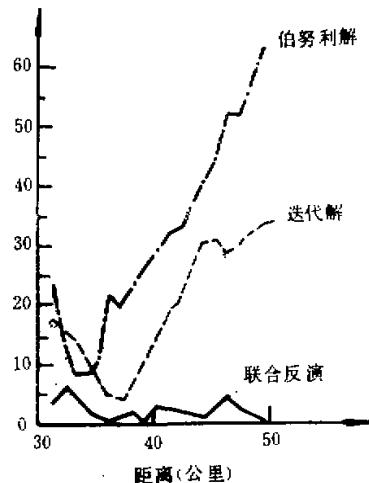


图2 模式I的反演结果的相对误差

误差主要来源于雨滴尺度分布较宽,变化较大。对于较窄的滴谱如模式I,同样用北京经验关系,其误差均方根值将改善到29.87%,从我们所掌握的取样滴谱,北京地区平均而言是接近M-P谱的^[10]。如果在模式I中用M-P谱替代,用M-P谱的 $Z-\sigma_p$ 关系来反演,这样所带来的误差完全取决于迭代方法的计算误差,这时的误差均方根值大大地减小,只有2.57%,整个路径上的雨强相对误差均小于6%(见图2)。而在同一例子中用雷达方程迭代补偿法^[10]和伯努利解,其误差均大于联合迭代法,这主要是联合反演中较好地利用了微波辐射计的总衰减信息,并对经验参数进行调整从而提高精度的结果。

表1列出的为各种模式反演相对误差均方根值。总的看,滴谱的影响无论对哪种反演方法都是存在的,其中以联合反演为最佳。影响反演精度的因素主要是谱宽。另外,当

表1 不同模式下,各种反演方法的雨强相对误差均方根值(%)

模 式	联合迭代法		雷达方程迭代补偿法		雷达方程伯努利解	
	M-P 关系	北京关系	M-P 关系	北京关系	M-P 关系	北京关系
I	30.69	29.87	36.47	31.17	32.62	29.11
II	66.24	50.39	87.27	87.92	547.86	185.43
III	85.35	53.72	87.10	85.89	198.96	141.06
IV _{r₁}	46.16		50.70		46.25	
IV _{r₂}	27.05		36.46		21.85	

谱偏离平均谱较远时（如混合谱），稍改换经验关系进行反演，即用北京经验关系代替M-P关系，迭代补偿法所得到的改进远没有联合反演的好，这是因为，在作相同的经验参数改变时，联合反演还可进一步调整c值，而迭代补偿法则不具备这一功能。

实际观测时,雨区温度及大气背景一般是不知道的,考虑到资料实时处理的需要,分别考察了用测站温度代替雨区平均温度和用气候背景代替实时背景时对反演结果的影响。如果反演过程中以测站温度代替雨区平均温度,则由于近水平观测,这种误差是很小的,除雨强峰值附近外,其相对误差一般小于3%。北京夏季用7月份气候资料代替实时背景所引起的相对误差一般小于25%。由此看出温度的影响是次要的,背景资料的采用需要仔细地选择。

四、仪器简介

为了实现上述联合求解的理论方案和云雨参数的微波遥感, 我们于 1979 年研制成一台双波长雷达和微波辐射计联合系统^[11]。该系统由频率分别为 35 和 9.375 千兆赫的两部雷达和两架微波辐射计组成。这四个单元由一个正交馈源喇叭耦合到同一个抛物面反射体天线上。天线为直径 1.25 米的卡塞格伦型, 能连续作方位 360° , 仰角 90° 的扫描。雷达和辐射计通过电动波导开关交替使用。该系统的结构方框见图 3, 其中雷达是由国产 305 和 372 雷达改装而成的一部完整的双波长车载雷达, 做为该系统的主体, 用来获取云和降水回波信息。其性能接近于常规气象雷达, 有关主要技术指标见表 2。该系统还包括两台与雷达相同波长的微波辐射计, 它们均为非零平衡外差式 Dicke 型接收机, 其

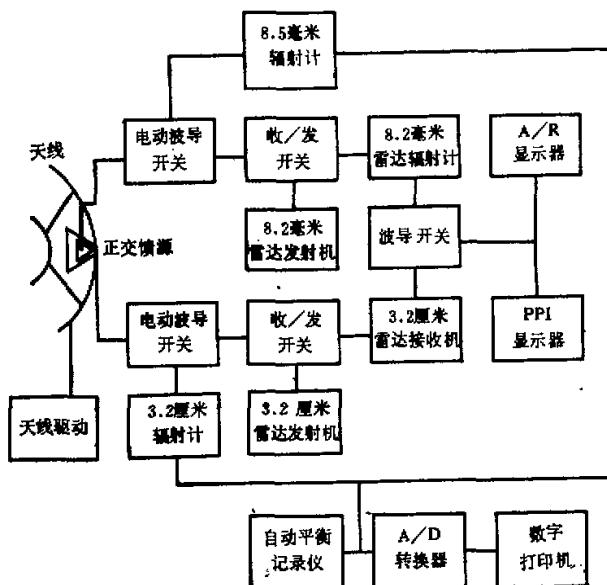


图3 双波长雷达和微波辐射计联合系统框图

主要技术参数见表 3。为了提高整机稳定性, 尽可能采用了国内先进的固体微波器件, 如铁氧体锁式开关, 低噪声正交场混频器和微带前放体效应振荡器等, 并将接收机置于温控在 50℃ 的恒温箱内。两台辐射计的输出信号同时被自动电位差计和数字打印纪录。

1982 年雷达已改用 715 气象雷达显示器, 回波资料质量得到改善, 辐射计已实现数据自动纪录。下一步, 采用一台小型电子计算机实现整个系统的自动控制和资料处理, 使其满足连续获取云雨参数的要求。

表 2 双波长雷达参数

波长	8.2 毫米	3.2 厘米
主波瓣宽度	0.4—0.5°	1.8—2.0°
天线增益	> 50dB	> 35dB
峰值功率	> 30kW	> 200kW
重复频率	1.5kHz	1.5 kHz
脉 宽	0.2μs	0.6μs
整机噪声系数	< 12dB	< 9dB
最小可测信号	-100dB	-102dB

表 3 双波长辐射计参数

	35GHz (±100MHz)	9.375GHz (±100MHz)
整机噪声系数	< 9dB	< 7dB
前置中放噪声系数	1.2dB	1.4 dB
带宽	80 MHz	100 MHz
增益	≥ 35dB	≥ 30dB
主中放带宽	70 MHz	85 MHz
增益	≥ 58 dB	≥ 75dB
低放带宽	95kHz	95kHz
锁式开关调制频率	1kHz	1kHz
输出积分时间	1 sec	1 sec

五、观测结果

自提出上述的联合迭代求解方案以来, 我们利用数值模拟的方法证明了此方案反演云雨参数的可行性。并在 1980 和 1981 年两个夏季用双波长雷达和辐射计系统进行了实际的云雨观测试验, 得到一批云中含水量和降水区雨强分布的实测结果。在处理资料时, 对于 3.2 厘米波长采用江西非降水云的经验关系 ($Z = 0.5\sigma_t^{1.94}$ 毫米⁶/米³) 和北京混合型降水的关系 ($Z = 602687.6\sigma_p^{1.3}$ 毫米⁶/米³)。

下面给出 1981 年 7 月 24 日 17 时对一块积雨云的观测实例和几次降水的观测结果。

图 4a 是积雨云路径平均含水量的空间分布, 它是通过固定天线的仰角, 对方位扫描得到的结果。图中曲线是含水量等值线, 虚线包围的区域为晴空部分, 含水量高值区处在 250° 方位附近。图 4b 是相应 12° 仰角时含水量的平面位置分布 (PPI), 距离圈为 10 公里, 虚线为雷达回波的外轮廓。图中可见含水量高值区也处在 250° 方位附近, 最大值达 3.16 克/米³。综合这两张图可以看出, 含水量高值区部位相当吻合, 并能得到这块积雨云中含水量大致的主体结构。根据当时的宏观观测, 此块云云体庞大, 发展旺盛, 伴有雷

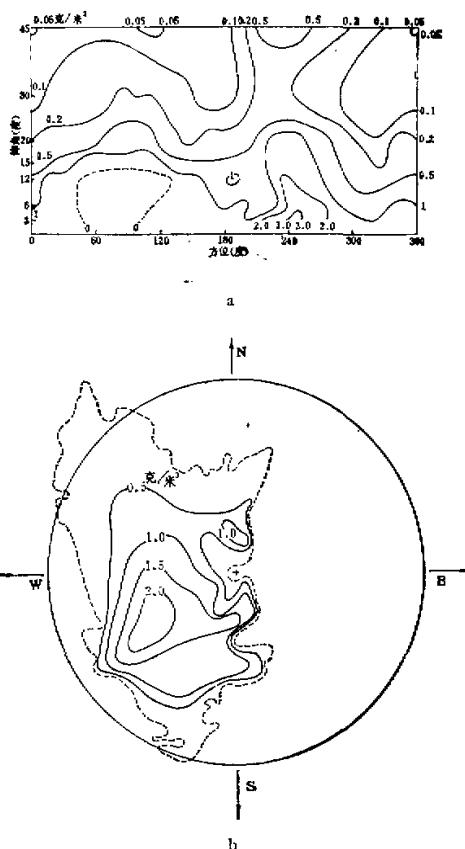


图 4 1981 年 7 月 24 日一次积雨云中含水量分布图

a. 方位—仰角分布 b. PPI(12° 仰角)

声和云的中下部位发黑，这与反演得到的含水量高值区处在低仰角的观测事实一致。从反演的含水量数值来看，数量级与国内外发表的积雨云含水量观测值相当。由此可见，雷达和辐射计联合观测云中含水量具有一定的可靠性，并能反映出云体的空间结构。

图 5 是 1981 年夏季几次降水的观测结果。曲线 I 是层积云降水的路径雨强分布，雨强随路径变化不大，均在 7 毫米/小时以下。曲线 II 为积雨云降水的路径雨强分布，曲线呈多峰型，最大雨强达 20 毫米/小时，反映出降水的不均匀结构。曲线 III 是层云降水的观测值，雨强随路径单调下降。图中的小圆点是同时刻、同方向上地面雨强实测值。

六、结 束 语

主被动相结合的微波遥感系统看来是提高降水分布测量的有效手段，也是当前能够定量取得云中单位体积含水量时空分布唯一可行的遥感方法。我们提出的联合迭代求解

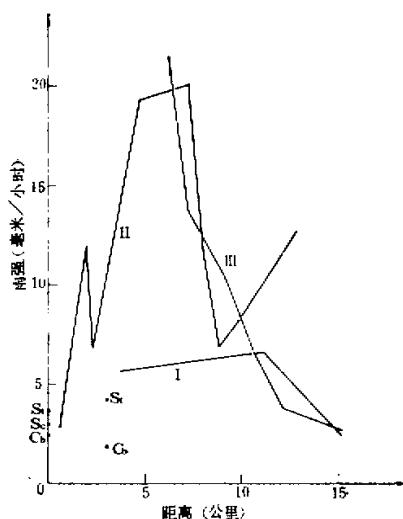


图 5 1981年夏季几次雨强沿路径分布的观测结果

法经较为仔细的数值试验及初步实测验证表明,这类系统的观测精度能满足云雾降水物理的研究和水文气象的需要。就实用角度看,根据不同的使用目的,用一个波长的雷达和辐射计系统就够了。3厘米波长的联合装置能有效监测到浓积云和积雨云中的含水量和中小强度的降水。如果着重用于暴雨,则以5厘米波长为宜。若专用于云中含水量的测量,8毫米这个波长为最佳。但根据我们的理论估计及实测结果分析,必须要提高目前使用的8毫米雷达的发射功率,才能得到优于3厘米波段的结果。

目前实测验证有着很大困难,尤其是云中含水量的实测对比。这是当前遥感手段所面临的共同需要解决的问题。除此以外,我们还需进一步考证现有的遥感原理,完善遥感设备。总之,上述两项均为我们今后的任务。

鉴于现有的实践,我们已经能够确认,雷达和微波辐射计联合系统具有较大的潜力,它不仅能测出云雨参数的三维空间分布,而且能连续监测云雨生消移动的演变过程。这对人工影响天气的试验以及中小尺度系统的预报来说,无疑是重要的资料,同时对防洪和水库的合理蓄放也能及时提供可靠的数据。

参 考 文 献

- [1] 林海,魏重,吕达仁,大气科学, 5(2), 1981.
- [2] 吕达仁,林海,大气科学, 4(1), 1980.
- [3] Ulbrich, C. W. and D. Atlas, *J. Geophys. Res.*, 83, p. 1319, 1978.
- [4] Seliga, T. A. and V. N. Bringi, *J. Appl. Meteor.*, 15, p. 65, 1976.
- [5] Atlas, D. et al., NASA Technical Memorandum 83971, 1982.
- [6] 大气物理所105组,大气科学, 2(4), 1978.
- [7] 吕达仁,林海,雷达气象文集, p. 159, 1981.
- [8] 沈妙新、林海,气象学报, 41(1), 1983.
- [9] Vinichenko, N. K. and A. G. Gorelik, *Advances in Satellite Meteorology*, No. 2, p. 55, 1972.

- [10] Meneghini, R., *Radio. Sci.*, Vol. 13, No. 3, 1978.
[11] Jing. Qiyi et al., IAP. Annual Report, Vol. 1, 1982.

REMOTE SENSING OF LIQUID WATER CONTENT IN CLOUD AND RAINFALL DISTRIBUTION BY A COMBINED RADAR-RADIOMETER SYSTEM

Lin Hai, Xin Miaoxin, Wei Chong, Hao Yaokui, Zou Shouxiang
(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

In this paper, a solving procedure of detecting cloud and rain parameters by a combined radar-radiometer system is proposed. Numerical simulations for remote sensing of liquid water content in cloud and rainfall distribution are made and the effect of drop size distribution, atmospheric temperature and climatological background on inversion accuracy is theoretically discussed.

Furthermore, the performance of a combined dual-wavelength radar-radiometer system (35 & 9.375 GHz) for combined active and passive remote sensing of cloud liquid water content and rainfall are described. This is a movable system suitable for field observations. A few observations of different clouds and precipitation by the system during 1980—1981 are also given.