

위성전파 감식특성 연구

연구책임자	전파과	염 호 선
연 구 원	전파과	석 재 호

요 약 문

10년간(1987년~1996년)의 기상청 기상 관측소에서 1시간 단위로 측정한 강우강도 자료와 CCIR 강우감쇠 예측 모델을 사용하여 수원, 이천, 부산지역의 강우강도 분포와 강우감쇠량을 0.001, 0.01, 0.1%의 년 시간울 초과 강우울에 대해 추정하고 다른 연구 결과값과 비교해 보았다.

강우강도 분포 추정값은 ETRI의 값보다는 각각의 시간울에 대해 3~6mm 정도의 차이를 보였으며, 홍완표 외의 결과값은 48%~ 63%의 매우 큰 차이를 보였다. 강우 감쇠량의 추정값은 ETRI와 비교해 3~12dB 정도의 차이를 보였고, 홍완표 외의 값과 비교해 1.8~3.6dB 정도 더 높은 값을 보였다.

SUMMARY

Rain intensity data-measured in 1 hour cumulation time during 10 years from 1987 to 1996 by meteorological observatories of Korea Meteorological Administration-and CCIR model are used to estimate the rain intensity distribution and the rain attenuation for 0.001, 0.01, 0.1 percent year time rain rate exceeded at Suwon, Ichon, and Pusan, and then those predicted values are compared with other research results.

The differences between predicted values of rain intensity distribution and ETRI(1997) are about 3~6mm, and Hong *et al.*(1996) are higher about 48~63%. The differences between predicted values of rain attenuation and ETRI(1997) are 3~12dB, and Hong *et al.* are lower about 1.8~3.6dB.

목 차

제 1 장 서 론	117
제 2 장 강우의 물리적 특성	118
제 1 절 유전적(dielectric) 특성	118
제 2 절 형태 및 크기	119
제 3 절 방향 배열	120
제 4 절 낙하 종단 속도	121
제 5 절 강우입자의 크기 분포	122
제 3 장 강우감쇠 예측 모델 및 계산	125
제 1 절 CCIR 모델	126
제 2 절 Global 모델	128
제 3 절 강우자료 처리 및 감쇠값 계산	132
1. 강우강도 분포 추정	132
2. 강우강도 분포 자료처리	133
3. 국내 강우강도 지역별 추정값	135
4. 감쇠값 계산	136
제 4 장 결 론	138
참고문헌	140

제 1 장 서 론

현대 사회에서 위성의 발달과 적절한 이용으로 정보전파의 거리와 시간이 반비례하여 넓어지고 짧아짐으로 인해 문화적 한계가 확장됨에 따라 많은 혜택을 누릴 수 있게 되었으나, 그와 비례하여 자연적, 기술적 장벽으로 인해 많은 문제점들이 도출되어 왔다. 이와 같은 문제점중의 하나로 집중적인 강우로 인해 발생하는 위성신호의 전력 전계강도의 감쇠 현상이 서비스 품질과 정보전송중의 오류를 일으키게 한다. 특히 주파수가 Ku 대역 이상으로 높아질수록 강우감쇠의 영향이 매우 커지게 되어, 국내외의 통신·방송 위성 주파수의 상향 추세를 볼 때 앞으로 많은 문제의 가능성을 안고 있다.

따라서 본 보고서에서는 이러한 감쇠 현상을 일으키는 강우의 유전적(dielectric) 특성, 형태 및 크기, 방향 배열, 낙하 종단속도, 크기 분포 등의 물리적 특성이 위성 주파수 대역에 미치는 영향 및 상관관계 대해 간략하게 살펴보았다. 또한 기상청의 세 지역 기상 관측소(수원, 이천, 부산)에서 1987년부터 1996년까지 10년 동안 1시간 간격으로 측정한 강우강도 자료를 이용해 이 지역들에서의 0.001, 0.01, 0.1%의 년 시간을 초과 강우강도 분포를 추정해보았고, 이 결과와 CCIR 강우감쇠 예측 모델을 이용해 위성전파 감쇠량을 추정해보았으며, 여러 다른 연구결과 값과 비교해 보았다. 또한 연구의 연속적인 수행을 위해 향후 연구과제에 대한 고려사항 등을 제시하였다.

제 2 장 강우의 물리적 특성

대류권(주로 12~18km)에서 전파의 감쇠를 일으키는 주요 요인으로서는 수증기, 안개, 산소, 강우 및 그 외 여러 종류의 가스들이며(S. Tirro, 1993), 이 중에서 특히 강우(폭우)로 인하여 발생하는 감쇠값이 가장 크다. 대류권내에서 응집된 물은 안개, 구름, 강우(비), 얼음, 눈, 우박 등의 형태를 갖는다. 이 중 강우에 의해서 가장 큰 감쇠가 발생한다. 강우가 위성통신 링크의 성능에 미치는 영향의 정도를 알기 위해서는 빗방울의 형태 및 전자기학적 특성, 크기 분포 및 낙하중단속도, 지상에서의 강우강도 등의 강우의 물리적 특성을 알아야 한다. 또한 물리적 특성을 이해하고 정확한 모델링을 하기 위하여 다음과 같은 추가적인 정보를 알아야 한다(Brusaard와 Wattson, 1995).

- 성분 : 얼음(특정 밀도, 고체상태), 물(액체상태) 혹은 두 가지 경우의 혼합 상태
- 온도 : 한 강우입자의 온도
- 형태 : 구형, 거의 구형(작은 빗방울) 혹은 찌그러진 타원형(중간~큰 빗방울), 얼음, 바늘모양의 결정체, 평편한 모양 혹은 원추형태 등의 복합적 형태
- 크기 : 강우시 관측되는 크기의 분포
- 방향 : 수직방향에 대한 강우입자의 대칭축의 관계
- 거시 물리적 구조 : 특정 폭우와 기후상태에서의 미시 물리적 특성 변화의 전형적인 전체 양상

제 1 절. 유전적(dielectric) 특성

강우입자는, 비록 중·고위도에서는 특히 겨울철에는 그렇지 않은 경우도 있으나, 일반적으로 균일한 성분으로 가정된다. 종종 소나기성 폭우시 상대적으로 더 큰 강우입자들은 얼음 핵을 갖는다. 이런 강우는 대략 1km 상공, 0℃ 등 온선보다 더 낮은 곳에서 발생할 수 있다(Beard, 1976). 이러한 현상은 비록 얼음 핵이 액체상태의 강우입자에 완전히 박혀있다 하더라도 평균 강우 온도가 더 낮아질 경우를 제외하고는 millimeter 파 대역의 유전적 특성에 거의 영향을 미치지 않는다.

그러나 공해로 인해 여러 화학 물질이 함유되어 있는 산성비의 경우에는 순수한 물의 경우에 적용되는 유전율(permittivity)에 변화를 일으키고, 강우

입자의 전파 산란 특성에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 단순히 소금만을 함유하고 있을 경우를 가정할 때, 유전율은 염도(salinity)에 의존하는 값이 됨을 알 수 있다. 이와 같이 순수한 물에 비해 소금물의 유전적 성질의 변화는 주로 전도성 손실(conductance loss)에 의해 발생한다. 다음의 표2-1에 나타난 것과 같이 $f > 1\text{GHz}$ 일 때, 산성비에 포함된 용질의 집중도(concentration of solute)는 주파수에 대한 감쇠량 A (CCIR, 1986)에 대해, 최대 0.01dB 정도의 감쇠(ΔA)가 일어나는 것을 보여준다. 그러나 이 수치로 보아서 손실은 측정하기에는 매우 낮은 값이므로 산성비의 전도성 손실은 감쇠 모델링의 요소로서는 고려하지 않는다(Brusgaard와 Wattson, 1995).

표2-1. 전도성 손실로 인한 감쇠율

$f(\text{GHz})$	$A(\text{dB})$	$\Delta A(\text{dB})$
1	0.01	4.0×10^{-4}
3	0.08	3.7×10^{-4}
10	6	3.1×10^{-3}
30	50	7.7×10^{-3}
100	100	1.1×10^{-2}
300	100	1.1×10^{-2}
1000	70	7.6×10^{-3}

*가정 : 강우율 50mm/h, 경로 길이 5km

제 2 절. 형태 및 크기

정체 공기와 송풍 터널 속에서의 빗방울 사진(e. g. Magono, 1954)을 보면 찌그러진 타원체에 가까운 모양을 하고 있으며, 평균 크기에서 어느 정도 진동을 하는 것으로 관측되므로, 실제 대기중에서도 1mm 이하의 지름을 가질 경우 같은 현상을 일으키는 것을 알 수 있다. 강우입자의 모양은 반경이 최대 4mm를 넘지 않는 범위 내에서 다양한 크기를 갖는다. 강우입자의 반경이 4mm 이상이 되면 빗방울은 유체역학적으로 불안정하게 되어 결국 더 작게 나누어지게 되고, 따라서 millimeter 과 이상의 대역에서는 더 작은 크기의 강우입자에 의한 영향이 지배적이게 된다. 강우입자의 낙하 종단속도를 알고있을 경우, 강우입자 표면에서의 내·외부 압력 균형을 수식으로 나타낼 수 있게되어 강우입자의 형태를 계산할 수 있다. 수치해석적 기법에 의해 계산된 결과는 관측된 강우입자의 형태와 잘 맞는 것으로 발표되었으며(Pruppacher와 Pitter, 1971), 이 결과는 전파 전파에 관한 대부분의 연구논문에서 사용되고 있다. 다음 그림2-1은 다양한 크기의 강우입자 형태들을 보여주고 있다.

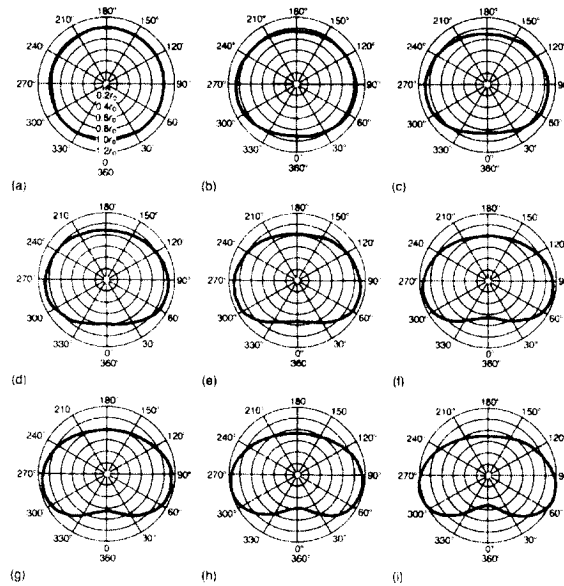


그림2-1. 다양한 반경을 갖는 강우입자의 수치해석 모델(Pruppacher와 Pitter, 1971) : (a)0.11cm, (b)0.14cm, (c)0.18cm, (d)0.20cm, (e)0.25cm, (f)0.29cm, (g)0.30cm, (h)0.35cm, (i)0.40cm

제 3 절. 방향 배열

강우입자의 대기중에서의 방향 배열은 중력과 항공역학적, 전자기학적 힘에 의해 결정된다. 입자들의 대칭축들은 주로 항공역학적 힘과 중력에 의해 수직방향 근처에 분포하게 된다. 이러한 배열은 점진적인 wind shear 힘에 의해 약간 변하게 되나, 경사경로 때문에 그 영향은 적어지게 된다. 이와 같이 강우입자를 기울어지게 하는 항공역학적 힘과 중력에 관한 물리적 모델이 Brussaard(1976)에 의해 제시되었는데, 그는 강우입자의 대칭축이 주위 공기흐름과 평행하다는 것과 주위 공기흐름은 강우입자를 낙하시키는 수직 분력과 지표와 바람의 마찰력에 의해 발생하는 wind shear로 인한 수평 분력과 같이 두 개의 분력으로 나누어질 수 있다고 가정하여, 강우입자의 경사각(강우입자의 대칭축과 낙하방향의 수직축이 이루는 사이 각)은 지표로부터의 높이가 증가함에 따라 감소한다는 것을 보였다(그림2-2). 그림에서 경사각은 강우입자 크기의 함수임을 알 수 있다. 크기가 2mm에 이를 때까지는 반경이 커짐에 따라 경사각도 증가하는 반면, 더 큰 강우입자들은 낙하속도가 거의 일정하기 때문에(그림 2-3) 경사각이 거의 일정하다는 것을 알 수 있다.

하지만 Brussaard의 모델은 강우입자의 경사각 분포에 대해서는 설명하지 않았으며 단지 평균 경사각만 예측하고 있다. 전파 링크상에서 관측된 공간 평균 경사각의 순간 분포는 지구국 링크(Watson과 Arabi, 1975)와 위성링크(Arnold *et al*, 1980)상에서 모두 작은 값($<2^\circ$)을 갖는다는 것을 알아내었다. Maggiori, Migliori 그리고 Paraboni(1983)은, 지구국 링크상에서의 관측으로, 공간 평균 경사각의 순간 분포가 강우강도(rain intensity)가 증가함에 따라 소량의 강우 시 $\approx 3^\circ$ 에서 폭우 시 $<1^\circ$ 까지 감소하는 값을 갖는다는 것을 보였다. 이러한 안정성은 강우입자 크기가 더 클수록 증가하는 경향을 나타내는데, 이것은 입자들의 관성이 더 커지기 때문이다. Maher, Murphy 그리고 Sexton(1977)이 돌풍의 영향에 기초한 모델로써 경사각 분포를 설명하였다.

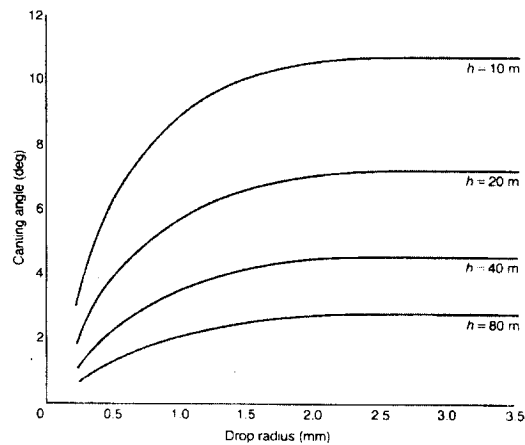


그림2-2. 고도 h 와 강우입자 크기의 함수로서의 경사각(풍속 15 m/s)(Brussaard와 Wattson, 1995)

제 4 절. 낙하 종단속도

낙하종단속도는 대기압, 습도와 온도에 의해 정해진다. 공기 중 강우입자의 공간분포로부터 지상의 강우강도를 결정하기 위해서는 강우입자의 낙하속도를 알아야 한다. Gunn과 Kinzer(1949)의 낙하속도 실험에 의해, 강우입자의 공기 중에서 종단속도는 빗방울 크기와 상관관계를 갖는다는 사실을 발표했다. 다음 그림.2-3은 그 관계를 잘 보여주고 있는데, 반경이 2.5mm 근처에서 최고의 낙하속도에 이르게 되는 것을 알 수 있다. 약 3.5mm 이상 반경을 갖는 입자들은 불안정하게 되어 낙하 도중에 더 작은 입자들로 나누어지게 된다. Gunn과 Kinzer의 계산 자료들은 대체적으로 다음과 같은 선형과 포물선 곡선 형태에 잘 맞는

것으로 입증되었다.

$$v(D) = \begin{cases} 28D^2 & \text{for } D \leq 0.075\text{mm} \\ 4.5D-0.18 & \text{for } 0.075\text{mm} < D \leq 0.5\text{mm} \\ 4.0D+0.07 & \text{for } 0.5\text{mm} < D \leq 1.0\text{mm} \\ -0.425D^2+3.695D+0.8 & \text{for } 1.0\text{mm} < D \leq 3.6\text{mm} \end{cases}$$

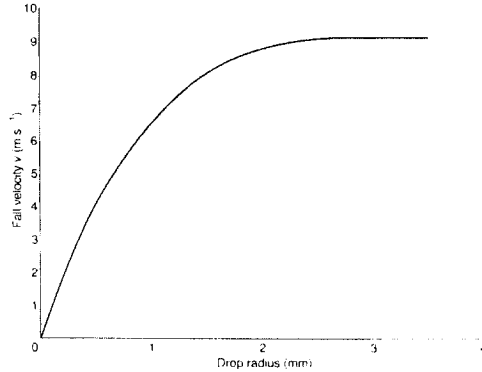


그림2-3. 강우입자 반경의 함수로서 종단속도

제 5 절. 강우입자의 크기 분포

전파특성 연구를 위해서 DSD((Drop Size Distribution)는 일반적으로 Laws와 Parson (1943)의 분포를 사용한다. Marshall과 Palmer(1948)는 강우율(rain rate)의 함수로서 공간상의 단위 체적 당 강우입자의 수를 나타내는 음지수(negative exponential)관계를 사용할 것을 제안하였다. 다음 그림2-4는 공간상에서의 이러한 두가지의 DSD를 잘 보여주고 있다.

오늘날 전자기계 센서, disdrometer, 정전기 센서 그리고 광학 검출기 등의 새로운 계측장비의 발달로 측정이 더욱 정밀해졌고, 직경 0.5mm 이상의 평균 DSD의 많은 측정결과들은 Laws와 Parson(1943)의 정확성을 확인시켜 주었다. 앞의 두 분포 이후에 Joss, Thams 그리고 Waldvogel(1968)에 의해 세가지 다른형태의 강우-이슬비(drizzle), 광역강우(widespread rain), 뇌우(thunderstorm)-에 대한 정량화된 DSD에 대한 결과를 발표하였다. 10GHz이상의 주파수 대역 전파 전파특성은 작은 반경(<0.1mm)의 강우입자에 의해 영향을 받기 때문에 앞서 알아본 분포들이 잘 맞질 않는다. 이에 대해 Ugai *et al.*(1977)은 이러한 크기의 강우입자들의 크기분포를 측정하여 다음 그림2-4와 같은 관계를 알아냈었다.

앞서 알아본 것과 같은 분포는 높은 고도가 아니라 지상 근처에서 측정된 것이고, 실제로는 강우입자의 성장으로 인한 크기분포가 고도에 따라 변하게 된

강우입자의 물리적 특성을 알기위해 가장 많이 활용되는 DSD 모델들은, Marshall과 Palmer(1948)에 의해 제안된 '지수분포(exponential distribution)', Park, Mitchell 그리고 Bubenzer(1983)에 의해 제안된 '편이 대수정규 분포 (Shifted lognormal distribution)', Ulbrich (1983)에 의해 제안된 'Γ분포', Ugai *et al.*(1977)이 제시한 '수정 Γ분포' 그리고 Assouline과 Mualem (1989)에 의해 제안된 'Weibull 분포' 등이 있다. 여러 경우의 강우율에 대한 이 분포 모델들의 계산 결과 값을 다음 그림2-6에서 잘 비교해 볼 수 있다. 참고로 지수분포는 Laws와 Parson의 결과와 잘 일치하지만, 유효 범위가 1.5mm 이상 크기에서만 사용되는데, 이것은 이 분포가 더 작은 크기의 값에서는 강우입자의 수를 실제 보다 훨씬 더 많은 것으로 계산하기 때문이다.

편이된 대수정규 분포는 강우입자의 직경이 0에 가까워질수록 계산된 분포 결과 값은 무한대가 되므로 약 0.1mm 이상인 입자에 대해서만 이 모델을 사용할 수 있다. 수정 Γ분포는 측정된 강우입자의 크기와 계산 결과 값이 잘 일치하는 것으로 밝혀졌으며, Weibull 분포는 입자간의 합체, 입자 파열의 과정으로부터 계산해낸 모델로서, 지구상의 어떤 기후의 변화 상황에도 쉽게 적용시킬 수 있다는 점과 더욱이 강우율 변화에는 더 간단히 적용시킬 수 있는 단순함의 장점이 있다.

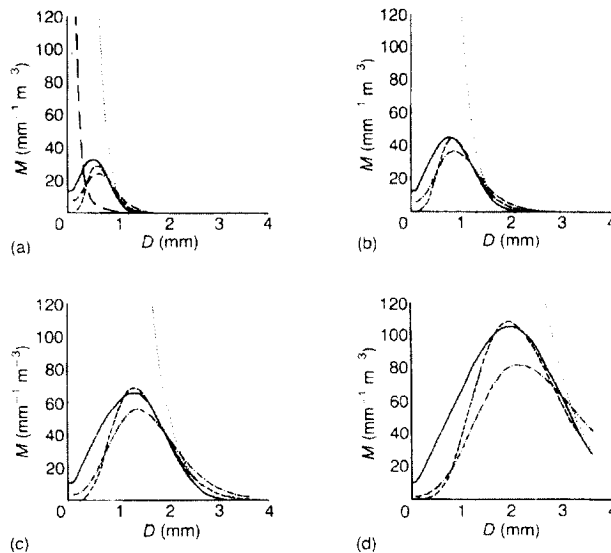


그림2-6. 여러 강우율 R에 대한 DSD : (a) R=0.1mm/h, (b) R=1mm/h, (c) R=10mm/h, (d) R=100mm/h ; 지수분포, - - - - 편이 대수정규 분포, - - - - Γ분포, — — 수정 Γ분포, ——— Weibull 분포.

다. 이러한 성장과정을 'warm rain process'라하고, (1)수증기의 응축, (2)입자간의 합체, (3)입자 파열의 과정을 거친다. 이러한 과정에 의한 크기분포의 변화를 Young(1975)이 계산하였다. 이 모델은 상대적으로 다수인 작은 강우입자들에 대해 설명할 수 있는 장점을 갖고 있으며, 그 결과는 다음 그림2-5에서 보는 바와 같이 측정값과 잘 일치함을 알 수 있다(Brusaard와 Wattson, 1995).

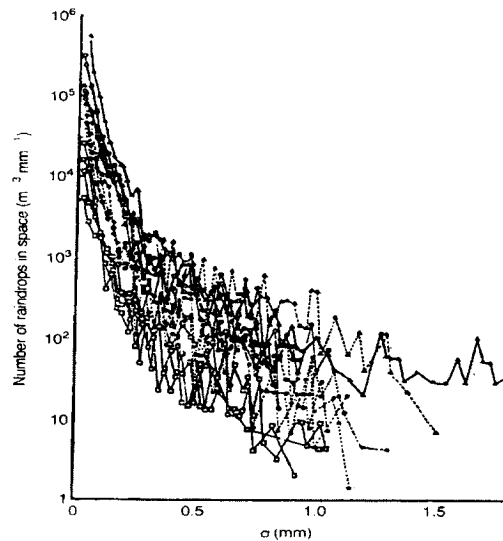


그림2-4. 강우강도 R에 대한 DSD : $R=46.4\text{mm/h}(\blacktriangle)$, $32.2\text{mm/h}(\triangle)$, $5.6\sim7.1\text{mm/h}(\bigcirc)$, $3.6\text{mm/h}(\bullet)$, $0.3\sim1.1\text{mm/h}(\square)$ (Ugai *et al.*, 1977)

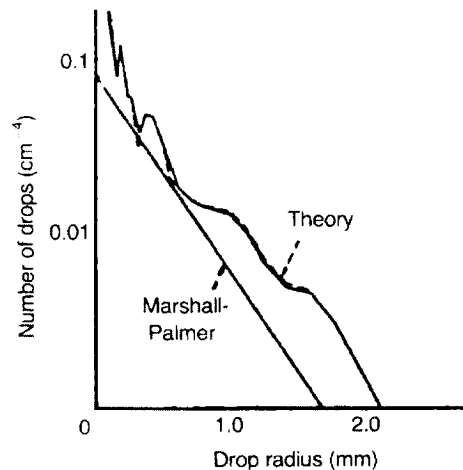


그림2-5. $R=225.55\text{mm/h}$ 일 때, 계산된 DSD와 Marshall-Palmer 분포

제 3 장 강우감쇠 예측 모델 및 계산

위성~지구간의 통신신호에 대한 강우 감쇠량을 예측하는 모델로는, Rice-Holmberg 모델, Dutton-Dougherty 모델, Global 모델, Two-Component 모델, CCIR 모델, Lin 모델, Piecewise Uniform 모델, SAM(Simple Attenuation Model), Excell(Exponential Cell) 모델, Harden-Norbury-White(1974) 모델, Morita-Higuty(1971) 모델 등이 있다. 또한 최근의 연구로서 Salonen *et al.* (1990)은 광역강우(widespread rain) 모델을 사용하여, Karhu *et al.*(1993) 및 Watson, Glover 그리고 Hu(1993) 등은 Leitao-Watson 모델과 새로운 기법을 이용한 광역강우와 소나기성 강우의 복합 모델로써, millimeter파 대역에 대한 예측방법을 제시하였다. 이러한 최근의 방법들은 20~30GHz 대역 주파수에 대해서 실험 중에 있으며 완전히 완성된 모델은 아닌 것으로 평가받고 있다.

다음의 표3-1에서 요약된 대표적인 모델들의 특징들을 알 수 있으며, 그림 3-1에서는 각 모델들의 확률오차를 비교해 보여주고 있다.

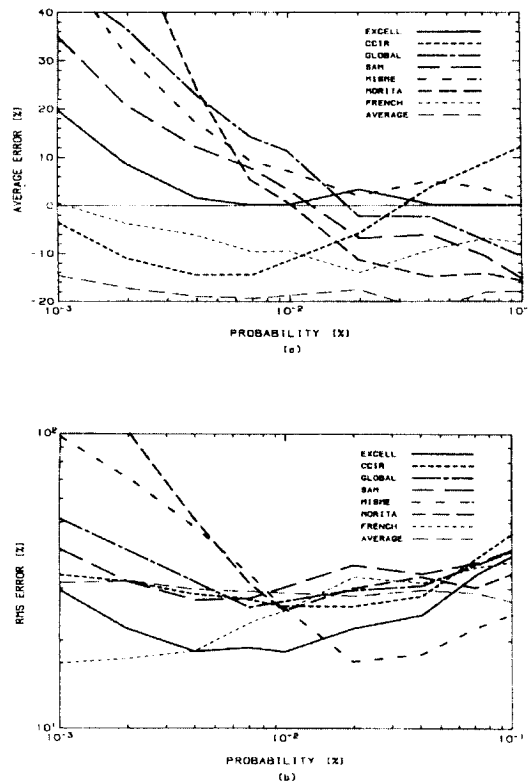


그림3-1. 감쇠예측 모델들의 정확도

표3-1. 모델 내용 요약(Ippolito *et al.*, 1983)

모 델	입 력	출 력	내 용
Rice-Homberg	기후 혹은 Site specific mean annual rainfall과 뇌우 대 전체 강우량의 비의 합	강우의 누적 시간 분포	두가지 강우 형태 고려: 뇌우와 균일 강우, 하나 혹은 두 형태에 대한 강우율 초과 확률을 알 수 있음
Dutton-Dougherty	R-H와 동일, 링크 요소(주파수, 양각)	초과시간 백분율에 따른 강우 혹은 기체감쇠	수정된 R-H 모델을 사용, 신뢰한계 및 두가지 부가 강우율 분포를 제공
Global	위치 및 링크 요소	초과시간 백분율에 따른 강우감쇠	전체 강우 감쇠 요소 값들은 자체 포함, 전 세계적으로 적용
Two-Component	"	강우감쇠에 따른 초과시간 백분율	Global과 동일, 두가지 강우형태 고려: 대류 cell과 파편 강우
CCIR	"	초과시간 백분율에 따른 강우감쇠	Global과 동일
Lin	5분 강우율 및 링크 요소	강우율에 따른 감쇠	지상경로 강우감쇠 모델의 단순 확장 모델
Piecewise Uniform	강우 통계 및 링크 요소	"	산란모델의 결과 교차편파 차단 및 위상값을 알 수 있음

다음은 본 연구에서 고려한 대표적인 모델들에 관한 내용에 대해 알아보았다.

제 1 절. CCIR 모델

CCIR 모델은 실효 경로 길이의 개념을 이용하는 것으로 평년의 0.01%에 대한 점 강우강도, R_p 를 기준으로 한 것이다. 그림3-2는 CCIR 모델의 지구-우주경로에 대한 기하도이다. H_g 는 지구곡의 해발고(km), h_R 은 실효 강우 고도, L_s 는 강우 고도 아래의 경사 경로 길이, A는 결빙된 강우, B이하의 C에서는 액상 강우가 존재하게 된다. D는 지구-우주 경로를 나타내는 것이고 θ 는 양각이다.

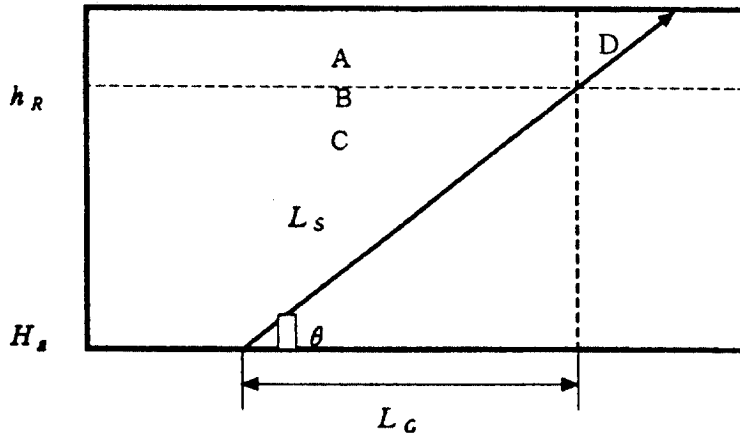


그림3-2. CCIR 모델 지구-우주 경로 기하도

앙각 θ 값에 따라 L_s 값에 차이가 생기고, 실효 강우 고도 h_R 값은 지구국의 설치 위도(ψ)에 따라 다음과 같이 구해진다.

여름 동안의 평균 0℃의 등온선 고도, H_o 는

$$\begin{aligned} 3.0 + 0.028 \times \Psi (\text{km}), & \quad 0 < \Psi < 36^\circ \\ 4.0 - 0.075 (\Psi - 36) (\text{km}), & \quad \Psi > 36^\circ \end{aligned}$$

비가 오는 상태에서의 0℃ 등온선 고도 H_o 는

$$\begin{aligned} 0 < \Psi < 23^\circ & \quad ; 5 (\text{km}) \\ \Psi \geq 23^\circ & \quad ; 5 - 0.075 (\Psi - 23) (\text{km}) \end{aligned}$$

의 근사값을 갖으며 적도 부근에서 5km, 위도 35° 에서 약 4km로 감소하며 위도 60° 에서 약 2km 감소한다. 경사 경로 길이는 $\theta \geq 5^\circ$ 인 경우,

$$L_s = \frac{h_R - H_g}{\sin \theta} (\text{km})$$

$\theta < 5^\circ$ 인 경우,

$$L_s = \frac{2(h_R - H_g)}{\left[\sin^2 \theta + \frac{2(h_R - H_g)}{E} \right]^{1/2} + \sin \theta} (\text{km})$$

여기서 E는 지구의 등가 반경으로 8,500km이다. 다음 경사 경로 길이 L_s 에 대한 감쇠계수 γ_p 는

$$v_p = \frac{1}{\left(1 + \frac{L_G}{L_O}\right)}$$

$$L_O = 35 \times \exp(-0.015 \cdot R_{0.01})$$

이상에서 설명한 것을 토대로하여 전체적으로 공식을 정리하면 양각 $\theta \geq 5^\circ$ 인 경우,

$$A_{0.01} = x R_{0.01}^a \cdot \frac{h_R - H_g}{\sin \theta} \cdot \frac{1}{\left(1 + \frac{L_G}{L_O}\right)}$$

양각 $\theta < 5^\circ$ 인 경우,

$$A_{0.01} = x R_{0.01}^a \cdot \frac{2(h_R - H_g)}{\left[\sin^2 \theta + \frac{2(h_R - H_g)}{E}\right]^{1/2} + \sin \theta}$$

가 된다. 여기서 x 와 a 값은 편파별 특정감쇠 계수이다. $A_{0.01}$ 외의 평년 백분율에 대한 감쇠값은 $A_{0.01}$ 값을 이용하여 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$A_p = A_{0.01} \cdot 0.12 \cdot P^{-(0.546 + 0.043 \log P)}$$

여기서 인자는 1%, 0.1%, 0.01%, 0.001%에 대해 각각 0.12, 0.38, 1.0 및 2.14를 사용한다.

제 2 절. Global 모델

Global 모델은 위성 링크 경로상의 강우 경로 길이에 의해 감쇠 값을 계산하는 두 가지의 기법을 제시하고 있다. 첫째 기법은 지구국에서 대기의 얼음 형태의 강수가 존재하는 점까지의 거리를 가정해 놓고 이 거리를 강우 강도 R_p 와 함께 평균 경로 요소를 구하여 감쇠 값을 계산하는 것이다. 둘째 기법은 계절, 지역 및 연평균 강우 강도에 의해 0°C 등온선 고도가 변화함으로 이에 따라 감쇠 경로 길이가 변화하게 되기 때문에 감쇠 값 계산 시에 이 여러 0°C 등온선 고도를 도입한 것으로 시스템 설계에는 이 기법이 주로 사용된다(Crane, R. K., 1980).

첫째 기법인 평균 경로 강우강도 기법에 의한 감쇠값 A 는

$$A = \left(\frac{H_o}{\sin \theta} \right) \cdot a(f) \cdot r(D) \cdot R_p^{b(f) - \delta(D)}$$

H_o : 0℃ 등온선 고도(km)(그림3-3)

θ : 양각(>10°)

R_p : 강우율(mm/h)

D : 수평경로길이(km)

$r(D), \delta(D)$: 그림3-4

$a(f), b(f)$: 표3-2(Crane, 1966)

여기서 특정 감쇠가 0℃ 등온선 아래의 고도 높이에 대해 통계적으로 독립된 것이라고 가정하면 특정 감쇠 또는 평균 경로 강우 강도를 계산하는데 그림 3-4를 이용할 수 있다.

두 번째 기법인 가변 등온선 고도 기법에 의한 감쇠 값 A 는 $\theta \geq 10^\circ$ 인 경우,

$$A = \frac{a R_p^b}{\cos \theta} \left[\frac{e^{UZb} - 1}{Ub} - \frac{X^b e^{YZb}}{Yb} + \frac{X^b e^{YDb}}{Yb} \right]$$

$$U = (Z^{-1})[\ln(X \cdot \exp(Y \cdot Z))]$$

$$X = 2.3 \cdot R_p^{-0.17}$$

$$Y = 0.026 - 0.03 \cdot \ln R_p$$

$$Z = 3.8 - 0.6 \cdot \ln R_p$$

$\theta < 10^\circ$ 인 경우,

$$A = \frac{L}{D} a R_p^b \left[\frac{e^{UZb} - 1}{Ub} - \frac{X^b e^{YZb}}{Yb} + \frac{X^b e^{YDb}}{Yb} \right]$$

여기서

$$\begin{aligned} L &= [(E + H_g)^2 + (E + H_o)^2 - 2(E + H_g)(E + H_o)\cos\Psi]^{\frac{1}{2}} \\ &= [(E + H_g)^2 \sin^2 \theta + 2E(H_o - H_g) + H_o^2 - H_g^2]^{\frac{1}{2}} - (E + H_g) \sin^2 \theta \end{aligned}$$

경로 수평 투영길이 D 는

$$(H_o - H_g) / \tan \theta : \theta \geq 10^\circ$$

$$E \cdot \Psi(\Psi:rad) : \theta < 10^\circ$$

H_o : 0°C 등온선 고도(km)

H_g : 지구국 해발고(km)

θ : 경로 양각($>10^\circ$)

E : 지구 등가 반경(8,500km)

$$\Psi = \sin^{-1} \left\{ \frac{\cos \theta}{H_o + E} \left[(H_g + E)^2 \sin^2 \theta + 2E(H_o - H_g) + H_o^2 - H_g^2 \right]^{\frac{1}{2}} - (H_g + E) \sin \theta \right\}$$

$$= \cos^{-1} \left[\frac{\cos \theta}{H_o - E} (E + H_g) \right] - \theta$$

가변 등온선 기법은 감쇠를 일으키는 매체의 실효 길이가 강우량의 형태에 따라 변한다는 사실을 이용하는 것이다. 이 공식에 의하여 감쇠 값을 계산하기 위해서는 사전에 위성 양각, 사용 주파수 및 지구국의 위치에 관한 데이터를 알아야 한다.

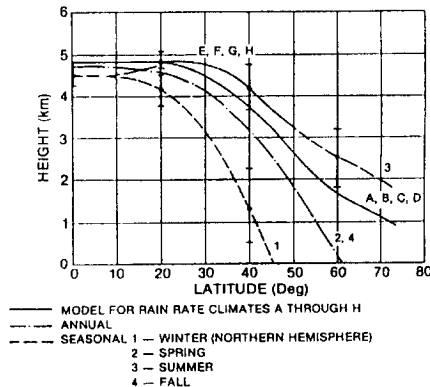
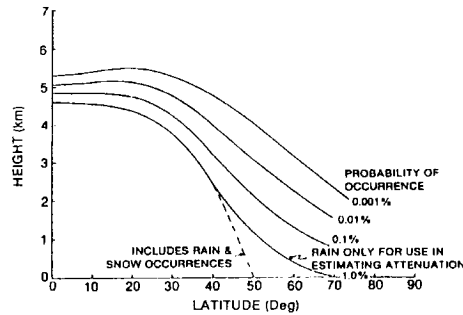


그림3-3. 강우 시간율 및 계절별 0°C 등온선(Ippolito *et al.*, 1983)

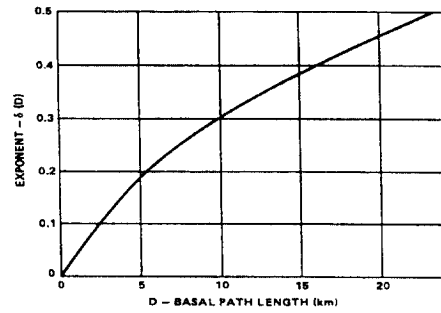
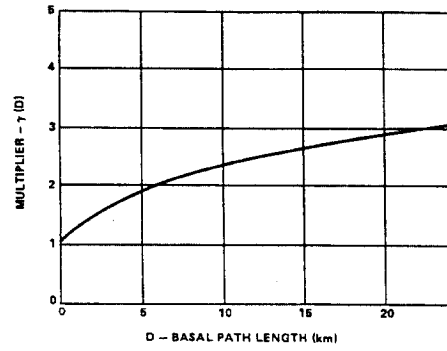


그림3-4. 수평 경로 길이와 $r(D)$, $\delta(D)$ 의 관계

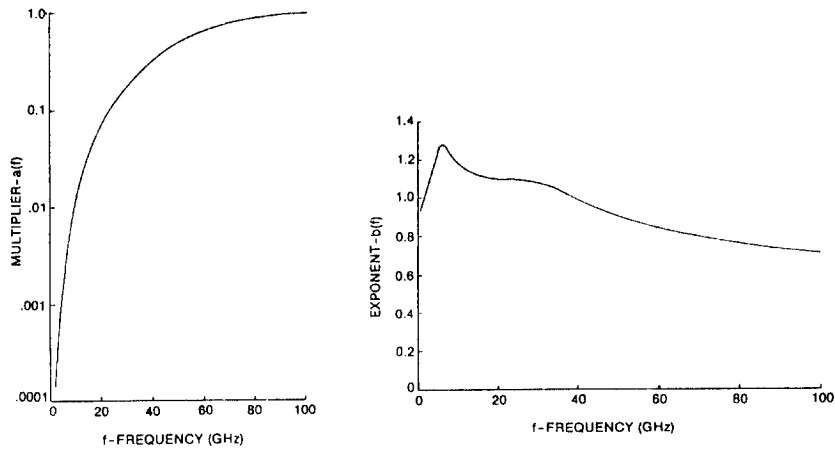


그림3-5. 0~100GHz 대역의 $a(f)$, $b(f)$ 값(Ippolito *et al.*, 1983)

표3-2. Laws-Parson 분포에 의한 specific attenuation(= aR^b , 0℃) 인수

주파수 $f(\text{GHz})$	Multiplier $a(f)$	Exponent $b(f)$
1	0.00015	0.95
4	0.00080	1.17
5	0.00138	1.24
6	0.00250	1.28
7.5	0.00482	1.25
10	0.0125	1.18
12.5	0.0228	1.145
15	0.0357	1.12
17.5	0.0524	1.105
20	0.0699	1.10
25	0.133	1.09
30	0.170	1.075
35	0.242	1.04
40	0.325	0.99
50	0.485	0.90
60	0.650	0.84
70	0.780	0.79
80	0.875	0.753
90	0.935	0.730
100	0.965	0.715

제 3 절. 강우자료 처리 및 감쇠값 계산

위성링크에서의 강우감쇠량은 강우강도와 경사 경로 길이에 대해 주파수 대역에 따라 위의 그림3-5와 표3-2의 관계를 갖는데, 인수들은 강우분포에 의존하는 값이다.

1. 강우강도 분포 추정

강우강도 분포는 지역·시간별로 다르게 나타나므로, 장기간에 걸친 지역별 강우강도 측정자료를 통해서만 강우강도의 추정이 가능하다. 한 지역의 시간

율에 대한 강우강도 분포는 강우강도의 측정값을 이용하여 가장 근사적으로 일치되는 감마 혹은 대수 정규 분포를 찾아내어 적용 시킬 수 있다. 통상 강우강도가 높은 지역에 대해서는 분포가, 낮은 지역에 대해서는 로그 평균분포가 더 적당한 것으로 알려져 있다.

감마 확률 분포를 이용하여 강우강도 분포를 추정할 경우, 아래의 감마 확률 밀도함수 $p(R)$ 을 적용한다.

$$p(R) = B^V R^{V-1} \exp(-BR) / \Gamma(V)$$

R : 강우강도(mm/h)

$\Gamma(V)$: 감마 함수

B, V : 상수

이렇게 표시된 확률 밀도함수 $p(R)$ 을 확률 분포함수(누적함수)로 나타내면,

$$P(R) = \int_R^\infty p(r) dr$$

이 된다. 이 함수는 $B < 0.1$, $BR > 0.03$ 일 때, 다음과 같은 Boithias의 근사식을 사용할 수 있다.

$$P(R) = \frac{V \exp(-BR)}{0.68 + BR + 0.28 \log(BR)}$$

2. 강우강도 분포자료 처리

국내의 경우 최단 5년이상 1분 단위로 측정된 자료는 없는 실정이기 때문에 기상청의 기상대나 관측소에서 1시간 단위로 누적 측정된 자료를 사용하였다. 빠른 응답 시간을 갖는 우량계로 수행된 측정은 높은 강도의 강우가 짧은 시간, 특히 몇 분 동안 집중되는 경향이 있다(CCIR Report 563-4, 1990). 또한 1시간과 1분이 각각 년당 시간을 0.011%, 0.00019%에 해당하므로, 강우강도 적분 단위가 길면 집중적인 강우가 발생하였을 경우 짧은 시간의 적분량에 대한 정확한 감쇠값을 예측할 수 없게 된다. 그러므로 1시간 누적 강우강도는 다음과 같이 국제 권고안(CCIR Report 563-4, 1990)에 따라 1분 혹은 5, 10분 단위 자료로 변환하여 사용할 수 있다.

τ 분의 적분시간을 갖는 측정기로 얻은 자료를 등가 1분 통계로 전환하기 위해서는 다음과 같은 전환 계수를 정의할 수 있다.

$$\rho_\tau(P) = R_1(P) / R_\tau(P)$$

여기서 R_1 과 R_τ 는 두 개의 적분 시간에 대해 같은 확률, P 로 초과된 강우율이다. 캐나다의 경우 45개 위치로부터 얻은 데이터를 강우 기후지역(그림3-6)에 따라 나누어 $\tau=5$ 와 10분에 대해 분석하여 최종적으로 3개의 독특한 지역으로 구분하였다(표3-3). 한 강우 기후적 그룹에 대한 결과 자료를 응용에 편리한 형태로 바꾸기 위해서 다음과 같은 형태의 관계가 $0.001\% \leq P \leq 0.03\%$ 확률 영역에 걸쳐 적용되었다.

$$\rho_\tau(P) = a P^b$$

따라서 우리나라는 K 강우 기후 그룹에 속하므로, 국내 1시간 적분 단위의 강우강도 자료는 표3-3과 권고안의 제시 방법을 적용하여 5, 10분 자료로 변환 가능하다.

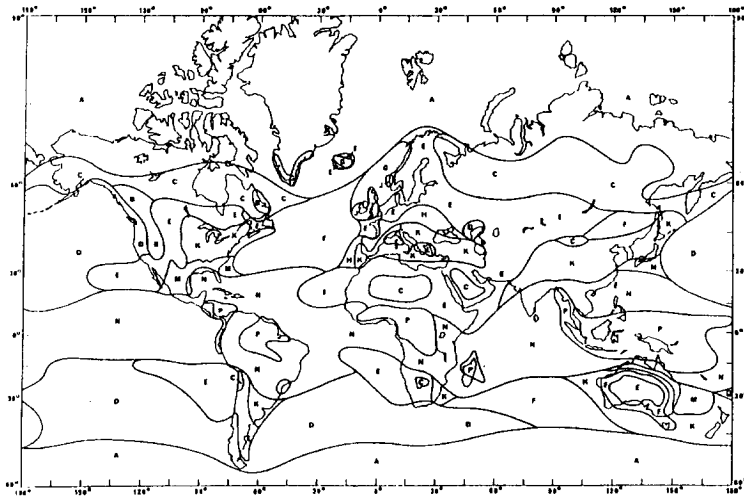


그림3-6. CCIR 강우 기후 그룹

표3-3. 강우율 보정계수에 대한 복귀계수

지역	$\tau=5$ 분		$\tau=10$ 분	
	a	b	a	b
캐나다(A, B)	0.896	-3.61×10^{-2}	0.796	-7.45×10^{-2}
캐나다(C, D, E)	0.882	-4.57×10^{-2}	0.836	-7.36×10^{-2}
캐나다(F, K)	0.862	-5.64×10^{-2}	0.847	-8.20×10^{-2}
유럽			0.86	-7.3×10^{-2}

3. 국내 강우강도 지역별 추정값

10년간 측정자료(1987~1996, 1시간 단위 자료)를 이용한 추정 분포는 각 측정지역별로 그림3-7, 3-8, 3-9와 같고, 추정된 감마 분포로부터 얻어진 지역별 강우강도 값은 표3-4와 같다.

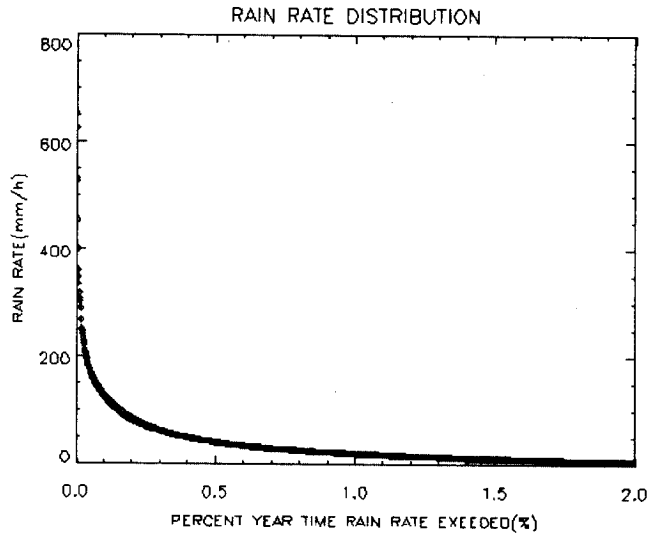


그림3-7. 수원지역의 강우강도 분포 및 추정값

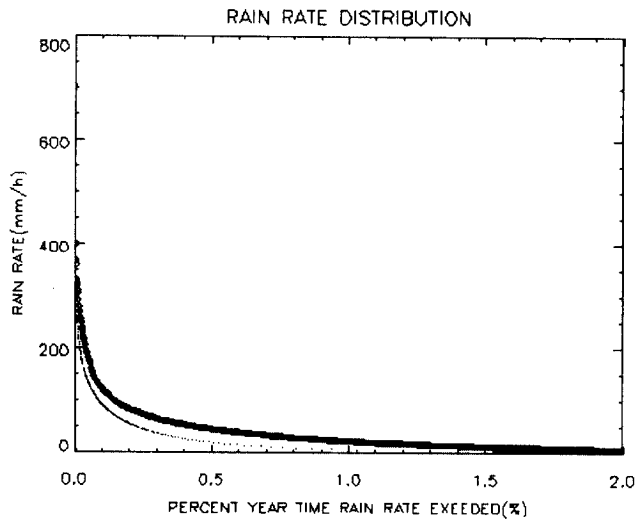


그림3-8. 부산지역의 강우강도 분포 및 추정값

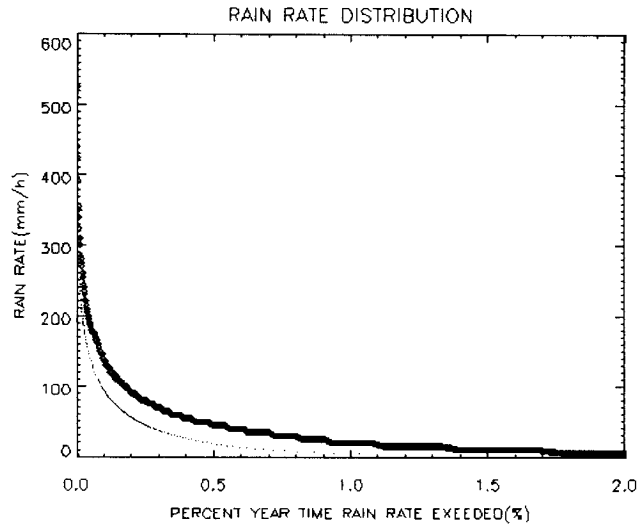


그림3-9. 이천지역의 강우강도 분포 및 추정값

표3-4. 측정지역별 강우강도 추정치(단위 : mm/h)

시간율(%)	수원	부산			이천
		RRL	ETRI	*홍완표 외	
0.001	109.2	117.5	120.7	167.9	90.0
0.01	55.8	54.1	60.8	91.1	54.0
0.1	20.6	20.0	14.2	20.0	22.5

※ 홍완표 외 : 20년간 연간 평균 강우율(기상연감) 자료 사용

위의 그림3-7, 3-8, 3-9의 ◇표시는 10년간의 년 초과 강우율에 대한 강우강도의 관계를 나타내며, ·는 감마 분포로 추정된 값이다.

4. 감쇠값 계산

감쇠값은 앞서 설명한CCIR 모델로 각 측정지역에 대해 계산해 보았다. 여기서 사용한 강우고도(h_R)은 그림3-4에서 년 중 값을 각 측정지역 위도 별로 적용하였다.

표3-5. 측정지역별 강우감쇠 추정치(단위 : dB)

시간율(%)	수원	부산			이천
		RRL	ETRI	*홍완표 외	
0.001	35.7	35.8	23.8	32.2	34.9
0.01	22.2	21.9	12.6	18.3	21.9
0.1	6.4	6.1	3.1	4.3	6.7

* 홍완표 외 : $h_R = 4.5\text{km}$ 사용

제 4 장 결 론

본 보고서에서는 CCIR 모델로 강우 감쇠량을 추정하였고, 이에 앞서 수원, 부산, 이천 지역의 10년(1987년~1996년) 동안 기상청 기상대에서 1시간 단위로 측정한 강우강도 값을 이용하여 년 시간율에 대한 강우강도 분포를 추정하여 보았다.

강우강도 분포추정에 사용한 측정자료가 1시간 단위이므로 짧은 적분시간에 대한 정확한 추정은 하기 어려우나, 시간율에 대한 비례값을 적용하여 대략적인 값을 산출해 보았다. 이 결과는 제3장 제3절 4의 표3-4에서 볼 수 있다.

추정값들은 부산지역에 대해 한국전자통신연구원(ETRI)이 기상 관측소의 10년(1986년~1995년) 동안 10분 단위로 측정한 자료를 사용한 결과값과, 20년(1970년~1989년) 동안의 6월~8월중의 평균 총 강우량을 사용해 Rice-Holmberg 공식을 이용하여 구한 년 시간율 별 강우강도 값을 사용한 결과 값을 비교해 본 것이다. 결과 ETRI 강우강도 추정값은 0.001, 0.01%의 시간율에 대해서는 3~6mm 정도 낮고, 0.1%의 시간율에서는 6mm 정도 높은 것을 알 수 있다. 홍완표 외(1996)의 값에 비해 0.001, 0.01%의 시간율에 대해서는 각각 43%, 68% 정도 더 낮고, 0.1%의 값은 일치함을 알 수 있다. 이것은 단위시간과 전체 측정자료의 누적시간으로 볼 때, 일반적으로 10분 단위로 추정한 값이 1시간 단위의 추정값 보다 더 정확하고 강우분포 추정에 있어서 전체 누적 시간이 더 길수록 그 값이 정확해지나, 홍완표 외의 경우 최다 강우월의 값들만 추출하여 계산한 값이므로 시간율이 작아질수록 추정값은 더 큰 값을 갖기 때문에 낮은 시간율에 대한 신뢰도는 낮은 것으로 생각되며, 이에 비해 본 보고서에서 계산한 값과 ETRI의 값이 좀 더 정확한 추정값으로 생각된다.

강우감쇠 추정에는 CCIR 모델을 사용하였고, 여기서의 앙각(θ)는 각 측정 지역의 좌표 및 해발고를 사용하였다. 이 결과는 제3장 제3절 4의 표3-5에서 볼 수 있다. 여기서 추정에 사용한 강우강도 자료가 10년간 연속으로 측정된 값이고, 현재 CCIR 보고서에 제시된 전세계적인 기후지역 중 우리 나라는 K영역에 속하나 실제 한반도 전역에 걸친 강우나 기후특성이 지역별로 세분화되어 보고된 적이 없어 전체적인 신뢰도가 떨어지므로, 계절이나 기후지역에 대한 변화율 보다는 해당 지역의 위도에 대한 연간 등온선 고도를 사용하는 것이 가장 적합한 것으로 생각된다. 각각의 감쇠량은 서로 다른 기준 위치에 대해 추정된 값이므로 비교하는 데는 어려움이 따르나 Ku 대역 이상의 위성전파에 대한 강우 감쇠량을 대략적으로 산정해 볼 수 있다.

향후 1분이나 5분 단위의 누적 강우강도 자료의 확보 여하에 따라 강우분포와 감쇠량 추정값의 정확도가 결정되며, 주파수 대역에 있어서도 Ka 대역 이상 위성전파의 강우감쇠 영향이 더 큰 것으로 알려져 있으므로, 그 주파수 대역을 사용하는 위성의 전파 수신 전계강도를 측정하여, 실제 운용상에서 가장 적절한 링크 마진을 추정해 내는 것이 필요하다고 생각된다.

참고문헌

1. 홍완표, 1983, “강우에 의한 위성통신신호 감쇠특성 연구”, 연세대학교 석사 학위 논문, pp.24-30.
2. 홍완표, 나극환, 1996, “무궁화위성의 통신신호에 미치는 강우 영향분석”, *Telecommunication Review* 제6권 제6호, 한국전자통신학회, pp.704-718.
3. G. Bussard, P. A. Watson, 1995, “Atmospheric Modeling and Millimetre Wave Propagation”, Chapman & Hall, pp.195-206, pp.267-295.
4. ITU, 1990, “전파기상 데이터”, *CCIR report 563-4*, Vol. V.
5. ITU, 1990, “지구-우주 전기통신 시스템에 필요한 전파전파 데이터 및 예측 방법”, *CCIR report 564-4*, Vol. V.
6. L. J. Ippolito, R. D. Kaul, R. G. Wallace, 1983, “Propagation Effects Handbook for Satellite System Design”, *NASA Reference Publication 1082(03)*, 3rd ed., pp.45-93.
7. Sebastian Tirró, 1993, “Satellite Communication System Design”, Plenum, pp.311-318.
8. Timothy Pratt, Charles W. Bostian, 1986, “Satellite Communication”, Jhon Wiley & Sons, pp.334-340.
9. 入江 浩一, 1988, “降雨強度分布の對數正規分布, ガンマ分布および Moupfouma 分布近似”, 電子情報通信學會誌, Vol. J71-B No. 12, pp.1724-1726.