

## 降雨에 의한 急斜面의 일시적인 飽和帶形成과 중간류 流出

### The Formation of Transient Saturation Zone and the Subsurface flow on the Steep Hillslope by Rains

안 중 기\* / 최 무 응\*\*

An, Jung-Gi / Choi, Moowoong

#### Abstract

On steep hillslopes, saturation zone formations and subsurface flows were monitored through the observation systems of observation wells, tensiometers and trenches. By the 103 mm rain which had fallen on the hillslope with dry soil moisture, the saturation zone began to be formed at the top of hillslope during the rain and developed to be formed within a few hours after the end of rain on all hillslope. Subsurface water outflowed mainly from the soil profile of 0~40 cm depth, but did not outflow from the one of 40~80 cm depth. This saturation zone seemed to be formed by partially saturation of soil. This resulted for two reasons. Firstly, the saturation zone was formed by a smaller amount of rain than that required. Secondly, the soil at a certain depth below the water table was unsaturated. Saturation zones formed by pre rains responded rapidly to rains and subsurface water outflowed mainly from the soil profile of 40~80 cm depth simultaneously with the rising of the water level. The rates of subsurface discharge from the soil profile of 40~80 cm depth to the precipitation were related to the antecedent precipitation although the maximum water levels of saturation zone formed by four rains were similar.

*keywords* : saturation zone, subsurface flow, rain, water level of saturation zone

#### 요 지

급사면에 관측정, 텐시오메타, 트렌치 등의 시설을 설치하고 포화대의 형성 과정과 중간류의 유출 특성을 관측하여 분석하였다. 사면의 토양이 건조한 때에 내린 강우(총강우량 103 mm)에 의해 포화대는 사면 상부 관측정부터 형성되기 시작하여 강우 종료 수 시간 후에 사면 전체에 발달하였다. 이 포화대는 포화대 형성에 필요한 것보다 적은 양의 강우에 의해 형성되었고, 포화대내의 일부 깊이의 토양 수분이 불포화 상태이었기 때문에 포화대는 침투수가 일부 토양만을 포화시켜 형성된 것으로 판단된다. 이 포화대로부터 중간류는 포화대 형성 초기에 0~40 cm 깊이의 토양층을 통해 유출될 뿐 40~80 cm 깊이의 토양층을 통한 유출은 거의 없었다. 사면에 형성된 기존의 포화대의 수위는 강우에 빠르게 반응하며 중간류는 수위상승과 동시에 대부분 40~80 cm 깊이의 토양층을 통해 유출되기 시작하였다. 포화대의 최대 수위가 유사한 4개 강우의 40~80 cm 깊이의 토양층을 통한 중간류 유출률은 선형 강우량과 관계가 있었다.

**핵심용어** : 포화대, 중간류 유출, 강우, 포화대의 수위

\* 농어촌진흥공사 지하수사업처

\*\* 건국대학교 이과대학 지리학과 교수

## 1. 서론

강우에 의해 사면에 일시적으로 형성되는 포화대(saturation zone)는 유역유출의 주요성분이 되는 중간류 유출(subsurface flow)과 포화지표유출(saturation overland flow)을 발생시키기 때문에 많은 관심을 받아왔다.

현재까지 외국에서는 포화대 형성의 요인, 중간류 유출의 메커니즘, 중간류 유출이 유역유출에 기여하는 정도 등에 관한 많은 연구들이 진행되었다. 포화대 및 중간류 유출은 불투수성 기반암이 존재하거나 뚜렷한 토양 층위가 발달한 사면에서 발생하며(Weyman, 1973; Hammermeister 등, 1982a) 이 때 사면의 형태, 토양의 투수계수 등이 중간류 유출을 발생시키는 주요 요인으로 밝혀지고 있다(Freeze 1972; Anderson과 Burt, 1978; Anderson, 1982). 중간류 유출은 불투수층 상부의 투수계수가 큰 층위를 통해 발생하거나(Whipkey와 Kirby, 1978), 식물 뿌리의 부식, 토양 동물 등에 의해 형성된 대공극을 통해 빠르게 발생하며(Mosley, 1979; McDonnell, 1990; Haria 등, 1994) 또한 토양과 기반암의 경계부를 통해 발생하기도 한다(Montgomery 등, 1997). 강우시 포화대의 수위와 중간류 유출량 등의 관측 연구와 함께 중간류의 용존이온 및 동위원소의 농도 분석에 의한 중간류 발생의 메커니즘 규명(Pilgrim 등, 1978; Sklask 등, 1986; Leaney 등, 1993), 모의강우실험에 의한 중간류의 평균 유속 측정(Mosley, 1982), 수치 모델링(Beven 1982; Smettem 등, 1991) 등이 진행되어

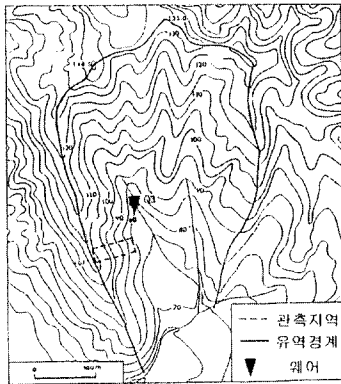
왔다. 지금까지 우리나라에서의 연구로는 김재수(1991)의 입내 사면에서의 근계 흡수 모델에 대한 연구, 이노훈과 이은태(1996)의 지표포화지역, 중간류 유출, 토양수분 저류량 관계에 대한 수치 모델링 연구 등이 있지만 아직까지 야외 관측자료 및 연구가 드문 실정이다. 우리나라의 기상, 지형 조건하에서 포화대 형성 및 중간류 유출의 발생 시기, 크기, 과정 등에 관한 야외 관측 및 자료 분석은 유역 내부에서 발생하는 수분현상의 이해를 위해 중요하다. 따라서 본 연구에서는 화강암지대의 급사면에 관측정, 텐시오메타, 트랜치 등을 설치하고 약 1년 동안 포화대의 수위 및 중간류 유출량을 관측하여 포화대 형성과정과 중간류 유출특성을 분석하였다. 또한 관측 자료 중에서 사면의 토양이 건조한 시기에 포화대가 형성되는 메커니즘을 검토하였다.

## 2. 관측방법과 사면토양의 물리적 특성

### 2.1 관측방법

연구 지역은 경기도 여주군 점동면 부곡리에 위치한 사면으로 경사는 약 34°이다. 사면에는 높이가 3~5m 되는 리기나소나무, 졸참나무, 갈참나무가 많이 자라고 있으며 밑거름은 2.5개체 $m^2$  정도이다. 이 사면에 관측시설을 설치하고 1993년 7월 25일부터 1994년 9월 4일까지 강수량, 토양수분의 매트릭포텐셜, 포화대의 수위 및 중간류 유출량을 관측하였다(그림 1). 강수가 발생하면 1주일 동안은 집중적으로 관측하였고 그 외는 1주일에 1회~3회 정도 관측하였다. 관측시설의 제원과 관측기간은 표 1과 같고 관측시설의 설치

(a) 관측지역 주변의 지형



(b) 관측시설의 위치

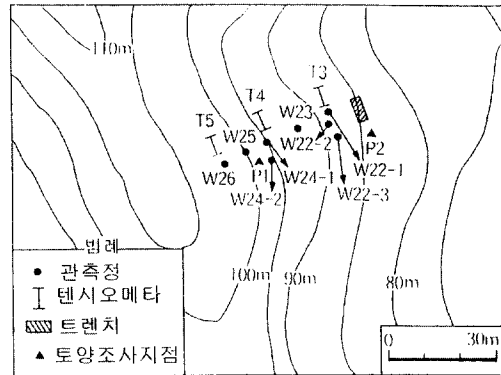


그림 1. 관측지역 주변의 지형과 관측시설의 위치

표 1. 관측시설의 설치깊이 및 관측기간

관측시설	지점	설치깊이(cm)	관측기간
관측정	W22-1	70	'93. 7. 20~'94. 8. 29
	W22-2	110	'93. 7. 25~'94. 5. 10
	W22-2	118	'94. 5. 10~'94. 9. 4
	W22-3	102	'94. 5. 10~'94. 8. 29
	W23	99	'94. 5. 10~'94. 8. 29
	W24-1	107	'93. 7. 25~'94. 5. 10
	W24-1	113	'94. 5. 10~'94. 9. 4
	W24-2	102	'94. 5. 10~'94. 8. 29
	W25	80	'93. 5. 10~'94. 8. 29
	W26	109	'94. 4. 11~'94. 8. 29
텐시오메타	T3	20, 40, 60, 80, 100	'93. 7. 23~11. 22 '94. 4. 11~ 8. 10
	T4	20, 40, 60, 80	'93. 7. 23~11. 22 '94. 5. 3~ 8. 10
	T5	20, 40, 60, 80	'94. 6. 15~ 8. 10

와 관측방법은 다음과 같다.

- 1) 강수량: 강수량은 사면에 인접한 밭에 보통 우량계를 설치하여 측정하였다. 측정된 강수량은 차난손실량을 고려하지 않은 관목의 수관 부에 내린 총 강수량이다.
- 2) 포화대의 수위: 관측정은 직경 5 cm의 오기로 굴착한 구멍에 4 cm 직경의 PVC파이프를 넣어 만들었다. 스크린은 일직선의 흙을 파서 만들었고 스크린의 길이가 15 cm 되게 하였다.
- 3) 토양 수분의 매트릭 포텐셜: 텐시오메타는 각 지점에 20 cm 깊이 별로 설치하였고 이 때 텐시오메타 사이의 거리는 약 40 cm가 되게 하였다. 텐시오메타의 포리스콕은 内徑 1.3 cm, 外徑 1.8 cm, 길이 6 cm이며 압력은 수은 마노메타로 측정하였다.
- 4) 중간류 유출량: 중간류의 유출량은 사면 하부지점에 트렌치를 설치하여 측정했다. 트렌치는 지표면이 침식된 곳을 이용하여 폭 120 cm, 깊이 100 cm의 토양 단면을 만들고 길이 90 cm, 폭 40 cm 되는 플라스틱 물받이의 끝 부분을 단면 속에 5 cm 정도 넣어 만들었다. 이런 물받이는 지표 부근, 40 cm 깊이와 80 cm 깊이에 3개를 설치하여, 지표면과 40 cm 깊이 사이의 층(이하 1층이라 칭함)과 40 cm 깊이와 80 cm 깊이 사이의 층(이하 2층으로 칭함)에서 유출되는 중간류가 각각 2의 용기에 集水되도록 하였다.

토양층의 물리적 특성을 조사하기 위해 사면 상부와 하부지점에서 깊이별로 시료를 채취하여 飽和透水性數, 假比重, 공극률, 土性(soil texture)을 깊이별로 조사

하였다(그림 1). 포화투수계수와 가비중을 측정하기 위한 시료는 넓이 1.5m<sup>2</sup> 정도의 구덩이를 파서 부피가 100cc되는 토양 샘플링 캔(4.9 cm×5.5 cm)으로 8 cm 깊이 별로 채취하였다. 포화 투수계수는 실내투수계수 시험법으로 측정하였고 定水位法과 變水位法을 모두 실시하였다. Klute(1965)는 정수위법에 의한 투수계수 측정은 0.01 cm/min(1.67×10<sup>-5</sup> cm/sec) 이상인 시료에 적합하다고 하였으므로 정수위법 실험 결과가 이보다 작은 지점은 변수위법 실험 결과를 사용하였다. 가비중 측정결과 토양의 眞比重 평균값 2.65를 사용하여 공극률을 계산하였다. 토성은 체분석법과 비중계 분석법을 병행하여 분석하였다. 토양 시료를 건조시킨 후 토성분석용 細土와 자갈(입경이 2 mm 이상인 입자)을 분리하였으며 이 때 자갈의 重量比를 구하였다. 모래의 함량비는 체 분석법에 의해 측정하였고 미사와 점토의 함량비는 비중계 분석법에 의해 그 함량비를 구하였으며, 粒徑 구분과 토성 결정은 미국 농무성 분류 방법을 적용하였다. 관측시설의 고도와 위치를 측정하기 위해 레벨 측량과 평판 측량을 실시하였고 레벨 측량의 수준점은 급사면 인근에 위치한 지하수 관측정 W29의 지면을 기준으로 설정하였다.

## 2.2 사면 토양의 물리적 특성

관측정 설치 심도 및 토양시료 채취시 굴착한 구덩이의 단면을 보면 급사면 토양의 최대심도는 약 120 cm이다. 토양은 양토(loam), 식양토(clay loam), 사질식양토(sandy clay loam), 미사질 양토(silt

표 2. 연구지역 토양의 물리적 특성

지점 깊이(cm)	P1			P2		
	토 성	투수계수 (cm/sec)	공극률	토 성	투수계수 (cm/sec)	공극률
0-8	loam	$5.89 \times 10^{-3}$	0.60	loam	$3.49 \times 10^{-3}$	0.65
8-16	clay loam	$7.78 \times 10^{-3}$	0.59	loam	$8.10 \times 10^{-3}$	0.54
16-24	loam	$9.82 \times 10^{-3}$	0.58	loam	$1.17 \times 10^{-2}$	0.51
24-32	loam	$5.61 \times 10^{-3}$	0.48	loam	$1.02 \times 10^{-2}$	0.53
32-40	clay loam	$8.10 \times 10^{-3}$	0.49	loam	$2.56 \times 10^{-3}$	0.52
40-48	clay loam	$2.39 \times 10^{-1}$	0.47	loam	$1.27 \times 10^{-3}$	0.45
48-56	clay loam	$1.25 \times 10^{-3}$	0.46	sandy clay loam	$4.18 \times 10^{-1}$	0.44
56-64	clay loam	$2.06 \times 10^{-1}$	0.39	sandy clay loam	$9.97 \times 10^{-4}$	0.39
64-72	silt loam	$5.32 \times 10^{-1}$	0.44	sandy clay loam	$2.54 \times 10^{-3}$	0.41
72-80		$4.09 \times 10^{-5}$	0.41	sandy clay loam	$1.18 \times 10^{-3}$	0.38
80-88		$1.14 \times 10^{-1}$	-		-	-
100-110	loam	$8.41 \times 10^{-5}$	0.45		-	-
110-120	-	-	-	sandy clay loam	$3.81 \times 10^{-3}$	0.39

\* - 는 결측

loam) 등 4개의 토성으로 구성되었다(표 2). 사면 상부(P1)는 주로 양토와 식양토로 구성되었고 하부(P2)는 양토와 사질식양토로 구성되어 있어 사면 상부가 하부보다 점토가 많은 경향을 보이고 있다. 즉 사면 상부(P1)는 점토의 구성비가 큰 40 cm 두께의 식양 질층이 있지만 하부 지점(P2)은 그 대신 같은 두께의 사질식양질층이 존재한다. 토양 시료(자갈과 세토) 중 점토의 구성비는 P1 지점이 약 23%, P2 지점이 약 17%이다.

공극률은 약 0.38~0.65이며 깊이가 증가할수록 감소하는 경향이 뚜렷하게 나타난다(표 2). 포화투수계수는  $4.09 \times 10^{-5} \sim 1.17 \times 10^{-2}$  cm/sec의 범위에 있다. P1 지점의 투수계수는 깊이가 증가할수록 감소하는 경향을 보이고 있다. 지표에서 40 cm 깊이 사이의 투수계수는  $10^{-3}$  cm/sec 이상이며 40~72 cm 깊이에서  $10^{-1}$  cm/sec 정도의 투수계수가 나타난다. 그리고 72 cm 깊이 아래에서는  $10^{-5}$  cm/sec 정도의 투수계수가 나타나고 있다. P2 지점은 48~56 cm 깊이의 토양에서  $4.84 \times 10^{-1}$  cm/sec의 투수 계수가 나타났지만 대부분  $10^{-3}$  cm/sec 이상이다. 지표에서 120 cm 깊이까지의 수직방향의 평균투수계수는 P1 지점이  $2.05 \times 10^{-4}$  cm/sec, P2 지점이  $1.65 \times 10^{-3}$  cm/sec로 두 지점이 10배 정도 차이가 나지만, 수평 방향의 평균투수계수는 P1 지점이  $2.56 \times 10^{-3}$  cm/sec, P2 지점이  $4.21 \times 10^{-3}$  cm/sec로 거의 유사하다.

토양 단면에서 육안으로 구분되는 대공극이 많이 발견되었으며 P2 지점의 경우 지표면에서 25 cm 깊이까지의 단면에서 장경 1 cm 이상인 공극이 5개가 발견되었다

### 3. 관측결과 및 고찰

#### 3.1 급사면 포화대의 년변화

그림 2는 약 13개월의 관측기간 중 사면에 형성된 포화대의 수위변화를 나타낸 것으로 본 지역에서 포화대는 우량이 큰 경우가 내린 7월과 9월 사이에 형성되었다. 관측기간 중 포화대의 최고 수위는 강우가 100 mm 이상 내린 '94년 여름철에 나타났다. 사면의 기저 부에 위치한 W22 2의 최고 수위는 '94년 7월 1일과 8월 29일에 나타나며 이 때 지하수면이 지표면까지 상승하였다. 94년 6월 29일부터 7월 1일까지 내린 191.4 mm의 강우 W22-2의 지하수면은 강우 중에 지표면까지 상승하였으며 이 때까지 내린 강우량은 130.8 mm였다. 관측정의 심도로 볼 때 관측기간 중에 약 120 cm 깊이의 토양까지 포화되었고 포화대의 두께는 최소 60 cm에서 최대 120 cm 정도가 된다. 포화대의 지속 기간은 포화대 형성 이후의 강우량에 따라 차이가 나고 있다. W24 1의 경우 93년 8월 2일에 내린 79.6 mm 강우에 의해 형성된 포화대는 9월 8일까지 37일간 계속 존재하여 관측기간 중 가장

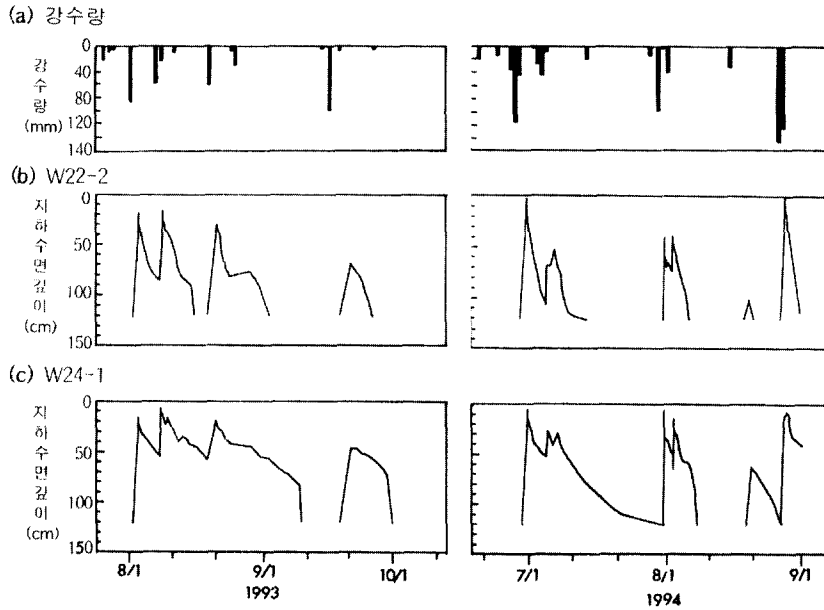


그림 2. 급사면 포화대의 수위변화와 강수량(1993. 7. 26. ~ 1994. 9. 4.)

오래 지속되었다(그림 2). 이 기간 중 강우일수는 7일, 총 강우량은 210 mm였고 50 mm 이상의 강우가 2회 내렸다. 포화대가 가장 짧게 지속된 때는 94년 8월 1일부터 8월 10일까지로 약 10일 간 존재하였고 이 기간 중에 강우량은 39.3 mm이다.

### 3.2 포화대의 형성과정과 중간류 유출

관측한 강우사상 중 토양수분의 초기 조건이 다른 두 사상을 선정하여 포화대 형성 및 발달 과정을 검토하였다. 토양이 건조하고 포화대가 존재하지 않을 때 내린 103 mm 강우(1994년 8월 1일)에 의해 포화대가 형성되는 과정과 이 때 형성된 포화대가 39 mm 강우(8월 3일)에 의해 발달하는 과정을 검토하였다. 중간류 유출량과 유출의 시간적 특성은 이 두 강우사상과 함께 94년 7월과 8월의 강우사상을 선정하여 분석하였다.

#### 3.2.1 강우에 의한 포화대 형성 및 발달 과정

103 mm 강우 전의 사면 토양은 건조하여 T3과 T4 지점 중 토양수분 매트릭포텐셜이 1,000 cm H<sub>2</sub>O 미만인 깊이가 있었다(표 5). 강우는 8월 1일 2시부터 내리기 시작하여 13시까지 총 19.7 mm가 내렸다. 강우강도는 14시부터 증가하여 14시부터 15시까

지 18.8 mm, 15시부터 16시까지 27.4 mm, 16시부터 17시까지 25.4 mm가 내려, 14시 이후에 전 강우량의 81%가 내렸다. 강우 개시 10시간 후에 포화대는 사면 상부의 W25, W26과 관측성 심도가 70 cm인 사면 기저부의 W22-1에서 형성되기 시작하였다(그림 3). 총 72 mm가 내린 14시간 후에는 W24-1, W25, W26에 포화대가 크게 형성되어 W24-1과 W25의 지하수면은 지표에서 약 4 cm 깊이에 위치하게 되었다. 지하수면이 지표면까지 상승하는 것을 관측하지 못했지만 이 시간 이후 25.4 mm/hr의 강우가 내린 점으로 볼 때 지하수면은 지표면까지 상승하고 그로 인해 지표포화유출이 발생하였을 것으로 추정된다. 총 98 mm의 강우가 내린 17시간 후에는 사면 하부에도 포화대가 발달하여 포화대는 사면 전체에 형성되었다. 그러나 사면 상부의 W25와 W26은 이전 보다 지하수면이 하강하였다. 강우 개시 20시간 후에는 모든 지점의 수위가 그 이전보다 하강하였는데 사면 하부의 관측성의 수위 하강량이 사면 중간의 관측성의 하강량보다 크게 나타났다.

이 강우에 의해 포화대가 형성되는 과정에서 다음과 같은 점을 발견할 수가 있다. 첫째, 사면 전체에 포화대가 크게 형성된 시간은 강우개시 17시간 후이지만, 강우강도가 커지고 대부분의 강우가 내리기 시작한 14

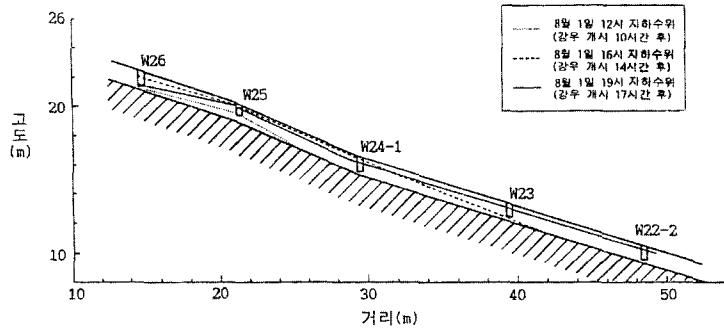


그림 3. 103 mm 강우에 의해 포화대가 형성되는 과정

시부터 보았을 때 포화대는 5시간 후에 전 사면에 크게 형성되었다. 사면이 건조한 때에 내린 강우강도가 큰 강우에 의해 포화대는 빠르게 발달하였다. 둘째, 포화대는 사면 하부보다는 사면 상부에 위치한 W25와 W26에서 먼저 형성되기 시작하였고 수위가 빠르게 상승하였다. 이것은 2.2절에서 진술한 바와 같이 사면 상부가 하부보다 점토의 구성비가 큰 것과 관계가 있는 것으로 보인다. 점토 성분이 많은 토양은 토양이 건조한 때 粗糙이 발달하기 쉽기 때문에 그로 인해 大孔隙이 발달할 수 있다. 강우는 입자들 사이에 형성된 대공극을 통하여 침투하여 포화대가 하부보다 빠르게 형성된 것으로 추정된다.

그림 4는 8월 1일의 강우에 의해 형성된 포화대가

8월 3일의 39 mm 강우에 반응하는 과정을 표시한 것이다. 강우 전에 관측정의 지하수면은 43~109 cm 깊이에 있었는데 이 중에서 W24-1과 W25의 지하수면 깊이는 약 40~50 cm로 지하수면이 다른 곳보다 얇은 곳에 위치하였다. 강우전의 토양 수분 매트릭 포텐셜은 -100 cm H<sub>2</sub>O 이상이였다. 강우는 12시 30분부터 18시 30분까지 내렸는데 12시 30분부터 13시 30분 그리고 14시 30분부터 15시 30분 사이에 15 mm/hr이상의 비가 내렸다(그림 4). 총 15.3 mm가 내린 강우 개시 1시간 후에 W22-2를 제외한 모든 지점의 수위가 상승하였지만 약 10 cm 상승한 W25를 제외하고 그 상승량은 3 cm 정도로 작았다. 4시간 후에는 대부분의 관측정의 수위가 크게 상승하여 최대 수위에 근접하였다. 강우 개시 1시간 후에 수위가 상승한 지점이 있었고, 강우가 거의 종료한 1시간 후 강우 개시 3.8시간 후에 수위가 최대치에 근접할 정도로 급사면의 포화대는 강우에 아주 빠르게 반응하여 발달하고 있다. 강우에 의해 포화대의 수위가 상승함과 동시에 비교적 적은 양이지만 중간류는 포화대로부터 유출하기 시작하였고 유출량은 포화대 수위변화와 유사하게 변화하고 있다(그림 4). 강우에 의한 포화대 수위와 중간류 유출의 변화 패턴을 유역 유출량의 변화와 비교하기 위해 그림 4에 급사면 인근에 위치한 소유역의 하천 유량의 변화를 함께 표시하였다. 하천 유량은 웨어틀 설치하여 측정하였고 측정 위치는 그림 1과 같다. 그림 4와 같이 강우에 의해 포화대의 수위와 중간류 유출량은 소유역의 하천 유량과 거의 유사하게 변화하고 있다.

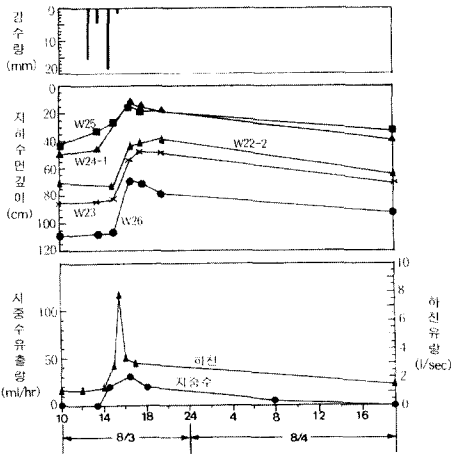


그림 4. 39 mm 강우에 의한 포화대의 수위, 지중수유출량 및 하천 유량의 변화

표 3. 1994년 여름 강우로 급사면에서 발생한 중간류의 유출량

강우일	강우량(mm)	10일 선행강우량(mm)	유출량(m <sup>3</sup> )			총유출률 (%)	하층유출률 (%)	강우전의 포화대존재 여부 <sup>1)</sup>
			합계	상층	하층			
94. 8. 1	103	13	957	947	9	0.017	0.0002	×
94. 8. 3	39	120	244	28	216	0.016	0.014	○
94. 7. 5	28	205	637	7	630	0.042	0.042	○
94. 7. 7	51	219	1,702	50	1,652	0.062	0.062	○
94. 8.28	268	0	572,643	1,480	571,163	3.956	3.946	×

1) ○ : 강우 전에 포화대가 존재, × : 강우 전에 포화대가 존재하지 않음.

3.2.2 포화대 형성에 의한 중간류 유출

앞 절의 두 강우와 1994년 7월~8월의 28 mm, 51 mm, 268 mm 강우에 의해 트랜치에서 유출된 중간류의 총 양은 244~572,643 m<sup>3</sup>이다(표 3). 토양층별 중간류 유출량은 사면의 토양이 건조한 때 내린 103 mm 강우의 경우 총 유출량 956 m<sup>3</sup> 중 947 m<sup>3</sup>가 0~40 cm 깊이의 토양층을 통해 유출되었지만, 다른 4개 강우는 중간류의 대부분이 40~80 cm

깊이의 토양층을 통해 유출되었다.

그림 5에 트랜치에서 약 12m 상부에 위치한 W22-2의 지하수위와 중간류 유출량의 시간적 변화를 표시하였다. 상층을 통한 중간류 유출은 강우 중에 발생하며 그 첨두는 하층의 유출 첨두보다 빠르게 나타난다(그림 5a). 103 mm 강우에 의한 상층의 중간류 유출은 심도가 118 cm인 W22-2의 수위 상승보다 빠르게 발생하여 상층의 중간류 유출은 강우가 토양의 깊이를 지점까지 침투하기 전에 지표 부근에 일시적으로 형

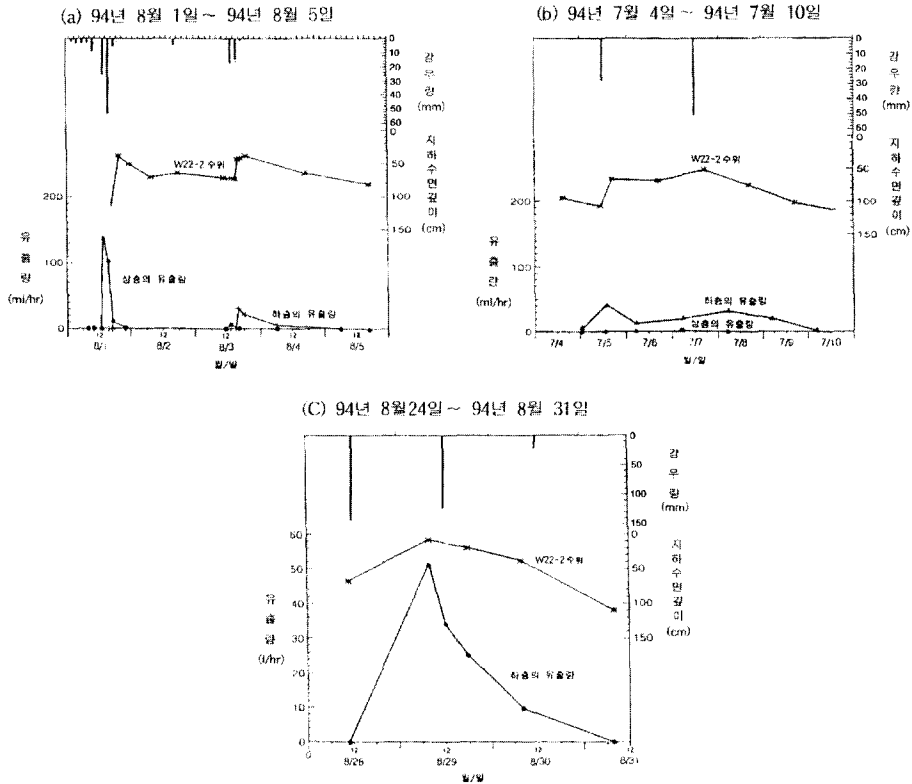


그림 5. 지중수유출량과 트랜치상부에 위치한 관측정(W22-2)의 수위 변화

성된 포화대로 부터 발생한 것이라는 것을 알 수 있다. 하층을 통한 중간류 유출은 강우 중에만 중간류가 유출되는 상층과는 달리 강우가 종료된 후에도 지속적으로 발생하며 유출량은 W22 2의 수위 하강과 유사한 패턴으로 감소하고 있다(그림 5).

강우량, 중간류 총유출량, 트렌치 상부의 사면 면적으로부터 중간류 유출률(강우량과 중간류 유출량의 비)을 계산하였다. 트렌치에서 능선까지의 거리가 약 60m이며 트렌치의 폭이 0.9m이므로 트렌치 상부의 사면 면적은 54m<sup>2</sup>를 적용하였다. 5개 강우의 중간류 유출률은 강우량의 0.017~3.956%로 강우사상에 따라 큰 차이를 보이고 있다(표 3). 사면의 토양 깊이는 120 cm 정도이지만 중간류 유출량을 측정하기 위해 설치한 트렌치의 깊이가 토양 깊이보다 얕은 80 cm 이기 때문에 실제 중간류 유출률은 이보다 될 것이다. 5개 강우 중 268 mm 강우의 유출률은 4% 정도로 다른 4개 강우의 유출률보다 100배 이상 큰데 이 강우에 의해 형성된 포화대의 수위는 거의 지표면까지 상승하였고(그림 2) 관측 도중 중간류가 대공극을 통해 지표로 유출하는 것이 관찰되었다. 다른 4개 강우에 의해 형성된 포화대의 수위는 268 mm에 의해 형성된 포화대의 수위보다 낮았다(그림 2). 268 mm 강우를 제외한 4개 강우의 하층을 통한 중간류 유출률은 10일간의 선행 강수량이 월수록 증가하는 경향이 나타난다(표 3). 선행 강수량이 13 mm에서 219 mm로 증가함에 따라 하층의 중간류 유출률은 0.0002%에서 0.062%으로 증가하였다. 이와 같이 이들 4개 강우에 의해 형성된 포화대는 그림 5의 W22 2의 수위와 같이 트렌치 부근의 최대 수위가 비교적 유사하지만 중간류가 주로 유출된 층과 중간류 유출률이 크게 다른 특징을 보이고 있다.

### 3.3 사면의 토양이 건조한 시기의 포화대 형성 메커니즘

8월 1일의 103 mm 강우에 의해 형성된 포화대는 포화대의 최대 수위가 비슷한 다른 강우에 비해 하층의 중간류 유출량과 유출률이 작은 특징을 보인다. 이때 형성된 포화대의 중간류 유출 특성이 다른 강우 사상과 차이가 나는 원인을 토양수분 관측자료를 이용하여 검토하였다. 16시까지의 강우량(72 mm)과 그 시각의 수위 상승량 자료로부터 포화대 1 cm를 형성시키기 위해 소요된 강우량을 계산하였고 여기서 이것을 비포화도(specific yield)으로 보았다.

표 4. 1994년 8월 1일의 강우에 의해 형성된 포화대의 비산출량

관측점	비산출량('94.8.1)	수분함량('94.4.27)	저장가능용량
W26	0.078	0.262	0.211
W24-1	0.068	0.262	0.211
W25	0.095	0.262	0.211
W22-1	0.134	0.195	0.293

$$\text{비산출량}(S) = \frac{P_{ti-tn}}{D_{ti-tn}} \quad (1)$$

여기서  $P_{ti-tn}$ 는 강우 개시(ti)부터 n시각(tn)까지의 강우량,  $D_{ti-tn}$ 는 n시각(tn)의 포화대의 크기이다.

4개 관점의 비산출량은 0.068~0.134로 W22-1을 제외한 W24-1, W26, W25의 비산출량이 0.1보다 작았다(표 4). 비산출량을 계산할 때 강우량에서 침투 전의 損失量 즉 遮斷과 地表流出에 의한 損失量을 제외하지 않았고 포화대 하부를 관측점의 깊이로 보았기 때문에 실제 비산출량은 이보다 작을 것이다. 강우 전의 토양수분의 함량을 알기 위해 토양 수분의 매트릭 포텐셜이 '94년 8월 1일의 강우전과 비교적 유사한 '94년 4월 27일의 토양수분 측정자료를 이용하였다(표 5). '94년 4월 27일에는 텐시오메타 설치 지점 부근의 토양을 채취하여 중량법으로 토양수분을 측정하였다. 이때의 水分含量 자료와 P1, P2 지점에서 조사한 假比重의 자료를 이용하여 容積水分含量을 계산하고, P1과 P2 지점의 공극을 평균값과 평균 용적 수분 함량으로부터 8월 1일에 포화대 1 cm가 형성되기 위해 필요한 水分量을 계산하였다. 여기서 이 수분양을 貯藏可能容量으로 정의하였다. 즉 저장가능용량 C는

$$C = e - \theta \quad (2)$$

여기서  $e$ 는 평균공극률

$\theta$ 는 평균 용적 수분 함량

계산 결과 4개 관점의 저장가능용량은 표 4와 같이 0.211~0.293이다. 8월 1일 16시에 형성된 포화대의 比滲出量은 저장 가능 용량의 0.3~0.5배 정도가 된다. 즉 강우 전의 토양수분 함량으로 볼 때 포화대 1 cm가 형성되기 위해 2.1~2.9 mm 정도의 강우가 필요하지만 실제로 포화대는 이보다 작은 0.7~1.3 mm의 강우에 의해 형성되었다. 이와 같은 불일치는 포화대 내의 토양 전체가 포화된 것보다는 토양 일부만이 포화되었기 때문에 발생한 것으로 보인다.



표 5. 1994년 4월 27일과 8월 1일의 급사면의 토양 수분 매트릭포텐셜(단위: cm H<sub>2</sub>O)

관측지점	T3					T4			
	20 cm	40 cm	60 cm	80 cm	100 cm	20 cm	40 cm	60 cm	80 cm
'94. 4. 27	-534	-1280	-1188	-137	0	-1227	-1208	-72	*
'94. 8. 1	-142	-1163	-625	-1200	-103	-25	-20	-1200	-1169

\*는 결측

토양수분 매트릭포텐셜과 관측정의 수위자료에서도 포화대가 토양 일부가 포화되어 형성된 것이라는 해석을 가능하게 한다. 그림 6은 8월 1일 강우 전후의 T4 지점의 매트릭포텐셜과 T4 지점에서 약 4m 떨어진 곳의 관측정 W24-1과 약 6m 떨어진 곳의 W24-2의 지하수위를 나타낸 것이다. W24-1은 강우가 내린 지 14시간 후에 지표에서 4 cm 깊이까지 포화대의 수면이 상승하였고 W24-2는 17시간 후에 약 30 cm 깊이까지 포화대의 수면이 상승하였다. 그러나 인근 T4 지점의 60 cm, 80 cm 깊이의 매트릭포텐셜은 20시간 후까지 300 cm H<sub>2</sub>O 보다 작았고, 60 cm 깊이의 매트릭포텐셜은 29시간 후에도 -50 cm H<sub>2</sub>O로 나타났다. W24-1의 8월 1일 16시의 수위로 볼 때 지표면 4 cm 깊이에서 113 cm 깊이 사이의 토양이 포화되었지만, 인근 T4의 60 cm 깊이, 80 cm 깊이의 토양 수분 매트릭포텐셜은 8월 1일 16시에서 24시까지 토양이 불포화 상태인 것으로 나타났다. 이와 같이 포화대 형성에 필요한 강우량보다 적은 양의 강우에 의해 포화대가 형성되고 지하수면 아래의 일부 깊이의 토양이 불포화상태인 점을 보면 포화대는 지하수면 아래의 토양

진체가 포화된 것보다는 토양 일부가 포화되어 형성된 것으로 보인다. Hammermeister 등(1982b)은 대공극 주위의 토양과 암석이 불포화되어 있는 중에 대공극을 통한 물의 흐름이 발생하는 것을 관측하였고 Smettem 등(1991)은 대공극을 통한 강우의 침투에 의해 아주 일시적인 지하수면이 대공극 내에 형성된다고 하였다. 또한 McDonnell(1990)은 크랙(crack) 주위의 토양은 불포화 상태로 있고 크랙과 같은 대공극만 포화되어 중간류의 유출이 발생할 수 있다고 하였다. 이런 연구와 유사하게 사면 토양이 건조한 시기에 103 mm의 강우에 의해 형성된 포화대는 포화대 내의 일부 토양이 포화상태이지만 대부분은 불포화상태인 것으로 판단된다.

#### 4. 결 론

1) 관측기간 중 포화대는 강수량이 큰 강우가 빈번히 내린 여름철에 형성되었다. 포화대의 두께는 60~120 cm이며 포화대의 지속기간은 포화대가 형성된 이후의 강수량에 따라 차이가 나타난다.

2) 사면의 토양이 건조한 때에 내린 강우(103 mm)에 의해 포화대는 강우강도가 커진 시점부터 수 시간 후에 사면 전체에 발달하였고, 기존의 포화대는 강우에 빠르게 반응하여 강우종료 후에 수위가 최대치에 근접하였다.

3) 포화대의 최대 수위가 유사해도 중간류가 유출된 토양층과 유출률은 강우전의 포화대 존재 여부와 선행 강우량에 따라 차이가 나타난다. 사면이 건조한 시기에 형성된 포화대의 경우 중간류는 대부분 0~40 cm 깊이의 토양층을 통해 유출되지만, 기존의 포화대가 강우로 발달한 경우 중간류는 주로 40~80 cm 깊이의 토양층을 통해 유출되고 중간류 유출률은 선행강우량과 관계가 있다.

4) 사면 토양이 건조한 때에 내린 강우에 의해 형성된 포화대는 포화대 형성에 필요한 것보다 적은 양의 강우에 의해 형성되었고, 포화대 내의 일부 깊이의 토양 수분이 불포화 상태이었기 때문에 포화대는 침투수가 일부 토양만을 포화시켜 형성된 것으로 판단된다.

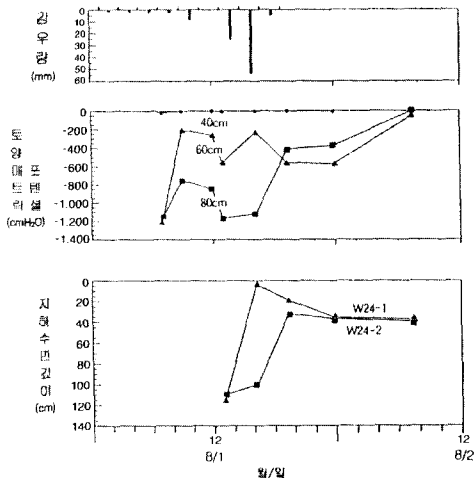


그림 6. 103 mm 강우에 의한 포화대의 수위와 토양수분 매트릭 포텐셜 변화

## 참 고 문 헌

- 김재수, (1991). "林内 斜面에서의 根系 흡수모델" 중  
북대학교 농업과학연구, 제9권, 제1호.
- 안중기, (1995). 소유역 곡저부 천층지하수의 수위와  
흐름변화. 박사학위논문, 건국대학교.
- 이도훈, 이은태(1996). "지표포화지역-중간류유출-흡  
수분적류량 II. 동적분석." 한국수자원학회지, 한  
국수자원학회, 제29권, 제2호, pp. 143-151.
- Anderson, M.G. and Burt, T.G. (1978). "The role of  
topography in controlling throughflow  
generation." *Earth Surface Processes*, Vol. 3,  
pp. 331-334.
- Beven, K. (1982). "On subsurface storm flow:  
predictions with simple kinematic theory for  
saturated and unsaturated flow." *Water  
Resources Research*, Vol. 18, No. 6, pp.  
1627-1633.
- Freeze, R.A. (1972). "Role of subsurface flow in  
generating surface runoff: 2. Upstream source  
areas." *Water Resources Research*, Vol. 8, No.  
5, pp. 1272-1283.
- Hammermeister, D.P., Kling, G.F. and Vomocil, J.A.  
(1982a). "Perched water tables on hillsides in  
western Oregon: I. Some factors affecting their  
development and longevity." *Soil Science  
Society American Journal*, Vol. 46, pp.  
811-818.
- Hammermeister, D.P., Kling, G.F. and Vomocil, J.A.  
(1982b). "Perched water tables on hillsides in  
western Oregon: II. Preferential downslope  
movement of water and anions." *Soil Science  
Society American Journal*, Vol. 46, pp.  
819-826.
- Haria, A.H., Johnson, A.C., Bell, J. P. and  
Batchelor, C.H. (1994). "Water movement and  
isoproturon behaviour in a drained heavy clay  
soil: 1. Preferential flow processes." *Journal of  
Hydrology*, Vol. 163, pp. 203-216.
- Klute, A. (1965). "Laboratory measurement of  
hydraulic conductivity of saturated soil." *Method of soil analysis, Part 1 Physical and  
mineralogical methods*, Edited by Black, C.A.,  
1st Edition, American Society of Agronomy,  
pp. 210-221.
- Leaney, F.W., Smettem, K.R.J. and Chittleborough,  
D.J. (1993). "Estimating the contribution of  
preferential flow to subsurface runoff from a  
hillslope using deuterium and chloride." *Journal  
of Hydrology*, Vol. 147, pp. 83-103.
- McDonnell, J.J. (1990). "A Rationale for old water  
discharge through macropores in a steep,  
humid catchment." *Water Resources Research*,  
Vol. 26, No. 11, pp. 2821-2832.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., Torres, R.,  
Anderson, S.P., Heffner, J.T. and Loague, K.  
(1997). "Hydrologic response of a steep,  
unchanneled valley to natural and applied  
rainfall." *Water Resources Research*, Vol. 33,  
No. 1, pp. 91-109.
- Mosley, M.P. (1979). "Streamflow generation in a  
forested watershed, New Zealand." *Water  
Resources Research*, Vol. 15, No. 4, pp.  
705-806.
- Mosley, M.P. (1982). "Subsurface flow velocities  
through selected forest soils, South Island,  
New Zealand." *Journal of Hydrology*, Vol. 55,  
pp. 65-92.
- Pilgrim, D.H., Huff, D.D. and Steele, T.D. (1978).  
"A field evaluation of subsurface and surface  
runoff (II) Runoff Processes." *Journal of  
Hydrology*, Vol. 38, pp. 319-341.
- Sklash, M.G., Stewart, M.K. and Pearce, A.J.  
(1986). "Storm runoff generation in humid  
headwatercatchments: 2. A case study of hillslope  
and low-order stream response." *Water  
Resources Research*, Vol. 22, No. 8, pp.  
1273-1282.
- Smettem, K.R.J., Chittleborough, D.J., Richards,  
B.G. and Leaney, F.W. (1991). "The influence  
of macropores on runoff generation from a  
hillslope soil with a contrasting textural class." *Journal of Hydrology*, Vol. 122, pp. 235-252.
- Weyman, D.R. (1973). "Measurements of the  
downslope flow of water in a soil." *Journal of  
Hydrology*, Vol. 3, pp. 267-288.
- Whipskey, R. Z. and Kirby, M. J. (1978). "Flow  
within the soil." *Hillslope hydrology*, Edited by  
Kirby, M.J., John Wiley & Sons, pp. 121-144.

· 회종일 : 1998년 1월 30일 ·