

소유역의 사면에서의 대공극발달의 공간적 분포

Spatial Distribution of Macropore Development on a Hillslope

곽용석*, 김상현**,
Yong-seok Kwak, Sang-Hyun Kim

요 지

사면에서 발생되는 강우유출과정에 기여하는 대공극의 영향은 그 중요성에도 불구하고 잘 알려져 있지 않다. 특히 대공극의 공간적분포특성에 대한 현장측정은 이뤄지지 않았다. 본 연구의 실험지역은 경기도 포천시 광릉수목원에 있는 작은 소유역이다. 이 지역의 정밀한 측량을 하여 수치고도모형(DEM)을 얻었다. 이 수치고도모형을 바탕으로 수치지형분석을 통해 흐름선을 파악하여 총 20지점을 선정하였다. 각 지점에서의 대공극을 통한 수직적인 유동들은 장력침투계를 사용하여 지표면아래 깊이 10cm에서 측정하였다. 공간적 토양의 특성분포를 파악하기 위해 각 지점에서의 체적밀도와 점토함량을 조사하였다. 토양수분의 공간적 분포 특성은 TDR(Time Domain Reflectometry)방식인 TRASE를 이용하여 토양수분 값을 얻었다. 이러한 다양한 공간적 특성들은 대공극발달의 공간적 분포특성을 파악하는 중요자료가 된다.

소유역을 크게 기여사면 면적을 기준으로 상부, 중부, 하부로 나누어 대공극의 유효 공극율과 대공극흐름율을 계산하였다. 상부에서의 유효 대공극율의 평균값과 변동계수는 각각 4.3%, 42.1%이고, 대공극흐름율의 평균값과 변동계수는 각각 45.0%, 26.6%이다. 중부에서는 유효 대공극율의 평균값과 변동계수는 6.8%, 37.3%이고, 대공극흐름율의 평균값과 변동계수는 56.2%, 14.4%이다. 그리고 하부에서의 유효공극율의 평균값과 변동계수는 12.5%, 58.3%이고 대공극흐름율의 평균값과 변동계수는 64.5%, 24%이다. 이는 유효 대공극율과 대공극흐름율의 비율은 기여사면 면적이 증가할수록 증가하였다. 이는 대공극을 통한 물 이송 능력이 원두부로 갈수록 증가한다는 것을 보여주고 있다.

핵심용어 : 대공극, TDR(Time Domain Reflectometry), 장력침투계, 광릉국립수목원

1. 서 론

불포화대에서의 강우사상시 대공극흐름의 중요성은 강우강도, 수리전도도, 수리학적 구배에 의존한다.(Germann, 1990). Mosley (1979)는 대공극을 통한 지표하 흐름은 강우-유출에 주요한 요인이라고 하였다. 대공극의 형성은 동물계, 식물 뿌리, 바위의 갈라진 틈, 자연적인 토양속의 관 의해 형성된다고 하였다. (Beven and German 1982) Noguchi, S et al. 1997)는 지표하 침식 36.9%, 뿌리채널 36.5%, 지표하 침식과 뿌리채널의 상호작용 19%, 동물계 4.2%으로 정량했으며 나머지 3%는 측정하기가 불가능하다고 하였다. 대공극의 형성요인에서 지표하 침식은 지표하 흐름에 의한 것으로, 대공극의 유지, 발달에 있어서 중요하다 (Tsukamoto et al., 1988; Terajima et al., 1996; Noguchi et al., 1997). 이러한 대공극을 측정하는 장비로써 장력침투계는 유용하고 신뢰성이 있다(Baird, 1997). 장력침투계 실험에서는 토양의 죄상단층의 영향이 고려되고 정상상태에서 상대적으로 짧은 시간에 이루어진다고 가정한다(Casanova et al. 2000).

공극크기(r)와 장력(h)의 관계는 모세관 상승관계로부터 계산된다.(Bear. 1972)

$$r = \frac{2\gamma \cos(\theta)}{\rho g h} \quad (1)$$

* 정희원. 부산대학교. E-mail: kikiken@pusan.ac.kr

** 정희원. 부산대학교 교수. E-mail: kimsangh@pusan.ac.kr

γ 는 표면장력(MT^{-1})이고, h 는 장력(L)이다. r 은 포화대에서 최대공극반지름(L)을 말하고, Θ 는 물과 공극벽과의 각도이다. ρ 와 g 는 각각 물의 밀도(ML^{-3})과 중력가속도(LT^{-2})이다. 식(1)은 어떤 정해진 장력에 있어서 물이 흘러가는 범위는 반지름(r)보다 작은 공극들을 통해서만 흘러간다는 가정을 두고 있다. 모세관 이론과 poiseuille's law에 의해 단위면적당 유효 대공극 최대 수를 구할 수 있다.

$$N(r) = \frac{8\mu K(r)}{\pi \rho g r^4} \quad (2)$$

$$\epsilon(r) = N(r)\pi r^2 \quad (3)$$

$K(r)$ 은 공극반지름(r)을 통과하는 물의 흐름(LT^{-1})이다. 식(2)에다 물이 통과하는 유효공극의 면적을 곱하면 물을 이송하는 공극율(식3)이 된다. Bodhinayake 등(2004)은 장력침투계 측정에 기본하여 물을 이송시키는 공극률에 대한 일반적인 식을 유도하였다.

$$\epsilon(a, b) = \int_a^b \frac{dK(r)}{dr} \frac{1}{Q(r)} \pi r^2 dr \quad (4)$$

여기서 공극크기(r)은 식(1)에 의해 장력(h)으로서 표현할 수가 있다. $Q(r)$ 은 정상상태에서 어떤 공극(r)을 통과하는 침투율이다. 유효대공극부피분율을 다음과 같은 식에서 계산된다.

$$\text{유효 대공극 부피분율} = \frac{\text{대공극을 통과하는 부피}}{\text{물이 통과하는 총 공극 부피}} \times 100 \quad (5)$$

정상상태에서의 K 와 ψ 의 관계는 Wooding(1968)과 Gardner(1958)을 기본으로 한다.(Ankeny et al(1991), Reynolds and Elrick(1991), Messing and Jarvis(1993), Casabiva et al(2000))

$$K = K_s \exp(\alpha\psi) \quad (6)$$

$$Q_s = \pi r^2 K + \frac{4rK}{\alpha} K_0 < K \quad (7)$$

위의 식(6), 식(7)에서 ψ 는 장력(cm)이고 Q 는 유량(cm³/sec)이다. K_s 와 K 는 각각 포화수리전도도와 불포화 수리전도도이다. a 는 지수곡선의 기울기이고 r 은 디스크의 지름이다. 식(6)의 K 를 식(7)에 대입하면 식(8)과 같다.

$$\ln Q_s = \alpha\psi_0 + \ln \left[\left(\frac{4a}{\alpha} + \pi a^2 \right) K_s \right] \quad (8)$$

위와 같은 식들에서 포화수리전도도와 $K-\psi$ 의 관계를 가지고 대공극의 흐름율을 구할 수 있다. 대공극에 대한 정의는 많은 연구가 있음에도 불구하고 통일된 정의는 존재하지 않는다(Luxmoore et al,1990). 우리는 대공극의 정의를 $K-\psi$ 관계에서 기울기가 가장 급격하게 꺾이는 장력 -3cm을 대공극과 미세공극간의 임계 기준으로 정했다(Watson and Luxmoore(1986), Baird.1997)). 이는 포화수리전도도에서 대공극흐름율을 나타내는 데 아주 중요한 기준이다. (Baird,1997).

$$\text{Macropore flow\%} = \frac{K_{fs} - K(-3\text{cm})}{K_{fs}} \times 100 \quad (9)$$

식(5)과 식(9)에서 대공극흐름율과 유효대공극부피분율을 계산하는 과정에서 장력 -3cm는 중요한 기준이 되며, 이 장력에 해당하는 공극지름의 크기는 0.1cm에 해당한다.

2. 연구유역과 실험방법

연구지역은 경기도 포천군 광릉수목원에 있는 작은 소유역이다. 유역면적은 7700 m²이고 토양종류는 사양토이고, 점토는 평균 7.6%로서 아주 작은 값이다. 점토의 높은 함량은 토양구조와 대공극의 크기와 범위 그리고 유효대공극을 팽창과정에 의해 감소시켜 물의 이송을 제약시킨다. (Jabro.1996). 체적밀도와 공극율은 평균적으로 1.06g/cm³, 60%이다. 대공극의 분포에 대한 지형분석을 하기 위해 TheoDolite (DP-208P, TOPCON)을 사용하여 유역에 대한 집중적인 지형조사를 하여 DEM(0.5m×0.5m)을 만들었다. 침투실험을 하기 위한 적당한 지점은 선정하기 위해 토양수분의 흐름을 파악하기 위해 습윤지수를 사용하였다(Beven and Kirkby, 1979; O'Loughlin, 1986). 습윤지수 ($\ln(A/\tan\beta)$)에서 A 는 기여사면면적이고 $\tan\beta$ 은 지역적인 사면경

사이다. 습윤지수는 SFD(Single flow direction algorithm, O'Callaghan and Mark, 1984), MFD (multiple flow direction algorithm, Quinn et al. 1995)에 의해 계산된다. SFD는 8개의 이웃격자 중에서 경사가 가장 급한 격자로만 흐름을 분배하고 MFD는 중심경사 보다 낮은 모든 방향으로 흐름을 분배하는 것이다. 계산된 습윤 지수를 등습윤지수선을 그리고 이 등습윤지수선에 수직방향으로 흐름경로가 형성될 것이라는 가정 하에 총 23지점을 선정하였다(그림1). 실험은 장력침투계 (Soilmeasurement systems, Tucson, AZ)을 이용하여 사면에서의 대공극의 공간적분포를 알아봤다. 침투실험을 할 선정된 지점에서 토양층을 수평으로 만들어야 하는데 경사가 가파른 지점에서는 직각으로 절토한다(Sullivan et al. 1996). 1차실험에서는 8개 지점, 2차실험에서는 19개 지점을 수행하고 3차실험에서는 19개 지점에서 -8cm, -3cm 의 장력을 기준으로 하였다(표1). 이 값은 지수기울기(a)를 구하는데 가장 적당한 범위이다. 침투율 측정과정은 표면에 있는 부식물을 제거한 뒤 10cm 깊이로 평평하게 절토한 뒤 입자가 가는 모래를 디스크 크기만큼 얇게 뿌린다. 그리고 장력침투계로 정해진 장력기준에 따라 침투율이 정상상태가 될 때까지 측정한다.

지점	
1차 실험 (06.8.9)	A3,A4,B1,B2,B4,C1,C2,C3
2차 실험 (06.9.27~29)	A2,A3,A4,A5,C1,C2,C3,B4,D1,D2,D3, D4,E1,E2,E3,E4,V1,V2,V3
3차 실험 (07.3.20~23)	A2,A3,A4,A5,B1,B2,B3,B4,C1,C2,C3, C4,E1,E2,E3,E4,D1,D2,D3

표 1 실험일정 및 지점

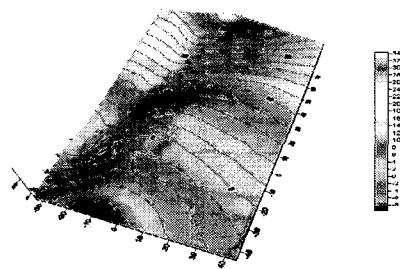


그림 1 각 지점의 위치

3. 결 과

3.1 흐름선 vs 대공극흐름율, 유효대공극부피분율

그림(2)은 각 지점에 따른 대공극을 통한 흐름을 퍼센트로 나타낸 것이다. 등습윤지수선에 의해 결정된 각 흐름선(A,B,C,D,E,V)을 따라서 대공극흐름률이 대체로 증가하는 것을 볼 수 있다. A4, B1, D1에서 값이 차이가 나는 이유는 초기토양수분의 차이와 디스크와의 밀착성 정도에 따른 결과라고 볼 수 있다.

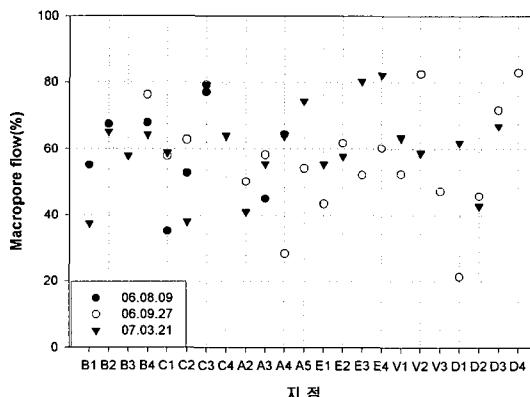


그림 2 각 지점에서의 대공극흐름율

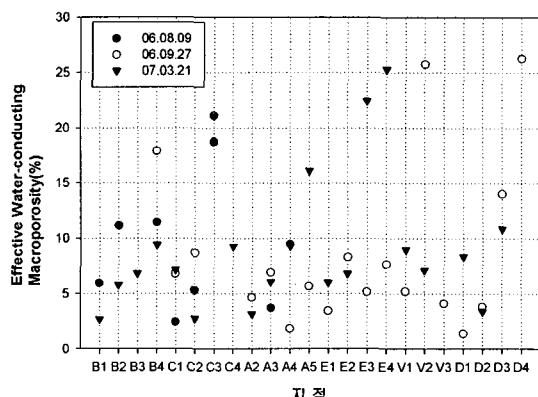


그림 3 각 지점에서의 유효대공극부피분율

그림(3)은 각 지점에서의 물이 이송되는 공극 부피 중에 대공극부피를 나타낸 것이다. 이들의 값을 보면, 총 공극부피율에서 실제로 물이 흐르는 공극부피중에 대공극부피를 말하는 것으로 아주 작은 부피를 차지하고 있다. 그림(2)와 그림(3)을 종합하면, 대공극 부피분율이 총 공극 부피와 비교할 때 작다지만 대공극흐름율은

전체흐름율에서 상당한 비중을 차지하여 대공극의 중요성을 나타낸다. 이는 Thomas and phillips (1979) Watson and Luxmoore(1986)가 전채부피에서 대공극의 비율이 작지만 상당한 물의 부피를 이송하는 능력이 있고, 강우사상 빈도, 기간, 강도가 클수록 더 깊은 곳으로 상당한 물의 양을 빠르게 이송시킨다고 하였다. 유효대공극부피분율의 공간적 분포는 대공극흐름률의 공간적 분포와 유사하게 각 흐름선을 따라서 대체로 증가하는 것을 볼 수 있다.

3.2 기여사면 면적과 대공극 흐름율, 유효 대공극 부피분율

표 2는 각 지점에서의 MFD 알고리즘에 의해 구해진 기여사면면적을 다섯 범위($10, 20, 30, 40m^2$)로 나누어서 각 범위에 해당하는 지점들에서의 기여사면면적에 대한 대공극 흐름율, 유효대공극부피분율의 평균값과 변동계수를 나타낸 것이다.

기여사면면적(m^2)	0~9	10~19	20~29	30~39	40~49
대공극흐름율(%)	평균	47.03	57.08	65.76	58.17
	변동계수(%)	25.31	19.24	21.12	25.05
유효대공극부피분율(%)	평균	4.72	7.51	13.42	8.60
	변동계수(%)	45.77	65.37	64.50	50.39
					40.65

표 2 기여사면면적에 대한 대공극흐름율과 유효대공극부피분율의 평균과 변동계수

그림(4),그림(5)은 각 지점에서의 MFD 알고리즘에 의해 구해진 기여사면면적과 대공극흐름율, 유효대공극부피분율을 나타낸 것이다. 여기서 기여사면면적은 각 범위에 해당하는 지점들의 기여사면면적들의 평균값이다. 대체적으로 기여사면면적이 증가할 수록 대공극 흐름율과 유효 대공극 부피분율이 증가하는 것을 볼 수 있다. 이는 Watson and Luxmoore(1986)의 데이터를 이와 같은 방법을 통해 계산하면 이와 같은 유사한 결과를 보여준다.

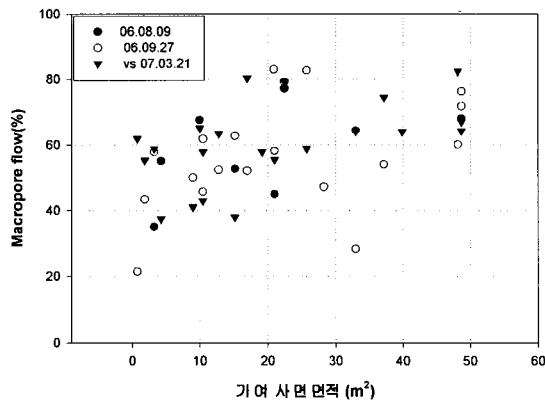


그림 4 기여사면면적과 대공극흐름율

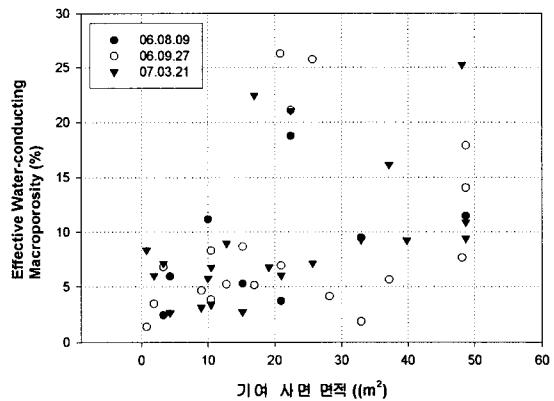


그림 5 기여사면면적과 유효대공극부피분율

기여사면면적이 증가할수록 토양수분이 증가하고, 증가된 토양수분은 장력침투계 실험에 매우 중요한 요인으로 작용하며, 생물학적 활동과 매우 밀접한 관계를 가지고 있다.(Tsukamo to et al. 1988) Uchida et al.(2001)은 대공극의 상대적 분율이 이전의 수리적 환경(초기조건)이 습윤해질수록 증가한다고 하였다. 이는 앞에서 대공극의 형성원인 중 지표하 침식이 상당한 역할을 하는 것과 같은 의미를 가진다(Noguchi et al.1997). 이것은 물이 흘러가는 경로에서 흙의 가장 약한 부분을 침식시키는 작용으로써 토양수분이 많은 곳에는 물을 이송시키는 능력이 크다는 것이다. 결론적으로 작은 소유역에서의 대공극의 공간적 분포는 기여사면면적이 증가할수록 증가하는 경향을 가진다.

감 사 의 글

본 연구는 교육인적자원 개발부의 BK21프로그램과 21C 프론티어 R&D 프로그램의 지속적 수자원 연구인 Hydrokorea development에 의해 수행되어 졌다.

참 고 문 헌

1. Andrew J. Baird (1997). Field estimation of Macropore Functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. *Hydrological Processes*. 11:287-295.
2. Ankeny, M.D., Ahmed, M., Kaspar, T.C & Horton, R(1991). Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 55, 467-470.
3. Bear,J. (1972). Dynamics of fluids in porous media. Elsevier Pub.Co., New York
4. Beven,K. and Germann, P(1982) Macropores and water flow in soil. *Water Resour. Res* 18: 1311-1325
5. Bodhinayake,W. Si,B.C and Xiao, C(2004). New Method for Determining Water-Conducting Macro-and Mesoporosity from Tension Infiltrometer. *Soil Sci.Soc. Am.J.*68:760-769.
6. Casanova, M. Messing,I and Joel,A(2000). influence of aspect and slope gradient on hydraulic conductivity measured by tension infiltrometer. *Hydro.process.* 14, 155-164
7. Gardner, W.R. (1958). Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science*, 85, 228-232.
8. Germann, P.F.,(1990). Macropores and hydrologic hillslope processes.In: Anderson, M.G., Burt, T.P. (Eds.), *Process Studies in Hillslope Hydrology*. Wiley, Chichester, pp. 327-363.
9. Jalal D. Jabro (1996) variability of Field-saturated hydraulic conductivity in a hagerstown soil as affected by initial water content. *Soil Sci. vol* 161,*No.11* 735-739
10. Noguchi,S., Y.Tsuboyama., Sidle R.C.,I.Hosoda(1997). Spatially distributed morphological characteristics of macropores in forest soils of Hitachi Ohta Experimental Watershed, Japan. *J.For.Res.* 2:207-215
11. Luxmoore, R. J., P. M. Jardine, G. V. Wilson, J. R. Jones and L. W. Zelany(1990). Physical and chemical controls of preferred path flow through a forested hillslope. *Geoderma*, 46, 139-154
- 12.Messing,I. & Jarvis, N.J(1993). Temporal variation in the hydraulic conductivity of a tilled clay soil as measured by tension infiltrometers. *Journal of Soil Science*. 44, 11-24
- 13.Mosley S.P(1979). Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water. Resour.Res.*15:795-806.
- 14.O'Callaghan, J.F., and Mark, D.M.(1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image processing*, Vol. 28.323-344
- 15.Quinn PF, Beven KJ, Lamb R. (1995). The $\ln(a/\tan\beta)$ index : How to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework. *Hydrological Processes* 9: 161-182.
- 16.Reynolds, W.D and Elrick, D.E (1991). Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 55, 633-639.
- 17.Sullivan et al(1996). Quantifying and delineating spatial variations of surface infiltration in small watershed. *Journal of Hydrology*, 181, 149-168.
- 18.Terajima T., Sakamoto T., Nakai Y., Kitamura K(1996). Subsurface discharge and suspended sediment yield interactions in a valley head of a small forested watershed. *J. For.Res.* 1:131-137
- 19.Thomas, G.W. and Phillips, R.E.(1979). Consequences of water movement in macropores, *J. Environ. Qual*,8, 149-152
- 20.Tsukamoto Y., Ohta T.(1988) Runoff process on a steep forested slope.*J.Hydrol.* 102:165-178.
- 21.Uchida T,Kosugi K, Mizuyama T(2001) Effects of pipeflow on hydrological process and its relations

to landslide: a review of pipeflow studies in forested headwater catchments. Hydrological processes 15:2151–2174.

22.Watson,K.W and R.J. Luxmoore(1986). Estimating Macroporosity in a Forest Watershed by use of a Tension Infiltrometer.Soil Sci. Soc. Am.J. 50:578–582

23.Wooding,R.A.(1968). Steady infiltration from a shallow circular pond, Wat. Resour. Res.,4, 1259–1273