

강우-지하수위 상관성 분석을 통한 사질토층의 수리전도도 산정

박승혁¹ · 손두기² · 정교철^{3*}

¹중앙컨설턴트(주) 차장, ²중앙컨설턴트(주) 이사, ³안동대학교 지구환경과학과 교수

Determination of Hydraulic Conductivities in the Sandy Soil Layer through Cross Correlation Analysis between Rainfall and Groundwater Level

Seunghyuk Park¹ · Doo Gie Son² · Gyo-Cheol Jeong^{3*}

¹Deputy General Manager, JoongangConsultant Co., Ltd.

²Director, JoongangConsultant Co., Ltd.

³Professor, Department of Earth and Environmental Sciences, Andong National University

Abstract

Surface permeability and shallow geological structures play significant roles in shaping the groundwater recharge of shallow aquifers. Surface permeability can be characterized by two concepts, intrinsic permeability and hydraulic conductivity, with the latter obtained from previous near-surface geological investigations. Here we propose a hydraulic equation via the cross-correlation analysis of the rainfall-groundwater levels using a regression equation that is based on the cross-correlation between the grain size distribution curve for unconsolidated sediments and the rainfall-groundwater levels measured in the Gyeongju area, Korea, and discuss its application by comparing these results to field-based aquifer test results. The maximum cross-correlation equation between the hydraulic conductivity derived from Zunker's observation equation in a sandy alluvial aquifer and the rainfall-groundwater levels increases as a natural logarithmic function with high correlation coefficients (0.95). A 2.83% difference between the field-based aquifer test and root mean square error is observed when this regression equation is applied to the other observation wells. Therefore, rainfall-groundwater level monitoring data as well as aquifer test are very useful in estimating hydraulic conductivity.

Keywords: shallow aquifer, hydraulic conductivity, unconsolidated deposit, maximum cross correlation coefficient (CCF_{max}), rainfall-groundwater level monitoring

OPEN ACCESS

*Corresponding author: Gyo-Cheol Jeong
E-mail: jeong@anu.ac.kr

Received: 2 September, 2019

Accepted: 11 September, 2019

© 2019 The Korean Society of Engineering Geology



This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Non-Commercial License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>) which permits unrestricted non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

초 록

얇은 대수층에서 매우 복잡한 함양과정을 거치는 지하수의 함양은 지표와 지하매질의 투수성에 의해 상당한 영향을 받는다. 투수성은 고유투수계수(intrinsic permeability)와 수리전도도(hydraulic conductivity)의 두 가지 개념으로 설명되며 이중 지표매질의 특성만으로 수리전도도를 구하려는 많은 연구가 이루어졌다. 본 연구에서는 경주지역 지하수기초조사에서 수행된 미고결퇴적물의 입도분포곡선과 강우-지하수위 교차상관분석을 토대로 회귀식을 사용하여 강우-지하수위 교차상관분석을 통한 수리전도도 산정식을 제안하고 실제현장에서 수행한 대수성 시험결과와 비교하여 그 적용성을 검토하였다. 그 결과

사질토 기반 충적층대수층에서 Zunker의 경험식에서 산정된 수리전도도와 강우-지하수위 최대 교차상관계수의 상관식이 자연로그형태로 증가하면서 결정계수 0.95 이상으로 매우 큰 상관성을 나타내었고 이 회귀식을 다른 관측공에 적용한 결과 실제 현장에서 수행한 대수성시험 결과와 평균제곱근오차가 2.83%로 나타나 강우-지하수위 모니터링 자료만으로 매우 신뢰할 만한 수리전도도를 추정할 수 있었다.

주요어: 얇은 대수층, 수리전도도, 미고결퇴적물, 최대교차상관계수, 강우-지하수위 모니터링

서론

얇은 대수층에서 지하수 함양은 매우 복잡한 과정을 거친다. 강우의 빈도, 강도, 지속시간뿐만 아니라 온도, 습도, 풍속과 지하수위 상부에 존재하는 토양 및 암반층의 특성과 깊이, 지표의 지형과 식생 분포 및 토지이용과도 관련된다(Memon, 1995). 특히 함양과정에서 지표와 지하매질의 투수성은 상당한 영향을 주며 입경이 크고 투수성이 좋은 토양에서 상대적으로 그렇지 않은 토양에 비해 함양이 잘 이루어진다(Healy, 2010). 여기서 투수성은 대수층의 지하수 흐름특성을 파악하는 중요한 인자로 두 가지의 개념으로 설명된다. 매질의 공극에 잠재적으로 들어갈 수 있는 양을 정량화한 고유투수계수(intrinsic permeability)와 다공질 매질에서 유체의 흐름이 용이한 특성을 나타내는 수리전도도(hydraulic conductivity)이다(Zimmerman and Gudmundur, 1996; Strobel, 2005). 보통 매질의 투수성을 파악하기 위해 수리전도도를 구하기 위한 실내시험 및 현장시험을 수행하며 수리전도도는 매질의 입경과 유체의 밀도에 비례하고 유체의 점성에 반비례한다. 따라서 수리전도도는 미시적 관점의 매질 특성, 고결 및 압축작용과 관련된 지질학적 과정, 침투하는 유체의 성질 및 포화정도, 압력상태 등에 따라 영향을 받는다(Dullien, 1979; McCarthy and David, 2006; Ahlinhan, 2012). 그러나 이러한 특성을 모두 파악하는 것은 경제성이 떨어지기 때문에 어느 정도 불확실성을 고려한 상태에서 입경 같은 매질의 특성만으로 수리전도도를 파악하려는 다양한 연구가 이루어 졌다(Vukovic and Soro, 1992; Hamm et al., 2005; Tillmann et al., 2008; Fallico et al., 2010; Pliakas and Petalas, 2011; Chapuis, 2012a). 국내에서는 입도분석과 현장수리시험 비교를 통해 입도와 수리전도도 상관성에 기초를 둔 경험식에 의한 수리전도도는 대수층의 형태, 수리적인 경계와는 연관성이 없는 것으로 연구되었고(Hamm et al., 2005), 콘관입시험결과로부터 지층의 수직적인 입도분포를 산정하여 신뢰할 만한 3차원적인 불균질한 수리전도도 분포를 추정할 수 있었다(Tillmann et al., 2008). 입도분포가 확인된 모래수조에서 수리전도도와 공극률의 관계성을 분석하기도 하고(Fallico et al., 2010), 시추공에서 채취한 모래의 입도분포곡선(grain size distribution curve, GSDC)과 원마도(roundness factor, RF)로부터 최대간극률과 최소간극률과의 관계식을 추정하고 이를 SPT(spilt spoon test)같은 현장시험에서 구한 공극률, 간극률 값과 비교하였다(Chapuis, 2012b). 방사상 집수정의 스크린에서 산출량을 산정하기 위해 입도분석결과를 활용하여 수리전도도를 구하고(Kim et al., 2014) 9가지의 다양한 경험식에 의해 산정된 수리전도도값을 실내시험을 통해 구한 수리전도도값과 비교하여 가장 신뢰할만한 경험식을 제시하였다(Blohm, 2016).

본 연구에서는 강우에 따른 대수층의 지하수위 변화가 비슷한 상대밀도를 갖는 사질토 기반의 대수층에서 어떠한 상관성을 갖는지 살펴보고 이를 통해 수리전도도를 추정하여 수리지질학적 관점에서 그 의미를 살펴보고자 한다.

연구지역 및 시추지점 선정

본 연구지역은 경주지역을 대상으로 수계를 따라 발달한 충적층의 주요 지점 20개소에서 시추조사를 수행하였다. 경주지역은 경상분지의 중앙부 동쪽에 위치하며 중생대 백악기 쇄설성퇴적암을 관입한 비다공질 화산암, 관입화성암, 다공질 화산암이 분포하고 그 위에 신생대 제3기의 반고결 쇄설성퇴적암, 제4기의 미고결 쇄설성퇴적층으로 피복되어 있다. 이중

본 연구에서 주목하는 사질토기반의 충적층은 경주지역의 중앙에서 남북방향으로 발달하는 형산강 유역 및 형산강 서측의 대천, 동측의 남천 유역에 넓게 분포하며 이외 중소규모 하천유역에 산재되어 발달하고 있다(Fig. 1).

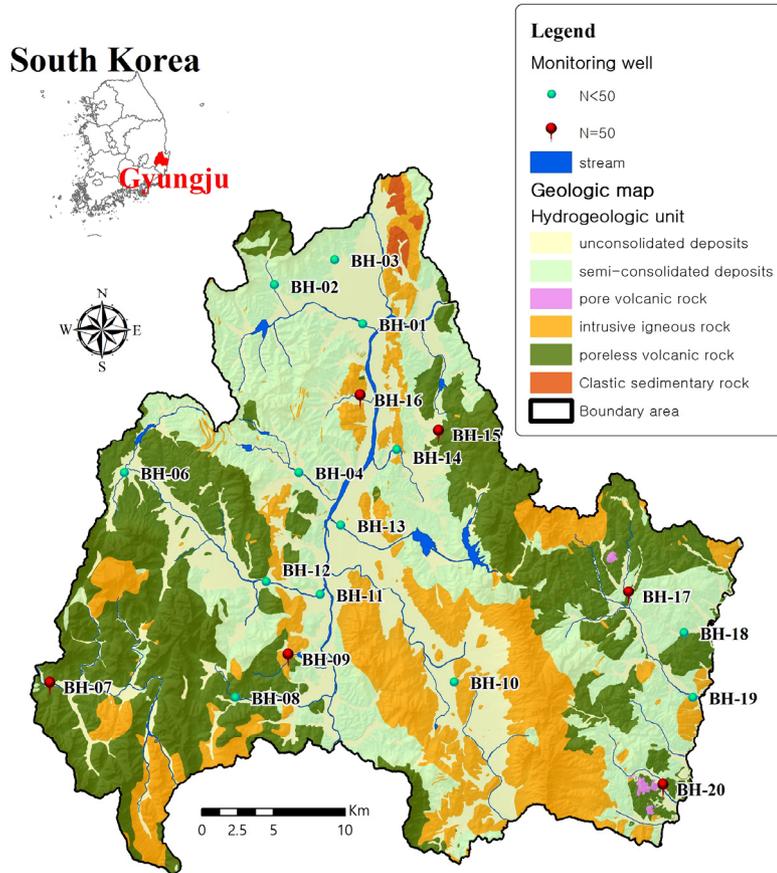


Fig. 1. Borehole distribution for groundwater monitoring.

경주지역 지하수기초조사에서 사질토기반의 충적대수층이 분포할 것으로 예상되는 미고결 쇄설성 퇴적층 및 반고결 쇄설성퇴적암 대상지점 20개소에 대해 표준관입시험을 실시하였다.

BH-1~20 시추공은 회전수세식 시추기를 사용하여 NX규격으로 수직 시추하였으며, 굴진심도는 대부분 모래 자갈층이 존재하는 지표하 약 10 m 심도까지 굴진하였다. 조사결과, 조사지역의 충적층은 BH-2, 3, BH-5~9를 제외한 전 구간에서 모래자갈층으로 분포하고 있으며 BH-6, 8, 9의 충적층심도가 비교적 얇은 경향이다. 여기서 지표하 30 cm 심도의 토양에서 입도분석용 시료를 채취하여 KS2302에 의거하여 체분석을 수행하였다(Table 1).

선행연구(Song and Lee, 2011)를 통해 상대밀도에 따른 수리전도도의 변화가 나타남이 확인되어 지하수의 함양은 주변대수층이나 하천보다는 강우에 의해 주로 나타나는 사질토기반 충적대수층인 지점에서 최초 강우의 토양침투가 발생하는 상부토양 깊이 30 cm까지 상대밀도가 일정한 지점을 선정하였다. 본 조사지역에서는 표준관입시험에서 N치가 50으로 일정하게 나타나는 BH-7, 9, 15, 16, 17, 20지점을 선정하고 상부 30 cm 심도에서의 미고결시료의 입도분석 결과를 바탕으로 Slichter, Beyer, Kruger, Zunker, USBR 등 다양한 방법의 경험식을 적용하여 수리전도도를 산정하였다.

Table 1. Summarized results of the grain size distribution curve (GSDC) and USCS soil classification

Boring number	D_{10}	D_{30}	D_{60}	C_u	C_z	$\sqrt{C_u}$	Classification of soil
BH-1	0.034	0.108	0.342	9.986	0.989	3.160	SM
BH-2	0.012	0.040	0.190	16.053	0.724	4.007	ML
BH-3	0.010	0.031	0.064	6.587	1.589	2.566	ML
BH-4	0.061	0.405	1.853	30.366	1.449	5.511	SM
BH-5	-	0.018	0.050	-	-	-	CL
BH-6	-	0.027	0.067	-	-	-	CL
BH-7	0.022	0.061	0.322	14.807	0.535	3.848	SM
BH-8	-	0.016	0.051	-	-	-	CL
BH-9	0.061	0.524	2.014	33.274	2.250	5.768	SM
BH-10	0.056	0.448	1.589	28.309	2.248	5.321	SM
BH-11	0.009	0.031	0.064	7.496	1.727	2.738	ML
BH-12	-	0.031	0.123	-	-	-	CL
BH-13	0.049	0.242	1.383	28.015	0.855	5.293	SM
BH-14	0.114	0.498	1.600	14.090	1.368	3.754	SW-SM
BH-15	0.021	0.058	0.483	23.446	0.336	4.842	SM
BH-16	0.019	0.052	0.325	17.484	0.444	4.181	SM
BH-17	0.012	0.046	0.169	13.955	1.051	3.736	SC
BH-18	0.063	0.423	-	-	-	-	SW-SM
BH-19	0.009	0.029	0.059	6.260	1.539	2.502	ML
BH-20	0.050	0.243	1.226	24.373	0.956	4.937	SM

USCS: unified soil classification system; D_x : if x is 10, 30, 60, then $x\%$ of the solid mass is made of grains finer than d_x ; C_u : uniformity coefficient, that is defined as the ratio $\frac{d_{60}}{d_{10}}$; C_z : curvature coefficient, that is given by the formula $\frac{d_{30}^2}{d_{10} \times d_{60}}$.

경험식에 의한 수리전도도 결정

경험식에 의한 수리전도도 산정식은 상수(C), 유효입경(β), 공극률의 함수($\theta(n)$), 입도가적곡선에서 중량통과백분율(d_x)의 일반식으로 표현할 수 있다(Vukovic and Soro, 1992).

$$K = C \times \beta \times \theta(n) \times d_x \quad (1)$$

Slichter(1899), Beyer(1966)에 의한 경험식과 Kruger, Zunker에 의한 경험식(Vukovic and Soro, 1992) 그리고 USBR(1993)의 경험식은 Beyer, USBR을 제외한 모든 식에서 유효입경과 공극률관련 함수로 표현되며, 각각의 경험식에서 적용가능한 유효범위는 Table 2와 같다.

상기식에서, 상수값은 매질을 통과하는 유체의 온도, 밀도, 점성 등과 같은 본질적인 특성과 경험식 결과값의 단위에 대해 전제조건을 내포하고 있다. 그러나 저자들은 명확하게 그 특성을 언급하고 있지 못하고 충적층의 포화대 내에서 지하수의 온도가 고유한 수리전도도의 특성에 따라 변하기 때문에 Vukovic and Soro(1992), Cheng and Chen(2007), Odong(2007), Carrier(2003)에서 언급한 상수값을 반영하였다. 유효입경은 Slichter, Beyer, USBR의 경험식은 다공질

매질을 형성하는 작은 입자들의 특성에 의해 seepage가 결정된다는 전제하에 입경가적곡선의 중량통과 백분율 값으로 입력하지만, Kruger, Zunker의 경험식은 가장 큰 입경과 가장 작은 입자의 영향을 반영하기 위해 가중기하평균값(Δg)을 적용한다. 공극률은 개념적으로 입자의 형태, 크기, 구조, 성분, 표면 특성을 반영하는 함수로 표현되지만, Istomina(1957)가 광범위한 사질퇴적물에서 실험하여 제안한 경험식을 적용하였다. 이 식은 다음과 같다.

$$n = 0.255(1 + 0.83^U) \tag{2}$$

식 (2)에서 공극률의 범위는 0.25~0.45이며, Kruger, Zunker의 경험식 결과값은 다른 식에 비해 공극률값이 1~2 order 크게 나타나는 편이다(McCarthy and David, 2006).

Table 2. Comparison of the five methodologies

Method	Equation	Variables	Region of validity / Note
Slichter	$K = \frac{g}{\nu} \times 1 \times 10^{-2} \times n^{3.287} \times (d_{10})^2$	$\nu = \frac{\mu}{\rho}$ $n = 0.255(1 + 0.83^U)$	$0.01 \text{ mm} \leq d_{10} \leq 5 \text{ mm}$
Beyer	$K = \frac{g}{\nu} \times 6 \times 10^{-4} \times \log\left(\frac{500}{U}\right) \times (d_{10})^2$	$U = \left(\frac{d_{60}}{d_{10}}\right)$	$1 \leq U \leq 20$ $0.06 \text{ mm} \leq d_{10} \leq 0.6 \text{ mm}$ $K \text{ (m/s)}$
Kruger	$K = \frac{g}{\nu} \times \beta_k \times \left[\frac{n}{(1-n)^2} \right] \times (d_e)^2$	$\beta_k = 4.35 \times 10^{-3}$ $\frac{1}{d_e} = \sum_{i=1}^n \Delta g_i \left[\frac{2}{d_i^g - d_i^d} \right]$	$U > 5$ and $0.25 \text{ mm} \leq d_{10} \leq 2 \text{ mm}$ $K \text{ (m/day)}$
Zunker	$K = \frac{g}{\nu} \times \beta_z \times \left[\frac{n}{(1-n)} \right] \times (d_e)^2$	β_z is an empirical coefficient that dependant on the characteristics of the porous medium: 1) For uniform sand with smooth, rounded grains is 2.4×10^{-3} 2) For uniform composition with coarse grains is 1.4×10^{-3} 3) For non-uniform composition is 1.2×10^{-3} 4) For non-uniform composition, clay, with grains or irregular shape is 0.7×10^{-3} $\frac{1}{d_e} = \sum_{i=1}^n \Delta g_i \left[\frac{d_i^g - d_i^d}{d_i^g \times d_i^d \times \ln\left(\frac{d_i^g}{d_i^d}\right)} \right]$	$K \text{ (m/day)}$
USBR	$K = \frac{g}{\nu} \times 4.8 \times 10^{-4} \times (d_{20})^{2.3}$	-	$U < 5$ and $0.06 \text{ mm} \leq d_{10} \leq 2 \text{ mm}$ $K \text{ (cm/s)}$

g : acceleration due to gravity; ν : kinematic viscosity; μ : dynamic viscosity; ρ : the fluid (water) density.

각 방법별 산정된 수리전도도값을 m/s로 환산하면 Table 3과 같다.

Table 3. Comparison of the conductivities (m/s) based on the five methodologies

Boring number	Slichter	Beyer	Kruger	Zunker	USBR
BH-7	2.78E-07	1.66E-06	2.77E-05	1.58E-05	1.08E-06
BH-9	2.51E-06	1.28E-05	8.03E-04	3.80E-04	4.57E-05
BH-16	6.19E-08	3.27E-07	9.16E-06	4.61E-06	2.38E-07
BH-17	4.91E-08	2.90E-07	7.94E-06	4.27E-06	2.56E-07
BH-20	2.43E-06	1.46E-05	2.95E-04	1.61E-04	1.50E-05

강우-지하수위 모니터링을 통한 교차상관계수 결정

경주지역 충적층 대상 20개소에 대해 관측공을 설치하고 일년간 지하수위에 대한 자동관측을 수행하였다. 지하수위는 압력식 자동관측기기(diver)를 통해 매시간 간격으로 수온과 같이 관측되었으며, 기압계를 통해 기압 보정후 일수위로 환산하여 주변 기상청 강우와 비교하였다. 선행연구(Lee and Lee, 2002)를 바탕으로 강우와 지하수위의 교차상관계수를 구하였으며 특히 경주지역 8~9월 사이 2번의 집중 강우가 있는 기간을 중심으로 교차상관분석을 수행하여 강우 집중기간과 관측전체 기간에서 산정한 교차상관계수가 차이가 있을 때에는 강우에 의한 함양만을 고려하기 위해 강우 집중기간의

Table 4. Comparison of the cross-correlation analysis results during the annual monitoring period and the intense rainfall event times

Boring number	Daily averaged water level (EL.m)			Fluctuation (m)	Annual monitoring		Intense rainfall event	
	Max	Min	Ave		Lag time	CCF_{max}	Lag time	CCF_{max}
BH-1	3.53	0.59	0.91	2.94	1.00	0.40	1.00	0.65
BH-2	76.95	75.34	75.62	1.62	1.00	0.72	1.00	0.75
BH-3	67.61	66.41	66.70	1.20	1.00	0.55	1.00	0.59
BH-4	44.28	42.72	42.94	1.56	1.00	0.64	0.00	0.72
BH-5	36.84	35.17	35.39	1.67	1.00	0.69	1.00	0.74
BH-6	98.77	96.46	97.70	2.31	0.00	0.65	0.00	0.80
BH-7	164.64	161.68	162.30	2.97	1.00	0.46	1.00	0.53
BH-8	116.89	115.55	115.85	1.34	1.00	0.55	0.00	0.67
BH-9	90.67	89.73	89.91	0.95	1.00	0.59	0.00	0.70
BH-10	82.25	80.94	81.54	1.31	0.00	0.62	0.00	0.73
BH-11	36.60	33.85	34.12	2.75	1.00	0.56	1.00	0.76
BH-12	58.14	55.52	55.77	2.62	1.00	0.67	1.00	0.68
BH-13	33.31	30.31	31.01	3.00	1.00	0.42	1.00	0.71
BH-14	34.76	32.69	33.00	2.07	1.00	0.63	1.00	0.74
BH-15	108.64	104.88	105.88	3.76	3.00	0.24	5.00	0.33
BH-16	9.30	5.00	7.26	4.30	1.00	0.21	1.00	0.32
BH-17	52.27	44.73	48.15	7.53	-134.00	0.17	2.00	0.28
BH-18	20.93	18.68	19.34	2.25	1.00	0.25	2.00	0.43
BH-19	6.27	4.06	4.35	2.21	0.00	0.72	0.00	0.86
BH-20	15.75	14.38	14.65	1.37	1.00	0.45	0.00	0.68

CCF_{max} is the maximum of the cross correlation coefficient.

교차상관계수값을 채택하였다. 여기서 표준관입시험에서 N치가 50으로 일정하게 나타나는 BH-7, 9, 15, 16, 17, 20지점을 선정하여(Table 4의 음영) 충적층 상부 미고결퇴적물의 입도분석결과에 따른 수리전도도 값과 강우-지하수위 상관성을 분석하였다(Table 4, Fig. 2).

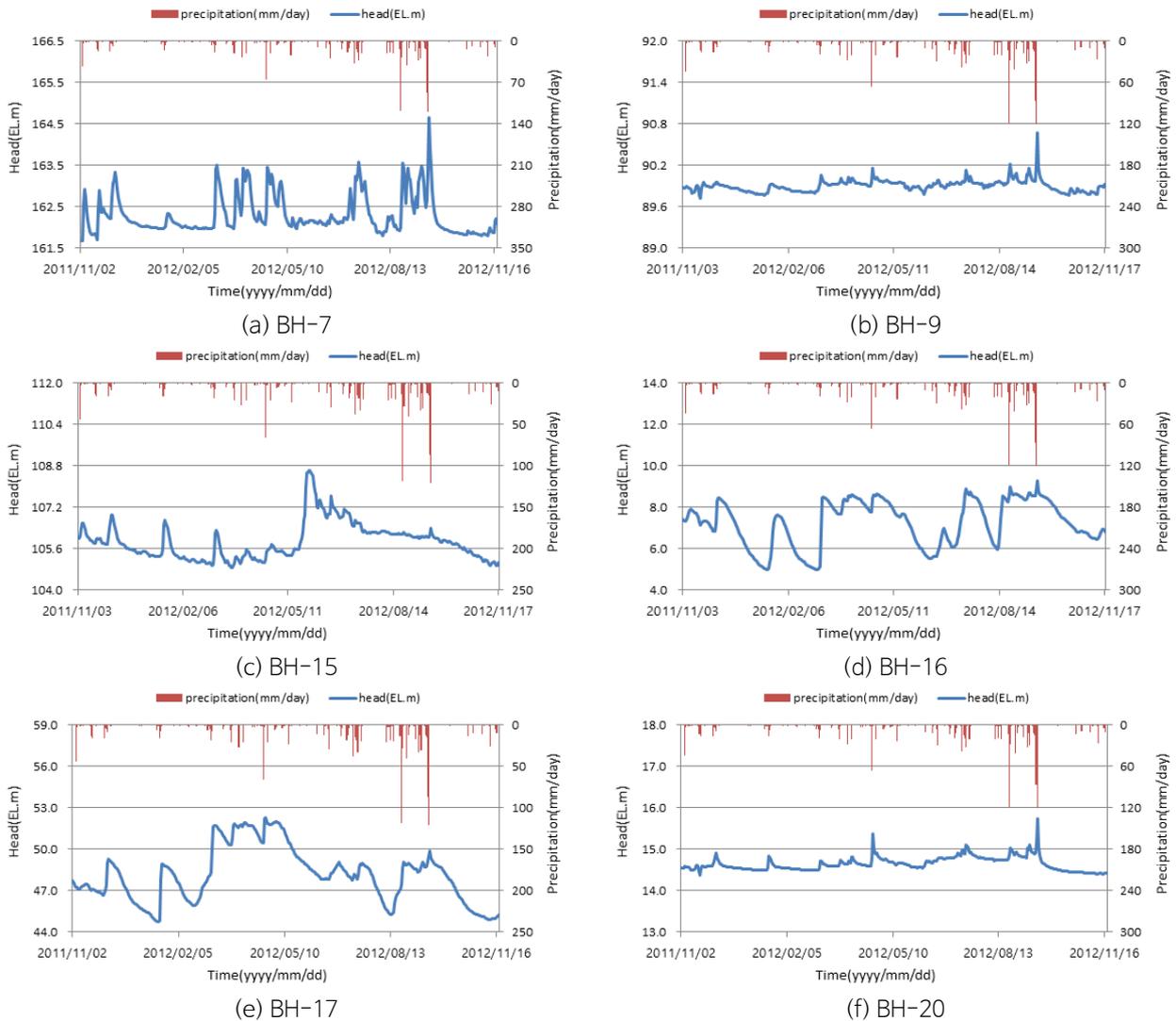


Fig. 2. Hydrographs of the groundwater levels from the boreholes (BH7, 9, 15, 16, 17, and 20) in an alluvial aquifer near the stream in the Gyungju area.

그 결과 최대 교차상관계수 값의 범위는 0.28~0.86이고 이때의 지연시간은 0~2일로 나타나 충적층에서 강우 즉시 혹은 다음날의 지하수위는 대부분 상승한다. 따라서 최대 교차상관계수가 클수록 지연시간은 상대적으로 작은 것으로 확인된다. 그러나 BH-15지점은 지연시간이 5일로 나타났고 이것은 관측기간 중 지표가 불투수층인 아스팔트로 덮이면서 나타나는 현상으로 확인되어 본 연구에서는 제외하였다.

Table 5에서는 최종 선정된 5개소의 관측지점에서 최대 교차상관계수 값과 충적층 상부 미고결퇴적물의 입도분석을 통한 수리전도도 산정 결과를 비교하였다. 그 결과 수리전도도값이 증가할수록 최대 교차상관계수 값이 비례하여 증가하는 경향이 나타났으며 매우 양호한 양의 상관성을 나타냈다.

Table 5. Comparison of the conductivities (m/s) based on the five methodologies

Boring number	CCF_{max}	Slichter	Beyer	Kruger	Zunker	USBR	Average
BH-7	0.527	2.78E-07	1.66E-06	2.77E-05	1.58E-05	1.08E-06	7.86E-06
BH-9	0.701	2.51E-06	1.28E-05	8.03E-04	3.80E-04	4.57E-05	2.09E-04
BH-16	0.319	6.19E-08	3.27E-07	9.16E-06	4.61E-06	2.38E-07	2.42E-06
BH-17	0.276	4.91E-08	2.90E-07	7.94E-06	4.27E-06	2.56E-07	2.16E-06
BH-20	0.680	2.43E-06	1.46E-05	2.95E-04	1.61E-04	1.50E-05	8.23E-05

결과 및 분석

경주지역 충적층 자동관측 지점 20개소 중에서 비교적 동일한 상대밀도와 토양분류에 속하는 5개 지점에 대해 강우-지하수위 교차상관분석과 미고결 퇴적물의 입도분석을 수행하고 최대 교차상관계수와 수리전도도의 상관성을 분석하였다. 그 결과 강우-지하수위 최대 교차상관계수 값은 수리전도도 값이 증가할수록 자연로그 상으로 증가하는 양상을 보이며 기울기도 약 0.08~0.1로 나타나고 이에 대한 결정계수값도 0.9 이상으로 매우 큰 상관성이 확인되었다(Fig. 3).

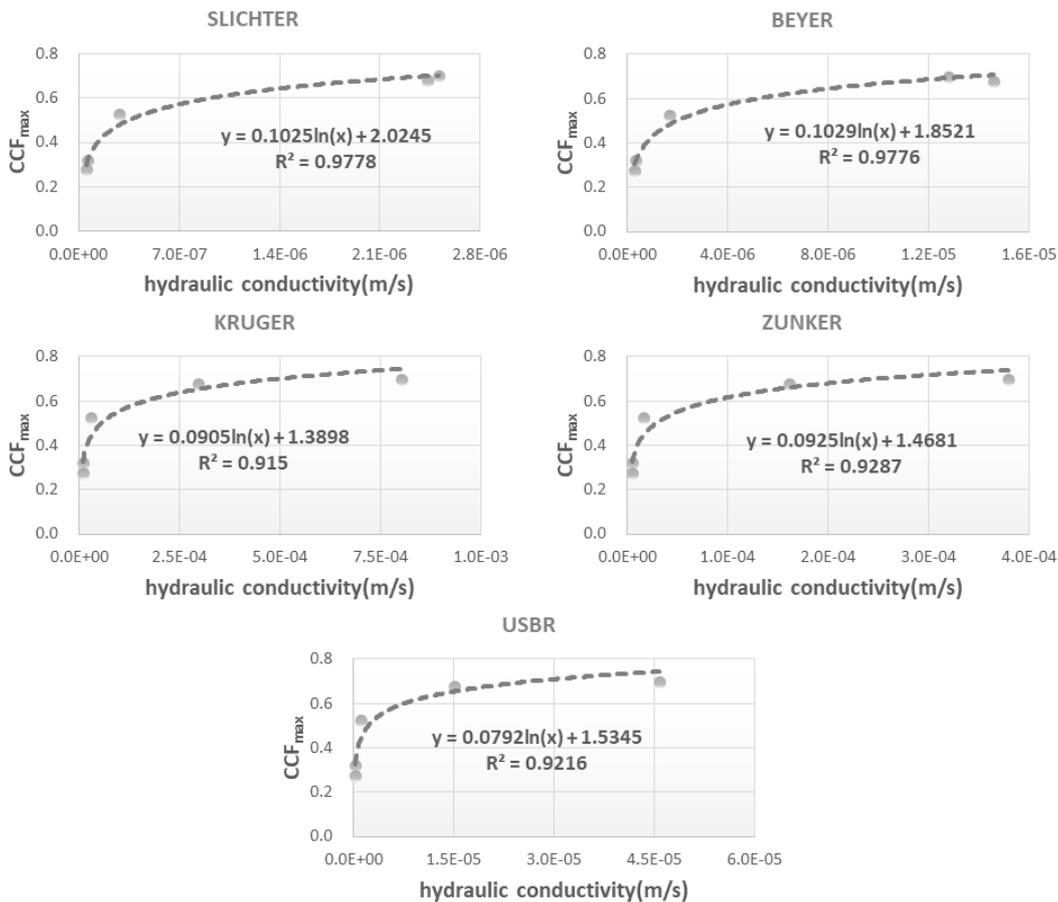


Fig. 3. Relationship between the maximum cross-correlation coefficient of the rainfall-groundwater levels and estimated hydraulic conductivity from the GSDC results in an alluvial aquifer near the stream in the Gyungju area.

한편, 수리전도도값의 분포는 Slichter의 경험식이 가장 작게 나타나고 Kruger, Zunker의 경험식이 1~2 order 크게 산정된다(Blohm, 2016). 따라서 실제현장의 미고결퇴적물 상태와 각각의 경험식에서 적용조건이 일치하는 구간을 확인하여 주변에서 수행한 층적층에서의 대수성시험 자료와 비교해 보았다(Table 6).

Table 6. Comparison of the conductivities (m/s) based on the five methodologies

Boring number	BH-7	BH-9	BH-15	BH-16	BH-17	BH-20	Region of validity
CCF_{max}	0.527	0.701	-	0.319	0.276	0.680	
D_{10}	0.022	0.061	0.021	0.019	0.012	0.050	
C_u	14.807	33.274	23.446	17.484	13.955	24.373	
C_z	0.535	2.250	0.336	0.444	1.051	0.956	-
Soil gradation	Poorly graded	Well graded	Poorly graded	Poorly graded	Well graded	Poorly graded	
Soil classification	SM	SM	SM	SM	SC	SM	
Slichter	2.78E-07	2.51E-06	4.91E-08	6.19E-08	4.91E-08	2.43E-06	0.01 mm ≤ d_{10} ≤ 5 mm
Beyer	1.66E-06	1.28E-05	2.90E-07	3.27E-07	2.90E-07	1.46E-05	0.06 mm ≤ d_{10} ≤ 0.6 mm and $1 < C_u < 20$
Kruger	2.77E-05	8.03E-04	7.94E-06	9.16E-06	7.94E-06	2.95E-04	0.25 mm ≤ d_{10} ≤ 2 mm
Zunker	1.58E-05	3.80E-04	4.27E-06	4.61E-06	4.27E-06	1.61E-04	-
USBR	1.08E-06	4.57E-05	2.56E-07	2.38E-07	2.56E-07	1.50E-05	0.06 mm ≤ d_{10} ≤ 2 mm and $C_u < 5$
Aquifer test	-	-	3.01E-06	-	-	2.13E-05	-

실제현장에서 대부분 실트질모래(SM)인 미고결퇴적물 상태와 각각의 경험식에서 적용조건이 일치하는 구간을 비교해 본 결과 Slichter, Zunker의 경험식에 의한 수리전도도 산정결과가 가장 적합한 것으로 나타난다. 이 두 가지 방법에서 산정한 수리전도도 값과 대수성 시험결과를 비교하기 위해 BH-12 지점 주변에서는 순간충격시험, BH-20 지점 주변에서는 양수시험을 수행하였다. 그 결과 Zunker의 방법이 순간충격시험결과와 거의 일치하고, 양수시험결과와 약 8배정도 차이가 나는 것으로 확인된다. 따라서 Zunker에 의한 경험식에서 산정된 수리전도도 값과 강우-지하수위 최대 교차상관계수 값의 회귀식을 최종적으로 선정하여 사질토기반의 층적대수층에서 강우-지하수위 교차상관분석에 따른 수리전도도 산정식을 도출하였다.

$$K = e^{\frac{CCF_{max} - 1.4681}{0.0925}} \tag{3}$$

식 (3)의 적용성 검토를 위해 주변에서 대수성 시험이 수행된 4개소의 관측지점을 선정하고 산정식에 의해 예측된 수리전도도값이 실제 현장에서 양수시험을 통해 확인된 수리전도도값과 얼마나 차이가 나는지를 통계적으로 분석하였다(Fig. 4, Table 7).

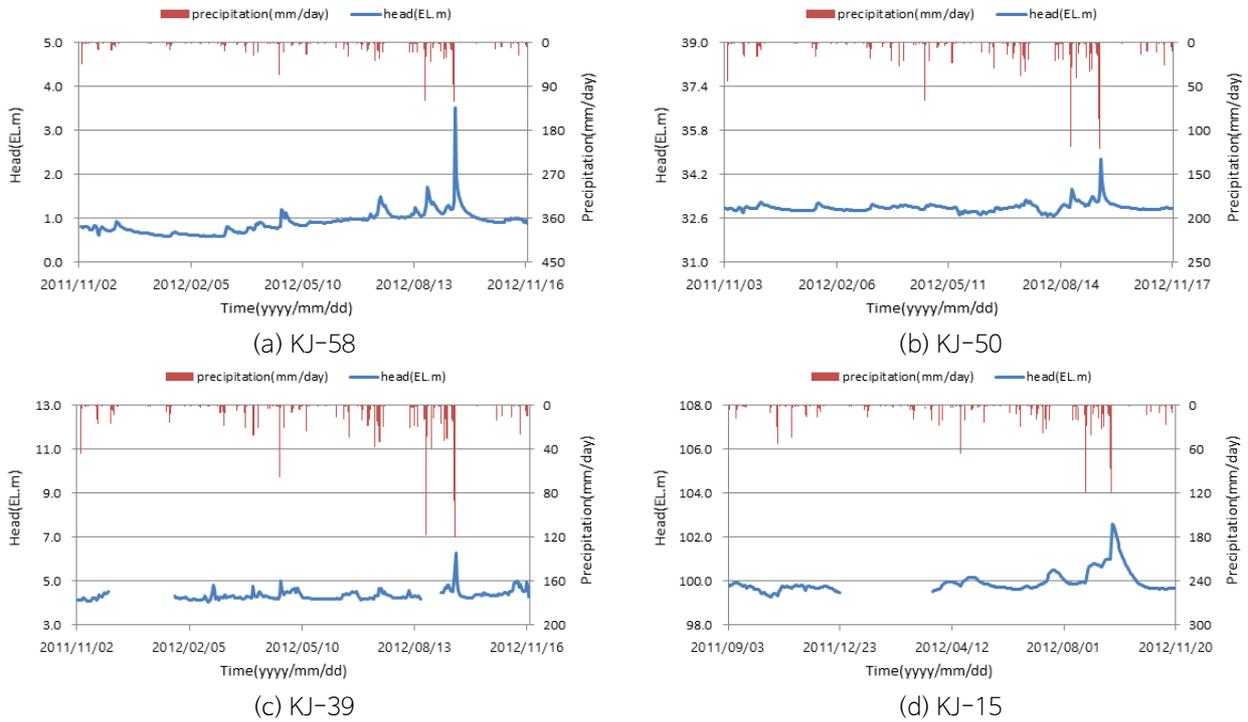


Fig. 4. Hydrographs of the rainfall-groundwater levels from the monitoring wells (KJ15, 39, 50, and 58) in an alluvial aquifer near the stream in the Gyungju area.

Table 7. Validation of the conductivities (m/day) between the predicted and measured hydraulic conductivities based on the pumping test results

Monitoring well	Boring number	CCF_{max}	Predicted K	Measured K	Residuals	Absolute residuals	Squared residuals
KJ-58	BH-1	0.650	1.25E+01	5.53E+01	42.841	42.841	1,835.378
KJ-50	BH-14	0.740	3.30E+01	3.50E+01	2.037	2.037	4.149
KJ-39	BH-19	0.860	1.21E+02	6.79E+01	-52.725	52.725	2,779.955
KJ-15	-	0.204	1.00E-01	6.11E-02	-0.039	0.039	0.002
Number of points							4.00
Residual mean							-1.97
Absolute residual mean							24.41
Standard error							22.62
Root mean squared							33.98
Normalized RMS (%)							2.83

주변에서 대수성시험을 수행한 모니터링 관측공으로 검증구간을 확대한 결과, 4개소의 관측공(KJ-58, 50, 39, 15)에 대해서 미고결 퇴적물의 입도분석결과를 바탕으로 한 수리전도도 산정식의 결과와 양수시험의 결과의 잔차는 -1.97 m/day, Normalized RMS error는 2.83%로 나타났다(Table 7).

결론

본 연구를 통해 얻은 결론은 다음과 같다.

- (1) 총적층 상부 지표 미고결층의 입도분석 결과를 이용한 수리전도도 산정 경험식은 현장시험에 비해 경제적으로 쉽게 수리전도도값을 구할 수 있지만 공극률과 유효입경에 따라 결과값이 과소 혹은 과대 산정될 수 있기 때문에 매질의 특성에 따라 전제조건에 맞는 경험식을 적용해야 한다(Hussain and Nabi, 2016).
- (2) 결정계수가 0.9 이상인 상관식을 토대로 상대밀도가 동일한 사질토기반의 총적대수층에서 강우-지하수위 최대교차상관계수를 통한 수리전도도 추정식은 다음과 같다.

$$K = e^{\frac{CCF_{\max} - B}{A}}$$

여기서, CCF_{\max} 는 최대 교차상관계수, A 는 기울기(0.08~0.1), B 는 상수(1.39~2.02)이다.

- (3) 현장 대수성시험결과 비교를 통해 상기식을 통해 예측된 수리전도도값을 검증해 본 결과 양수시험 결과값 대비 Zunker의 방법에 의한 수리전도도 추정값의 잔차는 -1.97 m/day, Normalized RMS error는 2.83%로 합리적으로 추정된 것으로 판단되며 사질토기반의 총적층에 대해 강우-지하수위 교차상관분석을 바탕으로 한 수리전도도 추정식을 도출할 수 있었다.

$$K = e^{\frac{CCF_{\max} - 1.4681}{0.0925}}$$

여기서 구한 수리전도도는 선행연구(Kruseman and Ridder, 1994)에서 제시한 대수층의 형태, 수리적인 경계와는 연관성이 없는 것으로 판단되지만 지하수위 변동특성과 관련하여 강우-지하수위 교차상관분석에 따라 사질토기반 대수층의 수리전도도를 효율적으로 예측할 수 있었다. 추가적으로 수리전도도 추정식에 대해 사질토기반 총적층에서 수온에 따른 영향, 상대밀도에 따른 영향(Chapuis, 2012a) 등을 고려한 실험이 수행되면 대수성 시험을 수행할 수 없는 현장에서 효과적으로 수리전도도를 측정할 수 있으리라 기대한다.

References

- Ahlinhan, M.F., 2012, Stability of non-cohesive soils with respect to internal erosion, International Conference on Scour and Erosion, Paris, France, ICE6, 1-15.
- Beyer, W., 1966, Hydrogeological investigation in the deposition of water pollutants, Journal of Applied Geology, 12(1), 599-606.
- Blohm, F.J.A., 2016, Determination of hydraulic conductivities through grain-size analysis, M.S. Thesis, Boston College University, Boston, 100p.
- Carrier, D., 2003, Goodbye, hazen; hello, kozeny-carman, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 129(11), 1054-1056.
- Chapuis, R.P., 2012a, Predicting the saturated conductivity of soils: a review, Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 71(3), 401-434.

- Chapuis, R.P., 2012b, Estimating the in situ porosity of sandy soils sampled in boreholes, *Engineering Geology*, 141-142, 57-64.
- Cheng, C., Chen, X., 2007, Evaluation of methods for determination of hydraulic properties in an aquifer- aquitard system hydrologically connected to river, *Hydrogeology Journal*, 15, 669-678.
- Dullien, F.A., 1979, *Porous media: Fluid transport and pore structure*, Hydrogeology Journal, Academic Press, 396p.
- Fallico, C., Bartolo, S.D., Troisi, S., Veltri, M., 2010, Scaling analysis of hydraulic conductivity and porosity on a sandy medium of an unconfined aquifer reproduced in the laboratory, *Geoderma*, 160(1), 3-12.
- Hamm, S.Y., Cheong, J.Y., Lee, J.H., Kim, H.S., Han, J.S., 2005, The comparison of hydraulic conductivity according to the grain size analysis and pumping test, *KoSSGE Conference*, Apr. 14-15, Gongju, 446-450 (in Korean with English abstract).
- Healy, R.W., 2010, *Estimating groundwater recharge*, Cambridge University Press, 8-9.
- Hussain, F., Nabi, G., 2016, Empirical formulae evaluation for hydraulic conductivity determination based on grain size analysis, *Pyrex Journal of Research in Environmental Studies*, 3(3), 26-32.
- Istomina, V.S., 1957, *Filtration stability of soils*, Gostroizdat, Moscow, Leningrad (in Russian).
- Kim, T.H., Chung, J.H., Kim, M., Oh, S.H., Lee, J.S., 2014, Analysis of the correlation between geological characteristics and water withdrawals in the laterals of radial collector well, *The Journal of Engineering Geology*, 24(2), 201-215 (in Korean with English abstract).
- Kruseman, G.P., Ridder, N.P., 1994, *Analysis and evaluation of pumping test data*, 2nd ed., ILRI Publication 47, 377p.
- Lee, J.Y., Lee, K.K., 2002, A comparative study on characteristics of waterlevel responses to rainfall in the two aquifer systems, *Journal of Soil and Groundwater Environment*, 7(1), 3-14 (in Korean with English abstract).
- McCarthy, P.E., David, F., 2006, *Essentials of soil mechanics and foundations*, 7 edition, Prentice Hall, New York, 864p.
- Memon, B.A., 1995, Quantitative analysis of springs, *Environmental Geology*, 26, 111-120.
- Odong, J., 2007, Evaluation of empirical formulas for determination of hydraulic conductivity based on grain size analysis, *Journal of American Science*, 3(3), 54-60.
- Pliakas, F., Petalas, C., 2011, Determination of hydraulic conductivity of unconsolidated river alluvium from permeameter tests, empirical formulas and statistical parameters effect analysis, *Water Resources Management*, 25(11), 2877-2899.
- Slichter, C.S., 1899, *Theoretical investigation of the motion of groundwaters*, USGS 19th Annual Report, 1897-98, Washington D.C., 295-384.
- Song, Y.S., Lee, N.W., 2011, Unsaturated hydraulic conductivity of sand according to relative densities, *KSEG Conference*, Apr. 7-9, Jeju, 57-60 (in Korean with English abstract).
- Strobel, M., 2005, The early times let's talk water-hydraulic conductivity, USGS, URL http://nevada.usgs.gov/barcass/strobel_articles.htm, 295-384.
- Tillmann, A., Engelert, A., Nyari, Z., Fejes, I., Vanderborght, J., Vereecken, H., 2008, Characterization of subsoil heterogeneity, estimation of grain size distribution and hydraulic conductivity at the Krauthausen test site using Cone Penetration Test, *Journal of Contaminant Hydrology*, 95(1-2), 57-75.
- USBR, 1993, *Drainage manual: a water resources technical publication*, URL <https://www.usbr.gov/tsc/techreferences/mands/mands-pdfs/DrainMan.pdf>, 212-221.
- Vukovic, M., Soro, A., 1992, *Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition*, Water Resources Publications, 83p.
- Zimmerman, R., Gudmundur, B., 1996, Hydraulic conductivity of rock fractures, *Transport in Porous Media*, 23(1), 1-30.