

Kriging 기법과 수치모형에 의한 이안지구 대수층의 투수량계수 추정

Aquifer Transmissivity Estimation with Kriging Techniques and Numerical Model in the IAN

조웅현 (Woong-Hyun Cho)* · 박영기 (Young-Ki Park)* · 김환홍 (Hwan-Hong Kim)*

요 약 : 대수층을 취급하는데 있어서 어려운 문제중에 하나는 수문학적인 변수의 공간적인 분포를 추정하는 것이다. 이안지구 대수층의 경우 면밀한 분석을 위한 관정시험 자료가 많지 않다. 이안지구 대수층의 투수량계수의 분포를 결정하기 위하여, 수위관측지점을 투수량계수 자료로 전환하기 위해서는 이 지점을 pilot point로 정하여 수문학적인 변수의 공간분포를 추정하는 3단계의 절차를 검토하였다. 구성된 절차는 기지점의 값을 기초로 하여 변수분포의 지질통계적인 평가, 수치모형에 의하여 산정된 값과 비교, 최소화 알고리즘에 의하여 pilot point 값을 보정하는 것으로 이루어 진다. 이안대수층의 변수분포를 평가 하는데 총 258개의 소구역으로 분할하고 각 소구역의 대표 투수량계수를 대상으로 Variogram을 구해본 결과 $w=0.623$, $a=2.743$ 을 얻었다. 이 계수를 이용하여 Kriging을 수행하고 보간된 투수량계수 분포를 가지고 수치해를 얻고 이를 관측치와 비교하여 보정하는 절차를 통해 투수량계수의 등고선을 나타냈다.

Abstract : One of the delicate problems in aquifer management is the identification of the spatial distribution of the hydrological parameters. The observed data are insufficient to identify the distribution of transmissivities in IAN aquifer. To determine the distribution of the transmissivity in IAN aquifer, it would be required to transform the observed heads at the pilot points into transmissivities. Therefore, three procedures were tackled for the identification of the spatial distribution of the hydrological parameters; geostatistical estimate of the parameter field on the basis of known well point, heads reconstructed by a numerical model, and modification of the values at pilot points by a minimization algorithm. The variogram of Kriging has been applied to a total of 258 transmissivity value in attempt to quantify their distribution of IAN aquifer. Variogram of the observed and optimized transmissivities at pilot points are adapted to the exponential form. So, it is fitted by theoretical one with coefficients of $w=0.623$, $a=2.743$. Values of head obtained through numerical analysis are adjusted to the observed values so that heads have been transformed completely into the transmissivities at the observation wells. The procedure represented contour map of the estimated transmissivities and the calculated head.

서 론

지난 몇십년 동안 대수층의 특징을 파악할 수 있고 거동을 예측할 수 있는 기구로서 유한요소법과 유한차분법에 대한 관심을 가져왔다. 수치모형의 도움으로 대수층의 거동을 모의하는 실험연구는 상당히 향상된데 반하여 변수의 평가방법은 특히 국내 학계에서는 그렇지 못한 실정이다. 기존 방법들의 한계점은 지질구조의 통계적인 특성을 고려하지 않은데서 비롯된 것으로 보인다. J.P. Delhomme(1979)은 "Kriging"에 의해서 투수량계수의 공간분포를 보간할 것을 제안하였고, William W-G. Yeh *et al.*, (1983)는 2차원 피압대수층의 투수량계수 분포를 성공적으로 추정하였다. 특히 Lee *et al.*, (1984)은 "Kriging" 기법을 사용하여 대수층의 투수량계수의 추정에 보다 효율적인 방법을 제시하기도 하였다. 그들은 "Kriging"에 의해서 각 격자점의 수두를 보간하고 이 수두값을 기

지로 하여 차분모형을 구성하는 과정에서 오차가 포함되었다고 가정하여 이때 발생된 오차를 최소로 하도록 변수를 추정하였다. 이때 각 격자점의 변수를 미지수로 하기 때문에 많은 기억용량이 아니면 손쉽게 이용하기가 어렵다. G. Le Marsily(1984)는 소위 "Pilot point"라고 하는 몇 개의 격자점을 선정하여 최적화 기법을 적용할 것을 제안하였다. 이 방법은 컴퓨터의 기억용량을 절약하는 효율적인 방법이다. 그러나 "Pilot point"에서 선정된 변수의 변동이 충분히 파악되는지는 의심의 여지가 많다.

따라서 본 연구의 목적은 Lee *et al.*, (1984)이 제안한 방법을 이용하여 이안지구 대수층의 전격자점을 대상으로 하는 대신 "Pilot point"에 대해서 최적화 하는 경우 산정된 투수량계수가 충분히 적합성을 보이는가를 검토하는데 있다.

이안지구 대수층의 개요

*군산대학교 공과대학 환경공학과(전북 군산시 미룡동 산 65)

정부는 농업용수 10개년개발 계획의 일환으로 지하수 개발계

획을 효과적으로 추진하기 위한 지하댐 설치 가능성을 검토한 결과 경북 상주군 이안면 양범리, 지신리, 함창읍 고촌리, 이안지구를 시험조사 연구지역으로 정하였다. 농업진흥공사는 1981년 11월 18일부터 1981년 12월 15일, 1982년 3월 27일부터 1982년 11월 29일까지 총 143 일간에 걸쳐 지표지질조사, 전기탐사, 기설관정조사, 수위관측공조사, 토질시험 등을 행하였다. 또 농업진흥공사에서 조사한 수문학적인 내용을 간추려 보면 다음과 같다. 본 지구의 지형은 타원형의 집수유역으로 둘러싸여 있는 분지형 지역으로 유역면적이 2,130 ha이며 상류부는 준엄한 지형이나 하류부로 갈수록 낮아져 낙동강 연변에 발달되어 있는 평야지대와 접하여 있다. 본 지구의 유일한 하천은 중앙을 관류하는 이안천 지류이다. 약 6.2 km 중 90%인 5.6 km가 강우량이 가장 많은 7-8월에만 일시적으로 지표수가 흐를 뿐 연중 대부분의 기간은 건천을 이루고 평상시에 기저유량만 복류수 형태로 유하되고 있다. 분포지질은 화강암으로부터 풍화 생성된 충적층으로 이루어져 지하수 보존성과 투수성이 양호하여 용수개발 가능한 지역으로 알려졌다(농업진흥공사, 1982).

수문 자료의 분석

이안지구 대수층의 지하지질상태, 지하수위, 지질구조 등을 파악하기 위하여 조사구역을 광범위하게, 그리고 균일한 조사 효과를 반영하기 위하여 전구역을 격자로 분할하여 평야 중앙부를 따라 3,400 m 종축과, 종축을 직교하는 방향으로 약 150 m 간격의 횡축선을 21개 설정하여 시추조사를 실시하였다(농업진흥공사, 1982). 지층을 해석한 결과 이안 지구 대수층의 대표적인 지층분포는 표토, 사력 및 혼전석, 풍화대, 기반암의 4층구조로 나타났으며 경암까지의 평균 충적층의 두께는 5.0m이며 성분별 평균깊이는 Figure 1과 같다.

지구내 설치된 기설관정 10개소에 대한 양수율 및 수리상수를 Table 1과 같다. 이때 사용된 제반계수를 구하는 식은 다음과 같다.

$$T = \frac{2.3Q}{4\pi\Delta S} \tag{1}$$

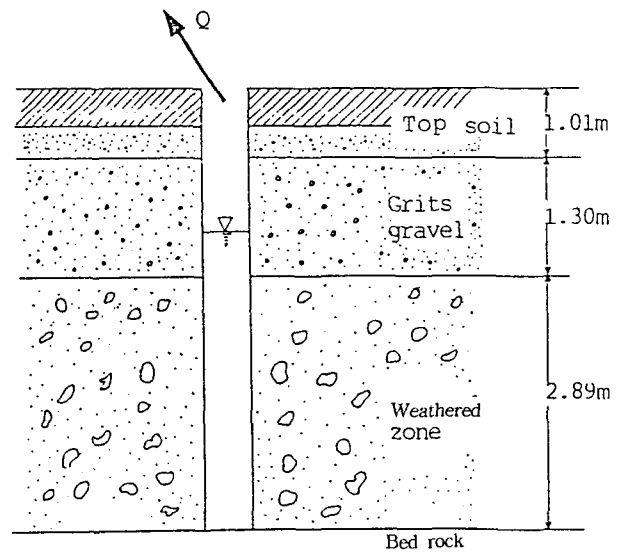


Figure 1. Configuration of average soil column.

$$S = \frac{2.25Tt}{r^2e^{4\pi T/C}} \tag{2}$$

여기서, Q는 양수량(m³/일), S는 단위수위강하량(대수, 눈금 1 Cycle당 수위강하량), t는 안정수위 도달시간(sec), r는 관측정까지의 거리(관측정이 없는 경우 관정의 반경(m)), C는 비산출량(m³/sec/m)이다. 수리전도도(K)는 투수계수를 대수층의 두께로 나누었고, 대수층의 두께는 관정심도에서 자연수위를 제외한 것이다.

수위관측은 단기관측과 장기관측 두 단계로 실시하였는데 단기관측에서는 강우량과 수위변동관계에 주목하였고, 장기관측은 물공급 계획시 참조하기 위한 것이다. 본 연구는 지표수 유입으로 인한 투수량계수 추정의 어려움을 피하기 위해 무 강우기간의 지하수자원 이용에 관심을 두었다. 따라서 지표수가 침투되어 지하수에 이르는 과정은 고려치 않았다. 또 수직방향의 투수 특

Table 1. Results of pumping test.

Number	Elevation	Depth of well	Pumping Rate	Transmissivity	Storage Coefficients	Date
	m	m	m ³ /day	10 ³ x m ² /sec		
1	116.88	2.73	79	2.335	0.206	82 4. 6
3	110.04	5.70	-	-	-	4. 3
5	105.88	5.19	192	4.45	0.321	4. 6
8	99.94	4.24	157	3.56	0.259	4. 5
9	98.00	4.77	63	1.01	0.234	4. 5
10	95.00	5.20	691	2.67	0.115	4. 4
12	91.12	3.00	432	12.2	0.617	4. 7
13	82.81	2.72	428	18.8	0.436	4. 2
14	77.16	4.81	392	0.496	0.121	4. 7
15	87.90	3.60	308	0.949	0.136	4. 1
Total			2,742	46.29	2.445	
Mean			305	5.14	0.272	

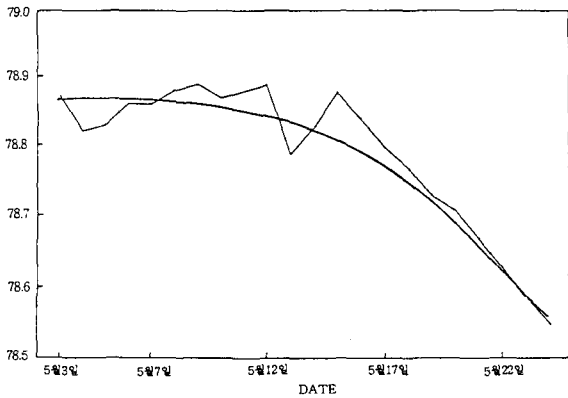


Figure 2. Water level variation of observation well (BH).

성을 배려치 않고 평면분포에만 한정시켰다. 즉, Figure 1의 지층 구조를 균일한 구조에 대응시킴으로써 문제를 단순하게 했다. 평면상의 각 점을 대표하는 수리전도도를 추정하는데 필요한 자료의 요건은 불충분한 수리전도도 자료를 보완하기 위해서 적절한 수위자료를 제공해야 한다. 적절한 수위자료란 위에서 전제된 것처럼 무강우시기에 획득한 것이어야 한다. 이 목적을 달성하기 위해서 1981년 5월 3일부터 5월 23일까지의 기록을 사용하였으나 기록치를 도시해 본 결과(Figure 2) 양수나 주수가 없었음에도 단조 감소되고 있지 않은 것으로 봐서 백색 잡음(white noise)이 포함되어 있는 것으로 판단되어 평활화 작업을 거친 자료를 재구성하였다. 재구성된 수위자료는 양정시 험지점외에 8개지점의 관측자료가 추가되었다.

이상의 산재해 있는 제한된 자료를 가지고는 대수층의 투수량계수 등 수리상수의 분포를 알 수가 없다. 만일 대수층의 변수공간을 확률공간으로 간주한다면 전대수층의 물리량들은 모집단이 되고 관측자료는 표본공간이 된다. 이때 관측자료는 점을 대표하기 때문에 많은 자료를 고려해야 되나 규정된 지역을 대표한다면 문제는 좀 단순해진다. 이러한 지역을 대표하는 변수를 지역변수(regionalised variable, 1971)라 한다. 또 표본공간의 확률구조를 나타낼 수 있는 척도가 있어서 모집단에 충분히 근접한다면 이 척도에 비추어 추출되지 않는 변수값을 추정할 수 있다. 따라서 지역변수들의 척도를 Variogram으로하여 변수의 공간분포를 설정해보려고 한다.

Variogram의 추정

다공질의 하나인 대수층도 무작위 과정인 한 실현이라고 볼 수 있으므로 여러 형태의 다공질체를 확률개념으로 보면 모집단을 가질것 이고 대상대수층은 무작위 과정의 한 실현으로 간주할 수 있다. 그러나 대수층을 확률적으로 파악하려할 때 시행 결과가 하나 밖에 없다는 점이다. 따라서 대수층의 확률구조에 실질적인 의미를 부여하기 위해서는 "Stationarity"와 "Ergodicty"의 가설을 필요로 한다. 정상성의 가설은 공분산 C(h)가 두 점의 간격 h만의 함수라는 것이다. 대수층의 크기가 증가하면 투수량계수의 분산도 증가한다고 알려졌다. 이는 엄밀히 말해서 약정상성도 아니라는 것이다. 따라서 확률해석의 의미를 부여하기 위해서 Matheron(1971)은 좀더 약한

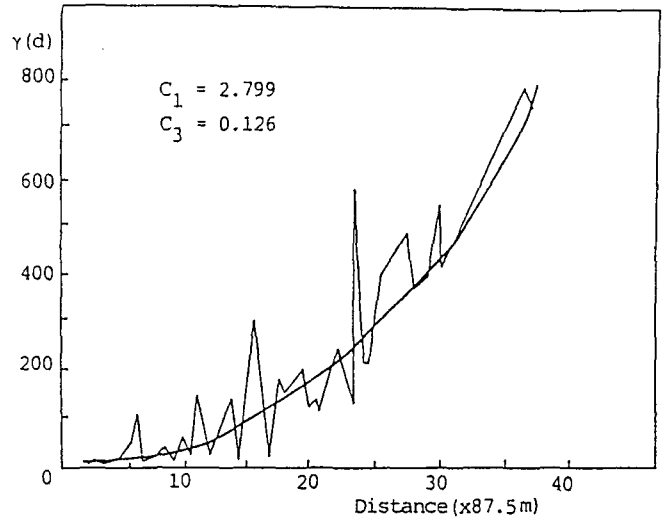


Figure 3. Variogram of initial head.

"Intrinsic hypothesis"를 제안했다. 그에 의하면 무작위함수(random function)의 분산이 유한하지 않더라도 1차 차분의 분산은 유한하다고 하는 약정상성을 가정한다는 것이다. 앞의 약정상성에 의하면 2차 차분분산을 다음과 같이 정의할 수 있다.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E [Z(x+h) - Z(x)]^2 \quad (3)$$

여기서 $\gamma(h)$ 를 Variogram이라 칭한다.

대수층의 부정류 방정식의 수치해를 얻기 위해서는 초기수위 분포가 기지여야 한다. 관측되지 않은 지역 초기수위를 알기 위해서 Kriging을 하려면 수위변수 Variogram이 필요하다. Variogram의 이론식은 여러 형태가 있을 수 있는데, 수위에 관한 Variogram의 이론식은 Yeh *et al.*(1983)의 연구결과에 따라 다음 식을 사용하였다.

$$\begin{aligned} \gamma_{ij} &= \frac{1}{2} \text{var}(h_i - h_j) \\ &= C_1 |\Delta Z| + C_3 |\Delta Z|^3 \end{aligned} \quad (4)$$

여기서 C는 수위자료에 의해 얻어진 Variogram으로부터 얻어지는 상수이고 h_i 및 h_j 는 i, j점의 수위이며, ΔZ 는 관측점 i, j사이의 거리이다. 19개소의 관측수위 자료에 의해 계산된 Variogram과 이론식($C_1=2.7993$, $C_3=0.162$)은 Figure 3에 도시하였다.

투수량계수 Variogram의 이론적인 형태를 선택하기 위해서는 관측자료 9개를 사용하였다. 이때 투수량계수의 확률분포가 대수정규분포(Palumb *et al.*, 1983)라는 사실을 이용하기 위해서는 수리전도도 대신 투수량계수의 분포에 관심을 두었고 투수량계수의 상용대수치에 대한 variogram이 어떤 이론식에 부합되는지 살펴봐야 한다. Palumb and Khaleel(1983)가 MESLIA BOLSON유역의 대수층에서 다음의 이론적인 Variogram

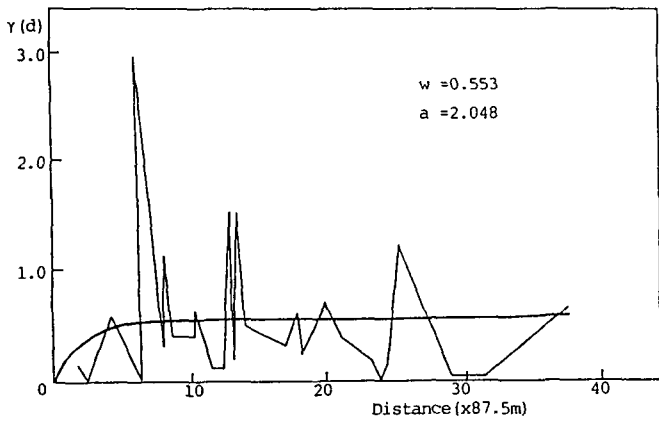


Figure 4. Variogram of log Transmissivity.

(exponential model)이 잘 부합됨을 보였다.

$$\gamma(h) = w \left\{ 1 - \exp(-|h|/a) \right\} \quad (5)$$

여기서 h 는 격자간의 거리이며, w 및 a 는 추정되어야 할 상수이다. 원시자료로부터 구한 variogram도 위 식에 적합한 형상을 가지고 있으므로 식 (5)에 의하여 보간한 결과($w=0.553$, $a=2.0481$)를 Figure 4에 도시하였다.

이상의 variogram은 수위와 투수량계수를 대표하는 확률구조라 할 수 있다. 따라서 대수층공간의 모든 수위변수와 투수량계수 변수는 이 variogram을 만족해야 한다. 역으로 이 variogram을 만족하도록 변수들을 추정하기 위해서는 Kriging이 필요하다.

Kriging 기법

Intrinsic hypothesis 하에서 Kriging은 가능한 모든 관측치의 선형결합으로 주어진다.

즉,

$$Z_o^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i \quad (6)$$

Z_i : 지점 X_i 에서의 관측치, $i=1, \dots, n$

λ_i : 계산된 최적가중치 i : 관측지점

O : 추정지점

이때 λ_o 는 3가지 가설하에서 무작위함수(R. F.)에 의해서 평가된다는 점에 유의해야 한다. 추정치 Z_o^* 가 최적의 값이기 위해서는 최우추정치(maximum likelyhood estimate)여야 한다. 즉, 불편(unbiased)과 최소분산(minimum variance)의 제약이 따라야 한다.

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_i - x_j) + \mu = \gamma(x_i - x_o) \quad i=1, \dots, n$$

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j^i = 1 \quad (7)$$

여기서 μ 는 Lagrange 승수이다.

투수량계수(T)가 대수정규분포라고 가정하면 층류흐름의 지역

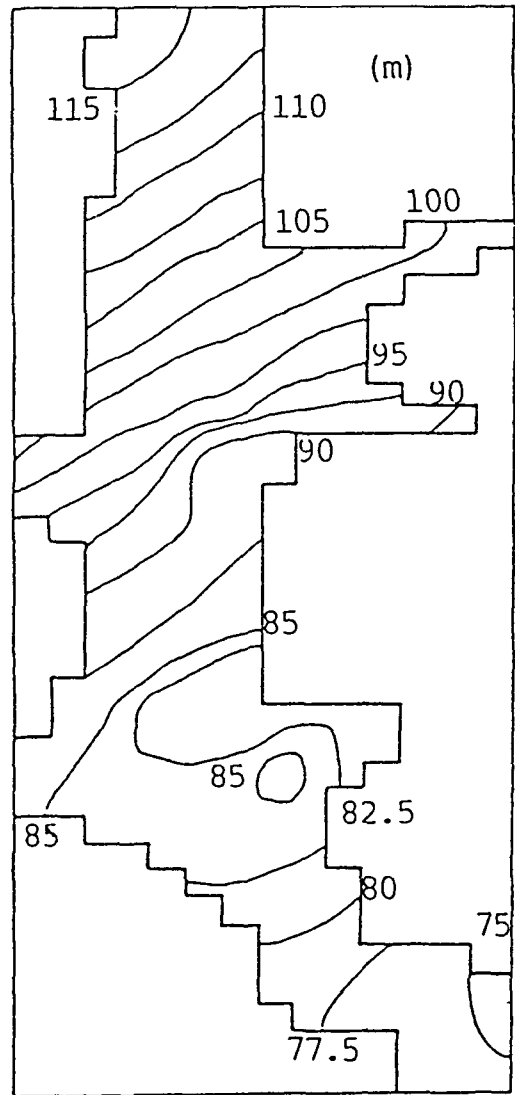


Figure 5. Contour of initial head.

에서 흐름을 지배하는 평균투수량계수는 기하평균이므로 LogT의 Variogram이 보다 규칙적으로 거동하므로 T에 대한 Kriging은 대수공간에서 더 잘 수행되고 격자점 전역에서 평균이 직접 계산된다(Marsily et al., 1984).

$Y = \text{Log}T$ 라 놓으면 관측값 $y_i = \text{Log}T_i$, pilot points에서의 추정값 $\hat{Y}_i = \text{Log}\hat{T}_i$ 로 나타낼수 있다. 앞의 정의를 사용하여 식(6)을 다시 나타내면 각 격자점에서 "Zero"지점에 대한 평균투수량계수는 다음과 같다.

$$Y_o^* = \sum \lambda_o^i y_i + \sum \lambda_o^i \hat{Y}_i \quad (8)$$

여기서 Y_o^* 는 Y_o 의 추정치이다.

Kriging 기법은 variogram으로부터 미지점들의 값들을 보간하는 일이 가능하다. 앞 절에서 구한 variogram으로부터 수치모형의 입력이 될 초기수위를 구하여 Figure 5에 도시하였다.

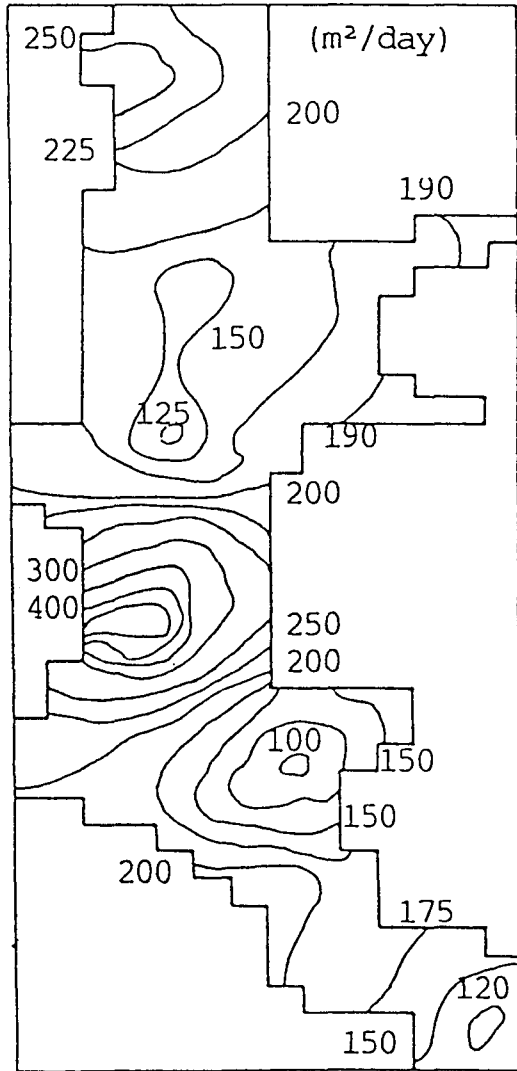


Figure 6. Contour of Kriged transmissivity.

수위등고선은 좁을수록 동수구배가 심하며 지형구배도 급한지역이 대부분이다. 유입 및 유출은 후술할 수치모형의 해가 자연수위 변동에 가깝도록 추정하였다. 식 (5)을 이용하여 258개 지점의 값을 Kriging한 결과는 Figure 6에 나타났다. 이상에서 초기수위 분포와 투수량계수 분포가 추정되었으므로 대수층의 부정류방정식의 수치실험을 통하여 수위변동을 관찰해 볼 수 있고 추정된 값들의 보정기구가 필요하게 된다.

투수량계수의 추정

이안지구 대수층 전역의 투수량계수를 추정하는데 유용한 자료는 관정시험으로부터 얻은 9개 지점의 투수량계수값과 8개 지점의 관측수위 값이다. 관측수위 정보는 “Kriging, 수치해, 최적화” 과정을 통해 투수량계수 정보로 전환될 수 있다. 관측수위 정보를 전환하는 작업을 수행하는 동안 전역의 투수량계수가 추정되고, 관측수위 지점을 pilot point로 함으로써 투수량계수의 “침” 정보는 증가된다. 보다 풍부해진 자료에 의해서 이안지구 대수층을 대표하는 투수량계수 체계를 보다 정확하게 분석할 수 있다.

Figure 7은 대상 대수층 유역을 87.5 m×87.5 m 격자로 분할한 모형도 이다. 격자(1, 4), (1, 5), (1, 6), (1, 7), (9, 14), (17, 1), (18, 1), (19, 1), (28, 1), (29, 1), (30, 1)에서 각각 4×20m³/day, 7×15m³/day의 지하수가 유입되며 (40, 12), (40, 13), (40, 15)에서 3×65m³/day의 지하수가 유출되는데 이는 전절에서 기술한 방법으로 추정한 양이다. ●의 9개 지점은 양수시험을 수행한 기설관정(pumping wells)을 나타내고, ○의 8개 지점은 수위만을 관측한 pilot point(observation wells)를 나타낸다.

이상의 경계값을 만족하는 지배방정식의 해를 구하면 각 점의 수위가 얻어진다. 이때 대수층 대부분은 자유수면을 가지고 있으므로 다음의 방정식을 설정하고 그 해를 구해야 한다.

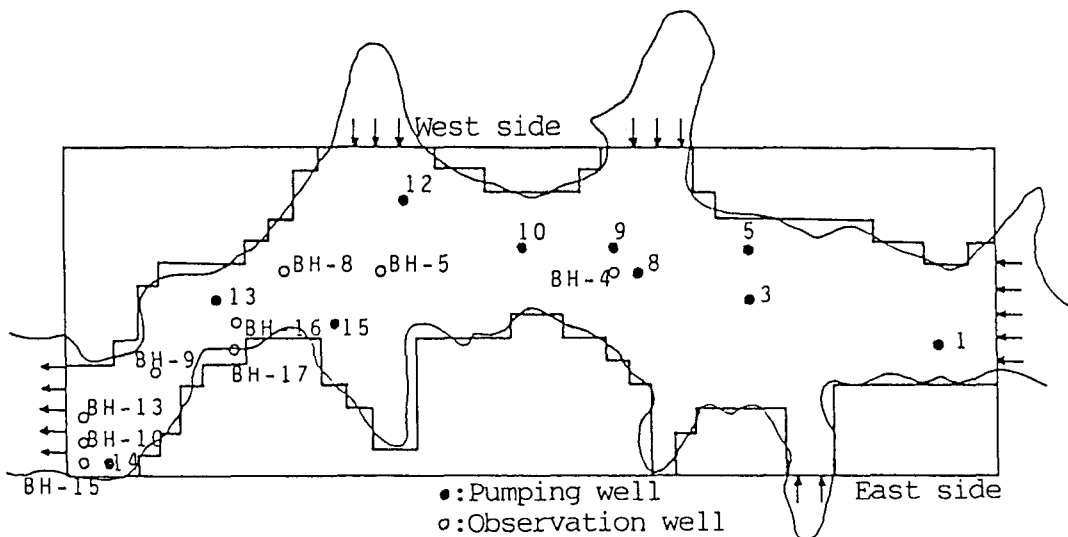


Figure 7. Configuration of IAN aquifer.

$$\text{흐름역} : \frac{\partial}{\partial x} (Kh \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (Kh \frac{\partial h}{\partial y}) = Q + S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (9)$$

$$\text{경계역} : h(x, y, t) = h_1, x, y \in \Omega$$

$$Kh \frac{\partial h}{\partial n} = h_2, x, y \in \Omega \quad (10)$$

여기서 $K(x, y)$ 는 수리전도도이고, Q 는 양수량, S 는 저류상수이며, Ω 는 영역을, $\frac{\partial}{\partial n}$ 는 법선미분을 각각 나타낸다. 특히 식(9)은 Dupuit 가정하에 3차원 흐름을 수직축을 $h(x, y, t)$ 로 하여 2차원화한 것이다. 식(9) 및 식(10)는 Lee *et al.*(1984)의 inverse model program을 수정하여 해를 구하는데 이때 필요한 초기수위 분포는 전 절에서 구한 값(Figure 5)을 이용하면 된다. 식(9) 및 식(10)의 해를 구하기 위해서는 $T=Kh$ 또는 K 의 분포가 전제되어야 한다. Kriging 기법에 의하면 양수시험으로부터 얻은 9개 지점의 자료를 가지고 각 지점의 투수량계수를 추정하여 수치모형의 자료로 이용할 수 있다. 자료를 보완하기 위하여 수위관측지점을 pilot point로 하여 이 지점의 투수량계수를 최적으로 추정하는 작업이 뒤따르게 되는데 이때, Kriging에 의하여 구한 투수량계수를 가지고 수치해를 구했을 때 관측된 수위자료와 부합되지 않을 때는 보정장치가 필요하다. 이 보정장치는 물론 계산된 수위와 관측수위 차를 제공한 값이 기준이 될 수 있다. 투수량계수의 부정확으로 발생한 수위오차를 줄이는 문제는 간단하지는 않다. 왜냐하면 오차가 투수량계수에 대해서 implicit 함수로 되어 있기 때문이다. 따라서 부가방정식(Chavent G., 1973)을 도입하게 되는데 Lee *et al.*(1984)이 사용한 식과 다른점은 피압대수층에 관한 것이 아니라 자유면대수층에 관한 식이라는 점이다. 즉,

$$\frac{\partial}{\partial x} (Kh \frac{\partial q}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (Kh \frac{\partial q}{\partial y}) + S \frac{\partial h}{\partial t} = 2 \sum_{j=1}^n \Delta p_j(\alpha, t) \delta_j \quad (11)$$

$$q(x, T)=0 \quad (12)$$

여기서 Δp_j 는 관측수두와 계산수두의 차이이고 δ 는 Dirac delta 함수이다. 식(11) 및 식(12)의 해도 식(10)의 해법과 동일하게 구하게 되고 이들 방정식들의 해로부터 최적투수량계수를 구하는 절차는 아래와 같다. 수치모형으로부터 얻은 계산치의 수두는 관측치와 비교하게 된다. 이리하여 관측치와 계산치의 차를 자승하여 목적함수로 설정하여 이함수값이 허용범위내에 들도록 시행착오 절차를 구성해야 한다.

$$J(\alpha) = \sum_{j=1}^n \int_0^T \{h_{obsj}(t) - h_{calj}(t)\}^2 dt \quad (13)$$

여기서 N : 관측점 수두의 갯수

T : 관측시간

$h_{obsj}(t)$: t 시각에 관측점 j 에서 관측된 수두

$h_{calj}(t)$: t 시각에 격자점 j 에서 계산된 수두

식(13)를 최소로 하는 최적경사를 구하여 반복적으로 최적해를 구한다. 즉,

$$T_{pj}^{n+1} = T_{pj}^n - \epsilon \left(\frac{\partial J}{\partial T_{pj}} \right)^n \quad (14)$$

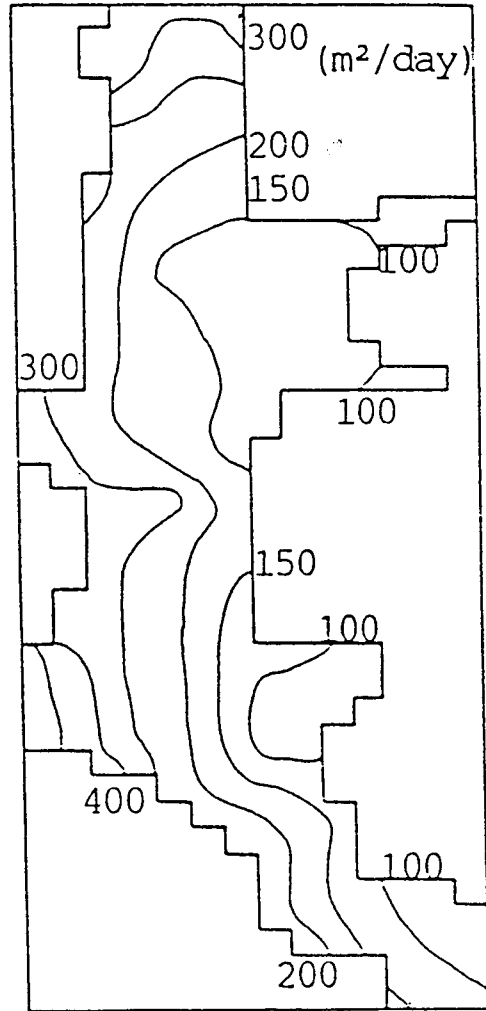


Figure 8. Contour of final transmissivity.

여기서 p_j 는 관측수두와 계산수두의 차이값이다.

최적보폭을 찾는 문제는 기왕의 알고리즘(Fletcher-Reeves, 1964)을 이용하였다.

수치실험 및 고찰

이상의 절차에 따라 수치실험을 수행하였다. Fletcher-Reeves 알고리즘에 의해 pilot point의 투수량계수가 최적값에 이르면 수정 Inverse model로부터 수두를 재산정하여 초기수두와 비교해 볼 수 있다. 즉 평형상태에 이르렀을 때의 투수량계수가 관측수위에 충분히 대응된다고 간주하여 5월 23일의 투수량계수 분포와 수위분포 등고선을 Figure 8 및 Figure 9에 각각 도시하였다. 초기 수두 분포인 Figure 5와 최종수두 분포 Figure 9를 비교해보면 하류부 근처에서 다소 차이를 보이지만 전반적으로 일치된 경향을 나타냈다. 자유면 대수층의 2차원 부정류 방정식의 투수량계수 추정방법으로 제안된 최적화 기법의 안정성을 알아보기 위하여 반복 횟수에 따른 목적함수의 감소 경향을 Figure 10에 도시하였다. Figure 10를 살펴보면 위와 같은 과정을 3번 반복한 후에 계산수두와 관측수두의 차가 허용범위내에 들었고 목적함수의 값

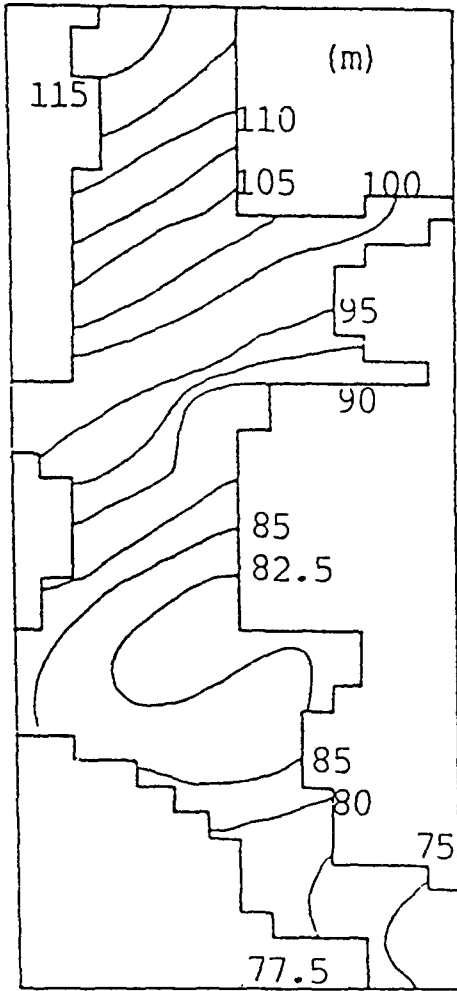


Figure 9. Contour of final head.

이 감소하는 것을 알 수 있다. 그때 관측수위 정보가 관측수위 지점의 투수량계수 정보로 충분히 전환되었다고 판단된다. Kriging 기법에 의하여 구한 투수량계수 분포인 Figure 6과 최적화 기법을 통하여 추정된 Figure 8를 비교하여 보면 Pilot point의 투수량계수가 다른 격자점으로 파급되어 투수량계수 값들이 조정되는 것이 나타난다. 그러나 그 이외의 격자점 값들은 약간의 오차가 내포되어 있을 가능성이 크다. 따라서 기존의 투수량계수 9개소의 값과 8개소의 pilot point에서의 값을 가지고 Variogram을 구하여 Figure 11에 도시하였다.

Figure 11에서 w 및 a 값은 각각 0.623, 2.743이고 보완된 Variogram 역시 상하대칭의 양상을 보이고 있고, 발전경향이 미미한 것으로 보아 이안지구 대수층의 투수량계수 특성은 통계적으로 균일하다는 판단이 가능하다. 따라서 exponential variogram이 이안지구 대수층에 적합함을 보여준다.

결론

본 논문에서는 변수추정 방법의 신뢰도를 높이고, 경북 상주군 소재 이안지구 대수층의 투수량계수 공간분포 특성을 도출하기 위해 대수층의 부정류 방정식의 수치해를 통한 물리적인

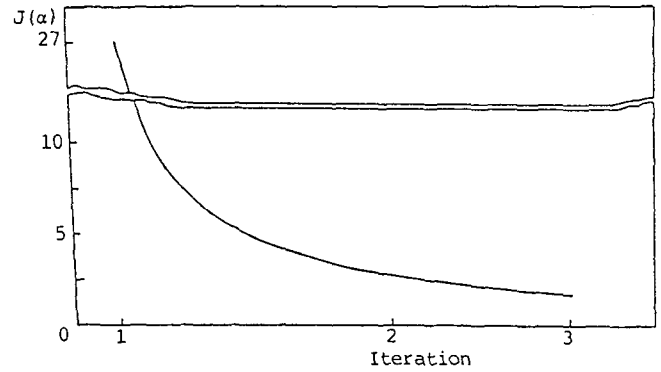


Figure 10. Decrease in objective function.

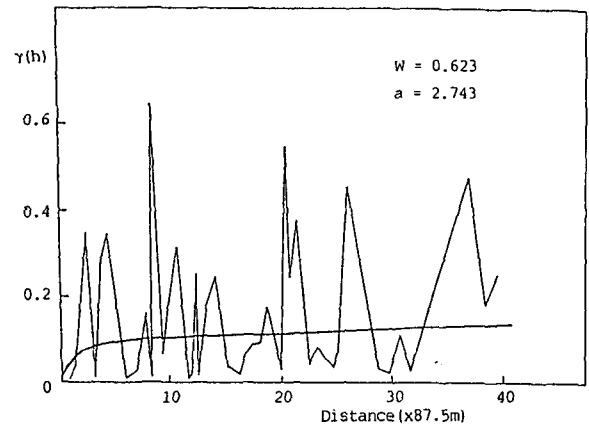


Figure 11. Variogram of transmissivity at observation and pilot point.

방법뿐만 아니라 Kriging 기법을 사용하여 대수층의 지질통계적인 구조를 파악하였다. 그 결과로 이안대수층의 수위와 투수량계수 분포의 등고선을 나타냈다. 본 논문에서 얻은 성과를 요약하면 다음과 같다.

1) 관측투수량계수와 pilot point에서의 추적투수량계수를 가지고 수치모형으로부터 구한 값의 차로 구성되는 목적함수값이 2차적으로 감소하는 것은 추적치의 영향이 Kriging에 의해 파급되어 수치모형으로부터 다른 영역에 전달된다는 것을 시사하며 부가방정식의 해를 도입한 경사산정법은 안정된 최적화 기법임을 보여준다.

2) 관측투수량계수의 variogram이 지수형의 이론 variogram을 기준으로 상하대칭 변동 양상을 보이고 있는 것은 이안대수층이 통계적으로 균일하다고 생각할 수 있고 이론식의 추정계수치 $w=0.623$, $a=2.743$ 을 사용해서 Kriging을 했을 때 목적함수의 값이 감소하여 수렴하는 것은 지수형의 variogram이 이안대수층에 적합함을 보여준다.

3) 이상의 결과로 미루어 본 논문에서 도입한 새로운 투수량계수 추정 방법은 투수량계수 추정모형의 규모를 대폭적으로 축소시킬 수 있는 효율적인 기법이다. 본 논문의 성과는 이안지구 대수층의 수자원 공급 계획시 유용하게 활용될 수 있으며 검토된 새로운 기법은 다른 대수층에 매장된 수자원 개발에 응용될 수 있을 것으로 기대한다.

참고문헌

- 농업진흥공사, 1982, 이안지하담 조사 시험보고서.
- Chavent, G., Juin, 1973, Identification of distributed parameters, 3-rd i.F.A.C. Symposium, The Hague-Delf, Pays-Bas.
- Dolhomme, J.P., 1979, Spatial variability and uncertainty in ground water flow parameters geostatistical approach, *Water Resource Research*, 15(2), p.269-280.
- Fletcher, R. and Reeves, C.M., 1964, Function minimization by conjugate gradient, *Computer J.*, 7, p.149-154.
- Marsily, G. de, Lavedan, G. Boucher, M. and Fasanino, G., 1984, Interpretation of interference tests in a well field using geostatistical technique to fit the permeability distribution in a reservoir model, *Geostatistics for Natural Resources Characterization part 2*, p.831-849.
- Matheron, G., 1971, The theory of regionalized variable and its application, cahiern'5, centre de Morphologie Mathematique, Ecole des Mines Fontainebleau, 250p.
- Lee, J.H., Park, Y.K., and Hwang, M.H., 1984. Transmissivity identification of confined aquifer, *Journal of Korean Association of Hydrological Science*, Vol.17, No.4.
- Palumb, M.R. and Khaleel, R. 1983, Kriged estimates of transmissivity in the MESILLA BOLSON New Maxico, *Water Resources Bulletin*, Vol.19, No.6.
- William, W-G Yeh, Young, S. and Lee, K.S., 1983, Aquifer parameter identification with kriging and optimum parameterization, *Water Resource Res.*, 19(1), p.225-233.