지반공학문제에 있어서 불확실성 모델링 -지구통계학의 이해-

류동우
(주)지하정보기술 선임연구원, 공학박사

1. 강좌에 들어가며

"I am more and more amazed about the blind optimism with which the younger generation invades this field, without paying any attention to the inevitable uncertainties in the data on which their theoretical reasoning is based and without making serious attempts to evaluate the resulting errors"

- From Annual Summary in Terzaghi's Diary

"The geotechnical engineer should apply theory and experimentation but temper them by putting them into the context of the uncertainty of nature. Judgement enters through engineering geology"

- From Terzaghi

상기 인용한 Terzaghi의 생각은 지반공학문제에 있어 불확실성과 관련하여 경험론적 관점의 중요성을 언급한 것일 수 있다. 그러나, 무엇보다 지반공학문제에 있어 불확실성을 어떻게 평가하고 모델링 하느냐의 문제는 보다 합리적인 공학적 판단을 이끌어내기 위해 지반 조건에 대한 유용하고 정제된 정보의 제공이란 측면에서 매우 중요하다.

지중에 건설되는 터널구조물의 경우, 사전 설계는 노두 조사, 시추공 조사, 실내 및 현장 시험 등으로부터 얻은 다양한 조사 자료에 기초하여 분석한 지반조건에 따라 수행된다. 궁극적으로 설계 대상의 지반 조건의 산정은 이들 조사 자료들로부터 조사자 및 설계자의 경험에 따른 판단에 의존하는 경우가 대부분이다. 경험론적인 접근법에 대한 중요성을 간과하기보다는, 제한된 조사자료로부터 최대한 정제된 유용한 지반 정보를 어떻게 얻어낼 수 있는지에 대해 초점을 맞추고자 한다. 지반 조사를 목적으로 수행되는 실험이나 측정들은 공간 상에 위치하는 지점에서 취득된 샘플 자료로 볼 수 있으며, 이와 같이 공간상 분포하는 자연현상(실험치 혹은 측정치)을 분석하는 유용한 통계적 도구로서 지구통계학을 소개하고자 한다.

제한된 지면을 통해 한 분야 전반에 대해 설명을 한다는 것은 무모한 시도일 수 있기 때문에, 지구통계학을 처

음 접하는 터널공학자, 지반조사자 등을 대상으로 다양한 지반 조사 자료의 처리 및 해석 시 적용할 수 있는 불확실성 평가 및 모델링의 기초가 될 수 있는 지구통계학의 기본적 개념을 중심으로 설명하고자 한다.

2. 지구통계학의 학문사적 조명

지구통계학(geostatistics)란 분야가 국내 · 외 지반공학분야에 등장하기 시작한 지는 그렇게 오래 전의 일이 아니다. 따라서, 지구통계학이란 분야의 학문사적 조명을 통해 독자들의 흥미를 유발하고 이 분야의 지반공학적 적용 가능성에 대해 함께 생각하자는 의도에서 간략하게 언급하고자 한다.

1960년대는 지구통계학의 학문적 정립기로 정의할 수 있을 것이다. 1962년 Matheron에 의해 정의된 지구통계학은 공간 상에 분포하는 자료[1]의 분석을 위한 "지역화 변수에 대한 이론(theory of regionalized variables)"의 적용으로 정의할 수 있다. 채광학이라는 분야만큼이나 오랜 기원을 가지는 지구통계학은 Matheron(1962, 1963)에 의해 처음으로 수학적 체계의 정립 및 독립적 학문분야로서 자리매김을 기할 수 있었다. 또한, 그는 공간 자료의 분석에 있어 고전 통계학의 한계성을 지적하고, 공간적 상관성을 가지는 자료 분석에 대한 방법론 및 이론으로 지구통계학의 위상을 정립하였다. 지구통계학이 학문적으로 정의되고 체계화되기 전부터 Gandin (1963), Matern(1960), Yaglom(1953), Krige (1951, 1952) 등 수많은 학자들의 공간 자료 분석을 위한 학문적 성과가 지구통계학이란 학문적 잉태를 위한 밑거름이 되었던 것도 인정해야 할 사실이다. 한편, 지구통계학의 발전에 큰 기여를 한 기관으로는 Matheron이 1967년 파리 광산대학에 설립한 지구통계학 센터(Center for Geostatistics)를 들 수 있다. 이곳은 현재 세계 각지의 학계 및 연구기관에서 지구통계학에 대한 이론적 발전에 공헌하고 있는 수많은 지구통계학자들을 배출한 기관이기도 하다.

1970년대부터는 지구통계학이 다양한 분야에서 응용되고 그 가능성을 평가받는 학문적 성숙기라고 할 수 있다. 특히, 자원공학, 지하수학, 수리학, 해양학, 환경공학, 기타 지구물리학 분야 등에 적용되어 좋은 연구성과들이 보고되었다(Matheron, 1973; Journel, 1974; Delfiner, 1976; Journel 외, 1978; Delhomme, 1979; Mejia 등, 1974).

1980년대 들어, 현대 통계학의 발전은 지구통계학의 독창성 및 그 위상에 대한 논쟁을 불러일으켰으며, 이와 같은 논쟁들을 통해 지구통계학의 위치와 가치에 대한 재평가가 이루어질 수 있었다(Shurtz, 1985; Philip등, 1986; Journel, 1986).

1993년 캐나다 몬트리올에서 "geostatistics for the next century"이란 이름으로 개최되었던 국제포럼은 지구통계학이란 분야에 보다 깊은 관심을 가지고 있는 독자들에게 지구통계학 분야의 연구 방향과 그 가능성을 확인할 수 있는 좋은 참고자료가 될 수 있을 것이다.

3. 지구통계학을 위한 기본 개념

처음 접하는 독자들에게 지구통계학에서 주로 사용되는 용어 및 개념에 대한 간략한 설명을 통해 보다 쉬운 이해를 돕고자 한다. 일반적으로 실세계 현상을 분석하기 위한 지구통계학의 개념적 구조는 그림 1과 같다. 앞서 언급한 바와 같이 지구통계학은 지역화 변수의 이론을 공간 상에 분포하는 자료에 적용하는 학문이란 관점에서 지역화 변수와 일반 통계학에서 사용하는 확률변수(random variable)를 비교 · 정의하고, 지역화 변수를 모델링하기

1) 지구통계학 분야에서 취급하는 공간 상에 분포하는 자료는 공간 자료(spatial data), 시계열 자료(temporal data 혹은 time series data) 그리고 시공간 자료(spatiotemporal data)를 모두 포함한다.

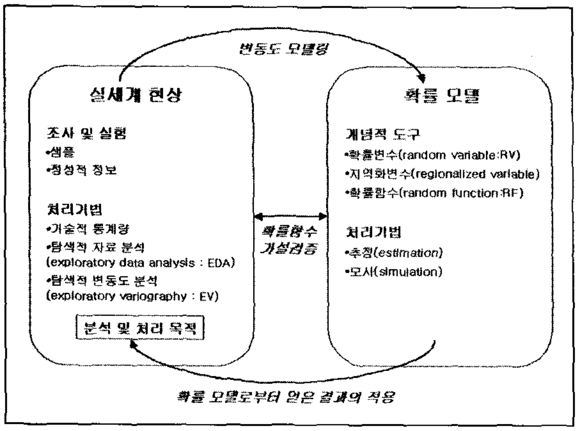


그림 1. 지구통계학의 개념적 구조

위한 유용한 도구인 확률함수(random function)에 대해 간략하게 살펴보도록 한다. 또한, 지구통계학에서 가장 일반적으로 이용하는 분석도구로서 변동도 분석을 들 수 있는데, 이를 위한 기본적 가정 및 정의를 살펴보고자 한다.

지구통계학은 공간 상에 분포하고 있는 자료의 분석을 위한 구조분석(structural analysis)과 선형 비편향 최적 추정(best linear unbiased estimation : BLUE)으로 구분할 수 있다. 따라서, 구조분석과 BLUE에 대한 간략한 설명을 통해 지구통계학의 기본 개념에 대한 소개를 끝맺고자 한다.

3.1 확률변수, 지역화 변수, 확률함수

확률변수란 어떤 확률과정(random process) 혹은 확률기구(random mechanism)에 따라 독립적으로[2] 발생하는 값을 가질 수 있는 변수로 정의할 수 있다.

지역화 변수는 공간 상에 분포하는 변수이며, 자연현상을 나타내는데 이용된다. 예를 들면, 중금속 농도, 지하수위, 지체력 등과 같이 공간 상에 존재하거나 발생하는 현상을 표현하는 값을 가질 수 있는 변수로 정의할 수 있다. 이와 같은 지역화 변수, 즉 공간 상의 자연현상은 전역적 관점(global aspect)과 국부적 관점(local aspect)으로 구분하여 관찰할 수 있다. 전역적 관점에서 바라본 자연현상은 어떤 경향성을 가지고 변화하는 반면, 국부적 관점에서 바라본 자연현상은 무작위성을 가지고 변화한다. 여기서, 전역적 관점과 국부적 관점의 기준은 분석적 모델링이 가능한 범위로 이해할 수 있다.

확률함수[3], $\{Z(\boldsymbol{x}, \omega): \boldsymbol{x} \in D, \omega \in \Omega\}$는 확률변수들의 집합이다. 여기서, D는 n차원의 유클리드 공간 영역이며, Ω는 표본공간(sample space)이다. 공간 상의 고정된 지점 x_i에 대해, $Z(x_i, \omega)$는 ω의 함수이다. 즉, $Z(x_i, \omega)$는 확률변수이다. 반면, 표본공간 Ω의 특정 표본 ω_i에 대해, $Z(\boldsymbol{x}, \omega_i)$는 확률함수의 관찰 가능한 값을 가지는 $\boldsymbol{x}$의 함수이다. $Z(\boldsymbol{x}, \omega_i)$를 일반적으로 확률과정(random process)의 표본함수(sample function) 혹은 실현(realization)이라 한다. 지구통계학은 지역화 변수를 모델링하기 위해 다양한 구성 확률변수들 간의 공간 의존성(spatial dependence)을 가지는 확률함수를 이용한다.

앞서 언급한 지역화 변수의 두 가지 측면, 즉 구조화되어 있는 전역적 관점과 무작위성을 보이는 국부적 관점으로 자연현상을 표현할 수 있다.

① 임의의 지점에서 나타나는 현상, 혹은 값 $z(\boldsymbol{x})$는 확률변수로 고려할 수 있다.

② 또한, 위치 x_i와 $x_i + \boldsymbol{h}$의 지점에 대응되는 확률변수 $Z(x_i)$와 $Z(x_i + \boldsymbol{h})$는 독립되어 있지 않고 현상의 공간 구조를 표현할 수 있는 상관성과 관련되어 있다는 측면에서 $z(\boldsymbol{x})$는 확률함수이다.

2) 고전 통계학에서 가장 간단한 모델인 독립동일분포모델(i.i.d. model: independent and identically distributed model)에 근거한 정의에서 출발한 개념이다.

3) 일반적으로 확률함수, $Z(x)$는 x가 1차원 공간, 즉 시계열 상에서 변화하는 경우 추계학적 과정(stochastic process)이라 하며, x가 1차원 이상의 공간(주로 metric space)에서 변화하는 경우 이를 확률집합체(random field)라 한다. 보다 상세한 수학적 정의는 Neveu(1970), Charistakos(1999)를 참조하길 바란다.

3.2 1차 및 2차 적률

지구통계학에서는 자연현상, 즉 확률함수의 공간 법칙(spatial law)을 어떻게 기술하느냐가 가장 기본적인 문제일 수 있다.

공간 상의 k개의 위치 $x_1, x_2, \cdots, x_k$에 대응하는 k개의 확률변수들의 집합은 다음과 같이 표현할 수 있다.

$\{Z(x_1), Z(x_2), \cdots, Z(x_k)\}$

일반적으로 상기 확률변수들의 집합은 k개의 변수를 가지는 확률분포함수에 의해 완전하게 정의할 수 있다.

$$F_{x_1, x_2, \cdots, x_k}(z_1, z_2, \cdots, z_k) = \text{Prob}\ \{Z(x_1) < z_1, \cdots, Z(x_k) < z_k\}$$

일반적으로 지구통계학(보다 엄밀히 말하면 선형 지구통계학)에서는 확률함수의 1차 적률(1st order moment)과 2차 적률(2nd order moment)만으로 충분하다.

위치 $\boldsymbol{x}$에서의 확률변수 $Z(\boldsymbol{x})$의 분포함수가 기대값을 가진다면, 이는 다음과 같이 $\boldsymbol{x}$의 함수이다.

$$E\ \{Z(\boldsymbol{x})\} = m(\boldsymbol{x})$$

지구통계학에서는 다음과 같은 3가지 종류의 2차 적률들을 일반적으로 취급한다.

① 분산(variance)

확률변수 $Z(\boldsymbol{x})$이 기대값에 대한 2차 적률로 다음과 같이 표현한다.

$$\begin{aligned} \text{Var}\ \{Z(\boldsymbol{x})\} &= E\{[Z(\boldsymbol{x}) - m(\boldsymbol{x})]^2\} \\ &= E\{Z(\boldsymbol{x})^2\} - m^2(\boldsymbol{x}) \end{aligned}$$

기대값 $m(\boldsymbol{x})$에 대해, 분산은 일반적으로 위치 $\boldsymbol{x}$의 함수이다.

② 공분산(covariance)

두 확률변수 $Z(x_1)$과 $Z(x_2)$가 각각 분산을 가지면, 두 지점 x_1와 x_2의 함수인 공분산 또한 존재하며 다음과 같이 표현한다.

$$\begin{aligned} C(x_1, x_2) &= E\{[Z(x_1) - m(x_1)] \cdot [Z(x_2) - m(x_2)]\} \\ &= E\{Z(x_1)\} \cdot E\{Z(x_2)\} - m(x_1) \cdot m(x_2) \end{aligned}$$

③ 변동도(variogram) 혹은 반변동도(semivariogram)[4)]

변동도는 두 확률변수간의 증분, $[Z(x_1) - Z(x_2)]$에 대한 분산의 절반으로 다음과 같이 정의한다.

$$\begin{aligned} \gamma(x_1, x_2) &= \frac{1}{2}\text{Var}\{Z(x_1) - Z(x_2)\} \\ &= \frac{1}{2}(E\{[Z(x_1) - Z(x_2)]^2\} \\ &\quad - [E\{Z(x_1) - Z(x_2)\}]^2) \end{aligned}$$

만약, $E\{Z(x_1) - Z(x_2)\} = 0$이면, 변동도는 다음과 같이 정의할 수 있다.

$$\gamma(x_1, x_2) = \frac{1}{2}E\{[Z(x_1) - Z(x_2)]^2\}$$

3.3 ergodicity, 정상성 그리고 내속성

전절에서 언급한 확률함수, $Z(\boldsymbol{x})$의 일차 및 2차 적률을 정의하기 위해서는 확률함수, $Z(\boldsymbol{x})$의 수많은 실현들 $z_1(\boldsymbol{x}), z_2(\boldsymbol{x}), \cdots, z_k(\boldsymbol{x})$을 필요로 할 것이다. 그러나, 대부분 자연현상의 경우 한 위치 $\boldsymbol{x}$에서 또 다른 새로운 실현, 즉 측정 혹은 실험을 하는 것은 불가능하다. 즉, 자연현상은 유일하며, 한번의 실현, 즉 측정이나 실험만이 유효함을 의미한다. 이를 위해 ergodicity 가정 하에서 출발한다.

정상 확률 함수(stationary random function) $Z(\boldsymbol{x})$가 영역 $V \subset R^n$에 대해 V가 무한대로 갈 때, 기대값 $m = E[Z(\boldsymbol{x})]$으로 수렴하면 이를 "ergodic"하다고 정의한다.

$$\lim_{V \to \infty} \frac{1}{|V|} \int_V Z(\boldsymbol{x})\, dx = m$$

이와 같은 ergodicity 가정은 정상 확률 함수의 단일 실현(single realization)으로부터 평균을 결정할 수 있게 하는 가정이며, 따라서 실제 적용시 매우 중요한 가정이다.

① 강정상성(strict stationarity)

정상성이라 함은 공간 이동(translation)에 대한 불변

4) 일반적으로 반변동도를 변동도(variogram)로 통칭한다.

성(invariance)을 의미한다. 두 확률함수, { $Z(x_1)$, ⋯, $Z(x_k)$ }와 { $Z(x_1 + h)$, ⋯, $Z(x_k + h)$ }가 같은 결합확률 분포를 가질 때, 즉 같은 공간법칙(spatial law)을 가질 경우를 강정상성 혹은 협의의 정상성이라 한다.

② 2차 정상성(2nd order stationarity)

선형 지구통계학에서는 일반적으로 두 개의 적률만을 고려하기 때문에 일차 및 2차 적률이 존재하는 경우, 상기 정상성 가정을 두 개의 적률에만 적용하도록 한다. 즉, 확률함수 $Z(\boldsymbol{x})$가 다음의 조건을 만족하는 경우, 이를 약정상성 혹은 2차 정상성이라 한다.

$$E\{Z(\boldsymbol{x})\} = m, \ \forall \boldsymbol{x}$$

$$C(\boldsymbol{h}) = E\{Z(\boldsymbol{x}) \cdot Z(\boldsymbol{x}+\boldsymbol{h})\} - m^2, \ \forall \boldsymbol{x}$$

$$C(\boldsymbol{h}) = C(0) - \gamma(\boldsymbol{h})$$

공분산과 같이 변동도 역시 두 확률변수 $Z(\boldsymbol{x})$와 $Z(\boldsymbol{x}+\boldsymbol{h})$간의 공간적 상관성을 기술하기 위한 통계적 도구로서 활용할 수 있음을 의미한다.

③ 내속성(intrinsicness)

수많은 자연현상은 무한히 큰 분산도를 가지는 경우가 많다. 그러나, 이와 같은 현상을 나타내는 확률함수 증분의 2차 적률은 존재하며, 또한 정의할 수 있다. 결과적으로 2차 정상성, 즉 약정상성 가정을 확률함수의 증분에 대해 적용하는 경우이며, 이는 변동도에 적용하는 약정상성 가정으로 이해할 수 있다. 내속성 가정은 확률함수가 다음과 같은 조건을 만족하는 경우를 의미한다.

$$E\{Z(\boldsymbol{x})\} = m, \ \forall \boldsymbol{x}$$

$$\frac{1}{2}\mathrm{Var}\{Z(\boldsymbol{x}+\boldsymbol{h}) - Z(\boldsymbol{x})\} = \frac{1}{2}E\{[Z(\boldsymbol{x}+\boldsymbol{h}) - Z(\boldsymbol{x})]^2\}$$

$$= \gamma(\boldsymbol{h}), \ \forall x$$

3.4 구조분석(structural analysis)

확률함수에 대한 가능한 모든 해를 찾기보다는 지역화 변수의 1차 적률과 2차 적률을 구해서 적용하는 것이 편리하다. 구조분석은 이와 같은 지역화 변수의 1차 및 2차 적률을 구하기 위해 적절한 수학적 모델을 선택하고 이를 정의할 수 있는 매개변수를 구하는 것으로 정의할 수 있다. 수학적 모델의 선택은 자료 분석과 여타 정보 및 경험(예를 들면, 지질학적 정보)에 기초하여 다음과 같은 과정을 통해 선택할 수 있다.

① 탐색적 자료분석 및 경험적 변동도 분석

② 이론적 변동도 정의를 위한 매개변수 추정

③ 변동도 모델 검증

구조분석에 사용할 수 있는 2차 적률, 즉 공분산 및 변동도에 대한 대표적 모델은 표 1과 같으며, 이들의 선형결합형태 또한 적용할 수 있는 모델이다. 또한 양의 정부호(positive definiteness)를 만족시키는 임의의 함수 역시 2차 적률 모델로 활용할 수 있다(Christakos, 1984; Cressie, 1993).

이론적 변동도를 정의하기 위해서는 몇 개의 매개변수를 필요로 한다. 이들 매개변수의 정의는 다음과 같이 정리할 수 있다(그림 2).

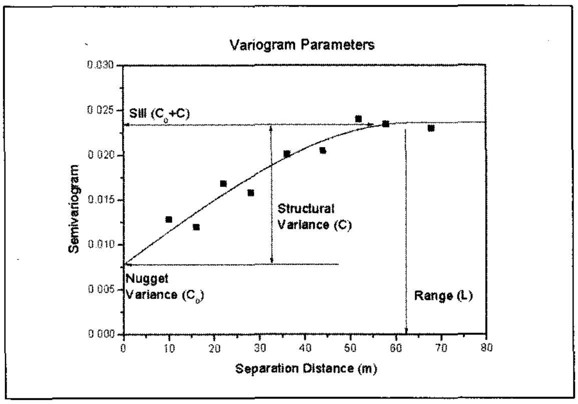


그림 2. 변동도의 매개변수별 정의

· 국소적 분산(Local Varinace) 혹은 너겟 분산(Nugget Variance); C_0

· 광역적 분산(Global Variance) 혹은 문턱값(Sill); $C_0 + C$

· 영향 범위(Range); L

표 1. 2차 적률의 종류 및 형태

종류		2차 적률 모델	
		공분산	변동도
정상성 모델	가우시안 모델	$\sigma^2 \exp\left(\frac{h^2}{L^2}\right)$	$\sigma^2\left(1-\exp\left(-\frac{h^2}{L^2}\right)\right)$
	지수 모델	$\sigma^2 \exp\left(\frac{h}{L}\right)$	$\sigma^2\left(1-\exp\left(-\frac{h}{L}\right)\right)$
	구형 모델	$\begin{cases}\sigma^2\left(1-\frac{3}{2}\frac{h}{\alpha}+\frac{1}{2}\frac{h^3}{\alpha^3}\right), & \text{for } 0 \le h \le \alpha \\ 0, & \text{for } h > \alpha\end{cases}$	$\begin{cases}\sigma^2\left(\frac{3}{2}\frac{h}{\alpha}-\frac{1}{2}\frac{h^3}{\alpha^3}\right) \\ \alpha^2\end{cases}$
	Hole-effect모델	$\sigma^2\left(1-\frac{h}{L}\right)\exp\left(-\frac{h}{L}\right)$	$\sigma^2\left[1-\left(1-\frac{h}{L}\right)\exp\left(-\frac{h}{L}\right)\right]$
	Negget-effect 모델	$C_0\,\delta(h) = \begin{cases}0, & \text{for } h > 0 \\ C_0, & \text{for } h = 0\end{cases}$	$C_0\,(1-\delta(h)) = \begin{cases}C_0 \\ 0\end{cases}$
비정상 모델	멱함수 모델	None	$\theta \cdot h^s$
	선형 모델	None	$\theta \cdot h$
	로그함수 모델	None	A log(h)

영향 범위 L와 유효 영향범위의 차이가 발생할 수 있다. 이는 영향 범위 L은 기본 모델을 실험적 변동도에 적용시킴으로써 얻어지는 값인 반면, 유효 영향범위는 공간적 의존성의 유효한 범위를 나타낸다.

변동도 모델을 정의하기 위해 필요한 기본적인 매개변수 외 모델의 거동과 관련한 정보를 제공하기 위한 다음의 네 개의 통계량을 계산하고, 이에 근거하여 이론적 변동도를 선택하는 것이 바람직하다.

- 유효 영향범위(effective range): 이는 모델링 되는 영역에서 각 지점간의 공간적 상관성이 결코 존재하지 않는 이격거리(separation distance or vector)를 의미한다. 구형 모델이나 선형 모델의 경우 유효 영향 범위는 영향 범위 L과 같다. 지수모델과 가우시안 모델의 경우, 유효 영향범위의 산정은 상관계수(correlation)가 0.05에 이를 때의 거리이며, 각각 유효 영향범위를 $3 \cdot L$와 $\sqrt{3} \cdot L$ 로서 근사적으로 정의할 수 있다.
- $C/(C_0 + C)$: 이 통계량은 표본 분산 $C_0 + C$에 대한 공간적으로 구조화되어 있는 분산 C에 의해 설명될 수 있는 비율의 척도를 제공한다.
- 회귀 계수(regression coefficient), R^2: 모델이 경험적 변동도에 얼마나 적합하는지를 지시하는 값이며, 잔차 자승합(reduced sums of squres, RSS)에 비해 민감하거나 혹은 robust하지 않다. 이 값이 클수록 모델이 적정하다고 판단 할 수 있다. 반면, 매개변수 변화에 대한 영향은 RSS를 사용한다.
- 잔차 자승합, RSS: 모델이 변동도 자료에 얼마나 적합한지에 대한 정확한 측도를 제공한다.

3.5 추정 및 모사

지구통계학에서 가장 중심이 되는 문제는 제한된 수의 지점들에서 얻은 값들에 근거하여 영역 전체의 현상을 재구성하는 것이다. 자연 현상의 재구성을 가능하게 하는 함수를 기지 값으로부터 찾고자 할 때 이를 내삽문제(interpolation problem)로 생각할 수 있다. 고전적인 접근법에서는 이와 같은 미지의 함수를 명시적으로 혹은 암시적으로 매개변수를 포함하는 함수의 형태를 가정하고

표 2. 선형 크리깅의 주요 형태들

종류	기대값	통계량	모델구분
단순 크리깅 (simple kriging)	기지의 상수	공분산	정상성 모델
정상 크리깅 (ordinary kriging)	미지의 상수	변동도	내속성 모델
만능 크리깅 (universal kriging)	미지의 변수	변동도	만능크리깅 모델

접근한다. 함수를 정의하는 매개변수는 기지의 값들에 적합 조건을 부여함으로써 최적화되도록 선택되며, 이와 같은 접근법은 통계적(오차의 최소자승 조건의 관점) 혹은 결정론적(최소 곡률 조건의 관점)이라 볼 수 있다.

이와 같은 추정문제에 있어 지구통계학은 크리깅(kriging)으로 알려진 다른 접근법을 사용한다. 크리깅은 D. G. Krige의 이름을 따서 Matheron(1963)에 의해 명명된 방법으로, 앞서 언급한 접근법과의 가장 큰 차이점은 내삽 함수의 모델보다는 자연현상의 통계적 모델로부터 출발한다는 점이다.

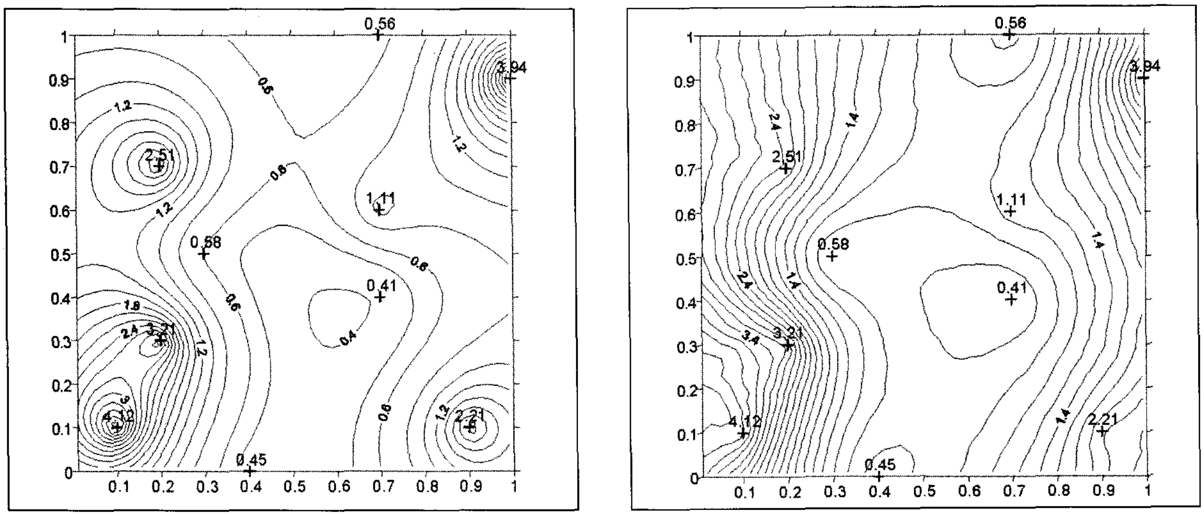
BLUE로 알려진 크리깅 추정자는 여러 가지 조건에 따라 다양하며(표 2), 이에 대한 상세한 수학적 표현 및 유도과정은 여러 참고문헌을 참조할 수 있다(Journel, 1978).

추정과 모사의 간단한 예를 그림 3에서 제시하였다. 본 예제의 경우 대상 영역을 50×50개의 절점으로 구성하여 각 절점별 추정치 및 모사를 수행하였다.

추정에 사용된 공분산 모델은 다음의 등방성 지수 모델(isotropic exponential model)을 사용하였고, 로그정규분포 LN(0,1)를 따르는 난수 10개를 기지의 측정치로 설정하였다.

$$C(h) = \exp\left(-\frac{h}{0.5}\right)$$

그림 3에서 알 수 있듯이 크리깅 추정기법에 의한 등치선도는 곡선화 효과(smoothness effects)가 나타나는 반면, 모사 기법의 일종인 TBM(tunring bands method)과 크리깅을 결합한 조건부 모사는 이와 같은 곡선화 효과를 제거할 수 있다. 추정은 구조적 측면에서 값의 변화를 보여주는 반면, 모사는 무작위성의 변화성을 모사할 수 있다. 조건부 모사는 이 두 가지 측면을 결합한 특징을 지닌다.



(a) (b)

그림 3. 추정 및 조건부 모사 예

4. 결언

공간 상에 분포하는 자료의 불확실성 모델링을 위한 도구로서 지구통계학의 개념에 대해 개략적으로 살펴보았다. 불확실성을 최소화시키고, 이에 대한 정확한 모델링은 전적으로 조사 및 측정 자료의 정확성과 합리적이고 체계적인 조사 및 실험 계획에서 출발한다.

우리가 조사하고 연구하는 현상 자체는 불확실성을 내포하지 않는다는 사실을 인식해야 한다. 오히려 불확실성은 그 현상에 대한 부족한 정보 혹은 지식으로부터 발생한다. 그 현상에 대한 우리의 판단을 결정하는 모델은 지극히 자료 의존적이며, 특히 모델 의존적이다. 그 어떤 모델도 객관적일 수 없으며, 불확실성의 측도 역시 객관적일 수는 없다. 이는 지금까지 기술한 불확실성 모델링의 개념이 가지고 있는 한계임을 밝혀둔다.

참고문헌

1. Christakos, G., On the problem of permissible covariance and variogram models, Water Resources Res., 20(2), pp. 251-65, 1984
2. Cressie, N., Statistics for Spatial Data, Wiley, New York, 900 p., 1993
3. Olea, R. A., Geostatistical Glossary and Multilingual Dictionary, Oxford, 177 p., 1991
4. Christakos, G., Random Field Models in Earth Science, Academic Press, 474 p., 1992
5. Delfiner, P., Linear estimation of nonstationary spatial phenomena, Advanced Geostatistics in the Mining Industry, pp. 49-68, 1976
6. Delhomme, J. P., Spatial variability and uncertainty in groundwater flow parameters: Geostatistical approach, Water Resources Res., 15(2), pp. 269-280, 1979
7. Journel, A. G., Geostatistics for conditional simulation of ore bodies, Economic Geology, 69, pp. 673-687, 1974
8. Journel, A. G., Geostatistics: models and tools for the earth sciences, Math. Geology, 18(1), pp. 119-140, 1986
9. Journel, A. G., When do we need a trend model in Kriging, Math. Geology, 21(7), pp. 715-739, 1989
10. Journel, A. G., Modeling Uncertainty: some concepual thoughts, Geostatistics for the Next Century, pp. 30-43, 1993
11. Journel, A. G. and C. J. Huijbregts, Minging Geostatistics, Academic Press, 600 p., 1978
12. Matheron, G., Principles of Geostatistics, Economic Geology, 58, pp. 1246-1266, 1963
13. Matheron, G., The intrinsic random functions and their applications, Advances in Applied Probability, 5, pp. 439-468, 1973
14. Mejia, J. M., and I. Rodriguez-Iturbe, One the synthesis of random field sampling form the spectrum: An application to the generation of hydrologic spatial processes, Water Resources Res., 10(4), pp. 705-711, 1974
15. Philip, G. M. and D. F. Watson, Matheronian geostatistics-Quo vadis?, Math. Geology, 18(1), pp. 93-117, 1986
16. Shurtz, R. F., A critique of A. Journel's 'The deterministic side of geostatistics', Math. Geology, 17(8), pp. 861-868, 1985