

흐름 전위에 기초한 자연 전위 탐사법의 원리 및 활용

송서영* · 남명진

세종대학교 에너지자원공학과

A Technical Review on Principles and Practices of Self-potential Method Based on Streaming Potential

Seo Young Song* and Myung Jin Nam

Department of Energy and Mineral Resources Engineering, Sejong University

요약: 흐름 전위는 지하 공극 내 유체의 흐름에 의해 발생하는 자연 전위로 이러한 흐름 전위를 이용한 자연 전위 탐사는 유체 흐름 뿐만 아니라 지층 유체에 대한 정보도 파악할 수 있는 탐사법이다. 지하 매질과 유체 사이에 존재하는 전기 이중층과 같이 입자가 대전하고 있을 때 여러 원인에 의해 유체가 유동하여 발생하는 계면 동전기 현상 중 하나인 흐름 전위는, 발생 기작이 복잡하고 측정 전위 값이 비교적 작아 잡음에 취약하다는 어려움도 있지만 이를 이용한 자연 전위 탐사는 인공적인 송신원이 없어 탐사가 용이할 뿐만 아니라 반복성도 좋기 때문에 지층 유체 모니터링 탐사에 적용이 확대되고 있다. 이 논문에서는 지금까지 흐름 전위의 발생 기작에 대한 연구와 지배 방정식들을 정리하여 설명한 뒤, 매질의 물리적 특성 변화에 따른 흐름 전위 반응 특성 및 다양한 국내외 유체 흐름 자연 전위 탐사의 사례 분석을 수행하였다. 이 기술보고에서는 흐름 전위에 대한 이해도를 높임과 동시에 적용 가능한 다양한 분야를 소개함으로써, 국내에서의 흐름 전위를 이용한 자연전위 탐사의 현장 적용 방안을 제시하고자 한다.

주요어: 흐름 전위, 계면 동전기 현상, 전기 이중층, 모니터링

Abstract: Streaming potential (SP) arises from fluid flow through effectively connected pores. From this potential, formation water information as well as fluid flow properties can be estimated. As micro particles being located in boundary between subsurface porous media and fluid are charged to form electrical double layer, fluid flow caused by several reasons generates SP, one of electrokinetic phenomena. Occurrence mechanism of SP is complex and signal strength is relatively weak compared to noise. However, application of self potential survey using SP to monitoring of formation fluid is expanding because of its' convenience of exploration without artificial source and repetitiveness of signal. This paper accounts for the occurrence mechanism of SP studied before, including governing equations and analyzes previous various case studies of SP according to the change of physical properties of materials. It helps to increase understanding about SP and also lays the foundations of the application of SP to fields.

Keywords: streaming potential, electrokinetic phenomena, electric double layer, monitoring

서론

흐름 전위(streaming potential, SP)는 인공적 전류원 없이 유체의 흐름에 의해 발생하는 자연 전위로서 유체 유동 특성 분

석이 가능하다는 장점이 있다. 흐름 전위를 이용한 자연전위 탐사는 유체 유동 분석과 관련한 다양한 분야에 적용되고 있는데, 수리시설물(댐, 방조제)에서의 누수로 인한 수두 변화에 따른 흐름 전위 변화 조사(Bogoslovsky and Ogilvy, 1970a, 1970b; Olivry *et al.*, 1969; Song *et al.*, 2000; Panthulu *et al.*, 2001; Song *et al.*, 2002; Song *et al.*, 2005; Bolève *et al.*, 2009; Minsley *et al.*, 2011), 지하수 유동 및 균열대에서의 유체 이동에 따른 흐름 전위 자료 분석(Pozdnyakova *et al.*, 2001; Song and Yong, 2003; Sharma and Baranwal, 2004; Revil *et al.*, 2004; Jardani *et al.*, 2009), 지열 발전 지역에서의 지열수 유동 연구(Corwin and Hoover, 1979; Ishido and Pritchett, 1999), 석유 저류층에서 원유 혹은 지하수 유동에 의한 흐름 전위 모니터링(Wurmstich and Mogan, 1994; Navarro

Received: 27 July 2018; Revised: 12 November 2018;

Accepted: 19 November 2018

*Corresponding author

E-mail: sseo.young.90@gmail.com

Address: 209, Neungdong-ro, Gwangjin-gu, Seoul, Republic of Korea

©2018, Korean Society of Earth and Exploration Geophysicists

This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Non-Commercial License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/>) which permits unrestricted non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

et al., 2006; Saunders et al., 2008; Jaafar et al., 2014) 등에 활용되고 있다.

일반적으로 자연 전위 탐사는 다른 탐사 방법과 함께 복합 탐사를 수행하는 경우가 많은데 전기비저항 탐사나 전자기 탐사와 같은 전자 탐사 외에 탄성과 탐사와 복합 탐사를 수행하는 방법(seismoelectric method) 또한 연구되고 있다(Russell et al., 1997; Frenkel, 2005). 탄성과 탐사 수행 시 탄성과 샘으로부터 발생한 유체 흐름이 흐름 전위를 야기하며 이를 지표에서 측정하여 자연 전위 탐사와 탄성과 탐사를 함께 수행한다.

유체로 포화된 다공질 매질에서 흐름 전위가 발생하는 것은 토양 매질의 입자 표면의 전기적 특성에 의하여 전기 이중층(electrical double layer)이 형성되기 때문이다. 콜로이드(colloid) 상태의 매우 작은 토양 입자의 표면은 일반적으로 음전하로 대전되어 있으며, 이에 따라 토양 교질(soil colloids) 표면에는 양이온이 흡착된 상태로 있는 고정층(stern, fixed layer)과 입자 표면으로부터 멀어지면서 이온 흡착 밀도가 낮아지는 확산층(diffuse layer)의 전기 이중층을 형성한다. 이러한 전기 이중층은 다공질 매질에서 전기적으로 평형상태를 유지하며 존재하지만, 공극 내 유체가 흐를 때는 고정층의 양이온은 주로 이동하지 않는 반면 확산층의 음이온들이 주로 이동하게 되어 전기적 흐름 즉, 전류가 발생하게 된다. 이와 같이, 다공질 매질 내의 지하수의 흐름이 전류의 흐름을 야기하여 발생하는 자연 전위가 흐름 전위이다.

흐름 전위에 기초한 자연 전위 탐사는 비교적 간편하고 탐사 비용이 적게 들면서도 유체 유동 특성을 잘 보여준다. 그러나 송신원이 없는 자연 발생적 전위라는 점에서 세기가 매우 작아 주변 잡음에 취약하며 매질 공극 내부 유체 포화 정도의 불확실성과 그에 따른 매질의 물리적 특성을 보여주는 계수 변화가 동반되어 실제 현장 탐사 자료 해석에 어려움이 있기 때문에 다른 탐사와의 복합 해석을 많이 하게 된다. 또한 유체 유동과 관련한 모니터링 탐사에 유용한 탐사 방법으로 이상체에 의한 신호의 세기 및 변화 양상에 따른 해석이 가능하다.

본 연구에서는 흐름 전위의 발생 기작(mechanism)에 대하여 설명한 뒤 이에 해당하는 지배방정식을 수두의 변화, 유체 흐름 속도에 변화에 따라 정리하고 매질의 물리적 특성을 보여주는 계수 변화에 따른 흐름 전위 발생에 대하여 설명하고자 한다. 또한 국내의 적용 사례 분석을 통한 흐름 전위 해석에서의 특징 및 한계점에 대하여 논하고 국내에서의 흐름 전위 적용을 통한 활용 가능성 및 발전 방향에 대하여 고찰함으로써 향후 흐름 전위 탐사에 대한 연구의 기초를 다지고자 한다. 이를 위하여 지열 저류층, 균열대와 싱크홀과 같은 지하 이상대, 석유저류층 및 환경 분야에서 흐름 전위가 적용된 사례에 대하여 분석하였다. 지열 저류층의 경우 유체 속도에 기초한 유한차분법(finite difference method, FDM)을 적용한 양수 등에 의한 흐름 전위 반응 분석하였다. 지하 균열 및 싱크홀과 같은 이상체 탐지를 위해 흐름 전위 탐사 방법이 전기비저항 탐사

자료나 VLF-EM (very low frequency-electromagnetic) 탐사 자료 등과의 복합 해석 및 복합 역산 등을 적용한 사례들도 분석하고자 한다. 마지막으로 수리시설물에서의 누수나 이산화탄소 지중 저장 시 누출 문제에 따른 모니터링 적용 가능성에 대해서도 살펴보고자 한다. 이 기술보고에서 수행한 분석이 향후 흐름 전위에 기초한 자연 전위 탐사에 대한 이해를 높이고 국내의 다양한 적용분야에서 자연 전위 탐사를 보다 활발히 적용할 수 있도록 하는 기초가 될 수 있기를 기대한다.

흐름 전위 현상

Nourbehecht (1963), Fitter-man (1978, 1979)와 Ishido (1981)에 의해 제안된 흐름 전위는 계면 동전기 현상(electrokinetic phenomena) 중의 하나로 지하수로 포화되어 있는 다공질 매질에서 유체 흐름이 있을 때 전기동역학적 결합(electrokinetic coupling)으로 발생하는 자연 전위이다. 즉 다공질 지하 매질의 알갱이 표면에 전기 이중층이 형성되었을 때 지층 유체가 이동하면 고정층에 흡착되어 있는 양이온보다 상대적으로 음이온의 이동이 더 많이 일어나게 되고, 이에 따라 매질 내의 지하수의 흐름이 전류 흐름의 형태를 띠게 되어 흐름 전위가 발생한다(부록 A). 지층 유체 유동으로 대류 전류(convection current; \mathbf{j}_{conv})가 발생하면 이와 유기적으로 전도 전류(conduction current; \mathbf{j}_{cond})가 발생하며, 이에 따라 다공질 매질 내의 총 전류(\mathbf{j})를 전도 전류와 대류 전류의 합으로 나타낼 수 있다(Sill, 1983).

$$\mathbf{j}_t = \mathbf{j}_{conv} + \mathbf{j}_{cond} \quad (1)$$

압력에 기초한 흐름 전위 이론

유동에 의한 비가역적 흐름은 매질의 물리적 특성을 대표하는 전도도 항과 스칼라 퍼텐셜의 기울기(gradient)로 나타낼 수 있다. 정상 상태(steady-state)에서 지하 유체의 압력 차이에 의해 발생하는 대류 전류와 맥스웰 방정식으로부터 정리된 옴의 법칙($\mathbf{j}_{cond} = \sigma \nabla \phi$)으로 표현되는 전도 전류를 식 (1)에 대입하여 다시 쓰면 아래와 같다.

$$\mathbf{j}_t = -L_p \nabla P - \sigma \nabla \phi \quad (2)$$

여기서 P 는 압력(pressure, Pa), σ 는 전기전도도(electrical conductivity, $\frac{S}{m}$), ϕ 는 전위(electric potential, V)이며, L_p 는 압력 상호 결합 전도도(pressure cross-coupling conductivity, $\frac{A}{Pa \cdot m}$)이다. (2)식은 유체의 압력분포를 알고 있을 때 적용 가능하며, 지하수위 분포나 주입 및 양수 등과 같이 수두 차이가 흐름 전위 발생의 지배적인 요소인 환경에서 활용할 수 있다.

수두에 기초한 흐름 전위 이론

천부 지하수 유체 흐름에서 유체 압력(P)은 지하수 수두(hydraulic head; h)의 함수로 나타낼 수 있다. 여기에서는 이에 기초하여 흐름 전위를 설명하는 이론에 대해서 알아본다.

지배 방정식

유체의 압력 분포는 수두와 유체, 즉 포화 유체 밀도(ρ_w), 중력가속도의 크기(\mathbf{g})를 이용하여 정의하며 이를 식 (2)에 대입하여 정리하면 다음과 같다.

$$\mathbf{j}_i = -\sigma \nabla \phi - L_s \nabla h \quad (3)$$

여기서 $L_s (= L_p \rho_w \mathbf{g})$ 는 유동 전류 상호 결합 전도도(streaming current cross-coupling conductivity, A/m²)이며 압력 상호 결합 전도도와 물의 밀도(ρ_w), 중력가속도로 정의된다. 흐름 전위는 외부에서 인공적으로 주입되는 전류원이 없기 때문에 총 전류 밀도에 발산을 취하면 0이 된다.

$$\nabla \cdot \mathbf{j}_i = \nabla \cdot (-L_s \nabla h - \sigma \nabla \phi) = 0 \quad (4)$$

위 식을 전기전도도(σ)와 전위(ϕ)를 중심으로 한 전기비저항 탐사의 지배 방정식인 푸아송(Poisson) 방정식의 형태로 정리하면 아래와 같이 쓸 수 있다. 아래 (5)식은 완전히 포화된 상태에서의 유체 흐름을 설명하는 질량 보존 방정식으로도 유도 가능하다(부록 B).

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla \phi) = \nabla \cdot (-L_s \nabla h) \quad (5)$$

여기서 유체의 수두 차이에 의한 유체 유동으로 발생하는 대류 전류 밀도의 발산($\nabla \cdot (-L_s \nabla h)$)이 푸아송 방정식의 송신원인 유체 유동 전류원이 된다. 특히 (5)식의 우변은 수두에 기초하여 정의되어 있으므로, ‘수두 흐름 전위 전류원’이라 명명하고자 한다.

수두 흐름 전위 전류원 특성

(5)식의 수두 흐름 전위 전류원에 대해 미분 연쇄 법칙(chain rule)을 적용하면 아래와 같다.

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla \phi) = -L_s \nabla^2 h - \nabla L_s \cdot \nabla h \quad (6)$$

(6)식에서 $\nabla^2 h$ 은 질량 보존 방정식을 이용하여 대체 가능하다. 질량 보존 방정식은

$$\nabla \cdot \mathbf{q} = -S_s \frac{\partial h}{\partial t} + Q \delta(r-r_s) \quad (7)$$

으로, $\mathbf{q}(m^3 s^{-1} m^{-2})$ 는 체적 유속, $S_s(m^3 m^{-1} m^{-3})$ 는 비저유율, $Q(m^3 s^{-1} m^{-3})$ 는 유체 흐름에 대한 추가적인 외부 점 송신원, r_s 는 송신원의 위치이다. 이 때 체적 유속은 Darcy의 법칙에 의하여 수리전도도(hydraulic conductivity, K , m/s)와 수두의

기울기로 정의할 수 있으므로, (7)식을 정상 상태 하의 조건으로 $\nabla^2 h$ 에 대해 다시 정리하면 다음과 같다.

$$\nabla^2 h = -\frac{1}{K} Q \delta(r-r_s) - \frac{1}{K} \nabla K \cdot \nabla h \quad (8)$$

(8)식을 (6)식에 대입하여 (9)식과 같이 수두의 2차 미분 계산을 간단히 할 수 있다.

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla \phi) = -\frac{L_s}{K} Q \delta(r-r_s) - \frac{L_s}{K} \nabla K \cdot \nabla h - \nabla L_s \cdot \nabla h \quad (9)$$

(9)식의 좌변을 전개한 후 정리하면 다음과 같은 푸아송 방정식을 얻을 수 있다.

$$\nabla^2 \phi = \frac{L_s}{\sigma K} Q \delta(r-r_s) + \frac{L_s}{\sigma K} \nabla K \cdot \nabla h - \frac{1}{\sigma} \nabla L_s \cdot \nabla h - \frac{1}{\sigma} \nabla \sigma \cdot \nabla \phi \quad (10)$$

(10)식을 가우스 법칙을 이용하여 체적 전하 밀도(volumetric charge density)로 정의하면 흐름 전위를 야기하는 송신원에 대하여 정리할 수 있다.

$$\rho_e = \varepsilon_0 \left\{ -\frac{L_s}{\sigma K} Q \delta(r-r_s) - \frac{L_s}{\sigma K} \nabla K \cdot \nabla h + \frac{1}{\sigma} \nabla L_s \cdot \nabla h + \frac{1}{\sigma} \nabla \sigma \cdot \nabla \phi \right\} \quad (11)$$

위 식의 우변 항으로부터 흐름 전위를 야기하는 수두 흐름 전위 전류원의 종류를 크게 2가지로 분류할 수 있다. 즉, 우변의 첫 번째 항은 유체의 주입이나 양수와 같은 유체 흐름으로 인해 발생하는 1차 송신원(primary source)이며, 우변의 나머지 항은 수두 기울기가 존재할 때 매질의 물리적 특성(e.g., 수리 전도도, 유동 전류 상호 결합 전도도, 전기전도도)이 공간적으로 변화하는 경계에서 발생하는 2차 송신원(secondary source)이다. 이러한 모든 송신원으로부터 발생한 퍼텐셜의 분포 특성에 의해 전위차가 발생함을 알 수 있다.

수두 흐름 전위 상호 결합 계수 특성

유동 전류 상호 결합 전도도, L_s 는 식 (5)에 발산 정리(divergence theorem)를 적용하여 정의한다. 균질 모델을 가정할 경우 발산 정리에 의해 다음 식을 얻을 수 있다.

$$\sigma \int_V \nabla \cdot \hat{n} ds = -L_s \int_V \Delta h \cdot \hat{n} ds \quad (12)$$

다공질 매질에서의 1차원 유동을 가정하고 길이 Δx 와 단면적 A 일 때 위의 식은 아래와 같이 다시 정리된다.

$$\sigma \frac{\Delta \phi}{\Delta x} A = -L_s \frac{\Delta h}{\Delta x} A \quad (13)$$

위의 식을 상호 결합 전도도 L_s 에 대하여 정리하면

$$L_s = \sigma \frac{\Delta \phi}{\Delta h} = \sigma C \quad (14)$$

이며, 여기서 C 는 흐름 전위 결합 계수(streaming potential coupling coefficient)로 수두와 전위의 기울기로 정의된다.

암석의 물리적 특성을 나타내는 상호 결합 계수들 중 전기 전도도의 경우 전기비저항 탐사를 이용한 현장 또는 실험실에서 측정 가능하며 Archie식과 같은 경험식을 이용하여 평가할 수 있는데 이는 포화 정도에 따라 다르게 정의할 수 있다 (Archie, 1942; Bear, 1972). 흐름 전위 결합 계수(C)는 실험적으로 측정된 값으로 정의되며 일반적으로 음의 값을 띤다 (Ishido and Mizutani, 1981; Morgan *et al.*, 1989; Jouniaux and Pozzi, 1995; Pengra *et al.*, 1999). 또는 Helmholtz-Smoluchowski 방정식을 이용하여 계수 값을 평가하는데 이때 해당 계수는 유체의 전도도의 함수로 표현된다. 위의 2개의 전기전도도와 흐름 전위 상호 결합 계수는 포화된 유체의 전기전도도의 영향으로 값이 바뀌므로 유동 전류 상호 결합 전도도를 계산하기 위해 적절한 값이 정의되어야 한다.

유동 전류 흐름의 경우, 다공질 매질에서 국한되어 발생하므로 공기 혹은 물이 축적되어 지표에 드러난 호수나 강, 바다와 같은 공간에서는 상호 결합 계수가 정의되지 않는다. 매질이 완전히 포화되지 않은 경우 지하수면이 경계로 작용한다. 그런데 실제 불포화대는 완전히 포화도가 없는 구역이 아니라 지표에서부터 지하수면까지 다양한 유체 포화도 값을 가지며 이를 고려한 현실적인 모델을 구성하는 데 어려움이 있다. 따라서 모델의 구성에서 계수를 설정할 때에는 지하수면 아래에서의 유체 흐름을 지배적으로 가정하고 지하수면 위의 불포화 구역에 대해서는 상호결합계수를 0으로 가정하거나, 포화 및 불포화 지역 모두에 대해서 유체 흐름을 고려하여 비정류 모사법(transient simulation method; Freeze, 1971)을 수행해야 한다. 후자의 경우는 계속적으로 연구가 이뤄지고 있으며 추가 연구가 필요할 것으로 보인다.

수두 흐름 전위 송신원 종류에 따른 반응 특성

Sheffer and Oldenburg (2007)는 흐름 전위를 발생시키는 샘(source) 종류와 계수 변화에 따른 흐름 전위 반응을 비교 분석하였다. 양수 모델의 배경 물성 값을 균질하게 설정하였을 때와 양수 지점 주변 구역을 대수층으로 설정한 비균질 모델에 대해 2차 송신원 계수들을 순차적으로 비균질하게 설정했을 때의 각각의 경우에 대하여 유동 전류원 밀도 분포를 분석하고 이에 따른 흐름 전위 반응 분석을 수행하였다(Fig. 1).

균질 모델에서는 양수에 따른 유동 전류원 밀도가 양의 값으로 나타나는데(Fig. 2(a)), 이 때의 흐름 전위 반응은 1차 송신원에 의한 반응을 나타낸다(Fig. 3(a)). 비균질 모델에서 대수층의 수리전도도를 바탕값과 다르게 설정한 모델은 식 (11)에 의해 1차 송신원으로 인한 흐름 전위 반응과 부호가 같게 나타나며 대수층 경계에서 양의 전하가 쌓이는 것을 확인할 수 있다(Fig. 2(b)). 또한 지표 자연 전위 반응이 대수층 영역과 비슷한 패턴으로 나타나는 것을 알 수 있다(Fig. 3(b)). 수

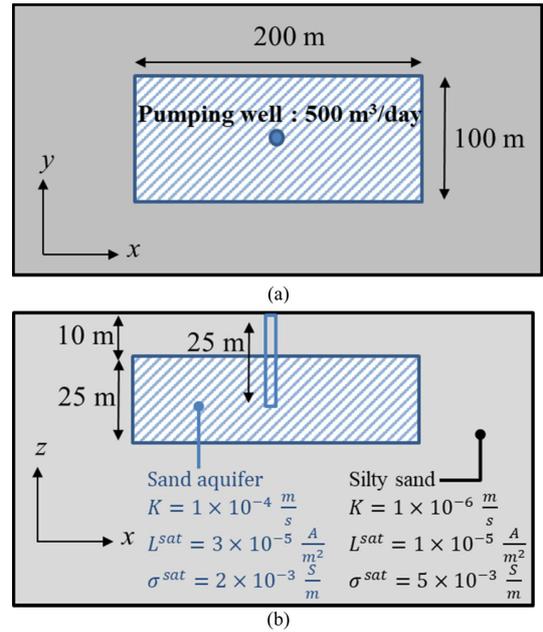


Fig. 1. Half-space heterogeneous model with water pumping well. (a) is plan view of model and (b) is cross-section of the model. Background of the model is silty sand and that has physical properties of $K(1 \times 10^{-6} \frac{m}{s})$, $L^{sat}(1 \times 10^{-5} \frac{A}{m^2})$ and $\sigma^{sat}(5 \times 10^{-3} \frac{S}{m})$ and more permeable zone(sand aquifer) that has different physical properties is located on the center in the plan view. The pumping well is located at the center of the sand aquifer and its pumping rate is 500 m³/day (Sheffer and Oldenburg, 2007).

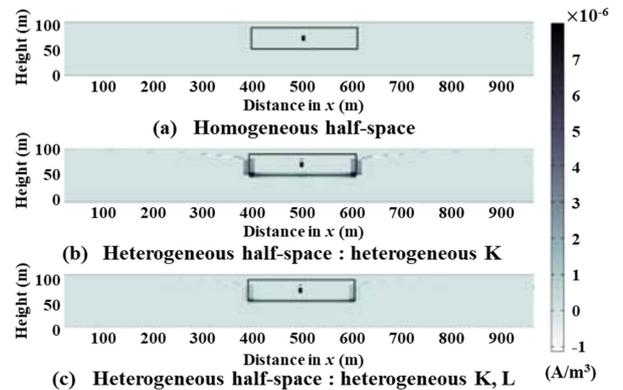


Fig. 2. Vertical cross-sections of streaming current source density about homogeneous and heterogeneous models. (a) is streaming current source density about water pumping when the physical properties are same within whole model ($K = 1 \times 10^{-6} \frac{m}{s}$, $L^{sat} = 1 \times 10^{-5} \frac{A}{m^2}$, $\sigma^{sat} = 5 \times 10^{-3} \frac{S}{m}$). (b) is set in the model that has different hydraulic conductivity, $K(1 \times 10^{-4} \frac{m}{s})$. (c) is set in the model that has heterogeneous hydraulic conductivity, $K(1 \times 10^{-4} \frac{m}{s})$ and cross-coupling conductivity, $L(3 \times 10^{-5} \frac{A}{m^2})$ (Sheffer and Oldenburg, 2007).

리전도도와 함께 유동 전류 상호 결합 전도도 변화까지 존재하는 비균질 모델에서는 앞선 송신원들로부터 야기된 흐름 전

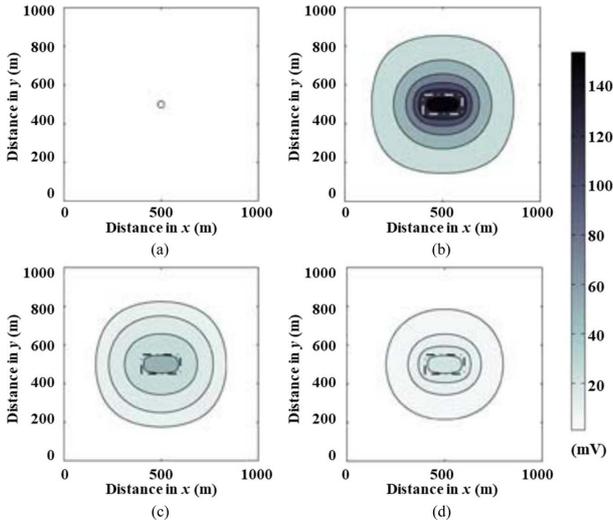


Fig. 3. Surface plan map of SP about homogeneous and heterogeneous pumping models. (a) homogeneous half-space model, (b) heterogeneous K half-space model, (c) heterogeneous K and L half-space model and (d) heterogeneous K, L and σ half-space model (Sheffer and Oldenburg, 2007).

위와 반대의 극성을 지닌 흐름 전위가 발생하여 대수층 경계에 음의 전하가 쌓여 반응 세기가 작아지지만(Fig. 2(c)), 순 흐

름 전위 반응은 양의 값을 보인다(Fig. 3(c)). 마지막으로 전기 전도도까지 모든 매질 물성이 다른 비균질 모델에서는 대수층 경계에 음의 전하가 더 쌓여 유동 전류원 크기가 더 작아지고 이에 따라 흐름 전위 반응도 함께 작아지게 된다(Fig. 3(d)). 비균질 반무한 양수 모델에서의 지표 측선에서의 자연 전위 반응을 한번에 보면 식 (11)를 바탕으로 1차 송신원에 의한 흐름 전위 반응과 수리 전도도의 변화에 따른 흐름 전위 반응은 양의 값을 나타내며 상호결합 전도도와 전기전도도의 변화에 따른 흐름 전위 반응은 모두 앞의 경우와 반대의 극성을 나타내는 특징을 가짐을 알 수 있다(Fig. 4).

유체 흐름 속도에 기초한 자연 전위 이론

수두 차에 의한 유체 흐름뿐만 아니라 온도 차이에 의해 발생하는 대류도 유체의 흐름이므로 대류에 의한 유체 흐름이 있을 때는, 유체 흐름 속도에 기초하여 유체의 흐름을 정의하는 것이 유리하다(Sill, 1982). 유체 내부 온도 차이로 인한 밀도 차이가 발생하여 열수 대류(hydrothermal convection)에 의해 유체 유동이 발생하는 지열 저류층 환경에서 유체 흐름 속도를 이용한 자연 전위 방정식이 활용될 수 있다. 따라서 지열 저류층과 같이 높은 온도에서 유체 유동이 발생하는 사례에서의 자연 전위는 유체 흐름 속도(\mathbf{u})에 기초하여 정의할 수 있다.

지배 방정식

(1)식을 다시 쓰면 유체 흐름에 의한 총 전류(\mathbf{j}_t)는 다음과 같다.

$$\mathbf{j}_t = L_V \mathbf{u} - \sigma \nabla \phi \quad (15)$$

여기서 $L_V (= L_V \mu / k)$ 는 속도 상호 결합 전도도(velocity cross-coupling conductivity, $A \frac{S}{m}$)이며, \mathbf{u} 는 속도장(velocity field, $\frac{m}{s}$)이다. 식 (15)에 발산을 취하면 외부의 전류원이 없으므로 총 전류의 발산은 0으로 정의된다.

$$\nabla \cdot \mathbf{j}_t = \nabla \cdot (-L_V \mathbf{u} - \sigma \nabla \phi) = 0 \quad (16)$$

(16)식을 푸아송 방정식에 대해 정리하면 다음과 같다.

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla \phi) = \nabla \cdot (-L_V \mathbf{u}) \quad (17)$$

유체의 온도 차이에 의한 유체 유동을 설명하는 유체 속도 기반의 대류 전류 밀도의 발산, 즉 푸아송 방정식의 송신원 항을 ‘속도 흐름 전위 전류원’이라 명명한다.

속도 흐름 전위 전류원 특성

(17) 식을 전개하면 물리적으로 서로 다른 의미가 있는 2가지의 자연 전위 전류원에 의한 푸아송 방정식으로 표현된다.

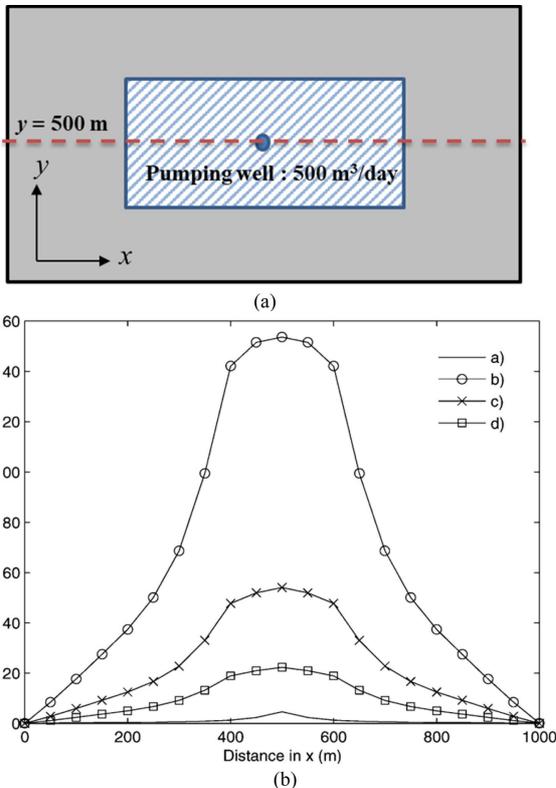


Fig. 4. Surface profiles of SP at $y = 500$ m. (a) homogeneous half-space model, (b) heterogeneous K half-space model, (c) heterogeneous K and L half-space model and (d) heterogeneous K, L and σ half-space model (Sheffer and Oldenburg, 2007).

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla \phi) = -L_V \nabla \cdot \mathbf{u} - \nabla L_V \cdot \mathbf{u} \quad (18)$$

위 식에서 우변의 첫 번째 항 송신원은 속도 상호 결합 전도도가 일정한 매질에 대해서 유체 흐름 속도의 발산이 0이 아닐 때 정의되며, 즉 유체를 주입하거나 양수하는 곳에서 발생하는 전류원이다. 두 번째 항 송신원은 유체 유동 시 속도 상호 결합 전도도의 변화가 있는 매질의 경계에서 정의된다.

속도 흐름 전위 상호 결합 계수 특성

속도 상호 결합 전도도는 암석의 투수율, 전기비저항, 비틀림 정도 및 온도 변화에 영향을 받으며 값을 정의하기 어렵다. 해당 계수는 매질의 온도(T)의 함수로 나타낼 수 있다(Sill, 1982).

$$L_V(T) = L_{V0}(1 + C' \Delta T), \Delta T = T - T_0 \quad (19)$$

여기서 T_0 는 기준 온도(°C), L_{V0} 는 기준 온도에서 속도 상호 결합 전도도, C' 는 °C⁻¹의 단위를 갖는 상수이다. 이 때, 상수 C' 는 0.01의 실험값으로 적용 가능하다(Morrison *et al.*, 1978; Ishido and Mizutani, 1981; Lim *et al.*, 2007). 식 (19)에서와 같이, 매질 내 온도 변화가 선형적으로 변화한다면 온도 차이는 상수가 되어($\Delta T = \text{Constant}$) L_V 의 값도 상수가 되므로 L_V 의 기울기는 0이 되며($\nabla L_V = 0$), 매질 내에서 온도 변화가 선형적으로 변화하지 않으면 L_V 값이 공간에 따라 변화하게 되므로 L_V 의 기울기는 0이 아니게 된다($\nabla L_V \neq 0$).

흐름 전위를 이용한 자연 전위 탐사 적용 사례

지열 저류층

지열 저류층에서 존재하는 자연 전위는 열전기(thermoelectric) 및 전기역학적 결합에 의해서 발생한다(Corwin and Hoover, 1979). Corwin and Hoover (1979)는 열전기 결합 및 전기역학적 결합 각각에 의해 발생하는 자연 전위 크기를 비교하고 자연 전위 탐사에서 발생 가능한 잡음에 대하여 정량적으로 해석하였으며 다양한 지열 저류층 자연 전위 적용 사례 분석을 수행하였다. 연구 결과 전기역학적 결합에 의해 발생한 전위가 열전기 결합에 의해 발생한 전위의 크기보다 상대적으로 큰 크기를 가진다고 밝혔으며, 최소 13개의 서로 다른 지열 현장에서 얻어진 자연 전위 이상대 범위는 약 50 mV에서 2 V 임을 알아냈다. 복잡한 자연 전위 발생 환경 때문에 이상대가 발생하는 곳에서 일관적인 패턴이 나타나지는 않았지만, 단층대에서의 지열수가 상승할 경우 짧은 파장의 큰 진폭을 가지는 결과를 보이는 패턴을 보였다.

Ishido *et al.* (1983)는 기존의 연구에서 현장에서의 결합 계수들의 관측 자료가 없어 전기역학적 효과, 즉 흐름 전위를 높은 온도를 가지는 환경의 현장에서 직접 측정하는 연구를 수행하여, 약 200°C의 현장에서의 제타 전위(zeta potential)와

상온에서의 제타 전위의 극성이 반대로 나타남을 보였다.

Lim *et al.* (2007)은 국내 포항지역의 지열 모델 구성한 뒤, Bodvarsson (1982)이 개발한 지열 시스템 시뮬레이션 알고리즘인 PT 모듈(Pressure and Temperature module)과 전기비저항 모델링 알고리즘(Park, 1994)을 결합하여 3차원 자연 전위 반응 시뮬레이션 수행하고 현장 양수 시험 결과를 비교 분석하였다. 특히 해당 연구에서는 지열 저류층의 열전기 유동에 의한 유체 흐름에 주안점을 두어 대류 전류 항을 유체 속도를 이용하여 정의하여 지배방정식을 구성하였다(Sill, 1982). 지열 저류층에서의 열전기 유동은 유체 내부 온도 차이가 있을 때 발생하는 밀도 차이에 의해 발생한 열수 대류(hydrothermal convection)로부터 발생하며 이 때 압력 기울기가 아닌 유체 속도를 이용하여 지배방정식을 정리한다.

균열대 및 지하 이상대 구조(싱크홀)

기반암에 균열대가 있는 경우, 지하수는 균열대를 따라 흐르게 되고 이에 따라 양의 이상값을 가지는 흐름 전위가 나타난다(Pozdnyakova *et al.*, 2001). Sharma and Baranwal (2005)은 균열대 탐사를 위해 VLF-EM, 전기비저항 탐사 수행 시 자연 전위 탐사 또한 함께 수행하여 탐사 결과의 신뢰성을 높이고자 하였다. 탐사 결과 양의 자연 전위가 관측되어 이를 균열대에서의 유체 흐름에 의한 것으로 해석하였다. 또한 낮은 전기

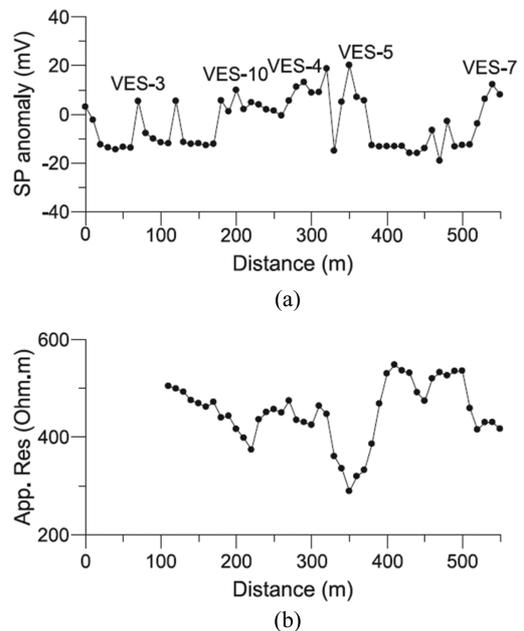


Fig. 5. SP anomaly and resistivity profiling to compare results at fracture zones in a hard rock. Resistivity survey was conducted to use Wenner configuration with 150 m current electrode separation (i.e. $a=50$ m) and SP response was measured along the same profile line with a 10 m potential electrode separation. Positive SP anomaly is interpreted to show groundwater flow in the fractured formation (Pozdnyakova *et al.*, 2001; Sharma and Baranwal, 2005).

비저항 대역에서는 양의 자연 전위 반응이 나타나고, 전기비저항이 높은 구역에서는 음의 반응이 나타나는 양상을 보였다 (Fig. 5).

싱크홀과 같은 지하 구조를 탐지하기 위해서 전자 탐사, GPR, 전기비저항 토모그래피 등의 다양한 탐사 방법들이 적용되어 왔으며 지하수 유동 방향에 민감도가 높은 자연 전위 탐사 방법도 싱크홀과 카르스트 지형에 적용되었다(Erchul and Slifer, 1987; Wanfang *et al.*, 1999; Wedekind *et al.*, 2005). 특히 자연 전위 신호의 경우, 물이 불포화대를 통하여 침투하면서 발생하는 지하수의 흐름으로부터 싱크홀 위치에서 음의 자연 전위 이상대가 관측되어 싱크홀에 대한 정량적 해석이 가능하게 한다(Jardani *et al.*, 2006). 흐름 전위 해석은 매질의 전도도와 상관성을 가지므로 전자기 탐사에 의한 전기전도도 자료와 자연 전위의 복합 역산도 수행된 바 있다(Jardani *et al.*, 2007). 해당 논문의 경우, 광역적 최적화(global optimization)의 방법 중 하나인 모의 담금질(simulated-annealing,

SA) 알고리즘을 활용하여 복합 역산을 수행하였다. 탐사는 프랑스의 카르스트 지형에서 수행하였으며 얻어진 탐사 자료를 활용하여 복합 역산을 수행함으로써 역산 해상도를 향상시켰다.

탄화수소 저류층

탄화수소 저류층에서의 자연 전위 적용은 검증으로 많이 활용되고 있지만 저류층에서의 자연 전위 모니터링은 Wurmstich and Mogan (1994)이 처음 제시함으로써 간단한 저류층 모델에서의 지표 및 시추공 내에서의 자연 전위 모니터링 가능성에 대하여 분석하였다. 원유 생산정에서 유체 주입 및 양수를 흐름 전위에 기초하여 모니터링하기 위해서 전극을 생산정에 매설하는 방법으로 수행하였다(Chen *et al.*, 2006).

Saunders *et al.* (2008)은 생산정에서의 자연 전위 모니터링을 통해 원유 생산 시 시간에 따른 생산정 주위에서의 물성 변화(포화도 변화)를 분석하여 생산정에서 물의 생산량을 예측함으로써 물의 생산을 최소화하고 원유 생산을 최대화 하고자 하였다. 이를 위해 수행한 수치 연구에서 배경 매질과 저류층의 경계와 가장 큰 매질 물성 변화를 보이는 물의 전면(waterfront)에서 흐름 전위 값이 가장 크게 나타날 뿐만 아니라 생산정 방향으로 침투한 물의 전면을 생산정에서 가까워수록 흐름 전위의 절대 값도 증가함을 보였다(Fig. 6). 또한 사암 저류층에서의 셰일 함량을 다르게 설정한 모델(Fig. 7)에서, 생산정 방향으로 침투하는 물의 전면을 생산정으로부터 약 100 m 떨어진 지점으로 하여 균질한 모델부터 셰일 함량이 50%까지 되는 모델까지 설정하여 수치 실험하였다. 이를 통해 생산정

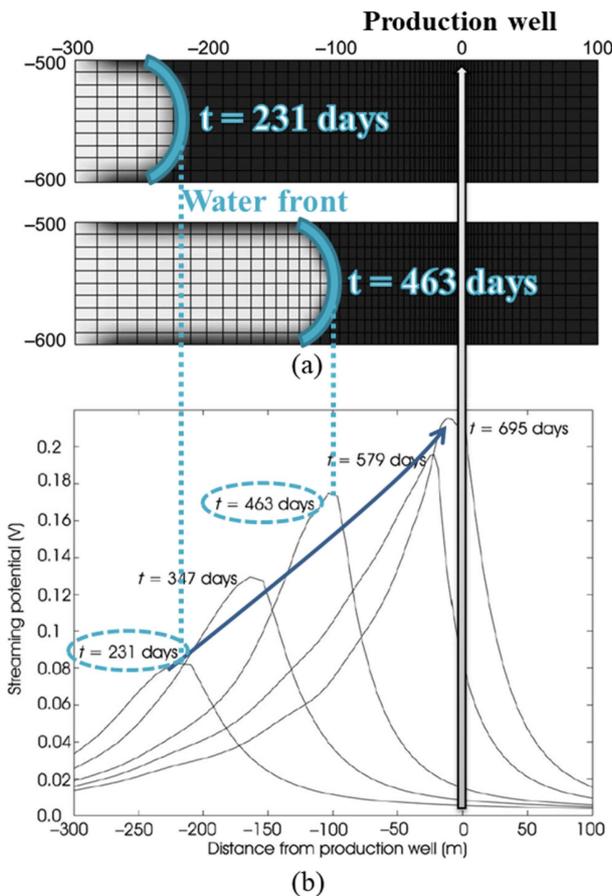


Fig. 6. SP distributions with 5 different time steps of water (white) moving model toward the production well, which is located at 0 m on the horizontal axis. (a) shows 2 snapshots of 231 days and 463 days of the saturation distribution within the reservoir layer. (b) is SP curve per each time. The peak of the SP curve per each time is located at the water front of same time (Saunders *et al.*, 2008).

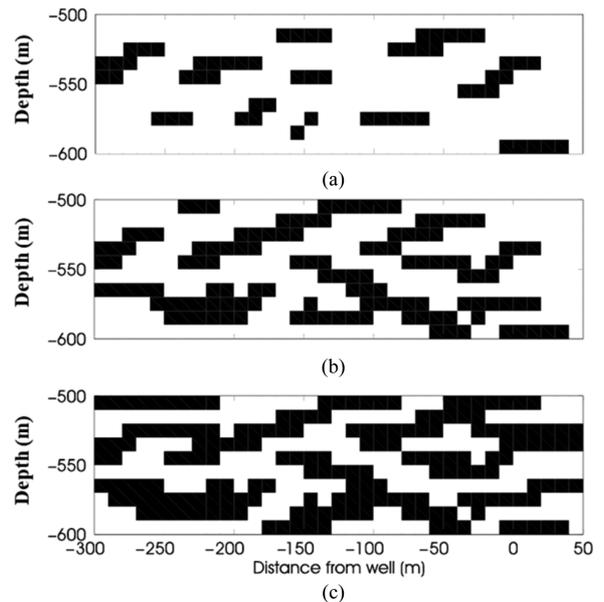


Fig. 7. Vertical sections of 3 models containing shale (black) with different percent; (a) 17%, (b) 35% and (c) 50% randomly. From the different contents of the model, conductivity structure of the reservoir is changed (Saunders *et al.*, 2008).

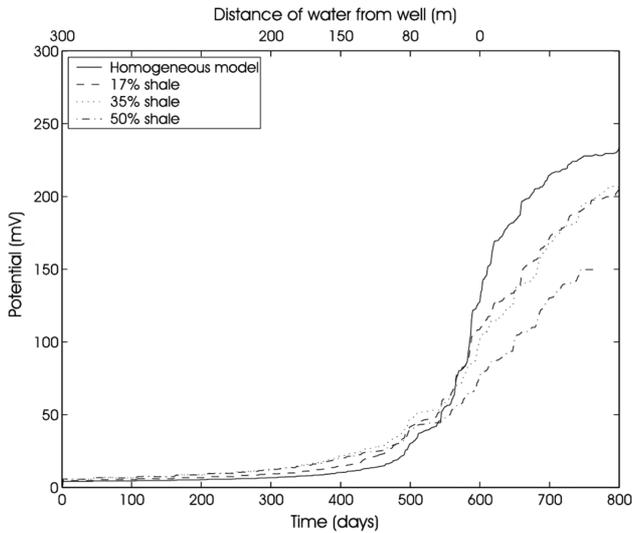


Fig. 8. Maximum SP measured at the well versus time for models with varying contents of shale. SP increases in early time about the model of higher shale content while the water front is far away from the well. And increased conductivity by shale content makes potential reduced when the water front is close to the well (Saunders *et al.*, 2008).

근처에서 전위가 급격히 상승하는 양상은 모두 비슷하게 나타나고 세일의 함량이 높을수록 전위 값의 절대 값이 낮아지는 것을 보였다(Fig. 8).

한편 저류층 지층수의 염도가 높은 경우와 다상류(multi-phase)의 경우, 흐름 전위 반응의 절대적 크기가 매우 작아지며, 흐름 전위 계수가 공극 유체의 염도와 pH, 온도 등에 영향을 받는 함수라는 점에서 해석에 어려움이 있지만, 시뮬레이션 및 실험을 통해 해당 문제점에 대한 유동 전위 반응 분석 연구도 수행되었다(Saunders *et al.*, 2006, 2008; Glover *et al.*, 2012). 또한 원유로 오염된 지역에서의 자연 전위 현장 자료 분석(Giampaolo *et al.*, 2014), EOR (Enhanced Oil Recovery) 환경(Water Alternating Gas-WAG process)에서의 흐름 전위 적용성에 대한 분석(Jaafar *et al.*, 2014) 등도 수행되었다.

환경 분야: 수리 시설 누수 모니터링

땀, 방조제와 같은 수리시설물에서의 누수 모니터링에도 흐름 전위가 적용될 수 있다. 국내에서는 1980년대 후반부터 자연 전위 측정 탐사 기기가 개발되면서 자연 전위 탐사를 방조제, 땀과 같은 수리 시설의 누수 탐사에 적용하기 시작하였다(Song *et al.*, 2000). Minsley *et al.* (2011)는 자연 전위 탐사와 전기비저항 탐사를 누수가 관측되는 땀에서 함께 수행하였다. 전기비저항 탐사법은 누수가 발생하는 구역에 대한 탐지에 효과적이지만 유체 흐름으로 인한 누수 경로 분석은 자연 전위 탐사가 보다 적합하다. 이 두 탐사법의 상호 보완적 특성으로 인해 땀의 누수 관측 시 함께 수행된 사례가 많다(Olivi *et al.*, 1969; Bogoslovsky and Ogilvy, 1970a, 1970b; Song *et al.*,

2000; Panthulu *et al.*, 2001; Bolève *et al.*, 2009). 누수에 의한 흐름 전위 반응은 1차 송신원에 의한 반응으로 음의 값을 가지는데 땀 내부의 수두에 따라서 이상대를 구분할 수 있다. 흐름 전위는 수두 크기와 반비례 하는 특성을 가지므로 수두가 감소하는 땀 하류에서의 흐름 전위는 양의 값을 가지고 상류에서는 음의 값을 가진다. 각각의 사면에 누수 발생했다고 가정했을 때, 상류 사면에서의 흐름 전위 반응은 기존의 음의 값에서 더 큰 크기의 음의 이상대를 가질 수 있고, 하류 사면에서는 기존의 양의 이상대 보다는 작은 크기를 보일 수 있지만 누수가 존재하더라도 양의 이상대를 나타낼 수 있다.

환경 분야: 이산화탄소 저장 환경관리 모니터링

환경 분야에도 흐름 전위가 활용되고 있는데 이산화탄소 지중 저장 시 이산화탄소 누출 감지를 위한 모니터링 수치 실험 수행(Büsing *et al.*, 2016)에 대하여 정리하였다. 이산화탄소 지중 저장 시 이산화탄소가 지층에 누출되어 지하수에 용해되면 유체의 이온강도가 높아져 전기전도도가 증가하게 되며 이에 따른 매질의 전기적 물성 변화는 흐름 전위 반응에도 차이를 가져오게 된다(Börner *et al.*, 2016; Dafflon *et al.*, 2013). Büsing *et al.* (2017)은 이산화탄소 누출 모델을 구성하기 위해서 Linde *et al.* (2007)에 의해 제안된 2개의 상에 대한 유체 흐름 방정식과 유동 전위 상호 결합 전도도 계산 식을 사용하여 지표면에서 자연 전위 측정을 통한 이산화탄소 누출 탐지의 가능성에 대하여 연구하였다.

결론

흐름 전위는 자연 전위에서 지하 공극 내 유체 흐름에 의해 발생하는 전위이기 때문에 유체 유동 특성 분석이 가능하다는 장점이 있다. 흐름 전위는 유체의 주입이나 양수와 같은 외부적 요인에 의해서 또한 전기전도도가 다른 매질의 경계면에서의 유체 유동에 크게 발생한다. 이러한 발생 기작의 특성이나 목적에 따라 흐름 전위 지배방정식을 수두나 유체 유동 속도에 기초하여 정의할 수 있다. 흐름 전위를 이용한 자연 전위 탐사는 송신원이 필요없는 수동적 방법으로 탐사가 용이하고 유체 유동에 대해 정보를 얻을 수 있다는 장점이 있지만, 유체 흐름에 영향을 미치는 상호 결합 전도도 및 계수들이 물리적으로 서로 얽혀 있으며 매질에 특성에 따라 상이한 값을 가지므로 환경이 비슷한 실험 값을 활용함에 따라 정확한 해석에는 어려움이 있다. 또한 현장에서 측정되는 자연 전위 값이 크지 않기 때문에 외부 잡음에 취약하다. 국내외의 흐름 전위를 적용한 사례 분석 결과 지열저류층, 균열대, 싱크홀, 석유저류층, 환경 분야 등의 다양한 분야에서 흐름 전위 반응 특성에 대한 이해도를 높일 수 있었다. 이러한 기존의 국내외 사례 분석 결과에 기초하여, 수리시설물에서의 누수 탐지와 쓰레기 매립지에서의 침출수 유동에 의한 흐름 전위 모니터링, 공동 탐

지 분야뿐만 아니라 천부 이산화탄소 누출 탐지 등 다양한 분야에서 자연 전위 탐사 적용 및 분석에 대한 지속적인 연구 수행이 필요할 것으로 판단된다.

감사의 글

이 연구는 환경부의 “지중환경오염·위해관리기술개발사업 (2018002440005)”과 “CO₂ 저장 환경관리 기술 개발사업 (201801810002)”의 지원을 받았습니다.

References

- Archie, G. E., 1942, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Transactions of the AIME*, **146(01)**, 54-62.
- Bear, J., 1972, *Dynamics of fluids in porous media*, Dover Publications, Inc., New York.
- Bodvarsson, G. S., 1982, *Mathematical Modeling of the Behavior of Geothermal Systems under Exploitation*, Ph.D. Thesis, U.C. Berkeley.
- Bogoslovsky, V. A., and Ogilvy, A. A., 1970a, Application of geophysical methods for studying the technical status of earth dams, *Geophys. Prospect.*, **18(s1)**, 758-773.
- Bogoslovsky, V. A., and Ogilvy, A. A., 1970b, Natural potential anomalies as a quantitative index of the rate of seepage from water reservoirs, *Geophys. Prospect.*, **18(2)**, 261-268.
- Bolève, A., Revil, A., Janod, F., Mattiuzzo, J. L., and Fry, J. J., 2009, Preferential fluid flow pathways in embankment dams imaged by self-potential tomography, *Near Surf. Geophys.*, **7(5-6)**, 447-462.
- Börner, J. H., Herdegen, V., Repke, J. U., and Spitzer, K., 2016, Spectral induced polarization of the three-phase system CO₂-brine-sand under reservoir conditions, *Geophys. J. Int.*, **208(1)**, 289-305.
- Büsing, H., Vogt, C., Ebigbo, A., and Klitzsch, N., 2017, Numerical study on CO₂ leakage detection using electrical streaming potential data, *Water Resour. Res.*, **53(1)**, 455-469.
- Navarro, J., Raghuraman, B., Bryant, I. D., and Supp, M., 2006, Streaming potential applications in oil fields, *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, 24-27.
- Corwin, R. F., and Hoover, D. B., 1979, The self-potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, **44(2)**, 226-245.
- Dafflon, B., Wu, Y., Hubbard, S. S., Birkholzer, J. T., Daley, T. M., Pugh, J. D., Peterson, J. E., and Trautz, R. C., 2013, Monitoring CO₂ intrusion and associated geochemical transformations in a shallow groundwater system using complex electrical methods, *Environ. Sci. Technol.*, **47(1)**, 314-321.
- Erchul, R. A., and Slifer, D. W., 1987, The use of spontaneous potential in the detection of groundwater flow patterns and flow rate in karst areas, *Proc. 2nd Multidisciplinary conference on sinkholes and the environmental impacts of karst*, 217-226.
- Fitterman, D. V., 1978, Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatant regions in a layered earth, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **83(B12)**, 5923-5928.
- Fitterman, D. V., 1979, Calculations of self-potential anomalies near vertical contacts, *Geophysics*, **44(2)**, 195-205.
- Fitterman, D. A., and Corwin, R. F., 1982, Inversion of Self Potential Data from the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico, *Geophysics*, **47(6)**, 938-945.
- Freeze, R. A., 1971, Influence of the unsaturated flow domain on seepage through earth dams, *Water Resour. Res.*, **7(4)**, 929-941.
- Frenkel, J., 2005, On the theory of seismic and seismoelectric phenomena in a moist soil, *J. Eng. Mech.*, **13(9)**, 879-887.
- Giampaolo, V., Rizzo, E., Titov, K., Konosavsky, P., Laletina, D., Maineult, A., and Lapenna, V., 2014, Self-potential monitoring of a crude oil-contaminated site (Trecate, Italy), *Environ. Sci. Pollut. Res. Int.*, **21(15)**, 8932-8947.
- Glover, P. W., Walker, E., and Jackson, M. D., 2012, Streaming-potential coefficient of reservoir rock: A theoretical model, *Geophysics*, **77(2)**, D17-D43.
- Ishido, T., and Mizutani, H., 1981, Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **86(B3)**, 1763-1775.
- Ishido, T., Mizutani, H., and Baba, K., 1983, Streaming potential observations, using geothermal wells and in situ electrokinetic coupling coefficients under high temperature, *Tectonophysics*, **91(1-2)**, 89-104.
- Ishido, T., and Pritchett, J. W., 1999, Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with subsurface fluid flow, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **104(B7)**, 15247-15259.
- Jaafar, M. Z., Omar, S., Anuar, S. M. M., and Suradi, S. R., 2014, Reservoir Monitoring of EOR Processes (WAG, Foam and Polymer) Using Streaming Potential, *Scientific Cooperations International Workshops on Engineering Branches*, 8-9.
- Jardani, A., Dupont, J. P., and Revil, A., 2006, Self-potential signals associated with preferential groundwater flow pathways in sinkholes, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **111(B9)**.
- Jardani, A., Revil, A., Barrash, W., Crespy, A., Rizzo, E., Straface, S., Cardiff, M., Malama, B., Miller, C., and Johnson, T., 2009, Reconstruction of the water table from self-potential data: A Bayesian approach, *Ground Water*, **47(2)**, 213-227.
- Jardani, A., Revil, A., Santos, F., Fauchard, C., and Dupont, J. P., 2007, Detection of preferential infiltration pathways in sinkholes using joint inversion of self-potential and EM-34 conductivity data, *Geophys. Prospect.*, **55(5)**, 749-760.
- Jouniaux, L., and Pozzi, J. P., 1995, Streaming potential and permeability of saturated sandstones under triaxial stress: Consequences for electrotelluric anomalies prior to earthquakes, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **100(B6)**, 10197-10209.
- Lim, S. K., Song, Y. H., Lee, T. J., Yasukawa, K., and Song, Y. S., 2007, Three-dimensional SP Modeling at a Geothermal Reservoir Site, *J. Korea Inst. Mineral Mining Eng.*, **44(1)**, 9-19 (in Korean with English abstract).

- Linde, N., Jougnot, D., Revil, A., Matthäi, S. K., Arora, T., Renard, D., and Doussan, C., 2007, Streaming current generation in two-phase flow conditions, *Geophys. Res. Lett.*, **34(3)**.
- Minsley, B. J., Burton, B. L., Ikard, S., and Powers, M. H., 2011, Hydrogeophysical investigations at hidden dam, Raymond, California, *J. Environ. Eng. Geoph.*, **16(4)**, 145-164.
- Morgan, F. D., Williams, E. R., and Madden, T. R., 1989, Streaming potential properties of westerly granite with applications. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **94(B9)**, 12449-12461.
- Nourbehecht, B., 1963, *Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their applications in certain geoelectric problems*, Ph. D. Thesis, M.I.T., Cambridge.
- Ogilvy, A. A., Ayed, M. A., and Bogoslovsky, V. A., 1969, Geophysical studies of water leakages from reservoir, *Geophys. Prospect.*, **17(1)**, 36-62.
- Panthulu, T. V., Krishnaiah, C., and Shirke, J. M., 2001, Detection of seepage paths in earth dams using self-potential and electrical resistivity methods, *Engineering Geology*, **59(3-4)**, 281-295.
- Park, K. G., 1994, *Study on 3-dimensional resistivity modeling by FEM and topography correction*, Master's thesis, Seoul National (in Korean with abstract).
- Pengra, D. B., Xi Li, S., and Wong, P. Z., 1999, Determination of rock properties by low-frequency AC electrokinetics, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **104(B12)**, 29485-29508.
- Pozdnyakova, L., Pozdnyakov, A., and Zhang, R., 2001, Application of geophysical methods to evaluate hydrology and soil properties in urban areas, *Urban Water*, **3(3)**, 205-216.
- Revil, A., Naudet, V., and Meunier, J. D., 2004, The hydroelectric problem of porous rocks: inversion of the position of the water table from self-potential data, *Geophys. J. Int.*, **159(2)**, 435-444.
- Russell, R. D., Butler, K. E., Kepic, A. W., and Maxwell, M., 1997, Seismoelectric exploration, *The Leading Edge*, **16(11)**, 1611-1615.
- Saunders, J. H., Jackson, M. D., and Pain, C. C., 2006, A new numerical model of electrokinetic potential response during hydrocarbon recovery, *Geophys. Res. Lett.*, **33(15)**.
- Saunders, J. H., Jackson, M. D., and Pain, C. C., 2008, Fluid flow monitoring in oil fields using downhole measurements of electrokinetic potential, *Geophysics*, **73(5)**, E165-E180.
- Sharma, S. P., and Baranwal, V. C., 2005, Delineation of groundwater-bearing fracture zones in a hard rock area integrating very low frequency electromagnetic and resistivity data, *J. Appl. Geophys.*, **57(2)**, 155-166.
- Sheffer, M. R., and Oldenburg, D. W., 2007, Three-dimensional modelling of streaming potential, *Geophys. J. Int.*, **169(3)**, 839-848.
- Sill, W. R., 1982, *Self-potential effects due to hydrothermal convection-velocity crosscoupling*, Utah Univ., Salt Lake City (USA), Dept. of Geology and Geophysics.
- Sill, W. R., 1983, Self-potential modeling from primary flows, *Geophysics*, **48(1)**, 76-86.
- Song, S. H., and Yong, H. H., 2003, Application of SP monitoring to the analysis of anisotropy of aquifer, *J. Korea Inst. Mining Geol.*, **36(1)**, 49-58 (in Korean with English abstract).
- Song, S. H., Kwon, B. D., Yang, J. M., and Chung, S. H., 2002, Application of SP Survey and Numerical Modeling to the Leakage Problem of Irrigation facilities, *Geophys. and Geophys. Explor.*, **5(4)**, 257-261 (in Korean with English abstract).
- Song, S. H., Lee, K. S., Kim, J. H., and Kwon, B. D., 2000, Application of SP and pole-pole array electrical resistivity surveys to the seawater leakage problem of the embankment, *J. Korea Inst. Mining Geol.*, **33(5)**, 417-424 (in Korean with English abstract).
- Song, S. H., Song, Y., and Kwon, B. D., 2005, Application of hydrogeological and geophysical methods to delineate leakage pathways in an earth fill dam, *Explor. Geophys.*, **36(1)**, 92-96.
- Wanfang, Z., Beck, B. F., and Stephenson, J. B., 1999, Investigation of groundwater flow in karst areas using component separation of natural potential measurements, *Environ. Geol.*, **37(1-2)**, 19-25.
- Wurmstich, B., and Morgan, F. D., 1994, Modeling of streaming potential responses caused by oil well pumping, *Geophysics*, **59(1)**, 46-56.

부록 A: 전기 이중층 및 계면 동전기 현상

지하수로 포화되어 있는 토양 입자 표면은 보통 음전하로 대전되어 있으며, 이에 따라 지하수 내의 양이온이 토양 입자 표면에 흡착되어 표면의 전기적 인력과 이온 간의 확산 성질 사이에 균형을 이루며 전기적 평형상태를 이루는데, 이를 전기 이중층이라 한다.

전기 이중층에 대해서는 여러 모델들이 있는데, 우선 확산층을 고려하지 않는 단순한 전기 이중층 모델인 Helmholtz 이중층이 있다(Fig. A-1(a)). 이 모델은 대전된 입자 표면의 각각의 전하에 대해 1대 1의 비로 상응하는 이온이 표면에 흡착하여 전기 이중층을 형성한다고 가정하였다. Helmholtz 모델로부터 발전하여 확산층을 고려하는 Gouy-Chapman 확산 이중층 모델은 콜로이드 표면에 대전된 전하와 같은 전하를 띠는 이온도 포함하여 전기 이중층을 형성한다고 정의하였다(Fig. A-1(b)). 또한 Helmholtz 모델과 Gouy-Chapman 모델을 아울러 보다 실질적으로 보완한 모델이 Stern 모델이다(Fig. A-1(c)). Stern 모델에서는 고정상인 stern layer와 확산층인 Gouy layer를 설정하여 실제 콜로이드에 적용 가능한 현실적인 모델을 정의하였다. 이로부터 입자 표면으로부터 거리에 따라 양이온과 음이온의 분포가 달라지며 이에 따라 발생하는 전기적 전위를 제타 전위라 한다. 또한 콜로이드 표면의 전하밀도가 높을수록 이중층의 영향이 더 크며 이중층의 너비는 용액의 농도가 높을수록, 이온 전하가 클수록 압축되어 얇아진다.

위와 같이 고체와 액체 2개의 상이 접하여 전기 이중층을

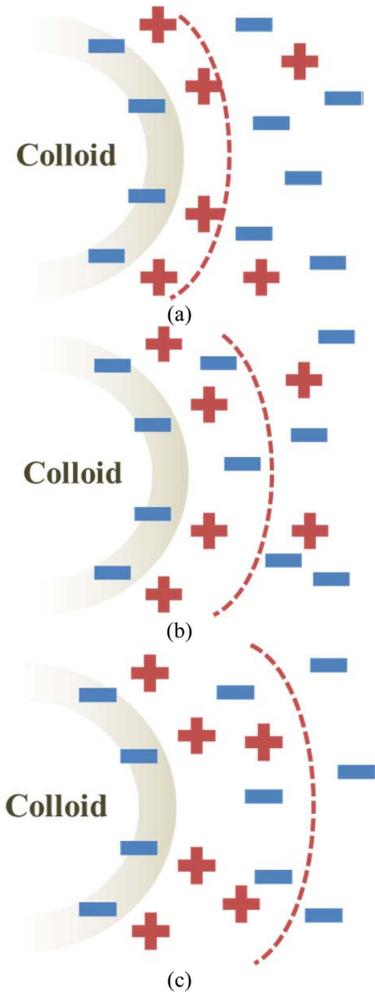


Fig. A-1. Examples about three types of electrical double layer: (a), (b) and (c). (a) is Helmholtz double layer that surface of colloid is charged with negative ions and positive ions are absorbed to negative ions symmetrically consisting layer. (b) is Gouy-Chapman double layer. In this layer model, ions having same charge with charge on the surface of colloid also consist of diffuse layer. (c) is stern double layer. This system consists of two layers of stern layer and Gouy layer. Stern layer is fixed and Gouy layer is diffuse layer that can be moved. Three types of electrical double layer are all electrical equilibrium state as long as there aren't any external current sources or any other forces.

이루는 전기적 평형상태에서 외부 전압이 주어지거나 유체의 이동 등의 현상으로 인해 전위차가 발생하면 고정층 외의 확산층의 이동이 일어나 전기 영동(이동)(electrophoresis), 전기 삼투(침투)(electro-osmosis), 침강전위(sedimentation potential), 흐름 전위 등이 발생하는데, 이를 모두 계면 동전기 현상이라 한다(Fig. A-2).

전기 영동은 전기적 평형상태에 있는 계에 전기장을 가하여 전해질 안의 하전 입자들이 각각 반대의 극으로 이동하는 것을 일컫는다. 이와 상보적 관계에 있는 전기 삼투 현상은 다공질 막이 가운데에 위치한 정상 상태의 액체의 양 끝에 전기장을 가하였을 때, 다공질 막의 모세관 내의 전기 이중층의 영향

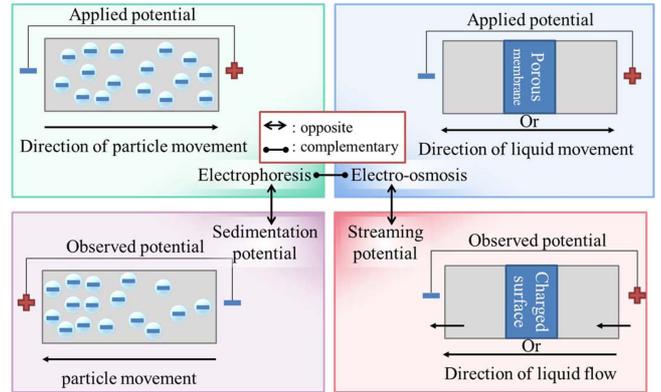


Fig. A-2. 4 types of electrokinetic phenomena are all connected each other. These phenomena can be divided into two groups; one is under being in the given electric field and the other is if electric field. Electrophoresis and electro-osmosis have complementary relation under the electric field.

으로 발생한다. 전기 이중층에서 모세관 표면을 포함하는 고정층과 확산층(이동층)의 전하량의 합은 0이며, 이에 따라 다공질 막의 표면에 대전된 전하와 반대 전하로 이루어진 고정층을 제외한 확산층에서 주된 음 또는 양이온의 이동 방향에 따라 유체가 흐르게 되는데 이를 전기 삼투라 한다. 전기 삼투와 상반되는 현상으로는 흐름 전위가 있다. 흐름 전위는 전기 삼투에서와 같이 계에 외부의 직류 전압을 가하는 것이 아니라 동일한 다공질 막이 있는 모델에 유체의 흐름이 발생할 때 확산층이 이동하여 확산층 내의 대전된 이온의 흐름에 의하여 전압이 발생하는 현상이다. 외부 송신원 없이 유체 유동에 의해 발생하는 전위이므로 다공질 매질에서의 유체 유동 특성 분석에 장점을 가진다. 흐름 전위와 마찬가지로 대전된 입자의 이동에 의해 전위가 발생하는 현상으로 침강 전위가 있다. 침강 전위는 중력의 영향으로 입자가 이동하여 생기는 전위이다. 위의 4가지의 현상들은 전기장의 작용으로부터 대전 입자의 이동을 발생시키거나 혹은 이와 반대로 대전된 입자의 이동이 전기장을 야기하는 서로 유기적인 관계를 갖는다.

부록 B: 결합 유동(Coupled flow)에서의 전류 흐름

유체 유동 방정식: 질량 보존 방정식

본문에서 식 (7)으로 제시되었던 질량 보존 방정식에 대한 구체적인 설명과 해당 식으로부터 흐름 전위 지배방정식을 유도하기 위하여 부록에서 다시 언급하고자 한다. 질량 보존 방정식은 완전히 포화된 공극 매질에서의 유체 흐름을 설명한다.

$$\nabla \cdot \mathbf{q} = -S_s \frac{\partial h}{\partial t} + Q\delta(r-r_s) \tag{B-1}$$

$\mathbf{q}[m^3s^{-1}m^{-2}]$ 는 체적 유속, $S_s[m^3m^{-1}m^{-3}]$ 는 비저유율, $Q[m^3s^{-1}m^{-3}]$ 는 유체 흐름에 대한 추가적인 외부 점 송신원, r_s 는 송신원의

위치이다. 비저유율은 수두 값이 단위 증가 혹은 감소할 때, 물로 포화된 다공질 매질로부터 유출 또는 유입되는 물의 부피를 의미하며 식으로 정리하면 아래와 같다.

$$S_s = \rho_f g (\alpha + n\beta) \quad (\text{B-2})$$

여기서 ρ_f 는 유체 밀도로 물의 밀도는 $1 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 이며 g 는 중력가속도 [$980 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-2}$], α 는 다공질 매질의 압축성 [$\text{cm}\cdot\text{s}^2\text{gm}^{-1}$], n 은 공극률, β 는 유체의 압축성으로 물의 경우 $4.6 \text{ m}^2/N$ 의 값을 가진다. 일반적인 비저유율의 값은 0.0001 m^{-1} 이하이다.

이론적으로 비가역적 흐름은 스칼라 퍼텐셜의 기울기의 선형 조합으로 나타내며, 유체가 규칙적으로 일정하게 흐르는 층류 상태에서 유체 흐름은 Darcy의 법칙으로 설명된다.

$$\mathbf{q} = -K\nabla h \quad (\text{B-3})$$

이에 따라 위의 질량 보존 방정식(B-1)을 다시 쓰면 수두에 기초하여 정리할 수 있다.

$$\nabla \cdot (-K\nabla h) = -S_s \frac{\partial h}{\partial t} + Q\delta(r-r_s) \quad (\text{B-4})$$

전류 유동 방정식: 전하량 보존 법칙

위에서는 유체의 흐름에 대한 방정식을 질량 보존 방정식으로부터 유도하였다면, 전류의 흐름의 경우에는 전하량 보존 법칙에 따라 정리한다.

$$\nabla \cdot (\rho_e \mathbf{q}) = -\frac{\partial \rho_e}{\partial t} \quad (\text{B-5})$$

여기서 ρ_e 는 체적 전하 밀도 [C/m^3]이며 체적 유속과 체적 전하 밀도의 곱은 체적 전류 밀도, J [A/m^2]로 쓸 수 있다. 체적에 부과된 외부 소스의 전류 흐름, I_v [A/m^3]이 있다고 가정할 때 위의 전하량 보존 방정식을 다시 정리하면 아래와 같다.

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\frac{\partial \rho_e}{\partial t} + I_v \delta(r-r_s) \quad (\text{B-6})$$

위의 전도 전류 밀도는 옴의 법칙에 따라 전기전도도, σ [S/m]와 전위, ϕ [V]의 기울기로 표기할 수 있으며 이를 (B-6)식에 대입하여 아래와 같이 정리할 수 있다.

$$\nabla \cdot (-\sigma \nabla \phi) = -\frac{\partial \rho_e}{\partial t} + I_v \delta(r-r_s) \quad (\text{B-7})$$

결합 유동 방정식

전기역학적 현상을 설명하는 결합 유동은 유체 유동과 전류 흐름을 설명하며 이에 대한 일반적인 관계식은 스칼라 퍼텐셜의 기울기와 매질을 대표하는 전도도로 나타낼 수 있다.

$$\Gamma_i = -\sum_{j=1}^n L_{ij} \nabla \Phi_j \quad (\text{B-8})$$

위의 식에서 Γ_i 는 i 개의 다발(flux)을 나타내며, Φ_j 는 스칼라

퍼텐셜, L_{ij} 는 전도도 항이다. 두드러진 영향을 미치는 화학적 또는 온도 기울기가 없을 때, 결합 유동 방정식은 아래와 같다.

$$\Gamma_f = -L_{ff} \nabla \Phi_f - L_{fe} \nabla \Phi_e \quad (\text{B-9})$$

$$\Gamma_e = -L_{ee} \nabla \Phi_e - L_{ef} \nabla \Phi_f \quad (\text{B-10})$$

상호 결합 전도도 항은 2차 기울기에서 기인하는 1차 흐름을 정의할 수 있도록 한다. 즉, (B-9)식에서 $L_{fe} \nabla \Phi_e$ 는 전기삼투(침투)에 의한 유체의 흐름을, (B-10)식에서 $L_{ef} \nabla \Phi_f$ 는 유동 전류 흐름을 보여준다. 이 두 현상은 Onsager 상호 관계에 의해 같은 크기를 가진다($L_{fe} = L_{ef}$).

(B-9)식의 총 질량 플럭스(total mass flux), Γ_f 는 유체 밀도 (ρ_f ; kg m^{-3})와 체적 유속(\mathbf{q} ; $\text{m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-2}$)의 곱으로 나타내며, (B-10)식의 총 전하 플럭스(total charge flux), Γ_e 는 \mathbf{J}_T (A/m^2)로 표기한다. 수리 에너지(hydraulic potential), Φ_f 는 중력 가속도 (g)와 수두(h)의 곱으로, 전기 에너지(electrical potential), Φ_e 인 전위는 일반적으로 많이 쓰는 ϕ (V)로 표기한다. 각각의 유동 방정식에서의 1차 전도도에 해당하는 L_{ff} 는 $\rho_f K/g$ 로 정의할 수 있고, L_{ee} 는 전기전도도로 이므로 σ 로 표기한다. 여기서 K 는 수리전도도 [m/s]이다. 이에 따라 결합 유동 방정식을 다시 쓰면 아래와 같다.

$$\rho_f \mathbf{q}_T = -\rho_f K/g \nabla (gh) - L_{fe} \nabla \phi \quad (\text{B-11})$$

$$\mathbf{J}_T = -\sigma \nabla \phi - L_{ef} \nabla (gh) \quad (\text{B-12})$$

위의 식에서 상호 결합 계수(cross-coupling coefficients)인 ($L_{fe} = L_{ef}$) (As^2/m^3) 부분을 전기침투 투수 계수(electro-osmotic permeability coefficient), K_e ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ V}^{-1}$)와 유동 전류 상호 결합 전도도 계수(streaming current cross-coupling conductivity coefficient), L_s [A/m^2]를 적용하여 정리하면 아래와 같다($k_e = L_{fe}/\rho_f$; $L_s = gL_{ef}$).

$$\mathbf{q}_T = -K\nabla h - k_e \nabla \phi \quad (\text{B-13})$$

$$\mathbf{J}_T = -\sigma \nabla \phi - L_s \nabla h \quad (\text{B-14})$$

(B-13)식과 (B-14)식, 2개의 구조 방정식은 수리 및 전기 흐름을 정의하는 연속방정식(질량보존방정식)으로 결합된다. 유동 전위에서 수두의 기울기가 원동력이며 (B-13)식의 우변의 2번째 항은 수리전도도가 $10^{-9} \text{ m}/\text{s}$ 보다 큰 경우에 무시 가능하며(Mitchell, 1991), 해당 가정에 따라 (B-13)식은 Darcy의 법칙을 따른다. 따라서 (B-13)식을 포화된 상태의 유체 유동을 정의하기 위한 질량보존방정식에 대입하면 (B-4)식을 유도할 수 있다. 또한 일정하지 않게 포화된 매질에서의 유동 문제는 위의 식에 불포화 유동 식을 고려해주어야 한다.

$$\nabla \cdot \{K(S_w) \nabla h\} = n \frac{\partial S_w}{\partial t} - Q\delta(r-r_s) \quad (\text{B-15})$$

위의 식에서 수리전도도는 유체 포화도의 함수이다. 정상 상태 혹은 순간적인 유체 유동 방정식으로부터 수두를 구할 수 있다.

(B-14)식에서 총 전하 밀도, 즉 체적 전류 밀도를 (B-6)식에 대입하여 총 전하 플럭스에 대한 결합 유동 식을 전하량 보존 방정식에 적용한다.

$$\nabla \cdot (-\sigma \nabla \phi - L_s \nabla h) = -\frac{\partial \rho_e}{\partial t} + I_v \delta(r-r_s) \quad (\text{B-16})$$

이 때, 수리 완화 시간(hydraulic relaxation time)은 전기 완화 시간(electrical relaxation time) 보다 크기 때문에 전기 전도 전류 흐름은 정상 상태로 가정되며 시간에 따른 체적전하밀도의 미분항은 0이 된다. 외부의 전류 흐름원이 없다고 할 때 위의 식은 아래와 같이 정리할 수 있다.

$$\nabla \cdot \sigma \nabla \phi = -\nabla \cdot L_s \nabla h \quad (\text{B-17})$$