

저수지의 온도분포 모형

이 길 성*

1. 서 언

대부분의 호수나 저수지 모델링은 물리적인 요소와 기후학적인 인자가 생물학적인 반응과 화학적인 반응을 결정한다는 가정하에 연구가 진행되어 왔다. 이러한 연구에 있어서 외적인 요인으로 공기의 온도, 수면 동결, 빛의 입사, 바람 등이 있고 내적인 요인으로는 질량 확산, 열의 유동, 수평 흐름, 빙결 등과 형태학적 특징으로는 깊이, 면적, 유입량과 유출량 등이 있다. 그러나 이러한 가정은 저수지가 소량의 유기물질을 함유하고 있을때만 타당하기 때문에 실제 적용시에는 상당한 주의를 요한다. 예를들어 빛의 침투량은 epilimnion에 존재하는 유기체의 농도와 역비례하는데 이는 또한 온도분포에 영향을 미친다. 따라서 모델을 물리적인 관점에서 이끌어내려면 화학 및 생물학적 요소와의 상호관계에 유의하여 적절하게 조절하는 단계를 통해야 바람직하다.

많은 사람들이 연구를 하면서도 과연 저수지 내의 실제 혼합과정이 열확산이나 바람에 의해서만 이루어지는가에 대해서 확실한 답변을 하기가 어려웠다. 종전의 모델을 사용할 경우 다른 저수지에 대해서 혹은 모든 계절에 다같이 좋은 결과가 나오지는 않았다. 하지만 이제까지 축적된 이 방면의 연구결과에 의하면 몇개의 매개변수만 조절할 경우 주어진 조건에 적합한 모델의 개발이 가능하다.

물리적 요소가 화학적 그리고 생물학적 조건을 결정짓는다고 가정을 해도 그 과정을 모델링

하는데 상당한 모순이 뒤따르게 되는데 이는 경험식을 사용하여 해결하기도 한다. 이것이 바로 자연생태계를 모델링하여도 연중 혹은 전 계절을 통한 시뮬레이션 결과가 좋지 않은 근본적인 이유라고 할 수 있다. 또한 물리적 모델링의 가장 큰 난제 중의 하나는 호수표면이 동결되었을 때와 해빙기에 얼음이 녹을 때의 혼합과 확산과정을 연결시키는 방법이다. 많은 사람들이 이점에 대해서도 연구를 하고 있으니 아직까지의 성과는 크지 않다. 표 (1)은 최근의 연구결과를 도표로 정리해 놓은 것이다.

2. 일반 이론

1) 성층화(Stratification)

호수나 저수지의 수질을(물리적, 화학적, 생물학적) 모델링함에 있어 가장 중요한 것은 수온이다. 좀더 정확히 말하자면 온도의 수직분포인데 그 이유는 이것을 가지고 어떤 일정 깊이에서의 안정도를 알 수 있기 때문이다.

이러한 열역학적 안정도는 연직방향으로의 열흐름뿐만 아니라 다른 영양분(dissolved oxygen, phosphorous 등)의 이동 그리고 부력에 의해서 감쇄되는 난류확산의 비율도 결정하게 된다. 따라서 연직방향으로의 온도경사(temperature gradient: dT/dz)가 크면 클수록 안정도는 커지고 흐름의 상하 이동은 줄어들게 된다. 이러한 안정도는 계절마다 변할 뿐 아니라 아침 저녁으로도 변하게 되는데 정량분석을 위해 성층순환(stratification cycle) 현상에 대해서 살펴보자.

낮과 밤의 길이가 같은 봄날의 한 호수 혹은 저수지가 균질성이고 수온은 최대밀도를 갖는

* 서울공대 토목과 부교수(공박)

表 1.

Physical System Modelling (source : Ref.4)

Reference	Subject	Approach	Study Type*	Formulation*	System Type**	Season*
<i>Aral</i> [1972]	heat transfer	convection	T, F	S, E	L	A
<i>Banks</i> [1975]	diffusion, distribution	wind	F	D, C	L, S	FW
<i>Bedford and Babajimopoulos</i> [1977]	diffusion	eddy diffusion	T	D, C	D, L	FW
<i>Blinor</i> [1971]	heat transfer	convection	T, F	D, C	O	A
<i>Browman</i> [1974]	ice formation and melt	thermal conditions	T, F	D, C	L	W
<i>Coleman and DeCoursey</i> [1976]	evaporation	sensitivity analysis	T, Lit	S	L	FW
<i>Derecki</i> [1976]	heat storage	thermal advection	T, F	D, C	L, D	A
<i>Dingman</i> [1973]	water balance	literature survey	N/A	N/A	N/A	N/A
D. E. Ford (personal communication, 1977)	diffusion	various type	T	D, C	L, D, S	FW
<i>Gallagher et al.</i> [1973]	diffusion	wind	T	D, C	L, S	FW
<i>F. M. Galloway, Jr.</i> [1976]	areal averaging	perpendicular to mean flow	T	D, C	L	FW
<i>Hansen</i> [1975]	temperature gradients	wind mixing	T, F	D, C	L, D	FW
<i>Hansen</i> [1978]	turbulent mixing	analytical equation and energy exchange	T, Lit	D, E	L	FW
<i>Henderson-Sellers</i> [1976]	diffusion and mixing	turbulent diffusion coefficient	T	C	L	FW
<i>Kontur</i> [1974]	lake level	control	T	S, C	L	FW
<i>Krokhin</i> [1973]	DO consumption	review	T, F	E, D, C	L, D	A
<i>Maguire</i> [1975b]	light penetration through ice and snow	effect on chemistry and biology	T, F	D, C	L	W
<i>Meller et al.</i> [1975]	lake level control	wind waves and tides	T, F	R	L, D	FW
<i>Parlange and Babu</i> [1977]	diffusion	solving techniques	T	S
<i>Roesner et al.</i> [1974]	temperature structure	thermal diffusion	T, Lit	D, C, E	D, L	FW
<i>Smith and Bella</i> [1973]	temperature	thermal diffusion	T, F	D, C	D, L	A
<i>Snodgrass and O'Melia</i> [1975]	vertical mixing	eddy diffusion	T	S, C	L, D	FW
<i>Stefan and Ford</i> [1975a]	temperature profiles	wind mixing	T, F	D, C	D, L	FW
<i>Stefan et al.</i> [1976]	physical description	wind effects	T	D, C	L, D	FW
<i>Stewart</i> [1973]	ice melt	heat budget	T	D, C	L	W
<i>Tennessee Valley Authority</i> [1972]	heat budget	thermal diffusion	T, Lit	F, D, C, E	L	A
<i>Thibodeaux and Cheng</i> [1976]	upwelling	turnover	T, F	S, C	L, D	A
<i>Water Resources Engineers, Inc.</i> [1969]	temperature profile	thermal diffusion	T, Lit	D, E	L, D	A

*T, theoretical; F, field observation; L, laboratory observation; and Lit, literature.

*D, deterministic; E, empirical; C, conceptual; and S, stochastic.

**D, deep, S, shallow; L, lake; R, reservoir, and O, ocean.

*FW, free water, A, annual; and W, winter.

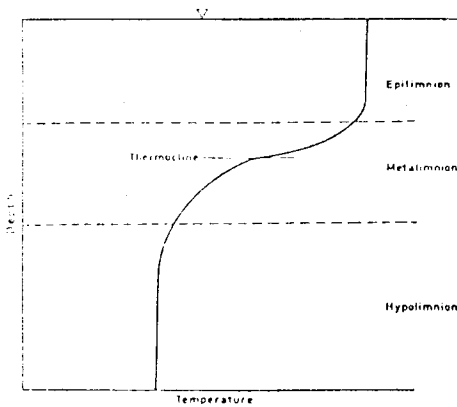


그림 1. 여름철 호수의 전형적인 온도 분포

277°K 부근 이라고 가정하자. 태양으로 부터 흡수한 에너지는 여러 형태로 방출이 되며 그 나머지는 호수에 저장되는데 이는 바람으로 인한 난류의 영향에 의해서 혼합된다. 이때 수심이 깊을 경우 윗 부분(epilimnion)의 온도는 계속해서 증가하게 되나 아랫 부분(hypolimnion)은 혼합이 되지 않은 상태로 여전히 냉각된 채 남게된다. 이 두 층 사이의 온도경사가 매우 큰 지대를 thermocline이라 하는데 이로 인해 양 층은 열이나 운동량의 전달이 방해받게 되는 것이다. Thermocline을 좀더 구체적으로 정의하자면 $\partial^2 T / \partial z^2 = 0$ 이 되는 곳이라 할 수 있는데 이는 그림 (1)을 참조하기 바란다.

여름 내내 이러한 형태의 온도분포가 유지되다가 가을에 와서야 균형이 깨지기 시작한다. 즉 표면층이 냉각됨에 따라 열을 잃게되며 따라서 밀도도 증가하게 된다. 이에 다시 온도가 균일하게 될 때까지 대류 전도(convective overturn)의 과정이 있게 된다. 이 이상 기온이 내려가도 수온은 균일하게 하강하며 물이 최대밀도를 갖는 277°K까지 계속된다. 더욱더 냉각현상이 진행될 경우에 이전과는 반대로 역층구조가 형성되는데 여름철과는 달리 epilimnion의 두께가 얇은 것이 특징이다. 다시 봄이 되면서 대기의 온도는 수온을 증가시키며 늦 여름 때와 똑같은 과정을 겪게 되는데 이를 춘계 전도(spring overturn)라 한다.

2) 수면 경계조건

저수지의 바닥과 측면을 통하여도 약간의 에너지 출입이 있으나 대부분은 수면을 통하여 일어난다. 에너지 유출입에 관한 수학적인 식은 하루를 주기로 표현하는 것이 보통인데 이에 따라 열에 의한 성층모형을 연구함에 있어 1일 평균자료나 1일 자료만 가지면 충분하다.

Thermocline 모델에 관한 시뮬레이션은 다음 두가지 방법에 의해서 수행된다. 하나는 기상학적인 자료를 가지고 에너지량을 계산한 다음 이를 이용하여 직접 수면에서 에너지(ϕ_N)가 균형을 이루도록 하는 것이다. 다른 한 가지 방법은 여러자료를 이용하여 평형온도를 구하는 것으로 여기서 말하는 평형온도(T_E)란 수면에서 열의 출입이 없는 경우를 말한다. 이를 식으로 표현하면 다음과 같다.

$$\phi_N = k_E(T_E - T_S) = 0 \tag{1}$$

여기서 만약 수면의 온도(T_S)가 평형온도(T_E)보다 높게되면 저수지는 열을 잃게 되고 따라서 수온은 떨어지게 된다. 반대로 수면온도가 평형온도보다 낮으면 저수지의 수온은 올라간다.

그림 (2)에서와 같이 호수 혹은 저수지가 갖는 순 에너지는 다음과 같이 표시할 수 있다.

$$\phi_N = \phi_0 + \phi_{r2} - \phi_{r1} - \phi_e - \phi_c \tag{2}$$

여기서 ϕ_0 는 반사로 인한 손실을 제외한 단파의 입사 에너지이다. 또한 수면층이 갖는 순 에너지 ϕ_N^* 는 입사되는 단파의 일부가 수면에 흡수된다고 가정하여 다음과 같이 표시할 수 있다.

$$\phi_N^* = \phi_N - (1 - \beta)\phi_0 \tag{3}$$

이것이 바로 표면의 수온으로 경계조건을 표시할 때 쓰이는 값으로 위에서 β 는 표면 흡수계수이다. 즉 호수나 저수지에서의 수면 경계조건은 다음과 같다.

$$\partial T / \partial z |_{\text{surface}} = \frac{\phi_N^*}{[\rho C_p (\alpha + K_H)] |_{\text{surface}}} \tag{4}$$

여기서 ρ 는 물의 밀도이고 C_p 는 정압비열 α 는 분자 확산계수, K_H 는 와확산계수(eddy di-

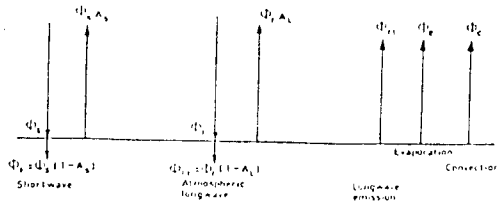


그림 2. 수면에서의 에너지 유출입

ffusion coeff)이다. 장파(ϕ_r), 증발(ϕ_e) 및 대류(ϕ_c)에 관한 사항은 참고문헌 (1)을 참고하기 바란다.

3. Thermocline 모델

온도성층모델은 대부분이 수직적 운송과 수평적 대류운동을 결합시키지 않은 1차원 씨물레이션으로 경제적 이유때문에 지금까지 널리 사용되고 있다. 요즘들어 2차원 내지 3차원 모델들이 연구되고 있으나 아직은 사용하기에 비경제적인 실정이다.

오늘날 연구의 근간을 이루고 있는 씨물레이션으로 다음과 같은 두가지 모델이 있다. 하나는 “와확산모델(Eddy Diffusivity Model)”이고 다른 하나는 “혼합층모델(Mixed Layer Model)”이다. 두 연구 모두가 바람에 의한 혼합을 다루고 있으며 전자가 후자보다 연구의 역사는 더 길지만 두 연구가 서로 반대되는 이론의 경쟁적인 입장이 아니라 상호보완적인 관계라 하겠다.

1) 와확산모델

와확산모델은 경험적으로 혹은 반경험적으로, 경우에 따라서는 해석적으로 와확산계수를 결정하여 총괄적인 온도분포 $T(z, t)$ 를 계산하는 방법으로 내부에너지 모델(혼합층 모델)에서와는 달리 epilimnion이 균질하다고 가정하지 않는다. 성층순환을 나타내는 식은 일반적인 열전도방정식으로서 다음과 같다.

$$A(z) \frac{DT}{Dt} = \text{div}[A(z)(\alpha + K_H)VT] + A(z)Q(z) \quad (5)$$

여기서 $A(z)$ 는 깊이 z 에서의 단면적이고 Q 는 단파에 의한 내부의 열원(heat source)를 표시하

는 항이다. 호수나 저수지에서 수평경사는 연직경사에 비해 무시할 수 있으므로(즉, $\partial/\partial y, \partial/\partial x \ll \partial/\partial z$)

$$A(z) \left[\frac{\partial T}{\partial t} + w \frac{\partial T}{\partial z} \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[A(z)(\alpha + K_H) \frac{\partial T}{\partial z} \right] + A(z)Q(z) \quad (6)$$

열원 $Q(z)$ 는 $\frac{1}{A} \left| \frac{\partial(A\phi)/\partial z}{\rho C_p} \right|$ 로 주어지므로 이것을 위식에 대입하면

$$A(z) \left[\frac{\partial T}{\partial t} + w \frac{\partial T}{\partial z} \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[A(z)(\alpha + K_H) \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{\partial[A\phi(z)]/\partial z}{\rho C_p} \quad (7)$$

여기서 호수에 물이 유입되거나 유출되지 않고 바닥의 굴곡이 무시될 수 있을만큼 순탄하다고 가정하면 연직대류항을 생략할 수 있다. 또 수심이 깊고 측면이 가파르면 단면적을 상수로 볼 수 있으므로 식 (7)은 다음과 같이 간단히 표현할 수 있다.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(\alpha + K_H) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - \frac{\partial\phi/\partial z}{\rho C_p} \quad (8)$$

식 (7)과 식 (8)의 모델을 비교해 본 결과에 의하면 식 (8)을 사용할 경우에는 와확산계수 K_H 를 보정해야 비교적 좋은 결과를 얻을 수 있다. 특히 K_H 의 결정방법에는 여러식이 있는데 자세한 것은 참고문헌 (1)을 참고하기 바란다. 여기서 밀도 ρ 는 온도 T 의 함수로 주어지며 연직유속 $w(z)$ 는 연속방정식으로 부터 구해진다. 위의 식 (7)과 (8)에서 열원항 $\phi(z)$ 는 ϕ_0 와 다음과 같은 관계가 있다.

$$\int_0^z \phi(z) dz = (1 - \beta)\phi_0 \quad (9)$$

한편, 수치 해석상의 안정을 도모하기 위해서 시간간격 Δt 에 다음과 같은 두가지 제한이 있다.

$$\Delta t \leq (\Delta z)^2 / 2(K_H + \alpha) \quad (10)$$

$$\Delta t \leq \Delta z / w \quad (11)$$

2) 에너지 수지모델(Energy Budget Model)

혼합층 모델 혹은 에너지 수지모델이란 바람이나 대류에 의한 난류에너지가 어느 일정한 깊이까지만 작용하고 이 지점 이상은 혼합이 잘되어 항상 등온이라 가정한다. 즉 혼합층까지의 난류 확산계수를 무한한 값이라 가정하여 이 표면층을 등온으로 하기 위한 순간적인 혼합과정이 이루어진다는 것이다. 처음 이 모델은 thermocline까지의 깊이에 대해서 언급이 없었으나 나중에는 thermocline 깊이도 계산할 수 있게 개선되었다.

위치에너지의 변화율이란 더 냉각된 물을 혼합층의 질량중심까지 들어 올리는데 필요한 일을 뜻하는 것으로 여기서의 위치에너지란 다음과 같이 정의된다.

$$E_p = g \sum_{i=1}^n v(i, k) [\rho(m+1, k) - \rho(i, k)] [m+1-i] \Delta z \quad (12)$$

여기서 $v(i, k)$ 란 k 시간에서의 i 번째층의 부피이며 $\rho(i, k)$ 란 i 번째 층의 밀도이고 표면에는 m 개의 혼합층이 존재한다.

또한 각 시간마다 혼합층의 위치에너지는 바람에 의해 증대되거나 점성에 의해 손실되기도 한다. 이것은 운동에너지와 위치에너지를 비교함으로써 결정되는데 운동에너지는 다음과 같이 표시된다.

$$E_k = Iw^* A_s \Delta t \quad (13)$$

여기서 A_s 는 호수의 표면적, τ 는 물의 전단응력이고 w^* 는 마찰속도이다. 만약 운동에너지가 일정치보다 적게 공급되면 혼합과정이 없게되며 일정치 이상의 에너지가 공급되면 혼합층은 깊어지게 된다. 여기서 E_p/E_k 는 "1"에 가까운 값으로 적분된 밀도 Froude 수 혹은 Richardson 수

의 역수이다.

4. 결 론

호수나 저수지의 보다 합리적인 설계 및 관리를 위하여 새로운 모델이 필요하게 되었다. 수자원으로서 혹은 활동 공간으로서의 중요성이 날로 더해가고 있는 시점에서 호수나 저수지에 관계된 생태계 모델은 복잡한 현상을 예측하는데 큰 몫을 담당할 것이다. 여러 모델들을 비교 분석한 연구는 아직까지 없으나 단기간을 주기로 하는 씨물레이션의 경우 와확산모델이 에너지 수지모델 보다 더 적합하다. 또한 플랑크톤이나 유기물질 분포의 예측에도 비교적 정확한 것으로 알려졌다. 그러나 와확산 모델의 결점은 항상 K_H 의 결정방법에 있었다. 따라서 두모델의 적절한 결합은 더 훌륭한 온도분포의 예측을 가능하게 할 것이다. 또한 앞에서 언급한 두종류의 모델과 현장측치와의 비교 등도 훌륭한 연구가 될 것이다.

참 고 문 헌

- 1) Henderson-Sellers, B., "Engineering, Limnology", Pitman, 1984.
- 2) Hammer M.J. & Mackichan, K.A., "Hydrology and Quality of Water Resources", John Wiley & Sons. 1981.
- 3) EPA, "Evaluation of Mathematical Models for Temperature Prediction in Deep Reservoirs", National Environmental Research Center, Corvallis, Oregon, U.S. EPA Technology Series, EPA-660/3-75-038. 1975.
- 4) Fox, P.M., La Perriere, J.D. & Carlson, R. F., "Northern Lake Modelling: A Literature Review", Water Resour. Res., Vol.15, No.5, 1979.