

지형 기울기에 의한 항공 수심 라이다 수심 측정 오차 보정

Correction in the Measurement Error of Water Depth Caused by the Effect of Seafloor Slope on Peak Timing of Airborne LiDAR Waveforms

심기현², 우제훈¹, 이재용^{1,2}, 김재완^{1,2,#}

Ki Hyeon Sim², Jae Heun Woo¹, Jae Yong Lee^{1,2}, and Jae Wan Kim^{1,2,#}

¹ 한국표준과학연구원 길이센터 (Center for Length, Korea Research Institute of Standards and Science)

² 과학기술연합대학원대학교 측정과학과 (Science of Measurement, University of Science and Technology)

Corresponding Author / E-mail: jaewan@kriss.re.kr, TEL: +82-42-868-5017, FAX: +82-42-868-5608

KEYWORDS: Airborne bathymetric light detection and ranging (항공 수심 측량 라이다), Simulation (모의 실험), Seafloor slope (해저 기울기), Depth correction (깊이 보정), Data post processing (데이터 후처리)

Light detection and ranging (LiDAR) is one of the most efficient technologies to obtain the topographic and bathymetric map of coastal zones, superior to other technologies, such as sound navigation and ranging (SONAR) and synthetic aperture radar (SAR). However, the measurement results using LiDAR are vulnerable to environmental factors. To achieve a correspondence between the acquired LiDAR data and reality, error sources must be considered, such as the water surface slope, water turbidity, and seafloor slope. Based on the knowledge of those factors' effects, error corrections can be applied. We concentrated on the effect of the seafloor slope on LiDAR waveforms while restricting other error sources. A simulation regarding in-water beam scattering was conducted, followed by an investigation of the correlation between the seafloor slope and peak timing of return waveforms. As a result, an equation was derived to correct the depth error caused by the seafloor slope.

Manuscript received: April 12, 2016 / Revised: August 17, 2016 / Accepted: December 13, 2016

NOMENCLATURE

λ = Wavelength of beam
 H = System altitude
 h = Bottom depth
 E_0 = Laser energy
 T_0 = Pulse duration
 θ = Off-Nadir angle
 A_r = Receiver area
 b_f = Forward scattering coefficient
 b_b = Backward scattering coefficient
 $\beta_a(\pi)$ = Back scattering coefficient in air
 $\beta_w(\pi)$ = Back scattering coefficient in water
 R_b = Bottom reflectance

1. 서론

항공 라이다(Light Detection and Ranging, LiDAR) 시스템은 연안 지역의 지형 및 수심정보를 효율적으로 추출할 수 있는 기술이다. 수심측량을 위한 다른 기술로는 Sound Navigation and Ranging (SONAR)와 Synthetic Aperture Radar (SAR) 등이 있는데, SONAR는 얇은 연안 수심 지역 접근이 힘들며, SAR은 해상도의 문제가 있다. 이에 반해, 수심측량 항공 라이다는 해양의 탁도에 따라 약 1.5 m의 얇은 수심부터 60 m까지의 해저 정보를 높은 해상도로 얻을 수 있다는 장점이 있다.¹ 라이다 시스템의 수신부에 도달한 반사 빔의 세기는 시간에 따른 파형으로 변환되며, 이 파형을 분석해 수심 정보를 추출해 낸다.

수신파형은 수면의 파고, 물의 탁도, 해저 지형 등의 환경 변수에 의해 왜곡되며, 현재까지 다양한 변수들이 라이다 신호에 미치는 영향에 관한 연구가 진행되었다.²⁻⁶ 다양한 파형 왜곡 원인 중,

해저 지형의 기울기 변화는 라이다 신호의 피크 이동을 일으키며 이는 곧 부정확한 수심 정보의 원인이 된다. 하지만 해저 지형의 기울기가 라이다 신호에 미치는 영향에 관한 연구는 드물다. 지형 기울기에 의한 높이 측정값의 변화에 대해 선행 연구를 한 Anis Bouhdaoui et al.은 지형을 깊이 정보를 갖는 점들로 이루어진 선으로 가정하고 수중에서의 빔의 산란은 고려하지 않아서 실제 라이다 신호의 보정에 적용하기 어려운 문제점이 있다.⁵

본 연구에서는 빔의 수중에서의 산란에 의한 퍼짐, 해저 지형의 깊이와 기울기에 의한 수신 파형의 피크 이동을 시뮬레이션을 통해 조사하고 이로부터 해저 지형 깊이의 과소추정 경향을 분석하였다. 또한 이를 기존의 연구와 비교하면서 지형의 깊이와 기울기를 변수로 하는 과소추정 식을 도출하였다. 위 식을 이용해 미리 설정된 지형의 해저 지형 기울기에 의한 측정오차를 보정하는 알고리즘을 개발하였으며, 이 알고리즘의 적용 효과를 평가하였다.

본 연구의 보정 방법을 이용하면 별도의 추가적인 하드웨어 개선 없이 알고리즘을 이용한 데이터 처리만으로 측정 정확도의 향상을 기대할 수 있을 것으로 예상된다.

2. 웨이브폼 시뮬레이션

2.1 해저지형 모델링

해저지형은 중심의 깊이 z를 중심으로 x, y 축 두 방향으로 기울어진 것으로 일반화할 수 있다. Fig. 1과 같이 빔의 진행방향에 평행한 방향과 수직인 방향 두 방향으로 기울기를 주고, y 축 방향을 평행방향, x 축 방향을 수직 방향으로 정하였을 때, 모델링된 해저지형은 두 방향의 기울기 S_x, S_y 와 두 방향의 길이 L_x, L_y 를 갖고 N_x, N_y 개로 분할된다. 두 방향의 기울기에 따라 지형의 길이 L_x 와 L_y 가 변하는 데, 그 관계는 다음과 같다.

$$L_x = L_{x0} \sec(S_x) \tag{1}$$

$$L_y = L_{y0} \sec(S_y) \tag{2}$$

여기서 L_{x0}, L_{y0} 는 S_x, S_y 가 모두 0일 때의 두 방향의 길이이다.

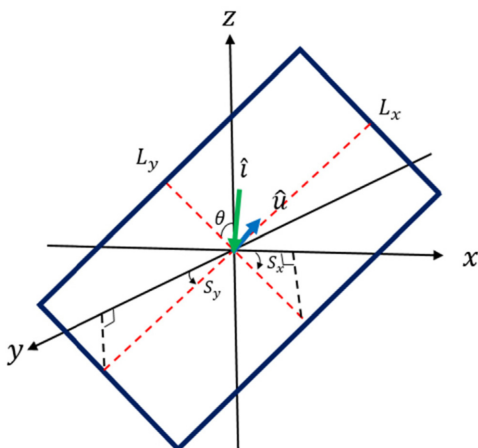


Fig. 1 Parameters of the seafloor tilted in two directions

분할 개수 N_x 와 N_y 는 고정되어 있으므로 기울기가 커질수록 분할된 해저 지형 하나당 면적은 증가하게 된다. 이는 시뮬레이션의 해상도 문제를 일으킬 수 있는데, 두 방향의 기울기가 최대일 때, 밀도 및 넓이의 변화가 시뮬레이션 결과에 영향을 주지 않도록 N_x, N_y 를 충분히 크게 설정하여 이를 방지하였다. 해저는 Lambertian reflection을² 하는 이상적인 산란체로 가정하였으며, 산란된 빔이 모두 지형에 도달할 수 있도록 충분히 크게 하였다. 해저 지형을 나타내기 위한 7개의 인자는 지형의 분할 개수, 분할된 지형 각각의 x, y, z 좌표, 넓이, 법선벡터, 반사율이다.

지형의 기울기는 좌표계를 기준으로 x, y 축으로 구분되었지만, 입사하는 빔과 지형 사이의 각도는 하나의 각도 θ 로 표현될 수 있다. Fig. 1에서 볼 수 있듯이 θ 는 $\pi/2$ 에서 입사빔 벡터와 지형의 법선벡터가 이루는 각도를 뺀 것이다. θ , 입사빔 벡터 \hat{i} , 지형의 법선벡터 \hat{u} 의 관계는 다음과 같다.

$$\theta = \frac{\pi}{2} - \cos^{-1}(\hat{u} \cdot \hat{i}) \tag{3}$$

본 논문에서는 모델링의 일반화와 간소화를 위해 θ 를 기준으로 하여, θ 의 변화에 따른 라이다 신호의 왜곡을 다룰 것이다.

2.2 Small Angle Scattering Approximation (SASA)

우리가 관심을 갖는 일정 정도 이상의 탁도를 가진 수중에서의 빔의 산란의 대부분은 빔의 진행방향과 작은 각도를 이룬다. 이 가정이 Small Angle Scattering Approximation (SASA)인데, 이는 실험적으로 증명되었고,⁸ 수중에서의 빔의 진행 및 수중 라이다 연구에서 폭넓게 받아들여지고 있다.^{4,6,9-14} Table 1은 다른 두

Table 1 Inherent optical properties of the water⁸

Water	a	b	c	b_b/b	ψ
Coastal water	0.179	0.219	0.398	0.013	2.53
Turbid harbor	0.366	1.824	2.190	0.020	4.68

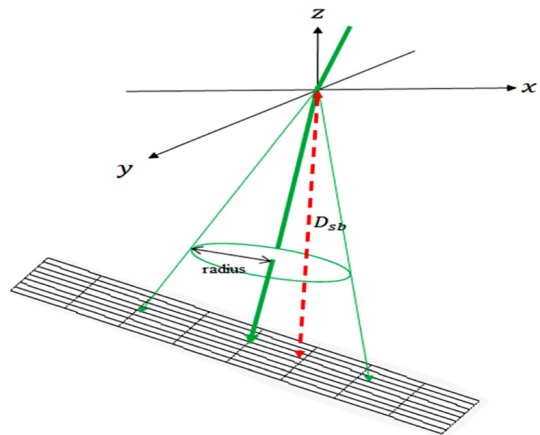


Fig. 2 Diagram of beam propagation in water representing the radius of beam and the distance between the surface point and a bottom point (Dotted line)

종류의 물에서 관측된 흡수계수, 산란계수, 소산계수(Attenuation Coefficient) 등 광학적 특성을 실험으로 측정된 결과를 보여준다.⁸ b 는 물의 산란계수이며, 깊이 클수록 산란이 일어날 확률이 크다. ψ 는 빔의 진행방향에서부터 산란되는 빔 중 50%가 산란되는 각도를 나타낸 것으로, 두 수중 환경에서 평균 약 4°로 SASA에 부합하는 것을 볼 수 있다.

SASA를 이용하면 시뮬레이션에서의 복잡한 문제를 단순화시킬 수 있다. Fig. 2에서 빔의 수면에서의 위치는 좌표계의 원점에 해당한다. 그 원점에서 출발한 뒤 산란되면서 진행하여 해저 지형에 도달하였을 때, 그 빔은 수많은 산란을 거쳐 도달하게 된다. 하지만 SASA의 가정 아래, 수면으로부터 산란된 빔이 해저 지형의 특정 지점에 도달하는데 걸리는 시간은 빔의 수면에서의 위치와 도달한 해저 지점 사이의 직선 거리를 수중에서의 빔의 속도로 나눈 것으로 근사할 수 있다.

$$t_{s,b} = D_{s,b}/c_w \quad (4)$$

여기서 $t_{s,b}$ 는 수표면부터 특정 해저지점까지 빔의 이동 시간, $D_{s,b}$ 는 수표면부터 특정 해저 지점 까지의 거리, c_w 는 수중에서 빔의 속도이다. 또한 SASA는 빔의 수중에서의 진행에 따른 공간적 에너지 분포 계산에서 사용되는 중요한 가정이다. 이는 2.3절에서 다룰 것이다.

2.3 수중에서의 산란

공기 중에서와는 달리, 수면을 지나 수중을 진행하는 빔은 매질에 의해 퍼지면서 진행한다. 빔의 수중에서의 퍼짐에 영향을 주는

Table 2 System parameters¹⁴

Parameter	Value
λ (nm)	532
H (m)	200
h (m)	10
DIV (mrad)	7
E_0 (mJ)	3
T_0 (ns)	7
θ (degree)	20
A_r (m ²)	0.025
FOV (mrad)	30
S_x (deg)	0 ~ 30
S_y (deg)	-30 ~ 30

Table 3 Environmental parameters^{2,8}

Parameter	Value
n_a	1
n_w	1.33
a (m ⁻¹)	0.179
b (m ⁻¹)	0.219

세 가지 요소는 바람에 의한 수면의 기울기, 수면에 입사하는 빔의 수면에서의 지름, 수중 입자에 의한 산란이다.²우리가 관심 있는 부분은 해저 지형의 변화에 의한 신호의 왜곡이므로 수면의 기울기에 의한 영향과 수면에서의 지름의 영향은 없다고 가정하였다. 즉, 수중의 입자에 의한 산란만을 고려대상으로 하였고, 이로 인한 빔의 이동 경로의 방사상 분산은 McLean et al.의 연구¹²의 2차 공간모멘트를 사용하였으며 다음과 같다.

$$\sigma_z^2 = \frac{4}{z_w^2} \frac{\mu_r}{3z_w/c_w(1+2ac_w\sigma_r^2/\mu_r)} \quad (5)$$

여기서 a 는 물의 흡수계수, z_w 는 빔의 진행거리, μ_r 와 σ_r^2 는 빔의 총 이동시간에서 산란에 의해서만 소요된 시간인 다중경로 시간의 평균과 분산이다. SASA를 적용하여 다중경로 시간을 0으로 근사하여 Lutomirski et al.의 결과를¹³ 인용하면 다중경로 시간의 평균과 분산은 다음과 같다.¹²

$$\begin{aligned} \frac{\mu_r}{z_w/c_w} &= 1 - \frac{1 - \exp(-bz_w v)}{bz_w v} \quad (6) \\ \sigma_r^2 &= \frac{2}{3} \left[\frac{2v^2 \{ \exp(-bz_w w) - 1 + bz_w w \}}{b^2 z_w^2 w v^2 (w-v)} \right. \\ &\quad \left. + \frac{(w^2 - 3wv) \{ \exp(-bz_w v) - 1 + bz_w v \}}{b^2 z_w^2 w v^2 (w-v)} \right] \\ &\quad - \left\{ \frac{1 - \exp(-bz_w v)}{bz_w v} \right\}^2 \quad (7) \end{aligned}$$

여기서 $v = 1 - \langle \cos \theta \rangle$, $w = \frac{3}{2} \langle 1 - \cos^2(\theta) \rangle$ 이다. 비대칭적 인자 (Asymmetry Parameter)인 $\langle \cos \theta \rangle$ 는 빔이 빔의 진행 방향과 얼마나 작은 각도를 이루며 산란하는지 보여주는 지표이며, 1에 가까울수록 빔의 진행방향과 작은 각도를 이루며 산란할 확률이 높다는 것을 의미한다. Mobley의 문헌에⁸ 따르면 일반적인 해양 조건에서 0.8 - 0.95의 값을 갖는다.

식(7)의 분산을 적용하여, 빔이 수중에서의 진행 거리와 Principal Ray와의 거리 ρ 에 따른 에너지 분포는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$E\rho(z_w) = \mathcal{A}(z_w) \frac{1}{2\pi\sigma_\rho^2} \exp\left(-\frac{\rho^2}{2\sigma_\rho^2}\right) \quad (8)$$

여기서 $\mathcal{A}(z_w)$ 는 수중에서 z_w 만큼 이동한 뒤의 빔의 총 에너지이다. 위 식과 2.1 절에서의 해저 지형 정보를 적용하여 각각의 분할된 해저 지형에서 반사된 빔이 수신부에 도달하는 에너지, 시간 등을 계산하여 수신부에서의 Return Full-Waveform이 완성된다.

2.4 시스템 및 환경 변수

Tables 2와 3은 본 연구의 시뮬레이션에 사용된 라이다 시스템, 환경 변수 및 해저 지형 조건이다. 라이다 시스템의 변수는 상용 라이다인 Hawkeye의 시스템 변수를 사용하였다.¹⁴ 하지만 2.3절

에서 언급한 이유로, 시스템 변수 중 DIV와 FOV는 시뮬레이션에서 고려되지 않았다. 환경변수는 Mobely와⁸ Michael Tulldah et al.의 연구에서² 인용하였으며, 일반적인 해양 환경을 기준으로 하였다.

2.5 시뮬레이터 검증

본 논문에서 사용한 시뮬레이터의 유효성을 검증하기 위해 같은 시스템, 환경 조건에서 10 m 깊이와 기울기가 없는 지형을 가정하였을 때, 선행 연구에서 사용한 시뮬레이터 Wa-LID와¹⁴ 본 연구에서 개발한 시뮬레이터의 수신파형을 비교하였다. 두 시뮬레이터는 모두 Matlab으로 구현하였으며 Wa-LID를 구현하기 위해 해당 논문의 식을 사용하였다.

Fig. 3에서 지형 깊이 10 m, 기울기 0°일 때의 본 연구의 시뮬레이터의 수신 파형과 Wa-LID의 수신파형을 비교하였다. 첫 번째 파형이 수면 파형, 두 번째 파형은 지형 파형이다. 지형 파형은 본 연구의 수신 파형의 크기가 더 작는데, 이는 본 연구의 시뮬레이터는 미리 설정된 한정된 너비의 지형 파형인데 반해, 선행 연구는 해당 깊이의 한 점을 가정한 수신파형이기 때문이다. 또한 본 연구의 지형 파형의 피크가 선행연구의 피크보다 늦는데, 이는 빔의 이동경로가 짧은 지형의 중심점의 한 점의 수신 에너지보다 이동경로가 더 긴 중심점 주변의 분할 지형들의 수신 에너지 합이 더 크기 때문이다. 위 두 가지 차이점의 원인은 모두 본 연구의 모델이 한정된 면적의 지형을 가정하였기 때문이다. 특정 조건에서 선행연구와 본 연구의 시뮬레이터의 수신파형의 차이와 그 원인을 검토함으로써 본 연구의 시뮬레이터의 유효성을 검증하였다.

3. 시뮬레이션 결과

3.1 과소추정 분석

Fig. 4는 지형의 기울기 θ 를 변화시킬 때, 각기 다른 평균 깊이 \bar{Z} 에서 해저 지형의 깊이의 과소추정을 보여주는 그래프이다. 가로축은 \bar{Z} , 세로축은 과소추정 깊이 U 이다. \bar{Z} 는 4 m부터 4 m 간격으로 20 m까지, θ 는 0°부터 10°씩 60°까지 증가시키며 과소추

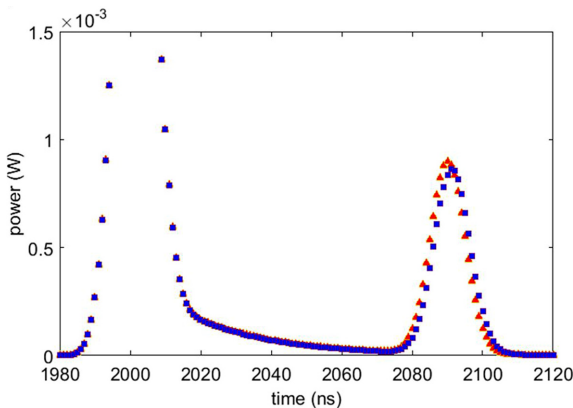


Fig. 3 Comparison between return signals of our simulator (Square) and Wa-LID (Triangular)

정 깊이 값을 구하였다. 지형의 기울기가 클수록 과소추정이 커지는데, 이는 지형이 기울어지면서 수심이 얕아진 지형에 빔이 반사하여 짧은 거리를 이동해 수신부에 도달하기 때문이다. 또한 지형이 깊을수록 과소추정의 증가폭이 커지는데, 이는 빔이 수중에서 진행하는 시간이 길어질수록 산란에 의해 펄스폭이 증가하여 중심부터의 거리에 따른 에너지 감소 비율이 줄어들어 수평면에서 중심에서 더 먼 거리의 지점에서 반사된 이동거리가 짧은 빔이 피크에 기여하기 때문이다. 약 10° 이하의 기울기의 지형에서는 깊이에 관계없이 과소추정이 0보다 작다. 이는 가장 짧은 이동거리를 지나는 하나의 중심 지점에서의 수신 신호의 세기보다 산란에 의해 조금 더 긴 이동거리를 지나는 하나의 중심 지점에서의 수신 신호의 세기보다 산란에 의해 조금 더 긴 이동거리를 지나지만 여러 개의 지점에서 반사되어 수신된 신호의 세기의 합이 더 크기 때문이다.

3.2 과소추정 방정식 유도

위 시뮬레이션 결과를 바탕으로 비선형 fitting을 통해 지형의 기울기 θ 와 지형의 평균 깊이 \bar{Z} 를 변수로 하는 과소추정 방정식을 유도하였다. \bar{Z} 값을 특정하였을 때, 과소추정 식 $U(\bar{Z}, \theta)$ 는 \bar{Z} , θ 에 대한 지수식이며 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$U(\bar{Z}, \theta) = A(\bar{Z})\theta^{B(\bar{Z})} + C(\bar{Z}) \tag{9}$$

이 때 위 식의 계수 $A(\bar{Z})$, $B(\bar{Z})$, $C(\bar{Z})$ 는 \bar{Z} 에 대한 다항식으로 식(10)과 같다.

식(10)의 계수들은 Table 4에 정리하였다. 위에서 얻어진 과소추정식에 라이다 측정에서 얻어진 데이터의 지형의 기울기 정보 θ 와 깊이 정보 \bar{Z} 를 대입하여 얻어진 과소추정 값을 이용하여 본 데이터를 보정하면 더욱 정확한 해저 지도를 생성할 수 있다.

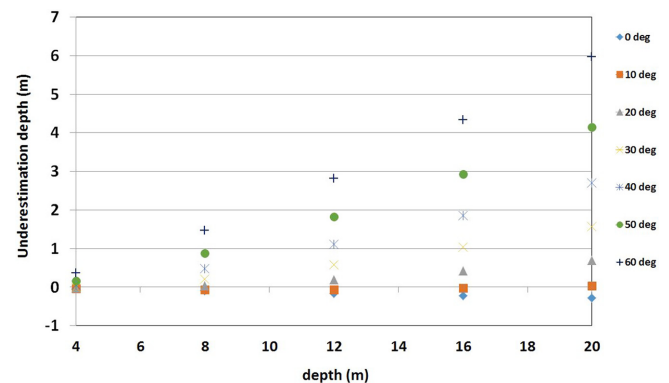


Fig. 4 Underestimation of the water depth with varying θ and \bar{Z}

Table 4 Coefficients of underestimation Eq. (10)

C_{A0}	C_{A1}	C_{A2}	
-6.061E-4	1.47E-4	1.05E-4	
C_{B0}	C_{B1}	C_{C0}	C_{C1}
1.67	0	-1.60E-2	-1.31E-2

$$\left\{ \begin{aligned} A(\bar{Z}) &= C_{A0} + C_{A1}\bar{Z} + C_{A2}\bar{Z}^2 \\ B(\bar{Z}) &= C_{B0} + C_{B1}\bar{Z} \\ C(\bar{Z}) &= C_{C0} + C_{C1}\bar{Z} \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

위 식을 적용하여 라이다 데이터를 보정하는 과정은 4절에서 다룰 것이다.

3.3 선행 연구와의 비교

지형의 깊이와 기울기를 변화시킬 때, 본 연구의 시뮬레이터에서의 과소추정 결과와 Anis Bouhaoui et al.의 결과를⁷ 비교하였다. 선행 연구와 본 연구에서 사용한 시스템 변수는 동일하게 H. Abdallah et al.에서¹⁴ 인용하였다.

선행 연구의 과소추정 분석 결과로서 도출되는 지면의 평균 깊이 \bar{Z} , 기울기 θ 수면에서의 Footprint 지름 F_p 를 변수로 하는 과소추정 방정식은 식(11)과 같이 지수형태로 표시되며, 계수 a , b 는 식(12)와 같이 F_p, \bar{Z} 의 식으로 표현 가능하다. 이를 식(11)에 대입하면 식(13)과 같이 식을 구할 수 있고, 비선형 곡선맞춤을 통해 구한 식(13)의 계수는 Table 5와 같다.

$$\Delta Z = a|\theta|^b \quad (11)$$

$$\begin{cases} a = \alpha_1 F_p + \beta_1 \bar{Z} + \gamma_1 \\ b = \alpha_2 F_p + \beta_2 \bar{Z} + \gamma_2 \end{cases} \quad (12)$$

$$\Delta Z = (\alpha_1 F_p + \beta_1 \bar{Z} + \gamma_1) \theta^{(\alpha_2 F_p + \beta_2 \bar{Z} + \gamma_2)} \quad (13)$$

Fig. 5는 기존연구와 본 연구의 과소추정 결과의 비교를 보여 준다. 선행 연구의 $F_p = 10$ m일 때 평균 깊이를 $\bar{Z} = 8$ 과 20 m로 변화시킨 결과는 지형 기울기에 따른 측정 깊이의 오차가 무시할 만큼 적게 계산된다. 그러나 본 연구의 결과는 깊이 측정오차는

Table 5 Coefficients of underestimation Eq. (13)

α_1	α_2	β_1	β_2	γ_1	γ_2
0.0044	0.0001	0.0001	0.0002	0.0043	1.2399

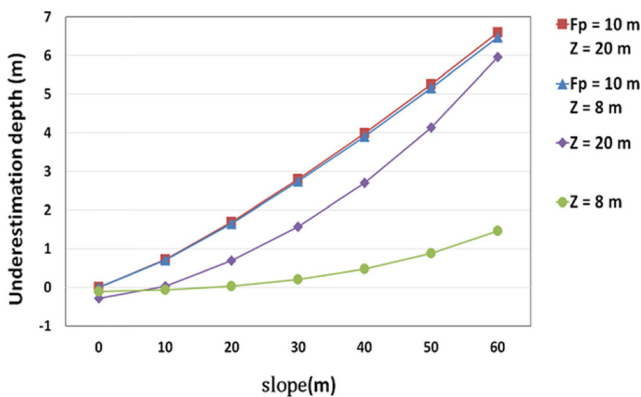


Fig. 5 Comparison between the underestimation of the water depth of existing research and this paper, with varying parameters

지형의 깊이와 기울기 변화의 변수에 모두 민감하게 변한다는 것을 알 수 있다. 또한 3.1절에서 언급했듯이, 빔이 산란에 의해 깊이가 증가할수록 펄스폭이 증가한다면 기울기가 작은 지형에서의 과소추정 값은 0 m보다 작아야 하지만 선행연구의 결과에서 기울기가 없을 때의 과소추정 값은 모두 0 m이다. 본 경향성으로부터 Fig. 6과 같은 모델링의 차이를 유추할 수 있다. Fig. 6은 두 모델에 대해서 깊이는 Z_1, Z_2 로, 기울기는 θ_1, θ_2 로 변화시킬 때의 모습이다. 같은 깊이에서 기울기를 변화시킬 때와 같은 기울기에서 깊이를 변화시킬 때, 가장 먼저 지형에 도달하는 빔과 가장 나중에 도달하는 빔의 거리차는 본 연구의 모델의 경우에서 상대적으로 큰 것을 확인할 수 있다. Fig. 6의 왼쪽과 같은 기존의 모델은 물의 산란계수를 매우 작게 설정하거나 물에서의 산란을 모델링에 포함시키지 않을 때이다. 또한 선행 연구 조건이라면 시스템의 고도가 500 km로, F_p 를 10 m로 가정하면 레이저의 발산각은 약 0.05 mrad로 본 연구의 가정인 7 mrad의 1/140이다. 이 때 수면에 닿는 빔의 모든 영역 안에서 빔은 수면과 수직을 이룬다고 가정할 수 있으므로, 빔의 수중에서의 진행 중, 퍼짐을 작게 하는 요인이 된다. 이는 기존 연구에서 F_p 의 값이 클수록, 즉, 발산각이 클수록 과소추정 값이 증가한다는 사실로 뒷받침 된다. 기존 연구에서 사용한 시뮬레이터 Wa-LID를 다룬 문헌에서는¹⁴ 빔의 물속에서의 산란에 대한 고려를 자세히 언급하지 않았기 때문에 본 연구에서 사용한 시뮬레이터에서 SASA의 가정 하에 산란에 따른 빔의 해저 지형 도달 시간 차이를 계산한 만큼의 산란에 대한 고려가 선행되었는지는 확인할 수 없었다. 하지만 수중에서의 빔의 산란은 수중에서의 빔의 진행 경로 변화와 그에 따른 수신 파형 변화에 중요한 역할을 하므로 반드시 신중히 고려되어야 한다.

4. 수심 보정

본 절에서는 위에서 얻어진 과소추정 식을 이용해 3차원 지형에 대해 시뮬레이션에서 얻어진 수심 정보를 보정하였다.

4.1 가상의 해저 지형 설정

Fig. 7(a)와 같이 가상의 3차원 해저지형을 설정하였다. Fig. 7(b)는 시뮬레이션을 통해 얻은 라이다 지형 지도, Fig. 7(c)는 4.2

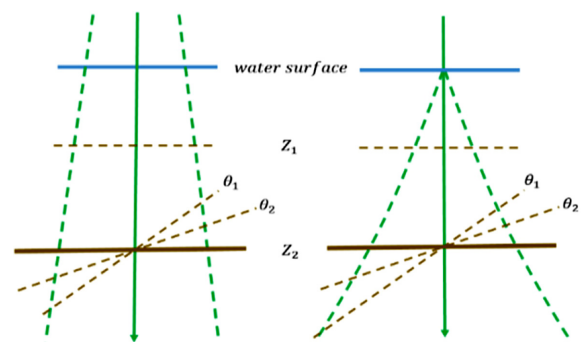


Fig. 6 Diagram of model of existing research (Left) and this paper's model (Right)

절의 보정 알고리즘을 이용하여 보정한 지형 지도이며, Fig. 7(d)는 각 지점에서 실제 지형과 보정 전 라이다 지형의 수심 오차 절대값, Fig. 7(e)는 보정 후 라이다 지형의 수심 오차 절대값을 나타내는 지도이다. 지형의 크기는 100 × 100 m이며, 측정점의 개수는 21 × 21개, 각 측정점 간 간격은 5 m이다. 지형의 최소 깊이와 최대 깊이는 각각 2.64 m, 24.46 m이며, 입사빔과 지형이 이루는 각도의 최소와 최대는 각각 0.07°, 38.61°이다.

4.2 수심 보정 과정

설정된 지형 지도의 각 측정점의 기울기와 깊이 정보를 시뮬레이터에 입력하여 출력되는 수신파형의 수면 신호 피크와 해저 신호 피크 사이의 시간을 수중에서의 빛의 속도로 나누어 각 측정점의 깊이를 계산한다. 각 측정점에 입사하는 빔은 수면과 수직을 이루는 것으로 가정하였으며, 각 측정점의 지형은 기울기 변화가 작고 완만한 2.2절의 지형모델과 같이 특정한 기울기와 깊이를 가진 충분히 크고 평평한 지형으로 근사하였다. 위의 과정을 거쳐 시뮬레이션을 통해 얻어진 지형 지도는 실제 실험에서는 라이다를 통해 얻은 지형 지도로 간주할 수 있다. 라이다에서 얻은 지형 지도에 과소추정식을 적용해 실제 지형 정보를 역추적하여 실제 지형과 최소한의 오차를 갖는 지형 지도를 만들 수 있다. 보정 순서도는 Fig. 8과 같다. 한 지점의 실제 지형 수심 예상 값이 $Z_{prd}(x, y)$ 라고 할 때, 그 지점에서의 깊이 $Z_{prd}(x, y)$, 기울기 $\theta_{prd}(x, y)$ 를 과소추정식에 대입하여 오차 $E(Z_{prd}(x, y), \theta_{prd}(x, y))$ 를 얻는다. 과소추정 값 $U(Z_{prd}(x, y), \theta_{prd}(x, y))$ 와의 관계는 다음과 같다.

$$E(Z_{prd}(x, y), \theta_{prd}(x, y)) = -U(Z_{prd}(x, y), \theta_{prd}(x, y)) \quad (14)$$

만약 $Z_{prd}(x, y)$ 이 실제 지형 지도의 깊이라면 $Z_{prd}(x, y)$ 에 $E(Z_{prd}(x, y), \theta_{prd}(x, y))$ 를 더한 값 $Z_{app}(x, y)$ 은 라이다 측정 값 $Z_{LiDAR}(x, y)$ 와 같아야 한다. 하지만 아직 보정되지 않은 상태에서 두 값 사이의 차이가 있으며, 이 차이는 $Z_{dev}(x, y)$ 이다.

모든 x, y 지점에서의 $Z_{dev}(x, y)$ 의 제곱의 합이 일 정 상수 ρ 이

하라는 보정 완료 조건을 만족하면 $Z_{prd}(x, y)$ 는 실제 지형 수심으로 충분히 보정되었다고 판단되어 보정 과정은 끝난다. 위의 조건을 만족시키지 못하면 Z_{prd} 는 $-gZ_{dev}$ 만큼 보정되며, 조건을 만족할 때까지 위 과정을 반복한다. 여기서 g 는 0에서 1 사이의 실수이다.

4.3 수심 보정 결과

Table 6는 실제 지형인 Fig. 7(a)와 라이다 지형 지도 Fig. 7(b)간, 그리고 실제 지형과 보정 후 지형 지도 Fig. 7(c)간의 각 지형 지점에서의 오차의 절대값의 평균, 최대, 최소, 표준편차를 나타낸다. Table 6에서 확인할 수 있듯이, 보정 후 전체적으로 오차가 줄어든 것을 확인할 수 있으며 지형 지도와의 깊이 평균오차는 약 0.21 m에서 0.013 m, 최대오차는 1.67 m에서 0.06 m로 각각 90% 이상 감소하였다.

5. 결론

본 연구에서는 지형의 기울기와 깊이, 수중에서의 산란을 고려하여 수신 신호의 왜곡을 조사하였다. 이를 통해 특정 시스템, 수중 환경에서 지형의 수심과 기울기에 의한 실제 지형과의 오차를 표현하는 과소추정식을 얻었다. 과소추정식을 이용해 지형의 기울기와 깊이에 의해 왜곡되어 있는 라이다 지형 지도에서 본 지

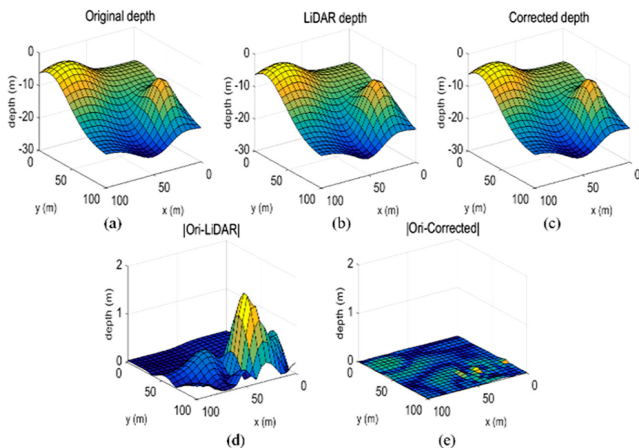


Fig. 7 Correction Results: (a) Original map, (b) LiDAR map, (c) Corrected map, (d) Error between original and LiDAR map, (e) Error between original and corrected map

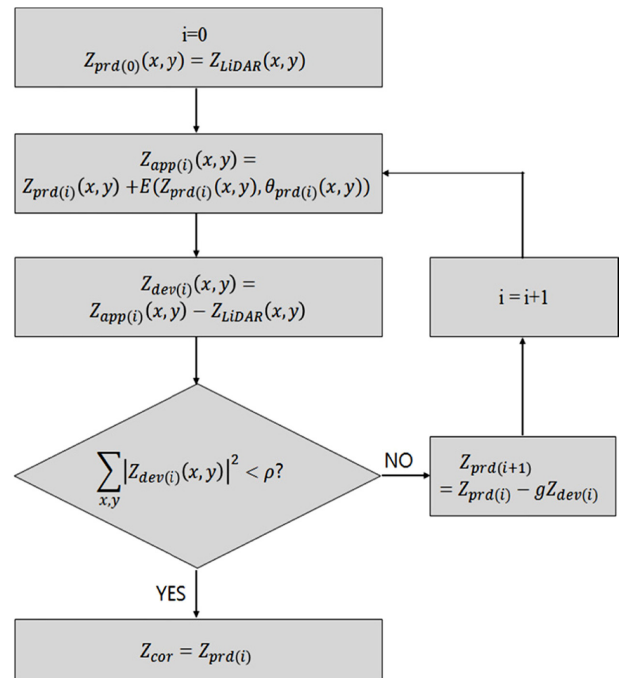


Fig. 8 Flow chart of correction process

Table 6 Error values before and after correction

	Min	Max	Mean	Std
Ori-LiDAR (m)	4.1E-4	1.67	0.21	0.27
Ori-Corrected (m)	1.7E-5	0.06	0.013	0.009

형 지도로 보정하는 알고리즘을 개발하였다. 과소추정식을 기초로 한 보정은 기존의 연구에서는⁵ 시도되지 않았던 것으로 기존 연구에서 한 단계 더 나아간 결과이다. 이 알고리즘의 효과를 확인하기 위해 라이다 시뮬레이션을 통해 얻은 라이다 지형 지도를 보정한 결과, 본 지형과의 최대 오차는 1.67 m에서 0.06 m로, 평균오차는 0.21 m에서 0.013 m로 크게 감소한 것을 확인하였다. 위 알고리즘을 이용하여 일정한 조건의 지형에서 별도의 하드웨어 개선 없이 데이터 처리만으로 측정 데이터의 정확도를 한 단계 높일 수 있을 것으로 기대된다.

ACKNOWLEDGEMENT

본 논문은 해양수산부의 해양장비개발 및 인프라구축사업(No. 20140555, 항공기 탑재용 수심측량장비 국산화 기술개발)의 지원을 받아 수행되었습니다.

REFERENCES

1. Kearns, T. A. and Breman, J., "Bathymetry-The Art and Science of Seafloor Modeling for Modern Applications," Ocean Globe, pp. 1-36, 2010.
2. Tulldahl, H. M. and Steinvall, K. O., "Simulation of Sea Surface Wave Influence on Small Target Detection with Airborne Laser Depth Sounding," Applied Optics, Vol. 43, No. 12, pp. 2462-2483, 2004.
3. Walker, R. E. and McLean, J. W., "Lidar Equations for Turbid Media with Pulse Stretching," Applied Optics, Vol. 38, No. 12, pp. 2384-2397, 1999.
4. Kopilevich, Y. I., Kononenko, M., and Zadorozhnaya, E., "The Effect of the Forward-Scattering Index on the Characteristics of a Light Beam in Sea Water," Journal of Optical Technology, Vol. 77, No. 10, pp. 598-601, 2010.
5. Bouhdaoui, A., Bailly, J.-S., Baghdadi, N., and Abady, L., "Modeling the Water Bottom Geometry Effect on Peak Time Shifting in LiDAR Bathymetric Waveforms," IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, Vol. 11, No. 7, pp. 1285-1289, 2014.
6. Kumpumäki, T. and Lipping, T., "A New Method for Artefact-Free Estimation of Surface Slope from Bathymetric LiDAR Data," Proc. of 34th EARSeL Symposium, Vol. 13, No. S1, pp. 1-5, 2014.
7. Kukko, A. and Hyypä, J., "Small-Footprint Laser Scanning Simulator for System Validation, Error Assessment, and Algorithm Development," Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, Vol. 75, No. 10, pp. 1177-1189, 2009.
8. Mobley, C. D., "Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters," Academic Press, pp. 61-144, 1994.
9. Kopilevich, Y. I., Kononenko, M., and Zadorozhnaya, E., "The Effect of the Forward-Scattering Index on the Characteristics of a Light Beam in Sea Water," Journal of Optical Technology, Vol. 77, No. 10, pp. 598-601, 2010.
10. Stotts, L., "Closed Form Expression for Optical Pulse Broadening in Multiple-Scattering Media," Applied Optics, Vol. 17, No. 4, pp. 504-505, 1978.
11. Arnush, D., "Underwater Light-Beam Propagation in the Small-Angle-Scattering Approximation," Journal of the Optical Society of America, Vol. 62, No. 9, pp. 1109-1111, 1972.
12. McLean, J. W., Freeman, J. D., and Walker, R. E., "Beam Spread Function with Time Dispersion," Applied Optics, Vol. 37, No. 21, pp. 4701-4711, 1998.
13. Lutomirski, R. F., Ciervo, A. P., and Hall, G. J., "Moments of Multiple Scattering," Applied Optics, Vol. 34, No. 30, pp. 7125-7136, 1995.
14. Abdallah, H., Baghdadi, N., Bailly, J.-S., Pastol, Y., and Fabre, F., "Wa-LiD: A New LiDAR Simulator for Waters," IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, Vol. 9, No. 4, pp. 744-748, 2012.