

Spectral properties of the horizontal irradiance vertical distribution in Lake Teletskoye in August 2023: processing methodology and regional features

Suslin V.V.^{1*}, Kudinov O.B.¹, Korchemkina E.N.¹, Latushkin A.A.¹, Sutorikhin I.A.², Kirillov V.V.², Martynov O.V.¹

¹FSBSI FRC Marine Hydrophysical Institute of RAS, Kapitanskaya str., 2, Sevastopol, 299011, Russia

²FSBSI Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch of RAS, Molodezhnaya str., 1, Barnaul, Altai region, 656038, Russia

ABSTRACT. The sunlight spectral composition, penetrating to different depths in the upper water layer, on the one hand, depends on the optically active components contained in the water, on the other hand, it is important for the functioning of phytoplankton, and therefore plays an important role in the functioning of the aquatic ecosystem in general. When studying the spectral composition of light at different depths, a new instrument was used, made on a modern elemental basis. Analysis of the obtained spectra of the vertical attenuation coefficient made it possible to identify regional features of the penetration of natural sunlight characteristic of Lake Teletskoye.

Keywords: Lake Teletskoye, water optical properties, horizontal irradiance spectrum, PAR and horizontal irradiance profiles, light absorption coefficient, regional features

For citation: Suslin V.V., Kudinov O.B., Korchemkina E.N., Latushkin A.A., Sutorikhin I.A., Kirillov V.V., Martynov O.V. Spectral properties of the horizontal irradiance vertical distribution in Lake Teletskoye in August 2023: processing methodology and regional features // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 5. - P. 1253-1266. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-5-1253

1. Introduction

Sunlight penetrating into the water column is weakened by absorption and scattering by optically active substances (phytoplankton pigments, dissolved organic matter, suspended particles of various origins). The spectral variability of the optical properties of these components determines the resulting spectrum of underwater irradiance at different depths. The vertical distribution of irradiance is important for the phytoplankton functioning and, therefore, for the aquatic ecosystem as a whole. Estimation of the vertical distribution of underwater irradiance and the vertical attenuation coefficient of irradiance is required to model the photosynthesis processes of a specific reservoir. This is especially important for bounded water bodies, such as lakes, which are sensitive to both climate change and anthropogenic influence (Akulova et al., 2017; Aslamov et al., 2020; Churilova et al., 2020; Suslin et al., 2020).

In August 2023, comprehensive hydrooptical studies were performed on Lake Teletskoye, which included measurements of underwater irradiance spectra and the reflectance coefficient of the water column. Lake Teletskoye is located in the north-eastern

part of the Altai Republic (Fig. 1a). It has an elongated shape and consists of two parts: a meridional part with a length of 50 km and a latitudinal (northern) one with a length of 28 km. Lake Teletskoye is a flowing lake, with more than 150 permanent rivers and temporary streams flowing into it, the largest of which is the Chulyshman River, which provides up to 70% of the total water inflow, and the Biya River flows out (Selegey et al., 2001).

Previous optical measurements on Lake Teletskoye were presented by spectra of underwater irradiance and light attenuation coefficient (Sutorikhin et al., 2020; Akulova et al., 2022). The aim of this work was to calculate the spectrum of the vertical light attenuation coefficient using spectral measurements of the horizontal irradiance profile, estimate the spectral slope of the total light absorption coefficient in the shortwave part of the spectrum and identify regional features characteristic of Lake Teletskoye. As an additional task, based on synchronous measurements of the photosynthetically active radiation (PAR) profile and the horizontal irradiance spectrum, to develop a method for constructing the attenuation profile of the horizontal irradiance spectrum in physical units.

*Corresponding author.

E-mail address: slava.suslin@mhi-ras.ru (V.V. Suslin)

Received: June 17, 2024; **Accepted:** October 02, 2024;

Available online: October 31, 2024

© Author(s) 2024. This work is distributed under the Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International License.



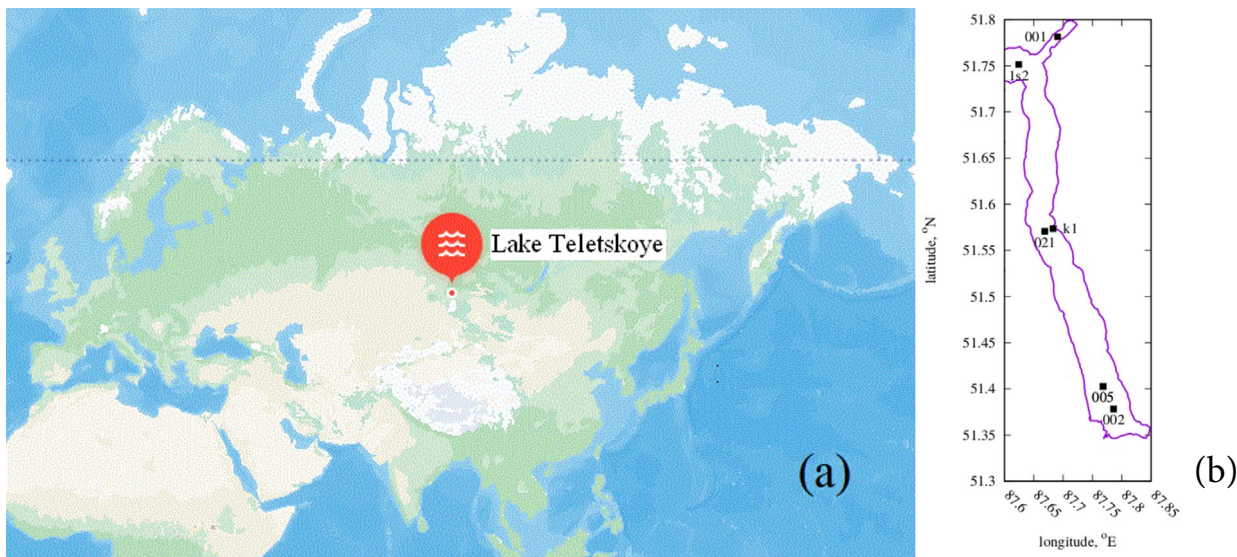


Fig.1. Geographical location of (a) Lake Teletskoye and (b) stations at which measurements of the spectral irradiance profile were carried out in August 2023.

2. Materials and methods

The stations positions at which synchronous spectral measurements of the horizontal irradiance profile and the PAR profile were carried out are shown in Fig. 1b. The figure shows that the measurements cover the northern, central and southern parts of the lake, including its estuary areas. Thus, we have representative coverage of all major areas of the lake.

To study the light spectra at different depths, a new instrument made on a modern elemental basis was used (Latushkin and Kudinov, 2019). The instrument performed synchronous measurements of irradiance profiles in seven spectral bands with central wave-

lengths of 380, 443, 490, 510, 555, 590 and 620 nm. The bandwidth in the first spectral band is 30 nm, in all others – 10 nm. An example of measuring horizontal irradiance profiles in all seven spectral bands at the station 002 is shown in Fig. 2.

To solve one of the listed problems, measurements of the PAR profile were used with the “CONDOR” instrument (Lee, 2012; Hydrobiophysical multiparametric submersible autonomous complex “CONDOR”. URL: <https://dent-s.narod.ru/kondor.html>), which were carried out synchronously with the measurement of horizontal irradiance. An example of measurements a PAR profile at station 002 by “CONDOR” instrument is shown in Fig. 3.

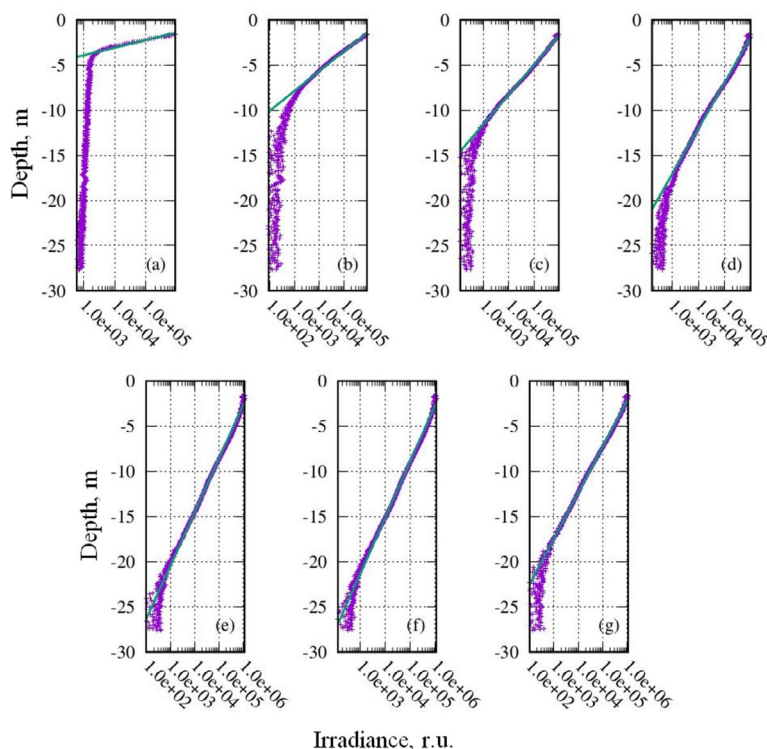


Fig.2. Example of measuring horizontal irradiance profiles at the station 002 in seven bands with a central wavelength: 380 nm (a), 443 nm (b), 490 nm (c), 510 nm (d), 555 nm (e), 590 nm (f) and 620 nm (g). Straight line is the result of approximation by Equation 4 for the corresponding band.

Let us describe a method for determining the integral value of photosynthetically active radiation immediately below the water surface using direct measurements of the $PAR(z)$ profile, where z is the depth. From the definition of vertical attenuation coefficient (K_d) it follows that $PAR(z) = PAR \cdot \exp(-K_d \cdot z)$. After taking logarithms, the solution is reduced to finding the constants a and b in the linear equation (1):

$$y = a + b \cdot z, \quad (1)$$

where $a = \ln(PAR(0^-))$ and $b = -K_d$.

K_d was considered independent of z and was determined from $PAR(z)$ measurements for an area just below the surface ($z > 2-3$ m) to avoid the influence of the ship's shadow. The measurements were carried out over several minutes to minimize errors associated with variable illumination of the water surface, such as cloudiness. Having determined the coefficient a , we find the photosynthetically active radiation immediately below the water surface $PAR(0^-)$. In Fig. 3 the blue dot shows an example calculation for station 002.

The method for calibrating horizontal irradiance measurement bands using synchronous measurements of the $PAR(z)$ profile consists of three stages. For both instruments, we assumed that the following conditions were met: linearity of the scales and stability of the measuring scales during the expedition cycle.

2.1. Stage 1

We have initial telemetry measurements $O^T(\lambda_i, z)$, where λ_i is the central wavelength of the spectral band in nm, i is the number of the band from 1 to 7, z is the horizon depth in meters. Let's find the average value for each band for depths greater than 30 m $\langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle$ – dark signal. Note that $\langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle$ was determined for depths almost twice as large as the photosynthesis layer, i.e., at the lower boundary of which the radiance incident on the water surface in the range from 400 to 700 nm was attenuated 100 times

$$\langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle = \frac{1}{N} \cdot \sum_{z=30}^{z=z_{max}} O^T(\lambda_i, z), \quad (2)$$

where z is the measurement depth, starting from 30m; z_{max} – maximum measurement depth for the corresponding station; N – number of measurements from 30m to z_{max} .

To test the hypothesis of the stability of the “dark” telemetric signal of horizontal irradiance for seven bands, measurements were used at the station 002 and 021. The time difference between measure-

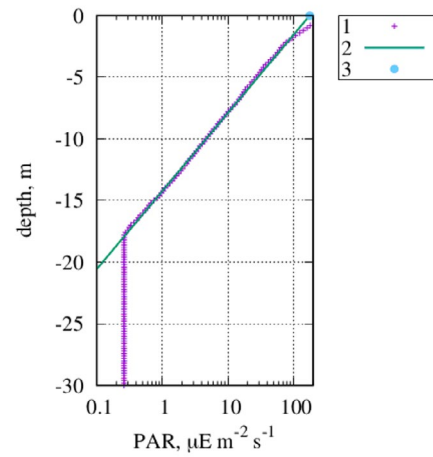


Fig.3. An example of measuring the PAR profile with the “CONDOR” instrument at station 002

- 1 – symbol “+”;
- 2 – result of approximation of variation with depth by equation (1);
- 3 – $PAR(0^-)$ value, as a result of interpolation of equation (1) at 0 when $z \rightarrow 0$.

ments at these stations was 2 days. The results are presented in Fig. 4 and Table 1. Table 1 shows the average value of $\langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle$, their standard deviation (SD) and the number of measurements N . From Fig. 4 it is clear that the calibrations are stable.

2.2. Stage 2

The calculation of the signal taking into account the dark current $O^u(\lambda_i, z)$ is performed according to the expression:

$$O^u(\lambda_i, z) = O^T(\lambda_i, z) - \langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle \quad (3)$$

where $\langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle$ – dark current values (see Table 1). Calculation of $a(\lambda_i)$ and $b(\lambda_i)$ was carried out for each station and for each of the seven bands according to the formula:

$$\ln(O^u(\lambda_i, z)) = b(\lambda_i) \cdot z + a(\lambda_i), \quad (4)$$

where the horizontal irradiance in the band with a central wavelength λ_i immediately below the water surface was as $O^u(\lambda_i, 0^-) = \lim_{z \rightarrow 0^+} (O^u(\lambda_i, z))$ or $a(\lambda_i) = \ln(O^u(\lambda_i, 0^-))$, and the vertical light attenuation coefficient in the corresponding band λ_i as $K_d(\lambda_i, 0^-) = -b(\lambda_i)$. The results of calculations of coefficients $a(\lambda_i)$ and $b(\lambda_i)$ according to equation (4) for all seven stations are summarized in Table 2.

Table 1. Statistical characteristics of the “dark” telemetric signal of horizontal irradiance for seven bands at the station 002 and 021

Station number	$\langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle \pm SD$							N
	380 nm	443 nm	490 nm	510 nm	555 nm	590 nm	620 nm	
002	16462 ± 91	12855 ± 90	12625 ± 112	15373 ± 99	19883 ± 88	14937 ± 101	14600 ± 95	333
021	16281 ± 90	12751 ± 79	12469 ± 98	15393 ± 96	19714 ± 103	14770 ± 98	14438 ± 97	88

2.3. Stage 3

The conversion of $O^p(\lambda_i, 0^-)$ into physical units of radiation was carried out using the expression:

$$O^p(\lambda_i, 0^-) = PAR(0^-) \cdot w_i, \quad (5)$$

where $w_i = \frac{1}{\Delta\lambda_i} \cdot \int_{\lambda_i - \Delta\lambda_i/2}^{\lambda_i + \Delta\lambda_i/2} w(\lambda) d\lambda$ is the fraction of photons in the corresponding spectral interval (Suslin et al., 2020), associated with the characteristics of the band $\lambda_i \pm \Delta\lambda_i/2$ (Lee, 2012); $PAR(0^-)$ – is found from measurements of the PAR profile using the “CONDOR” instrument. It is obvious that the form of $w(\lambda)$ depends on the altitude of the Sun and cloud conditions. In our case, the choice of the functional dependence of $w(\lambda)$ was taken from the work (Bartlett et al., 1998).

Then the conversion factor of telemetry into physical quantities is calculated using the formula

$$p(\lambda_i) = \frac{O^p(\lambda_i, 0^-)}{O^u(\lambda_i, 0^-)}. \quad (6)$$

Since we assumed that PAR is the integral of the number of photons lying in the spectral range from 400 to 700 nm, the band with a central wavelength of 380 nm was excluded from the calculation. The results of calculating $p(\lambda_i)$ are presented in Table 3.

3. Results and discussion

Figure 5 shows the K_d spectra and their difference from the average spectrum $\langle K_d \rangle$ for all seven stations (Table 2) after processing according to the method (equations (2) – (4)).

The minimum values of K_d in the band with a central wavelength of 590 nm, together with its high values in the spectrum short-wavelength region, indicate the dominance of absorption, primarily by the colored component of dissolved organic matter.

To identify the geographical features of K_d , consider Fig. 5b. Values of the difference $K_d - \langle K_d \rangle$ above average in the spectrum short-wave region are observed

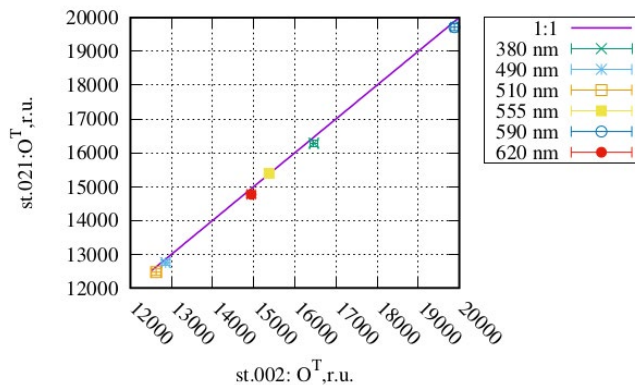


Fig.4. Test for the stability of calibrations during the expedition in seven bands using the example of station 002 and 021, separated by two days.

in the south of the lake (stations 002, 005 and 005*); minimum values – in the lake north of (stations 001 and 1s2); intermediate values in the center (st. k1 and 021). Thus, in the upper layer of the lake there is a tendency for water absorption to decrease from south to north (mainly related to the concentration of dissolved organic matter, since we are talking about a band with a central wavelength of 380 nm).

Let us note one more feature – the difference in K_d values in the band with a central wavelength of 443 nm at stations 001 and 1s2, located in the northern part of the lake. For station 001, located in Kamga Bay, this difference is significantly greater than at station. 1s2. This difference in K_d may be associated with additional absorption by phytoplankton, the concentration of which is significantly higher in the bay. However, this assumption requires additional verification.

The conclusion drawn from the analysis of Fig. 5a about the high value of the absorption coefficient by the upper layer of water in Lake Teletskoye is in good agreement with the results of measurements of the water reflectance spectra (R_g) made by E.N.

Table 2. Results of calculations of coefficients $a(\lambda_i)$ and $b(\lambda_i)$ according to equation (4) for seven stations

Station	$a(\lambda_i)/b(\lambda_i)$						
	380	443	490	510	555	590	620
1 001	17.64 -2.733	15.17 -1.049	15.03 -0.705	14.67 -0.455	14.90 -0.393	14.80 -0.368	14.80 -0.453
2 002	19.15 -3.191	14.83 -1.116	14.23 -0.681	14.15 -0.483	14.32 -0.421	14.08 -0.400	14.00 -0.498
3 005	19.99 -3.491	16.27 -1.304	15.74 -0.815	15.32 -0.498	15.53 -0.465	15.29 -0.435	15.31 -0.559
4 005*	20.44 -3.211	16.48 -1.210	15.49 -0.703	14.99 -0.439	15.13 -0.386	14.99 -0.356	15.01 -0.458
5 021	17.90 -3.145	13.83 -1.023	13.42 -0.635	13.19 -0.438	13.29 -0.389	12.93 -0.361	12.96 -0.434
6 k1	19.87 -3.006	16.04 -0.966	15.95 -0.670	15.69 -0.473	15.80 -0.417	15.71 -0.398	15.79 -0.481
7 1s2	18.12 -2.789	15.01 -0.786	16.24 -0.655	16.38 -0.478	16.70 -0.431	16.38 -0.405	15.87 -0.451

* station 005 was performed with a time difference of 1 hour (3 – 13:00; 4 – 14:00 local time).

Table 3. The result of calculating $p(\lambda_i)$ in bands with a central wavelength λ_i and $O^p(\lambda_p, 0)$ for station k1

λ_p , nm	443	490	510	555	590	620
$p(\lambda_p)$	1.424e-06	1.967e-06	2.751e-06	2.731e-06	3.149e-06	2.978e-06
$O^p(\lambda_p, 0)$	1.321e+01	1.664e+01	1.786e+01	1.985e+01	2.098e+01	2.140e+01

Korchemkina during this expedition (Sutorikhin et al., 2020). A reference to the description of the instrument and method for the water column R_{rs} measuring is given in work (Shybanov et al., 2023). It is known that the absorption coefficient by dissolved organic matter in the Black Sea is significantly higher compared to the waters of the open ocean (Suetin et al., 2002; Kopelevich et al., 2004). Figure 6 shows examples of R_{rs} spectra of the water column in the Black Sea in April 2021 and in Lake Teletskoye at station 002 and 021 in August 2023. Note that the measurements in the Black Sea were carried out in the absence of coccolithophorid blooms. It is clearly seen that the value of the R_{rs} of the water column at a wavelength of 400 nm in Lake Teletskoye is more than three times less than in the Black Sea, despite the fact that in the long-wave region of the spectrum (more than 600 nm) the R_{rs} of the water column in the lake is greater than in the sea. On the one hand, this confirms the conclusion that the light absorption coefficient in the short-wave part of the spectrum in the lake is significantly higher than in the Black Sea. On the other hand, it is obvious that the light backscattering coefficient by suspended particles is significantly higher in the lake than in the sea. This is especially noticeable for station 002, located in the south at the confluence of the river Chulyshman, which carries a significant amount of suspended matter.

The obtained data on $K_d(\lambda)$ (Table 2) can be used to assess the spectral dependence S_{CDOM} of dissolved organic matter coefficient (a_{CDOM}), assuming that it makes the main contribution to the total absorption (atot) in the short-wavelength region of the spectrum ($\lambda \in 350 - 450$ nm), i.e. $a_{CDOM} \gg a_w, a_{ph}, a_{tot} \gg b_b$, and additionally $a_{tot} \gg b_b$, where a_w and a_{ph} are the light absorption coefficients by pure water and phytoplankton, b_b is the total light backscattering coefficient by water, then:

$$K_d(\lambda) \approx const \cdot (a_w(\lambda) + b_b(\lambda)) \approx const \cdot (a_w(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda) + b_b(\lambda)) \approx const \cdot a_{CDOM}(\lambda). \quad (7)$$

Taking into account that the functional relationship a_{CDOM} from λ has the form (Kopelevich, 1983):

$$a_{CDOM}(\lambda) = a_{CDOM}(\lambda_0) \cdot \exp(-S_{CDOM} \cdot (\lambda - \lambda_0)), \quad (8)$$

and, having made elementary transformations of equation (7), taking into account equation (8) for two bands with a central wavelength $\lambda = 380$ nm and $\lambda_0 = 443$ nm, respectively, we obtain the expression for S_{CDOM} :

$$S_{CDOM} = \frac{1}{\lambda - \lambda_0} \cdot \ln \left(\frac{K_d(\lambda_0)}{K_d(\lambda)} \right). \quad (9)$$

The calculation results are presented in Table 4.

Presented in Table 4 results coincided with studies of the primary hydrooptical characteristics of Lake Teletskoye carried out a year earlier at the same time (Moiseeva et al., 2023), during which they directly measured the spectral variation of the colored component of dissolved organic matter for a similar stations grid and which showed that the variability of S_{CDOM} lies in the range of 0.017 – 0.019 nm⁻¹ in the wavelength range 350 - 500 nm.

Figure 7 shows an example of recovering the spectrum of horizontal irradiance in physical units, obtained using the method described above (equations (2) – (6)) from measurements at k1 station. The behavior of the irradiance spectrum with depth (a sharp fall in the short-wavelength region of the spectrum) indicates a high content of dissolved organic matter in the Lake Teletskoye waters (Fig. 7). Features in the short-wave region of the horizontal irradiance spectrum and its maximum, starting from 5 m depth and below, correspond to a wavelength of 590 nm, also coincides with the results obtained a year earlier by employees of the Institute of Biology of the Southern Seas of RAS (Churilova et al., 2023).

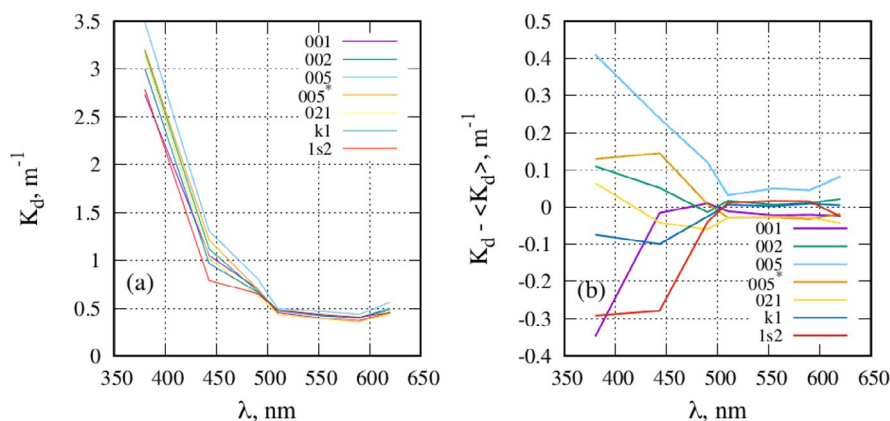


Fig.5. Spectra of the vertical light attenuation coefficient K_d (a) and their deviations from the average ($K_d - \langle K_d \rangle$), (b) for the sample (Table 2).

Table 4. Results of calculations of the spectral absorption slope of SCDM inanimate organic matter in Lake Teletskoye using equation (9)

λ/λ_0 nm	Station number							$\langle S_{CDOM} \rangle \pm SD$ nm^{-1}
	001	002	005	005	021	k1	1s2	
380/443	0.015	0.017	0.016	0.015	0.018	0.018	0.021	0.017 ± 0.002

4. Conclusions

The spectrum of the vertical light attenuation coefficient in seven bands has been restored, the anomalies of which describe regional features in the upper layer of water and are consistent with direct measurements of the water column spectral reflectance coefficient.

It has been demonstrated that in the case of synchronous measurements of the PAR profile and horizontal irradiance, it is possible to obtain irradiance in physical units at any horizon in the photosynthesis layer.

The obtained values for the spectral absorption coefficient by colored dissolved organic matter and the maximum wavelength of the spectrum of underwater irradiation in the photosynthesis layer coincided with the previously obtained results by employees of the Institute of Biology of the Southern Seas of RAS.

Acknowledgements

The work was carried out within the frameworks of government assignments: for MHI RAS № FNNN-2024-0012, and for IWEP SB RAS №0306-2021-0001 agreements with the administration of the Altai State Nature Reserve. The expeditionary work used scientific equipment of the CSU "Research Vessels of the IWEP SB RAS".

Conflict of interest

The authors declare no competing interest.

References

- Akulova O.B., Bukaty V.I., Sutorikhin I.A. 2017. The influence of natural water components on the spectra of light attenuation coefficient (using the example of reservoirs in the Altai Territory). *Optika Atmosfery i Okeana [Atmospheric and Oceanic Optics]* 30 (5): 414–419. DOI: [10.15372/AOO20170509](https://doi.org/10.15372/AOO20170509) (in Russian)
- Akulova O.B., Bukaty V.I., Wagner A.A. et al. 2022. Photosynthetically active solar radiation in Lake Teletskoye during the open water period. *Bulletin of the Altai State University* 4: 11–17. DOI: [10.14258/izvasu\(2022\)4-01](https://doi.org/10.14258/izvasu(2022)4-01) (in Russian)
- Aslamov I.A., Balin Yu.S., Bashenkhaeva M.V. et al. 2020. Expeditionary works of the LIN SB RAS on Lake Baikal in 2019. Results of expeditionary research in 2019 in the World Ocean, inland waters and on the Spitsbergen archipelago. Conference Proceedings. Sevastopol, pp. 166–171. (in Russian)
- Bartlett J.S., Ciotti A.M., Davis R.F. et al. 1998. The spectral effects of clouds on solar irradiance. *Journal of*

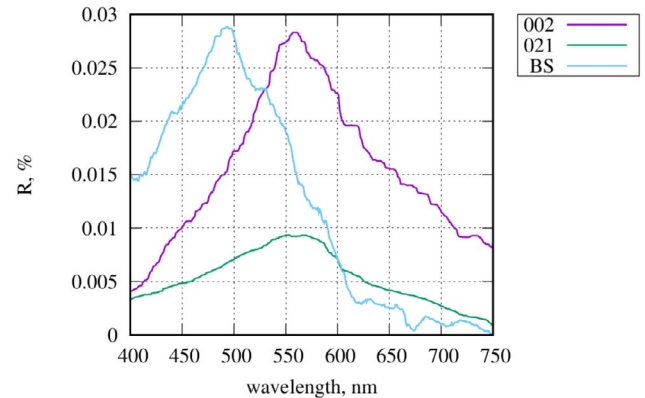


Fig.6. Examples of measurements of the water column spectral reflectance coefficient in Lake Teletskoye in August 2023 at station 002 and 021 and in the deep-water part of the Black Sea in April 2021.

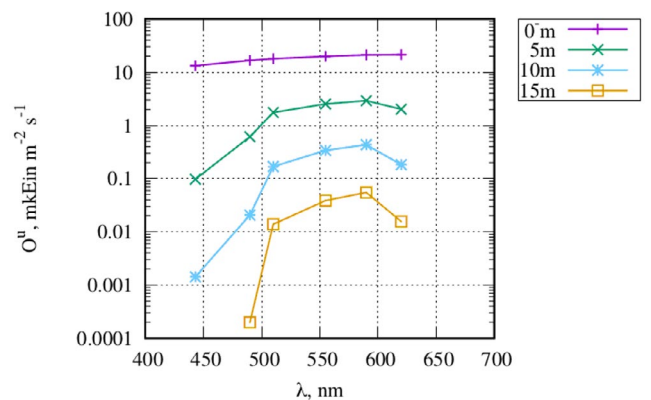


Fig.7. An example of recovery the horizontal irradiance spectrum in physical units for k1 station.

Geophysical Research 103 (13): 31,017–31,031. DOI: [10.1029/1998JC900002](https://doi.org/10.1029/1998JC900002)

Churilova T., Moiseeva N., Efimova T. et al. 2020. Spectral bio-optical properties of lake Baikal (July 2018 and September 2019). *Limnology and Freshwater Biology* 4: 910–911. DOI: [10.31951/2658-3518-2020-A-4-910](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-910)

Churilova T.Ya., Moiseeva N.A., Efimova T.V. et al. 2023. Water transparency and spectral downwelling irradiance in the Black and Azov seas and in Lake Teletskoye. *Proceedings of SPIE 12780, 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics 1278047*. DOI: [10.1117/12.2690845](https://doi.org/10.1117/12.2690845)

Hydrobiophysical multiparametric submersible autonomous complex "CONDOR". 2024. URL: <https://dent-s.narod.ru/kondor.html> (21.01.2024). (in Russian).

Kopelevich O.V. 1983. Low-parameter models of optical properties of sea water. *Ocean Optics. Vol. 1. Physical Optics of the Ocean*. Moscow: Nauka, pp. 208-234. (in Russian)

- Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Ershova S.V. et al. 2004. Application of SeaWiFS data for studying variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black and Caspian seas. *Deep Sea Research. Part II: Topical Studies in Oceanography* 51 (10–11): 1063–1091. DOI: [10.1016/j.dsr2.2003.10.009](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.10.009)
- Latushkin A.A., Kudinov O.B. 2019. Autonomous sound- ing meter of photosynthetically active radiation. Materials of the IV All-Russian Scientific Conference of Young Scientists: Comprehensive studies of the World Ocean. Sevastopol: Publishing house MHI RAS, pp. 365–366. (in Russian)
- Lee M.E. 2012. Development of hydro-optical instruments at MHI NAS of Ukraine. *Environmental Control Systems* 17: 7–20. DOI: [10.33075/2220-5861](https://doi.org/10.33075/2220-5861) (in Russian)
- Moiseeva N.A., Churilova T.Ya., Efimova T.V. et al. 2023. Spectral bio-optical properties of Lake Teletskoye in summer. *Proceedings of SPIE 12780, 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics* 1278049. DOI: [10.1117/12.2690958](https://doi.org/10.1117/12.2690958)
- Selegey V.V., Dehandshutter B., Klerks Ja. et al. 2001. Physical-geographical and geological characteristics of Lake Teletskoye. *Proc. Department of Geology and Mineralogy* 105: 310. Royal Museum for Central Africa, Tervuren, Belgium, *Geol. Sci. Annales*.
- Shybanov E., Papkova A., Korchemkina E. et al. 2023. Blue color indices as a reference for remote sensing of Black Sea Water. *Remote Sensing* 15 (14): 3658. DOI: [10.3390/rs15143658](https://doi.org/10.3390/rs15143658)
- Suetin V.S., Suslin V.V., Korolev S.N. et al. 2002. Assessment of variability of optical properties of water in the Black Sea in summer 1998 based on data from the SEAWIFS satellite instrument. *Marine Hydrophysical Journal* 6: 44–54. (in Russian)
- Suslin V.V., Churilova T.Ya., Latushkin A.A. et al. 2020. Photosynthetically available radiation at the bottom of the northwestern shelf of the Black sea based on regional models and satellite ocean color products and its interannual variability. *Fundamental and Applied Hydrophysics* 13 (3): 68–77. DOI: [10.7868/S2073667320030053](https://doi.org/10.7868/S2073667320030053)
- Sutorikhin I.A., Kolomeitsev A.A., Litvinenko S.A. 2020. Hydrooptical parameters of Lake Teletskoye water during the period of stable summer and winter temperature stratification. *Fundamental and Applied Hydrophysics* 13 (2): 35–42. DOI: [10.7868/S2073667320020045](https://doi.org/10.7868/S2073667320020045) (in Russian)

Спектральные свойства вертикального распределения горизонтальной облученности в Телецком озере в августе 2023 года: методика обработки и региональные особенности

Суслин В.В.^{1*}, Кудинов О.Б.¹, Корчемкина Е.Н.¹, Латушкин А.А.¹,
Суторихин И.А.², Кириллов В.В.², Мартынов О.В.¹

¹ ФГБУН ФИЦ «Морской гидрофизический институт РАН», ул. Капитанская, 2, Севастополь, 299011, Россия

² ФГБУН «Институт водных и экологических проблем СО РАН», ул. Молодежная, 1, Барнаул, 656038, Россия

АННОТАЦИЯ. Спектральный состав солнечного света, проникающий на разные глубины в верхнем слое водоёма, с одной стороны, зависит от оптически активных веществ, содержащихся в воде, с другой стороны, имеет важное значение для функционирования фитопланктона, а значит, играет важную роль в функционировании водной экосистемы в целом. При изучении спектрального состава света на разных глубинах использован новый прибор, выполненный на современной элементной основе. Анализ полученных спектров показателя вертикального ослабления позволил выявить региональные особенности проникновения естественного солнечного света, характерные для Телецкого озера.

Ключевые слова: Телецкое озеро, оптические свойства воды, спектр горизонтальной облученности, вертикальный профиль ФАР и горизонтальной облученности, показатель поглощения света, региональные особенности

Для цитирования: Суслин В.В., Кудинов О.Б., Корчемкина Е.Н., Латушкин А.А., Суторихин И.А., Кириллов В.В., Мартынов О.В. Спектральные свойства вертикального распределения горизонтальной облученности в Телецком озере в августе 2023 года: методика обработки и региональные особенности // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 5. - С. 1253-1266. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-5-1253

1. Введение

Солнечный свет, проникающий в толщу воды, ослабляется за счет поглощения и рассеяния оптически активными веществами (пигменты фитопланктона, растворенное органическое вещество, взвешенные частицы различного происхождения). Спектральная изменчивость оптических свойств этих компонентов определяет результирующий спектр подводной облученности на различных глубинах. Вертикальное распределение облученности имеет важное значение для функционирования фитопланктона, а значит, и для водной экосистемы в целом. Оценка вертикального распределения подводной облученности и показателя вертикального ослабления облученности требуется для моделирования процессов фотосинтеза конкретного водоёма. Особенно это важно для ограниченных водных объектов, которыми являются озера, которые чувствительны как к климатическим изменениям, так

и антропогенному влиянию (Акулова и др., 2017; Асламов и др., 2020; Churilova et al., 2020; Suslin et al., 2020).

В августе 2023 года на Телецком озере были проведены комплексные гидрооптические исследования, включавшие в себя измерения спектров подводной облученности и коэффициента яркости водной толщи. Телецкое озеро расположено в северо-восточной части Республики Алтай (Рис. 1а). Оно имеет вытянутую форму и состоит из двух частей: меридионально протяженностью 50 км и широтную (северную) протяженностью 28 км. Телецкое озеро - проточное, в него впадают более 150 постоянных рек и временных потоков, среди которых крупнейшим является р. Чулышман, обеспечивающая до 70% от общего притока воды, а вытекает р. Бия (Селегей и др., 2001).

Предыдущие оптические измерения на Телецком озере представлены спектрами подводной облученности и показателя ослабления света

*Автор для переписки.

Адрес e-mail: slava.suslin@mhi-ras.ru (В.В. Суслин)

Поступила: 17 июня 2024; **Принята:** 02 октября 2024;

Опубликована online: 31 октября 2024

© Автор(ы) 2024. Эта работа распространяется под международной лицензией Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0.



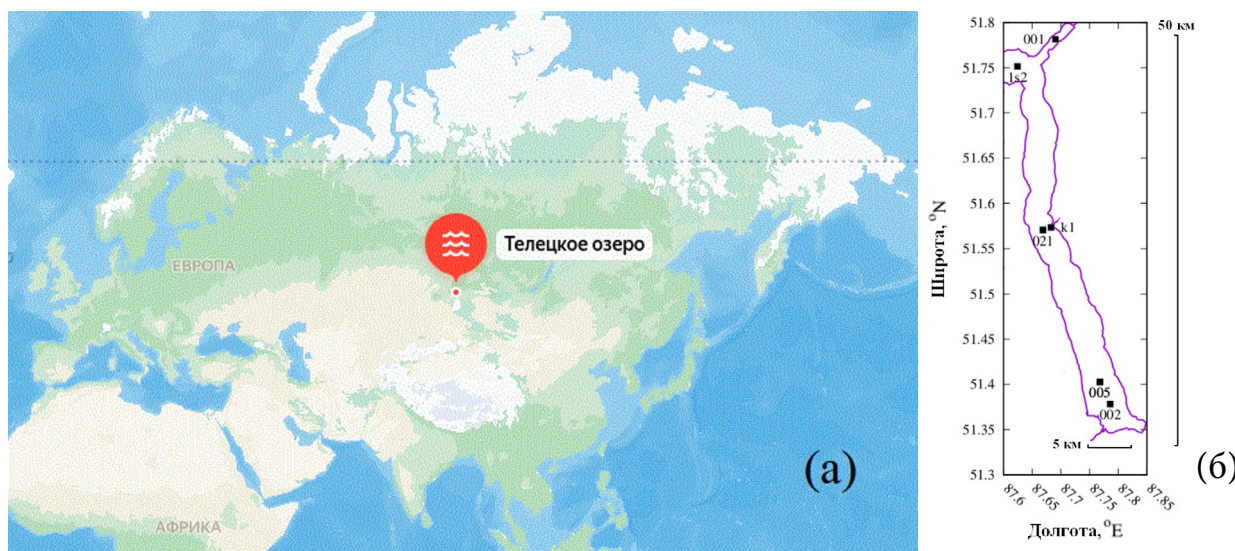


Рис.1. Географическое положение (а) Телецкого озера и (б) станций, на которых выполнены измерения профиля спектральной облученности в Телецком озере в августе 2023 года.

(Суторихин и др., 2020; Акулова и др., 2022). Цель данной работы состояла в том, чтобы, используя спектральные измерения профиля горизонтальной облученности, рассчитать спектр показателя вертикального ослабления света, оценить спектральный наклон суммарного показателя поглощения света в коротковолновой части спектра и выявить региональные особенности, характерные для Телецкого озера. В качестве дополнительной задачи, на основе синхронных измерений профиля фотосинтетически активной радиации (ΦAP) и спектра горизонтальной облученности разработать метод построения профиля ослабления спектра горизонтальной облученности в физических единицах.

2. Материалы и методы

Положение станций, на которых выполнены синхронные спектральные измерения профиля горизонтальной облученности и профиля фотосинтетически активной радиации, показаны на Рис. 1б. Из Рис. 1б видно, что измерения охватывают северную, центральную и южную части озера, включая его приустьевые районы. Таким образом, мы имеем репрезентативный охват станциями всех основных районов озера.

Для изучения спектрального состава света на разных глубинах использован новый прибор, выполненный на современной элементной основе (Латушкин и Кудинов, 2019). Прибор выполнял синхронные измерения профилей облученности в семи спектральных каналах с центральной длиной волны 380, 443, 490, 510, 555, 590 и 620 нм. Ширина полосы пропускания в первом спектральной канале 30 нм, во всех остальных – 10 нм. Пример измерения профилей горизонтальной облученности во всех семи спектральных каналах на ст. 002 показан на Рис. 2.

Для решения одной из перечисленных задач привлечены измерения прибором «КОНДОР» (Ли, 2012; Комплекс гидробиофизический мультипара-

метрический погружной автономный «КОНДОР», 2024. URL: <https://dent-s.narod.ru/kondor.html>) профиля ΦAP , которые выполнялись синхронно с измерением горизонтальной облученности. Пример измерения профиля ΦAP на ст. 002 прибором «КОНДОР» представлен на Рис. 3.

Опишем метод определения интегрального значения фотосинтетически активной радиации сразу под поверхностью воды по прямым измерениям профиля $\Phi AP(z)$, где z – глубина. Из определения K_d следует, что $\Phi AP(z) = \Phi AP(0) \cdot \exp(-K_d \cdot z)$. После логарифмирования решение сводится к нахождению констант a и b в линейном уравнении (1)

$$y = a + b \cdot z, \quad (1)$$

где $a = \ln(\Phi AP(0))$ и $b = -K_d$.

K_d считали не зависящим от z , и определяли его по измерениям $\Phi AP(z)$ для участка чуть ниже поверхности ($z > 2-3$ м), чтобы избежать влияния тени судна. Измерения проводились в течение нескольких минут, чтобы минимизировать ошибки, связанные с переменным освещением поверхности воды, например, облачностью. Определив коэффициент a , находим фотосинтетически активную радиацию сразу под поверхностью воды $\Phi AP(0)$. На Рис. 3 точкой показан пример расчёта для ст. 002.

Метод калибровки каналов измерений горизонтальной облученности с использованием синхронных измерений профиля $\Phi AP(z)$ состоит из трёх этапов. Для обоих приборов мы полагали выполненными следующие условия: линейность шкал и стабильность измерительных шкал в течение экспедиционного цикла.

2.1. Этап 1

Имеем исходные телеметрические измерения $O^T(\lambda_i, z)$, где λ_i – центральная длина волны спектрального канала в нм, i – номер спектрального канала от 1 до 7, z – глубина горизонта в метрах. Находим среднее значение для каждого спектрального канала для глубин больше 30 м $\langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle$

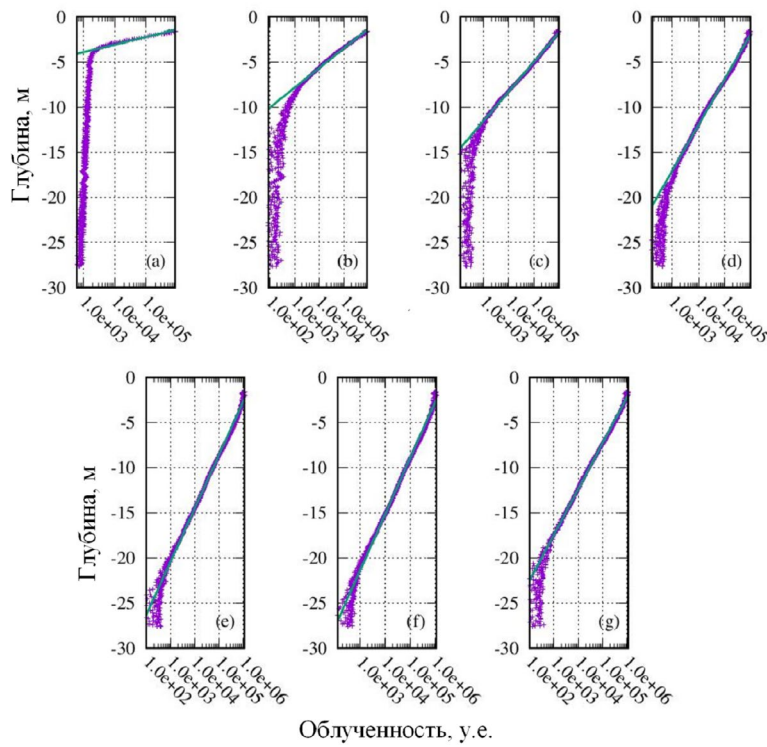


Рис.2. Пример измерения профилей горизонтальной облученности на ст. 002 в семи спектральных каналах с центральной длиной волны: 380 нм (а), 443 нм (b), 490 нм (c), 510 нм (d), 555 нм (e), 590 нм (f) и 620 нм (g). Прямая линия – результат аппроксимации уравнением 4 для соответствующего спектрального канала.

– темновой сигнал. Заметим, что $\langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle$ определяется для глубин почти в два раза превышающих слой фотосинтеза, т. е. на нижней границе которого падающее на поверхность излучение в диапазоне от 400 до 700 нм ослаблялось в 100 раз

$$\langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle = \frac{1}{N} \cdot \sum_{z=30}^{z=z_{\max}} O^T(\lambda_i, z), \quad (2)$$

где z – глубина измерения, начиная с 30 м; z_{\max} – максимальная глубина измерения для соответствующей станции; N – число измерений от 30 м до z_{\max} .

Для проверки гипотезы стабильности «темнового» телеметрического сигнала горизонтальной облученности для семи спектральных каналов использованы измерения на ст. 002 и 021. Разность измерений на этих станциях по времени составила 2 дня. Результаты представлены на Рис. 4 и Таблице 1. В Таблице 1 даны среднее значение $\langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle$, их среднеквадратичное отклонение (СКО) и число измерений N . Из Рис. 4 видно, что калибровки стабильны.

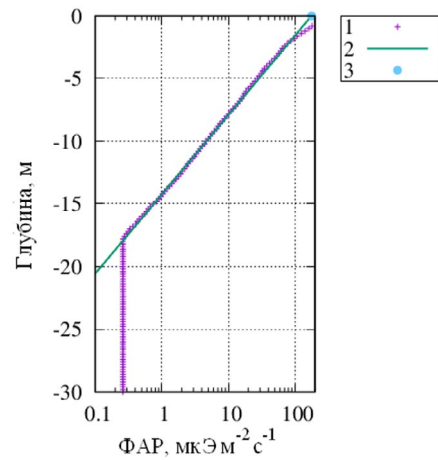


Рис.3. Пример измерения профиля ФАР прибором «КОНДОР» на ст. 002
 1 – символ «+»;
 2 – результат аппроксимации изменения ФАР с глубиной уравнением (1);
 3 – значение $\Phi AP(0)$, как результат интерполяции уравнения (1) при $0 z \rightarrow 0$.

Таблица 1. Статистические характеристики «темнового» телеметрического сигнала горизонтальной облученности для семи спектральных каналов на ст. 002 и 021

Номер станции	$\langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle \pm \text{СКО}$							N
	380 нм	443 нм	490 нм	510 нм	555 нм	590 нм	620 нм	
002	16462 ± 91	12855 ± 90	12625 ± 112	15373 ± 99	19883 ± 88	14937 ± 101	14600 ± 95	333
021	16281 ± 90	12751 ± 79	12469 ± 98	15393 ± 96	19714 ± 103	14770 ± 98	14438 ± 97	88

2.2. Этап 2

Расчёт сигнала с учётом темнового тока $O^u(\lambda_i, z)$ выполнен согласно выражения –

$$O^u(\lambda_i, z) = O^T(\lambda_i, z) - \langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle, \quad (3)$$

где $\langle O^T(\lambda_i, z > 30m) \rangle$ – значения темнового тока (см. Табл. 1). Расчёт $a(\lambda_i)$ и $b(\lambda_i)$ проводился для каждой станции и для каждого из семи спектральных каналов по формуле –

$$\ln(O^u(\lambda_i, z)) = b(\lambda_i) \cdot z + a(\lambda_i), \quad (4)$$

где горизонтальная облученность в спектральном канале с центральной длиной волны λ_i , сразу под поверхностью воды находилась как $O^u(\lambda_i, 0^-) = \lim_{z \rightarrow 0^-} (O^u(\lambda_i, z))$ или $a(\lambda_i) = \ln(O^u(\lambda_i, 0^-))$, а показатель вертикального ослабления света в соответствующем спектральном канале λ_i как $K_d(\lambda_i, 0^-) = -b(\lambda_i)$. Результаты расчётов коэффициентов $a(\lambda_i)$ и $b(\lambda_i)$ согласно уравнению (4) для всех семи станций сведены в Таблице 2.

2.3. Этап 3

Перевод в физические единицы излучения $O^p(\lambda_i, 0^-)$ выполнялся с помощью выражения:

$$O^p(\lambda_i, 0^-) = \Phi AP(0^-) \cdot w_i, \quad (5)$$

где $w_i = \frac{1}{\Delta\lambda_i} \cdot \int_{\lambda_i - \Delta\lambda_i/2}^{\lambda_i + \Delta\lambda_i/2} w(\lambda) d\lambda$ – доля фотонов в соответствующем спектральном интервале (Suslin et al., 2020), связанном с характеристиками спектрального канала $\lambda_i \pm \Delta\lambda_i/2$ (Суторихин и др., 2020); $\Phi AP(0^-)$ – находится из измерений профиля ΦAP прибором «КОНДОР». Очевидно, что вид $w(\lambda)$ зависит от высоты Солнца и условий облачности. В нашем случае выбор функциональной зависимости $w(\lambda)$ был взят из работы (Bartlett et al., 1998). Тогда коэффициент пересчёта телеметрии в физические величины $p(\lambda_i)$ рассчитывается по формуле

$$p(\lambda_i) = \frac{O^p(\lambda_i, 0^-)}{O^u(\lambda_i, 0^-)}. \quad (6)$$

Таблица 2. Результаты расчётов коэффициентов $a(\lambda_i)$ и $b(\lambda_i)$ согласно уравнению (4) для семи станций

Станция	$a(\lambda_i)/b(\lambda_i)$						
	380	443	490	510	555	590	620
1 001	17.64 -2.733	15.17 -1.049	15.03 -0.705	14.67 -0.455	14.90 -0.393	14.80 -0.368	14.80 -0.453
2 002	19.15 -3.191	14.83 -1.116	14.23 -0.681	14.15 -0.483	14.32 -0.421	14.08 -0.400	14.00 -0.498
3 005	19.99 -3.491	16.27 -1.304	15.74 -0.815	15.32 -0.498	15.53 -0.465	15.29 -0.435	15.31 -0.559
4 005*	20.44 -3.211	16.48 -1.210	15.49 -0.703	14.99 -0.439	15.13 -0.386	14.99 -0.356	15.01 -0.458
5 021	17.90 -3.145	13.83 -1.023	13.42 -0.635	13.19 -0.438	13.29 -0.389	12.93 -0.361	12.96 -0.434
6 k1	19.87 -3.006	16.04 -0.966	15.95 -0.670	15.69 -0.473	15.80 -0.417	15.71 -0.398	15.79 -0.481
7 1s2	18.12 -2.789	15.01 -0.786	16.24 -0.655	16.38 -0.478	16.70 -0.431	16.38 -0.405	15.87 -0.451

Примечание: * ст. 005 выполнена с разницей во времени в 1 час (3 – 13:00; 4 – 14:00 по местному времени)

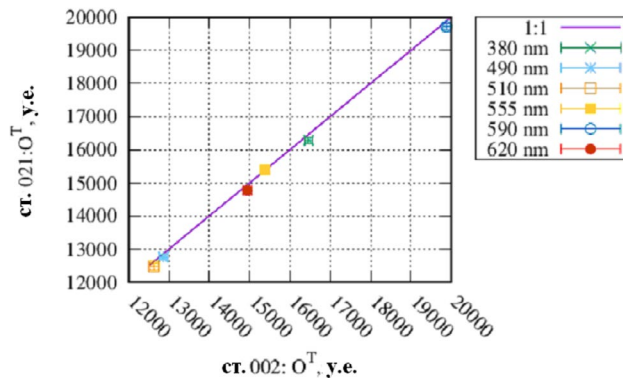


Рис.4. Тест на стабильность калибровок в течение экспедиции в шести спектральных каналах на примере ст. 002 и 021, разнесённых по времени на два дня.

Так как мы принимали, что ΦAP это интеграл числа фотонов, лежащих в спектральном интервале от 400 до 700 нм, то из расчёта был исключён спектральный канал с центральной длиной волны 380 нм. Результаты расчёта $p(\lambda_i)$ представлены в Таблице 3.

3. Результаты и обсуждение

На Рис. 5 показаны спектры K_d и их разность от среднего спектра $\langle K_d \rangle$ для всех семи станций (Таблица 2) после обработки по методу (уравнения (2) – (4)).

Минимальные значения K_d в спектральном канале с центральной длиной волны 590 нм в совокупности с его высокими значениями в коротковолновой области спектра указывают на доминирование поглощения, в первую очередь, окрашенной компонентой растворённого органического вещества.

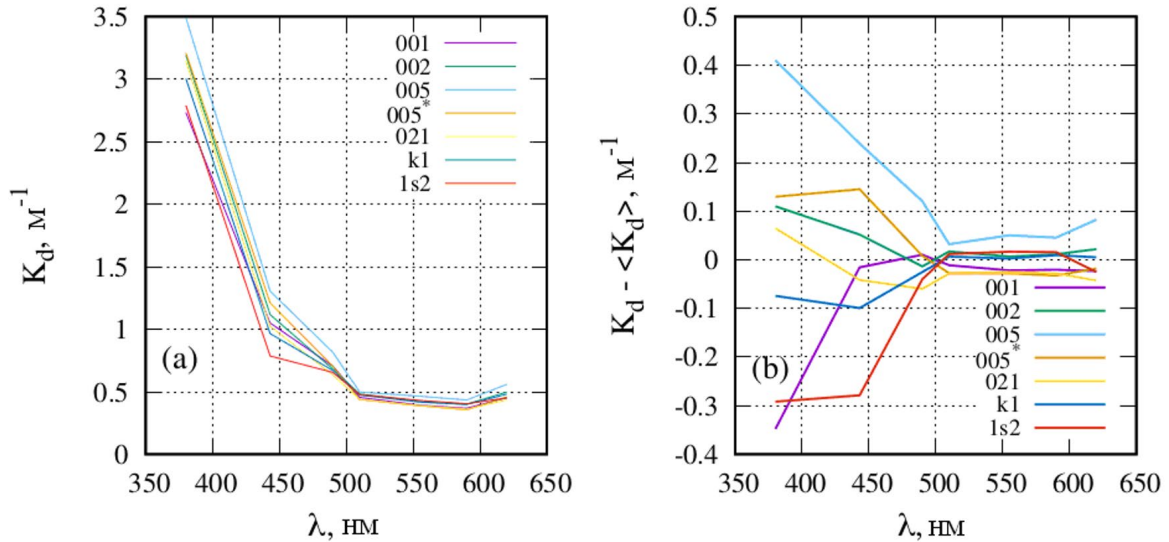


Рис.5. Спектры показателя вертикального ослабления света K_d (a) и их отклонения от среднего ($K_d - \langle K_d \rangle$) (b) для выборки (Таблица 2).

Для выявления географических особенностей K_d рассмотрим Рис. 5б. Значения разности $K_d - \langle K_d \rangle$ выше среднего в коротковолновой области спектра наблюдаются на юге озера (ст. 002, 005 и 005*); минимальные значения – на севере озера (ст. 001 и 1s2); промежуточные значения в центре (ст. k1 и 021). Таким образом, в верхнем слое озера наблюдается тенденция уменьшения поглощения водой (главным образом связанная с концентрацией растворённой органики, т. к. речь идёт о спектральном канале с центральной длиной волны 380 нм) с юга на север.

Отметим ещё одну особенность – различие значений K_d в спектральном канале с центральной длиной волны 443 нм на ст. 001 и 1s2, расположенными в северной части озера. Для ст. 001, находящейся в заливе Камга, эта разность существенно больше, чем на ст. 1s2. Такое различие в K_d может быть связано с дополнительным поглощением фитопланктоном, концентрация которого в заливе существенно выше. Однако это предположение требует дополнительной проверки.

Вывод, сделанный из анализа Рис. 5а о высоком значении показателя поглощения верхним слоем воды в Телецком озере, хорошо согласуется с результатами измерений спектров коэффициента яркости (КЯ) водной толщи, сделанные Корчемкиной Е.Н. во время этой экспедиции. Ссылка на описание прибора и метода измерения КЯ водной толщи дана в работе (Shybanov et al., 2023). Известно, что показатель поглощения растворённой органикой в Чёрном море существенно больше по сравнению с водами

открытого океана (Суетин и др., 2002; Kopelevich et al., 2004). На Рис. 6 приведены примеры спектров КЯ водной толщи в Чёрном море в апреле 2021 г. и в Телецком озера на ст. 002 и 021 в августе 2023 г. Заметим, что измерение в Чёрном море выполнено в отсутствие цветения кокколитофорид. Хорошо видно, что значение КЯ водной толщи на длине волны 400 нм в Телецком озере более чем в три раза меньше, чем в Чёрном море, несмотря на то, что в длинноволновой области спектра (больше 600 нм) КЯ водной толщи в озере больше, чем в море. С одной стороны, это подтверждает вывод о том, что показатель поглощения света в коротковолновой части спектра в озере существенно выше, чем в Чёрном море. С другой стороны, очевидно, что показатель обратного рассеяния света частицами взвеси существенно выше в озере, чем в море. Это особенно заметно для ст. 002, расположенной на юге в районе впадения р. Чулышман, которая выносит значительное количество взвеси.

Полученные данные о $K_d(\lambda)$ (Таблица 2) можно использовать для оценки спектральной зависимости S_{CDOM} показателя поглощения окрашенной компоненты растворённого органического вещества a_{CDOM} , полагая, что a_{CDOM} вносит основной вклад в суммарное поглощение света водой a_{tot} в коротковолновой области спектра ($\lambda \in 350 - 450$ нм), т.е. $a_{CDOM} \gg a_w, a_{ph}$ и дополнительно $a_{tot} \gg b_b$, где a_w и a_{ph} – показатели поглощения света чистой водой и фитопланктоном, b_b – суммарный показатель обратного рассеяния света водой, тогда:

$$K_d(\lambda) \approx const \cdot (a_w(\lambda) + b_b(\lambda)) \approx const \cdot (a_w(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda) + b_b(\lambda)) \approx const \cdot a_{CDOM}(\lambda). \quad (7)$$

Таблица 3. Результат расчёта $p(\lambda_p)$ для спектральных каналов с центральной длиной волны λ_i и $O^p(\lambda_p, 0)$ для станции k1

$\lambda_i, \text{ нм}$	443	490	510	555	590	620
$p(\lambda_i)$	1.424e-06	1.967e-06	2.751e-06	2.731e-06	3.149e-06	2.978e-06
$O^p(\lambda_p, 0)$	1.321e+01	1.664e+01	1.786e+01	1.985e+01	2.098e+01	2.140e+01

Таблица 4. Результаты расчётов спектрального наклона поглощения неживого органического вещества SCDOM в Телецком озере по уравнению (9)

λ/λ_0 нм	Номер станции						$\langle S_{CDOM} \rangle \pm \text{CKO}$ нм ⁻¹	
	001	002	005	005	021	k1		1s2
380/443	0.015	0.017	0.016	0.015	0.018	0.018	0.021	0.017 ± 0.002

Принимая во внимание, что функциональная связь a_{CDOM} от λ имеет вид (Копелевич, 1983):

$$a_{CDOM}(\lambda) = a_{CDOM}(\lambda_0) \cdot \exp(-S_{CDOM} \cdot (\lambda - \lambda_0)), \quad (8)$$

и сделав элементарные преобразования уравнения (7), с учётом уравнения (8) для двух спектральных каналов с центральной длиной волны $\lambda = 380$ нм и $\lambda_0 = 443$ нм соответственно, получаем выражение для S_{CDOM} :

$$S_{CDOM} = \frac{1}{\lambda - \lambda_0} \cdot \ln \left(\frac{K_d(\lambda_0)}{K_d(\lambda)} \right). \quad (9)$$

Результаты расчётов представлены в табл. 4.

Представленные в Таблице 4 результаты совпали с проведёнными годом ранее в это же время исследованиями первичных гидрооптических характеристик Телецкого озера (Moiseeva et al., 2023), в процессе которых непосредственно измеряли спектральный ход окрашенной компоненты растворённого органического вещества для аналогичной сетки станций и которые показали, что изменчивость S_{CDOM} лежит в диапазоне 0.017 - 0.019 нм⁻¹ в диапазоне длин волн 350 - 500 нм.

На Рис. 7 приведён пример восстановления спектра горизонтальной облученности в физических единицах, полученный по описанному выше методу (уравнения (2) – (6)) по измерениям на ст. k1. Характер поведения спектра облученности с глубиной (резкий провал в коротковолновой области спектра) указывает на высокое содержание растворённого органического вещества в водах Телецкого озера (Рис. 7). Особенность спектра горизонтальной облученности в коротковолновой области как функции глубины и положение его максимума, начиная от 5 м и ниже, который соответствует длине волны 590 нм, находятся в полном согласии с результатами, полученными годом ранее сотрудниками Института Биологии Южных Морей РАН (Churilova et al., 2023).

4. Выводы

Восстановлен спектр показателя вертикального ослабления света в семи спектральных каналах, аномалии которого описывают региональные особенности в верхнем слое воды и согласуются с прямыми измерениями коэффициента яркости водной толщи;

Продемонстрировано, что в случае синхронных измерений профиля ФАР и горизонтальной облученности можно получить облученность в физических единицах на любом горизонте в слое фотосинтеза;

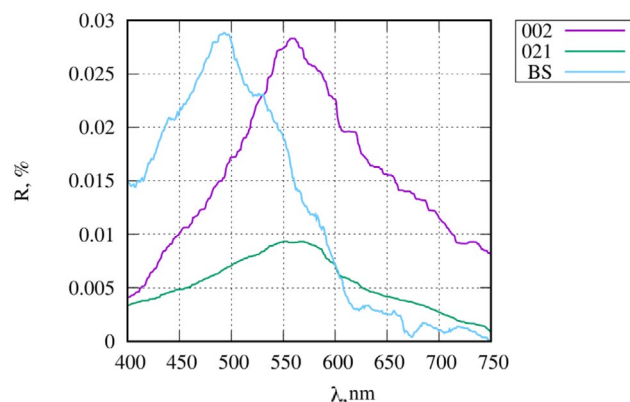


Рис.6. Примеры измерений коэффициента яркости водной толщи в Телецком озере в августе 2023 года на ст. 002 и 021 и в глубоководной части Черного моря в апреле 2021 года.

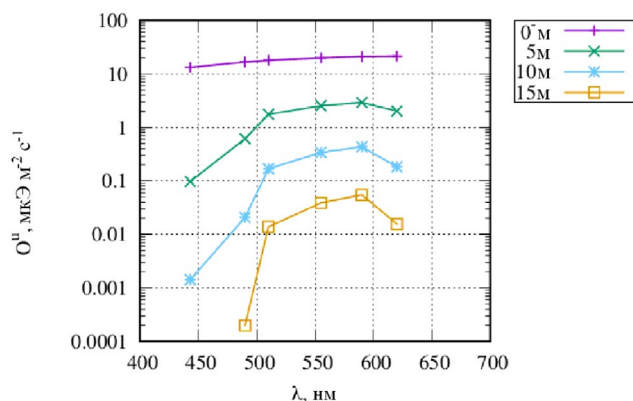


Рис.7. Пример восстановления спектра горизонтальной облученности в физических единицах для ст. k1.

Полученные значения для спектрального показателя поглощения неживым органическим веществом и максимум спектра горизонтальной подводной облученности в слое фотосинтеза совпали с ранее полученными результатами сотрудниками ИнБЮМ РАН.

Благодарности

Работа выполнена в рамках государственных заданий ФГБУН ФИЦ МГИ № FNNN-2024-0012 и ФГБУН ИВЭП СО РАН №0306-2021-0001 и договоров с администрацией ФГБУ «Алтайский государственный заповедник». В экспедиционных работах использовалось научное оборудование ЦКП «Научно-исследовательские суда ИВЭП СО РАН».

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

- Bartlett J.S., Ciotti A.M., Davis R.F. et al. 1998. The spectral effects of clouds on solar irradiance. *Journal of Geophysical Research* 103 (13): 31,017–31,031. DOI: [10.1029/1998JC900002](https://doi.org/10.1029/1998JC900002)
- Churilova T., Moiseeva N., Efimova T. et al. 2020. Spectral bio-optical properties of lake Baikal (July 2018 and September 2019). *Limnology and Freshwater Biology* 4: 910–911. DOI: [10.31951/2658-3518-2020-A-4-910](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-910)
- Churilova T.Ya., Moiseeva N.A., Efimova T.V. et al. 2023. Water transparency and spectral downwelling irradiance in the Black and Azov seas and in Lake Teletskoye. *Proceedings of SPIE 12780, 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics 1278047*. DOI: [10.1117/12.2690845](https://doi.org/10.1117/12.2690845)
- Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Ershova S.V. et al. 2004. Application of SeaWiFS data for studying variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black and Caspian seas. *Deep Sea Research. Part II: Topical Studies in Oceanography* 51 (10–11): 1063–1091. DOI: [10.1016/j.dsr2.2003.10.009](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.10.009)
- Moiseeva N.A., Churilova T.Ya., Efimova T.V. et al. 2023. Spectral bio-optical properties of Lake Teletskoye in summer. *Proceedings of SPIE 12780, 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics 1278049*. DOI: [10.1117/12.2690958](https://doi.org/10.1117/12.2690958)
- Shybanov E., Papkova A., Korchemkina E. et al. 2023. Blue color indices as a reference for remote sensing of Black Sea Water. *Remote Sensing* 15 (14): 3658. DOI: [10.3390/rs15143658](https://doi.org/10.3390/rs15143658)
- Suslin V.V., Churilova T.Ya., Latushkin A.A. et al. 2020. Photosynthetically available radiation at the bottom of the northwestern shelf of the Black sea based on regional models and satellite ocean color products and its interannual variability. *Fundamental and Applied Hydrophysics* 13 (3): 68–77. DOI: [10.7868/S2073667320030053](https://doi.org/10.7868/S2073667320030053)
- Акулова О.Б., Букатый В.И., Вагнер А.А. и др. 2022. Фотосинтетически активная солнечная радиация в Телецком озере в период открытой воды. *Известия Алтайского государственного университета* 4: 11–17. DOI: [10.14258/izvasu\(2022\)4-01](https://doi.org/10.14258/izvasu(2022)4-01)
- Акулова О.Б., Букатый В.И., Суторихин И.А. 2017. Влияние компонентов природной воды на спектральный показатель ослабления света (на примере водоемов Алтайского края). *Оптика атмосферы и океана* 30 (5): 414–419. DOI: [10.15372/AOO20170509](https://doi.org/10.15372/AOO20170509)
- Асламов И.А., Балин Ю.С., Башенхаева М.В. и др. 2020. Экспедиционные работы ЛИН СО РАН на озере Байкал в 2019 году. *Итоги экспедиционных исследований в 2019 году в Мировом океане, внутренних водах и на архипелаге Шпицберген. Материалы конференции. Севастополь: 166–171.*
- Комплекс гидробиофизический мультипараметрический погружной автономный «КОНДОР». 2024. URL: <https://dent-s.narod.ru/kondor.html> (21.01.2024)
- Копелевич О.В. 1983. Малопараметрические модели оптических свойств морской воды. *Оптика океана. Т. 1. Физическая оптика океана. Москва: Наука, С. 208-234.*
- Латускин А.А., Кудинов О.Б. 2019. Автономный зондирующий измеритель фотосинтетически активной радиации. *Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых: Комплексные исследования Мирового океана: 365-366.*
- Ли М.Е. 2012. Разработки гидрооптических приборов в МГИ. *Системы контроля окружающей среды* 17: 7–20. DOI: [10.33075/2220-5861](https://doi.org/10.33075/2220-5861)
- Селегей В.В., Дехандсхюттер Б., Клеркс Я. и др. 2001. Физико-географическая и геологическая характеристика Телецкого озера. *Тр. Департамента геологии и минералогии* 105: 310. *Королевский Музей Центральной Африки. Тервюрен, Бельгия.*
- Суетин В.С., Суслин В.В., Королев С.Н. и др. 2002. Оценка изменчивости оптических свойств воды в Черном море летом 1998 года по данным спутникового прибора SEAWIFS. *Морской гидрофизический журнал* 6: 44–54.
- Суторихин И.А., Коломейцев А.А., Литвиненко С.А. 2020. Гидрооптические параметры воды Телецкого озера в период устойчивой летней и зимней температурной стратификации. *Фундаментальная и прикладная гидрофизика* 13 (2): 35–42. DOI: [10.7868/S2073667320020045](https://doi.org/10.7868/S2073667320020045)