

ОПТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И БАЗЫ ДАННЫХ ОПТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

УДК 531.521

В.Н. Пелевин, Л.И. Копрова

О связи между циркуляцией поверхностных вод Атлантики и их оптическими характеристиками

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 5.12.2003 г.

На основе экспериментальных и теоретических данных проведен анализ распределений оптических характеристик и характеристик циркуляции поверхностных вод Атлантического океана. Установлено, что структура поля оптического индекса типа вод m формируется под воздействием динамических причин — течений поверхностных вод в океане и связана с возникновением циклонических и антициклонических циркуляций. Структурные особенности распределений оптического индекса типа вод m , поля течений на поверхности и динамической высоты D на уровне 100 м оказались идентичными на всей акватории Атлантического океана. Оказалось, что связь между оптическим индексом типа вод m и динамической высотой D на уровне 100 м универсальна и может быть описана простой эмпирической формулой.

Зависимость оптических свойств морских вод от гидродинамических характеристик — течений, вихрей, апвеллингов и других — наблюдалась давно (см., например [1, 2]). Здесь мы проведем на примере Атлантики сопоставление карт поверхностных течений и оптических характеристик поверхностных вод, причем для оценки оптических свойств среды будем использовать, возможно, главную оптическую характеристику воды — ослабление с глубиной потока солнечного излучения.

Сопоставим две карты — карту поверхностных течений вод Атлантики, позаимствованную из Атласа океанов [3], и карту распределения значений оптического индекса типа вод m , прямо связанную с показателем ослабления солнечного излучения с глубиной при $\lambda = 500$ нм, т.е. в центральной части видимого спектра солнечного излучения [4, 5]. Напомним, что под оптическим индексом типа вод принята величина $m = 43,43 \cdot Kd_{500}$, где Kd_{500} — показатель вертикального ослабления солнечного излучения при $\lambda = 500$ нм [6]. В частности, можно отметить следующий физический смысл индекса m . Если обозначить через z_{10} глубину, на которой исходящий поток солнечного излучения при длине волны $\lambda = 500$ нм ослабляется в 10 раз, то имеет место простая формула:

$$z_{10} = 100/m, \text{ м}, \quad (1)$$

т.е. если данные воды характеризуются индексом типа вод, например $m = 3,3$ (как для некоторых прибрежных районов Черного моря), то на глубине 30 м свет при $\lambda = 500$ нм ослабевает в 10 раз. Иногда в качестве оценки толщины фотосинтетически активного слоя используют $2z_{10}$, на которой свет ослабевает на два порядка.

Совмещенное изображение названных карт дано на рис. 1, где стрелками показано направление поверхностных течений, а изолиниями обозначены при-

близительные границы водных масс со значениями оптического индекса типа вод, приведенными в подрисуночной подписи.

Наименьшее наблюдавшееся в Мировом океане значение $m = 1,15$ было обнаружено в центральных районах Тихого океана у о-вов Кука [7]; наименьшие для Атлантики значения $m = 1,2$ наблюдались в центре антициклонической циркуляции Саргассова моря [7]. Наибольшие для Атлантики значения $m = 25+30$ и выше наблюдались к северу от Исландии, между о. Исландия и о. Ян-Майен, в зоне циклонической циркуляции, вызываемой ответвлением Восточно-Гренландского течения [4].

Проанализируем эту совмещенную карту (рис. 1). Прежде всего, отметим, что воды между 40° с.ш.— 40° ю.ш. составляют обширную зону типичных чистых океанических вод с $2,5 \leq m \leq 2,1$, с некоторыми вкраплениями более чистых вод в районах центров антициклонической циркуляции как к северу, так и к югу от экватора. Эта обширная зона ограничена системой течений: к северу от экватора Гольфстрим (\swarrow), южная ветвь Северо-Атлантического течения (\rightarrow), Канарское течение (\searrow) и Северное пассатное течение (\leftarrow). Здесь стрелками мы показали преимущественное направление соответствующих течений. Эта система течений образует общую циркуляцию вод антициклонической направленности, что и является причиной наблюдаемой чистоты воды. В самом центре этой циркуляции, в Саргассовом море, где особенно велика конвергенция, наблюдаются воды чрезвычайно высокой чистоты с $1,2 \leq m < 1,5$. У восточной границы этой обширной зоны циркуляции картина меняется. Воды Канарского течения, вследствие ускорения Кориолиса, испытывают тенденцию отойти от побережья Африки, возникает дивергенция течений и как результат — мощный апвеллинг, в котором m достигают значений, лежащих в 4, 5, и 6-й градациях (см. рис. 1).

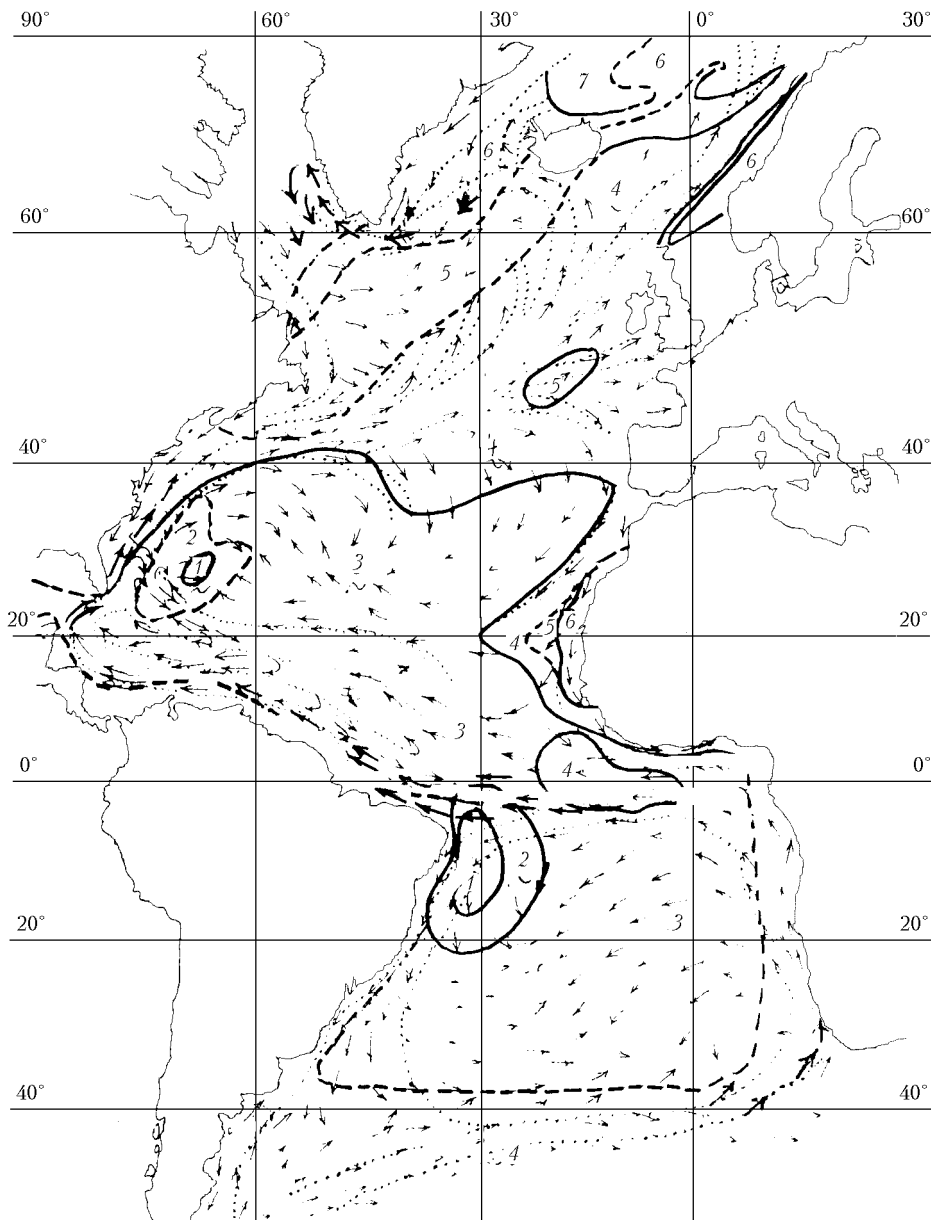


Рис. 1. Распределение значений индекса типов вод в Атлантическом океане (изолинии): 1 – $1,15 \leq m < 1,3$; 2 – $1,3 \leq m < 1,5$; 3 – $1,5 \leq m < 2,1$; 4 – $2,1 \leq m < 2,9$; 5 – $2,9 \leq m < 4,1$; 6 – $4,1 \leq m < 5,3$; 7 – $m > 5,3$; положение основных течений на поверхности океана (точки) и направление течений (стрелки)

Аналогичная общая картина наблюдается в южном полушарии. Система течений: Бразильское (\downarrow), Течение Западных Ветров (\rightarrow), Бенгельское (\uparrow) и Южное пассатное течение (\leftarrow) образуют также антициклоническую циркуляцию (см. рис. 1). Крутой поворот южного ответвления Южного пассатного течения, переходящего в Бразильское течение, приводит к резкому увеличению антициклонической циркуляции, т.е. к конвергенции, даунвеллингу и понижению оптического индекса типа вод до значений m , соответствующих 1-й и 2-й градациям. Напротив, в восточной части южной Атлантики заметно влияние Бенгельского течения, оттесняющего воду от берегов Южной Африки и вызывающего апвеллинг – аналог Канарскому апвеллингу в северном

полушарии. В зонах дивергенции, в апвеллинговых, богатых биогенами водах, наблюдается резкий рост органического вещества в результате жизнедеятельности фитопланктона.

Между двумя обозначенными обширными зонами типичных чистых океанических вод северного и южного полушарий, на экваторе, в результате известной экваториальной дивергенции течений и возникающего вследствие этого в узкой полосе апвеллинга, также увеличивается снабжение фитопланктона биогенами, что сопровождается увеличением концентрации фитопланктона и повышением оптического индекса типа вод, достигающего 4-й градации: $2,1 \leq m < 2,9$ (см. рис. 1).

Далее перейдем к рассмотрению Северной Атлантики на более высоких широтах. К северу от 40° с.ш. картина течений, в сравнении с рассмотренной, кардинально меняется. В северной части Атлантического океана изолинии m вытянуты в направлении с юго-запада на северо-восток, что соответствует господствующим здесь течениям. Основная струя Северо-Атлантического течения (↘), течения Ирмингера (←), Восточно-Гренландского и Лабрадорского течений (↓) и течения Гольфстрим (→) образуют циркуляцию вод циклонического типа. Как следствие, возникают дивергенция и апвеллинг, что приводит к увеличению количества фитопланктона. Резко увеличиваются значения индекса типа вод m , «переходящие» в 4, 5 и 6-ю градации (см. рис. 1). Так формируются поверхностные воды Северной Атлантики выше 40° с.ш.

Рассмотрим, как связана характеристика прозрачности поверхностных вод океана оптический индекс m еще с одной характеристикой циркуляции —

динамической высотой D (в условных динамических сантиметрах) на уровне 100 м [3]. В работе [3] приведено поле значений D при условной поверхности (глубине) отсчета 1500 м; на карте нанесены линии динамических высот (изодинамы), причем стрелки вдоль линий указывают направление течений на глубине 100 м. Сравнение полей m [4, 5] и D [3] показало, что их структура идентична. Севернее 40° с.ш. изолинии поля D , так же как и поля m , имеют направление с юго-запада на северо-восток согласно направлению течения Гольфстрим и Северо-Атлантического течения. В широтном интервале 40° с.ш. — 40° ю.ш. замкнутые зоны высоких значений D опоясаны системой течений. Внутри этих зон также наблюдаются небольшие по масштабу области более высоких значений D , соответствующие областям еще более развитой антициклонической циркуляции [3]. Координаты центров этих областей D практически совпадают с координатами центров аналогичных образований в поле m и в поле поверхностных течений.

Таблица 1

Широтный ход индекса типа поверхностных вод Атлантического океана m вдоль меридиональных разрезов I–III по данным [4]: I — $l = 32,5^\circ$ з.д., II — $l = 67,5^\circ$ з.д., III — $l = 20^\circ$ з.д.

I		II		III	
65–61° с.ш.	4,1–5,3	42–39° с.ш.	2,1–2,9	55–45° с.ш.	2,1–2,9
61–50,5	2,9–4,1	39–37	1,5–2,1	45–42	2,9–4,1
50,5–36	2,1–2,9	37–30	1,3–1,5	42–38	2,1–2,9
36–21	1,5–2,1	30–25	1,1–1,3	38–26	1,5–2,1
21–18	1,5–2,1	25–20	1,3–1,5	26–22	2,1–2,9
18–0° с.ш.	1,5–2,1	20–15	1,5–2,1	22–20,5	2,9–4,1
0° с.ш. — 4° ю.ш.	1,3–1,5	13° с.ш.	2,1–2,9	20,5–19	4,1–5,3
4–18° ю.ш.	1,1–1,3			19–16	2,9–4,1
18–21,5	1,3–1,5			16–9	2,1–2,9
21,5–40° ю.ш.	1,5–2,1			9–6	1,5–2,1
				6° с.ш. — 15° ю.ш.	2,1–2,9
				1,5–42° ю.ш.	1,5–2,1

Таблица 2

Циркуляция вод Атлантического океана на глубине 100 м (динамическая высота D в условных динамических сантиметрах) вдоль разрезов I–III по данным [3]: I — $l = 32,5^\circ$ з.д., II — $l = 67,5^\circ$ з.д., III — $l = 20^\circ$ з.д.

I		II		III			
65° с.ш.	415	03° с.ш.	480	41,5° с.ш.	440	50,5° с.ш.	450
63	420	1,5° с.ш.—1,5° ю.ш.	485	40,5	450	47,5	460
61,5	425	08	490	39	460	36,5	470
60	427	10	493	38	470	11	480
55	428	15	500	37	480	4° с.ш.—8° ю.ш.	485
51	430	20	507	36	490	16	490
50	437	22	510	35	500	20	500
49	440	25–30	510	34	505	24	510
47,5	450	33	510	33	505	33	500
45	457	40	500	24,5	505	41	490
42	460	41	490	21	500	44	480
40	469	43	480	18,5	495	45° ю.ш.	470
39	470	44	470	16	490		
35	477	45,5	460	13,5	485		
31,8	480	47	450	11,5	480		
30,8	485	48	440	10° с.ш.	480		
30	485,5	49	430				
25	485,3	50° ю.ш.	472				
21	486,6						
20	480						
14° с.ш.	475						

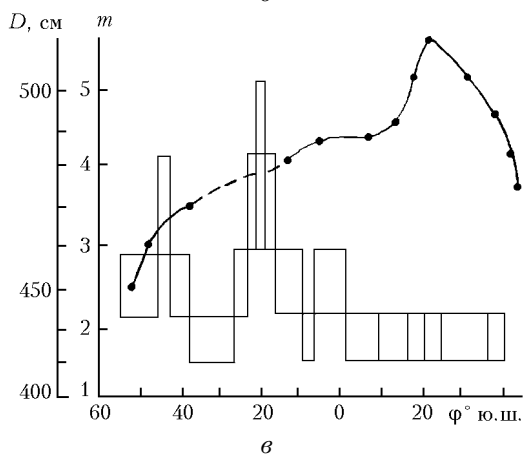
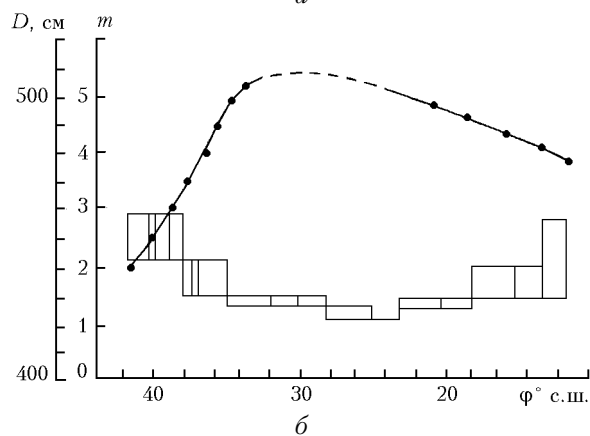
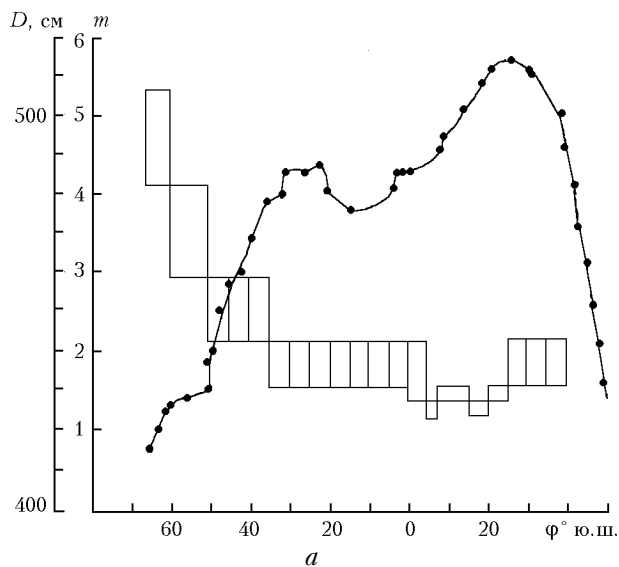


Рис. 2. Широтный ход параметров прозрачности поверхностных вод Атлантического океана (индекса типов вод m) по данным оптических наблюдений [4] и циркуляции вод океана (динамической высоты D в условных динамических сантиметрах на глубине 100 м) вдоль меридиональных разрезов I–III: $a - l = 32,5^\circ$ з.д.; $b - l = 67,5^\circ$ з.д.; $v - l = 20^\circ$ з.д.

На основе распределения полей m [4, 5] и D [3] было проведено сопоставление этих характеристик вдоль меридиональных разрезов на акватории Атлантического океана, на которых встречались все характерные структурные особенности сравниваемых

полей. Разрез I по долготе $l = 32,5^\circ$ з.д. пересекал Атлантический океан с севера на юг в центральной его части и охватывал весь диапазон изменчивости величин m и D . Разрез II в западной части Атлантического океана по долготе $l = 67,5^\circ$ з.д. пересекал замкнутые области в поле m и D в Саргассовом море, где наблюдалась антициклоническая циркуляция. Разрез III в восточной части Атлантического океана проходил вдоль меридиана $l = 20^\circ$ з.д. с севера на юг, где находился Канарский апвеллинг. Таким образом, были охвачены характерные черты распределений величин m и D .

В табл. 1, 2 и на рис. 2 представлен широтный ход оптического индекса типа поверхностных вод m и динамической высоты D на уровне 100 м вдоль меридиональных разрезов I–III. Как видно из рис. 1, разрез I пересекает центральную и южную ветви Северо-Атлантического течения в широтной зоне $65-40^\circ$ с.ш. При этом индекс типов вод m резко уменьшается с севера на юг (табл. 1, рис. 2, a), т.е. резко возрастает прозрачность вод вдоль разреза.

Динамическая высота D в этом широтном поясе на разрезе I ведет себя противоположным образом — величина D возрастает с севера на юг до 40° с.ш. (табл. 2, рис. 2, a). В широтной зоне от 40° с.ш. до экватора индекс типа вод m практически не изменяется и составляет $1,5 \leq m < 2,1$. В этой широтной зоне прозрачных вод динамическая высота вдоль разреза I изменяется незначительно (см. табл. 2, рис. 2, a). Южнее экватора при пересечении замкнутой области очень прозрачных вод, где наблюдается минимум m , динамическая высота резко возрастает к югу, достигая максимума в районе 25° ю.ш. Далее вплоть до 40° ю.ш., где наблюдается Течение Западных Ветров, индекс типа вод m несколько повышается, а динамическая высота, наоборот, уменьшается (см. рис. 1 и 2, a). Таким образом, сравнение величин m и D по данным разреза I показывает, что на акватории Атлантического океана наблюдается устойчивая антикорреляция этих величин вдоль разреза при большом диапазоне их изменчивости: чем меньше динамическая высота на уровне 100 м, характеризующая циркуляцию, тем менее прозрачны воды (и, соответственно, больший индекс типа вод m), и наоборот.

Такая же устойчивая взаимосвязь величин m и D наблюдается в Саргассовом море на разрезе II (см. рис. 2, b). Действительно, широтный ход величин m и D в зоне от 50 до 30° с.ш. противоположен. Из рис. 1 и 2 видно, что граница около $D \approx 460$ см разделяет чистые «конвергентные» океанические воды с $m \leq 2,9$ и более мутные, «дивергентные», океанические воды с $m > 2,9$. На разрезе III изменчивость величин m и D подтверждает ту же тенденцию. Как видно из рис. 1, 2, v , разрез III пересекает небольшие по размерам чередующиеся неоднородности вод различной прозрачности и неоднородности в поле динамической высоты. При пересечении Атлантического течения с севера на юг в широтной зоне $50-30^\circ$ с.ш. величина m в основном уменьшается, кроме небольшого участка. Ему

соответствует область менее прозрачных вод с максимумом $2,9 \leq m < 4,1$ около 43° с.ш. На участке разреза III $30-10^\circ$ с.ш. наблюдается Канарский апвеллинг, на котором величина m резко повышается, достигая максимума $4,1 \leq m < 5,3$ на широте $19,5^\circ$ с.ш., и также резко понижается к югу до 8° с.ш. до значений $1,5 \leq m < 2,1$. Далее наблюдается область приэкваториальных менее прозрачных вод с антициклонической циркуляцией, выраженной в виде максимума m . Еще южнее до 40° ю.ш. на разрезе III — область прозрачных вод, где индекс типа вод постоянен, $1,5 \leq m < 2,1$ (см. рис. 2, в).

Отметим, что полное совпадение ожидаемого результата при детальном сравнении широтного хода величин m и D невозможно в силу того, что данные являются обобщенными, измерения производились не синхронно, а на некоторых участках разрезов I—III данных недостаточно (пунктир на рис. 1, 2, б, в). Несмотря на это, полученный результат комплексного анализа полей указывает на устойчивую взаимосвязь между индексом типа вод m и характеристикой циркуляции — динамической высотой D на уровне 100 м. На рис. 3 представлена эта зависимость по совокупности данных на разрезах I—III.

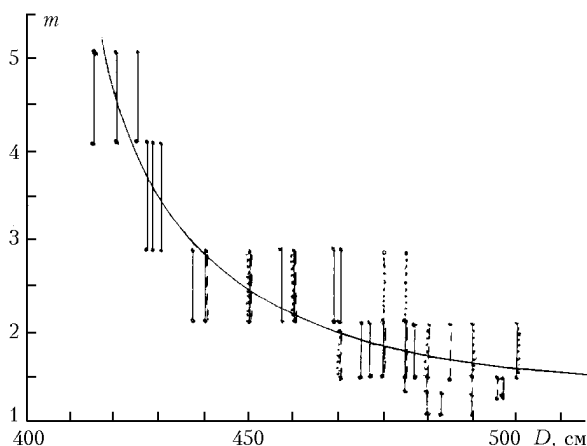


Рис. 3. Регрессионная зависимость индекса типа поверхностных вод Атлантического океана m от динамической высоты D на глубине 100 м по данным на разрезах I—III: ——— разрез I; разрез II; - · - · - · разрез III; сплошная кривая — зависимость $m(D)$ по формуле (2)

Как видно из рис. 3, четко определяется закономерность: с уменьшением индекса типа вод увеличивается динамическая высота. Эту зависимость можно аппроксимировать с помощью следующей формулы:

$$m = 1 + 75/(D - 400). \quad (2)$$

С помощью этой регрессионной кривой можно определять динамическую высоту по измерениям оптического индекса типа поверхностных вод m в оптическом диапазоне спектра (кривая на рис. 3).

Итак, в результате комплексного анализа экспериментальных и теоретических данных различных характеристик поверхности океана были получены следующие результаты.

1. Установлено, что оптические свойства поверхностных вод открытого океана определяются главными течениями Атлантического океана и создаваемыми ими зонами дивергенции (апвеллинга) и конвергенции (даунвеллинга).

2. Выявлены характерные структурные особенности в распределении оптического индекса типа поверхностных вод m в Атлантическом океане, поля поверхностных течений и поля динамической высоты D на уровне 100 м, которые оказались идентичными.

3. Обнаружена антикорреляционная зависимость между оптическим индексом типа вод m и динамической высотой D на уровне 100 м, характеризующей циркуляцию вод в океане. Получена формула, аппроксимирующая зависимость $m(D)$.

4. Поскольку величина m может оцениваться по дистанционным измерениям цвета океана, открывается возможность определять величину апвеллинга (даунвеллинга) по дистанционным измерениям со спутника.

1. Ерлов Н.Г. Оптическая океанография. М.: Мир, 1970. 224 с.
2. Оптика океана / Под ред. А.С. Монина. М.: Наука, 1983. 371 с.
3. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. Мин. обороны СССР. Военно-Морской флот, 1977. 306 с.
4. Пелевин В.Н., Рутковская В.А. Цвет океана и оптическая классификация вод // Оптика моря и атмосферы / Под ред. К.С. Шифрина. М.: Изд-во ГОИ, 1988. С. 304–305.
5. Рутковская В.А., Пелевин В.Н. О проникновении фотосинтетически активной солнечной радиации в воды Атлантического океана // Океанология. 1982. Т. 22. № 3. С. 398–403.
6. Океанология. Физика океана. Т. 1. Гидрофизика океана / Под ред. В.М. Каменковича, А.С. Монина. М.: Наука, 1978. 456 с.
7. Очаковский Ю.Е., Пелевин В.Н., Карлсен Г.Г., Ефименко И.Д., Шитов Б.В., Шифрин К.С. Распространение естественного излучения в океане // Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М.: Наука, 1974. С. 166–190.

V.N. Pelevin, L.I. Koprova. Relation between circulation of Atlantic surface water and its optical characteristics.

An analysis of experimental and theoretical data on upper layers of Atlantic water was carried out. It was established that water transparency structures of m -type are formed by dynamical factors, namely, they are closely connected with ocean currents and large-scale cyclonic and anticyclonic structures. The main features of distribution for the parameter m of ocean currents and the dynamic height D at the 100-meter level turned out to be similar for the whole Atlantic. It allows one to get the simple empirical formula for the function $m(D)$.