

Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 551.465

В.В. Украинский, Ю.И. Попов

Климатические и гидрофизические условия развития гипоксии вод на северо-западном шельфе Черного моря

По данным метеорологических и океанографических наблюдений на северо-западном шельфе Черного моря за 1973 – 2000 гг. рассчитаны характеристики суммарной площади с наличием гипоксии вод под пикноклином в летне-осенний период и площади поверхностных вод в мае с соленостью менее 17,5 ‰. Определены сроки начала весеннего прогрева воздуха (стабильное превышение температуры 5°C). Выявлен статистически значимый положительный тренд температуры воздуха (0,8°C за 100 лет) в Одессе. Потепление наблюдалось преимущественно в зимний (1,5°C за 100 лет) и весенний (0,8°C за 100 лет) периоды, причем наиболее интенсивное – с начала 90-х годов прошлого столетия. На основе корреляционного анализа определена статистически значимая связь между крупномасштабными атмосферными процессами (индекс Североатлантического колебания и режим ветра), площадью поверхностных вод с соленостью менее 17,5 ‰ и суммарной площадью гипоксии в летне-осенние периоды. При положительном среднем (за январь – март) индексе Североатлантического колебания наблюдаются преимущественно ранняя весна с повышенной повторяемостью южных и западных ветров и последующее развитие процессов гипоксии на больших площадях северо-западного шельфа. Построена эмпирическая регрессионная модель прогноза суммарной площади летне-осенней гипоксии вод с предикторами: начало срока весеннего прогрева воздуха; площадь распространения вод с соленостью менее 17,5 ‰ в мае. Максимальная ошибка прогноза площади гипоксии не превысила 5,5 тыс. км², что составляет менее 2% площади северо-западного шельфа Черного моря (севернее 45° с.ш.).

Введение. Гипоксия в морских водах возникает в результате потребления кислорода на процессы окисления содержащихся в воде веществ в условиях отсутствующего или ограниченного поступления кислорода из внешних источников. Известно [1, 2], что наиболее интенсивное потребление кислорода происходит при окислении органического вещества, и в первую очередь его легкоокисляемых форм (фитопланктона). Слабоокисляемое органическое вещество в процессе седиментации депонируется в донных осадках и дальнейшее его разложение протекает преимущественно в условиях восстановительных процессов.

Условия газового режима вод глубинного слоя в летне-осенний период в основном связаны с двумя главными характеристиками: интенсивностью вертикального и горизонтального обмена вод и содержащегося в них кислорода; условиями, определяющими интенсивность развития, отмирания и окисления фитопланктона.

В связи с этим выделяются и два фактора – природный (климатический)

© В.В. Украинский, Ю.И. Попов, 2009

и антропогенный. Климатические изменения влияют как на процессы вертикального и горизонтального обмена вод, так и на процессы фотосинтеза фитопланктона. Антропогенный фактор, связанный с повышенным поступлением в воду питательных минеральных и органических веществ, приводит к эвтрофикации вод и увеличению продуктивности, в первую очередь низших форм фитопланктона.

Гипоксия придонных вод на северо-западе шельфа (СЗШ) Черного моря в теплый период года стала регулярно отмечаться начиная с 70-х годов прошлого столетия. Несомненно, что к этому периоду антропогенная нагрузка, связанная с интенсивным развитием промышленности и сельского хозяйства, достигла критического уровня. Однако интенсификация процессов, приводящих к условиям гипоксии, несмотря на стабильное повышение нагрузки в 70 – 80-е годы, имеет периодический характер с циклами около 3 – 5 лет [3, 4]. Такая периодичность наблюдается и в колебаниях климата. Отмечавшаяся в 90-х годах прошлого столетия тенденция к ослаблению гипоксии и локализации районов с наличием придонной гипоксии вод в теплый период года объяснялась снижением темпов промышленного и сельскохозяйственного производства стран, расположенных в водосборном бассейне СЗШ [3, 5]. Однако, несмотря на стабилизацию и снижение биогенной нагрузки, данный процесс продолжает регулярно повторяться. Так, площади шельфа с наличием придонной гипоксии вод в 1999 и 2000 гг. достигали не менее 36 – 37 % площади СЗШ (районы шельфа севернее 45°с.ш.).

Целью работы является оценка влияния климатических и гидрофизических факторов на развитие и распространение глубинной гипоксии вод на СЗШ Черного моря в летне-осенний период.

Характеристика использованного материала. В работе использовались данные натурных океанографических наблюдений на СЗШ за температурой, соленостью и растворенным в воде кислородом в период с мая по октябрь 1973 – 2000 гг. Основной массив составляют данные наблюдений ЮгНИРО (Южный научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии) и УкрНЦЭМ (Украинский научный центр экологии моря). Количество выполненных съемок и океанографических станций в мае – октябре за указанный период лет представлено в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Количество океанографических наблюдений в мае – октябре

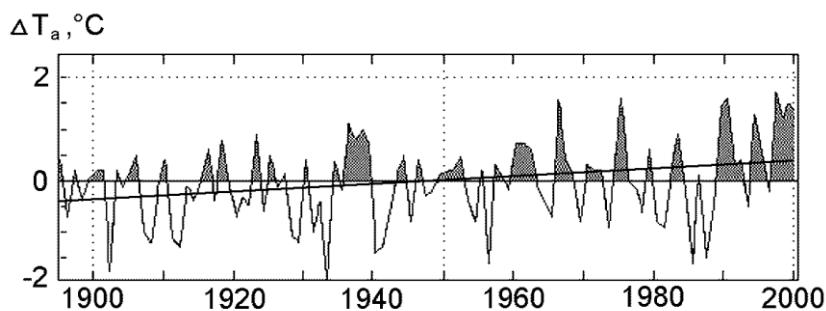
Год	Количество съемок	Количество станций	Год	Количество съемок	Количество станций
1973	5	124	1987	5	163
1974	4	91	1988	6	194
1975	2	27	1989	11	443
1976	4	117	1990	6	269
1977	1	18	1991	7	450
1978	2	36	1992	5	249
1979	2	48	1993	7	217
1980	1	50	1994	6	219
1981	3	110	1995	12	517
1982	2	36	1996	6	329
1983	2	36	1997	–	–
1984	4	208	1998	7	171
1985	2	52	1999	16	344
1986	6	246	2000	6	133

П р и м е ч а н и е: «–» — наблюдения не проводились.

Для анализа климатических изменений использовались данные метеорологических наблюдений на гидрометеостанциях Одесса-порт (1981 – 2000 гг.), Одесса-обсерватория (1895 – 2005 гг.) и взятые из Интернета значения индексов Североатлантического колебания (САК).

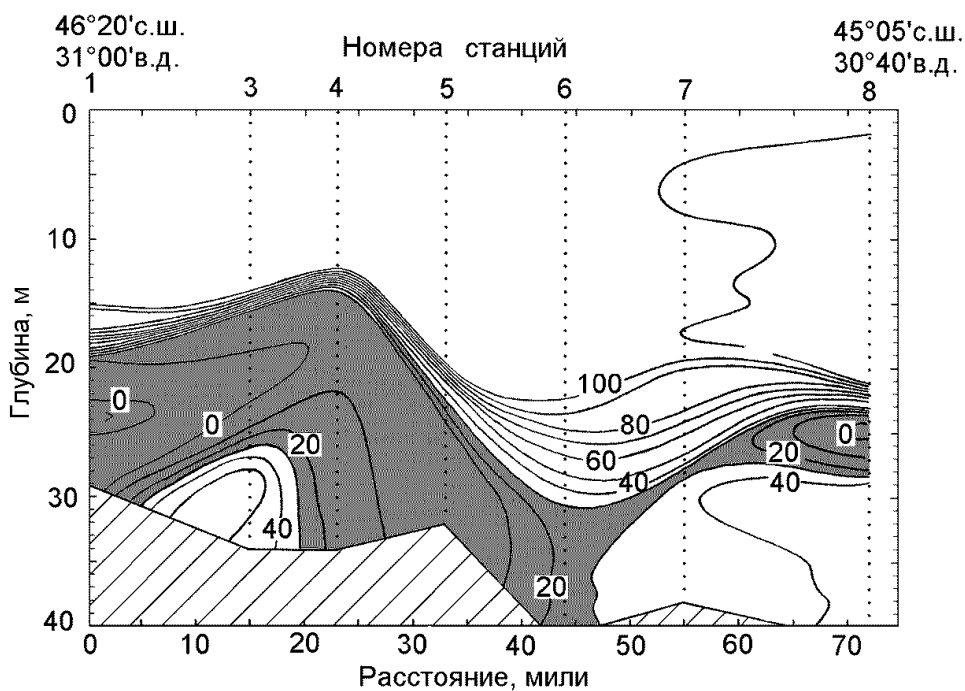
Результаты и их анализ. Большинство исследователей [6 – 8] интенсивность распространения придонной гипоксии вод на СЗШ напрямую связывали со стоком рек. По данным за 1973 – 1985 гг. между величинами стока Дуная и площадями областей гипоксии, наблюдавшихся в его приустьевой зоне, был рассчитан коэффициент корреляции, равный 0,65 [6]. Полученные позже (с учетом значительно большего объема данных за 1973 – 2000 гг.) оценки корреляционных связей между суммарными стоками рек, сроками наступления их максимальных значений, с одной стороны, и площадями гипоксии на СЗШ, с другой, не выявили наличия существенной зависимости. Коэффициенты корреляции не превышали величины 0,15. Все это указывает на то, что на развитие данного процесса значительное влияние оказывают и другие факторы, в основном связанные с межгодовой изменчивостью условий в приводной атмосфере.

Следует отметить, что процессы придонной гипоксии наблюдаются на общем фоне потепления климата на СЗШ. Так, в июле 1999 г. температура воды поверхностного слоя на большом пространстве СЗШ превышала 26°C , а в центральной и северной областях достигала максимального значения за весь период наблюдений ($29 - 29,3^{\circ}\text{C}$). На рис. 1 представлена межгодовая изменчивость аномалий температуры воздуха в Одессе в прошлом столетии. Явно прослеживаются как колебания с периодом 3 – 5 лет, так и тренд, обусловленный повышенной повторяемостью положительных аномалий температуры воздуха (особенно с начала 90-х годов). Статистическая достоверность углового коэффициента линейного тренда (0,008) оценивалась с помощью F -критерия Фишера. Рассчитанное значение F_p существенно превышает критическое при 99%-ном уровне значимости ($F_p = 11,5$; $F_{кр} = 6,90$). В результате можно констатировать, что средняя годовая температура воздуха в Одессе за 100 лет повысилась на $0,8^{\circ}\text{C}$. Статистически значимый положительный тренд температуры воздуха наблюдается в зимний ($1,5^{\circ}\text{C}$ за 100 лет) и весенний ($0,8^{\circ}\text{C}$ за 100 лет) периоды года. Аналогичные тенденции отмечаются и в многолетней изменчивости температуры воды [9].



Р и с. 1. Межгодовая изменчивость аномалий температуры воздуха в Одессе (прямая линия – линейный тренд аномалий температуры воздуха)

Зимнее цветение фитопланктона, в связи с изменением температурного режима вод, является новым элементом годового хода его биомассы. Такие изменения отмечаются с начала 90-х годов прошлого столетия и наблюдаются в настоящее время по данным как спутниковых, так и прямых определений [10, 11]. Смещение начала весеннего прогрева вод и начала паводкового стока рек на более ранние сроки приводит к раннему формированию сезонного пикноклина и ослаблению вертикального обмена вод. Соответственно уменьшается и поток кислорода в придонные слои. Режим температуры воды также влияет на сроки начала весеннего цветения фитопланктона. Так, по данным регулярных наблюдений УкрНЦЭМ на разрезе п.Одесса – о.Змеиный в аномально теплый относительно нормы весенний период 2000 г. насыщенность вод кислородом под пикноклином в районе Белгород-Днестровской банки уже в мае не превышала 40 %. В начале второй декады июня наблюдались условия гипоксии, а осенью под пикноклином отмечалось наличие сероводорода [12]. Распределение относительного содержания кислорода на разрезе по 31° в.д. в первой декаде сентября 2000 г. представлено на рис. 2. Площадь распространения глубинной гипоксии вод в 2000 г. составляла более 37 % площади СЗШ.



Р и с. 2. Распределение относительного содержания растворенного кислорода (%) на разрезе по 31° в.д. (черным цветом выделен промежуточно-глубинный слой вод с наличием гипоксии, насыщенность вод кислородом менее 30 %) [12]

Присутствие колебаний в климате с периодами 3 – 5 лет и аналогичных периодов в изменчивости кислорода придонных вод указывает на возможное наличие связи между отмеченными процессами.

Данные о величинах площадей СЗШ, на которых отмечались условия гипоксии глубинных вод в 1973 – 2000 гг. [3] (пропуски в наблюдениях дополнены данными из работы [6]), позволили получить оценки корреляционной связи этой характеристики с флуктуациями средней месячной температуры воздуха в Одессе.

Коэффициенты корреляции между площадями распространения гипоксии и температурой воздуха для весеннего периода (февраль – май) находились на уровне $-0,3 \dots -0,5$, с максимумом в марте. Наиболее высокий коэффициент корреляции ($-0,65$) соответствовал порядковому номеру суток от начала года, когда средняя месячная температура воздуха начинает стабильно превышать величину 5°C . Температура поверхностного слоя воды в этот период повышается до $3 - 5^{\circ}\text{C}$. Данный интервал температур характеризуется высокими удельными скоростями фотосинтеза и соответственно ростом биомассы фитопланктона [13]. За рассматриваемые годы наиболее раннее начало весеннего периода наблюдалось 19 февраля 1990 г., а наиболее позднее – 12 апреля 1987 г.

Очевидно, что такие флуктуации обусловлены крупномасштабной изменчивостью циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском регионе и соответственно изменчивостью циклонической деятельности над акваторией СЗШ. Влияние Североатлантического колебания на климат Евразии было подробно рассмотрено в работах [14, 15]. По данным за 1973 – 2000 гг. коэффициент корреляции между средним (январь – март) индексом САК и порядковым номером суток с температурой 5°C составляет $-0,71$. Проведенные корреляционные оценки по данным более длительного ряда наблюдений (1950 – 2000 гг.) подтвердили наличие устойчивой отрицательной связи (коэффициент корреляции $-0,72$). При положительном индексе САК ($I_{\text{САК}}$) в районе СЗШ отмечаются ранний весенний прогрев воздуха, поверхностного слоя воды и соответственно раннее формирование термоклина и весеннего максимума биомассы фитопланктона. При отрицательном индексе САК начало весенних процессов смещается на более поздние сроки. В работе [15] было показано, что при положительной фазе САК в Европейском секторе формируются положительные аномалии температуры. Это обусловлено интенсификацией зональной циркуляции и усиленным выносом теплых атлантических воздушных масс на Европу и в Черноморский регион.

Наряду с климатической изменчивостью температурного режима, большое влияние на изменчивость гидрофизической и биохимической структуры вод СЗШ оказывает режим ветра. В результате ветрового воздействия формируются условия вертикального и горизонтального обмена вод, в частности распространение и трансформация вод пресного стока. При больших площадях распространения трансформированных речных вод с высокими концентрациями биогенных веществ на значительном пространстве СЗШ создаются благоприятные условия для интенсивного развития фитопланктона.

Для оценки зависимости между площадью распространения трансформированных речных вод и площадью СЗШ, на которой в летне-осенний пе-

риод под пикноклином отмечается гипоксия вод, были отобраны значения солености поверхностного слоя воды в мае за 1973 – 2000 гг. По данным выборок для каждого года были построены поля распределения солености и рассчитаны площади СЗШ с поверхностной соленостью менее 17,5 ‰. Изохалина 17,5 ‰ характеризует положение зоны раздела шельфовой (мелководной) водной массы и поверхностной водной массы открытого моря [16 – 18]. Как отмечалось ранее [4], объем шельфовой водной массы в совокупности с ареалом ее пространственного распространения являются индикаторами степени антропогенной нагрузки на водоем. Результаты расчета площадей с соленостью вод менее 17,5 ‰ ($S_{<17,5}$) и порядкового номера суток с усредненной температурой воздуха 5°C (D_{i5}) представлены в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

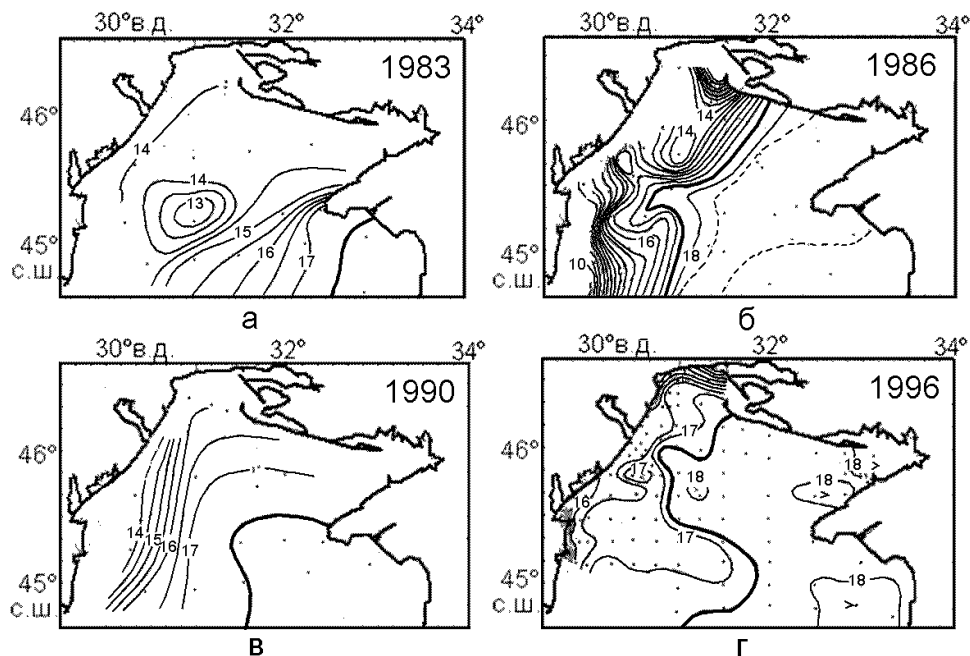
Площади СЗШ с наличием гипоксии вод ($S_{гип}$), площади в мае с поверхностной соленостью вод < 17,5 ‰ ($S_{<17,5}$) и порядковые номера суток с переходом средней месячной весенней температуры воздуха через значение 5°C (D_{i5})

Год	$S_{гип}$		$S_{<17,5}$	D_{i5}
	тыс. км ²	% СЗШ	тыс. км ²	сутки
1973	4,5 *	12,1	19,2	85
1974	5,4	14,5	27,1	90
1975	3,7 *	9,9	21,4	78
1976	6,3	16,9	29,3	89
1977	0,0 *	0,0	12,2	83
1978	14,5	38,9	28,9	79
1979	8,5	22,8	22,1	81
1980	5,4 *	14,5	13,8	94
1981	7,5	20,1	18,3	82
1982	1,5	4,0	19,4	88
1983	19,5	52,3	33,9	79
1984	6,5	17,5	25,5	87
1985	1,4	3,8	17,9	94
1986	3,5	9,4	15,6	85
1987	4,0	10,7	19,9	102
1988	9,5	25,5	20,3	83
1989	14,0	37,6	28,5	57
1990	16,0	42,9	30,2	50
1991	1,0	2,7	16,8	86
1992	4,5	12,1	18,7	80
1993	4,2	11,3	19,8	91
1994	9,5	25,5	21,8	78
1995	6,2	16,6	20,8	78
1996	2,0	5,4	17,0	93
1997	–	–	–	87
1998	2,8	7,5	18,3	81
1999	13,6	36,5	31,7	75
2000	14,0	37,6	–	77

П р и м е ч а н и е: «–» — наблюдения не проводились; * – значения $S_{гип}$ по данным работы [6].

Коэффициент корреляции между $S_{гип}$ и $S_{<17,5}$ составил 0,83 при 95 %-ной доверительной границе 0,38. Полученный статистически значимый коэффициент корреляции подтверждает наличие прямой зависимости суммарной за сезон площади шельфа с гипоксией вод от площади весеннего распространения трансформированных речных вод.

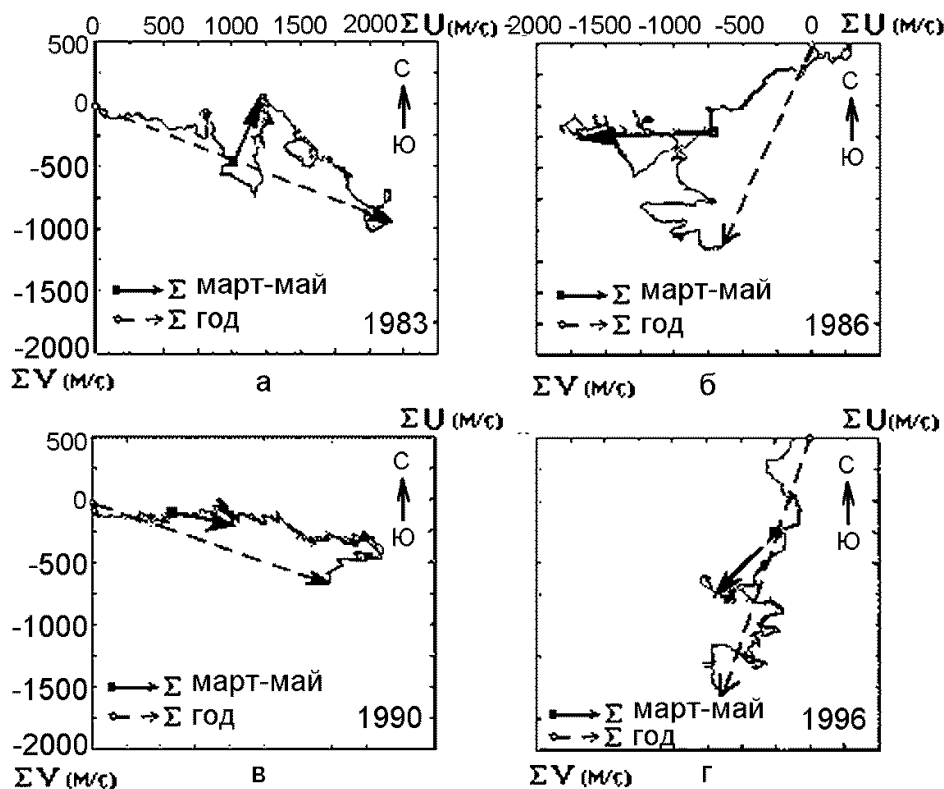
На рис. 3 представлены поля солёности в мае для лет с наличием больших (1983, 1990 гг.) и малых (1986, 1996 гг.) площадей с гипоксией вод.



Р и с. 3. Распространение в мае шельфовых вод на СЗШ в годы с большими (а, в) и малыми (б, г) площадями гипоксии (цифры на кривых – значения солёности, ‰; жирной линией показано положение изохалины 17,5 ‰)

В годы с неблагоприятным экологическим состоянием трансформированные речные воды уже в мае охватывают значительную часть СЗШ, включая Каркинитский залив. В благоприятные годы трансформированные речные воды наблюдаются лишь у западного побережья СЗШ.

Анализ ветрового режима по данным гидрометеорологической станции Одесса-порт за 1981 – 2000 гг. показал, что условия максимального распространения трансформированных речных вод возникают при наибольшей повторяемости в весенний период (март – май) южных и западных ветров. Так, в годы максимального распространения трансформированных речных вод на СЗШ (1983 и 1990 гг.) повторяемость ветров южного и западного направлений в весенний период составляла соответственно 66 и 63 %. Минимум повторяемости этих ветров (41 – 43 %) и соответственно минимальные площади поверхностных вод с солёностью менее 17,5 ‰ наблюдались в 1985, 1986, 1991, 1996 гг. На рис. 4 представлены прогрессивно-векторные диаграммы приземного ветра для лет с большими (1983, 1990 гг.) и малыми (1986, 1996 гг.) площадями распространения гипоксии вод.



Р и с. 4. Прогрессивно-векторные диаграммы ветра по данным гидрометеорологической станции Одесса-порт в годы с большими (а, в) и малыми (б, г) площадями гипоксии (сплошной линией представлен суммарный вектор за март – май, пунктирной линией – суммарный вектор за год; ΣU и ΣV – суммы зональных и меридиональных составляющих срочных векторов ветра соответственно)

Очевидно, что южные ветры в период весеннего половодья «запирают» речные воды в области шельфа, а западные ветры обуславливают их распространение к востоку. Периодическое воздействие ветров указанных направлений создает условия для накопления и перераспределения трансформированных речных вод на СЗШ. Занимая поверхностный фотический слой толщиной 5 – 15 м, воды с повышенной концентрацией биогенных веществ в течение длительного периода времени создают благоприятные условия для развития фитопланктона.

При повышенной повторяемости ветров восточных направлений речные воды прижимаются к западному побережью и интенсифицируется их перенос к югу. При этом площадь их распространения на СЗШ минимальна, а в восточные районы активно поступают с юга воды открытого моря (рис. 3, б, г).

Матрица коэффициентов взаимной корреляции между индексами САК (январь – март), суммарной повторяемостью южных и западных ветров R_w (март – май), порядковым номером суток, соответствующих началу стабильного превышения средней температуры воздуха 5°C , площадью распространения трансформированных речных вод (май) и суммарной площадью с наличием гипоксии вод представлена в табл. 3.

Матрица коэффициентов взаимной корреляции $I_{САК}$, R_w , D_{15} , $S_{<17,5}$, $S_{гип}$

Характеристика	$I_{САК}$	R_w	D_{15}	$S_{<17,5}$	$S_{гип}$
$I_{САК}$	1	0,73	-0,82	0,55	0,61
R_w	0,73	1	-0,69	0,67	0,81
D_{15}	-0,82	-0,69	1	-0,62	-0,71
$S_{<17,5}$	0,55	0,67	-0,62	1	0,91
$S_{гип}$	0,61	0,81	-0,71	0,91	1

Следует отметить, что коэффициенты корреляции получены по данным более короткого ряда (1981 – 1999 гг.). Однако все они превышают 95 %-ную доверительную границу 0,44 и в целом подтверждают наличие зависимости площади распространения гипоксии вод на СЗШ от условий крупномасштабной циркуляции атмосферы. При положительном среднем (за январь – март) индексе САК наблюдается преимущественно ранняя весна с повышенной повторяемостью южных и западных ветров в весенний период. При этом трансформированные речные воды с высоким содержанием биогенных веществ занимают большую площадь СЗШ. Это приводит к формированию в летне-осенний период под пикноклином обширных зон с гипоксией вод.

На основе проведенного корреляционного анализа была построена эмпирическая регрессионная модель прогноза суммарной площади гипоксии вод, наблюдающейся в летне-осенний период. В качестве предикторов использовались площади вод на СЗШ в мае с соленостью менее 17,5 ‰ и порядковые номера суток от начала года с переходом средней месячной температуры воздуха через значение 5°C в Одессе:

$$S_{гип} = 5,73 + 0,6 S_{<17,5} - 0,15 D_{15}.$$

Максимальная ошибка регрессионной модели составила 5,5 тыс. км² в 1983 г., а стандартная ошибка – 2,4 тыс. км². По этой формуле с учетом данных за весенний период ($S_{<17,5}$ и D_{15}) прогнозируется суммарная площадь $S_{гип}$ на СЗШ к концу годового цикла. Результаты представлены на рис. 5.

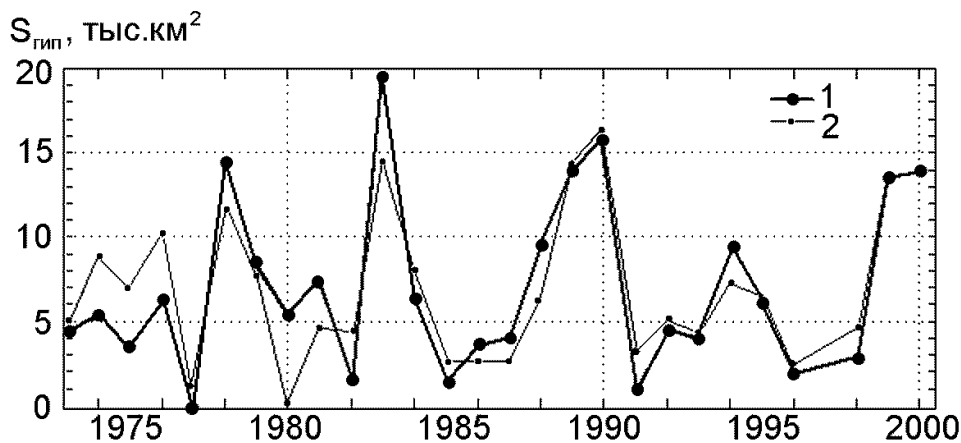


Рис. 5. Межгодовая изменчивость площадей СЗШ, где отмечалась глубинная гипоксия вод: 1 – по натурным данным; 2 – рассчитанная по модели

Любая эмпирическая модель требует проверки по данным независимого ряда наблюдений. Однако весенне-осенние океанографические съемки на СЗШ в последующие 2001 – 2007 гг. не выполнялись. В целом, учитывая погрешности определения площадей $S_{<17,5}$ и $S_{\text{гип}}$, полученная эмпирическая зависимость достаточно хорошо описывает межгодовые изменения исследуемого процесса.

Заключение. Результаты выполненного анализа показывают, что, наряду с эвтрофикацией, значительное влияние на формирование площадей с гипоксией глубинных вод СЗШ оказывает крупномасштабная изменчивость циркуляции атмосферы.

При положительном среднем (за январь – март) индексе САК наблюдается ранняя весна с повышенной повторяемостью южных и западных ветров. Это приводит к интенсивному распространению трансформированных речных вод паводкового стока с высоким содержанием биогенных веществ на большие площади СЗШ. Такие условия способствуют формированию в летне-осенний период под пикноклином обширных зон с гипоксией вод.

При отрицательном среднем индексе САК отмечается поздняя весна с повышенной повторяемостью северо-восточных и восточных ветров, в результате чего трансформированные воды речного стока занимают только узкую западную часть СЗШ и распространяются к югу вдоль побережья. Зоны с гипоксией глубинных вод наблюдаются при этом на малых площадях.

Приведенная в работе эмпирическая регрессионная модель позволяет по площади, занимаемой шельфовой водной массой в мае, и сроку начала весеннего прогрева дать прогноз суммарной площади гипоксии глубинных вод СЗШ к концу летне-осеннего периода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Mearns A.I.* Seminary report of the panel on the effects of nutrients and carbon loadings on communities and ecosystems // *Glob. Mar. Poll. Bibliogr.* – 1982. – Abstract № 993. – P.199.
2. *Segar D.A., Berberian G.A.* Oxygen depletion in the New York Bight Apex: causes and consequences // *Glob. Mar. Poll. Bibliogr.* – 1982. – Abstract № 1330. – P.266.
3. *Орлова И.Г., Белевич Р.Р., Попов Ю.И. и др.* Динамика гипоксических процессов в придонных водах северо-западного шельфа Черного моря // *Океанология.* – 1999. – 39. № 4. – С. 548 – 554.
4. *Селин П.Ю.* Гидрохимические особенности гипоксийно-аноксических зон на северо-западном шельфе Черного моря // *Депон. рукопись № 298-В88.* – М.: ВИНТИ, 1987. – 34 с.
5. *Зайцев Ю.П.* Самое синее в мире // *Черноморская экологическая программа ГЭФ.* – Нью-Йорк: Изд-во ООН, 1998. – 142 с.
6. *Берлинский Н.А., Дыханов Ю.М.* К вопросу о формировании придонной гипоксии в северо-западной части Черного моря // *Экология моря.* – Киев: Наук. думка. – 1991. – №38. – С. 11 – 15.
7. *Практическая экология морских регионов. Черное море* // Под ред. В.П.Кеонджяна, А.М. Кудина, Ю.В.Терехина. – Киев: Наук. думка, 1990. – 252 с.
8. *Селин П.Ю., Михайлов Н.Н., Волков Н.В.* Изменчивость гидрохимического режима вод северо-западного шельфа Черного моря // *Экология прибрежной зоны Черного моря.* – М.: ВНИРО, 1992. – С. 59 – 100.
9. *Андриановна О.Р., Белевич Р.Р., Скипа М.И.* Об особенностях изменчивости климатических характеристик Одессы в XX столетии // *Морской гидрофизический журнал.* – 2005. – №4. – С.19 – 29.

10. Огуз Т., Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К. Моделирование экосистемы Черного моря // Там же. – 2007. – №1. – С.59 – 72.
11. Oгуz T., Ducklow H.W., Purcell J.E. et al. Modeling of the response of top-down control exerted by gelatinous carnivores on the Black Sea pelagic food web // J. Geophys. Res. – 2001. – 106, № С3. – Р.4543 – 4564.
12. Попов Ю.И., Орлова И.Г., Стунжас П.А., Украинский В.В. Результаты исследования механизма образования гипоксии на северо-западном шельфе Черного моря с помощью безмембранного кислородного датчика // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2002. – С.96 – 101.
13. Виноградова Л.А., Васильева В.Н., Дерезюк Н.В и др. Экологическая модель функционирования морского пелагического биоценоза // Тр. ГОИН. – Вып. 182. – С.134 – 164.
14. Полонский А.Б., Башарин Д.В., Воскресенская Е.Н., Ворли С. Североатлантическое колебание: описание, механизмы и влияние на климат Евразии // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – №2. – С.42 – 59.
15. Воскресенская Е.Н. Глобальные процессы в системе океан – атмосфера и их влияние на природные аномалии Атлантико-Европейского региона // Дис. ... д-ра геогр. наук. – Севастополь, 2005. – 361 с.
16. Гертман И.Ф. Статистический термохалинный анализ вод Черного моря в сезонном развитии // Тр. ГОИН. – 1987. – Вып. 180. – С.45 – 58.
17. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т IV. Черное море. Вып. 1. – СПб.: Гидрометеиздат, 1991. – 429 с.
18. Украинский В.В., Попов Ю.И. Районирование вод северо-западной части Черного моря по термохалинным показателям // Экологічні проблеми Чорного моря / Одеса: ОЦНТІ, 2003. – С. 374 – 377.

Украинский научный центр экологии моря
 Министерства охраны окружающей природной среды Украины,
 Одесса

Материал поступил
 в редакцию 16.01.08
 После доработки 26.05.08

ABSTRACT Using the data of meteorological and oceanographic observations of the Black Sea northwest shelf in 1973 – 2000, the characteristics of the total area with water hypoxia under the pycnocline in summer-autumn period and the area of the surface waters with salinity less than 17.5 ‰ in May are calculated. The terms of beginning of air heating in spring (stable temperature excess is 5°C) are defined. Statistically significant positive trend of air temperature (0.8°C for 100 years) in Odessa is revealed. Warming is observed mainly in winter (1.5°C for 100 years) and spring (0.8°C for 100 years); it was most intensive beginning from the early 90ies of the last century. Based on correlation analysis defined is the statistically significant relation between the large-scale atmospheric processes (the North Atlantic Oscillation index and the wind mode), the area of the surface waters with salinity less than 17.5 ‰ and the total area of hypoxia in summer-autumn periods. When the average (January – March) North Atlantic Oscillation index is positive, predominantly early spring with the heightened repeatability of southern and eastern winds and the subsequent development of hypoxia on large areas of the Black Sea northwest shelf are observed. The empirical regression forecast model of the total area of summer-autumn water hypoxia is constructed; it contains the following predictors: the beginning term of spring air heating, and the area of distribution of the waters with salinity less than 17.5 ‰ in May. Maximum error of the hypoxia area forecast does not exceed 5500 km² that makes less than 2 % of the Black Sea northwest shelf to the north of 45°N.