

ВЛИЯНИЕ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В АТМОСФЕРЕ НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

канд. геогр. наук В.В.ДРОЗДОВ, д-р. геогр. наук Н.П.СМИРНОВ

Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург, vladidroz dov@yandex.ru.

Выполнен анализ многолетней динамики температуры воды и воздуха в Беломорском регионе на 15 станциях, а также морских ледовых условий. Осуществлена типизация региональных колебаний термического режима с использованием кластерного анализа. Проанализирована связь температурного режима с параметрами атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и Арктикой – Северо-Атлантическим колебанием, W- и C-формой циркуляции атмосферы Вангенгейма–Гирса, атмосферным давлением в центре Арктического антициклона. Установлено наличие тесных связей показателей температурного режима Беломорского региона с параметрами крупномасштабной атмосферной циркуляции.

Ключевые слова: Беломорский регион, колебания термического режима, параметры атмосферной циркуляции, Арктический антициклон, Северо-Атлантическое колебание.

ВВЕДЕНИЕ

Белое море принадлежит к холодным арктическим морям, что связано не только с его положением в высоких широтах, но и протекающими в нем гидрологическими процессами. Положение этого моря на севере умеренного пояса и частично за полярным кругом, принадлежность к Северному Ледовитому океану, близость Атлантического океана и почти сплошное кольцо окружающей его суши обуславливают как морские, так и континентальные черты в климате моря, что делает климат Белого моря переходным от океанического к материковому. Географическое положение Беломорского региона определяет сложность его гидрометеорологического режима и значительную временную динамику его параметров. При этом изменчивость температурного режима и ледовитости оказывают весьма значительное воздействие на функционирование экосистемы Белого моря и хозяйственную деятельность на его акваториях и побережье. В связи с этим целесообразно произвести комплексный анализ влияющих на температурный режим факторов, используя различные показатели крупномасштабной атмосферной циркуляции.

ОСОБЕННОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

Влияние Северного Ледовитого и Атлантического океанов в различной степени проявляется во все времена года. Зима на Белом море продолжительная и суровая. В это время над северной частью европейской территории России устанавливается обширный антициклон, а над Баренцевым морем развита интенсивная циклоническая деятельность. В связи с этим на Белом море дуют преимущественно юго-западные ветры со скоростью от 4 до 8 м/с. Они приносят холодную пасмурную погоду со снегопадом. В феврале среднемесячная температура воздуха почти над всем морем равна 14–15 °С и только в северной части она повышается до 9 °С, так как здесь сказывается тепляющее влияние Атлантического океана. При значительных вторжениях относительно теплого воздуха с Атлантики наблюдаются

юго-западные ветры и температура воздуха повышается до 6–7 °С. Смещение в район Белого моря антициклона из Арктики вызывает северо-восточные ветры, прояснение и похолодание до 24–28 °С [7, 10].

Лето в Беломорском регионе прохладное и умеренно влажное. В это время обычно над Баренцевым морем устанавливается антициклон, а к югу и юго-востоку от Белого моря развивается мощная циклоническая деятельность. Над морем преобладают северо-восточные ветры силой 2–3 балла. Небо покрыто сплошной облачностью, часто выпадают сильные дожди. Температура воздуха в июле равна в среднем 8–10 °С. Проходящие над Баренцевым морем циклоны меняют направление ветра над Белым морем на западное и юго-западное и вызывают повышение температуры воздуха до 12–15 °С. Когда же над северо-восточной Европой устанавливается антициклон, над морем преобладают юго-восточные ветры и ясная солнечная погода. Температура воздуха повышается в среднем до 17–19 °С, а в отдельных случаях в южной части моря она может достигать и 30 °С. Однако летом все же преобладает пасмурная и прохладная погода. Таким образом, на Белом море в течение почти всего года не бывает продолжительной устойчивой погоды, а сезонная смена преобладающих ветров носит муссонный характер.

Распределение температуры воды на поверхности и в толще моря характеризуется значительной региональной неравномерностью по вертикали и горизонтали, а также выраженной сезонной изменчивостью. Зимой температура воды на поверхности равна температуре замерзания и имеет порядок 0,5–0,7 °С в заливах, до 1,3 °С в Бассейне и до –1,9 °С в Горле и северной части моря. Эти различия объясняются неодинаковой соленостью в разных районах моря. Весной после освобождения моря ото льда происходит быстрое нагревание поверхности воды. Летом лучше всего прогрета поверхность сравнительно мелководных заливов. Температура воды на поверхности Кандалакшского залива в августе равна в среднем 14–15 °С, в центральной части моря 12–13 °С. Самая низкая температура на поверхности наблюдается в Воронке и Горле, где сильное перемешивание охлаждает поверхностные воды до 7–8 °С. Осенью идет быстрое охлаждение моря и пространственные различия температуры сглаживаются [7, 13].

В зимний период температура, близкая к поверхностной, охватывает слой от 30 до 45 м, далее следует ее некоторое повышение до горизонта 75–100 м. Это теплый промежуточный слой – остаток летнего прогрева. Ниже его температура понижается, а с горизонтов 130–140 м и до дна становится равной 1,4 °С. Весной поверхность моря начинает нагреваться. Прогрев распространяется до 20 м. Отсюда температура резко понижается до отрицательных величин на горизонте 50–60 м. Летом толщина прогретого слоя увеличивается до 30–40 м. Температура в нем мало отличается от поверхностной. Осенью охлаждение поверхности моря распространяется до горизонтов 15–20 м и выравнивает температуру в этом слое. Отсюда и до горизонтов 90–100 м температура воды несколько выше, чем в поверхностном слое, так как в подповерхностных (20–100 м) горизонтах еще сохраняется тепло, накопленное за лето. Далее температура снова понижается и от горизонтов 130–140 м и до дна равна 1,4 °С.

На выходе из Двинского залива холодные глубинные слои значительно ближе расположены к поверхности, чем в других районах Бассейна. Температура 0 °С наблюдается здесь всего в 12–15 м от поверхности. Этот район К.М.Дерюгин назвал «полюсом холода» в Белом море. Его формирование объясняется циклонической циркуляцией поверхностных вод, в центре которой происходит подъем глубинной воды. Наиболее ярко «полюс холода» выражен летом. При выходе из Кандалакшского залива ситуация меняется на обратную: теплые воды опускаются глубоко вниз. Нулевая температура наблюдается на горизонте 65 м, тогда как в других

местах на этом горизонте температура имеет обычно отрицательные величины. Здесь располагается «полюс тепла». Его существование, по-видимому, связано с влиянием притока однородных и более теплых, по сравнению с окружающими, глубинных вод из Горла, т.е. адвекцией тепла. Принципиально иначе распределяется температура воды по вертикали в Горле. Вследствие хорошего перемешивания сезонные различия заключаются в изменении величины температуры всей массы воды, а не в характере изменения ее с глубиной.

Каждую зиму Белое море покрывается льдом, который исчезает в конце весны или в начале лета, поэтому оно относится к морям с сезонным ледяным покровом. Раньше всего (примерно в конце октября) лед появляется в устье р. Мезени, а позднее всего (в январе) у Терского берега Воронки и Горла. Льды Белого моря на 90 % плавучие. Почти все море покрывается льдом, но это постоянно дрейфующий лед, образующий как плотные ледяные поля, так и разражения под влиянием ветров и течений. Важной особенностью ледового режима Белого моря является также постоянный вынос льда вдоль восточного побережья Горла в Баренцево море. Возможно также поступление некоторого количества арктических льдов в Белое море в период усиления приточной составляющей водообмена между Белым и Баренцевым морями. В целом за весь зимний сезон в Белом море льдообразование преобладает над таянием, что отражается на тепловом состоянии моря. Толщина плавучего льда обычно составляет 35–40 см, но в суровые зимы может достигать 135 и даже 150 см. Припай в Белом море имеет весьма ограниченную площадь, его ширина не превышает 1 км. Максимального своего пространственного развития морской ледовый покров достигает в начале весны. Раньше всего (в конце

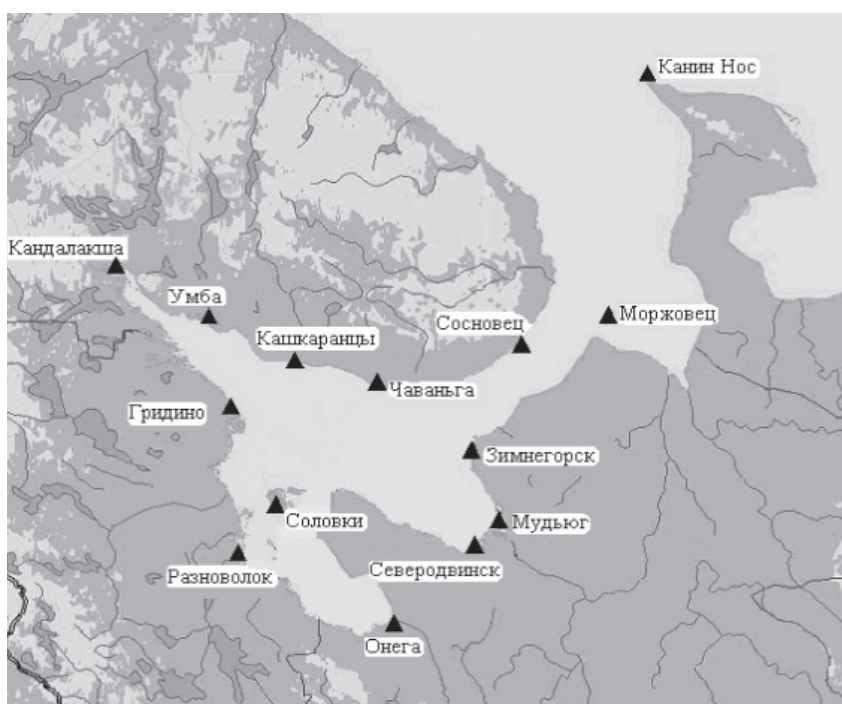


Рис. 1. Расположение станций наблюдений за температурой воды Белого моря, данные по которым используются в настоящей работе

марта) льды исчезают в Воронке. К концу мая все море обычно освобождается ото льдов, но иногда полное очищение моря происходит только в середине июня [7].

В настоящей работе использовались данные о средних годовых, минимальных и максимальных значениях температуры воды с 1977 по 2005 г. на 13 станциях по побережью Белого моря в различных районах (рис. 1), полученные из [6]. Использовались также данные о температуре воздуха на мысе Канин Нос с 1960 по 1996 г. [13], в Архангельске с 1950 по 2000 г. [6], а также данные о максимальных площадях морского ледового покрова на конец марта с 1979 по 2009 г. [11].

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ НА ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА ПАРАМЕТРОВ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ НАД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКОЙ И АРКТИКОЙ

Климат Северной Атлантики и прилегающей к ней части Северного Ледовитого океана в значительной мере зависит от атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой, которая представлена системами низкого и высокого давления. Центральная часть циклонической системы низкого давления обычно располагается к юго-западу от о. Исландия. Южнее Исландского минимума давления, в районе Азорских островов, находится центр антициклонической системы высокого давления, получивший название Азорского максимума давления. Данные системы называют центрами действия атмосферы, которые формируют также соответствующие вихревые структуры в океане [9, 14]. Благодаря им, в умеренных широтах над Северной Атлантикой постоянно осуществляется перенос воздушных и поверхностных водных масс и тепловых потоков с запада на восток. Интенсивность переносов в атмосфере и в океане подвержена значительным колебаниям во времени вследствие того, что параметры центров действия, т.е. их положение в пространстве и интенсивность, изменяются во времени весьма заметно. Изменения их интенсивности определяют не только интенсивность зональной циркуляции, но, как показано в [1, 2, 4], и интенсивность меридиональных переносов воздушных масс в атмосфере и поверхностных вод в океане. В качестве степени интенсивности переносов воздушных, водных масс и тепла принимают разность атмосферного давления на станциях, расположенных около климатических центров действия. Эту разность давления, определяемую, как правило, в среднем за зимние месяцы, называют Северо-Атлантическим колебанием (*North Atlantic Oscillation – NAO*). Индекс атмосферной циркуляции *NAO* широко используется в отечественной и мировой практике изучения колебаний климата и их причин. В работе [10] был разработан обобщенный индекс Северо-Атлантического колебания (*NAOоб.*) представляющий собой первую главную компоненту разложения четырех наиболее распространенных индексов *NAO* на естественные ортогональные функции (ЕОФ). Данный индекс показал высокую эффективность при анализе взаимосвязей между климатическими и гидрологическими процессами в регионе Балтийского моря [2] и в Северной Атлантике в целом [12].

Для метеорологических исследований представляет также значительный интерес типизация атмосферных процессов, предложенная Г.Я.Вангенгеймом для северной части Восточного полушария и в последующем усовершенствованная им совместно с А.А.Гирсом для Западного полушария [3]. Разработанная типизация макросиноптических процессов основана на понятии элементарного синоптического процесса, в течение которого в данном районе сохраняются основные направления воздушных течений и, следовательно, знак барического поля. Все виды атмосферных процессов для Восточного полушария были подразделены на три формы атмосферной циркуляции: западная (*W*), восточная (*E*) и меридиональная (*C*).

С учетом близости географического положения Беломорского региона к Арктике представляется логичным оценить влияние на термические условия Арктического

антициклона. Данный центр действия атмосферы располагается обычно в восточном секторе Арктики, но его географические координаты и выраженность подвержены значительной временной изменчивости. Поэтому Арктический антициклон способен во многом определять погодно-климатические условия над обширными полярными и субполярными областями. Данные о среднегодовых значениях атмосферного давления в центре Арктического антициклона получены из работы [1].

В табл. 1 представлены результаты корреляционного анализа степени и характера связи между многолетней динамикой различных вариантов Северо-Атлантического колебания, формами циркуляции атмосферы Вангенгейма–Гирса, давлением в центре Арктического антициклона и изменчивостью температуры воды в различных районах Беломорского региона.

Как видно из табл. 1, на большинстве станций наблюдений за температурой воды, кроме станций Соловки, Мудьюг и Разноволок, наблюдается значимая при уровне обеспеченности 99 % связь положительного характера с *NAOоб.* (рис. 2а). Наибольшие коэффициенты корреляции получены с минимальными или средними годовыми значениями температуры воды. Максимальная теснота связи средними годовыми значениями температуры воды с *NAOоб.* характерна для станций Канин Нос и Моржовец, расположенных в северной части Белого моря. Интересным явлением является отсутствие значимой связи температуры воды на Соловецком архипелаге со всеми используемыми параметрами атмосферной циркуляции. Объяснением этому может являться сложный характер региональных климатообразующих процессов в открытой юго-западной части моря, связанный со взаимодействием относительно теплых и холодных водных масс, окружающих архипелаг. На станции Разноволок наблюдается обратный характер зависимости минимальной годовой температуры от *NAOоб.* (рис. 2б). С давлением в центре Арктического антициклона связь на данной станции имеет положительный характер (рис. 3а), аналогичная ситуация характерна и для станции Мудьюг (рис. 3б). Данные зависимости возможно объяснить следующим образом. При усилении Северо-Атлантического колебания возрастает интенсивность потока воды и тепла через Фареро-Шетландский пролив и далее через Баренцевоморский разрез, находящийся в западной части Баренцева моря [2]. Усиление Северо-Атлантического течения в дальнейшем приводит к снижению интенсивности выходного течения и выноса льдов из Белого моря в Баренцево. При этом возможно и увеличение ледовитости Белого моря за счет дрейфа льдов из Баренцева моря. На этом фоне в юго-западном районе Онежского залива (ст. Разноволок) и в северо-восточном районе Двинского залива (станция Мудьюг) Белого моря создаются условия для особенного повышения сплоченности ледовых полей и длительного их существования. Устойчивый ледовый покров в свою очередь приводит к снижению минимальной годовой температуры воды на поверхности, длительное время создавая препятствие для ее весенне-летнего прогрева. Возрастание атмосферного давления в центре Арктического антициклона приводит к снижению интенсивности Северо-Атлантического течения, снижению скорости потока воды и тепла через Баренцевоморский разрез (рис. 3в) ($r = -0,46$ при $P = 99\%$). При этом правомерно ожидать усиления выноса льдов из Белого моря в Баренцево и сокращения площадей ледового покрова в Белом море. Уменьшение концентрации льда в юго-западном районе Онежского залива и северо-восточном районе Двинского залива положительным образом сказывается на температуре поверхностных вод. На станциях Чаваньга, Гридино и Моржовец, расположенных на побережье открытых участков Белого моря, где вынос ледовых полей более интенсивен и не ограничен сложными очертаниями береговой линии и наличием островов, наблюдается отрицательный характер связи с давлением в центре Арктического антициклона. В этих районах снижение температуры воды

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между значениями температуры воды в Белом море и различными показателями атмосферной циркуляции

Пункт наблюдений $T_w, ^\circ\text{C}$		Индикаторы атмосферной циркуляции			
		NAOоб., у.е.	Арктический антициклон, гПа	W-форма циркуляции, сут./год	S-форма циркуляции, сут./год
Кандалакша	мин.	0,43**	-0,03	0,54**	0,41**
	сред.	0,45**	-0,11	0,27	-0,21
	макс.	0,31*	-0,17	0,48**	-0,13
Кашкарицы	мин.	0,42**	-0,14	0,42**	0,63**
	сред.	0,36*	-0,08	0,02	-0,02
	макс.	0,15	-0,04	0,21	0,08
Сосновец	мин.	0,35*	-0,16	-0,24	-0,07
	сред.	0,51**	-0,17	0,208	0,38*
	макс.	0,53**	-0,26	0,24	0,36*
Чаваньга	мин.	0,52**	-0,45**	0,014	0,13
	сред.	0,36*	-0,11	0,13	0,08
	макс.	0,14	0,02	0,11	-0,02
Моржовец	мин.	0,15	0,13	-0,06	0,15
	сред.	0,56**	-0,25	0,23	0,22
	макс.	0,18	-0,35*	-0,14	-0,18
Гридино	мин.	0,02	-0,03	0,55**	0,28
	сред.	0,48**	-0,32*	0,204	0,03
	макс.	0,22	-0,11	0,38*	-0,01
Соловки	мин.	-0,26	0,02	0,02	0,02
	сред.	-0,08	0,13	0,15	0,09
	макс.	0,17	0,03	0,15	-0,06
Онега	мин.	0,45**	-0,38*	0,42**	0,24
	сред.	0,41**	-0,15	0,17	0,12
	макс.	0,14	-0,008	0,33*	-0,04
Северодвинск	мин.	0,01	-0,007	0,15	0,14
	сред.	0,42**	-0,13	0,18	0,22
	макс.	0,16	-0,041	0,12	-0,08
Разноволок	мин.	-0,56**	0,47**	-0,22	-0,26
	сред.	0,03	0,16	0,305*	0,45**
	макс.	0,12	-0,05	0,43**	0,12
Мудьюг	мин.	-0,32*	0,45**	0,35*	0,24
	сред.	0,23	0,058	-0,04	0,09
	макс.	0,135	-0,134	0,25	0,08
Зимнегорск	мин.	0,21	0,09	0,46**	0,41**
	сред.	0,45**	-0,21	0,02	0,07
	макс.	0,33*	-0,15	-0,17	-0,28
Канин Нос	сред.	0,54**	-0,33*	0,302*	0,24

Примечание. Коэффициенты корреляции выделенные знаком «**» соответствуют 99 % уровню обеспеченности, знаком «*» – 95 %.

зависит главным образом от воздействия холодных воздушных масс, проникающих в Беломорский регион из Арктики в периоды усиления Арктического антициклона.

Таким образом, крупномасштабные процессы динамики атмосферы, океана и льдов через цепь причинно-следственных связей определяют весьма различные региональные особенности динамики термического режима Белого моря.

Сравнение многолетней динамики температуры воды на анализируемых станциях наблюдений с изменчивостью *W*-формы циркуляции показало наличие значимых достаточно тесных связей положительного характера на большинстве станций, за исключением станций Чаваньга, Сосновец, Моржовец и Северодвинск. Динамика *S*-формы циркуляции вносит в целом меньший вклад в изменчивость

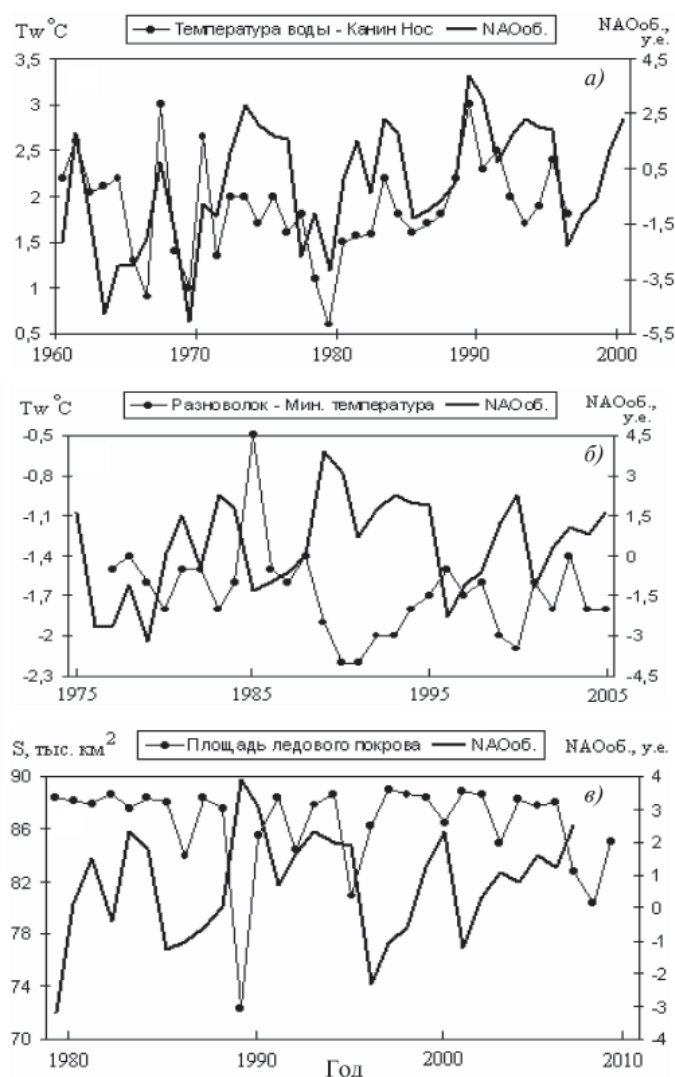


Рис. 2. Сравнение многолетней динамики обобщенного индекса циркуляции атмосферы *NAO* Об. со средними годовыми значениями температуры воды Белого моря и ледовыми условиями: Канин Нос (а); Кандалакша (б); максимальные площади ледового покрова на конец марта (в)

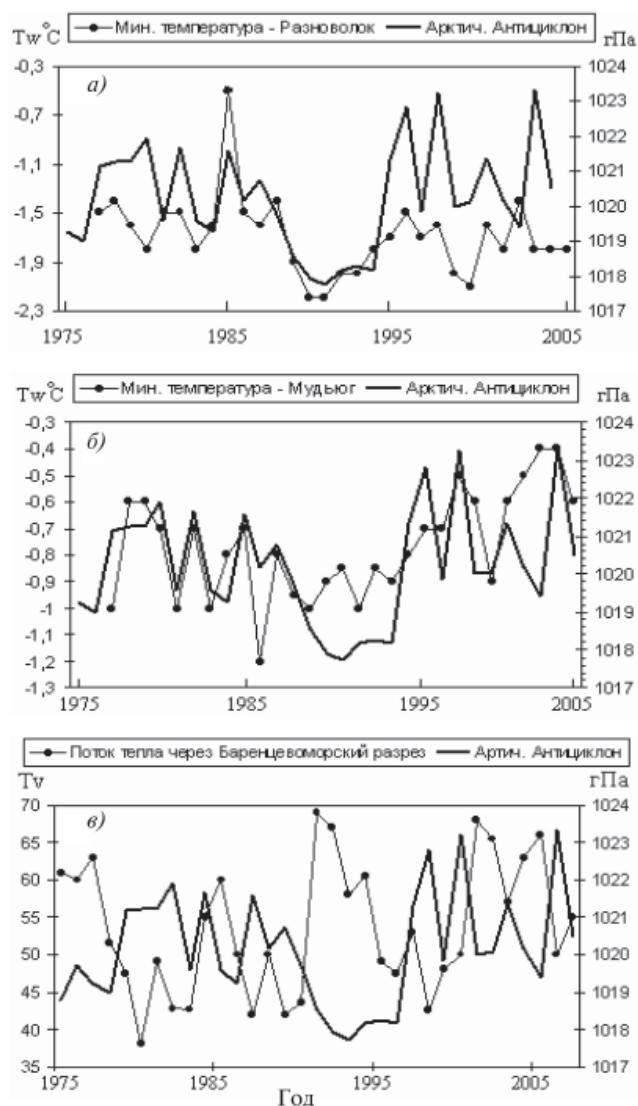


Рис. 3. Сравнение многолетней динамики давления в центре Арктического антициклона с показателями температурного режима: ст. Разноволок – минимальная годовая температура воды (а); ст. Мудьюг – минимальная годовая температура воды (б); средний годовой поток тепла через Баренцевоморский разрез (в)

водного термического режима региона – значимая связь выявлена только на станциях Кандалакша, Кашкарицы, Сосновец, Разноволок и Зимнегорск.

Для уточнения региональных различий в многолетней динамике температуры воды прибрежной зоны Белого моря правомерно использовать кластерный анализ. Его результаты показали следующее (рис. 4). Выделяются 5 основных кластерных групп в убывающем порядке своей выраженности. Первый, наиболее четко выраженный кластер включает станцию Соловки. Второй кластер включает станции Разноволок и Мудьюг. Третий кластер включает станции, расположенные

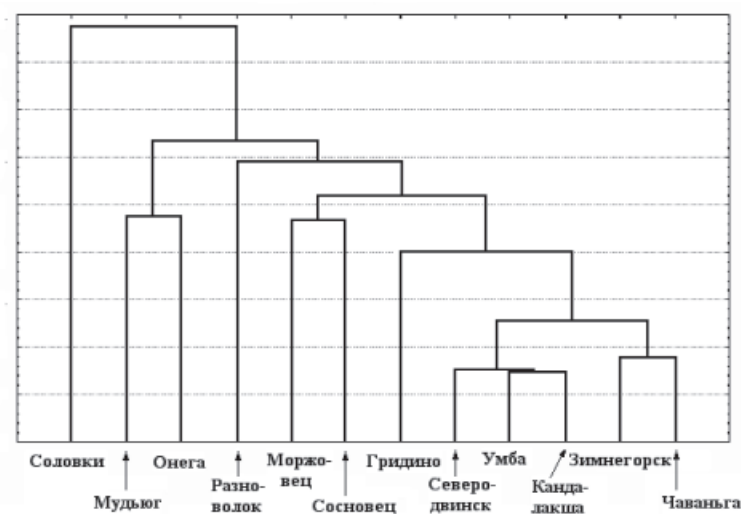


Рис. 4. Результаты кластерного анализа многолетних данных о средней годовой температуре воды на станциях Беломорского побережья

в Горле Белого моря, – Сосновец и Моржовец. Четвертый кластер включает станции, расположенные в северо-западной части Белого моря, – Умба и Кандакша. Наконец, пятый кластер включает станции Чаваньга и Кашкарицы, расположенные в переходной зоне от района Горла к Кандакшскому заливу. В целом результаты кластерного анализа соответствуют выявленным региональным особенностям зависимости водного термического режима от параметров циркуляции атмосферы и океана.

Изменчивость площадей максимального морского ледового покрова является важным индикатором климатических колебаний, а также, в случае дрейфующих льдов, отражает интенсивность и направленность водных и воздушных потоков. На рис. 2б показано сравнение динамики Северо-Атлантического колебания с максимальными площадями льдов Белого моря, большинство из которых являются дрейфующими, в конце марта. Выражен обратный характер зависимости между процессами, $r = -0,46$ при $P = 99\%$. С *W*- и *C*-формами атмосферной циркуляции значимая связь отсутствует, с давлением в центре Арктического антициклона наблюдается слабая положительная связь $r = 0,31$ при $P = 95\%$. Заметно аномальное снижение площадей ледового покрова в 1989 г., что произошло на фоне самого резкого за последние 100 лет возрастания Северо-Атлантического колебания и переноса теплых воздушных масс на северо-восток Европы. Следовательно, можно предположить, что увеличение значений *NAO* способно приводить как к росту ледовитости отдельных участков Белого моря за счет усиления приточной составляющей водообмена с Баренцевым морем и уменьшения оттока водных масс и дрейфующего льда беломорского происхождения, так и к общему снижению ледовитости в периоды экстремального своего возрастания и резкого повышения температуры воздуха, очевидно приводящего к снижению скорости образования льдов в осенне-зимнее время и к их ускоренному весеннему таянию.

Многолетняя динамика температуры воздуха на станции Канин Нос также демонстрирует значимые связи с некоторыми параметрами крупномасштабной атмосферной циркуляции. Коэффициент корреляции с *NAO*об. составляет $r = 0,51$ при $P = 99\%$. С давлением в центре Арктического антициклона $r = -0,41$ при $P = 99\%$. Однако с *W*- и *C*-формами циркуляции значимая связь отсутствует. Спектральный анализ температуры воздуха на станции Канин Нос показал наличие наиболее

значимых периодов колебаний, равных 3 и 7,4 годам. Стоит заметить, что наиболее значимый период в спектре колебаний *NAОб.* близок к 7,8 годам [7], что подтверждает достаточно тесную зависимость температурного режима Беломорского региона от процессов, происходящих в северной части Атлантического океана.

Оценивая тенденции изменения температуры воды и воздуха, можно заключить что на большинстве станций отмечались превышающие норму значения температуры в период 1960–1976 гг. С 1977 г. возникла тенденция к некоторому похолоданию с относительным минимумом в 1979–1980 гг. В дальнейшем возникла тенденция к значительному повышению температуры с относительным максимумом в 1989–1990-е гг. После непродолжительного снижения, в 2004–2005 гг. вновь возникла тенденция к росту, но не столь выраженная, как в предшествующий период. Аналогичные тенденции характерны также для динамики ледовитости Белого моря как интегрального показателя происходящих изменений температурного режима и интенсивности океанической циркуляции.

ВЫВОДЫ

На основе обобщения и анализа исходных данных о многолетней изменчивости компонентов температурного режима Беломорского региона можно прийти к следующим выводам.

1. Температура воды на большинстве рассмотренных станций имеет значимые и достаточно тесные связи положительного характера с изменчивостью Северо-Атлантического колебания, индикатором которого является обобщенный индекс *NAO*.

2. Арктический антициклон, несмотря на свое относительно удаленное положение от Беломорского региона, оказывает достаточно заметное влияние на температуру поверхностного водного слоя и воздуха. На большинстве станций отмечается значимая связь отрицательного характера минимальной годовой температуры воды с давлением в центре Арктического антициклона.

3. Развитие зональной *W*-формы циркуляции атмосферы Вангенгейма–Гирса сопровождается потеплением в Беломорском регионе. Положительный характер связи прослеживается на многих станциях. Меридиональная *S*-форма циркуляции оказывает влияние на изменчивость температурного режима только в северных и северо-восточных районах Белого моря. В целом же формы циркуляции Вангенгейма–Гирса показывают несколько меньшую эффективность в качестве предикторов изменений температурного режима по сравнению с индексом *NAОб.*

4. Реализация кластерного анализа показала, что для Беломорского региона характерна значительная неоднородность изменения термического режима. Выделяется не менее пяти значимых групп станций, имеющих свои особенности температурной изменчивости и специфику связи с параметрами атмосферной циркуляции. При этом наибольшей обособленностью обладает динамика температуры воды в районе Соловецких островов, а также на станциях Разноволок и Мудьюг.

5. Установленные связи отрицательного характера между температурой воды на станциях Разноволок и Мудьюг и значениями индекса *NAОб.*, а также положительного характера с давлением в центре Арктического антициклона могут быть объяснены тем, что температурный режим в северо-западном районе Онежского залива и северо-восточном районе Двинского залива находится в повышенной зависимости от ледовой обстановки, которая в свою очередь формируется за счет крупномасштабной изменчивости циркуляции вод и интенсивности водообмена и дрейфа льдов между Белым и Баренцевым морями. Таким образом, температурный режим Беломорского региона определяется как крупномасштабными процессами циркуляции атмосферы и океана в Северо-Атлантическом и Арктическом регионе, так и внутренними региональными факторами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев В.Н., Смирнов Н.П. Арктический антициклон и динамика климата северной полярной области. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2003. 82 с.
2. Воробьев В.Н., Дроздов В.В., Смирнов Н.П. Сезонная и многолетняя изменчивость циркуляции атмосферы и океана в Северной Атлантике // Ученые записки РГГМУ. 2010. № 15. С. 32–40.
3. Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 280 с.
4. Гудкович З.М. О некоторых механизмах циклических изменений климата в Арктике и Антарктике // Океанология. 2002. Т. 42. № 6. С. 1–7.
5. Дроздов В.В., Смирнов Н.П. Колебания климата и донные рыбы Балтийского моря. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2009. 249 с.
6. Единая система информации о Мировом океане. Проект ЕСИМО. Режим доступа: [<http://www.esimo.ru>].
7. Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря. М.: Мысль, 1999. С. 39–45.
8. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеоиздат, 1996. 213 с.
9. Мартынова Т.В. О колебаниях положения и интенсивности центров действия атмосферы // Метеорология и гидрология. 1990. № 4. С. 50–55.
10. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа / Под ред. Фролова И.Е. СПб.: Наука, 2007. 158 с.
11. Национальный центр океанографических данных (National Oceanographic Data Center WOCE v3) / Режим доступа: [<http://www.nodc.noaa.gov>].
12. Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Кочанов С.Ю. Северо-Атлантическое колебание и климат СПб.: Изд-во РГГМУ, 1998. 122 с.
13. Смирнова А.И., Терзиев Ф.С., Арсенчук М.О., Яковлева Н.П. Общие закономерности изменчивости гидрометеорологического режима Балтийского и Белого морей // Метеорология и гидрология. № 11. 2000. С. 62–72.
14. Трешников А.Ф. Центры действия атмосферы и гидросферы // Проблемы Арктики и Антарктики. 1974. Т. 43–44. С. 153–170.
15. Arctic-Subarctic Ocean fluxes: Defining the role of the northern seas in climate / Edited by R.R.Dickson, J.Meinke, P.Rhines. Dordrecht, The Netherlands: Springer, 2008. 736 p.

V.V.DROZDOV, N.P.SMIRNOV

LARGE-SCALE VARIABILITY OF ATMOSPHERIC CIRCULATION AND A THERMAL MODE OF WHITE SEA REGION

Features of long-term dynamics of a water temperature and air in White Sea region at 15 stations, and also sea ice conditions are considered. Typification of regional fluctuations of a thermal mode with use cluster analysis is executed. Communication of a temperature mode with parameters of atmospheric circulation over Northern Atlantic and Arctic regions – North Atlantic Oscillation (NAO), W- and C-forms of Vangengejma-Girsa, atmospheric pressure in the centre of the Arctic anticyclone is analysed. Presence of close connections of indicators of a temperature mode of White Sea region with parameters of large-scale atmospheric circulation.

Keywords: White Sea region, fluctuations of a thermal regime, parameters of atmospheric circulation, Arctic anticyclone, North Atlantic Oscillation (NAO).