

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.515.(8) (589.1)

doi:10.15356/2076-6734-2015-3-73-82

Влияние притока тёплых атлантических вод на аномалии климата в атлантическом секторе Арктики

© 2015 г. А.Н. Золотокрылин, А.Ю. Михайлов, Т.Б. Титкова

Институт географии РАН, Москва
azolotokrylin1938@yandex.ru

Effect of Warm Atlantic Waters on the Climate Anomalies in the West Arctic

A.N. Zolotokrylin, A.Yu. Mikhaylov, T.B. Titkova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 4 марта 2015 г.

Аномалии температуры поверхности океана, атлантический сектор Арктики, глубокие циклоны, обратные связи, площадь морского льда, потепление Арктики, температура воздуха.

Air temperature, anomalies of sea surface temperature (SST anomalies), Arctic amplification (Arctic warming), Atlantic sector of Arctic, deep cyclones, feedbacks, sea ice concentration.

Исследованы значимые климатические изменения океанических и атмосферных переменных в атлантическом секторе Арктике, определяемые аномалиями температуры поверхности океана зимой. Определены периоды «тёплого» (2002–2012 гг.) и «холодного» (1960–70-е годы) океана. Положительная аномалия температуры поверхности океана вызывает увеличение площади свободной ото льда воды и сокращение площади сплошных льдов. В результате такого изменения свойств подстилающей поверхности (открытая вода и лёд) растёт приземная температура воздуха и, как следствие, понижается давление в центральной области заданного сектора Арктики.

Significant climatic changes of oceanic and atmospheric elements and a relation of them to the ocean surface winter anomalies in North Atlantic are analyzed in the paper. Periods of «warm» ocean (2002–2012) and «cold» ocean (1960–1970) were determined. Positive anomalies of the ocean surface temperature increase the ice-free water area and, correspondingly, decrease the ice-field area. As a result of such changes in a state of the ocean surface (open water and ice), surface air temperature rises, and, consequently, atmospheric pressure in central part of a given Arctic sector drops.

Введение

Температура поверхности Атлантики испытывает квазипериодические колебания с характерным временным масштабом порядка нескольких десятилетий. Они известны как Атлантическая мультидекадная осцилляция (Atlantic Multidecadal Oscillation, АМО) [9]. Для индексации АМО используется температура поверхности всей Северной Атлантики или в её заданных районах [5, 10]. Мультидекадная квазипериодичность АМО вызывает изменение давления в Северной Атлантике, которое можно проследить с помощью индекса Северо-Атлантического колебания (North Atlantic Oscillation, NAO). Индексом NAO служит первый главный компонент давления в атлантическом секторе Арктики. NAO влияет на траектории, интенсивность атлантических циклонов и, следовательно, на климат. Важность влияния АМО на климатическую изменчивость Северной Атлантики и потепление Арктики подтверждена в рабо-

те [7]. NAO также определяет перенос атлантических вод в Северный Ледовитый океан [8]. Таким образом, АМО и NAO вовлечены в наблюдаемое за последние десятилетия региональное потепление Арктики, сопровождаемое значительным сокращением площади морского льда [2, 6, 11].

Современное потепление Арктики часто обозначают термином «арктическое усиление» (Arctic amplification), чтобы подчеркнуть более высокую интенсивность потепления в Арктике по отношению к глобальному потеплению. В строгом понимании арктическое усиление есть часть более широкого понятия – «полярное усиление» (Polar amplification) [13]. Оно означает, что изменения радиационного баланса Земли в результате повышения концентрации парниковых газов могут привести к большим изменениям приповерхностной температуры вблизи полюсов, чем в среднем на планете. Существующие расхождения в трактовке арктического усиления связаны с динамическими и радиационными положительными об-

ратными связями в арктической климатической системе, включая изменения площади арктических льдов, которые часто считаются основными при объяснении причин усиления [2].

По схеме Г.В. Алексеева [2], арктическое усиление — это результат роста меридионального переноса тепла из низких широт и возникающих обратных связей в арктической климатической системе. Более детальное объяснение усиления потепления на примере Баренцева моря дано в работе [12], авторы которой подчёркивают важность влияния увеличения переноса океанического тепла в комбинации с возможными крупномасштабными изменениями атмосферной циркуляции.

Долгопериодные вариации океанического притока тепла в Баренцево море воздействуют на региональную климатическую изменчивость с помощью положительной ветровой обратной связи (wind feedback) [12]. Согласно этой связи, в период положительной аномалии температуры поверхности океана повышается приводная температура воздуха и ускоряется таяние льда. При этом усиление передачи тепла нижней атмосфере вызывает локальное уменьшение давления, рост сходимости ветра (циклоничности) и усиление западных ветров. В итоге приток тёплых океанических вод возрастает.

Авторы работы [12] рассматривают ветровую обратную связь в качестве гипотезы и подчёркивают отсутствие прямого доказательства её существования. Отметим, что ветровая обратная связь анализируется в комбинации с океанической обратной связью (ocean feedback), ответственной за регулирование обмена водами Атлантики и Арктики [12]. Независимо система океанических обратных связей в водах Арктики и Атлантики выявлена по результатам численных экспериментов с помощью модели совместной циркуляции Атлантики, Северного Ледовитого океана и Берингова моря [4].

В настоящей статье дан эмпирический анализ реакции приземной атмосферы на повышение температуры поверхности атлантического сектора Арктики зимой. Задачи настоящего исследования заключаются в следующем: 1) обнаружить значимые связи между аномалиями температуры океана и изменением повторяемости глубоких циклонов;

2) оценить вклад изменчивости площадей сплошного льда и свободной ото льда воды в межгодовую изменчивость средней температуры поверхности океана для всего сектора; 3) изучить влияние снижения приводного давления на увеличение сходимости ветра и оценить изменение меридиональной составляющей скорости ветра.

Методика исследований

Территория исследования — океанический арктический сектор (70° – $88^{\circ}45'$ с.ш., 10° – 60° в.д.) с сеткой $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$. Анализ охватывает зимний (декабрь–февраль) 64-летний период — 1949–2012 гг. Список наблюдаемых и вычисляемых атмосферно-океанических переменных дан в табл. 1. Анализировались осреднённые по сектору переменные. Осреднение по площади выполнялось интегрированием в сферической системе координат и нормированием на соответствующую площадь с учётом маски «океан–суша». Все горизонтальные операторы также вычислялись в сферической системе. Месячное и сезонное осреднение выполняли по срочным данным (четыре срока в сутки). Понятие «все циклоны» соответствует событиям, при которых давление в центре ячейки меньше давления во всех четырёх соседних ячейках [3], а понятие «глубокие циклоны» — при давлении в центре, меньшем на 1 гПа по сравнению с соседними четырьмя ячейками (ограничение по величине геострофического вихря в центре всех циклонов, *grot_cc*). При таком ограничении глубокие циклоны в среднем составляют половину общего числа циклонов.

Данные по температуре сетки ($2^{\circ} \times 2^{\circ}$) получены из архива NCDC NOAA ERSST version3b sst¹; в этом архиве $SST = -1,8^{\circ}\text{C}$ соответствует сплошному льду в ячейке². В нашем случае наличие сплошного льда в ячейке принималось по условию $SST < -1^{\circ}\text{C}$, что примерно соответствует концентрации льда большей 0,9. Изотерма $SST = +1^{\circ}\text{C}$ в среднем ограничивает с севера область с концентрацией льда меньше 0,05, поэтому эту область назвали зоной свободного ото льда океана. Величина доли площади океана между изотермами $SST < +1^{\circ}\text{C}$ и $SST > -1^{\circ}\text{C}$ (*sqw_ice*) соответствует области несплошного льда (боль-

¹Extended reconstructed sea surface temperature data

²<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/.sst/>

Таблица 1. Обозначение используемых характеристик

По месячным данным [1]	
<i>ice_c</i>	Доля сплошного льда от площади океана (сплошной лёд при $SST < -1$ °C)
$SST > 1$, °C	Температура поверхности свободного ото льда океана при $SST > +1$ °C
<i>sqw</i>	Доля площади свободного ото льда океана (для $SST > +1$ °C)
<i>sqw_ice*</i>	Доля площади океана между изотермами $SST < +1$ °C и $SST > -1$ °C
По срочным данным [3] на уровне $\sigma = 0,995$ ($h = 40$ м)	
<i>vh</i> , м/с	Меридиональная составляющая скорости ветра, положительная – южная
<i>th</i> , °C	Температура воздуха
<i>mvh</i> , м/с	Скорость ветра
<i>mad</i> , Вт/м ²	Модуль адвекции тепла в слое h
<i>adv</i> , Вт/м ²	Адвекция тепла в слое h (минус – адвекция холода)
<i>rot</i> , 1/сут	Вертикальная составляющая вихря скорости (положительный – против часовой стрелки)
<i>div</i> , 1/сут	Горизонтальная часть дивергенции скорости (положительная – конвергенция или сходимость)
<i>Ps</i> , гПа	Давление на уровне моря, вычисленное по высоте $H1000$
По срочным данным [3] на $AT1000$	
<i>grot_cc</i> , 1/сут	Геострофический вихрь в центре всех циклонов
<i>Pcc</i> , гПа	Давление в центре всех циклонов
<i>Ncc_d</i>	Среднее число центров глубоких циклонов над выбранным регионом
<i>Pcc_d</i> , гПа	Давление в центре глубокого циклона
<i>sdT</i> , °C	Стандартное отклонение температуры (междусрочная)
Данные [2] на 2 м	
T_z , °C/м	Вертикальный градиент температуры в слое 2–40 м ($\sigma = 0,995$); положительные значения – инверсия

$$*sqw_ice = 1 - ice_c - sqw.$$

ше 0,05 и меньше 0,9). Эти оценки сделаны путём сравнения средних за весь период полей температуры поверхности океана SST и концентрации льда, полученной из архива NCEP/NCAR Reanalysis³. Все остальные данные табл. 1 получены из архива NCEP/NCAR Reanalysis⁴ по данным сетки $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ за период 1949–2012 гг.

Для решения задачи: 1) выделены 11-летние интервалы с максимальными и минимальными температурами поверхности океана для всего сектора; 2) рассчитаны статистические характеристики и оценена значимость линейного тренда всех переменных за весь период между тёплым и холодным океаном; 3) выполнено сравнение статистических характеристик переменных и построены карты переменных для этих интервалов.

Выбор интервалов с максимальными аномалиями температуры поверхности океана проведён по данным доли сплошного льда от площади океана (*ice_c*) и доли площади свободного ото льда

океана (*sqw*) в секторе (рис. 1), так как основной вклад в межгодовую изменчивость средней SST для всего сектора вносит именно изменчивость площадей сплошного льда и свободной ото льда воды. Самая продолжительная (11-летняя) отрицательная аномалия средней SST отмечалась в 1960–70-х годах (холодный океан), а положительная – в период 2002–2012 гг. (тёплый океан). Проведено статистическое сравнение всех переменных в периоды отрицательной и положительной аномалий SST по t -критерию Стьюдента. Также рассчитаны и оценены по F -критерию линейные тренды за соответствующий период между холодным и тёплым океаном (1960–2012 гг.).

Из всего списка переменных в статье представлены только те, которые имеют тренд с уровнем значимости менее 0,25 (вероятность отсутствия тренда). Повышение уровня значимости при оценке трендов объясняется необходимостью рассмотрения параметров, характеризующих вариации

³<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.surfaceflux.html>

⁴<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ncep/>

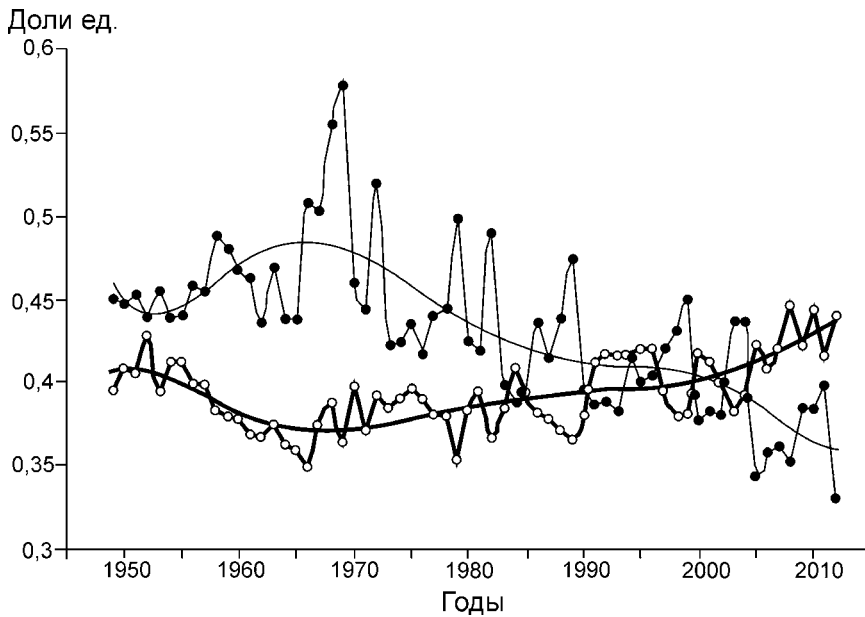


Рис. 1. Межгодовой ход *sqw* в долях единицы (жирная линия) и *ice_c* в долях единицы (тонкая линия) в океанической части Арктического сектора Атлантики (70°–88°45' с.ш., 10° з.д. – 60° в.д.) (севернее 70° с.ш.), 1949–2012 гг., зима

Fig. 1. Inter-annual *sqw* variations in unit fraction (thick line) and *ice_c* in unit fractions (thin line) for the oceanic Arctic sector (70°–88°45' N, 10° W – 60° E) (north of 70° N), winters of 1949–2012

Таблица 2. Значение параметров над акваторией океана для территории севернее 70° с.ш., зима

Параметры	Для двух экстремальных периодов				Для периода 1960–2012 гг.			
	средняя за 1960–1970	средняя за 2002–2012	<i>t</i> -критерий для двух выборок	значимость по <i>t</i> -статистике	стандартное отклонение	тренд за 40 лет, нормированный на стандартное отклонение	доля тренда в общей дисперсии R^2	значимость по <i>F</i> -статистике
<i>ice_c</i>	0,48	0,38	-1,77	0,05	0,051	-1,87	0,48	0,00
<i>SST</i> > 1	3,04	3,13	1,22	0,12	0,089	1,14	0,18	0,00
<i>sqw</i>	0,37	0,42	1,88	0,04	0,023	1,96	0,52	0,00
<i>sqw_ice</i>	0,15	0,20	1,03	0,16	0,038	1,31	0,24	0,00
<i>vh</i>	-0,77	0,41	0,68	0,25	1,19	0,73	0,07	0,05
<i>th</i>	-14,72	-9,19	1,93	0,03	2,72	1,75	0,42	0,00
<i>mvh</i>	8,47	9,36	1,79	0,04	0,53	1,31	0,24	0,00
<i>mad</i>	7,54	6,51	-1,21	0,12	0,64	-1,39	0,26	0,00
<i>adv</i>	-4,81	-3,88	0,94	0,18	0,76	0,91	0,12	0,01
<i>rot</i>	1,17	1,40	0,45	0,33	0,38	0,44	0,03	0,25
<i>div</i>	0,62	0,76	0,47	0,32	0,20	0,45	0,03	0,24
<i>Ps</i>	1010,29	1006,53	-0,57	0,29	5,68	-0,53	0,04	0,17
<i>grot_cc</i>	5,28	5,66	0,57	0,29	0,57	0,45	0,03	0,24
<i>Pcc</i>	996,62	990,54	-0,74	0,23	7,03	-0,65	0,06	0,09
<i>Ncc_d</i>	0,32	0,39	-0,54	0,30	0,09	0,62	0,05	0,10
<i>Pcc_d</i>	988,72	984,77	-0,47	0,32	7,01	-0,49	0,03	0,20
<i>sdT</i>	5,17	4,75	-0,74	0,23	0,50	-1,03	0,14	0,00
<i>Tz</i>	0,017	0,008	-1,37	0,09	0,0056	-1,50	0,31	0,00

ции атмосферной циркуляции. Данные статистики приведены в табл. 2. Кроме общепринятых характеристик, здесь приведена величина 40-летнего тренда, нормированного на стандартное отклонение (СТО). Такая нормировка была вызвана

необходимостью приведения тренда к безразмерному виду для сравнения тенденций изменения различных величин, а выбор 40-летнего периода обусловлен тем, что временная разница между 11-летними периодами примерно равна 40 годам.

Результаты исследований

Из табл. 2 следует, что за данный период тренды отсутствуют или незначимы для следующих важных величин: осадков; числа всех циклонов; зональной составляющей ветра; горизонтальных потоков тепла (ковариации между составляющими ветра и температурой); средней температуры поверхности свободного ото льда океана для зоны несплошного льда и др. Из табл. 2 также видно, что увеличение площади «тёплой» воды ($SST > +1\text{ }^{\circ}\text{C}$) и её средней температуры сопровождается сокращением площади сплошных льдов. При этом площадь промежуточной зоны несплошных льдов увеличивается, а средняя температура воды в этой зоне меняется слабо (тренд незначим). Факт увеличения зоны океана между изотермами $SST < +1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $SST > -1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (sqw_ice) очень важен, так как именно здесь наблюдаются максимальные горизонтальные температурные контрасты, определяющие характер изменения всех температурных параметров.

Предварительный анализ построенных карт показал, что к узкой промежуточной зоне не-

сплошных льдов приурочены: 1) максимальные значения средней величины (модуля) горизонтального градиента температуры; 2) максимальные значения модуля адвекции в слое h (mad); 3) максимум стандартного отклонения температуры (sdT); 4) минимальные (отрицательные) значения адвекции тепла в слое h (adv). Отметим, что величина mad – аналог горизонтального градиента температуры (их парная корреляция в пространстве и во времени превышает 0,9, а относительные статистические оценки одинаковые), поэтому в табл. 2 приведена только величина mad , характеризующая интенсивность горизонтального обмена теплом.

Если учесть, что среднее положение этой зоны (рис. 2) соответствует в среднем $77^{\circ}30'$ с.ш., то по данным для доли площади океана между изотермами $SST < +1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $SST > -1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (sqw_ice) можно легко вычислить её среднюю ширину в градусах широты: для холодного периода она составляет $2^{\circ}40'$ ширины, а для тёплого – $3^{\circ}45'$ ширины. Таким образом, максимальные контрасты между температурой открытой воды и сплошного льда как бы «размазываются» по увеличивающейся площади sqw_ice и её ширине, что приводит к умень-

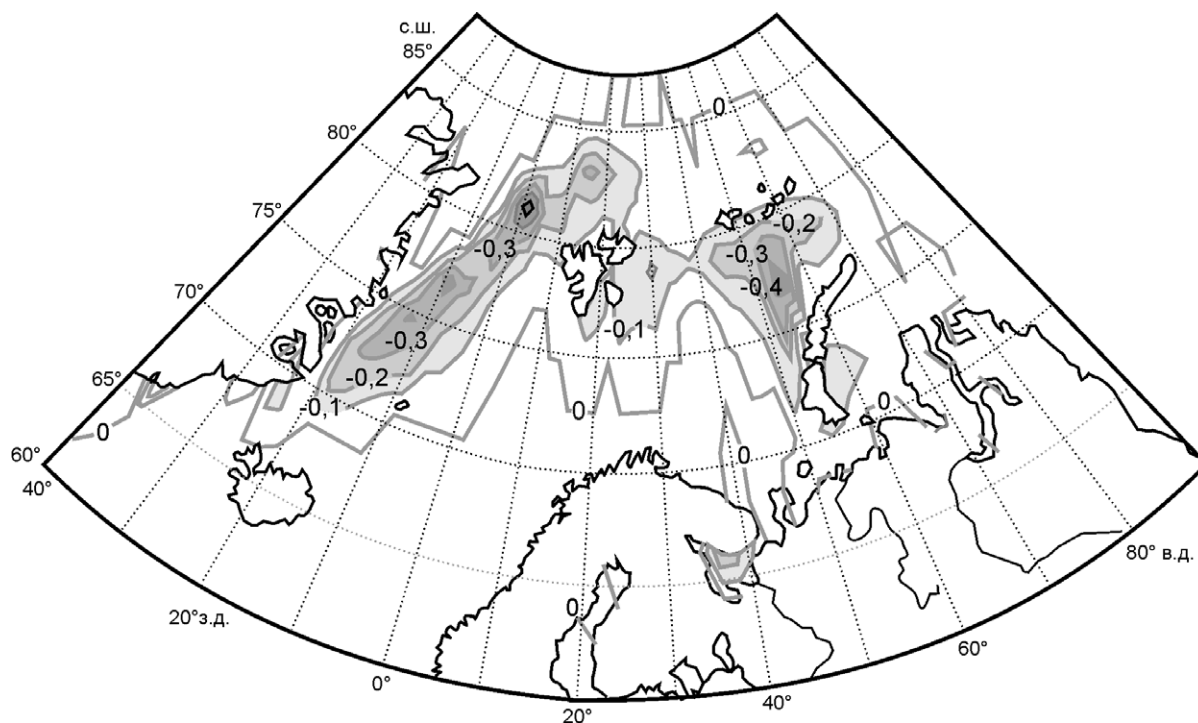


Рис. 2. Разности между средними концентрациями льда за периоды 1981–2012 и 1949–1980 гг. (в долях единицы), зима; по данным архива (2) NCEP/NCAR Reanalysis

Fig. 2. Differences between average values of the ice concentrations for periods 1981–2012 and 1949–1980 (in unit fractions), winter time; from data of the Archive (2) NCEP/NCAR Reanalysis

шению горизонтального градиента температуры и, как следствие, к снижению горизонтального обмена тепла (*mad*), абсолютных значений адвекции тепла (*adv*) и максимума стандартного отклонения температуры (*sdT*). Последняя величина характеризует температурные контрасты различных воздушных масс (суточный ход здесь незначителен), что объясняет её уменьшение через отрицательный тренд горизонтального обмена тепла (*mad*).

Другой (геометрический) аспект трендов рассмотренных здесь величин состоит в уменьшении протяжённости границы сплошных льдов в фиксированном секторе при её смещении к северу и, как следствие, в укорачивании зоны максимальных температурных градиентов (линия максимальной величины градиента температуры смещается к северу на 2–2,5°). Уменьшение вертикальной устойчивости атмосферного пограничного слоя по вертикальному градиенту температуры (*Tz*), очевидно, напрямую связано с сокращением доли сплошного льда (*ice_c*), так как над свободной водой в среднем формируется неустойчивый вертикальный профиль, а над сплошным льдом — инверсия.

Максимум изменения температуры воздуха (*th*, °C) наблюдается в окрестностях широты 80° с.ш., т.е. в зоне максимального сокращения льда, а минимум изменения температуры — вблизи широты 70° с.ш. Это обстоятельство подчёркивает основные причины роста температуры воздуха в данном районе — сокращение площади морского льда и увеличение площади открытой воды. Уменьшение фона давления на уровне моря (*Ps*) — прямое следствие увеличения температурного фона, так как величина ковариации давления и температуры у земли за редким исключением всегда отрицательна, что и подтвердили наши исследованиями.

Уменьшение фона давления приводит к смещению кривой распределения давления в центре всех циклонов (*Pcc*) в сторону более низкого давления, при этом общее число циклонов не меняется, что показывает отсутствие тренда межгодового хода этой величины при значимом отрицательном тренде для *Pcc*. Важное следствие анализа циклонической деятельности — тенденция к росту вихревой активности всех циклонов (рост *grot_cc*) и, как следствие, росту скорости ветра *mvh*. Увеличение скорости приземного ветра над океаном может быть также вызвано снижением шероховатости подстилающей поверхности и трения при уменьшении площади ледяного покрова.

Таблица 3. Корреляционная матрица океанических и динамических характеристик*

	<i>ice_c</i>	<i>sqw</i>	<i>vh</i>	<i>th</i>	<i>Ps</i>	<i>div</i>
<i>ice_c</i>	1,00	-0,67	-0,27	-0,68	0,34	-0,18
<i>sqw</i>	-0,67	1,00	0,26	0,62	-0,20	0,32
<i>vh</i>	-0,26	0,26	1,00	0,79	0,07	0,36
<i>th</i>	-0,68	0,62	0,79	1,00	-0,17	0,39
<i>Ps</i>	0,34	-0,20	0,07	-0,17	1,00	-0,49
<i>div</i>	-0,18	0,32	0,36	0,39	-0,49	1,00

*Жирным шрифтом выделены значения для значимых величин с уровнем $p = 0,05$.

Уменьшение давления над арктическими морями по сравнению с увеличением давления над более южными районами приводит к росту циклонического вихря (*rot*) и сходимости (*div*), что, в свою очередь, может влиять на ветровой режим. К важным особенностям ветрового режима относятся сохранение в среднем для сектора зональной восточной составляющей скорости ветра в обоих периодах и сокращение площади с меридиональной северной составляющей скорости ветра за счёт увеличения площади с меридиональной южной составляющей в период тёплого океана (рисунок не приводится).

Для исследования рассматриваемых связей между океаническими и динамическими характеристиками за период 1949–2012 гг. рассчитана корреляционная матрица, представленная в табл. 3. Полученные зависимости учтены при детализации ветровой положительной обратной связи в атлантическом секторе Арктики в период положительной аномалии температуры океана (2002–2012 гг.). В итоге обратная связь из работы [13] трактуется следующим образом: аномальное распространение к северу тёплых атлантических вод с положительной температурой поверхности океана *sqw* сдерживает образование льда *ice_c* (отрицательная корреляция); в результате повышается температура приводного воздуха *th* (отрицательная корреляция), снижается давление на уровне моря *Ps* (отрицательная корреляция), растёт сходимость ветра *div* (отрицательная корреляция), сокращается зона меридионального северного ветра и увеличивается зона меридионального южного ветра (положительная корреляция). Южные ветры поддерживают приток более тёплых атлантических вод и дрейф льда к северу (положительная корреляция), за счёт чего уменьшается доля сплошного льда *ice_c* (отрицательная корреляция с *vh*) (схема этих связей дана на рис. 3).

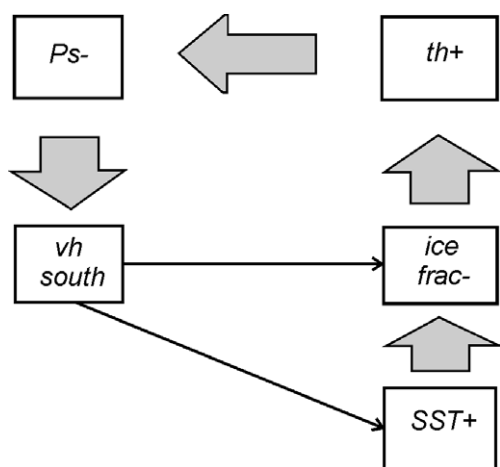


Рис. 3. Положительная обратная связь между меридиональной южной составляющей скорости ветра (vh) и площадью «тёплой» воды (sqw) на акватории атлантической Арктики (10° з.д. – 60° в.д. и 70° с.ш. – $88^\circ 45'$ с.ш.) зимой.

Увеличение площади «тёплой» воды сдерживает образование льда (ice_c), повышается температура приводного воздуха (th), снижается давление (Ps), сокращается зона меридионального северного ветра и соответственно увеличивается зона меридионального южного ветра, южные ветры поддерживают приток более тёплых атлантических вод и дрейф льда к северу

Fig. 3. Positive feedback between south meridional component of the wind speed (vh) and area of «warm» water (sqw) on aquatory of the Atlantic sector of the Arctic Regions (10° W – 60° E and 70° N – $88^\circ 45'$ N), winter.

Increase in «warm» water retards a formation of ice (ice_c), and surface air temperature rises (th), the pressure (Ps) drops; a zone of meridional north wind component decreases and, correspondingly, a zone of meridional south wind increases. South winds support influx of warmer Atlantic water and the ice drifting to north

Наш анализ ветровой положительной обратной связи температуры поверхности Баренцева моря – атмосфера (wind feedback) [13] касается в основном трактовки элемента этой связи «сильные западные ветры» (strong westerly winds). Как показал анализ карт в арктическом секторе Атлантики, в среднем у поверхности океана отмечается зональная восточная составляющая скорости ветра (карты не приводятся). Зональная западная составляющая проявляется в западной части сектора (Норвежское море) и незначительно усиливается южнее 70° с.ш., особенно в период тёплого океана (2002–2012 гг.). Меридиональная южная составляющая скорости ветра в период тёплого океана начинает захватывать большие территории данного региона (рис. 4) на фоне незначительного ослабления восточной составляющей к югу от 75° с.ш. над Баренцевым морем и её значительного усиления к северу от 80° с.ш.

Как видно из рис. 4, зона южных меридиональных ветров зимой смещается к северу на 4° при их значительном усилении, а зона северных ветров сокращается при их ослаблении в период потепления океана и атмосферы над выделенной территорией. Анализ карт (карты не приводятся) показывает, что над Норвежским морем, южной частью Баренцева моря и западной частью Карского моря усиливается южный ветер. Влияние южной составляющей ветра хорошо прослеживается в распределении дрейфующего льда (рис. 5). В годы потепления льды отжимаются к северу как в Баренцевом,

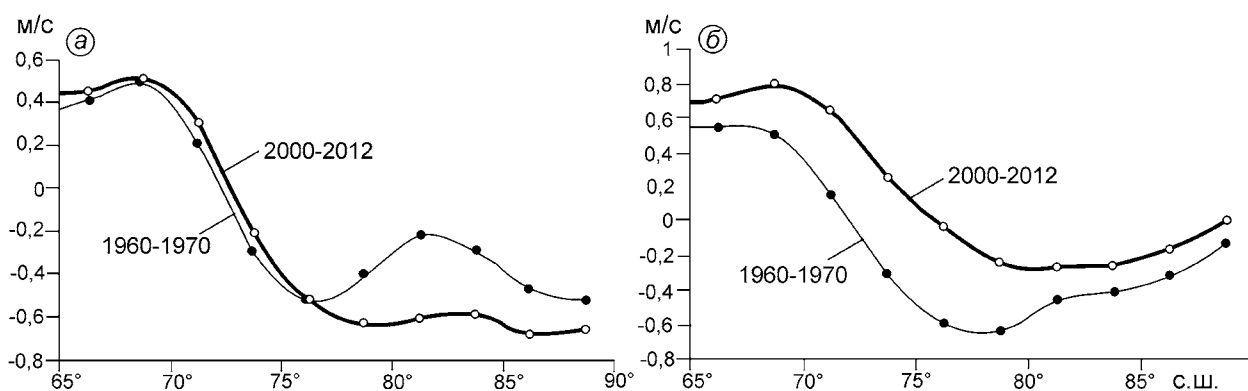


Рис. 4. Меридиональные профили зональных средних для зональной составляющей скорости ветра, м/с (плюс – западный ветер) (а) и меридиональной составляющей скорости ветра, м/с (плюс – южный ветер) (б) для двух периодов. Зима.

Зональное осреднение проводилось от 10° з.д. до 60° в.д.

Fig. 4. Meridional profiles of zonal means for zone component of the wind speed, m/s (plus – west wind) (a) and the meridional component of the wind speed, m/s (plus – the south wind), (b) for two indicated periods. Winter.

Zonal averaging was conducted from 10° W to 60° E

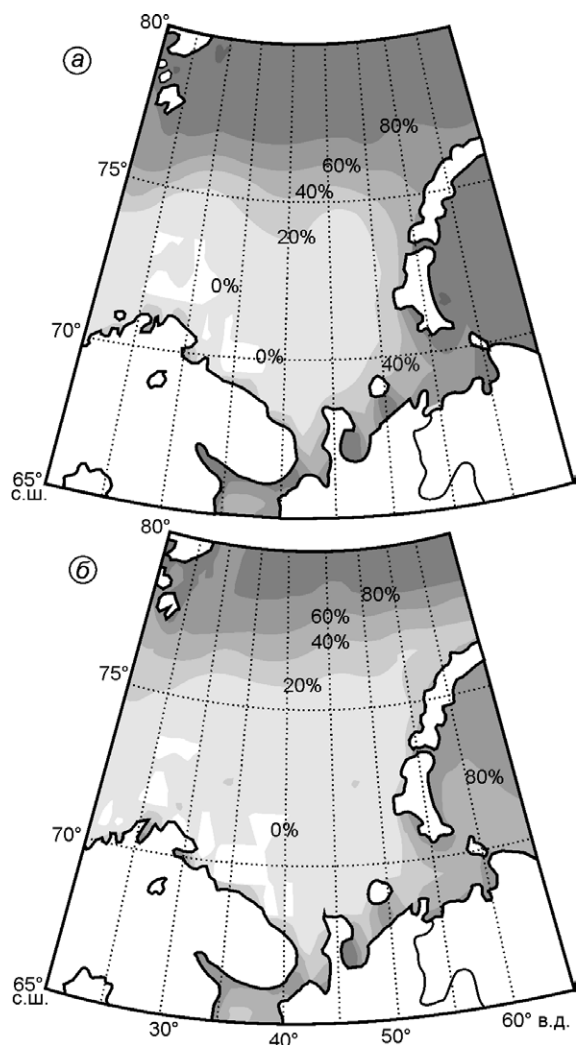


Рис. 5. Ледовитость Баренцева моря (%), зима: а – 1980–1990 гг.; б – 2002–2012 гг.

Fig. 5. The Barents Sea ice coverage (percentage), winter: а – 1980–1990; б – 2002–2012

так и Карском морях, что трудно объяснить только ускоренным таянием льдов и течениями.

Обсуждение результатов и дискуссия

Обсуждение затрагивает определение периодов холодного и тёплого океана, детализацию положительной ветровой обратной связи и вопрос роста повторяемости центров циклонов при потеплении Арктики. Выбор периодов с максимальными аномалиями зимней средней температуры поверхности океана проведён по данным доли площади свободного ото льда океана ($SST > 1\text{ }^{\circ}\text{C}$) в секторе. Иными словами: предлагается косвенная оценка или индексация сред-

ней температуры поверхности океана, включая районы, покрытые сплошным льдом. Фактически индекс отражает вклад разных типов подстилающей поверхности (открытая вода, сплошной лёд) в формирование приземного климата. Можно предположить, что он характеризует не только изменения средней температуры поверхности океана (тёплый – холодный океан), но и изменения приземной температуры.

Косвенная оценка периода тёплого океана (2002–2012 гг.) совпадает с соответствующей оценкой, вычисленной по $SST > 1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Холодный океан, по косвенной оценке, – это период 1960–70-х годов. Он совпадает с первым минимумом среднегодовой температуры океана в слое 0–200 м на разрезе «Кольский меридиан» (Кола, $33^{\circ}30'$ в.д.) [12]. Второй минимум температуры на разрезе наблюдался в 1980-х годах, т.е. позднее холодного периода в Баренцевом море (Cool 70s) [12] и периода с минимальным индексом АМО (1968–1976 гг.) [5]. Холодный океан по $SST > 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ отмечался в 1980–1994 гг. Начало холодного периода совпадает со вторым минимумом на разрезе Кола, но период был более удлинённым, чем на разрезе. Это сравнение подтверждает адекватность данных о температуре поверхности открытого океана и одновременно свидетельствует о возможности применения косвенной оценки.

Обратная ветровая связь – это гипотеза о положительной обратной связи между притоком тёплых атлантических вод и площадью льда в Баренцевом море. Предполагается, что аномалии океанического притока в Баренцево море поддерживаются усилением циклонической активности. Тогда западные и юго-западные ветры, вызванные циклонами, должны усилить приток атлантических вод и ещё более уменьшить ледяной покров моря. Но направление ветров определяется положением и формой циклонов над открытой водой. Климатические данные о направлении и скорости из работы [12] показывают, что западные ветры преобладают над Северной Атлантикой южнее 70° с.ш. В восточной части Норвежского и в Баренцевом морях формируется область сходимости ветров, севернее которой преобладают восточные ветры. В данной статье показано, что в исследуемом секторе средний зональный ветер – восточный, а средний меридиональный ветер имеет тенденцию к смене направления с северного в период похолодания на южное (см. рис. 4).

Кроме рассмотренной в статье обратной ветровой связи, одновременно существует положительная океаническая обратная связь (ocean feed back) [4, 12]. В терминах совместной положительной обратной связи потепление Арктики в 1920–40-х годах (the early warming) было обусловлено дополнительным притоком атлантических вод в Арктику и уменьшением площади льда. В это время возрастала передача тепла от океана в атмосферу. В период похолодания Арктики в 1970-х годах приток тёплых атлантических вод уменьшался, площадь льда возрастала, атмосфера получала меньше тепла, а менее плотная вода уходила из Баренцева моря [12]. Результаты численных экспериментов показывают, что на континентальных склонах побережья Норвегии в ответ на рост индекса Северо-Атлантического колебания возникают циклонические образования. Эти циклоны в океане переносят атлантические воды в Баренцево море. Основной динамический механизм функционирования обратной связи – совместный эффект бароклинности и рельефа дна [4].

Дискуссионным остаётся вопрос о росте повторяемости циклонов в период потепления Арктики [14, 15]. Как уже отмечалось, тренд у общего количества всех циклонов отсутствует, в то же время наблюдается рост числа глубоких циклонов. В целом для внетропических широт, по данным реанализа NCEP/NCAR и модельных расчётов, отмечено общее уменьшение числа циклонов и плотности их упаковки с ростом приповерхностной температуры [1]. Результаты работы [14] указывают на незначимость тренда индекса циклонической активности в Баренцевом море, вычисленного по данным реанализов NCEP1.

Заключение

Исследованы значимые климатические изменения океанических и атмосферных переменных, определяемые аномалиями температуры поверхности океана зимой в атлантическом секторе Арктики в период 1949–2012 гг. Показано, что глубокие циклоны в среднем составляют половину общего числа циклонов и их повторяемость возрастает с потеплением Арктики. Установлено, что основной вклад в межгодовую изменчивость средней температуры поверхности океана для всего сектора вносит изменчивость площадей сплошного льда и свободной ото льда воды. Самая продол-

жительная (11-летняя) отрицательная аномалия средней температуры поверхности океана отмечалась в 1960–70-х годах («холодный» океан), а положительная – в 2002–2012 гг. («тёплый» океан).

С увеличением площади «тёплой» воды и её средней температуры происходит её отступление к северу и сокращение площади сплошных льдов. При этом площадь промежуточной зоны несплошных льдов увеличивается, а средняя температура воды в этой зоне меняется слабо (тренд незначим). Вместе с тем в промежуточной зоне наблюдаются максимальные горизонтальные температурные контрасты, что и определяет характер изменения всех температурных характеристик. Установлена средняя ширина промежуточной зоны в градусах широты, которая для холодного периода составляет $2^{\circ}40'$ ширины, а для тёплого – $3^{\circ}45'$ ширины. К ней приурочены максимальные значения средней величины горизонтального градиента температуры и стандартного отклонения температуры воздуха, а также минимальные (отрицательные) значения адвекции и горизонтального баланса тепла.

Положительная аномалия температуры поверхности океана проявляется в атлантическом секторе Арктике через увеличение площади свободной ото льда воды и сокращение площади сплошных льдов. В результате такого изменения свойств подстилающей поверхности (открытая вода и лёд) возрастает приземная температура воздуха и, как следствие, понижается давление в центральной области заданного сектора. В этом случае возможна модификация приповерхностного поля ветра. Модификация выражается в расширении зоны меридиональной южной составляющей скорости ветра при одновременном её усилении над южной частью сектора и ослаблении северной составляющей над северной частью. Усиление южных ветров поддерживает приток более тёплых атлантических вод и дрейф льда к северу.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00031).

Литература

1. Акперов М.Г., Мохов И.И. Оценки чувствительности циклонической активности в тропосфере внетропических широт к изменению температурного режима // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 2. С. 129–136.

2. Алексеев Г.В. Арктическое измерение глобального потепления // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 53–68.
3. Михайлов А.Ю., Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Полярный фронт над равнинами России летом // Метеорология и гидрология. 2012. № 2. С. 24–29.
4. Саркисян А.С., Мошонкин С.Н., Дианский Н.А., Гусев А.В., Багно А.В. Моделирование обратных связей климатообразующих процессов в Северном Ледовитом океане // Арктика: экология и экономика. 2013. № 1 (9). С. 12–23.
5. Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. Роль границ морского льда и температуры поверхности океана в изменениях регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
6. Bader J., Mesquita M.D.S., Hodges K.I., Keenlyside N., Osterhus S., Miles M. A review on Northern Hemisphere sea-ice, storminess and the North Atlantic oscillation: Observations and projected changes // Atmospheric Research. 2011. V. 101. P. 809–834.
7. Chilek P., Folland C.K., Lesins G., Dubey M.K., Wang M.Y. Arctic air temperature amplification and the Atlantic multidecadal oscillation // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L14801.
8. Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslovski W. The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation // Journ. of Climate. 2000. V. 13. P. 2671–2696.
9. Kerr R.A. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries // Journ. of Science. 2000. V. 288. P. 1984–1985.
10. Latif M., Boning C., Willebrandt J., Biastoch A., Dengg J., Keenlyside N., Madec G. Is the thermohaline circulation changing? // Journ. of Climate. 2006. V. 19. P. 4631–4637.
11. Semenov V.A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // Cryosphere. 2012. № 6. P. 1231–1237.
12. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B., Sand A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // Review of Geophysics. 2012. V. 51. P. 415–449. doi:10.1002/rog.20017.
13. Lee S. A theory for polar amplification from a general circulation perspective. Asia-Pacific // Journ. of Atmospheric Sciences. 2014. V. 50. doi:10.1007/s13143-014-0024-7.
14. Wang X.L., Feng Y., Compo G.P., Swail V.R., Zwiers F.W., Allan R.J., Sardeshmukh P.D. Trends and low frequency variability of extra-tropical cyclone activity in the ensemble of twentieth century reanalysis // Climate Dynamics. 2013. № 40. P. 2775–2800. doi:10.1007/s00382-012-1450-9.
15. Zhang X., Walsh J.I., Zhang J., Batt U.S., Ikeda M. Climatology and interannually variability of Arctic cyclone activity: 1948–2002 // Journ. of Climate. 2004. № 17. P. 2300–2317.

Summary

Significant climatic changes of oceanic and atmospheric elements in the Atlantic sector of the Arctic area, caused by anomalies of the sea surface temperature (SST) in winters of 1949–2012, were investigated. It had been shown that, on the average, number of deep cyclones is about a half of the total number, and occurrence of them increases as the Arctic regions become warmer. It has been found that variability of areas of solid ice and the ice-free water make the main contribution into inter-annual variability of mean SST of the ocean surface. The most long (11-year) negative anomaly of the mean SST was noted in 1960–1970s («cold» ocean), while the positive one – in 2002–2012 («warm» ocean).

As an area of «warm» water and its temperature increase it moves to north, and area of solid ice decrease. During this process area of intermediate zone of open ice increases, but mean water temperature does not manifest any evident change (its trend is insignificant). At the same time, this intermediate zone is characterized by maximal temperature contrast that determines a character of change of the temperature characteristics. Mean width of the intermediate zone is 2°40' of latitude for the «cold» period and 3°45' of latitude for the «warm» time. Maximal values of mean horizontal temperature gradient and its standard deviation are noted in this zone as well as minimal (negative) values of advection and horizontal heat balance also took place here.

Positive SST anomaly shows itself in the Atlantic sector of the Arctic Regions through increase of the ice-free area and contraction of solid ice fields. As a result of such change of underlying surface (open water and ice) the surface air temperature rises and as a consequence of that, air pressure drops in central part of a given sector. In such a case, it is possible that near-surface wind field will be modified. This modification is expressed in widening of a zone of meridional south component of the wind speed with its simultaneous intensification above a south part of the sector and weakening of the north component above the north part of the sector. Intensification of south winds supports influx of warmer Atlantic water and the ice drifting to the north.