

ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ДИНАМИКА ГЕОСИСТЕМ

УДК 551.510.411.33 + 551.465.63

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ИНДЕКСА
СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКОГО КОЛЕБАНИЯ (САК)
И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ ФЛУКТУАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ

© 2014 г. В.Н. Еремеев*, А.Н. Жуков**, М.А. Крашенинникова**,
А.А. Сизов**, А.Е. Чехлан**

*Океанологический центр НАН Украины, г. Севастополь

**Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь

Поступила в редакцию 27.03.2012 г.

Рассматриваются процессы формирования индекса Северо-Атлантического колебания (САК) в разные фазы текущей (1868–2010 гг.) квазивековой изменчивости солнечной активности (числа Вольфа – W). Выявлено, что в годы минимума квазивекового цикла солнечной активности (с.а.) индекс САК имеет тенденцию к более высоким значениям, чем в годы максимума с.а., а в годы четных циклов значения индекса САК имели тенденцию в несколько раз выше, чем в годы нечетных циклов. Построена схема, в которой концептуально показано, что при аномально высоких САК, реализующихся преимущественно в годы четных циклов с.а., усиливается западный перенос в тропосфере над Северной Атлантикой, интенсифицирующий циркуляцию в верхнем слое субтропического круговорота. Это приводит к уменьшению доли атлантических вод, поступающих в высокие широты. При аномально низких значениях САК, наблюдающихся преимущественно в годы нечетных циклов с.а., циркуляция в субтропическом круговороте вод ослабевает, что приводит к увеличению доли атлантических вод, поступающих в высокие широты, в частности, через Фареро-Шетландский пролив в Норвежское и Баренцево моря. Выделен диапазон изменчивости САК, равный ± 0.5 , при котором реализуется среднесуточный (климатический) режим формирования гидрометеорологических характеристик в Северной Атлантике. Реалистичность предложенной концептуальной схемы подтверждена с использованием материалов по переносу водных масс через Фареро-Шетландский пролив, а также по формированию аномалий температуры в верхнем слое Северной Атлантики и ледовитости Баренцева моря при САК = ± 0.5 , САК ≥ 1 и САК ≤ -1 .

Введение. Климатические изменения, наблюдаемые в высоких широтах Северной Атлантики в последние годы [3, 19, 26, 27] связывают с процессами переноса тепла в системе океанических течений [4, 7, 9]. В большинстве работ по климату Северной Атлантики, рассматривается роль системы течений, образующих Северный субтропический антициклонический круговорот и Субполярный циклонический круговорот [9, 20, 21, 23]. Эти системы течений переносят тепло в полярные районы, регулируя режим ледовитости Арктического бассейна [1, 18, 19, 28]. Перенос массы и тепла в моря Арктического бассейна осуществляется поверхностными и промежуточными водами субтропической Атлантики через Фареро-Шетландский и Исландско-Фарерский проливы [8, 16].

Поступление теплых и соленых субтропических вод в высокие широты регулируется ветвями

Северо-Атлантического течения (САТ), крупномасштабные флуктуации которого формируются в значительной степени западным переносом в тропосфере умеренных широт, определяемым индексом Северо-Атлантического колебания (САК) [10, 11, 24]. В качестве индекса САК используется разность нормированных значений приземного давления между Понта-Делгада (Лиссабон, Гибралтар) и Рейкьявиком [24]. В свою очередь, временная изменчивость индекса САК лежит в широких пределах от 5–6 до 60 и более лет [5, 18]. Оценки показывают, что флуктуации индекса САК формируются под воздействием возмущений, поступающих к атмосфере Земли в разные фазы солнечной активности [2, 12, 13, 17].

Как правило, с.а. анализируется по числам Вольфа (W), которые рассчитываются по формуле, предложенной в 1848 г. Рудольфом Вольфом: $W = k(10g + s)$, где g – количество групп пятен

на диске Солнца, s – сумма одиночных пятен в группе, k – коэффициент масштаба, который меньше 1 [2]. Поэтому для анализа изменчивости переноса водных масс в полярный бассейн необходимо учитывать возмущения циркуляции атмосферы, формирующиеся в зависимости от четности цикла солнечной активности.

Цель работы – исследовать режим формирования индекса САК в разные фазы с.а. и получить оценки изменчивости дрейфовой компоненты потока североатлантических вод через Фареро-Шетландский пролив в зависимости от индекса САК.

Материалы и методы исследований. Для оценки влияния крупномасштабной изменчивости с.а. на формирование междесятилетних масштабов флуктуации индекса САК брались среднегодовые значения чисел Вольфа (<http://www.wdcb.ru/stp/data/solar.act/sunspot/>) за 1868–2005 гг. и средние за декабрь–март значения САК (<http://www.cgd.ucar.edu/-cas/catalog/climind/>) за 1868–2010 гг. Проводилось осреднение исходных рядов по 11-летним циклам с. а. Построенные по осредненным величинам графики аппроксимировались полиномами пятой степени и оценивалась точность аппроксимации (R^2).

Для более удобного восприятия последующего изложения, покажем распределение 11-летних циклов с.а. по годам (табл. 1.)

Исследование изменчивости потока вод через Фареро-Шетландский пролив в разные фазы индекса САК проводилось по материалам, взятым из [16]. Температура в верхнем 200-метровом слое воды на Кольском меридиане и процент свободной ото льда поверхности Баренцева моря были взяты из работы [25]. Для оценки значимости полученных результатов применялись стандартные процедуры [14].

Результаты и их обсуждение. Для решения поставленной задачи оценим, прежде всего, характер изменчивости индекса САК в разные фазы текущего квазивекового цикла с.а. Используем ряды данных по числам Вольфа и САК с 1868 по 2005 гг. Сглаженные полиномиальным фильтром, кривые W и САК показаны на рис. 1. Точность аппроксимации полиномом 5-й степени (R^2) кри-

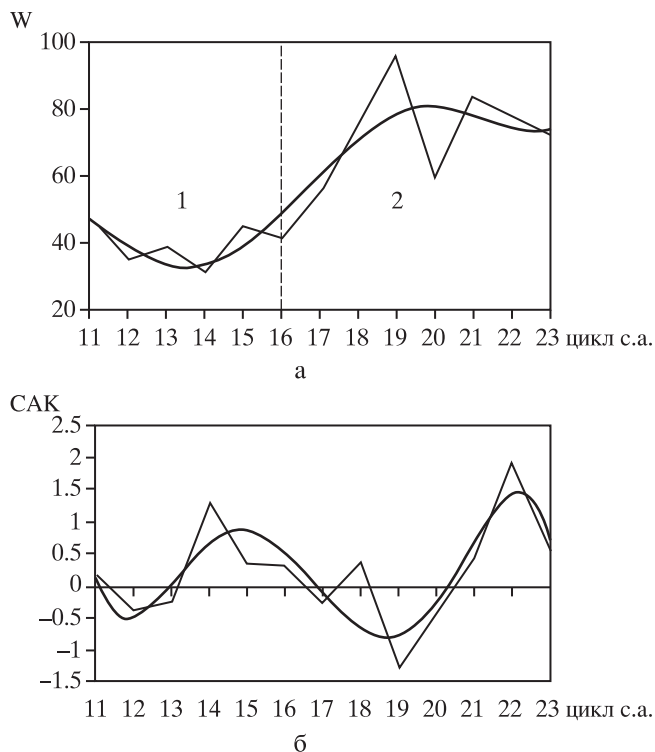


Рис. 1. Осредненные по 11-летним циклам значения W (а) и САК (б), аппроксимированные полиномом 5-й степени. Пунктирной линией на рис. 1а выделены два временных интервала изменчивости W .

вых на рис.1 лежит в пределах от заметной (0.68 для САК) до высокой (0.80 для W).

На рис. 1а выделим два временных интервала изменчивости W : интервал малых значений с 11 по 16 циклы (1868–1933 гг.) и интервал больших значений с 17 по 23 циклы (1934–2005 гг.). Присвоим выделенным интервалам цифровые обозначения 1 и 2, соответственно. Как можно видеть на рис.1б, в исследуемом временном отрезке изменчивость САК более высокочастотна, чем W , причем максимальные значения САК наблюдаются как в области квазивекового минимума W (интервал 1), так и в области максимума W (интервал 2). По исходным рядам оценим средние величины индекса САК в обоих интервалах.

В скобках табл. 2 показаны доверительные интервалы, соответствующие доверительной

Таблица 1. Распределение 11-летних циклов с.а. по годам

Цикл	11	12	13	14	15	16	17	18
Годы	1868–1878	1879–1889	1890–1901	1902–1913	1914–1923	1924–1933	1934–1944	1945–1954
Цикл	19	20	21	22	23			
Годы	1955–1964	1965–1976	1977–1986	1987–1996	1997–2008			

Таблица 2. Значения W и САК в выделенных временных интервалах

Интервал	W	САК	n , лет
1	39.3 (± 7.4)	0.26 (± 0.44)	66
2	73.4 (± 11.8)	0.15 (± 0.48)	72

вероятности 95%. Как хорошо видно, в группе лет с низкими значениями W индекс САК был максимальным, а в группе лет с высокими значениями W – минимальным. Учитывая значительный разброс значений САК, здесь можно говорить только о тенденции в изменчивости индекса САК при переходе от фазы минимума квазивекового цикла с.а. к его максимуму.

Известно, что W и САК заметно отличаются по величине в четные и нечетные циклы солнечной активности [2, 12, 18]. Покажем средние значения этих параметров в четные и нечетные циклы для 1-й и 2-й групп лет. Эти значения получены путем осреднения W и САК по рядам за годы, относящиеся к четному или нечетному циклам, соответственно. Для удобства сравнения в табл. 3 показаны номера 11-летних циклов с.а., которые соответствовали временным отрезкам, по которым проводилось осреднение значений W и САК.

В скобках, как и в табл. 2, показаны доверительные интервалы.

Из материалов табл. 3 следует, что как в первом, так и во втором временных интервалах средние значения W в нечетных циклах выше, чем в четных, что является известным фактом [2], а средние значения САК, наоборот, в годы четных циклов в несколько раз превышают значения индекса САК в годы нечетных циклов. Отметим, что значения индекса САК, приведенные в табл. 3, свидетельствуют только об устойчивой тенденции в изменчивости этого параметра в четные и нечетные циклы с.а., поскольку индекс САК характеризуется большими величинами дисперсии. Однако этот результат позволяет предположить, что в годы четных циклов с.а. интенсивность западного переноса в тропосфере средних широт над Атлантикой может быть в несколько раз выше,

чем в годы нечетных циклов. Таким образом, в текущем квазивековом цикле с.а. над Северной Атлантикой наблюдалась тенденция формирования квазидвадцатилетнего цикла изменчивости западного переноса в нижней тропосфере, играющего важную роль в модуляции соответствующего масштаба флуктуации переноса водных масс.

Заметим, что осредненные по годам четных и нечетных циклов значения САК так же, как и при более крупномасштабном осреднении (табл. 2) лежат в пределах ± 0.5 . Однако известно, что величины САК могут меняться в весьма широком диапазоне, принимая как большие положительные, так и отрицательные значения [18]. Выберем из всего ряда инструментальных наблюдений индекса САК (1868–2010 гг.) значения, попадающие в три условные градации, определяемые следующим образом: $-0.5 \leq \text{САК} \leq 0.5$; $\text{САК} \geq 1$ и $\text{САК} \leq -1$ и найдем отношение числа случаев попадания САК в эти градации к общему числу случаев, т.е. определим частоту попадания САК в каждую из выделенных градаций.

Из табл. 4 следует, что частота появления величин САК, лежащих в интервале ± 0.5 , практически одинакова как в четный, так и в нечетный циклы с.а. Это дает основание предположить, что диапазон $-0.5 \leq \text{САК} \leq 0.5$ характеризует климатические значения индекса САК. С другой стороны, в годы четных циклов случаи с $\text{САК} \geq 1$ наблюдаются в два раза чаще, чем случаи с $\text{САК} \leq -1$, а в нечетные циклы эти экстремальные значения САК равновероятны. Это позволяет ожидать, что в годы четного цикла с.а. над Северной Атлантикой чаще интенсифицируется зональный (западный) перенос в нижней тропосфере, что должно усиливать перенос водных масс в северной ветви субтропического антициклонического круговорота, представленного Северо-Атлантическим течением. В нечетные циклы с.а. зональный перенос в нижней тропосфере над Северной Атлантикой носит, по-видимому, колебательный характер: положительные и отрицательные экстремальные значения САК сменяют друг друга в определенной последовательности, вызывая, по-видимому, соответствующий колебательный характер в переносе водных масс.

Таблица 3. Средние значения W и САК в годы четных и нечетных циклов с.а.

Интервал	1		2	
№ цикла	11, 13, 15	12, 14, 16	17, 19, 21, 23	18, 20, 22
W	43.2(± 12.2)	35.3(± 8.6)	76.1(± 16.6)	70.0(± 17.3)
САК	0.09(± 0.64)	0.44(± 0.61)	-0.14(± 0.54)	0.56(± 0.82)

Таблица 4. Частота попадания индекса САК в градации

Градация САК	$-0.5 \leq \text{САК} \leq 0.5$	$\text{САК} \geq 1$	$\text{САК} \leq -1$
Четный цикл	0.14	0.24	0.12
Нечетный цикл	0.12	0.19	0.18

Предполагается, что усиление переноса водных масс в северной ветви субтропического круговорота сопровождается усилением пассатного переноса и, следовательно, интенсификацией всего субтропического антициклонического круговорота вод. Это предположение основано на известных результатах [6], показывающих синхронизацию изменчивости САК и градиента приземного давления между Азорским максимумом и тропической ложбиной. Интенсификация переноса водных масс в субтропическом круговороте, согласно гипотезе Айселина [15], должна сопровождаться уменьшением поперечных размеров круговорота с соответствующим уменьшением доли теплых и соленых вод, поступающих с Северо-Атлантическим течением (САТ) в высокие широты.

В случае $\text{САК} \leq -1$ предполагается ослабление циркуляции в субтропическом круговороте вод с увеличением его размеров и ростом доли теплых и соленых вод, поступающих в высокие широты. Справедливость этого предположения подтверждается работами последних лет. Так при высоких значениях САК субтропический круговорот интенсифицируется [20, 22], при этом наблюдается заглубление термоклина [23], верхний 300-метровый слой субтропического круговорота “разогревается” и “осоляется” [26], а сам круговорот сдвигается на юго-запад [9]. При низких значениях САК эти процессы развиваются в противоположном направлении.

По данным альтиметрических наблюдений и геострофических расчетов [29, 30] в десятилетие 1993–2003 гг., когда индекс САК характеризовался отрицательным трендом, в субтропической Атлантике западнее Срединно-Атлантического хребта, т. е. в центре субтропического круговорота наблюдалась тенденция к уменьшению уровня моря. В то же время в восточной части субтропического круговорота от побережья Европы до примерно 20° з.д. отмечался рост уровня моря. Наблюдающийся в этом районе стрежень Азорского течения (элемент восточной части субтропического круговорота) сдвинулся на север. Таким образом, при интенсификации субтропического круговорота в годы с высокими значениями индекса САК, когда

уровень моря в его центре рос, стрежень Азорского течения смещался на юг. При ослаблении субтропического круговорота при низких значениях САК стрежень Азорского течения, т. е. восточная ветвь субтропического круговорота, смещался на север.

Синхронность процесса интенсификации (ослабления) циркуляции в субтропическом и субполярном круговоротах [19, 20] создает условия, при которых при положительной фазе САК субполярный фронт и ось САТ сдвигаются на юг [10, 11, 19], а субарктические воды распространяются на весь Исландский бассейн. При отрицательной фазе САК субполярный фронт и ось САТ сдвигаются на север [11], субарктические воды отступают к западу и на север проникают субтропические воды [19].

Используя данные по переносу атлантических вод в полярный бассейн через Фареро-Шетландский пролив [16, 25], покажем, как этот процесс изменяется в разные фазы САК. Известно [8, 16], что через этот пролив осуществляется поступление основной массы атлантических вод в Норвежское море. Ряд с 1900 по 1979 гг. позволял рассмотреть изменчивость потока вод в проливе как в первом, так и во втором временных интервалах. Но прежде всего, посмотрим, существует ли статистически значимая связь между циркуляцией атмосферы (индекс САК) и потоком вод через пролив. Оценки показывают, что коэффициент корреляции между САК и расходом вод в Фареро-Шетландском проливе при нулевом сдвиге значим на 95%-ном доверительном уровне и равен -0.34 . Из этого следует, что при экстремально больших значениях САК поток атлантических вод через пролив минимальный, а при экстремально низких (отрицательных) значениях САК – максимальный.

Чтобы рассмотреть колебания расхода водных масс в проливе ($Q \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) в зависимости от САК в годы четного и нечетного циклов с.а., поступим следующим образом. Выберем из массива данных по расходу водных масс в проливе значения, попадающие в выбранные градации. В данном случае каждая градация включала в себя значения Q через 0.4 Св и в диапазоне от 2 до 4.3 Св (диапазон изменчивости расхода вод в Фареро-Шетландском проливе) было получено шесть таких градаций: 2–2.3; 2.4–2.7; 2.8–3.1; 3.2–3.5; 3.6–3.9; 4.0–4.3.

Для каждой градации определялось соответствующее среднее значение индекса САК. Среднее значение потока вод через пролив за рассматриваемые 80 лет равнялось 3 Св . Полученные таким образом данные представлены на рис. 2.

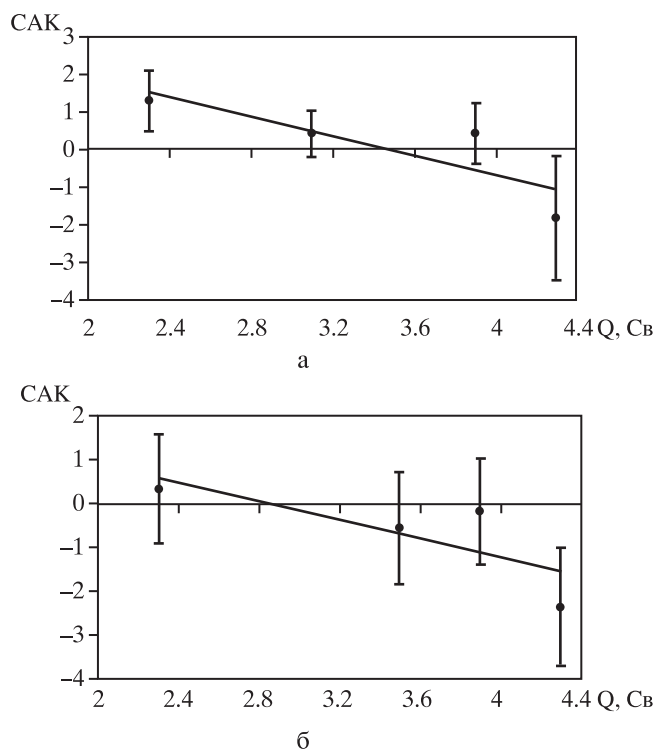


Рис. 2. Зависимость потока атлантических вод ($Q \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) в Фареро-Шетландском проливе от индекса САК в четные (а) и нечетные (б) циклы с.а.

На оси X этого рисунка показаны начальные годы каждой градации. Заметим, что отсутствие точек на рис. 2а в градациях 2.4–2.7 и 3.2–3.5 Св и на рис. 2б в градациях 2.4–2.7 и 2.8–3.1 Св соответственно в четном и нечетном циклах с.а. объясняется недостаточным количеством данных, что не позволяло оценить значимые величины потока и соответствующие им значения САК в этих градациях. В остальных точках рис.2а,б число членов ряда, по которым проводилось осреднение, было не менее 8. Доверительные интервалы у точек на графиках соответствуют доверительной вероятности 95%.

Как видим, рис. 2 так же показывает, что в четные циклы текущего квазивекового цикла с.а. преобладают положительные значения САК, а в нечетные – отрицательные. С увеличением САК уменьшается поток вод через пролив, а с уменьшением – увеличивается. И в то же время рис. 2 показывает, что существует диапазон изменчивости индекса САК, лежащий в пределах ± 0.5 , при котором осуществляется средний, назовем его условно-климатический, перенос водных масс через Фареро-Шетландский пролив. Грубая оценка этого переноса по графикам рис. 2 лежит в пределах 3–4 Св. На рис. 2 показаны отрицательные тренды переноса в зависимости от САК, но,

скорее всего, при аномально высоких значениях индекса САК расход вод в проливе будет асимптотически стремиться к нулю, формируя ситуацию, описанную в [1], а при аномально низких значениях этого индекса – к некоторой предельной величине потока, которую можно определить, используя палеоклиматические ряды САК и гидрометеорологические параметры для высоких широт Северной Атлантики.

В [5] было показано, что режим циркуляции атмосферы при САК ≥ 1 создает условия, когда в центре субтропического круговорота вод (Саргассово море) скапливается аномально теплая поверхностная вода (ТПО). И, наоборот, при САК ≤ -1 в центре круговорота наблюдается отрицательная аномалия ТПО. С учетом показанного на рис. 2 результата рассмотрим изменчивость аномалии температуры в слое 100–250 м не только в Саргассовом море, но и в районах высоких широт, а также в восточной части субтропического круговорота. Для этого воспользуемся данными, взятыми из работы [23] по районам, ограниченным координатами 30–40° с.ш., 50–80° з.д. (район “А” – Саргассово море); 45–70° с.ш., 10–40° з.д. (район “Б”) и 20–45° с.ш., 10–40° з.д. (район “Д”). Аномалии температуры в этом слое, рассчитанные для выделенных градаций индекса САК, представлены в табл. 5.

Таблица 5. Аномалии температуры воды в слое 100–250 м в Северной Атлантике в зависимости от градации индекса САК

Градация САК	$-0.5 \leq \text{САК} \leq 0.5$	$\text{САК} \geq 1$	$\text{САК} \leq -1$
“А”	0.06	0.25	-0.27
“Б”	-0.07	-0.06	0.17
“Д”	-0.02	0.07	-0.08

Аномалии температуры воды, показанные в табл. 5, подтверждают предположение о существовании климатического режима в пространственном распределении температуры в верхнем слое океана при $-0.5 \leq \text{САК} \leq 0.5$, когда аномалии близки к нулю. В то же время при высоких значениях САК аномалии температуры в центре субтропического круговорота и на его восточной периферии положительны, а в высоких широтах – отрицательны. Небольшие значения отрицательной аномалии температуры в высоких широтах (район “Б”) при САК ≥ 1 связаны, по-видимому с тем, что в осреднение по этому району включены как теплые течения (Северо-Атлантическое и Ирмингера), так и холодное Восточно-Гренланд-

ское. При $САК \leq -1$, когда интенсифицируется перенос атлантических вод в полярный бассейн, в высоких широтах формируется положительная аномалия температуры в верхнем слое океана, а в Саргассовом море – отрицательная.

Таким образом, табл. 5 иллюстрирует условия, при которых увеличивается и уменьшается проникновение теплых атлантических вод в высокие широты, в том числе через Фареро-Шетландский пролив в Норвежское и Баренцево моря. В работе [19] приведены данные, из которых следует, что при положительных значениях САК уменьшается доля не только теплых, но и соленых вод, поступающих в полярный бассейн, а при отрицательных значениях этого индекса – увеличивается приток атлантических вод.

Материалы, содержащиеся в [25], позволяют показать, что поток вод через Фареро-Шетландский пролив значимо коррелирован (на уровне 95%) с изменением средней по Кольскому меридиану температуры в слое 0–200 м (коэффициент корреляции при нулевом сдвиге равен 0.51). Такое колебание объема поступления теплых атлантических вод в северные моря при экстремальных положительных и отрицательных значениях индекса САК сказывается на соответствующем колебании их ледовитости. Оценки по материалам, взятым из [3], показывают, что при интенсификации потока вод через Фареро-Шетландский пролив уменьшается ледовитость Баренцева моря (коэффициент корреляции равен -0.57), а материалы по свободной ото льда поверхности этого моря [25] позволяют показать, как эта поверхность представляется при разных градациях САК (табл. 6).

Таблица 6. Аномалии (%) свободной ото льда поверхности Баренцева моря при разных градациях САК

Градация САК	$-0.7 \leq САК \leq 0.7$	$САК \geq 0.8$	$САК \leq -0.8$
% поверхности	-0.06	-0.85	1.04

В табл. 6 несколько изменены градации САК. Это сделано для того, чтобы увеличить число членов ряда в каждой градации. Как следует из табл. 6, при $САК = \pm 0.7$ свободная ото льда поверхность Баренцева моря близка к средней многолетней величине. При аномально высоких значениях САК (аномально низком притоке теплых атлантических вод) свободная ото льда поверхность моря сокращается, а при аномально низких САК (аномально высоком притоке атлантических вод) – увеличивается. Таким образом, аномально

низкие значения САК создают условия, способствующие аномальному потеплению верхнего слоя Баренцева моря в зоне действия Норвежского (Нордкапского) течений.

Увеличение массы теплой атлантической воды, поступающей с этими течениями в Арктический бассейн, должно, по-видимому, увеличивать вынос холодных арктических вод через пролив Фрама. Косвенным подтверждением такого процесса могут служить результаты исследований [28], где показано, что распространение льда в апреле в северных морях (Норвежское, Гренландское, Баренцево) увеличивается при низких значениях индекса САК и уменьшается при его высоких значениях. В [18] исследован вынос льда через пролив Фрама с 1946 по 1999 гг. В результате этих исследований найдено, что вынос льда через пролив увеличивается в нечетные циклы солнечной активности (т.е. когда преобладают минимальные значения САК) и уменьшается в четные циклы (когда преобладают высокие значения САК). В этом может быть причина низких значений аномалий температуры в верхнем слое района “Б”, показанных в табл. 5.

Все приведенные результаты подтверждают высказанное выше предположение об уменьшении доли теплых атлантических вод, поступающих через Фареро-Шетландский пролив в Норвежское и Баренцево моря при аномально высоких значениях индекса САК. И наоборот, свидетельствуют о возрастании доли теплых атлантических вод, поступающих через Фареро-Шетландский пролив в арктический бассейн при аномально низких значениях индекса САК.

Заключение. Предложенная в работе схема изменения переноса атлантических водных масс в Арктический бассейн, основанная на предположении об изменении интенсивности циркуляции субтропического круговорота в зависимости от циркуляции атмосферы над Северной Атлантикой (индекса САК) в текущем квазивековом цикле с.а., подтверждается данными наблюдений. Экспериментальные данные позволяют выделить три диапазона изменчивости индекса САК, при которых происходит существенная перестройка переноса атлантических вод в высокие широты. Первый диапазон формируется при $САК = \pm 0.5$ и представляет, по-видимому, среднемноголетний (климатический) режим свердруповского переноса атлантических вод в высокие широты.

Второй диапазон, представленный индексом $САК \geq 1$, характеризует режим интенсификации циркуляции в субтропическом круговороте, приводящей к уменьшению доли теплых атлан-

тических вод, поступающих в высокие широты. Третий диапазон реализуется при $\text{САК} \leq -1$, когда ослабевает западный перенос в тропосфере над Северной Атлантикой и происходит увеличение доли теплых атлантических вод, поступающих в высокие широты. Все три диапазона изменчивости САК формируются под воздействием возмущений барического поля атмосферы, крупномасштабные флуктуации которого связаны с вариациями солнечной активности, как на вековом, так и на 11-летнем (четном и нечетном) циклах.

Выделенные диапазоны изменчивости САК позволили оценить величины климатического переноса атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив и выявить соответствующий этому переносу режим формирования температурного поля в верхнем слое Северной Атлантики и в южной части Баренцева моря. Реалистичность этого процесса подтверждается данными по ледовитости Баренцева моря [25].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном / Под ред. В.М. Котлякова, М.Г. Гросвальда. М.: Наука, 1987. 248 с.
2. Витинский Ю.В. Солнечная активность. М.: Наука, 1983. 192 с.
3. Воробьев В.Н., Косенко А.В., Смирнов Н.П. Многолетняя динамика ледового покрова морей западного сектора Арктики и ее связь с циркуляцией атмосферы и океана в Северо-Атлантическом регионе // Изв. РГО. 2010. Т. 142. Вып. 6. С. 52–59.
4. Джиганшин Г.Ф., Полонский А.Б. Низкочастотная изменчивость расхода Гольфстрима: описание и механизмы // Морской гидрофиз. журн. 2009. № 3. С. 30–49.
5. Еремеев В.Н., Жуков А.Н., Крашенинникова М.А., Сизов А.А. и др. Волновые процессы в изменчивости поверхностной температуры Черного моря // ДАН. 2012. Т. 443. № 1.
6. Ефимов В.В., Сизов А.А., Юровский А.В. О взаимосвязанности атмосферных и океанических термодинамических полей в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. 1991. № 6. С. 55–66.
7. Котляков В.М. Глобальные изменения климата: антропогенные изменения или естественные вариации // Экология и жизнь. 2001. № 1. С. 44–47.
8. Максимов И.В. Вековой цикл солнечной деятельности и Северо-Атлантическое течение // Океанология. 1961. Т. 1. № 2. С. 206–212.
9. Полонский А.Б., Крашенинникова С.Б. Пространственно-временная изменчивость меридиональных переносов тепла в Северной Атлантике // Морской гидрофиз. журн. 2010. № 6. С. 24–41.
10. Сарафанов А.А., Соков А.В., Фомина А.С. Потепление и осолонение лабдорской водной массы и глубинных вод в субполярной Северной Атлантике на 60° с.ш. в 1997–2006 гг. // Океанология. 2009. Т. 42. № 2. С. 209–221.
11. Сарафанов А.А. Механизм воздействия североатлантического колебания на температуру и соленость промежуточных и глубинных вод субполярной северной Атлантики // Метеорология и гидрология. 2009. № 3. С. 65–73.
12. Сизов А.А., Чехлан А.Е. Аномалии осадков в Украине в связи с 11-летним циклом солнечной активности // Морской гидрофиз. журн. 2004. № 1. С. 41–51.
13. Смирнов Р.В., Кононович Э.В. Частотные характеристики связей между изменениями индекса завихренности атмосферы и геомагнитной активностью // Солнечно-атмосферные связи и геомагнитная активность / Под ред. В.В. Михневич и Р.В. Смирнова. М.: Гидрометеиздат, 1984. С. 80–92.
14. Справочник по вероятностным расчетам. М.: Воениздат, 1970. 530с.
15. Стоммел Г. Гольфстрим. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1962. 227 с.
16. Структура и изменчивость крупномасштабных океанических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне / Под ред. Николаева Ю.В., Алексеева Г.В. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 128 с.
17. Угарова К.Ф. Оценка изменчивости приземного давления и температуры воздуха в период повышения солнечной активности // Солнечно-атмосферные связи и геомагнитная активность / Под ред. В.В. Михневич и Р.В. Смирнова. М.: Гидрометеиздат, 1984. С. 107–112.
18. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г. и др. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.
19. Bersh M., Yashayaev I., Koltermann K.P. Recent changes of the thermohaline circulation in the subpolar North Atlantic // Ocean Dynam. 2007. V. 57. P. 223–235.
20. Curry R.G., McCartney M.S. Ocean Gyre Circulation Changes Associated with the North Atlantic Oscillation // J. Phys. Oceanography. 2001. V. 31. № 12. P. 3374–3400.
21. Eden C., Willebrand J. Mechanism of Interannual to Decadal Variability of the North Atlantic Circulation // J. Climate. 2001. V. 14. № 10. P. 2266–2280.
22. Flatau M.K., Talley L., Niiler P.P. The North Atlantic Oscillation, Surface Current Velocities and SST Changes in the Subpolar North Atlantic // J. Climate. 2003. V. 16. № 14. P. 2355–2369.

23. Gray S.M., Haines K., Troccoli A. A Study of Temperature Changes in the Upper North Atlantic: 1950 – 1994 // *J. Climate*. 2000. V. 13. № 15. P. 2697–2711.
24. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation // *Science*. 1995. V. 269. № 5224. P. 676–679.
25. Klyashtorin L.B., Borisov V., Lyubushin A. Cyclic change of climate and major commercial stocks of the Barents Sea // *Marine Biolog. Res.* 2009. №5. P. 4–17.
26. Polyakov I.V., Bhatt U.S., Simmons H.L., Walsh D. et al. Multidecadal variability of the North Atlantic temperature and salinity during the twentieth century // *J. Climate*. 2005. V. 18. № 21. P. 4562–4581.
27. Polyakov I.V., Alexeev V.A., Belchansky G.L., Dmitrenko I.A. et al. Arctic Ocean freshwater changes over the past 100 years and their causes // *J. Climate*. 2008. V. 21. № 2. P. 364–384.
28. Vinje T. Anomalies and Trends of Sea – Ice Extent and Atmospheric Circulation in the Nordic Seas during the Period 1864–1998 // *J. Climate*. 2001. V. 14. № 3. P. 255–267.
29. Volkov D.L., Van Aken H.M. Annual and interannual variability of sea level in the northern North Atlantic Ocean // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. Cb 3204, doi:10.1029/2002JC00-1459.
30. Volkov D.L., Van Aken H.M. Climate – related change of sea level in the extratropical North Atlantic and North Pacific in 1993–2003 // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L14611, doi:10.1029/2005GL023097.

Climatic Variability of the North Atlantic Oscillation Index and the Associated Fluctuations of Temperature and Water Mass Transport in the Upper Layer of the North Atlantic

V.N. Eremeev*, A.N. Zhukov**, M.A. Krashenninnikova**,
A.A. Sizov**, and A.E. Chehlan**

*Oceanological Centre, National Academy of Sciences of Ukraine, Sevastopol

**Marine Hydrophysical Institute, National Academy of Sciences of Ukraine, Sevastopol

Processes of formation of the North Atlantic Oscillation index (NAO) during different phases of the current (1868–2010) quasi-centennial variability of solar activity (the Wolf number) are considered. It is found that during the lowest solar activity of a quasi-centennial cycle, the NAO index tends to the value higher than those observed during maximum of solar activity. During the even cycles the NAO index tends to be a few times higher than those during the odd ones. The conceptual scheme is proposed assuming that at anomalously high NAO taking place mainly during even cycles, the western disturbance in the troposphere over the North Atlantic groves that intensifies circulation in the upper layer of the subtropical gyre, leading to decrease of the amount of the Atlantic water mass inflowing to high latitudes. At anomalously low NAO observed mainly during the odd cycles, circulation in the subtropical gyre weakens that results in increase of the amount of the Atlantic water mass inflowing to high latitudes through the Faeroe–Shetland channel to the Norwegian and Barents seas. The range of the NAO variability is found (± 0.5), at which average multi-year (climatic) regime of hydrometeorological characteristics is realized in the North Atlantic. Validity of the proposed conceptual scheme is confirmed by the materials on water mass transport through the Faeroe–Shetland channel, formation of temperature anomalies in the North Atlantic upper layer and the Barents sea ice cover at $NAO = \pm 0.5$; $NAO \geq 1$ and $NAO \leq -1$.