

Академик НАН Украины В. Н. Еремеев, А. Н. Жуков,
М. А. Крашенинникова, А. А. Сизов, А. Е. Чехлан

Климатическая изменчивость индекса САК и связанные с ней процессы в верхнем слое Северной Атлантики

Рассматриваются процессы формирования индекса Северо-Атлантического колебания (САК) в разные фазы вековой изменчивости солнечной активности (числа Вольфа, W). Найдено, что при аномально высоких значениях индекса САК уменьшается доля атлантических вод, поступающих в высокие широты. При аномально низких значениях индекса САК увеличивается поток атлантических вод, поступающих в высокие широты, в частности, через Фареро-Шетландский пролив в Норвежское и Баренцево моря. Выделены диапазоны изменчивости САК, регулирующих эти потоки атлантических вод.

Климатические изменения, наблюдаемые в высоких широтах Северной Атлантики в последние годы [1, 2], связываются с процессами переноса тепла в системе океанических течений [3]. В большинстве работ, содержащих результаты климатических исследований в Северной Атлантике, рассматривается роль системы течений, образующих Северный субтропический антициклонический круговорот и Субполярный циклонический круговорот [4, 5]. Эти системы течений переносят тепло в полярные районы, регулируя режим ледовитости Арктического бассейна [2, 6]. Перенос массы и тепла в моря Арктического бассейна осуществляется поверхностными и промежуточными водами субтропической Атлантики через Фареро-Шетландский и Исландско-Фарерский проливы [7]. Поступление теплых и соленых субтропических вод в высокие широты регулируется ветвями Северо-Атлантического течения, крупномасштабные флуктуации которого формируются в значительной степени западным переносом в тропосфере умеренных широт, определяемых индексом Северо-Атлантического колебания (САК) [8, 9]. В свою очередь, временная изменчивость индекса САК лежит в широких пределах от 5–6 до 60 и более лет [6, 10]. Оценки показывают, что флуктуации индекса САК формируются под воздействием возмущений, поступающих к атмосфере Земли в разные фазы солнечной активности (с. а.) [11]. Поэтому для анализа масштабов изменчивости переноса водных масс в полярный бассейн необходимо учитывать возмущения циркуляции атмосферы, формирующиеся в зависимости от четности с. а.

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.

Используемый материал и методика исследования. Для оценки влияния крупномасштабной изменчивости с. а. на формирование междесятилетних масштабов флуктуации индекса САК брались среднегодовые значения чисел Вольфа (W) (<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).

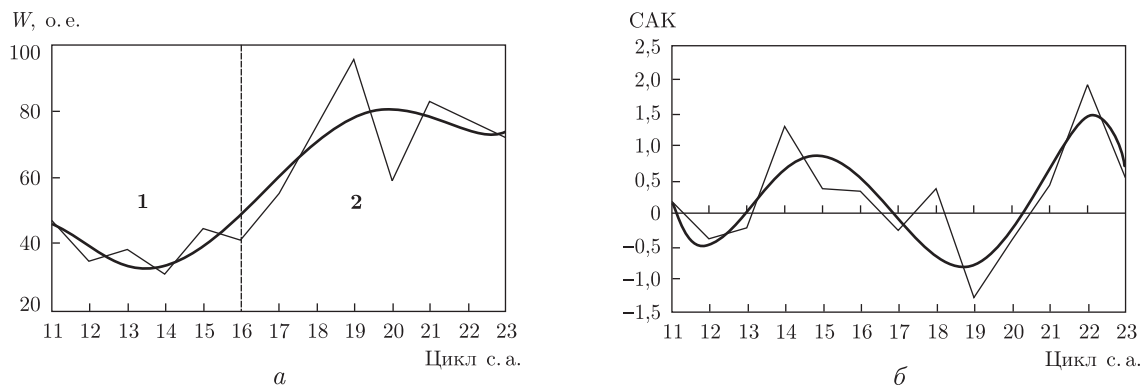


Рис. 1. Осредненные по 11-летним циклам значения W (а) и САК (б), аппроксимированные полиномом 5-й степени.

Штриховой вертикальной линией на рис. а выделены два временных интервала изменчивости числа W

Исследование изменчивости потока вод через Фареро-Шетландский пролив в разные фазы индекса САК проводилось по материалам, взятым из публикации [7]. Температура в верхнем 200-метровом слое воды на Кольском меридиане и процент свободной от льда поверхности Баренцева моря были взяты из работы [12]. Для оценки значимости полученных результатов применялись стандартные процедуры.

Результаты и их обсуждение. Для решения поставленной задачи оценим прежде всего характер изменчивости индекса САК в разные фазы векового цикла с. а. Используем ряды данных по числам W и САК с 1868 по 2005 гг. Сглаженные полиномиальным фильтром кривые W и САК иллюстрирует рис. 1. Точность аппроксимации кривых на рисунке полиномом 5-й степени (R^2) лежит в пределах от заметной (0,68 для САК) до высокой (0,80 для W).

На рис. 1, а выделим два временных интервала изменчивости чисел 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. Оценим средние величины индекса САК в обоих интервалах. В интервале **1**: $W = 39,3$; САК = 0,2; В интервале **2**: $W = 73,4$; САК = 0,15.

В группе лет с низкими значениями W индекс САК был максимальным, а в группе лет с высокими значениями W — минимальным. Величины САК в обоих интервалах изменяются в небольших пределах: в интервале **1** — САК примерно в 1,7 раза был выше, чем в интервале **2**, но и в этом случае САК не выходил за пределы значений 0,5.

Выберем из всего ряда инструментальных наблюдений индекса САК (1868–2010 гг.) значения, попадающие в три условные градации, определяемые следующим образом: $-0,5 \leq \leq \text{САК} \leq 0,5$; $\text{САК} \geq 1$ и $\text{САК} \leq -1$; найдем отношение числа случаев попадания САК в эти градации к общему числу случаев, т. е. определим частоту попадания САК в каждую из выделенных градаций. Сделав это отдельно для четного и нечетного циклов а. с., убеждаемся, что частота появления величин САК, лежащих в интервале $\pm 0,5$, практически одинакова как в четный (0,14), так и в нечетный (0,12) циклы с. а. Это дает основание предположить, что диапазон $-0,5 \leq \leq \text{САК} \leq 0,5$ характеризует климатические значения индекса САК. С другой стороны, в четные циклы случаи с $\text{САК} \geq 1$ наблюдаются в два раза чаще, чем случаи с $\text{САК} \leq -1$ (соответственно 0,24 и 0,12), а в нечетные циклы эти экстремальные значения индекса САК равновероятны (соответственно 0,19 и 0,18). Следо-

вательно, 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 (САТ). Усиление переноса водных масс в северной ветви субтропического круговорота сопровождается усилением пассатного переноса и, следовательно, интенсификацией всего субтропического антициклонического круговорота вод. Это следует из известных результатов [13], показывающих синхронизацию изменчивости САК и градиента приземного давления между Азорским максимумом и тропической ложбиной. Интенсификация переноса водных масс в субтропическом круговороте, согласно гипотезе Айселина [14], должна сопровождаться уменьшением его поперечных размеров. Предполагается, что этот процесс приводит к уменьшению доли теплых и соленых вод, поступающих с САТ в высокие широты. В случае ослабления циркуляции в субтропическом круговороте, сопровождающееся, согласно данной гипотезы увеличением его размеров, предполагается, что в высокие широты должно возрасть поступление теплых и соленых вод.

Справедливость этого предположения подтверждается работами последних лет. При высоких значениях индекса САК субтропический круговорот интенсифицируется [5], при этом наблюдается заглубливание термоклина в нем [4], верхний 300-метровый слой субтропического круговорота “разогревается” и “осолоняется” [1], а сам круговорот сдвигается на юго-восток [3]. При низких значениях индекса САК эти процессы развиваются в противоположном направлении.

По данным альтиметрических наблюдений и геострофических расчетов [15] 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) сдвигался на север. Таким образом, при интенсификации субтропического круговорота в годы с высоким индексом САК, когда уровень моря в его центре повышался, стрежень Азорского течения смещался на юг. При ослаблении субтропического круговорота при низких значениях индекса САК стрежень Азорского течения, т. е. восточная ветвь субтропического круговорота, смещался на север.

Синхронность процесса интенсификации (ослабления) циркуляции в субтропическом и субполярном круговоротах [2, 5] создает условия, при которых при положительной фазе САК субполярный фронт и ось САТ сдвигаются на юг [2, 9], а субарктические воды распространяются на весь Исландский бассейн. При отрицательной фазе САК субполярный фронт и ось САТ сдвигаются на север [9], субарктические воды отступают к западу и на север проникают субтропические воды [2].

Используя данные по переносу атлантических вод в полярный бассейн через Фареро-Шетландский пролив [6, 12], было показано, как этот процесс изменяется в разные фазы САК. Ряд с 1900 по 1979 гг. позволял оценить изменчивость потока вод в проливе как в **1**, так и во **2** временных интервалах. Чтобы рассмотреть колебание расхода водных масс (Q , Св) в проливе ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) 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 Q . В данном случае каждая градация включала в себя значения Q через 0,4 Св, в диапазоне от 2 до 4,3 Св (диапазон

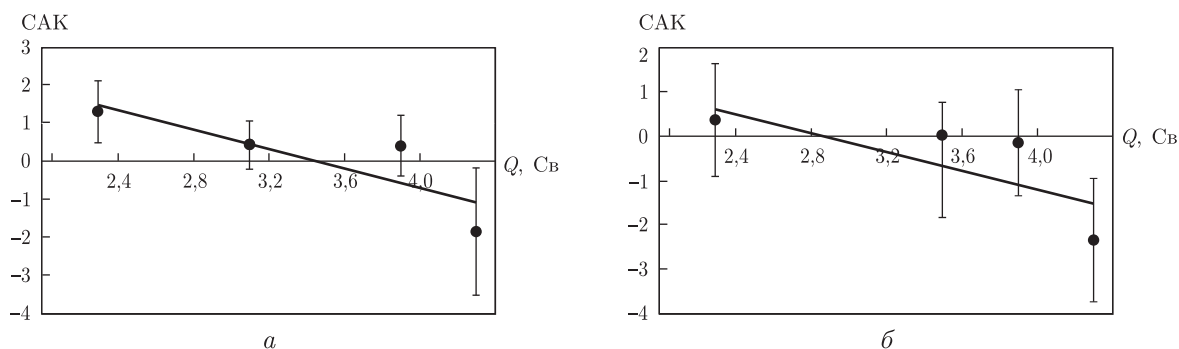


Рис. 2. Зависимость потока атлантических вод ($Q \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) в Фареро-Шетландском проливе от индекса САК в четные (а) и нечетные (б) циклы с. а.

изменчивости расхода вод в Фареро-Шетландском проливе) было получено шесть таких градаций. Для каждой градации определялось соответствующее среднее значение индекса САК. Полученные таким образом данные представлены на рис. 2. Заметим, что отсутствие точек на рис. 2, а в градациях 2,4–2,7 и 3,2–3,5 Св и на рис. 2, б в градациях 2,4–2,7 и 2,8–3,1 Св соответственно в четном и нечетном циклах объясняется недостаточным количеством данных, что не позволяло оценить значимые величины потока и соответствующие им значения индекса САК в этих градациях. Вертикальные кривые у точек на графике — значения $2\sigma/\sqrt{n}$.

Как следует из рис. 2: с увеличением САК уменьшается поток вод через пролив, а с уменьшением САК — увеличивается. В то же время из рисунка видно, что существует диапазон изменчивости индекса САК, лежащий в пределах $\pm 0,5$, при котором осуществляется средний, назовем его условно — климатический перенос водных масс через Фареро-Шетландский пролив. Грубая оценка этого переноса по графикам а и б лежит в пределах 3–4 Св. Отрицательные тренды переноса в зависимости от индекса САК иллюстрирует рис. 2.

Материалы, содержащиеся в публикации [12], позволяют продемонстрировать следующее: 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). Колебание объема поступления теплых атлантических вод в северные моря при экстремальных положительных и отрицательных значениях индекса САК проявляется в соответствующем колебании их ледовитости. Оценки по материалам, взятым из [12], показывают, что при интенсификации потока вод через Фареро-Шетландский пролив уменьшается ледовитость Баренцева моря (коэффициент корреляции равен $-0,57$). Эти материалы позволяют показать, как свободная ото льда поверхность моря представляется при разных градациях индекса САК.

Несколько изменив градации САК (для увеличения числа членов ряда в каждой градации), получим, что при САК = $\pm 0,7$ свободная ото льда поверхность Баренцева моря близка к средней многолетней величине ($-0,06\%$ поверхности моря). При значениях САК $\geq 0,8$ (аномально низком притоке теплых атлантических вод) свободная ото льда поверхность моря сокращается до $-0,85\%$, а при значениях САК $\leq -0,8$ (аномально высоком притоке атлантических вод) — увеличивается до 1% поверхности моря. 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 [6], где показано, что вынос льда через пролив Фрама увеличивался в нечетные циклы с. а. (когда преобладали минимальные значения индекса САК) и уменьшался в четные циклы (когда преобладали высокие значения индекса САК).

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, о возрастании доли теплых атлантических вод, поступающих через Фареро-Шетландский пролив в арктический бассейн при аномально низких значениях индекса САК.

Таким образом, 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), подтверждается результатами наблюдений. Экспериментальные данные позволяют выделить три диапазона изменчивости индекса САК, при которых происходит существенная перестройка переноса атлантических вод в высокие широты. Все три диапазона изменчивости САК формируются под воздействием возмущений барического поля атмосферы, крупномасштабные флуктуации которого связаны с вариациями с. а. на масштабах векового и 11-летнего (четного и нечетного) циклов.

Выделенные диапазоны изменчивости индекса САК позволили оценить величины переноса атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив и выявить соответствующий этому переносу режим формирования температурного поля в южной части Баренцева моря. Реалистичность этого процесса подтверждается данными по ледовитости Баренцева моря и по оценкам выноса арктического льда через пролив Фрама [6].

1. Polyakov I. V., Bhatt U. S., Simmons H. L. et al. Multidecadal variability of the North Atlantic temperature and salinity during the twentieth century // *J. Climate*. – 2005. – **18**, No 21. – P. 4562–4581.
2. Bersh M., Yashayev I., Koltermann K. P. Recent changes of the thermohaline circulation in the subpolar North Atlantic // *Ocean Dynamics*. – 2007. – **57**. – P. 223–235.
3. Полонский А. Б., Крашенинникова С. Б. Пространственно-временная изменчивость меридиональных переносов тепла в Северной Атлантике // *Мор. гидрофиз. журн.* – 2010. – № 6. – С. 24–41.
4. Gray S. M., Haines K., Troccoli A. A Study of Temperature Changes in the Upper North Atlantic: 1950. – 1994. – // *J. Climate*. – 2000. – **13**, No 15. – P. 2697–2711.
5. Curry R. G., McCartney M. S. Ocean Gyre Circulation Changes Associated with the North Atlantic Oscillation // *J. Phys. Oceanogr.* – 2001. – **31**, No 12. – P. 3374–3400.
6. Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П. и др. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей евразийского шельфа. – Санкт-Петербург: Наука, 2007. – 135 с.
7. *Структура и изменчивость крупномасштабных океанических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне* / Под ред. Ю. В. Николаева, Г. В. Алексева. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1989. – 128 с.
8. Hurrell J. W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation // *Science*. – 1995. – **269**, No 5224. – P. 676–679.
9. Сарафанов А. А. Механизм воздействия североатлантического колебания на температуру и соленость промежуточных и глубоких вод субполярной северной Атлантики // *Метеорология и гидрология*. – 2009. – № 3. – С. 65–73.
10. Еремеев В. Н., Жуков А. Н., Крашенинникова М. А. и др. Волновые процессы в изменчивости поверхностной температуры Черного моря // *Докл. РАН*. – 2012. – **443**, № 1. – С. 112–115.
11. Витинский Ю. В. Солнечная активность. – Москва: Наука, 1983. – 192 с.
12. Klyashtorin L. B., Borisov V., Lyubushin A. Cyclic change of climate and major commercial stocks of the Barents Sea // *Mar. Biol. Res.* – 2009. – No 5. – P. 4–17.

13. 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.
14. Стоммел Г. Гольфстрим. – Москва: Изд-во иностр. лит., 1962. – 227 с.
15. 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. – **32**. – L14611 – L14615.

Океанологический центр НАН Украины, Севастополь
Морской гидрофизический институт
НАН Украины, Севастополь

Поступило в редакцию 06.02.2012

Академік НАН України В. М. Еремєєв, О. М. Жуков, М. А. Крашеніннікова,
А. О. Сізов, А. Ю. Чехлан

Кліматична мінливість індексу ПАК і пов'язані з нею процеси у верхньому шарі Північної Атлантики

Розглядаються процеси формування індексу Північно-Атлантичного колювання (ПАК) в різних фази вікової мінливості сонячної активності (числа Вольфа, W). Знайдено, що при аномально високим значенням індексу ПАК зменшується частка атлантичних вод, які надходять у високі широти. При аномально низьким значенням індексу ПАК збільшується потік атлантичних вод, які надходять у високі широти, зокрема, через Фареро-Шетландську протоку в Норвезьке та Баренцево моря. Виділено діапазони мінливості ПАК, що регулюють ці потоки.

Academician of the NAS of Ukraine V. N. Eremeev, A. N. Zhukov,
M. A. Krasheninnikova, A. A. Sizov, A. E. Chekhlan

Climatic variability of the NAO index and related processes in the upper layer of the North Atlantic

The processes of formation of the North Atlantic oscillation (NAO) index in different phases of secular variability of the solar activity are considered (Wolf numbers, W). At anomalous high values of NAO, the part of the Atlantic waters flowing into high latitudes decreases. At anomalous low values of NAO, the part of the Atlantic waters flowing into high latitudes increases, in particular, through the Faroe-Shetland Channel to the Norwegian and Barents seas. The range of NAO variation controlling these flows is separated.