

# ВЗАИМОСВЯЗЬ НИЗКОЧАСТОТНЫХ КОЛЕБАНИЙ РАСХОДОВ ГОЛЬФСТРИМА И ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ ТЕПЛА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Г.Ф. Джиганишин, А.Б. Полонский

Морской гидрофизический институт  
НАН Украины  
99011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2  
*E-mail: gafur@sv3.net.ua*

*На основе анализа архивных океанографических данных и данных ре-анализа NCEP оценена роль низкочастотных флюктуаций турбулентных потоков тепла в формировании межгодовых колебаний расходов Гольфстрима.*

**Введение.** Существование взаимозависимых флюктуаций межгодового-декадного масштабов в системе океан-атмосфера в настоящее время не подвергается сомнению. Вариации различных характеристик этой системы с типичными периодами от двух до восьми и от 10 до 30 лет надежно выделяются в различных регионах Мирового океана. Установлено, что на межгодовом масштабе значимый глобальный сигнал в системе океан-атмосфера связан с Эль-Ниньо-Южным колебанием, Северо-атлантическим колебанием, Индо-океанским диполем [1-5]. Вместе с тем, в северной части Тихого океана большую роль играет изменчивость декадного масштаба – Тихookeанская декадная осцилляция (ТДО) [6]. В частности, она проявляется в аномалиях температуры поверхности океана и характеристиках приводного поля ветра. Вероятно, основным механизмом, поддерживающим ТДО, является бароклинное приспособление субтропического круговорота к низкочастотным возмущениям на поверхности океана [6-8]. Так, согласно результатам работы [9], в Тихом океане имеет место медленное динамическое приспособление субполярного круговорота к декадным вариациям завихренности ветра, наблюдаемым в тропической и субтропической зонах. Причем, декадные изменения геострофического переноса в верхнем километровом слое Тихого океана между  $32^{\circ}$  и  $37^{\circ}$  с.ш. согласуются с декадными изменениями свердруповского переноса, вычисленными для этой же широтной зоны по данным о завихренности поля ветра. В работе [10] нами было показано, что межгодовые вариации свердруповского переноса (в том числе и его декад-

ные изменения), имеющие место в Северном антициклоническом круговороте (ССАК) коррелируют с вариациями Гольфстрима. Реакция Гольфстрима на межгодовые колебания свердруповского переноса в ССАК происходит приблизительно с 2-летним запаздыванием, однако свердруповский перенос отвечает не более чем за 40% расходов Гольфстрима. Наряду с колебаниями свердруповского переноса, не менее важную роль должны играть отклики Гольфстрима на низкочастотные флюктуации плотностной структуры, которые происходят в пределах ССАК и смежного с ним Северного субполярного циклонического круговорота (ССЦК) в результате низкочастотных изменений турбулентных потоков тепла через поверхность раздела океана с атмосферой. В настоящей работе делается попытка оценить роль этого механизма в колебаниях Гольфстрима на межгодовом-декадном масштабе.

**Исходные данные и методика вычислений.** На основе архивного массива [11] по геострофическим соотношениям вычислялись текущие среднегодовые значения расходов Гольфстрима за период с 1950 по 2000 гг. Расчеты проводились для океанографических разрезов, ориентация которых близка к нормали по отношению к среднемноголетнему генеральному направлению потока. Подробное описание процедуры построения разрезов приведено в [10]. Узлы выбранных разрезов рассматривались как центры сферических прямоугольников со сторонами  $1^{\circ}$  широты и  $1,5^{\circ}$  долготы. Путем осреднения данных станций, попадавших в пределы сферических прямоугольников, вычислялись текущие среднегодовые вертикальные профили температуре и солености. Далее по формуле ЮНЕСКО [12] вычислялись текущие среднегодовые вертикальные профили плотности. Расчет скоростей геострофического течения выполнялся от отсчетной поверхности 2000м.

Текущие среднегодовые величины расходов Гольфстрима, вычислялись путем интегрирования скоростей течения, заключенных между нулевыми изотахами. Для отдельных лет рассматриваемого периода удалось провести вычисления по двум (в 1960 г.) и трем (в 1974 г.) разрезам, пересекающим Гольфстрим. В этом случае расходы для соответствующих лет усреднялись.

Анализ данных ре-анализа NCEP показывает, что межгодовые флюктуации суммарных турбулентных потоков тепла на поверхности океана представляют собой суперпози-

цию колебаний с периодами от 2-3 года до 20-25 лет. Типичный график межгодовых колебаний потоков тепла в центральной части ССАК приведен на рисунке 1. Для ответа на вопрос о влиянии низкочастотной изменчивости потоков тепла на поля плотности в пределах ССЦК и ССАК рассчитывались поля взаимных корреляционных функций между колебаниями расходов Гольфстрима и колебаниями суммарных турбулентных потоков тепла в Северной Атлантике. Вычисления проводились для диапазона сдвигов от -13 лет (лидирование потоков тепла) до +13 лет (лидирование флюктуаций расходов Гольфстрима).

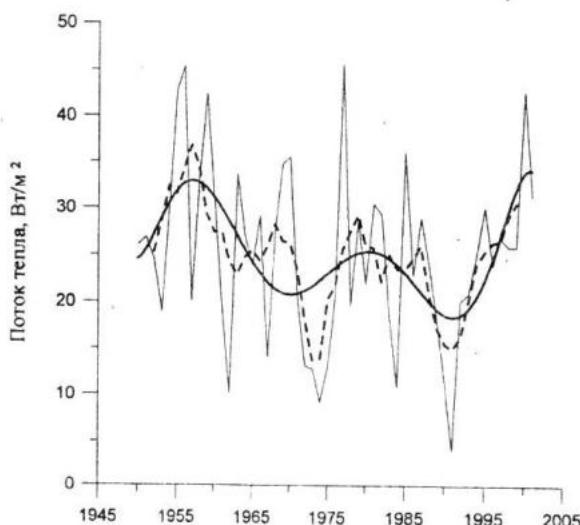


Рисунок 1 – Суммарные потоки тепла в центральной части ССАК ( $30^{\circ}$ с.ш.,  $65,5^{\circ}$ з.д.). Ломаная кривая – текущее пятилетнее слгаживание. Плавная кривая – аппроксимация полиномом 9 степени

**Результаты и их анализ.** Следует отметить, что, несмотря на значительное общее количество данных, полученных в пределах названных выше квадратов Марсдена, почти для трети лет рассматриваемого периода оценки текущих среднегодовых геострофических расходов по имеющимся океанографическим и CTD данным получить не удалось. В связи с этим была сделана попытка восполнить имеющиеся пробелы данными ХВТ станций. Однако, последним свойственны известные недостатки: а именно меньшая по сравнению с океанографическими данными глубина зондирования, а также отсутствие информации о солености. Поэтому для решения поставленной задачи потребовалось ответить на вопрос, возможно ли в принципе получить представительную информацию о геострофических течениях, используя поле

плотности, вычисленное без учета солености и ограниченное по глубине?

Для ответа на поставленный вопрос были выполнены тестовые расчеты, которые заключались в следующем. По океанографическим CTD данным, наряду с вышеописанными расчетами текущих годовых расходов, были выполнены аналогичные вычисления от отсчетной поверхности 800 м. без учета солености морской воды. Сопоставление расходов Гольфстрима ( $S_{G,IS}$ ), вычисленных от отсчетной поверхности 2000 м. с учетом солености, и расходов ( $S_{G,T}$ ), вычисленных от отсчетной поверхности 800 м. без учета солености, показывает, что между ними существует хорошая линейная связь (рисунок 2), выражаемая следующим уравнением регрессии:  $S_{G,IS} = 2.03006 \cdot S_{G,T} - 16.9526$ . Это позволило привлечь данные ХВТ станций и, используя приведенное уравнение регрессии получить более полный ряд текущих среднегодовых значений расходов.

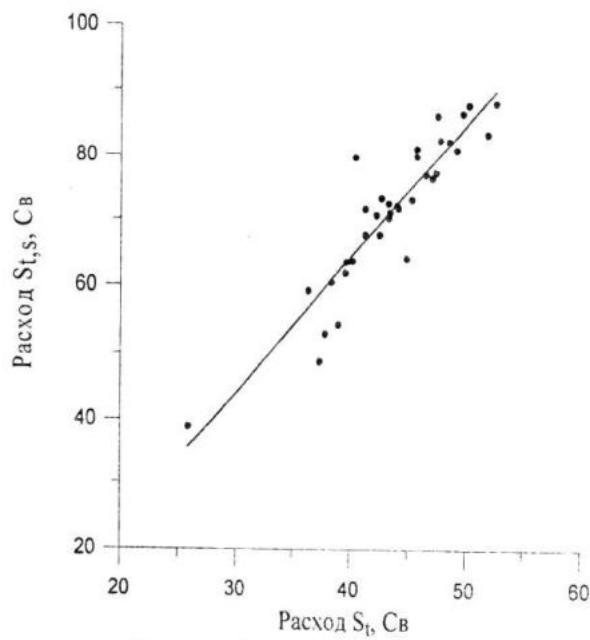


Рисунок 2 – Регрессионная связь величин  $S_{G,IS}$  и  $S_{G,T}$

Сопоставление графиков временной изменчивости текущих расходов Гольфстрима, вычисленных с учетом солености по океанографическим и CTD-данным, и аналогичных графиков, вычисленных по данным ХВТ станций (рисунок 3), показывает их близость. Причем последние позволяют получить более полное представление о расходах Гольфстрима в последнюю декаду прошлого столетия.

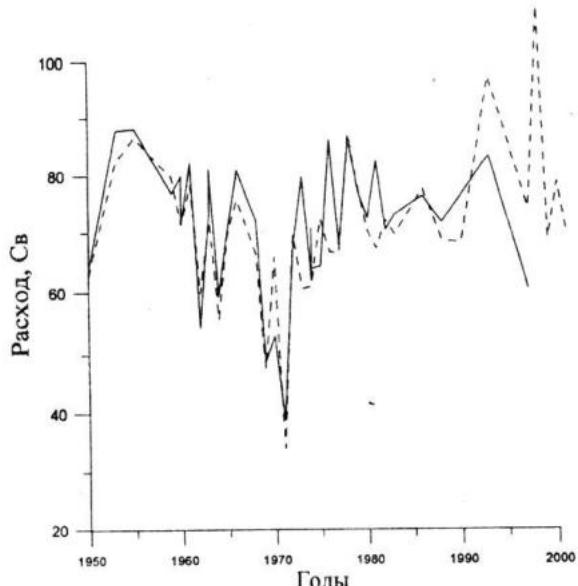


Рисунок 3 – Расходы Гольфстрима, вычисленные по данным СТД станций от отсчетной поверхности 2000 м с учетом солености (сплошные кривые) и от отсчетной поверхности 800 м без учета солености

Рассмотрим, наконец, отклик Гольфстрима на межгодовые вариации термохалинной структуры, происходящие под действием соответствующих колебаний потоков тепла. Последовательное сопоставление карт взаимной корреляции, вычисленных для различных сдвигов (от крайних отрицательных до крайних положительных) показывает, что в эволюции представляемых полей существует очевидная преемственность, хотя для отдельных сдвигов из диапазона  $\pm 13$  лет уровень корреляционных связей не выходит за 90% доверительный интервал.

Из совокупности результатов, полученных при отрицательных сдвигах, выделяются корреляционные поля, указывающие на то, что в отдельных структурных регионах Северной Атлантики межгодовые колебания потоков тепла при их 3 – 5 летнем лидировании надежно коррелируют с межгодовыми колебаниями расходов Гольфстрима (рисунок 4). Так, судя по знакам корреляции, полученным для ССЦК и центральной части ССАК (области, примыкают к Гольфстриму с севера и с юга, соответственно), интенсификация турбулентных потоков тепла в ССЦК и их ослабление в северной части ССАК сопровождаются интенсификацией Гольфстрима, наблюданной через указанный промежуток времени. И, наоборот, ослабление потоков тепла в ССЦК и их интенсификация в центральной части ССАК через 3 – 5 лет сопровождается ослаблением Гольфстрима. Ясно, что в первом случае должен наблю-

даться подъем термоклина в ССЦК и его опускание в ССАК, что неизбежно приводит к обострению горизонтальных градиентов плотности в направлении, поперечном Гольфстриму, а, следовательно, к его интенсификации. Во втором случае, ослабление турбулентных потоков тепла в ССЦК приводит к опусканию термоклина, а их усиление в центральной части ССАК – к подъему термоклина. В конечном случае это приводит к ослаблению Гольфстрима, поскольку ослабляются горизонтальных градиентов плотности между ССЦК и ССАК.

Следует обратить внимание на положительный знак корреляции, полученный при 3 – 5 летнем лидировании потоков в восточных и южных областях ССАК, а именно в областях действия Канарского и Северного пасатного течений (КТ и СПТ соответственно). Это говорит о том, что интенсификация потоков тепла в восточных и южных периферийных областях ССАК приводит к более интенсивному охлаждению и подъему термоклина в южных и восточных периферийных областях ССАК, по сравнению с положением термоклина в центральных частях ССАК, а, следовательно, к интенсификации КТ и СПТ. Последнее, в свою очередь, сопровождается интенсификацией Гольфстрима наблюдаемой через 3 – 5 лет. Таким образом, можно полагать, что взаимосвязанность перестройки полей плотности с интенсивностью Гольфстрима реализуется опосредованно, через колебания интенсивности КТ и СПТ.

Наиболее надежный уровень взаимосвязи между флуктуациями потоков тепла и расходов Гольфстрима получен при нулевом сдвиге, а также при 3-летнем лидировании флуктуаций расходов Гольфстрима (рисунок 5). Отметим при этом, что этот результат менее ясен. Можно лишь констатировать, что интенсификация Гольфстрима в целом ведет к ослаблению потоков тепла в ССЦК, а также восточнее  $45^{\circ}$  з.д. в области разветвления его потоков. Вместе с тем интенсификация Гольфстрима с 3-летним запаздыванием сопровождается интенсификацией потоков тепла в центральной части ССАК, а, следовательно, и заглублением термоклина. В конечном счете, в соответствии со сценарием, рассмотренным выше, это должно вести к очередному циклу флуктуаций. Причиной этого является advекция тепла в верхних слоях океана, осуществляемая Гольфстримом.

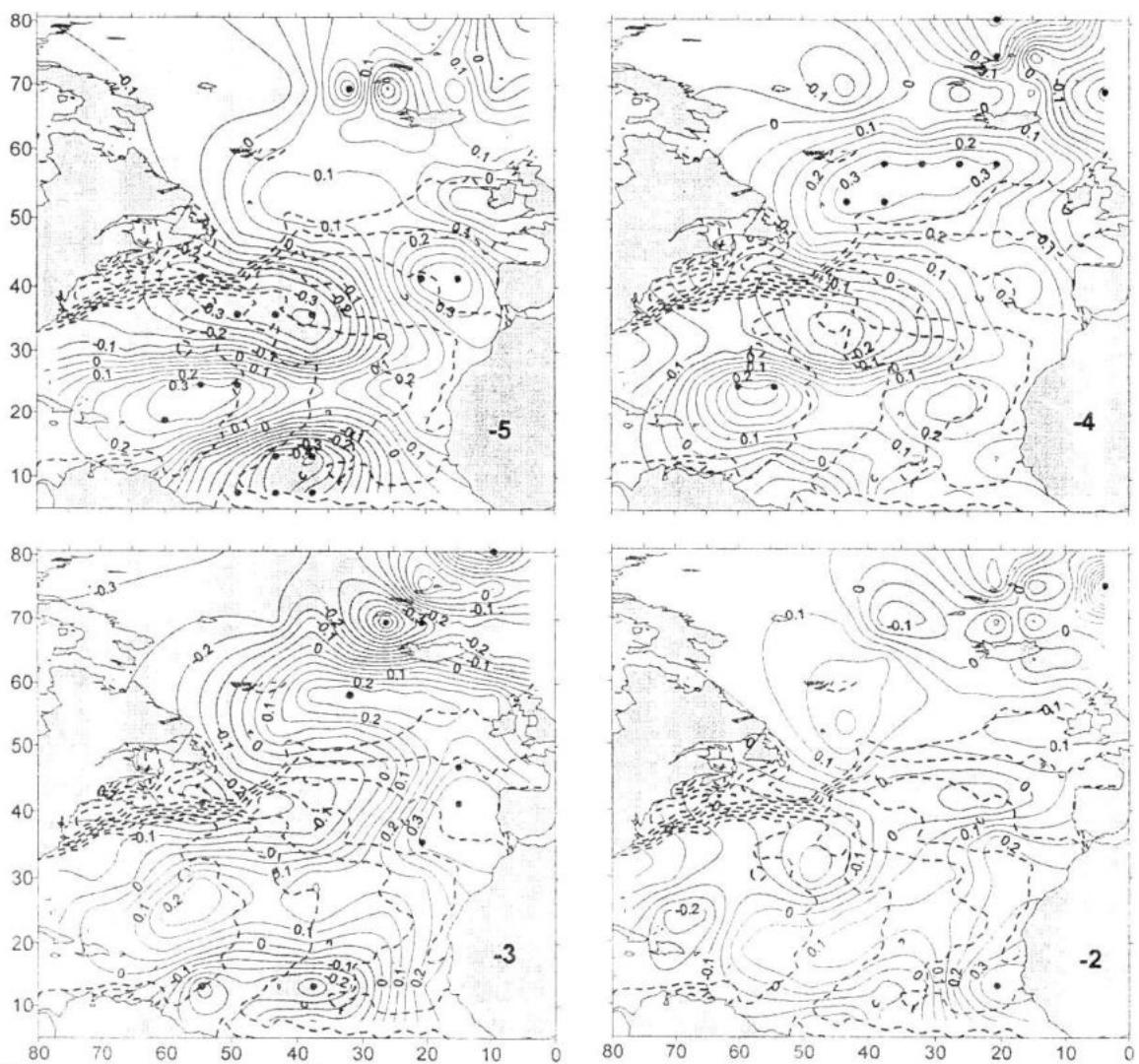


Рисунок 4 – Поля взаимной корреляции суммарных турбулентных потоков тепла и расходов Гольфстрима при лидировании потоков от 5 до 2 лет. Затененные участки – корреляция отрицательная, светлые участки – корреляция положительная. Точками выделены участки, в которых корреляция превышает 90% доверительный уровень. Пунктирными линиями показаны линии токов геострофических течений

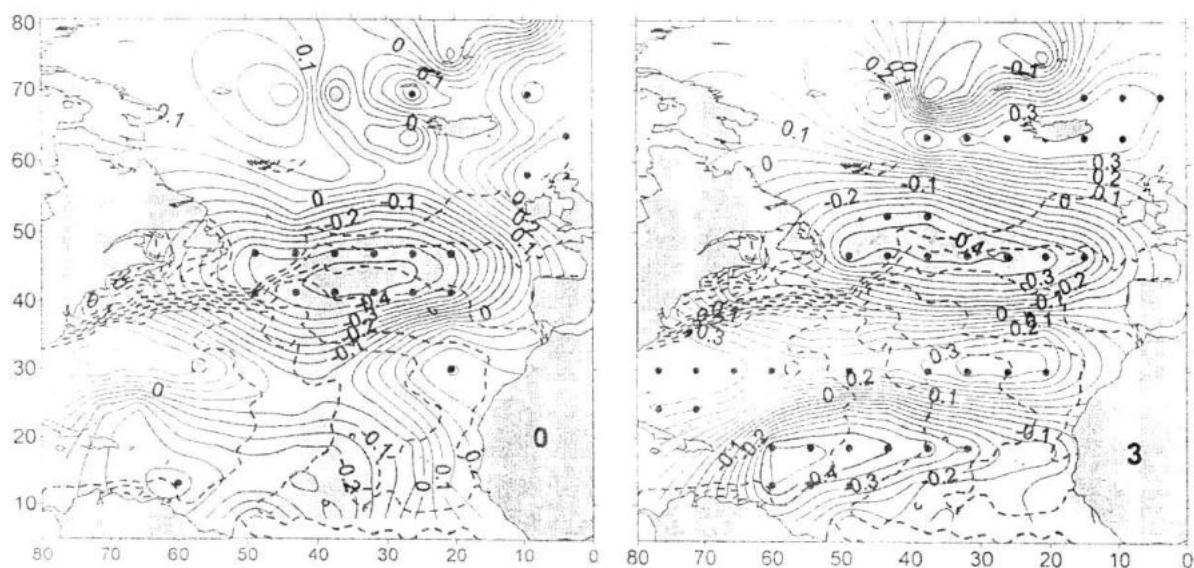


Рисунок 5 – Поля взаимной корреляции суммарных турбулентных потоков тепла и расходов Гольфстрима при нулевом сдвиге и 3-летнем лидировании расходов.

Оценку масштаба цикличности процесса можно получить из рисунка 6.

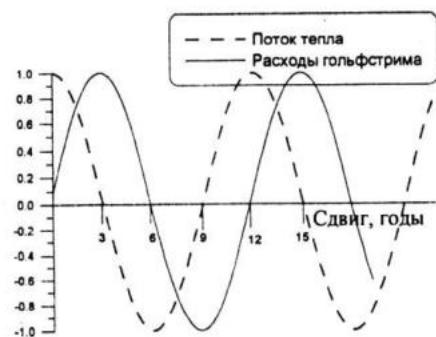


Рисунок 6 – Иллюстрация механизма взаимодействия потоков тепла в ССЦК и колебаний Гольфстрима. По оси ординат отложены аномалии потоков тепла и расходов Гольфстрима в условных единицах.

Пусть в начальный момент времени поток тепла в ССЦК максимальен. Согласно первому сценарию при лидировании потоков (см. рисунок 5), через 3 года следует ожидать максимума расходов Гольфстрима, а затем, согласно второму сценарию при лидировании Гольфстрима через 3 года следует ожидать минимума потоков. Далее, согласно первому сценарию, через 3 года после наступления минимума потоков должно наблюдаться ослабление Гольфстрима, которое в свою очередь через 3 года должно привести к усилению потоков в ССЦК. Таким образом, при строгом соблюдении 3-летних сдвигов полный цикл вариаций потоков тепла и интенсивности Гольфстрима должен составить около 12 лет, что одного порядка с типичным масштабом Североатлантического колебания. Понятно, что такой сценарий в чистом виде может быть реализован лишь в случаях, когда колебания потоков тепла в ССЦК и в ССАК строго противофазны, что, по всей вероятности, наблюдается нечасто.

Полученную оценку подтверждают осредненные корреляционные функции, вычисленные для центрально части ССАК и для области ССЦК, примыкающей к Гольфстриму (рисунок не приводится).

**Выводы.** Наряду с вариациями свердрузовского меридионального переноса важную роль играет отклик системы западных пограничных течений на квазипериодическое воздействие потоков тепла на поверхности океана, связанные с Североатлантическим колебанием.

В отдельных структурных зонах Северной Атлантики межгодовые колебания потоков тепла при их 3 – 5 летнем лидировании надежно коррелируют с межгодовыми колебаниями расходов Гольфстрима. Интенсификация турбулентных потоков тепла в ССЦК и их ослабление в северной части ССАК сопровождаются интенсификацией Гольфстрима, наблюдавшейся через указанный промежуток времени. И, наоборот, ослабление потоков тепла в ССЦК и их интенсификация в центральной части ССАК через 3 – 5 лет сопровождается ослаблением Гольфстрима.

Интенсификация потоков тепла в восточных и южных периферийных областях ССАК приводит к более интенсивному охлаждению и подъему термоклина в южных и восточных периферийных областях ССАК, по сравнению с положением термоклина в центральных частях ССАК, а, следовательно, к интенсификации КТ и СПТ. Последнее, в свою очередь, сопровождается интенсификацией Гольфстрима наблюдавшейся через 3 – 5 лет. Таким образом, можно полагать, что взаимосвязанность перестройки полей плотности с интенсивностью Гольфстрима реализуется опосредованно, через колебания интенсивности КТ и СПТ.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ю.В. Артамонов, Е.Н. Воскресенская, Г.Ф. Джиганшин и др. Низкочастотная изменчивость гидрометеорологических и гидрофизических характеристик Тропической и Субтропической Атлантики в связи с глобальными вариациями типа Эль-Ниньо-Южные Осцилляции. Монография (под редакцией А.Б.Полонского и А.А.Сизова).//Деп. рукопись N4560 В-91. – Москва, ВИНТИ, 1991. – 247 с.

2. Г.Ф. Джиганшин, А.Б.Полонский. Межгодовая и десятилетняя изменчивость теплозапаса верхнего 200-метрового слоя в Тропической Атлантике в 1950–1992гг.//Изв.РАН, ФАО, т. 37, № 2, 2001. – С. 497 – 505.

3. А.Б. Полонский, Е.П. Семилетова, Г.Ф. Джиганшин. Роль океана в поддержании Североатлантического колебания // МГЖ, 2002. № 5. – С. 47 – 55.

4. Г.Ф. Джиганшин, А.Б. Полонский. Североатлантическое колебание и изменчивость

- характеристик деятельного слоя океана. // Изв. РАН, ФАО, 2003. т. 39, № 4, 2003, – С. 354 –364.
5. J.N. Mantua, S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. // Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 1997. – P. 1069 – 1080.
6. H. Nakamura, G. Lin, and T. Yamagata, Decadal climate variability in the North Pacific during recent decades. // Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 1997. – P. 2215 – 2225.
7. K.Trenberth, E.and J. W. Hurrell, Decadal atmosphere–ocean variations in the Pacific. // Climate Dyn., 9, 1994. – P. 303 – 319.
8. S. Yukimoto, M. Endoh, Y. Kitamura, A. Kitoh, T. Motoi, A. Noda, and T. Tokioka, Interannual and interdecadal variabilities in the Pacific in an MRI coupled GCM. // Climate Dyn., 12, 1996. – P. 667 – 683.
9. Deser C. Evidence for a wind-driven intensification of the Kuroshio Current Extention from the 1970s to the1980s. // The ROSSBY-100 Symposium 8-12 June. Stockhplm, Sweden, Volum I. 1998. – P. 87 – 89.
10. Г.Ф. Джиганшин, А.Б. Полонский, Крашенинникова С.Б. Влияние межгодовой изменчивости поля ветра в Северном субтропическом круговороте на расходы Гольфстрима. // Системы контроля окружающей среды. Севастополь. 2006. – С. 296 – 299.
11. Schlitzer, R., Ocean Data View, <http://www.awi-remenhaven.de/GEO/ODV>, 2001.
12. О введении Шкалы практической солености, 1978 и нового международного уравнения состояния морской воды // Океанология. – 1982. – XXII, №2. – С. 337 – 343.