

ПОТОК ПЛАВУЧЕСТИ КАК МЕТРИКА ДЛЯ АНАЛИЗА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ НА РАЗЛИЧНЫХ ВРЕМЕННЫХ МАСШТАБАХ

П. К. Мироненков^{1,2}, Н. Д. Тилинина¹, С. К. Гулев¹

¹ *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН,
Россия, 117218, Москва, Нахимовский проспект, д. 36,
e-mail: tilinina@sail.msk.ru;*

² *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,
Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1,
e-mail: mirotenkovpk@my.msu.ru*

В статье проведен всесторонний обзор публикаций в журналах и монографиях, посвященных метрике взаимодействия океана и атмосферы – потоку плавучести. Такой способ оценки тенденции к вертикальному перемешиванию в океане, выведенный теоретически еще в 1966 г., имеет большую перспективу использования в настоящее время из-за роста числа наблюдений за состоянием океана и атмосферы и развития вычислительных мощностей, а также из-за понимания важности учета взаимодействия океана и атмосферы для формирования долговременных климатических прогнозов. Поток плавучести позволяет не только качественно, но и количественно оценить взаимодействие океана и атмосферы через потоки тепла, влаги и радиации на различных временных масштабах. Одна из основных целей использования потока плавучести в последние десятилетия – оценка уровня трансформации водных масс при атмосферном воздействии в области формирования Североатлантической глубинной воды (NADW) и Антарктической донной воды (ABW). Поток плавучести может быть использован для учета вклада различных компонент взаимодействия океана и атмосферы в динамику верхнего перемешанного слоя океана: радиационных потоков, потоков тепла, пресной воды. Также для оценки способности водоемов суши поглощать или эмитировать CO₂ в зависимости от синоптической динамики атмосферы и даже для оценки изменчивости апвеллингов, влияющих на социально-экономическую ситуацию в прибрежных областях. В обзоре приведено краткое описание научных работ, использующих поток плавучести в различных целях, приведена первая статья, в которой была введена метрика, а также кратко описаны методики, открывающие перспективы в этом направлении исследований на основе современных данных о состоянии океана и атмосферы. В работе проанализировано более 60 научных статей.

Ключевые слова: поток плавучести на поверхности океана, поток плотности, взаимодействие океана и атмосферы, трансформация водных масс, потоки тепла между океаном и атмосферой, поток пресной воды между океаном и атмосферой, верхний перемешанный слой океана

Введение

Взаимодействие океана и атмосферы на различных пространственно-временных масштабах является ключевым процессом в климатической системе Земли. Этот процесс в значительной степени определяет на коротких синоптических и сезонных масштабах времени как качественно, так и количественно интенсивность глубокой конвекции и формирование верхнего перемешанного слоя в океане (Gill, 1982; Kraus, Businger, 1994), региональный климат на Земле на декадных и вековых масштабах времени.

Взаимодействие между двумя средами – океаном и атмосферой – осуществляется посредством потоков импульса, тепла и влаги. В нашей работе мы рассматриваем метрику – поток плавучести, для расчета которой применяется полный набор параметров баланса тепла и влаги на поверхности океана. Мы приводим обзор всех основных, существующих на сегодняшний день, исследований в области взаимодействия океана и атмосферы, использующих эту метрику.

Интерес к потоку плавучести продиктован его уникальностью для комбинированного учета сразу двух сред – как океана, так и атмосферы. В то же время, несмотря на актуальность, поток плавучести не был широко использован в исследованиях динамики океана и атмосферы. Традиционно в таких исследованиях рассматриваются отдельно потоки тепла между океаном и атмосферой, радиационные потоки или же баланс осадков и испарения.

Целью данной работы является обзор существующих исследований, учитывающих поток плавучести в совместном анализе океана и атмосферы для дальнейшего развития этого подхода и актуализации метрики, выступающей в качестве хорошей диагностики как данных прямых наблюдений, так и высокоразрешающего моделирования океана и атмосферы. В частности, в этом обзоре мы делаем акцент на влияние атмосферы на коротких синоптических масштабах на возникновение и интенсификацию конвекции в приповерхностном слое океана.

Интенсивная отдача тепла поверхностью океана в атмосферу приводит к уплотнению вод на поверхности и интенсификации конвекции в океане, что принято называть отрицательным потоком плавучести на поверхности океана. Положительные значения потока плавучести соответствуют уменьшению плотности водной массы и росту устойчивости стратификации на поверхности океана. При отрицательном значении потока плавучести на поверхности водная масса теряет свойство плавучести и стремится к опусканию и поддержанию процесса конвективного перемешивания.

Баланс тепла на поверхности океана Q записывается в виде:

$$Q = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_{lat} + Q_{sen}, \quad (1)$$

где Q_{SW} – суммарная коротковолновая радиация, Q_{LW} – суммарная длинноволновая радиация, Q_{lat} и Q_{sen} – турбулентные потоки скрытого и явного тепла (рисунок 1).

Взаимодействие океана и атмосферы, согласно (Cronin, Sprintall, 2001), в определенных случаях (сезонный цикл в северной части Тихого океана) можно рассматривать только через вертикальную составляющую реакции океана на ветровое воздействие и влияние плавучести, в других случаях (сезонный цикл в восточной тропической части Тихого океана) наличие обратной связи между океаном и атмосферой затрудняет определение причин и следствий в их взаимодействии.

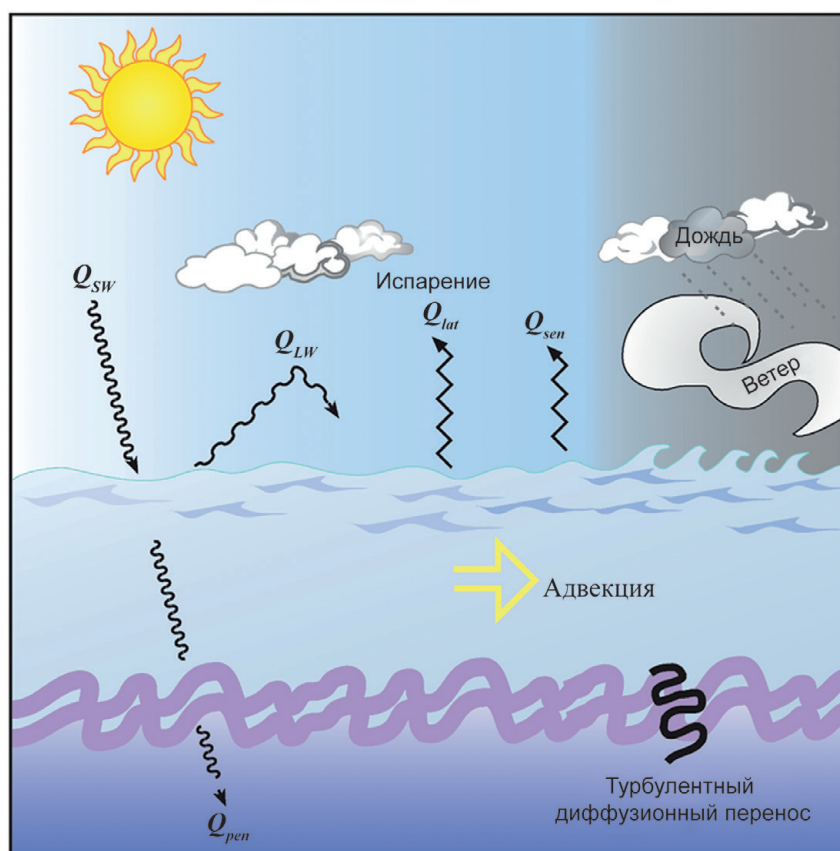


Рис. 1 – Иллюстрация баланса тепла, влаги и импульса на поверхности океана. Коротковолновая радиация – Q_{sw} , длинноволновая радиация – Q_{LW} , потоки скрытого – Q_{lat} и явного тепла – Q_{sen} . Q_{pen} – коротковолновая радиация, проникающая в верхний перемешанный слой океана. Рис. 1 из (Cronin, Sprintall, 2001)

Важной теоретической основой для описания термического состояния и общей циркуляции океана является работа (Walín, 1982), в которой показано, что перемещение воды на поверхности океана к полюсам (океанская ячейка Хэдли) можно оценить, используя потоки тепла между океаном и атмосферой. Так же, как в работе (Cronin, Sprintall, 2001), авторы указывают на важность учета ветрового воздействия, так как смена ветровых режимов может привести к формированию различных условий на поверхности океана, в частности, к изменению потоков тепла между океаном и атмосферой и, как следствие, к изменению термической циркуляции в океане. Важность полученных результатов по воспроизведению циркуляции в океане в том, что, при использовании потоков тепла, автор подчеркивает существующую возможность

определять и геохимические потоки, например, потоки углерода между приповерхностным и глубинным слоями океана. В статье Валин не использует поток плавучести, хотя эта метрика уже была создана еще до его исследований (Phillips, 1966), вместо этого он использует понятие потока диффузии как разницы между суммарным потоком тепла и адвективным потоком тепла.

Помимо потоков тепла на поверхности океана, важный вклад в поток плавучести вносят осадки, испарение и приток пресной воды в устьевых областях. Зоны плюмов крупных рек, например, Амазонки, обладают положительными значениями потока плавучести, большими, чем в открытом море. Пресная вода распространяется по поверхности океана и препятствует возникновению конвекции, делает приповерхностный слой более вертикально устойчивым (Talley et al., 2011). Выпадение осадков формирует слой пресной воды, который препятствует теплообмену нижележащего, более соленого и плотного слоя, что приводит к увеличению положительного потока плавучести и уменьшению вероятности возникновения конвекции (Moore, Sathiyamoorthy, 2001). Интенсивное испарение, наоборот, приводит к отрицательным значениям потока плавучести, а совместно с отдачей тепла приповерхностным слоем является одной из причин возникновения глубокой конвекции, о чем пойдет речь в следующем разделе.

Данный обзор включает в себя несколько разделов. В Разделе 1 мы приводим сведения о механизме формирования глубинных океанских вод в результате глубокой конвекции, для качественного и количественного описания которой может применяться поток плавучести. В Разделе 2 мы рассматриваем понятие потока плавучести (*B*, buoyancy flux в англоязычной литературе) на поверхности океана, в Разделе 3 мы приводим основные исследования, в которых поток плавучести рассчитывается на основе данных натурных наблюдений. В Разделе 4 также приводятся основные работы, в которых используется поток плавучести, однако уже на основе результатов моделирования. Раздел 5 и Заключение описывают области перспективных исследований с использованием этой метрики.

1. Механизмы формирования глубинных океанских вод в результате глубокой конвекции

С взаимодействием океана и атмосферы напрямую связан процесс формирования глубинных океанских вод. Обмен приповерхностного слоя океана теплом и массой с атмосферой приводит к тому, что верхние слои океана становятся достаточно плотными для возникновения вертикальной конвекции в океане и опускания поверхностных вод, что в свою очередь интенсифицирует трансформацию водных масс (Moore, Sathiyamoorthy, 2001). Глубокая конвекция в открытом океане является скорее исключением, чем правилом (Killworth, 1983) и включает в себя три стадии: подготовительную, стадию интенсивного перемешивания и стадию распространения опустившейся воды.

В зависимости от сочетания осолонения при ледообразовании, испарения и охлаждения можно выделить 7 типов (Зубов, 1947) конвективного перемешивания морских вод:

- 1) Арктический, с почти исключительным влиянием осолонения при ледообразовании.
 - 2) Полярный, с конвекцией сначала за счет понижения температуры, а затем за счет повышения солености при ледообразовании.
 - 3) Субполярный, с конвекцией исключительно за счет понижения температуры.
 - 4) Субтропический, при котором конвекция происходит за счет повышения солености при испарении и за счет понижения температуры.
 - 5) Тропический, с конвекцией исключительно за счет повышения солености.
- Также отдельно выделяются типы:
- 6) Придонный, за счет повышения придонных температур из-за геотермальных источников, биохимических и радиоактивных процессов на дне моря.
 - 7) Смешения, за счет уплотнения при смешении.

Особенный интерес в исследовании процесса глубокой конвекции представляет использование метрики, которая позволит учесть динамику как океана, так и атмосферы при возникновении глубокой конвекции. Далее мы последовательно описываем процесс формирования глубокой конвекции в океане для понимания важности воздействия атмосферы на поверхность океана на синоптическом масштабе времени и совместного учета как условий на поверхности океана, так и в приповерхностном слое атмосферы.

В первой стадии холодная и сухая воздушная масса распространяется над относительно теплой поверхностью океана, что приводит к быстрому охлаждению и потере океаном тепла из приповерхностного слоя. В этом случае также часто наблюдается интенсификация циклонической активности, например, в открытом море в Лионском заливе поздней осенью и ранней зимой под воздействием ветра мистраль усиливается циркуляция с типичными масштабами около 100 км (Clarke, Gascard, 1983). Особенно показательным является море Лабрадор, где наблюдается глубокая конвекция вплоть до 2000 м (Kraus, Businger, 1994). Эта же область подвержена так называемым холодным вторжениям (cold air outbreaks, Pagowski, Moore, 2001; Renfrew, Moore, 1999) с североамериканского побережья.

Из-за своей интенсификации под воздействием атмосферы, циклонические циркуляции в океане представляют собой блокирующий механизм, из-за которого масса воды в приповерхностном слое находится в долгом контакте с атмосферой, охлаждается и испаряется, что повышает плотность воды. Такой блокирующий механизм возникает и в Лионском заливе Средиземного моря, и в море Лабрадор (Clarke, Gascard, 1983; Moore, Sathiyamoorthy, 2001). Уменьшение вертикальной устойчивости связано с повышением уровня изопикнических поверхностей. С отдачей тепла и водяного пара, масса воды в циклонической циркуляции постепенно становится плотнее. Во время продолжающегося охлаждения, масса воды смешивается с теплой и соленой водой в приповерхностном слое на границах циркуляции. Этот процесс особенно важен, так как масса воды приобретает плотность и с добавлением соли, и с отдачей тепла. Таким

образом, температура на поверхности может оставаться относительно высокой, и, следовательно, обмен теплом и водяным паром тоже может оставаться интенсивным.

После продолжительного периода охлаждения воды в приповерхностном слое запускается следующая стадия глубокой конвекции – интенсивное перемешивание при более сильном метеорологическом событии. Например, при прохождении атмосферных среднеширотных циклонов над морем Лабрадор с сильными восточными или северо-восточными ветрами и осадками (Clarke, Gascard, 1983). Так называемые шторм-треки – траектории, по которым чаще всего распространяются среднеширотные циклоны над океаном, могут определять области наиболее активного формирования глубокой конвекции в океане, например, в Северной Атлантике. При исследовании таких случаев также особенно актуальным является использование потока плавучести и последующей оценки трансформации водных масс. Комплексных исследований, использующих такой подход, на сегодняшний день не опубликовано.

По мере опускания водных масс процесс глубокой конвекции проходит через завершающую стадию, стадию распространения, во время которой образовавшаяся глубинная вода перемещается из своего региона образования (Clarke, Gascard, 1983). В стадии активного перемешивания образуются конвективные плюмы или, так называемые, «дымоходы» (chimneys), сохраняющиеся всего несколько часов и имеющие размеры менее одного километра в диаметре. В море Лабрадор подобные плюмы не достигают дна, но взаимодействуют с Североатлантической глубинной водой (NADW) на глубине около 2000 м (Kraus, Businger, 1994).

Другой важный регион, где наблюдается глубокая конвекция – Лионский залив, часть Средиземного моря, которое выступает бассейном осолонения, окраинным морем с интенсивным испарением. Формирующаяся в этом море глубинная вода проходит через Гибралтарский пролив в открытый океан, однако она недостаточно плотная, чтобы погрузиться на дно, и вместо этого распространяется в Атлантическом океане на промежуточной глубине. Средиземноморская донная вода определяется по солености (Gill, 1982).

Помимо Лионского залива в Средиземном море и моря Лабрадор, глубокая конвекция в открытом океане также наблюдается в проливе Брансфилд между Южными Шетландскими островами и Антарктическим полуостровом, в Гренландском море, в Адриатическом и Лигурийском морях, в море Баффина – в основном в приполярных районах Атлантики и в Средиземном море (Killworth, 1983). Конвекция в Гренландском море по своему механизму аналогична конвекции в море Лабрадор и в Лионском заливе, и при этом она определяется адвекцией тепла и пресной воды, интенсивностью циклонической активности в Гренландском море, а также значением потока плавучести (Bashmachnikov et al., 2021).

В отличие от приведенных выше примеров, в которых глубокая конвекция связана, в первую очередь, с интенсивной отдачей тепла поверхностью, конвекция в море Уэдделла определяется осолонением при льдообразовании, в том числе из-за того, что плотность морской воды в море Уэдделла определяется скорее вариациями солености, чем температуры (Killworth, 1983).

Приведенные примеры указывают на важность совместного учета параметров океана и атмосферы для исследования процессов конвекции и трансформации водных масс, оценка потока плавучести на поверхности океана позволяет учесть как состояние атмосферы, так и океана, через учет показателей теплового воздействия и гидрологического цикла. Что особенно важно, B позволяет количественно оценить сигнал, который распространяется из атмосферы в океан на синоптическом масштабе времени, а также проинтегрировать его во времени и пространстве для оценки взаимодействия на более крупных временных масштабах и количественного и качественного описания синоптической динамики атмосферы, приводящей к возникновению глубокой конвекции.

2. Понятие потока плавучести

Самая ранняя работа по потоку плавучести (Phillips, 1966) относится к 1966 г. и посвящена выводу теоретических закономерностей – решений для турбулентных потоков в верхнем конвективном слое океана (термин *convective boundary layer* в оригинальном тексте статьи), запускаемых B . Теоретически определяются решения подобия для конвективных турбулентных потоков, движимых однородным потоком плавучести B_0 через почти горизонтальную свободную поверхность. В первом случае жидкость занимает область $x > 0$ под свободной поверхностью вблизи $z = 0$, через которую с постоянной скоростью добавляется положительная плавучесть. Развивающийся конвективный пограничный слой вытекает наружу вблизи свободной поверхности и увлекает за собой нижележащую жидкость. Поверхностная скорость в этом случае оказывается пропорциональной $(B_0 x)^{1/3}$, поверхностная плавучесть (или разница плотностей) пропорциональна $(B_0^2 x)^{1/3}$, а глубина пограничного слоя пропорциональна x . Во втором случае течение модифицируется наличием порога на глубине d вдали от барьера $x = 0$, поток плавучести может быть как положительным, так и отрицательным. В данном случае скорость на поверхности снова пропорциональна $(B_0 x)^{1/3}$, но распределение поверхностной плавучести пропорционально $B_0^{2/3} x^{2/3} d^{-1}$ и глубина пограничного слоя постоянна, порядка d . Второй случай, выведенный в теории, схож с ситуацией, которая наблюдается в Красном море, в работе (Phillips, 1966) прогностические значения, исходя из решений на основе подобия, сравниваются с океанографическими наблюдениями в этом регионе.

Так же, как и впоследствии, в 1982 г., обобщит Адриан Гилл (Gill, 1982), в своей статье Филлипс использует для плавучести выражение:

$$b = -g \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0}, \quad (2)$$

где g – гравитационное ускорение, ρ – фактическая плотность жидкости, ρ_0 – начальная плотность воды.

Используя плавучесть, автор преобразует уравнение момента в приближении Буссинеска и уравнение неразрывности, вместе с условием несжимаемости к этим уравнениям применяется гипотеза о пульсациях, в результате получается дифференциальное уравнение плавучести:

$$U \frac{\partial b}{\partial x} + W \frac{\partial b}{\partial z} = -\frac{\partial B}{\partial z}, \quad (3)$$

где U – осредненная скорость по горизонтали, W – осредненная скорость по вертикали, b – плавучесть, B – поток плавучести.

Поток плавучести через поверхность, который управляет движением, $B(x,0,0) = B_0$, предполагается независимым от x . Этот поток возникает из-за остаточного веса соли после испарения и чистой потери тепла с поверхности воды. Если E (масса в единицу времени на единицу площади) представляет собой скорость испарения, а S – соленость, то ES представляет собой скорость, с которой масса соли остается на поверхности, или, по сути, поток соленой массы на свободную поверхность. Поток веса равен gES , а восходящий поток плавучести, обусловленный солью, равен gE/ρ_0 , где ρ_0 – изначальная плотность воды. Кроме того, если Q_δ – чистая скорость получения явного тепла (за счет теплопроводности и излучения), то $Q_\delta - LE = Q$ представляет собой чистую скорость приобретения полного тепла, где L – скрытая теплота парообразования воды. Скорость повышения температуры в слое глубиной δ_z будет иметь вид $Q/\rho_0 c_p \delta_z$, а скорость термического расширения в этом же слое будет $\alpha_v Q/\rho_0 c_p$, где c_p – удельная теплоемкость воды при постоянном давлении, а α_v – объемный коэффициент термического расширения. Скорость генерации плавучести (или, по сути, отрицательный поток вверх), возникающая из-за потока тепла, следовательно, равна $g\alpha_v Q/\rho_0 c_p$ и чистый поток плавучести через границу раздела составляет:

$$B_0 = -\frac{g}{\rho_0} \left((Q_\delta - LE) \frac{\alpha_v}{c_p} - ES \right). \quad (4)$$

Единица измерения потока плавучести – $\text{м}^3 \cdot \text{с}^{-3}$. В этой работе выбрано иное направление для B в сравнении с другими работами – отрицательное значение соответствует увеличению плавучести и усилению вертикальной устойчивости, положительное значение соответствует условиям конвективного перемешивания, когда менее устойчивые частицы с относительно низкой плотностью опускаются на глубину. Таким образом, Филлипс (Phillips, 1966) стал первым, кто вывел дифференциальное уравнение потока плавучести и формулу потока плавучести на поверхности океана.

После работы (Phillips, 1966), B редко встречается в научных публикациях. Так, в работе (Pietrafesa, Janowitz, 1978), авторы указывают на недостаток исследований динамики морской воды на континентальном шельфе с использованием фундаментально важного в этой области влияния сил плавучести. В шельфовой зоне и работа сил плавучести в частности, и динамика морской воды в целом определяются как

взаимодействием океана и атмосферы, так и пресноводным стоком с суши. И оба таких взаимодействия можно оценить через поток плавучести на поверхности океана. Авторы выводят теоретические уравнения для описания циркуляции между береговыми водами и открытым морем с учетом ветрового воздействия и воздействия сил плавучести на поверхности, подобная циркуляция может быть также модифицирована из-за особенностей стратификации, перемешивания и рельефа морского дна. Особенности вдольбереговых потоков морской воды и потоков в открытое море оцениваются в том числе через отношение сил плавучести к силам трения, возникающим под действием ветра. В отличие от рассматриваемой далее работы Гилла (Gill, 1982), авторы не приводят подробного теоретического обоснования, а только упоминают, что поток плавучести воспроизводит одновременно и поток тепла, и разницу испарения и осадков (добавление/сокращение объема пресной воды) на поверхности океана.

Работы (Phillips, 1966) и (Pietrafesa, Janowitz, 1978) были посвящены формированию потока плавучести как метрики взаимодействия океана и атмосферы, а также его использованию в научных исследованиях. Необходимое же теоретическое обобщение информации о B встречается в монографии Адриана Гилла – «Динамика океана и атмосферы» (Gill, 1982). Адриан Гилл описывает поток плавучести как метрику, которая может быть применена и для океана, и для атмосферы. В данной работе мы детально рассматриваем применимость этого подхода для поверхности океана.

Согласно Адриану Гиллу, процесс обмена между океаном и атмосферой потоками тепла, радиационными потоками и потоками влаги приводит к изменению плотности морской воды, что запускает перемещение водной массы под действием силы тяжести. Для оценки возможного перемещения используется не просто разница плотностей воды, а так называемая плавучесть $-g\rho$, с физической точки зрения представляющая собой разницу веса морской воды на единицу объема, при этом отрицательный знак означает, что частица приобретает плавучесть, если она теряет вес. Адриан Гилл утверждает, что движение воды в океане обуславливается именно разницей плавучести. Общее значение плавучести определяется радиационным и тепловым обменом океана и атмосферы, а также обменом пресной водой, под потоком плавучести подразумевается количественная оценка совместного воздействия этих процессов на поверхности океана. Согласно Гиллу (Gill, 1982), поток может быть выражен, как:

$$B = c_w^{-1} g \alpha Q + g \beta (E - P) s, \quad (5)$$

где Q – суммарный поток тепла на поверхности океана, определяемый по формуле 1; Q – это поток, направленный из океана в атмосферу; E и P – испарение и осадки в единицу времени с единицы площади; $c_w \approx 3850 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$ – удельная теплоемкость морской воды, зависящая от температуры и солености; s – соленость на поверхности океана; $\alpha = -\rho^{-1} \partial \rho / \partial T$ – коэффициент термического расширения морской воды; $\beta = \rho^{-1} \partial \rho / \partial s$ – коэффициент соленостного сжатия. Эти коэффициенты рассчитываются для каждого значения температуры и солености согласно уравнению состояния морской воды (EOS-80, TEOS-10).

Коэффициент α обладает большей изменчивостью в океане, чем коэффициент β , так как коэффициент β обладает малой изменчивостью во всех диапазонах температур и соленостей, даже несмотря на то, что вариации солености больше, чем вариации температуры. Преобладание осадков над испарением ведет к распреснению на поверхности океана, положительный поток тепла из атмосферы в океан приводит к нагреву воды на поверхности, вследствие индивидуального вклада каждого из этих двух процессов или их совместного воздействия, вода стремится остаться на поверхности, приобретая плавучесть за счет уменьшения плотности, что приводит к усилению вертикальной стратификации. В противоположном случае, при преобладании испарения над осадками и передаче тепла из океана в атмосферу, плотность на поверхности увеличивается, плавучесть теряется, инициируется или поддерживается конвекция в океане.

Важное теоретическое развитие метрики потока плавучести было выполнено в работе (Garrett et al., 1995). В статье уточняется формула потока плавучести, полученная Филлипсом в статье (Phillips, 1966) и развитая Гиллом в своей монографии (Gill, 1982). Указано, что B может использоваться для оценки трансформации водных масс (Walin, 1982). В своей статье авторы рассматривают решение задачи, которой занимался Филлипс, для конвективной циркуляции в канале под действием равномерной поверхностной потери плавучести. Исследование показывает, что поток плавучести через поверхность океана между выходами изопикн должен быть уравновешен подповерхностным диапикническим потоком плавучести. Если бы этот поток был только адвективным, то его производная по плавучести давала бы прямую оценку наращивания объема между изопикнами или скорости образования водных масс. Однако диапикническая скорость требует диапикнического перемешивания, которое также вызывает диапикнический поток плавучести, и показано, что нет оснований ожидать простой зависимости между адвективными и диффузионными потоками. Однако, в случае приповерхностного слоя с интенсивным вертикальным перемешиванием и слабым горизонтальным перемешиванием, диапикнический диффузионный B мал, и поток через основание перемешанного слоя может быть получен из производной поверхностного потока плавучести по плавучести. Статья (Garrett et al., 1995) обобщает сразу несколько важнейших статей по формированию метрики потока плавучести и развивает теоретические вопросы использования B .

В расчетах потока плавучести важно правильно учитывать радиационные потоки на поверхности океана, в том числе проникающую солнечную коротковолновую радиацию, играющую важную роль в формировании потока плавучести в некоторых частях Мирового океана, при упрощении формулы ошибки в расчетах формирования водных масс под действием потока плавучести могут достигать 100 % (Iudicone et al., 2008).

Стоит отметить, что понятие потока плавучести отражает кумулятивный эффект потоков тепла и влаги между океаном и атмосферой и имеет размерность $m^2 \cdot c^{-3}$, что условно является произведением константы g ($m \cdot c^{-2}$) и скорости ($m \cdot c^{-1}$) (Moore, Sathiyamoorthy, 2001). Гилл (Gill, 1982) утверждает, что термохалинная циркуляция

«запускается» комбинацией сил плавучести и обмена импульсом в результате взаимодействия океана и атмосферы. Последующие исследования показали, что и глобальный океанский конвейер также изменяется под воздействием сил плавучести (Lozier, 2010). Однако вариации характеристик глобального океанского конвейера возникают не только под воздействием сил плавучести, но и под ветровым воздействием – при передаче импульса между океаном и атмосферой, эти два механизма превалируют каждый на своем определенном временном масштабе. Так, в работе (Bjastoch et al., 2008) для Меридиональной опрокидывающей циркуляции в Северной Атлантике, являющейся частью глобального океанского конвейера, было показано, что ветровое воздействие преобладает над воздействием сил плавучести на межгодовом масштабе и масштабе десятилетий, а силы плавучести являются определяющими относительно ветрового воздействия уже на вековых временных масштабах.

В работе Талли (Talley et al., 2011) приведены глобальные оценки потока плавучести, конвертированного в эквивалентные значения потока тепла (рисунок 2). Оценки приведены на основе данных Ларджа и Йегера (Large, Yeager, 2009), создавших массив данных за период 1948–2006 гг., в котором исходные поля из реанализа и спутниковых наблюдений систематически корректируются и объединяются для определения баланса тепла и пресной воды.

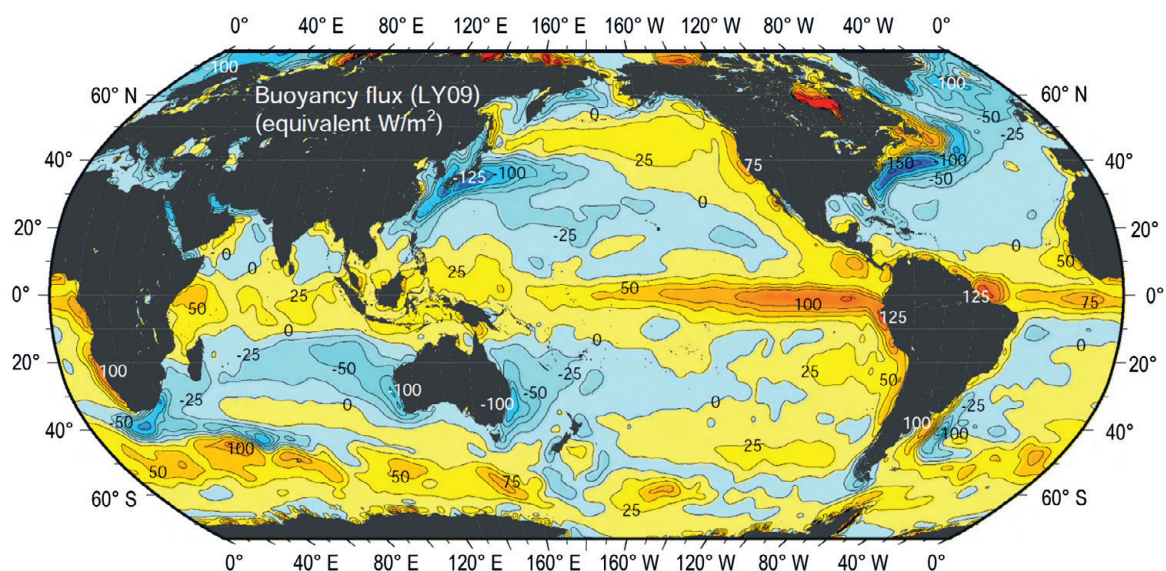


Рис. 2 – Среднегодовой поток плавучести, преобразованный в эквивалент потока тепла ($Вт/м^2$), по данным (Large, Yeager, 2009). Желтые, оранжевые и красные области маркируют области положительного B – в этих областях океан становится менее плотным.

Рис. 5.15 из (Talley et al., 2011)

На рисунке 2 показано, что потеря плавучести сильнее всего выражена в субтропических областях западных пограничных течений, а также в приполярной Северной Атлантике и в северных морях – Норвежском, Гренландском и Баренцевом. Увеличение плавучести приповерхностного слоя океана сильнее всего проявляется в тропических широтах, например, в холодном приповерхностном слое в восточной

экваториальной части Тихого океана. В этой области, из-за смещения поверхностных вод под воздействием пассатных ветров и апвеллинга (Vjerknæs, 1969), температура на поверхности океана постоянно меньше, чем температура приповерхностной атмосферы, что приводит к нагреву поверхности океана. Другие области положительных значений связаны с плюмами крупных рек, например, Амазонки, Ориноко, Конго и Нигера в экваториальной Атлантике. Также регионами, где при осреднении за год наблюдается увеличение плавучести, являются восточные пограничные течения, направленные к экватору, например, Перуанское, Бенгельское, Калифорнийское и Канарское течения. Положительный поток в данном случае связан с нагревом и, динамически, с апвеллингом. В работе Талли также упоминается, что один из процессов, влияющих на баланс потока плавучести на поверхности океана, – осолонение при ледообразовании, которое также прослеживается в отрицательных значениях на рисунке 2 в полярных областях. Глубокая конвекция в море Уэдделла, связанная с континентальным склоном, а также конвекция в полыньях, более подробно описываются в работе (Killworth, 1983). В целом, тропические области характеризуются положительным потоком плавучести, что можно перефразировать как работу сил плавучести на поддержание устойчивой стратификации. Средние широты, где наблюдается интенсивная синоптическая динамика в атмосфере, наоборот, характеризуются отрицательными значениями потока плавучести и работой силы плавучести в сторону поддержания конвекции в океане. Пространственное распределение потока плавучести во многом повторяет глобальное пространственное распределение суммарного потока тепла между океаном и атмосферой, что согласуется с ведущим вкладом теплообмена, а не потока пресной воды в суммарные значения.

3. Использование потока плавучести, рассчитанного на основе натуральных наблюдений

В этом разделе мы приводим основные на сегодняшний день исследования с использованием потока плавучести на основе натуральных наблюдений.

Одно из наиболее интересных и перспективных направлений исследований в этой области – использование потока плавучести для оценки возникновения и интенсификации глубокой конвекции в океане. В работе (Moore, Sathiyamoorthy, 2001) метрика рассчитывается за 24 года, с 1949 по 1973 гг. по данным прямых измерений на борту судна погоды Bravo ($56^{\circ}30'$ с. ш., 51° з. д.), которое находилось в центральной части моря Лабрадор – это одно из наиболее значимых областей возникновения глубокой конвекции. Рассчитанные значения были сопоставлены со случаями возникновения глубокой конвекции, в частности показано, что изменения плавучести, вызванные атмосферными процессами, могут модулировать конвективную активность в океане. Сравнивая динамику сил плавучести с шагом по времени три часа и осредненную за месяц (рисунок 3), авторы продемонстрировали важность анализа именно на синоптическом масштабе и высокочастотном мезомасштабе по времени,

так как при осреднении взаимное нивелирование отрицательных и положительных значений не позволяет оценить влияние синоптической динамики атмосферы на океан. Одна из основных проблем в расчетах плавучести – отсутствие достоверных данных об атмосферных осадках. В данных измерений осадков *in situ* в открытом океане на борту научно-исследовательских судов содержатся ошибки, связанные с аэродинамикой судна. Решение, описанное в работе (Moore, Sathiyamoorthy, 2001), заключается в использовании информационных кодов по стандарту Всемирной Метеорологической Организации о текущих погодных условиях (weathercodes) с ближайшей метеостанции (WMO, 1995). Информационные коды о погодных условиях на протяжении десятилетий использовались для передачи метеорологических данных и представляют собой коды от 00 до 99. При использовании кодов погоды, в работе (Moore, Sathiyamoorthy, 2001) качественная информация о погоде переводится в количественные оценки с ошибкой около 25 % (Tucker, 1962). Сравнивая свои оценки параметризации осадков с оценками, полученными по схожей методике в наборе данных UWM COADS (Woodruff, 1987), авторы получают хорошо согласованные результаты. В работе (Moore, Sathiyamoorthy, 2001) также проводится спектральный анализ потока плавучести, в котором ярче всего выражены суточные и годовые сигналы, в районе 12 суток спектральная мощность изменчивости ослабляется. В работе (The Lab Sea Group, 1998), посвященной исследованию глубокой конвекции в море Лабрадор и написанной по результатам первого эксперимента, в ходе которого были впервые проведены прямые измерения потоков тепла, импульса и влаги через границу раздела «воздух–море» в море Лабрадор, было показано, что синоптическая динамика атмосферы в море Лабрадор определяет изменение режима течений. Исходя из этой работы, Мур и Сатиямурти (Moore, Sathiyamoorthy, 2001) приходят к выводу о том, что ослабление спектральной мощности изменчивости потока плавучести в районе 12 суток связано с изменением синоптического режима течений. При спектральном анализе авторы обнаруживают сигналы от 2 до 5 лет, которые могут быть связаны с Североатлантическим колебанием (NAO), квазидвухлетней цикличностью (quasibiannual oscillation) и Эль-Ниньо. В исследованном ряде данных погодные системы находились в области судна погоды Bravo только в течение 20 % от всего времени, однако на них пришлось почти 50 % потери всей плавучести в данной точке, а также 35 % потери явного тепла, 30 % потерь скрытого тепла и 34 % от всех осадков. Под погодными системами в статье подразумеваются атмосферные циклоны на синоптическом масштабе и мезомасштабе в период –42 до +69 часов от момента измерений на судне. Такой период был выбран авторами по результатам статистического анализа ряда как период, в течение которого основная часть погодной системы влияет на точку, в которой находится Bravo. Большая часть времени воздействия погодных систем пришлось на осень и зиму, воздействие заключалось в возникновении сильных вертикальных градиентов приповерхностной температуры и в интенсификации потока тепла из океана в атмосферу. Исследование, проведенное Муром и Сатиямурти (Moore, Sathiyamoorthy, 2001), показывает важность высокочастотного атмосферного воздействия для формирования верхнего перемешанного слоя в океане, а также

поддержания конвекции. Продемонстрированный авторами временной масштаб изменений потока плавучести составил один день, что совпадает порядком с временным масштабом конвективных плюмов в океане.

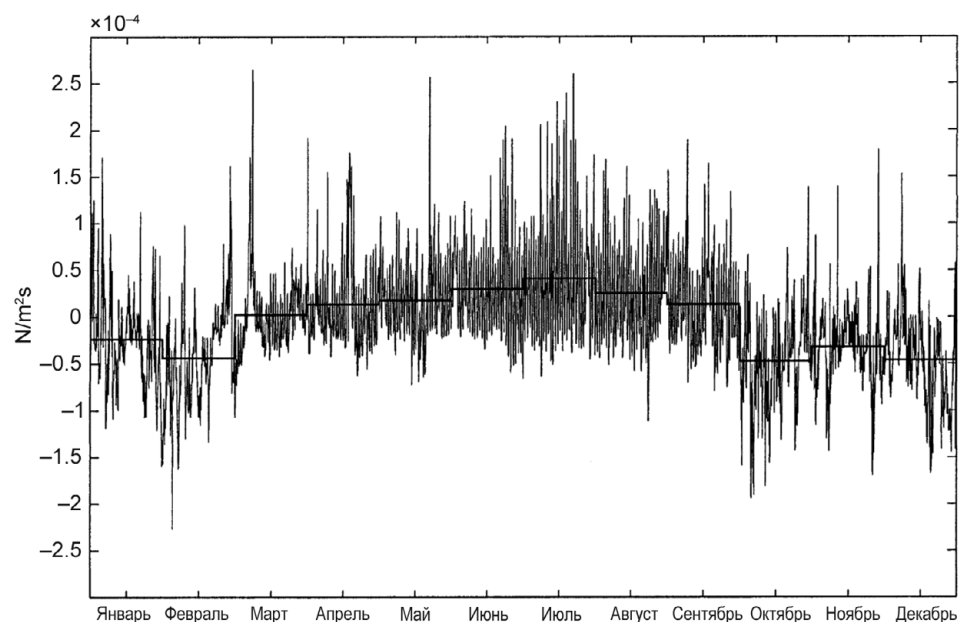


Рис. 3 – Временной ряд значения потока плавучести для 1951 г. (значения каждые 3 часа с наложенными среднемесячными значениями) в точке судна погоды Bravo ($56^{\circ}30'$ с. ш., 51° з. д.). Рис. 3 из (Moore, Sathiyamoorthy, 2001)

Еще одной работой, в которой исследуется море Лабрадор, является работа (Zou et al., 2024), посвященная оценке формирования и трансформации водных масс. Авторы указывают на то, что, несмотря на высокую изученность качественного понимания процесса формирования водных масс в ходе зимней конвекции в море Лабрадор, общие количественные оценки проводятся до сих пор, этому также посвящается и данная работа. В статье используются несколько наборов данных наблюдений с августа 2014 г. по август 2019 г. В первую очередь это OSNAP, включающий данные с заякоренных буев, буев Argo, спутниковую альтиметрию, данные океанологических разрезов, а также климатологию из World Ocean Atlas. Из OSNAP брались данные в районах пограничных течений. Также использовались данные с заякоренных буев в проливе Дейвиса, разделяющего Гренландию и Баффинову Землю, а также наборы данных на сетке – ARMOR3D Level-4, ISAS и EN4. Помимо данных наблюдений, учитывались реанализы ERA5, NCEP-NCAR и JRA-55. Поля потоков тепла и пресной воды между океаном и атмосферой, взятые из реанализов с шагом 1 месяц, использовались для оценки трансформации водных масс в море Лабрадор при взаимодействии океана и атмосферы. Поток тепла включал в себя те же компоненты, что и формула (1), поток пресной воды включал в себя как осадки, так и испарение. В работе рассчитывается диапикнический поток объема или скорость диапикнической трансформации G_{σ} , положительное значение которой соответствует трансформации с уплотнением

через изопикническую поверхность. Это приводит к уменьшению удельного объема. G_{σ} можно разделить на слагаемое, вызванное взаимодействием океана и атмосферы G_{σ}^{sfc} и остаточное слагаемое G_{σ}^{res} , последнее представляет собой скорость диапикнической трансформации, вызванную внутренним диапикническим перемешиванием и другими неразрешаемыми процессами, например, проникновением коротковолнового излучения в приповерхностный слой, добавочным потоком массы на границах области, уплотнением при смешении и термобаричностью из-за нелинейности уравнения состояния морской воды. В Северной Атлантике, рассматриваемой в статье (Zou et al., 2024), основной вклад в G_{σ}^{res} вносится внутренним диапикническим перемешиванием, остальные процессы вторичны по своему вкладу. G_{σ}^{sfc} представляет собой скорость диапикнической трансформации за счет потока плотности на поверхности океана, действующего на изопикну на поверхности. G_{σ}^{sfc} рассчитывается по формуле:

$$G_{\sigma}^{sfc} = \frac{1}{\Delta\sigma} \iint \left[-\frac{\alpha}{C_p} Q + \beta \frac{S}{1-S} (E - P) \right] P_{\sigma} dx dy, \quad (6)$$

где α – коэффициент термического расширения, β – коэффициент соленостного сжатия, C_p – удельная теплоемкость морской воды, Q – поток тепла из атмосферы в океан, $E - P$ – разница испарения и осадков, S – соленость на поверхности океана, P_{σ} определяет площадь поверхности, на которую выходит изопикна, с которой производится расчет потока плотности.

Таким образом, поток плотности, связанный с потоком плавучести, используется для расчета скорости диапикнической трансформации водных масс на основе натурных наблюдений и результатов моделирования в реанализах. Авторы статьи (Zou et al., 2024) обнаруживают, что, хотя потеря плавучести на поверхности приводит к ожидаемому уплотнению рассматриваемой области, и, как следствие, к формированию воды моря Лабрадор (LSW), внутреннее перемешивание обладает незаменимым и более сложным влиянием. В частности, перемешивание через изопикнические поверхности по оценкам составляет 63 % от среднего уровня формирования воды моря Лабрадор и происходит за счет преобразования вод верхних слоев в слой Лабрадорской воды. Кроме того, перемешивание вдоль изопикнических поверхностей к западу от Гренландии ответственно за диатермальную трансформацию примерно в 10 Sv. Статья (Zou et al., 2024) подчеркивает важнейшую роль перемешивания (как вдоль изопикнических поверхностей, так и через них) в определении объема и свойств Лабрадорской воды, что также имеет значение для лучшего понимания и моделирования эволюции глубинных вод в условиях изменения климата.

Особенно актуально использовать B для учета вклада различных компонент взаимодействия океана и атмосферы в динамику верхнего перемешанного слоя океана. Так, в работе (Anitha et al., 2008) продемонстрирован ведущий вклад осадков во время сезона муссонов в вертикальное перемешивание в области Бенгальского залива. В то же время в областях атмосферных штормтреков (основных путях распространения

среднеширотных циклонов в атмосфере) ведущая роль в формировании изменчивости в приповерхностном слое океана принадлежит турбулентным потокам тепла и потоку импульса за счет ветрового воздействия. Расчеты, проведенные в работе (Anitha et al., 2008) показывают, что в муссонные месяцы (с июня по сентябрь) в Бенгальском заливе отношение B за счет пресной воды к B за счет тепла может достигать 10–15 (B за счет пресной воды больше), при этом в остальную часть года соотношение примерно равно 1. Схожее увеличение B во время муссонных месяцев, только с меньшим значением, авторы устанавливают и для Аравийского моря. Рост B за счет пресной воды достигается как за счет увеличения осадков над океаном, так и за счет увеличения речного стока. В расчетах B испарение вносило достаточно небольшой вклад в изменение итогового значения, поэтому его не учитывали вообще. Такой подход может быть неприменим для других регионов, например, для Гвинейского залива (Toualy et al., 2021).

В работе (Prasad, 1997), посвященной потоку плавучести не только в Бенгальском заливе, но и в целом в Индийском океане, также исследуется пространственно-временная изменчивость потока плавучести. Используя среднемесячные значения осадков по данным радиометров высокого разрешения, установленных на индийском национальном спутнике (INSAT), и оценки испарения по данным COADS (Woodruff, 1987) в работе получены среднегодовые значения и сезонное распределение разницы осадков и испарения ($E - P$) в тропической части Индийского океана. Потоки тепла и пресной воды между океаном и атмосферой показывают сильную пространственную и временную изменчивость. Бенгальский залив и восточная экваториальная часть Индийского океана характеризуются притоком пресной воды в связи с большим количеством осадков, в то время как северная часть Аравийского моря и часть Индийского океана южнее 10° ю. ш. испытывают потерю пресной воды из-за чрезмерного испарения. Области с большим или малым потоками соли совпадают с областями с большим или малым значением разницы $E - P$, а сезонное изменение $E - P$ способствует сезонному циклу потока соли на поверхности океана. Согласно работе (Prasad, 1997), основной вклад в B в Индийском океане вносится потоками тепла, что соответствует результатам (Zhang, Talley, 1998). Однако, B за счет $E - P$ является определяющим зимой в северной части Аравийского моря, а также летом и осенью в Бенгальском заливе и в восточной экваториальной части Индийского океана. В северной части Аравийского моря увеличение плотности из-за интенсивного испарения воды в зимний период приводит к формированию высоко-соленой воды Аравийского моря (ASHSW). Областью с самым большим увеличением плотности является юго-восточная часть Индийского океана, в которой холодные воздушные массы взаимодействуют с относительно теплыми водами Южного Пассатного течения. Эта часть Индийского океана является областью с отдачей тепла океаном из-за охлаждения при испарении под воздействием юго-восточных пассатных ветров. Области с большим значением потери плотности были обнаружены в экваториальной части океана, а также вдоль регионов с апвеллингом.

Помимо потока плавучести в исследованиях взаимодействия океана и атмосферы может использоваться такой показатель, как поток плотности (Zhang, Talley, 1998). Умножая поток плотности на отрицательное значение ускорения свободного падения g , получается тот же самый B , что и в других работах. Используя эту методику, заимствованную из работы Спир (Speer, Tziperman, 1992), авторы из рассчитанных ими значений потока плотности получают скорость формирования водных масс в зависимости от класса плотности. Отношение потока плотности, связанного с пресной водой, к потоку плотности, связанному с потоком тепла, составляет 0.2–0.4 в большей части Индийского океана, а значения отношения больше 1.0 наблюдаются только в приантарктическом районе Индийского океана, что связано с околонулевыми значениями потоков тепла в этом районе. Так же, как и в работе (Anitha et al., 2008), авторы показывают, что наименее плотная и наименее соленая вода образуется в Бенгальском заливе, что связано с интенсивным речным стоком в этот залив. С учетом балансов плавучести и тепла авторы оценивают значения диапикнической и диатермальной диффузии в верхнем термоклине в Индийском океане. Они обнаруживают либо более сильное перемешивание вблизи экватора или вблизи поверхности, либо возможный вклад в диатермическом направлении большей изопикнической диффузии, поскольку изотермы не следуют за изопикнами в верхней части Индийского океана к северу от 10° с. ш. С использованием потока плотности и потока плавучести авторы продемонстрировали, что сила перемешивания в целом уменьшается в направлении полюса и с глубиной в верхнем слое океана. Таким образом, поток плавучести может использоваться для оценки диапикнической и диатермальной диффузии в океане и для определения силы перемешивания в океане.

В работе (Garrett et al., 1993) на примере Средиземного моря изучается B , исследование показало, что вклад осадков и испарения в общее значение B важен для многолетних значений и является незначительным для сезонного и межгодового временных масштабов. Средняя потеря плавучести океаном связана с интенсивным испарением воды над этим морем. Как и в работе других авторов, например, Талли (Talley, 2011), использовалась формула для расчета B Адриана Гилла (Gill, 1982, формула (5)). В отличие от работ по исследованию глубокой конвекции в открытом океане (Moore, Sathiyamoorthy, 2001), в работе (Garrett et al., 1993) в процессе расчета потока плавучести для Средиземного моря совместно с осадками учитывается речной сток, а также приток менее соленой воды из Черного моря. Так же, как в работе (Prasad, 1997), для расчета B используются данные COADS. Однако, в рамках работы также рассматривается точность данных COADS применительно к оценке многолетней изменчивости такого параметра, как B . Еще одним примером научной работы, в которой используются данные COADS, является работа (Speer et al., 1995). В работе на основе набора данных COADS получены значения потоков тепла между океаном и атмосферой, а также данные осадков и испарения. Также на основе данных (Levitus, 1982) получены сведения о температуре и солености на поверхности океана. Все данные были проинтерполированы на сетку с пространственным разрешением

$1^\circ \times 1^\circ$, с шагом по времени в 1 месяц. Для расчета уровня трансформации водных масс использовалась формула:

$$\frac{BA}{g'} = \frac{HA}{\tau}, \quad (7)$$

где B – поток плавучести, A – ограниченная область, H – фиксированная глубина перемешанного слоя, τ – продолжительность события, в результате которого формируется новый объем более плотной воды, $g' = B/H$ – аномалия плавучести.

Авторы оценивают ежегодную трансформацию водных масс, сезонную трансформацию для 4 сезонов, также оценивается ежегодное формирование с использованием T,S -диаграмм. Оценки получены для всего Мирового океана, для Тихого и Атлантического океанов, а также для Индийского океана. Среди атлантических морей отдельно рассматривается море Лабрадор, так как в нем возможна глубокая конвекция и образование глубинной воды (Moore, Sathiyamoorthy, 2001). Авторы обнаруживают схожесть трансформации водных масс в Атлантическом океане и в Тихом, несмотря на отсутствие формирования глубинной воды в последнем. Причина такого результата – схожесть меридионального температурного градиента в этих океанах, и, как следствие, движение теплой воды к полюсам (Walín, 1982). Важно, что оба океана качественно схожи в формировании модальных и промежуточных вод. Авторы признают, что их исследование не объясняет суть влияния взаимодействия океана и атмосферы на формирование водных масс, однако оно показывает, что атмосферное воздействие через различные потоки систематически пополняет современные водные массы. Авторы указывают также на то, что использование только данных на поверхности не позволит прямо оценить формирование основных глубинных вод – Североатлантической глубинной (NADW) и Антарктической донной (ABW), потому что они не существуют на поверхности, а формируются уже на глубине.

Следующая работа (Marsh, 2000) посвящена исследованию изменчивости термохалинной циркуляции в Северной Атлантике, связанной с потоками тепла и пресной воды на поверхности океана. В выбранном временном периоде с 1980 г. по 1997 г. оценивается изменчивость вклада трех водных масс в термохалинную циркуляцию в Северной Атлантике, притом все три формируются главным образом при атмосферном воздействии на плавучесть на поверхности океана. Получены примерные оценки вклада водных масс – 8 Св (Свердрупов, 1 Св = 10^6 м³/с) Гренландской глубинной воды (GSDW), 4 Св воды моря Лабрадор (LSW) и 4 Св Субтропической модовой воды (STMW). Получена связь изменчивости вклада этих водных масс с Североатлантическим колебанием (NAO) и Арктическим колебанием (AO). Показана корреляция между изменчивостью Лабрадорской воды и Арктическим колебанием, а также отрицательная корреляция между Лабрадорской и Гренландской глубинными водами. Обсуждается, каким образом эти статистические взаимосвязи поддерживают гипотезу о том, что Североатлантическое колебание определяет межгодовую и декадную изменчивость атмосферного воздействия на плавучесть на поверхности океана в настоящее время. Для расчетов плотности и потока плотности на поверхности использовались

данные набора COADS1a (Woodruff et al., 1993). Поток плотности рассчитывался по формуле, схожей с потоком плавучести:

$$D_{in} = -\frac{\alpha(T, S)}{C_p} Q + \rho_0 \beta(T, S) \frac{S}{1-s} (E - P), \quad (8)$$

где C_p – удельная теплоемкость морской воды при заданном давлении ($4000 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), ρ_0 – изначальная плотность морской воды ($1025 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$), α – коэффициент термического расширения, β – коэффициент соленостного сжатия, $1 - s$ – аномалия солености, $s = S/1000$.

Кроме того, в работе вводится методология для расчета термохалинной циркуляции, вызванной атмосферным воздействием на поверхности, для этой задачи используется еще один набор данных – Саутгемптонского океанографического центра (SOC). Рассчитываемый в работе поток плотности используется для расчета скорости трансформации водных масс. В работе рассчитываются функции тока для разных лет, сравниваются функции тока в годы положительной и отрицательной фазы Североатлантического колебания. Авторы показали, что, хотя для определения причинно-следственных связей при наблюдаемой изменчивости океана и атмосферы и необходим сложный пространственно-временной анализ вековых рядов, даже относительно короткий 18-летний временной ряд данных с расчетом функции тока и с использованием простых корреляций подтверждает значительную изменчивость термохалинной циркуляции на межгодовых и декадных временных масштабах, в основном за счет изменений в формировании водных масс, обновляющихся в результате конвекции.

4. Использование потока плавучести, рассчитанного на основе результатов моделирования

В этом разделе мы приводим работы, в которых исследуется поток плавучести, рассчитанный на основе модельных экспериментов, либо поток плавучести используется для сравнения нескольких источников данных. V может рассчитываться и исследоваться на разных пространственно-временных масштабах, что отражено в этом разделе.

Формирование Североатлантической глубинной воды (NADW) и ее дальнейшее распространение в Атлантическом океане является частью Атлантической меридиональной циркуляции (AMOC), играющей важную роль в климатической системе. В работе Костова (Kostov et al., 2019) изучена чувствительность AMOC к потокам плавучести на поверхности океана, в исследовании рассматривались отклики AMOC от месячного до десятилетнего на 26° ш. с использованием модели общей циркуляции океана, разработанной в Массачусетском технологическом институте (MIT). Моделирование потери тепла в Североатлантическом круговороте в зимние месяцы усиливает AMOC с периодом около 6 месяцев, а та же потеря тепла в летние месяцы приводит

к отсроченному ослаблению АМОС, которое проявляется с задержкой в 8 месяцев. Однако чувствительность АМОС к аномалиям потоков тепла летом меньше чувствительности такого же рода в зимние месяцы. Для взаимодействия между океаном и атмосферой через потоки пресной воды сезонность выражена не так сильно. Аномалии потоков тепла в Североатлантическом круговороте вызывают изменения в скорости испарения и, следовательно, влияют на соленость перемешанного слоя. Охлаждение поверхности приводит к уменьшению солености приповерхностного слоя в последующие месяцы, в то время как потепление приводит к увеличению солености. Постоянные вариации плавучести, связанные с изменением солености, противодействуют влиянию потоков тепла в разной степени в зависимости от глубины сезонного перемешанного слоя. С другой стороны, механизмы обратной связи между атмосферой и океаном оказывают положительное обратное влияние реакции АМОС на возмущения потока пресной воды на поверхности как в летние, так и в зимние месяцы. Это связано с тем, что распреснение приповерхностного слоя в Атлантической меридиональной опрокидывающей циркуляции вызывает уменьшение меридионального переноса теплых вод с высокой соленостью в море Лабрадор. Потоки пресной воды на поверхности океана уменьшают аномалию тепла в океане и в то же время усиливают аномалию солености за счет увеличения испарения. Авторы указывают на сильную связь между потоками тепла и пресной воды на поверхности океана, аномалия потока тепла на поверхности влияет на потоки пресной воды, а изменение потоков пресной воды приводит к изменениям в поверхностных потоках тепла. В статье авторы показали, что на коротких межсезонных временных масштабах, между летом и зимой, аномалии плавучести определяются в основном локальным взаимодействием океана и атмосферы, а не состоянием океана и локальной адвекцией. Тем не менее, процессы обмена потоками тепла и пресной воды не являются единственными факторами, обеспечивающими изменчивость АМОС. Полученные в результате моделирования результаты являются дополнением полного набора механизмов, определяющих чувствительность АМОС к воздействию потока плавучести на поверхности океана и существенную роль обратных связей между атмосферой и океаном. В статье не вычисляется напрямую поток плавучести, авторы используют другие методы для оценки взаимодействия океана и атмосферы, например, аномалию плотности, связанную с изменением температуры и солености, однако взаимодействие в теории определяют в том числе изменением плавучести приповерхностного слоя океана.

Статья (Gulev et al., 2003) посвящена воспроизведению изменчивости термохалинной циркуляции в Северной Атлантике на масштабах десятилетий, с использованием системы упрощенных уравнений в сигма-системе координат. Для учета атмосферного воздействия используются поля реанализа NCEP – NCAR в период с 1958 г. по 1997 г. Обнаружена существенная корреляция изменчивости потока плотности на поверхности с Североатлантическим колебанием (NAO), однако поток плотности отличается от потоков тепла и пресной воды на поверхности океана. Обнаруживается семилетний отложенный отклик на поверхностное тепловое воздействие, который связан с усилением меридионального переноса тепла во всех

широтах. Атлантическая меридиональная циркуляция в значительной степени является причиной наблюдаемой изменчивости, демонстрирует высокую корреляцию с меридиональным переносом тепла. Также обнаруживается трехлетний отложенный отклик меридионального переноса тепла (МНТ) на воздействие плавучести, связанный с отрицательными аномалиями южнее 40° с. ш. и положительными аномалиями на 48° с. ш., вероятнее всего, такой отложенный отклик связан с изменчивостью Лабрадорской воды (LSW). Периоды максимального формирования Лабрадорской воды соответствуют высокому значению индекса Североатлантического колебания и большому значению глубины перемешанного слоя (MLD) и сменяются примерно каждые три года увеличением даунвеллинга на 50° – 60° с. ш., усилением поверхностного течения на север на 42° с. ш. и значительным увеличением меридионального переноса тепла на север. В статье авторы не рассчитывают поток плавучести, вместо этого они используют схожий с ним по физическому смыслу и формуле поток плотности.

Работа (Marsh et al., 2005) тоже посвящена моделированию трансформации водных масс в Северной Атлантике. В ней описывается вихререз разрешающее моделирование с использованием модели общей циркуляции океана OCCAM. Воздействие потоков на поверхности океана задается с 1985 г. по 2002 г. Рассматриваются три региона Атлантики – субтропики, средние широты, северо-восточная Атлантика, а также море Лабрадор. В этих регионах формируется Восемнадцатиградусная вода (EDW), Субтропическая модовая вода (STMW), Субполярная модовая вода (SPMW) и Лабрадорская вода (LSW). Исследование показало, что модель OCCAM хорошо согласуется с данными наблюдений. В рассматриваемый временной период наблюдалась значительная изменчивость на различных временных масштабах в формировании всех четырех водных масс, при этом изменчивость формирования была связана с поверхностным воздействием атмосферы и с воздействием во время перемешивания. В случае с Восемнадцатиградусной и Субтропической модовой водами, их формирование значительно сокращается. Однако формирование Субполярной модовой воды и Лабрадорской воды можно оценить в 17 и 15 Sv соответственно. Также модель OCCAM успешно воспроизводит период интенсивного формирования Лабрадорской воды с 1989 г. по 1994 г. В работе используется поток плавучести, который учитывается при расчете уровня трансформации водных масс. Так же, как в (Marsh, 2000), в работе (Marsh et al., 2005) рассматривается набор данных о потоках Саутгемптонского океанографического центра (SOC), только в этом случае с ним сравнивают уже не преобразованные данные натуральных наблюдений, а результаты моделирования скорости трансформации поверхности. Обнаруживаются некоторые расхождения результатов моделирования и данных наблюдений, например, относительно слабая потеря тепла в море Лабрадор по данным SOC связана с недостатком судовых наблюдений за потоками тепла в этом регионе. Так же, как в работе (Marsh, 2000), авторы уже на основе результатов моделирования показали значительную межгодовую и декадную изменчивость в скорости образования четырех водных масс в Северной Атлантике.

Еще одна работа, посвященная трансформации водных масс в Атлантике – статья (Gulev et al., 2007). Для анализа трансформации в ней используется модель CLIPPER и внутритроговая функция атмосферного воздействия ERA15. Проводится два эксперимента – на грубой сетке с горизонтальным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ и на сетке с высоким разрешением в $1/6^\circ \times 1/6^\circ$. В результате экспериментов получаются различные результаты. Эксперимент с высоким разрешением показывает более сильную трансформацию поверхности в экваториальных и тропических областях, в районе Гольфстрима и в области формирования Субтропической модовой воды (STMW), связанной с высокими уровнями кинетической энергии вихрей. Эксперимент на грубой сетке показывает лучшее представление скорости трансформации, соответствующей наиболее плотным субполярным модовым водам и воде моря Лабрадор (LSW). Подобная разница результатов объясняется разницей в процессах латерального перемешивания в двух экспериментах. В работе (Gulev et al., 2007) не используется B в классической формуле, вместо него используется формула потока плотности, такая же, как в (Marsh, 2000), и в оригинале восходящая к (Tziperman, 1992). Что интересно, авторы отмечают, что употребляют словосочетание «поток плотности», когда выбирают такое направление, при котором положительные значения соответствуют потокам из океана в атмосферу, при выборе же противоположного направления используется словосочетание «поток плавучести». Однако, при сравнении формул B (Gill, 1982; Toualy et al., 2021) с потоком плотности (Tziperman, 1992) обнаруживается соотношение, связывающее их между собой:

$$f = \frac{B\rho}{g}, \quad (9)$$

где f – поток плотности, B – поток плавучести, ρ – плотность морской воды.

Расчет уровня трансформации водных масс проводится по формуле из (Walsh, 1982), которая также использовалась в работе (Tziperman, 1992).

Трансформация водных масс именно в Северной Атлантике является предметом исследования целой серии работ, так как это важная область Мирового океана, задействованная в процессах формирования термохалинной циркуляции, в том числе через образование Североатлантической глубинной воды (NADW).

Для другой области Мирового океана – Южного океана – использование потока плавучести в теоретическом обосновании и в идеализированном численном моделировании позволило показать, что усиленная потеря плавучести вокруг Антарктиды приводит к сильному увеличению абиссальной стратификации, что согласуется с данными косвенных наблюдений для последнего ледникового максимума (Jansen, Nadeau, 2016). Эта работа показала важность интегрированной скорости потери плавучести в окраинных областях Антарктиды в модуляции абиссальной циркуляции и стратификации. Усиленная потеря плавучести приводит к сужению среднеглубинной опрокидывающей ячейки (contraction of the middepth overturning cell) и, следовательно, к смещению Североатлантической глубинной воды (NADW) к поверхности. Абиссальная опрокидывающаяся ячейка (the abyssal overturning cell) в таком случае

первоначально расширяется, чтобы заполнить образовавшуюся пустоту. Однако, если скорость потери плавучести увеличивается еще сильнее, абиссальная ячейка также сжимается, оставляя «мертвую зону» с исчезающим меридиональным течением на средней глубине. Моделирование проводилось с использованием модели общей циркуляции океана, разработанной в Массачусетском технологическом институте (MITgcm, Marshall et al., 1997) в приближении Буссинеска. Эта же модель использовалась в работе (Kostov et al., 2019), описанной выше.

Расчеты потока плавучести могут также использоваться для сопоставления различных источников данных и результатов моделирования. Так, в работе (Cserovečki et al., 2011) сравнивается B , полученный по шести различным наборам данных – реанализы ERA-Interim (Simmons et al., 2006) и NCEP1 (Kalnay et al., 1996), два продукта с данными о потоках между океаном и атмосферой – база данных LY09 (Large, Yeager, 2009) и реанализ SOSE (Mazloff et al., 2010), а также из двух оценок, которые созданы с совмещением данных о радиационных потоках из NCEP1 или ERA с оценками турбулентных потоков с использованием bulk-формулы Coupled Ocean-Atmosphere (COARE) 3.0 с входными переменными NCEP1 или ERA.

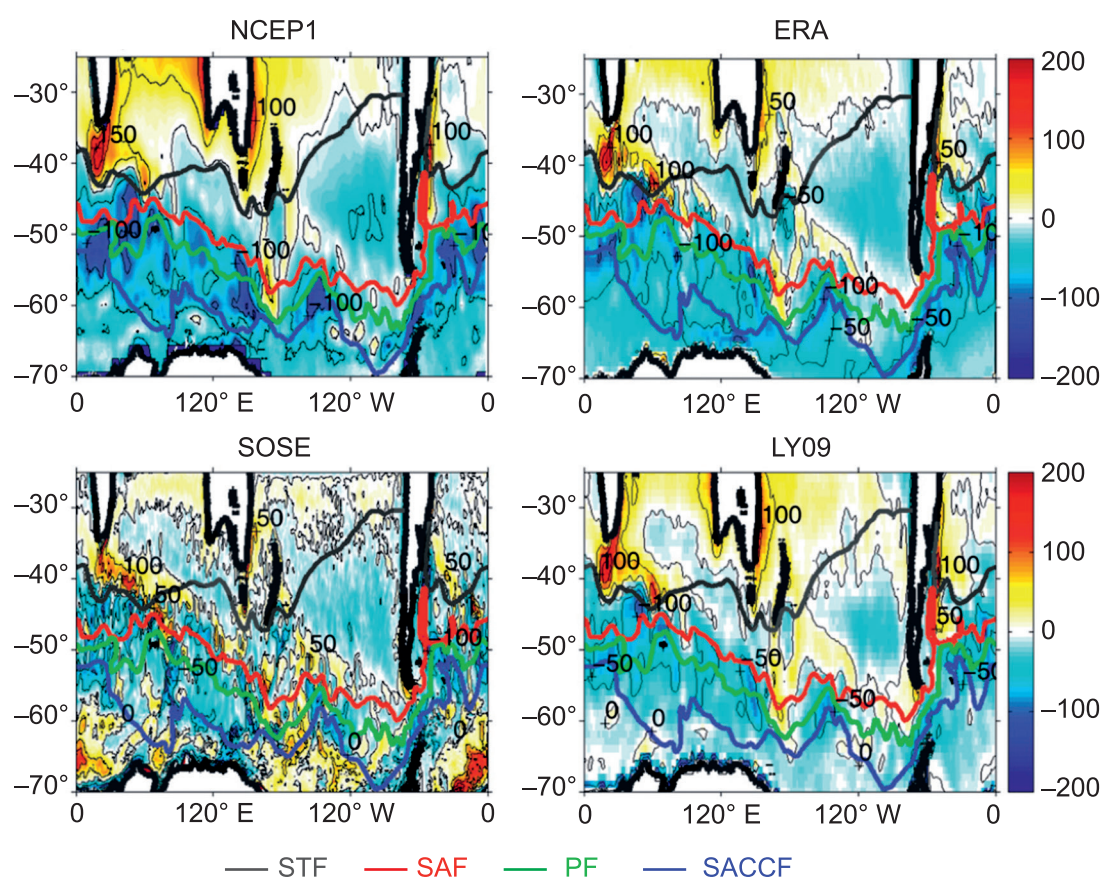


Рис. 4 – Поток общей плавучести, эквивалентный потоку тепла на границе океана и атмосферы, полученный с использованием различных продуктов. Осреднение за 2005–2007 гг. Изолинии через каждые 50 Вт/м². Черная линия маркирует субтропический фронт, красная – субантарктический фронт, зеленая – полярный фронт, синяя – фронт Антарктического циркумполярного течения. Рис. 10 в работе (Cserovečki et al., 2011)

Детальное понимание потоков между океаном и атмосферой в Южном океане играет важную роль для моделирования и предсказания климата, однако, в Южном океане имеется сильная нехватка данных *in situ* и данных дистанционных наблюдений, из-за этого доступность и точность оценок потоков в этой части Мирового океана низкая. Возможным решением авторы видят использование буев Argo в Южном океане, это позволит задать более точные граничные условия на поверхности океана при моделировании. Для B авторы используют метод расчета Гилла (формула 5) (Gill, 1982) и выражают поток плавучести в $\text{Вт}/\text{м}^2$, аналогично (Talley et al., 2011). При уменьшении температуры поверхности океана увеличивается роль потока плавучести за счет потоков пресной воды, в полярных районах Южного океана она больше, чем роль потока плавучести за счет суммарного потока тепла.

Так же, как и в работе (Talley et al., 2011), авторы указывают, что потеря плавучести наиболее выражена в области западных пограничных течений, для Южного океана это течение Агульяс (течение мыса Игольного), Восточно-Австралийское течение, а также Бразильское течение. Аналогично с работой (Moore, Sathiyamoorthy, 2001), авторы отмечают сложность измерения осадков *in situ* и для расчетов используют результаты моделирования на регулярной сетке. Исследование (Cerovečki et al., 2011) также приводит оценки точности при использовании различных гидрометеорологических параметров для количественной оценки взаимодействия между океаном и атмосферой в Южном океане. В частности, авторы показали, что реанализ SOSE, с которым сравнивались разработанные в более ранний период продукты, демонстрирует улучшение точности сведений о потоках через ассимиляцию океанографических наблюдений. Несмотря на то, что методы и наблюдения, использованные LY09 и SOSE для улучшения оценки состояния атмосферы NCEP1, сильно отличаются друг от друга, хорошее согласие между ними придает определенную степень достоверности обоим продуктам. Согласно проведенному статистическому анализу, оценки потоков тепла и пресной воды по данным SOSE согласуются с другими широко используемыми оценками потоков – NCEP1, ERA, LY09. SOSE не демонстрирует увеличения точности полей потоков между океаном и атмосферой и поля потоков пресной воды по данным NCEP1, однако предоставляет полный и внутренне согласованный набор поверхностных потоков и трехмерных полей высокого разрешения, содержащих информацию об океанских параметрах. SOSE обладает преимуществом над моделями численного прогноза погоды, которые используются при создании реанализов в комплексе с усвоением данных наблюдений. Поля внутри SOSE динамически и термодинамически согласуются с атмосферными факторами, управляющими океанской моделью SOSE. При работе с моделями численного прогноза погоды в реанализах, например, с NCEP1 и с ERA, а также при работе с оценками LY09 для определения поля поверхностной плотности, необходимо использовать данные о солёности на поверхности океана из других источников, что может вносить неточности, критические для Южного океана из-за особо важной роли солёности в определении поверхностной плотности в этом регионе. Наибольшие различия B по данным рассматриваемых в работе (Cerovečki et al., 2011) продуктов наблюдаются в областях крупных океанических

течений, которые имеют сильные узкие фронты, например, в Антарктическом циркумполярном течении и в западных пограничных течениях. Это подчеркивает важность учета двусторонней обратной связи между атмосферой и океаном, а также важность определения мезомасштабных океанских особенностей.

Исследование (Shi et al., 2020) также посвящено потоку плавучести в Южном океане, но уже рассматривает воздействие плавучести и ветра на изменение климатических условий в Южном океане. Согласно наблюдениям, с 1950-х годов Южный океан аккумулировал большое количество тепла, связанное с антропогенной деятельностью, и стал более пресным на поверхности. Подобные изменения связаны с атмосферным воздействием – усиление западных ветров в направлении полюса и увеличение потока плавучести за счет баланса пресной воды на поверхности. Авторы показывают, что плавучесть преобладает над общим откликом в структуре температуры и солёности Южного океана, а изменение ветрового напряжения на поверхности океана приводит к изменениям температуры и солёности в приповерхностном слое, которые тесно связаны с интенсификацией меридиональной опрокидывающей циркуляции (МОС). Важным результатом работы, по мнению авторов, является то, что плавучесть и ветровое воздействие оказывают противоположное влияние на солёность в Южном океане – повышение солёности на поверхности океана, связанное с усилением апвеллинга под действием ветра в области МОС, может в значительной степени компенсировать поверхностное опреснение, вызванное усилением глобального круговорота воды. Изменение ветрового напряжения приводит к увеличению солёности поверхности, что связано с усилением экмановского апвеллинга (Ekman upwelling) с поднятием более солёных глубинных вод и с экмановской адвекцией (Ekman advection), направленной на север. Подобное увеличение солёности, вызванное ветром, компенсирует опреснение, вызванное воздействием плавучести. При этом в высоких широтах преобладает сила плавучести, а в средних широтах (40° – 50° ю. ш.) в изменение солёности основной вклад вносит уже ветровое воздействие. Авторы считают, что точное понимание воздействия атмосферы является существенно важным для понимания изменения солёности, в дополнение к колебаниям температуры, при этом изменения солёности проходят на более мелкой глубине, чем увеличения или уменьшения температуры. Авторы установили (Shi et al., 2020), что в ускорении поверхностной горизонтальной составляющей Антарктического циркумполярного течения (АСС) воздействие плавучести является более важным, чем ветровое воздействие. Воздействие B связано, в данном случае, с изменением меридионального градиента плотности, в то время как изменение АСС под воздействием ветра проявляется в усилении баротропного переноса за счет изменения зонального баланса импульса. И воздействие B , и ветровое воздействие, согласно результатам моделирования, вызывают уменьшение площади ледового покрова у побережья Антарктиды. Подобное использование потока плавучести позволяет понять, как может измениться Южный океан в условиях глобальных вариаций климатических условий, а также позволяет делать более точные прогнозы на будущее. Изучение соотношения и фактического значения вкладов изменения плавучести и ветрового воздействия при этом имеет решающую роль. Это исследование

было проведено в работе (Shi et al., 2020) с помощью моделирования с частичной связью (partial coupling model simulations). В такой формулировке заранее задаются поля ветрового напряжения в модели Community Earth System Model (CESM, разработана в Национальном центре атмосферных исследований (NCAR)). В дополнение к CESM, авторы используют результаты экспериментов по аномальному воздействию потоков (Flux-Anomaly-Forced Model Intercomparison (FAFMIP), проведенных с использованием четырех моделей – ACCESS-CM2, MIROC6, MPI-ESM1.2-HR и MRI-ESM2. FAFMIP является частью фазы 6 Проекта CMIP6 (Gregory et al., 2016). Авторы изучают последствия ветрового воздействия и воздействия B на циркуляцию океана, температуру, соленость и изменения морского льда в идеализированных экспериментах с четырехкратным повышением CO_2 (концентрация CO_2 увеличивается на 1 % в год до уровня, в 4 раза превышающего концентрацию относительно доиндустриального уровня). В результате в исследовании показано, что внешнее воздействие CO_2 приводит к изменению потока плавучести и поверхностного ветрового напряжения, что может, в свою очередь, являться причинами изменений циркуляции океана. Авторы показывают, что воздействие B может больше влиять на климат Южного океана, чем вариации западных ветров. Так, около 80 % изменения теплосодержания к югу от 30° ю. ш. в случае четырехкратного увеличения содержания CO_2 будет связано с воздействием B , которое включает в себя увеличение потока тепла на поверхности. Особенность исследования заключается в том, что в нем не рассчитывается напрямую поток плавучести, а используется оценка воздействия плавучести, которая представляет собой разницу результатов моделирования с и без изменения внешнего воздействия CO_2 , при этом ветровое воздействие на поверхности остается на доиндустриальном уровне.

Для понимания процессов, происходящих в Южном океане, важной является работа (Small et al., 2022). В ней рассматривается роль вихрей в трансформации поверхностных водных масс. Мезомасштабные вихри на поверхности океана модифицируют трансформацию водных масс, которая, в свою очередь, происходит из-за потоков между океаном и атмосферой и процессов перемешивания в толще океана. Для оценки теории трансформации водных масс авторы используют теорию и методы из статьи (Walín, 1982), широко применяющейся для подобных целей (Gulev et al., 2007; Bailey et al., 2023). В статье используется поток плотности, схожий с потоком плавучести и связанный с ним соотношением (9).

Исследование проводится с применением совмещенной модели CESM-HR, пространственное разрешение атмосферного блока модели – $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, океанического блока – $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. Результаты моделирования с использованием модели CESM-HR авторы сравнивают с результатами моделирования в ренализе ERA5 и с данными наблюдений солености с использованием буев системы Argo, при этом авторы отмечают проблему нехватки наблюдений в Южном океане, в связи с чем сравнение существующих наблюдений с результатами высокоразрешающего моделирования затруднительно. Эффект вихрей на трансформацию поверхностных водных масс можно разделить на три варианта: прямая модуляция плотности при выходе водной массы на поверхности, непрямая модуляция через изменение потока плотности между океаном

и атмосферой и совмещенный эффект первых двух. В ходе исследования было обнаружено, что в Южном океане преобладают первый и третий варианты влияния вихрей, то есть сглаживание полей потока плотности само по себе малоэффективно и обладает эффектом только при совместном влиянии со сглаживанием выхода водной массы на поверхность.

Исследованию трансформации водных масс в море Уэдделла на основе данных реанализов посвящена статья (Bailey et al., 2023). В работе рассматривается изменчивость трансформации в круговороте моря Уэдделла (Weddell Gyre, WG), которое является одной из основных областей для формирования меридиональной опрокидывающей циркуляции (МОС), так как именно в этой области находится первичный источник самой объемной водной массы в Мировом океане – Антарктической донной воды (AABW). Статья заполняет пробелы в понимании связи атмосферного воздействия на поверхности океана с изменчивостью трансформации водных масс и распространением Антарктической донной воды. В статье исследуется, как современные реанализы океана с использованием классического метода определения трансформации водных масс (Walín, 1982) могут улучшить понимание термодинамических причин изменчивости Антарктической донной воды в море Уэдделла. В работе используются три реанализа океана: ECCOv4, SOSE и SODA. К сожалению, относительно грубое разрешение моделей, применяемых в этих реанализах, не позволяет реалистично отразить формирование, распространение и изменчивость Антарктической донной воды. Тем не менее, в ECCO и SOSE обнаруживается сильная внутригодовая изменчивость объема Антарктической донной воды. ECCO дает наиболее полезные результаты для понимания процессов и механизмов, определяющих трансформацию водных масс и изменчивость распространения круговорота моря Уэдделла. SODA отображает большую изменчивость объема Антарктической донной воды, что не соответствует физике процесса. Авторы статьи связывают такие неточности со схемой ассимиляции данных в этом реанализе. Авторы также не обнаруживают сильной связи трансформации водных масс с климатическими индексами, в том числе с Эль-Ниньо (ENSO) и Южной многолетней модой (SAM). В работе рассчитывался бюджет трансформации водных масс, который, в том числе, определялся с учетом взаимодействия океана и атмосферы.

В использовался для полярных исследований не только в Южном океане, но и в Северном Ледовитом. Так, в работе (Isachsen et al., 2007) оценивается взаимосвязь между трансформацией поверхностных водных масс в Северных морях и крупномасштабным диапикническим опрокидывающим потоком (large-scale diapycnal overturning flow), проходящем через этот же регион. Используются как результаты моделирования, так и обработанные данные наблюдений.

В статье (Luyten, Stommel, 1986) авторы проводят моделирование комбинированного воздействия *В* и ветра в масштабах крупных циркуляций в океане (субтропических круговоротов и секторов субполярных круговоротов), что приводит к такой форме уравнений сохранения завихренности, которая позволяет предположить, что геострофическое бароклинное течение в океане движется за счет плавучести и направляется ветром. Авторы показывают, что в одних регионах совместный эффект

ветрового воздействия и воздействия B является суммой эффектов этих двух воздействий, если они действуют отдельно, а в других такой ситуации не наблюдается. Лютен и Стоммел получают характеристические уравнения и рассматривают два различных случая – моделирование циркуляции океана в субтропиках в условиях нагрева и в приполярных широтах в условиях охлаждения. В каждом случае существуют различные режимы течения, в зависимости от того, откуда распространяется сигнал – от восточной или западной границы модели. Простой геометрический аргумент показывает, что разница между двумя режимами, прямыми и непрямыми ячейками, зависит от знака истинной вертикальной скорости по отношению к межфазному потоку.

В работе (Tailleux, 2010) исследуется вклад энергии плавучести в общую энергию океана. Мощность, потребляемая B на поверхности океана, считается малой, если допускать, что плавучесть соотносится с чистой интегрированной по объему работой расширения или сжатия. В работе же отстаивается мнение, что в определение плавучести должна включаться только положительная часть работы расширения или сжатия, преобразующая внутреннюю энергию в механическую, так как отрицательная часть работы расширения или сжатия связана с невязкой диссипацией механической энергии. Таким образом, поток плавучести может использоваться для оценки энергетического вклада сил плавучести в суммарную энергию океана и вопрос в том, как более правильно с физической точки зрения учитывать этот вклад.

Поток плавучести может использоваться и для оценки вклада температуры и солености в стратификацию океана. В работе (Caneill et al., 2022) с использованием модели общей циркуляции океана и идеализированной конфигурации бассейна проводится анализ чувствительности модели с использованием различных уравнений состояния. Исследуется зависимость коэффициента термического расширения α от температуры, данная зависимость изменяет вклад потоков тепла в общий поток плавучести. В ходе экспериментов установлено, что полярная переходная зона между так называемым альфа-океаном низких широт, в котором стратификация определяется в первую очередь потоками тепла, и бета-океаном высоких широт, в котором стратификация определяется соленостью, находится там, где знак потока плавучести на поверхности океана меняется на положительный в приполярной области. В работе (Caneill et al., 2022) продемонстрирована важная роль конкуренции между потоками тепла и потоками пресной воды в определении положения переходной зоны. На данную конкуренцию изменение вклада потоков тепла и пресной воды в общий поток плавучести, в первую очередь влияют пространственные вариации α , связанные с меридиональными вариациями поверхностной температуры. Выделение альфа-океана и бета-океана происходит через индекс стратификации (SCI), рассчитываемый по формуле:

$$SCI = \frac{N_{\theta}^2 - N_S^2}{N_{\theta}^2 + N_S^2}, \quad (10)$$

где $N_{\theta}^2 = g\alpha \frac{\partial \theta}{\partial z}$ – термическая составляющая частоты Вэйсяля-Брента, $N_S^2 = -g\beta \frac{\partial S_A}{\partial z}$ – соленостная составляющая частоты Вэйсяля-Брента, α – коэффициент

термического расширения, β – коэффициент солёностного сжатия, θ – консервативная температура, S_A – абсолютная солёность, согласно TEOS-10. $SCI \geq 1$ соответствует альфа-океану, стратифицированному по температуре и нестратифицированному по солёности, $SCI \leq -1$ соответствует бета-океану, стратифицированному по солёности и нестратифицированному по температуре, $-1 < SCI < 1$ соответствует транзитной зоне, стратифицируемой и температурой, и солёностью.

В работе Станева (Stanev, 2005) поток плавучести используется для исследования динамики Черного моря. В работе приводятся оценки взаимодействия океана и атмосферы через расчет B на основе данных численного моделирования океана с моделью MOM (Black Sea Modular Ocean Model), в которую на поверхности добавляются комбинации данных атмосферных параметров, моделируемой температуры поверхности моря и специальных параметризаций, называемых объемными аэродинамическими формулами. По данным моделирования в Черном море максимальное значение B за счет потоков тепла на порядок превышает максимальное значение B за счет пресной воды, однако, чистый эффект вариаций B за счет потоков тепла примерно в четыре раза меньше вариаций за счет потока пресной воды. При формировании среднегодовой стратификации в Черном море преобладает распреснение поверхности океана речным стоком, а сезонная изменчивость в основном создается теплообменом между океаном и атмосферой. Вклад Экмановской накачки (Ekman pumping), показывающий изменение вертикальной скорости, возникающей за счет ветрового напряжения, сопоставим с вкладом B за счет пресной воды и изменений солёности на поверхности Черного моря. Подобное специфическое сочетание различных механизмов воздействия приводит к формированию стабильной солёностной стратификации, которая мало изменяется во времени, в то время как изменчивость термической структуры верхнего слоя при этом чрезвычайно высокая. Формирование и характер холодного промежуточного слоя Черного моря (ХПС) является результатом такого баланса плавучести.

Одна из интересных областей применения B – оценка изменчивости апвеллингов в прибрежных областях, имеющих социально-экономические последствия. Так, в работе (Toualy et al., 2021) упоминается воздействие изменчивости перемешанного слоя на апвеллинг вдоль северного побережья Гвинейского залива и, соответственно, доступность биоресурсов океана в этой области. Изменчивость B вдоль этого побережья увеличивает стратификацию перемешанного слоя и уменьшает перемешивание. А глобальное потепление в Гвинейском заливе через увеличение нагрева приповерхностного слоя будет еще больше усиливать стратификацию перемешанного слоя и может внести вклад в уменьшение интенсивности прибрежного апвеллинга. Уменьшение интенсивности апвеллинга может повлиять на вылов рыбы и, следовательно, на социально-экономическое благополучие населения, живущего в прибрежной зоне. Сравнивая пространственное распределение толщины верхнего перемешанного слоя и потока плавучести на поверхности океана, авторы обнаруживают, что самые большие значения толщины перемешанного слоя соответствуют околонулевым значениям B , а минимальная толщина перемешанного слоя соответствует росту стратификации

перемешанного слоя и уменьшению перемешивания. Для расчета потока плавучести авторы использовали атмосферный реанализ ERA5 и океанский реанализ ORAP5. В работе (Зеленько, Реснянский, 2007) на основе численных экспериментов с моделью общей циркуляции океана, разработанной в Гидрометцентре России, рассматриваются особенности географической локализации и временной изменчивости конвективного перемешивания и его изменчивость на временных масштабах от суточного до межгодового. Авторы рассматривают вариации толщины верхнего перемешанного слоя (ВПС) совместно с B на поверхности океана, вариации осредняются для области в море Лабрадор за три месяца конвективного периода. Между толщиной ВПС и B обнаруживается тесная связь (рисунок 5).

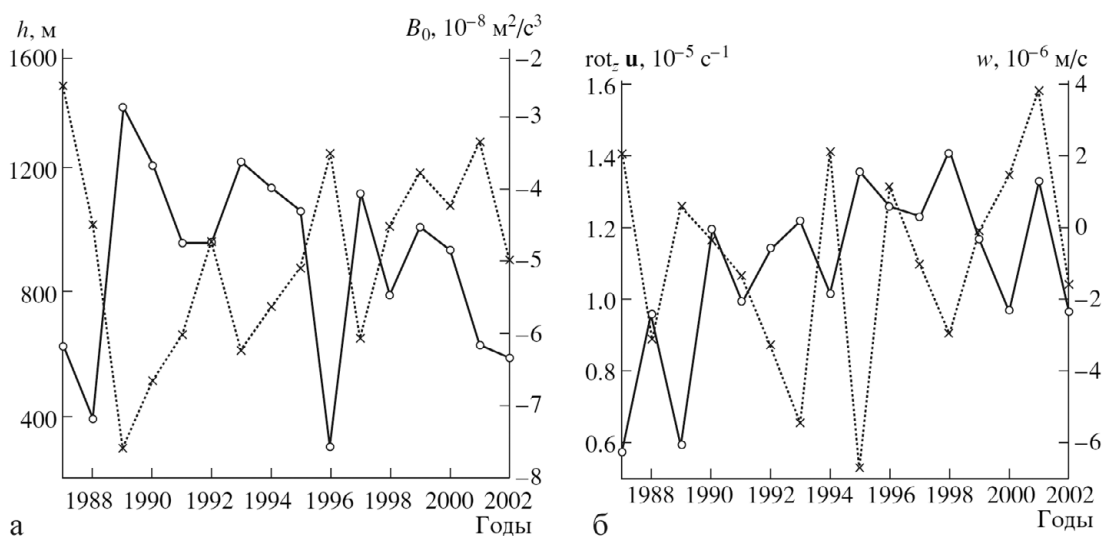


Рис. 5 – Межгодовая изменчивость сезонной глубины конвективного слоя и влияющих на нее параметров в море ($55^\circ - 42^\circ$ з. д., $53^\circ - 59^\circ$ с. ш.):

а – осредненная за январь–март глубина ВПС (h , м) – сплошная кривая, левая шкала, B на поверхности океана ($10^{-8} \text{ м}^2/\text{с}^3$) – пунктир, правая шкала; **б** – осредненные за декабрь динамические характеристики на горизонте 500 м, вертикальная составляющая вихря скорости течений ($\text{rot}_z \mathbf{u}$, 10^{-5} с^{-1}) – сплошная кривая, левая шкала и вертикальная скорость (w , 10^{-6} м/с) – пунктир, правая шкала. Значения кривых на (**б**) смещены по временной шкале для удобства их сопоставления с (**а**). Положительные значения w соответствуют нисходящим движениям (рис. 6 из Зеленько, Реснянский, 2007)

Так, при интенсификации потери плавучести на поверхности океана, как правило, происходит увеличение глубины перемешивания, ее максимальное значение, приходящееся на 1989 г., сопряжено с отрицательным экстремальным B . Однако, авторы отмечают, что изменения толщины ВПС не удается объяснить только атмосферным форсингом через B : минимум глубины ВПС не соответствует экстремуму потока, а в ряде случаев, например, от 1991 к 1992 гг. отрицательный B заметно ослабился, тогда как глубина ВПС не изменилась или даже слабо увеличилась. Подобное несоответствие тенденций, которое отмечалось также в 1998–1999 гг., 1999–2000 гг. и 2001–2002 гг., авторы объясняют не атмосферным форсингом, а состоянием самого

океана перед началом конвективного сезона. Авторы рассчитывают вертикальную составляющую вихря вектора скорости (рисунок 6б), а также вертикальную скорость w на горизонте 500 м, далее осредняют их за декабрь. Декабрь является месяцем, предшествующим конвекции в январе–марте. Авторы показывают, что несоответствие тенденция глубины ВПС и B можно объяснить, если учесть усиление циклонической циркуляции в преддверии сильного выхолаживания поверхности океана, которое приводит к куполообразному поднятию слабо стратифицированных водных масс, что создает благоприятные условия для проникновения конвективного перемешивания до больших глубин. В 1992 г. и 2001–2002 гг. даже на фоне слабоотрицательного B на поверхности океана именно повышенная циклоническая циркуляция в океане способствовала поддержанию больших глубин перемешивания. Таким образом, B используется для оценки вклада воздействия атмосферы в формирование ВПС, как в аналогичных публикациях (например, Toualy et al., 2021). Однако при таких исследованиях для более полного понимания причин и особенностей глубокой конвекции нужно учитывать не только атмосферное воздействие, но и изменение циклонической циркуляции в океане, а также вертикальную скорость на глубине в период, предшествующий глубокой конвекции.

Другие исследования

B также может быть использован для оценки способности водоема поглощать или эмитировать CO_2 в зависимости от синоптической динамики атмосферы (MacIntyre et al., 2010). Расчеты потоков углерода из озер часто основываются на коэффициентах перемещения газа, которые определяются турбулентностью, связанной не только с ветровым воздействием, но и с потоком плавучести. Так, при ночном слабом ветре коэффициент перемещения газа зависит от потока плавучести, а не от скорости ветра. Авторы показывают, что оценки перемещения газа по вихревой ковариации хорошо согласуются с оценками с использованием модели обновления поверхности, основанной на скорости ветра и B .

Особенно интересным представляется подход (Karstensen, Lorbacher, 2011). В нем комплексно и всесторонне анализируется оценка вклада различных компонент теплового и пресноводного баланса на поверхности в динамику B . Авторы выработали новый способ для оценки вклада различных компонент, введя понятие угла потока плавучести θ_B (рисунок 6) относительно потока плавучести только за счет пресной воды и потока плавучести только за счет потока тепла.

В большинстве научных работ (Anitha et al., 2008; Zhang, Talley, 1998; и др.) с использованием потока плавучести для оценки вклада компонент применяется только соотношение потока плавучести за счет пресной воды (B_S) и потока плавучести за счет потоков тепла (B_T), что потенциально сокращает возможность интерпретации этих результатов. Так, в случае если оба компонента положительные или отрицательные, отношение в любом случае будет положительным. Это отношение

будет стремиться к бесконечности, если поток плавучести в знаменателе будет стремиться к нулю, хотя общее значение B в этом случае может быть корректно рассчитано.

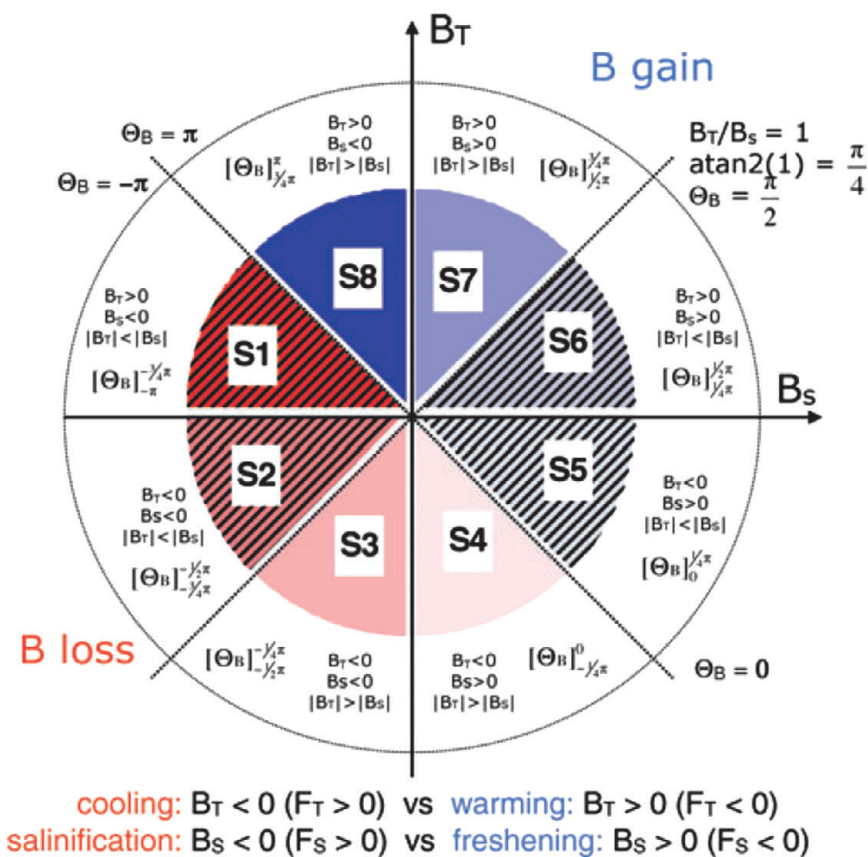


Рис. 6 – Схематическое изображение угла потока плавучести, θ_B , являющегося отношением тепловой и пресноводной (соленостной) компонент для восьми секторов S1–S8. В красных секторах наблюдается уменьшение суммарной плавучести. Сектора с преобладанием по модулю потока плавучести за счет пресной воды B_S заштрихованы. В каждом секторе даны оценки B_S и B_T – потока плавучести за счет потоков тепла, а также интервалы для θ_B .

Рис. 1 в исследовании (Karstensen, Lorbacher, 2011)

В работе (Karstensen, Lorbacher, 2011) используется такой показатель, как угол потока плавучести θ_B , определяемый как арктангенс отношения B за счет потока тепла и B за счет пресной воды. Угол B представляет собой функцию с двумя аргументами и как угол между положительным направлением оси x , в данном случае это B за счет пресной воды, и точкой на окружности с координатами x и y , в данном случае это координаты B_S и B_T . На рисунке 5 показано деление возможных соотношений на окружности на 8 секторов, по оси x отложен B_S (за счет пресной воды), по оси y B_T (за счет потока тепла). Для того, чтобы отрицательный угол соответствовал только отрицательному значению B , к рассчитываемому через арктангенс углу добавляют $\pi/4$. Сектора S1–S4 (рисунок 6) представляют собой все возможные комбинации B_S и B_T , при которых плавучесть приповерхностного слоя уменьшается, а сектора S5–S8

соответствуют всем вариантам увеличения. В секторах S1, S2, S5, S6 B_S по модулю больше, чем B_T , а в секторах S3, S4, S7, S8 наоборот $|B_S| < |B_T|$. В данной статье авторы на основе данных реанализа NCEP за 62 года, с 1948 по 2009 гг., и данных наблюдений о температуре на поверхности океана *in situ* (Reynolds et al., 2002) рассчитывают угол B . Авторы получают примерно равное соотношение площадей Мирового океана с положительным и отрицательным значением B . На 71 % общей площади Мирового океана поток плавучести определяется B_T , в оставшихся 29 % ведущая роль принадлежит B_S . Около 25 % Мирового океана относится к области потери тепла, усиленной испарением (сектор S3, рисунок 6), это в том числе большая часть субтропических круговоротов. Около 20 % поверхности океана соответствует увеличению B и за счет роста температуры на поверхности океана, и за счет опреснения приповерхностного слоя (сектор S7). Такие условия характерны для областей с тропическим апвеллингом, части Северо-Тихоокеанского приполярного круговорота и для большей части переходной зоны между субтропическими круговоротами в Южном полушарии и Антарктическим циркумполярным течением. Сектор S8 (15 % всей площади Мирового океана) соответствует увеличению B с нагревом воды в приповерхностном слое, но с потерей плавучести за счет испарения, что часто встречается в восточных пограничных областях океанов с характерно выраженным апвеллингом, а также для регионов с относительно холодной водой на поверхности в восточной тропической части Тихого и Атлантического океанов. Аналогичное описание B приведено и в работе (Talley et al., 2011). Сектор S4 занимает около 11 % всей площади поверхности океанов, в нем потеря тепла в приповерхностном слое приводит к вертикальной конвекции, однако распреснение приповерхностного слоя приводит к тому, что у опускающейся в толщу океана массы воды относительно низкая соленость. Подобное встречается в субполярной Северной Атлантике в области формирования модовых и промежуточных вод (Mode and Intermediate Water) на направленных к полюсу частях субтропических циркуляций. Подобными свойствами обладают и переходные зоны между тропическими и субтропическими частями Тихого и Индийского океанов на 10° с. ш. и 10° ю. ш. Южнее 60° ю. ш. B_S имеет определяющую роль в формировании общего значения B на поверхности. В этих условиях при положительном B_T область будет относиться к сектору S6, а при отрицательном B_T – к сектору S5. Положительный поток тепла в S6 может быть связан с адвекцией холодных вод на север с остаточной циркуляцией, а также с апвеллингом холодных внутренних вод. В оставшихся секторах, S1 и S2, значение B уменьшается за счет испарения. В S2 B_T также отрицательный, а в S1 B_T положительный. Эти сектора соответствуют восточным частям субтропических циркуляций, вдали от областей прибрежного апвеллинга. В этих областях формируются более соленые относительно окружающих вод субтропические подповерхностные и восточные субтропические модальные воды.

Помимо выделения отдельных секторов, авторы (Karstensen, Lorbacher, 2011) исследуют многолетнюю изменчивость площади каждого сектора и объясняют изменения с физической точки зрения. Использование θ_B дает простую возможность для анализа набора данных о воздействии атмосферы на океан и помогает обнаружить

несоответствия в полях исходных данных. Несоответствия могут быть связаны с общей нехваткой данных в некоторых регионах, с внезапным улучшением сети наблюдений (например, с использованием спутниковых данных) или с недостатками параметризации атмосферного пограничного слоя. Авторы обнаружили систематический сдвиг динамики покрытия океана секторами S4 и S7 в 1960-е и 1970-е годы, что связывают также с возможным «сдвигом» в атмосферных полях из-за увеличения покрытия данными. Причинами сдвига могут быть как внутренняя изменчивость системы «океан–атмосфера» (Baines, Folland, 2007), так и несоответствие полей исходных данных.

Введение такого показателя, как θ_B в работе (Karstensen, Lorbacher, 2011) может быть полезным для исследования результатов совмещенной модели океана и атмосферы, поскольку все данные, необходимые для расчета B , доступны.

Интересными представляются работы с расчетами B для атмосферы. В работе (Голицын, 2008) выводится формула B для атмосферы. В результате параметризаций, упрощений и преобразований получается формула:

$$b = g'U = C_T \frac{\Delta T}{T} g \left(1 + 0.378T \frac{\Delta e}{p\Delta T} \right), \quad (11)$$

где b – полный поток плавучести из-за нагрева воздуха и его увлажнения в приближении Буссинеска, U – скорость ветра на высоте 10 м над водной поверхностью, C_T – число Стэнтона, ΔT – разность температур между водной поверхностью и воздухом на высоте 10 м, T – температура воздуха, Δe – разница удельной влажности между водной поверхностью и воздухом на высоте 10 м, p – атмосферное давление.

Так же, как и для океана (Gill, 1982; Moore, Sathiyamoorthy, 2001), B для атмосферы представляет собой произведение ускорения g' на скорость U и, согласно (Голицын, 2008), имеет размерность мощности на единицу массы. В статистических стационарных условиях B равен скорости генерации кинетической энергии конвекции (и ее диссипации) на единицу массы жидкости в процессе конвекции. В нестационарных условиях, например, при проникающей конвекции, B сокращается с высотой приблизительно линейно, следовательно, подобное совпадение не будет иметь места. Авторы обнаруживают соответствие температуры на поверхности океана и B и дают возможность ввести новый критерий для возникновения тропического циклона – вместо достаточно известного значения температуры поверхности океана (ТПО) $T_s \geq 26$ °C для возникновения тропического циклона нужны потоки энтальпии порядка 700 Вт/м² или выше и соответствующие $b \geq 2 \times 10^{-2}$ м²/с⁻³, при этом должны выполняться все остальные так называемые условия Грея для возникновения тропических циклонов. Таким образом, слабо передающая физический смысл ТПО в 26 °C, как критерий для возможности возникновения тропических циклонов, может быть заменена значением потока энтальпии и потока плавучести. Таким образом, в работе (Голицын, 2008) через B в атмосфере объясняется известный критерий ТПО в 26 °C, как условие для возникновения тропических циклонов, при этом другие условия Грея тоже должны выполняться в течение времени порядка суток. B для атмосферы использовался также

для исследования развития турбулентного конвективного слоя в атмосфере при холодных вторжениях (Руткевич и др., 2018).

В работе (Чубаренко, 2010) при описании механизма формирования и анализа развития горизонтального конвективного водообмена над подводным склоном обосновывается переход от теплопотока через поверхность и горизонтального градиента температуры воды к потоку плавучести и градиентам плотности. Рассматривая и океан, и водоемы суши, автор использует формулу:

$$B_0 = \frac{g\alpha H}{\rho_0 c_p}, \quad (12)$$

где B_0 – поток плавучести в верхнем слое, g – ускорение свободного падения, α – коэффициент термического расширения, H – поток тепла через поверхность в Вт/м², ρ_0 – плотность воды, c_p – удельная теплоемкость воды при постоянном давлении.

Единица измерения B_0 так же, как и в других работах (например, Moore, Sathiyamoorthy, 2001) – м²/с⁻³, отрицательное значение B_0 соответствует выхолаживанию поверхности океана, утяжелению воды на поверхности и началу вертикального конвективного перемешивания с образованием ВКС. Автор отмечает, что использование B_0 и результирующей разницы плотностей по горизонтали $\Delta\rho$ для описания исследуемого процесса является наиболее универсальным, в отличие от использования H и горизонтальной разницы температур ΔT . При рассмотрении горизонтального конвективного водообмена отрицательный B соответствует возникновению так называемого «каскадинга» вдоль склона, а положительный – подъему вод, безотносительно к условиям теплообмена в конкретной ситуации. В работе установлено, что и при стабилизирующем, и при дестабилизирующем B через поверхность, формирование горизонтальных градиентов над наклонным дном происходит уже через единицы – десятки минут с момента начала прогрева или выхолаживания соответственно, к этому времени вся область над склоном уже демонстрирует отклик внешнего потока плавучести, начинает формироваться разность плотностей, однако основное течение еще отсутствует. Горизонтальные конвективные течения при суточных колебаниях теплопритока над морскими акваториями, согласно автору, не успевают достичь установления, однако уже при синоптическом и сезонном масштабе вариаций можно говорить о квазистационарном конвективном водообмене. Для развития горизонтального конвективного теплообмена самой важной оказывается зависимость от пространственного масштаба, подобные течения нечувствительны к изменению величины внешнего B и весьма умеренно чувствительны к изменению угла наклона дна, важна не величина потока плавучести, а сам факт его существования. Влияние величины B напрямую сказывается через изменение толщины теплоактивного слоя и через изменение длительности процесса установления теплообмена. Таким образом, B является более универсальной метрикой для описания не только вертикальных процессов на границе океана и атмосферы, но и для описания горизонтального теплообмена в условиях наклона дна.

Интересная область B – исследование айсбергов в океане. Так, в работе (Писаревская, Волков, 2005) метрика используется для оценки их таяния. Разделяя айсберг на 1 % пузырьков воздуха от общего объема, 1 % твердых частиц и, соответственно, 98 % льда, авторы рассчитывают количество окружающих вод, необходимых для нагрева и полного растопления айсберга, а также рассчитывают B для каждой из компонент айсберга и используют его для расчета максимальной высоты и максимальной глубины, достигаемых восходящей и соответственно нисходящей струей в стратифицированной жидкости, также рассчитываются скорость подъема, радиус и поток объема в плавучей струе. Формула B в работе (Писаревская, Волков, 2007) отличается от формул, использованных в других работах (например, Moore, Sathiyamoorthy, 2001; Toualy et al., 2021):

$$B = Qg(a - b)/a, \quad (13)$$

где B – поток плавучести в $\text{м}^4\text{с}^{-3}$, Q – поток объема плавучей субстанции в $\text{м}^3\text{с}^{-1}$, g – ускорение силы тяжести, $a = 1027 \text{ кг}^1\text{м}^{-3}$ – плотность окружающих вод, b – плотность плавучей субстанции.

Использование B в работе (Писаревская, Волков, 2007), пусть и в измененной форме и немного другой размерности, позволило показать, что айсберг способен заметно изменять термохалинную стратификацию не только выше, но и много ниже своей осадки, вплоть до дна, пусть и в строго локальной зоне.

Заключение

Впервые метрика потока плавучести была описана в 1966 г. Филлипсом на примере конвекции и циркуляции воды в Красном море. Первое обобщение метрики было выполнено Адрианом Гиллом в 1982 г. в монографии «Динамика океана и атмосферы». Наблюдается резкое увеличение количества публикаций по тематике во второй половине 1990-х – начале 2000-х гг.

Метрика потока плавучести на поверхности океана активно используется в настоящее время благодаря развитию технических мощностей, улучшению инфраструктуры хранения и предоставления данных, развитию реанализов и моделирования океана и атмосферы. Некоторые авторы развивают эту метрику и вводят новые понятия на ее основе, упрощающие и улучшающие пространственный и физический анализ.

Полученные во второй половине XX века многолетние ряды данных судов погоды о потоках тепла и влаги на поверхности океана позволяют оценить взаимодействие океана и атмосферы на протяжении десятилетий и использовать относительно высокочастотные данные измерений, что дает возможность связать поток плавучести с синоптической и мезомасштабной динамикой атмосферы. Для этих же целей, а также для оценки трансформации водных масс, используются наборы данных (COADS, OSNAP, ISAS, EN4 и другие) и результаты моделирования в реанализах (ERA5, NCEP-NCAR, JRA-55 и другие).

Начиная с 2000-х, развивается использование B в моделировании для оценки трансформации водных масс, оценки изменчивости чувствительности термохалинной циркуляции к потоку плавучести и для многих других целей. В научных работах используются модели MITgcm, CLIPPER, OCCAM, CESM и многие другие. Поток плавучести может использоваться для сопоставления результатов модельных экспериментов и данных наблюдений.

Использование B как метрики удобно и необходимо для оценки влияния атмосферы на масштабах от синоптических до декадных на формирование глубоководной конвекции и в открытом океане, например, в Северной Атлантике и в прибрежной зоне, например, у побережья Антарктики из-за осолонения при льдообразовании. Одно из важнейших направлений, в котором используется метрика поток плавучести во множестве научных исследований – оценка трансформации водных масс в Северной Атлантике под воздействием атмосферы, выбор такого региона связан с ячейкой локализации Глобального океанского конвейера, в которой формируется Североатлантическая глубинная вода (NADW). Интерес множества исследователей к Южному океану во многом связан с формированием в море Уэдделла Антарктической донной воды, распространяющейся на тысячи километров и по своим объемам превосходящей Североатлантическую глубинную.

B может использоваться и в других прикладных исследованиях – от оценок эмитирования и депонирования CO_2 в водоемах суши до оценки изменения апвеллинга в условиях меняющегося климата, имеющего социально-экономические последствия для прибрежных районов Мирового океана. От исследования отклика динамики климатической системы до оценки воздействия таяния айсбергов на окружающие их водные массы. Поток плавучести применяется также и в исследованиях динамики атмосферы.

Исследования на основе потока плавучести или потока плотности могут иметь различный пространственный охват: от Мирового океана в целом до отдельных частей океанов, морей и даже заливов, например, Гвинейского залива.

Одним из наиболее перспективных направлений исследований с применением B и последующим расчетом трансформации водных масс нам видится обработка архивных многолетних данных судов погоды, которые представляют особую ценность, так как являются источниками непрерывных и высококачественных данных о состоянии океана и атмосферы синхронно и с высоким разрешением по времени (3–6 часов). Сопоставление расчетов по данным судов погоды с результатами модельных экспериментов позволит оценить достоверность воспроизведения конвекции и трансформации водных масс в океане на синоптических масштабах времени моделями циркуляции океана и атмосферы, которые используются для климатических прогнозов.

Это также позволит проследить физические механизмы влияния синоптической и мезомасштабной динамики на трансформацию водных масс и конвекцию в океане, что является фундаментальной задачей в области исследования взаимодействия океана и атмосферы – оценка влияния взаимодействия океана и атмосферы на термохалинную циркуляцию Мирового океана, особенно в критических точках Глобального

океанского конвейера. Особенно важно оценить количественно степень достоверности воспроизведения этих процессов моделям СМIP, при сопоставлении с данными наблюдений. Это позволит также оценить достоверность воспроизведения биогеохимических циклов моделями циркуляции океана, так как поток плавучести и поток плотности напрямую влияют на скорость эмитирования и депонирования частиц в океане.

Перспектива развития исследований в этой области обусловлена множеством факторов: усиление научного интереса к роли взаимодействия океана и атмосферы в формировании климата и погоды на континентах, развитие уже существующих и создание новых совместных (coupling) моделей «океан–атмосфера» и реанализов, общее развитие вычислительных мощностей, а также развитие сети наблюдений за физическими параметрами океана и атмосферы. Перспективны и дальнейшие исследования с использованием B на региональном уровне, в частности, оценки влияния взаимодействия океана и атмосферы на апвеллинги, замедление которых приведет к социально-экономическим последствиям из-за возможного сокращения вылова рыбы. Несмотря на развитие моделирования в последние десятилетия и появлению множества исследований с использованием потока плавучести, недостаток наблюдений в океане, особенно в приполярных областях обоих полушарий, затрудняет фактическую интерпретацию результатов моделирования и снижает их действительную точность. Тем не менее, наблюдающееся до сих пор улучшение системы наблюдений гидрометеорологических параметров океана и атмосферы дает оптимистичный прогноз.

Благодарности. Исследование выполнено в рамках Госзадания № FMWE-2022-0002 (Мироненков П. К., Тилинина Н. Д.) и проекта РФФ № 23-77-30001 (Гулев С. К.).

Список литературы

1. Голицын Г. С. Ураганы, полярные и тропические, их энергия и размеры, количественный критерий возникновения // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С. 579–590. <https://elibrary.ru/item.asp?id=11532756>.
2. Зеленько А. А., Реснянский Ю. Д. Глубокая конвекция в модели общей циркуляции океана: изменчивость на суточном, сезонном и межгодовом масштабах // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. С. 211–224. <https://elibrary.ru/item.asp?id=9490934>.
3. Зубов Н. Н. Динамическая океанология. Москва: Гидрометеиздат, 1947. С. 77–78.
4. Писаревская Л. Г., Волков В. А. Торнадоподобная структура под айсбергом в Баренцевом море // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 7. С. 56–67. [chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/http://old.aari.ru/misc/publicat/paa/PAА-77/PAА77-06%20\(56-66\).pdf](chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/http://old.aari.ru/misc/publicat/paa/PAА-77/PAА77-06%20(56-66).pdf).
5. Руткевич П. Б., Голицын Г. С., Руткевич Б. П., Шелехов А. П. Развитие подоблачного слоя над морем при вторжении холодного воздуха // Известия РАН. Физика атмосферы и климата. 2018. Т. 54. № 4. С. 386–395. <https://elibrary.ru/item.asp?doi=10.1134/S0002351518040132>.
6. Чубаренко И. П. Горизонтальный конвективный водообмен над подводным склоном: механизм формирования и анализ развития // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 184–193. <https://elibrary.ru/item.asp?id=13725336>.

7. *Anitha G., Ravichandran M., Sayanna R.* Surface buoyancy flux in Bay of Bengal and Arabian sea // *Annales Geophysicae*. 2008. Vol. 26. P. 395–400. <https://doi.org/10.5194/angeo-26-395-2008>.
8. *Bailey S. T., Jones C. S., Abernathey R. P., Gordon A. L., Yuan X.* Water mass transformation variability in the Weddell Sea in ocean reanalyses // *Ocean Science*. 2023. Vol. 19. Iss. 2. P. 381–402. <https://doi.org/10.5194/os-19-381-2023>.
9. *Baines P., Folland C.* Evidence for a rapid global climate shift across the late 1960s // *Journal of Climate*. 2007. Vol. 20. Iss. 12. P. 2721–2744. <https://doi.org/10.1175/JCLI4177.1>.
10. *Bashmachnikov I. L., Fedorov A. M., Golubkin P. A., Vesman A. V., Selyuzhenok V. V., Gnatiuk N. V., Gnatiuk L. P., Hodges K. I., Dukhovskoy D. S.* Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland Sea // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2021. Vol. 174. P. 103557. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103557>.
11. *Biastoch A., Böning C. W., Getzlaff J., Molines J.-M., Madec G.* Causes of Interannual–Decadal Variability in the Meridional Overturning Circulation of the Midlatitude North Atlantic Ocean // *Journal of Climate*. 2008. Vol. 21. Iss. 24. P. 6599–6615. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2404.1>.
12. *Bjerknes J.* Atmospheric Teleconnections From the Equatorial Pacific // *Monthly Weather Review*. 1969. Vol. 97. Iss. 3. P. 163–172. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFT&T>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFT&T>2.3.CO;2).
13. *Caneill R., Roquet F., Madec G., Nycander J.* The Polar Transition from Alpha to Beta Regions Set by a Surface Buoyancy Flux Inversion // *Journal of Physical Oceanography*. 2022. Vol. 52. Iss. 8. P. 1887–1902. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0295.1>.
14. *Cerovečki I., Talley L. D., Mazloff M. R.* A Comparison of Southern Ocean Air-Sea Buoyancy Flux from an Ocean State Estimate with Five Other Products // *Journal of Climate*. 2011. Vol. 24. P. 6283–6306. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3858.1>.
15. *Clarke R. A., Gascard J. C.* The formation of Labrador Sea Water. Part I: Large-scale processes // *J. of Phys. Oceanography*. 1983. Vol. 13. P. 1764–1778. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1764:TFOLSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1764:TFOLSW>2.0.CO;2).
16. *Cronin M. F., Sprintall J.* Wind and buoyancy-forced upper ocean // *Encyclopedia of Ocean Sciences*. 2001. P. 3217–3214. <https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0157>.
17. *Garrett C., Outerbridge R., Thompson K.* Interannual Variability in Mediterranean Heat and Buoyancy Fluxes // *Journal of Climate*. 1993. Vol. 6. Iss. 5. P. 900–910. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<0900:IVIMHA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<0900:IVIMHA>2.0.CO;2).
18. *Garrett C., Speer K., Tragou E.* The Relationship between Water Mass Formation and the Surface Buoyancy Flux, with Application to Phillips’ Red Sea Model // *Journal of Physical Oceanography*. 1995. Vol. 25. Iss. 7. P. 1696–1705. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<1696:TRBWMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<1696:TRBWMF>2.0.CO;2).
19. *Gill A. E.* *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Cambridge: Academic Press, 1982.
20. *Gregory J. M. et al.* The Flux-Anomaly-Forced Model Intercomparison Project (FAFMIP) contribution to CMIP6: investigation of sea-level and ocean climate change in response to CO₂ forcing // *Geoscientific Model Development*. 2016. Vol. 9. Iss. 11. P. 3993–4017. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3993-2016>.
21. *Gulev S. K., Barnier B., Knocchel H., Molines J.-M., Cottet M.* Water Mass Transformation in the North Atlantic and Its Impact on the Meridional Circulation: Insights from an Ocean Model Forced by NCEP–NCAR Reanalysis Surface Fluxes. // *Journal of climate*. 2003. Vol. 16. Iss. 9. P. 3085–3110. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<3085:WMTITN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<3085:WMTITN>2.0.CO;2).
22. *Gulev S. K., Barnier B., Molines J.-M., Penduff T., Chanut J.* Impact of spatial resolution on simulated surface water mass transformations in the Atlantic // *Ocean Modelling*. 2007. Vol. 19. P. 138–160. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.07.004>.

23. *Isachsen P. E., Mauritzen C., Svendsen H.* Dense water formation in the Nordic Seas diagnosed from sea surface buoyancy fluxes // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2007. Vol. 54. Iss. 1. P. 22–41. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.09.008>.
24. *Iudicone D., Madec G., McDougall T. J.* Water-Mass Transformations in a Neutral Density Framework and the Key Role of Light Penetration // *Journal of Physical Oceanography*. 2008. Vol. 38. Iss. 7. P. 1357–1376. <https://doi.org/10.1175/2007JPO3464.1>.
25. *Jansen M. F., Nadeau L.-P.* The Effect of Southern Ocean Surface Buoyancy Loss on the Deep-Ocean Circulation and Stratification // *Journal of Physical Oceanography*. 2016. Vol. 46. Iss. 11. P. 3455–3470. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0084.1>.
26. *Kalnay E. et al.* The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1996. Vol. 77. Iss. 3. P. 437–472. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077%3C0437:TNYRP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077%3C0437:TNYRP%3E2.0.CO;2).
27. *Karstensen J., Lorbacher K. A.* A practical indicator for surface ocean heat and freshwater buoyancy fluxes and its application to the NCEP reanalysis data // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2011. Vol. 63A. P. 338–347. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2011.00510.x>.
28. *Killworth P. D.* Deep Convection In The World Ocean // *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 1983. Vol. 21. No. 1. P. 1–26. <https://doi.org/10.1029/RG021i001p00001>.
29. *Kostov Y., Johnson H. L., Marshall D. P.* AMOC sensitivity to surface buoyancy fluxes: the role of air-sea feedback mechanisms // *Climate Dynamics*. 2019. Vol. 53. P. 4521–4537. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04802-4>.
30. *Kraus E. B., Businger J. A.* *Atmosphere-Ocean Interaction*, Second Edition. Oxford: Oxford University Press, 1994.
31. *Large W. G., Yeager S. G.* The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set // *Climate Dynamics*. 2009. Vol. 33. P. 341–364. https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/2009CIDy...33..341L/doi:10.1007/s00382-008-0441-3.
32. *Lozier M. S.* Deconstructing the Conveyor Belt // *Science*. 2010. Vol. 328. Iss. 5985. P. 1507–1511. <https://doi.org/10.1126/science.1189250>.
33. *Luyten J., Stommel H.* Gyres Driven by Combined Wind and Buoyancy Flux // *Journal of Physical Oceanography*. 1986. Vol. 16. Iss. 9. P. 1551–1560. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1986\)016%3C1551:GDBCWA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1986)016%3C1551:GDBCWA%3E2.0.CO;2).
34. *MacIntyre S., Jonsson A., Jansson M., Aberg J., Turney D. E., & Miller S. D.* Buoyancy flux, turbulence, and the gas transfer coefficient in a stratified lake // *Geophysical Research Letters*. 2010. Vol. 37. Iss. 24. <https://doi.org/10.1029/2010GL044164>.
35. *Marsh R.* Recent Variability of the North Atlantic Thermohaline Circulation Inferred from Surface Heat and Freshwater Fluxes // *Journal of Climate*. 2000. Vol. 13. P. 3239–3260. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<3239:RVOTNA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<3239:RVOTNA>2.0.CO;2).
36. *Marsh R., Josey S. A., de Nurser A. J. G., Cuevas B. A., Coward A. C.* Water mass transformation in the North Atlantic over 1985–2002 simulated in an eddy-permitting model // *Ocean Science*. 2005. Vol. 1. Iss. 2. P. 127–144. <https://doi.org/10.5194/os-1-127-2005>.
37. *Marshall J., Hill C., Perelman L., Adcroft A.* Hydro-static, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modelling // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1997. Vol. 102. Iss. C3. P. 5733–5752. <https://doi.org/10.1029/96JC02776>.
38. *Mazloff M. R., Heimbach P., Wunsch C.* An Eddy-Permitting Southern Ocean State Estimate // *Journal of Physical Oceanography*. 2010. Vol. 40. Iss. 5. P. 880–899. <https://doi.org/10.1175/2009JPO4236.1>.
39. *Moore J. W. K., Sathiyamoorthy S.* Buoyancy Flux at Ocean Weather Station Bravo // *J. of Phys. Oceanography*. 2001. Vol. 32. P. 458–474. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<0458:BF AOWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<0458:BF AOWS>2.0.CO;2).

40. *Pagowski M., Moore J. W. K.* A Numerical Study of an Extreme Cold-Air Outbreaks over the Labrador Sea: Sea Ice, Air-Sea Interaction, and Development of Polar Lows // *Monthly Weather Review*. 2001. Vol. 129. Iss. 1. P. 47–72. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0047:ANSOAE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0047:ANSOAE>2.0.CO;2).
41. *Phillips O. M.* On turbulent convection currents and the circulation of the Red Sea // *Deep-Sea Research*. 1966. Vol. 13 P. 1149–1160. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(66\)90706-6](https://doi.org/10.1016/0011-7471(66)90706-6).
42. *Pietrafesa L. J., Janowitz G. S.* Effects of buoyancy flux on continental shelf circulation (Technical report). Raleigh, N. C., 1978. <https://doi.org/10.2172/5078970>.
43. *Prasad T. G.* Annual and seasonal mean buoyancy fluxes for the tropical Indian Ocean // *Current Science*. 1997. Vol. 73. No. 8. P. 667–674. <https://www.jstor.org/stable/24100427>.
44. *Renfrew I. A., Moore J. W. K.* An Extreme Cold-Air Outbreak over the Labrador Sea: Roll Vortices and Air–Sea Interaction // *Monthly Weather Review*. 1999. Vol. 127. Iss. 10. P. 2379–2394. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<2379:AECAOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<2379:AECAOO>2.0.CO;2).
45. *Reynolds R. W., Rayner N. A., Smiths T. M., Stokes D. M., Wang W.* An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate // *Journal of Climate*. 2002. Vol. 15. Iss. 13. P. 1609–1625. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2).
46. *Shi J.-R., Talley L. D., Xie S.-P., Liu W., Gille S. T.* Effects of Buoyancy and Wind Forcing on Southern Ocean Climate Change // *Journal of Climate*. 2020. Vol. 33. Iss. 23. P. 10003–10020. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0877.1>.
47. *Simmons A., Uppala S., Dee D., Kobayashi S.* ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards // *ECMWF Newsletter*. 2006. No. 110. P. 25–35. <https://doi.org/10.21957/pocnex23c6>.
48. *Small R. J., Bryan F. O., Bishop S. P.* Surface Water Mass Transformation in the Southern Ocean: The Role of Eddies Revisited // *Journal of Physical Oceanography*. 2022. Vol. 52. Iss. 5. P. 789–804. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0087.1>.
49. *Speer K., Isemer H.-J., Biastoch A.* Water mass formation from revised COADS data. *Journal of Physical Oceanography*. 1995. Vol. 25. P. 2444–2457. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<2444:WMFFRC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<2444:WMFFRC>2.0.CO;2).
50. *Speer K. G., Tziperman E.* Rates of water mass formation in the North Atlantic Ocean // *J. of Phys. Oceanography*. 1992. Vol. 22. P. 93–104. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022<0093:ROWMFI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<0093:ROWMFI>2.0.CO;2).
51. *Stanev E. V.* Understanding Black Sea Dynamics: Overview of Recent Numerical Modeling // *Oceanography*. 2005. Vol. 18. No. 2. P. 56–75. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2005.42>.
52. *Tailleux R.* Entropy versus APE production: On the buoyancy power input in the oceans energy cycle // *Geophysical research letters*. 2010. Vol. 37. Iss. 22. <https://doi.org/10.1029/2010GL044962>.
53. *Talley L. D., Pickard G. L., Emery W. J., Swift J. H.* *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*, Sixth Edition. Cambridge: Academic Press, 2011.
54. *Toualy E., Aman A., Silué M.* Seasonal Variability of the Buoyancy Flux along the Northern Coast of the Gulf of Guinea // *Atmospheric and Climate Sciences*. 2021. Vol. 11. P. 363–372. <https://doi.org/10.4236/acs.2021.112021>.
55. *Tucker G. B.* Precipitation over the North Atlantic Ocean // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1962. Vol. 88. Iss. 375. P. 107–109. <https://doi.org/10.1002/qj.49708837516>.
56. *Walsh G.* On the relation between sea-surface heat flow and thermal circulation in the ocean // *Tellus*. 1982. Vol. 34. Iss. 2. P. 187–195. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1982.tb01806.x>.
57. *WMO.* Manual on Codes, Volume I.1 – International Codes. Annex II to the WMO Technical Regulations. Part A – Alphanumeric Codes // Secretariat of the World Meteorological Organization. 1995. P. 140–143.

58. Woodruff S. D., Lubker S. J., Wolter K., Worley S. J., Elms J. D. Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set (COADS) release 1a: 1980–1992 // *Earth System Monitoring*. 1993. Vol. 4 (1). P. 4–8.
59. Woodruff S. D., Slutz R. J., Jenne R. L., Steuer P. M. A Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1987. Vol. 68. Iss. 10. P. 1239–1250. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1987\)068<1239:ACOADS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1987)068<1239:ACOADS>2.0.CO;2).
60. Zhang H.-M., Talley L. D. Heat and Buoyancy Budgets and Mixing Rates in the Upper Thermocline of the Indian and Global Oceans // *J. of Phys. Oceanography*. 1998. Vol. 28. P. 1961–1978. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<1961:HABBAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<1961:HABBAM>2.0.CO;2).
61. Zou S., Petit T., Li F., Lozier M. S. Observation-Based Estimates of Water Mass Transformation and Formation in the Labrador Sea // *Journal of Physical Oceanography*. 2024. Vol. 54. Iss. 7. P. 1411–1429. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-23-0235.1>.

Статья поступила в редакцию 17.10.2024, одобрена к печати 09.12.2024.

Для цитирования: Мироненков П. К., Тилинина Н. Д., Гулев С. К. Поток плавучести как метрика для анализа взаимодействия океана и атмосферы на различных временных масштабах // *Океанологические исследования*. 2024. № 52 (4). С. 147–192. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(4\).9](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(4).9).

BUOYANCY FLUX AS A METRIC FOR OCEAN–ATMOSPHERE INTERACTION ANALYSES ON DIFFERENT TIME SCALES

P. K. Mironenkov^{1,2}, N. D. Tilinina¹, S. K. Gulev¹

¹ *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36, Nakhimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia,
email: tilinina@sail.msk.ru;*

² *Lomonosov Moscow State University,
1, Leninskie gory, Moscow, 119991, Russia,
e-mail: mironenkovpk@my.msu.ru*

The article provides a comprehensive review of publications, both in journals and monographs, devoted to the metric of ocean–atmosphere interaction – the buoyancy flux. This method of assessing the tendency to vertical mixing in the ocean, derived theoretically in the second half of the XX century, is currently used. The buoyancy flux allows not only a qualitative but also a quantitative assessment of ocean-atmosphere interaction through heat, moisture, and radiative fluxes on different time scales. It can be used to account for the contribution of different components of the ocean-atmosphere interaction to the dynamics of the upper mixed layer of the ocean: radiative fluxes, heat fluxes, and freshwater fluxes. To assess the ability of land bodies to absorb or emit CO₂ as a function of synoptic atmospheric dynamics, and even to estimate the variability of upwelling that affects the socio-economic situation in coastal areas. The review summarises scientific papers using buoyancy flux for various purposes, presents the first paper to introduce the metric, and summarises methodologies that offer promise in this line of research based on current ocean and atmospheric data. Forty-two English-language papers and 5 publications by Russian researchers have been analysed.

Keywords: buoyancy flux at the ocean surface, density flux, ocean–atmosphere interaction, water mass transformation, heat fluxes between the ocean and the atmosphere, freshwater flux between the ocean and the atmosphere, upper mixed layer of the ocean

Acknowledgment: The study was carried out within the framework of State Assignment FMWE-2022-0002 (Mironenkov P. K., Tilinina N. D.) and RSF project No. 23-77-30001 (Gulev S. K).

References

1. Anitha, G., M. Ravichandran, and R. Sayanna, 2008: Surface buoyancy flux in Bay of Bengal and Arabian sea. *Annales Geophysicae*, **26**, 184–193, <https://doi.org/10.5194/angeo-26-395-2008>.
2. Bailey, S. T., C. S. Jones, R. P. Abernathy, A. L. Gordon, and X. Yuan, 2023: Water mass transformation variability in the Weddell Sea in ocean reanalyses. *Ocean Science*, **19** (2), 381–402, <https://doi.org/10.5194/os-19-381-2023>.
3. Baines, P. and C. Folland, 2007: Evidence for a rapid global climate shift across the late 1960s. *Journal of Climate*, **20** (12), 2721–2744, <https://doi.org/10.1175/JCLI4177.1>.
4. Bashmachnikov, I. L., A. M. Fedorov, P. A. Golubkin, A. V. Vesman, V. V. Selyuzhenok, N. V. Gnatiuk, L. P. Gnatiuk, K. I. Hodges, and D. S. Dukhovskoy, 2021: Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **174**, 103557, <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103557>.
5. Biastoch, A., C. W. Böning, J. Getzlaff, J.-M. Molines, and G. Madec, 2008: Causes of Interannual–Decadal Variability in the Meridional Overturning Circulation of the Midlatitude North Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, **21** (24), 6599–6615, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2404.1>.
6. Bjerknes, J., 1969: Atmospheric Teleconnections From the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, **97** (3), 163–172, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2).
7. Caneill, R., F. Roquet, G. Madec, and J. Nycander, 2022: The Polar Transition from Alpha to Beta Regions Set by a Surface Buoyancy Flux Inversion. *Journal of Physical Oceanography*, **52** (8), 1887–1902, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0295.1>.
8. Cerovečki, I., L. D. Talley, and M. R. Mazloff, 2011: A Comparison of Southern Ocean Air-Sea Buoyancy Flux from an Ocean State Estimate with Five Other Products. *Journal of Climate*, **24**, 6283–6306, <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3858.1>.
9. Chubarenko, I. P., 2010: Gorizontaľnyj konvektivnyj vodoobmen nad podvodnym sklonom: mekhanizm formirovaniya i analiz razvitiya (Horizontal Convective Water Exchange Above A Sloping Bottom: The Mechanism Of Its Formation And An Analysis Of Its Development). *Oceanology*, **50** (2), 184–193, <https://doi.org/10.1134/S0001437010020025>.
10. Clarke, R. A. and J. C. Gascard, 1983: The formation of Labrador Sea Water. Part I: Large-scale processes. *Journal of Physical Oceanography*, **13**, 1764–1778, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1764:TFOLSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1764:TFOLSW>2.0.CO;2).
11. Cronin, M. F. and J. Sprintall, 2001: Wind and buoyancy-forced upper ocean. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 3217–3214, <https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0157>.
12. Garrett, C., R. Outerbridge, and K. Thompson, 1993: Interannual Variability in Mediterranean Heat and Buoyancy Fluxes. *Journal of Climate*, **6** (5), 900–910, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<0900:IVIMHA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<0900:IVIMHA>2.0.CO;2).
13. Garrett, C., K. Speer, and E. Tranguou, 1995: The Relationship between Water Mass Formation and the Surface Buoyancy Flux, with Application to Phillips' Red Sea Model. *Journal of Physical Oceanography*, **25** (7), 1696–1705, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<1696:TRBWMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<1696:TRBWMF>2.0.CO;2).
14. Gill A. E., 1982: *Atmosphere–Ocean Dynamics*. Cambridge, Academic Press.

15. Golitsyn, G. S., 2008: Urogany, polyarnye i tropicheskiye, ikh energia i razmery, kolichestvennyy kriteriy vozniknovenia (Polar Lows And Tropical Hurricanes: Their Energy And Sizes And Quantitative Criterion For Their Generation). *Izvestiya Rossyskoy Akademii Nauk. Phisica Atmosphery i Okeana*, **44** (5), 579–590, <https://doi.org/10.1134/S0001433808050010>.
16. Gregory, J. M. et al., 2016: The Flux-Anomaly-Forced Model Intercomparison Project (FAFMIP) contribution to CMIP6: investigation of sea-level and ocean climate change in response to CO₂ forcing. *Geoscientific Model Development*, **9** (11), 3993–4017, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3993-2016>.
17. Gulev, S. K., B. Barnier, H. Knochel, J.-M. Molines, and M. Cottet, 2003: Water Mass Transformation in the North Atlantic and Its Impact on the Meridional Circulation: Insights from an Ocean Model Forced by NCEP–NCAR Reanalysis Surface Fluxes. *Journal of climate*, **16** (9), 3085–3110, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<3085:WMTITN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<3085:WMTITN>2.0.CO;2).
18. Gulev, S. K., B. Barnier, J.-M. Molines, T. Penduff, and J. Chanut, 2007: Impact of spatial resolution on simulated surface water mass transformations in the Atlantic. *Ocean Modelling*, **19**, 138–160, <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.07.004>.
19. Isachsen, P. E., C. Mauritzen, and H. Svensen, 2007: Dense water formation in the Nordic Seas diagnosed from sea surface buoyancy fluxes. *Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers*, **54** (1), 22–41, <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.09.008>.
20. Iudicone, D., G. Madec, and T. J. McDougall, 2008: Water-Mass Transformations in a Neutral Density Framework and the Key Role of Light Penetration. *Journal of Physical Oceanography*, **38** (7), 1357–1376, <https://doi.org/10.1175/2007JPO3464.1>.
21. Jansen, M. F. and L.-P. Nadeau, 2016: The Effect of Southern Ocean Surface Buoyancy Loss on the Deep-Ocean Circulation and Stratification. *Journal of Physical Oceanography*, **46** (11), 3455–3470, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0084.1>.
22. Kalnay, E. et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77** (3), 437–472, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077%3C0437:TNYRP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077%3C0437:TNYRP%3E2.0.CO;2).
23. Karstensen, J. and K. Lorbacher, 2011: A. practical indicator for surface ocean heat and fresh-water buoyancy fluxes and its application to the NCEP reanalysis data. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **63A**, 338–347, <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2011.00510.x>.
24. Killworth, P. D., 1983: Deep Convection In The World Ocean. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **21** (1), 1–26, <https://doi.org/10.1029/RG021i001p00001>.
25. Kostov, Y., H. L. Johnson, and D. P. Marshall, 2019: AMOC sensitivity to surface buoyancy fluxes: the role of air-sea feedback mechanisms. *Climate Dynamics*, **53**, 4521–4537, <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04802-4>.
26. Kraus, E. B. and J. A. Businger, 1994: *Atmosphere–Ocean Interaction*, Second Edition. Oxford, Oxford University Press.
27. Large, W. G. and S. G. Yeager, 2009: The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set. *Climate Dynamics*, **33**, 341–364, https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/2009CIDy...33..341L/doi:10.1007/s00382-008-0441-3.
28. Lozier, M. S., 2010: Deconstructing the Conveyor Belt. *Science*, **328** (5985), 1507–1511, <https://doi.org/10.1126/science.1189250>.
29. Luyten, J. and H. Stommel, 1986: Gyres Driven by Combined Wind and Buoyancy Flux. *Journal of Physical Oceanography*, **16** (9), 1551–1560, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1986\)016%3C1551:GDBCWA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1986)016%3C1551:GDBCWA%3E2.0.CO;2).
30. MacIntyre, S., A. Jonsson, M. Jansson, J. Aberg, D. E. Turney, and S. D. Miller, 2010: Buoyancy flux, turbulence, and the gas transfer coefficient in a stratified lake. *Geophysical Research Letters*, **37** (24), <https://doi.org/10.1029/2010GL044164>.

31. Marsh, R., 2000: Recent Variability of the North Atlantic Thermohaline Circulation Inferred from Surface Heat and Freshwater Fluxes. *Journal of Climate*, **13**, 3239–3260, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<3239:RVOTNA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<3239:RVOTNA>2.0.CO;2).
32. Marsh, R., S. A. Josey, A. J. G. de Nurser, B. A. Cuevas, and A. C. Coward, 2005: Water mass transformation in the North Atlantic over 1985–2002 simulated in an eddy-permitting model. *Ocean Science*, **1** (2), 127–144, <https://doi.org/10.5194/os-1-127-2005>.
33. Marshall, J., C. Hill, L. Perelman, and A. Adcroft, 1997: Hydro-static, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modelling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **102** (C3), 5733–5752, <https://doi.org/10.1029/96JC02776>.
34. Mazloff, M. R., P. Heimbach, and C. Wunsch, 2010: An Eddy-Permitting Southern Ocean State Estimate., **40** (5), 880–899, <https://doi.org/10.1175/2009JPO4236.1>.
35. Moore, J. W. K. and S. Sathiyamoorthy, 2001: Buoyancy Flux at Ocean Weather Station Bravo. *Journal of Physical Oceanography*, **32**, 458–474, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<0458:BFAOWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<0458:BFAOWS>2.0.CO;2).
36. Pagowski, M. and J. W. K. Moore, 2001: A Numerical Study of an Extreme Cold-Air Outbreaks over the Labrador Sea: Sea Ice, Air-Sea Interaction, and Development of Polar Lows. *Monthly Weather Review*, **129** (1), 47–72, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0047:ANSOAE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0047:ANSOAE>2.0.CO;2).
37. Phillips, O. M., 1966: On turbulent convection currents and the circulation of the Red Sea. *Deep-Sea Research*, **13**, 1149–1160, [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(66\)90706-6](https://doi.org/10.1016/0011-7471(66)90706-6).
38. Pietrafesa, L. J. and G. S. Janowitz, 1978: *Effects of buoyancy flux on continental shelf circulation (Technical report)*. Raleigh, N. C. <https://doi.org/10.2172/5078970>.
39. Pisarevskaya, L. G. and V. A. Volkov, 2007: Tornadopodobnaya structura pod aisbergom v Barentsevom more (Tornado-like structure under an iceberg in the Barents Sea). *Problemy Arktiki i Antarktiki*, **7**, 56–67, [chrome-extension://efaidnbnmnibpcajpcglefndmkaj/http://old.aari.ru/misc/publicat/paa/PAA-77/PAA77-06%20\(56-66\).pdf](chrome-extension://efaidnbnmnibpcajpcglefndmkaj/http://old.aari.ru/misc/publicat/paa/PAA-77/PAA77-06%20(56-66).pdf).
40. Prasad, T. G., 1997: Annual and seasonal mean buoyancy fluxes for the tropical Indian Ocean. *Current Science*, **73** (8), 667–674, <https://www.jstor.org/stable/24100427>.
41. Renfrew, I. A. and J. W. K. Moore, 1999: An Extreme Cold-Air Outbreak over the Labrador Sea: Roll Vortices and Air–Sea Interaction. *Monthly Weather Review*, **127** (10), 2379–2394, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<2379:AECAOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<2379:AECAOO>2.0.CO;2).
42. Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smiths, D. M. Stokes, and W. Wang, 2002: An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate. *Journal of Climate*, **15** (13), 1609–1625, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2).
43. Rutkevich, P. B., G. S. Golitsyn, B. P. Rutkevich, and A. P. Shelekhov, 2018: Razvitiye podoblachnovo sloya nad moryem pri vtorzhenii holodnogo vozdukha (Development Of A Subcloud Layer Over The Sea During A Cold Air Intrusion). *Izvestiya Rossyskoy Akademii Nauk. Phisica Atmosphery i Klimata*, **54** (4), 386–395, <https://doi.org/10.1134/S0002351518040132>.
44. Shi, J.-R., L. D. Talley, S.-P. Xie, W. Liu, and S. T. Gille, 2020: Effects of Buoyancy and Wind Forcing on Southern Ocean Climate Change. *Journal of Climate*, **33** (23), 10003–10020, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0877.1>.
45. Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi, 2006: ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, **110**, 25–35, <https://doi.org/10.21957/pocnex23c6>.
46. Small, R. J., F. O. Bryan, and S. P. Bishop, 2022: Surface Water Mass Transformation in the Southern Ocean: The Role of Eddies Revisited. *Journal of Physical Oceanography*, **52** (5), 789–804, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0087.1>.

47. Speer, K., H.-J. Isemer, and A. Biastoch, 1995: Water mass formation from revised COADS data. *Journal of Physical Oceanography*, **25**, 2444–2457, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<2444:WMFFRC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<2444:WMFFRC>2.0.CO;2).
48. Speer, K. G. and E. Tziperman, 1992: Rates of water mass formation in the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **22**, 93–104, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022<0093:ROWMFI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<0093:ROWMFI>2.0.CO;2).
49. Stanev, E. V., 2005: Understanding Black Sea Dynamics: Overview of Recent Numerical Modeling. *Oceanography*, **18** (2), 56–75, <https://doi.org/10.5670/oceanog.2005.42>.
50. Tailleux, R., 2010: Entropy versus APE production: On the buoyancy power input in the oceans energy cycle. *Geophysical research letters*, **37** (22), <https://doi.org/10.1029/2010GL044962>.
51. Talley, L. D., G. L. Pickard, W. J. Emery, and J. H. Swift, 2011: *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*, Sixth Edition. Cambridge, Academic Press.
52. Toualy, E., A. Aman, and M. Silué, 2021: Seasonal Variability of the Buoyancy Flux along the Northern Coast of the Gulf of Guinea. *Atmospheric and Climate Sciences*, **11**, 363–372, <https://doi.org/10.4236/acs.2021.112021>.
53. Tucker, G. B., 1962: Precipitation over the North Atlantic Ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **88** (375), 107–109, <https://doi.org/10.1002/qj.49708837516>.
54. Walin, G., 1982: On the relation between sea-surface heat flow and thermal circulation in the ocean. *Tellus*, **34** (2), 187–195, <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1982.tb01806.x>.
55. WMO, 1995: Manual on Codes, Volume I.1 – International Codes. Annex II to the WMO Technical Regulations. Part A – Alphanumeric Codes. *Secretariat of the World Meteorological Organization*, 140–143.
56. Woodruff, S. D., S. J. Lubker, K. Wolter, S. J. Worley and J. D. Elms, 1993: Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set (COADS) release 1a: 1980–1992. *Earth System Monitoring*, **4** (1), 4–8.
57. Woodruff, S. D., R. J. Slutz, R. L. Jenne, and P. M. Steuer, 1987: A Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **68** (10), 1239–1250, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1987\)068<1239:ACOADS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1987)068<1239:ACOADS>2.0.CO;2).
58. Zelenko, A. A. and Yu. D. Resnyansky, 2007: Glubokaya konvekciya v modeli obshey tsirculatsii okeana: izmenchivost na sutochnom, sezonnom i mezhdogodovom masshtabah (Deep Convection In The Ocean General Circulation Model: Variability On The Diurnal, Seasonal, And Interannual Time Scales). *Oceanology*, **47** (2), 211–224, <https://doi.org/10.1134/S0001437007020063>.
59. Zhang, H.-M. and L. D. Talley, 1998: Heat and Buoyancy Budgets and Mixing Rates in the Upper Thermocline of the Indian and Global Oceans. *Journal of Physical Oceanography*, **28**, 1961–1978, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<1961:HABBAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<1961:HABBAM>2.0.CO;2).
60. Zou, S., T. Petit, F. Li, and M. S. Lozier, 2024: Observation-Based Estimates of Water Mass Transformation and Formation in the Labrador Sea. *Journal of Physical Oceanography*, **54** (7), 1411–1429, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-23-0235.1>.
61. Zubov, N. N., 1947: *Dinamicheskaya okeanologiya (Dynamical oceanology)*. Moscow, Gidrometeoizdat, 77–78.

Submitted 17.10.2024, accepted 09.12.2024.

For citation: Mironenkov, P. K., N. D. Tilinina, and S. K. Gulev, 2024: Buoyancy flux as a metric for ocean-atmosphere interaction analyses on different time scales. *Journal of Oceanological Research*, **52** (4), 147–192, [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(4\).9](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(4).9).