

# ФИЗИКА АТМОСФЕРНЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ

© Верин О.Г.

Контакт с автором [verinOG@list.ru](mailto:verinOG@list.ru)

*Описание движения воды и воздуха является сложнейшей физической задачей, а в масштабах планеты при множестве действующих факторов ее решение представляет колоссальные трудности даже при наличии мощных вычислительных средств.*

*В этих условиях особое значение приобретает поиск адекватных наглядных физических моделей, описывающих процессы в океанах и атмосфере. Такие эффективные модели дают возможность при минимальном объеме информации получать правильные результаты.*

## ОГЛАВЛЕНИЕ

1. Вращение Земли как целого.
  2. Самоорганизация конвективного движения.
  3. Влияние вращения Земли на движение воздуха.
  4. Циклоны и глобальная циркуляция воздуха в атмосфере.
  5. Нагрев поверхностных экваториальных вод и конвекция.
  6. Воздействие вращения Земли на океанические течения.
  7. «Генератор» волн Россби в океанах.
  8. Что движет океаническими течениями?
  9. Эль-Ниньо и волны Россби.
- Заключение.

## 1. Вращение Земли как целого

Атмосфера Земли в основной своей массе занимает очень тонкий слой над поверхностью планеты. Уже на высоте 80 км относительное давление воздуха (к давлению на уровне моря) составляет около  $10^{-5}$ . В сравнении со средним радиусом Земли 6370 км эта величина (80 км) составляет менее 1,5%. Что же касается океанов, то они занимают чуть более 70% поверхности Земли, а их средняя глубина составляет около 3,7 км, то есть, чрезвычайно малую величину порядка 0,05% в сравнении с радиусом Земли [1].

Но именно этот тонкий слой воздуха и воды принимает на себя жесткое излучение Солнца и обеспечивает относительно мягкий климат планеты.

Важнейшую роль в этих процессах играют течения в океанах и атмосфере. Энергия Солнца трансформируется в движение воды и воздуха, которое, в свою очередь, формируется под воздействием суточного вращения Земли.

Проведем мысленный эксперимент.

Представим себе, что Земля не получает энергию от Солнца и в то же время находится в тепловом равновесии (не излучает энергию в космос и не разогревается за счет внутренней энергии).

Достаточно простые рассуждения приведут нас к выводу, что в условиях такого мысленного эксперимента течения и ветры на планете остановились бы. Действительно, любые *относительные движения при наличии трения требуют постоянного расхода энергии, источником пополнения которой является излучение Солнца*. Без «участия» солнечной энергии вращение планеты также не могло бы обеспечить наличие течений и ветров, так как закон сохранения момента количества движения планеты в целом не дает возможности «тратить» энергию вращения на поддержание движения воды и воздуха.

Таким образом, *в отсутствии потока солнечной энергии (в условиях нашего мысленного эксперимента) воздух атмосферы и вода океанов вращались бы подобно твердому телу вместе с планетой как единое целое*.

Вращение Земли создает центробежную силу, которая «совместно» с силой тяжести действует на все вещество планеты, в том числе, на воду океанов и на воздух атмосферы. В результате этого воздействия Земля несколько «растянута» в сторону экватора и «сплюснута» со стороны полюсов. Хотя эти отклонения от формы шара относительно невелики, тем не менее, для формы Земли даже используют специальное название – *геоид*.

Ввиду малости центробежной силы в сравнении с силой тяжести, указанное отклонение формы Земли от шарообразной формы можно с достаточной степенью точности определить как относительно малое «возмущение».

Чтобы в этом убедиться сравним максимальную центробежную силу на экваторе с силой тяжести, действующей на единицу объема вещества:

$$\frac{F_c}{P} = \frac{\rho \omega^2 R}{\rho g} = \frac{\omega^2 R}{g} \approx \frac{(0,727 \cdot 10^{-4})^2 6,37 \cdot 10^6}{9,8} \approx 3,4 \cdot 10^{-3}.$$

Здесь  $\rho$  – плотность;  $\omega$  - угловая скорость вращения Земли;  $R$  - средний радиус Земли;  $g$  - ускорение свободного падения.

Форма поверхности Земли под воздействием центробежной силы изменяется таким образом, что равнодействующая сила (с учетом силы тяжести) всюду перпендикулярна к поверхности, которая, таким образом, образует поверхность равных давлений. Незначительные отклонения от этого правила вызваны особенностями рельефа твердых пород и неоднородностью строения. Что же касается водной поверхности океанов и морей, то она, практически, совпадает с поверхностью равных давлений.

## 2. Самоорганизация конвективного движения

Солнечная энергия распределяется по поверхности Земли неравномерно. Но помимо неравномерности освещения поверхности Земли, сам процесс

разогрева атмосферы и океанических вод вносит дополнительный разброс в распределение температуры, как по поверхности Земли, так и по высоте атмосферы (глубине океанов). Поэтому результатом воздействия солнечного излучения является *конвекция* – процесс перемешивания более легких разогретых масс воздуха (воды) с относительно холодными слоями.

Именно процессы конвекции являются основной причиной движения атмосферного воздуха и воды в океанах. Однако реальные процессы конвекции существенно усложняются из-за воздействия множества других факторов.

Упомянем хотя бы такие мощные явления как циклоны, связанные с накоплением в атмосфере водяного пара (несущего в себе колоссальную энергию) и с последующей его конденсацией (сопряженной с освобождением накопленной паром энергии). Кроме того, движения воздуха и воды связаны друг с другом. Известно, что приповерхностные массы воды под воздействием мощных и постоянных ветров приходят в движение и образуют течения [2].

Рассмотрим подробнее, каким образом происходит конвекция, приводящая в конечном итоге к масштабным перемещениям воды и воздуха на Земле.

Воздух прогревается, в основном, у поверхности земли и воды. Поэтому в укрупненном виде процесс конвекции выглядит как встречное движение потоков разогретых более легких масс воздуха, возносящихся вверх, и нисходящих масс более холодного и тяжелого воздуха, которые устремляются к поверхности земли на смену поднимающемуся горячему воздуху.

В целом так оно все и происходит. Но при этом важно, что восходящие и нисходящие потоки воздуха «управляются» не только разностью температур, но и *пространственной самоорганизацией процесса конвекции*.

Это «интегральное» свойство движения воды и газа закономерно следует из фундаментальных «дифференциальных» свойств сред, описываемых известными наиболее полными уравнениями Навье-Стокса.

Решение этих уравнений в общем виде вряд ли возможно, так как движение жидкостей и газов доказало свою непредсказуемость (например, наличием турбулентного течения). Но базовые свойства движения этих сред были исследованы достаточно подробно еще в позапрошлом веке [3].

В частности, речь идет о *спонтанном структурировании движения*, когда в сплошной и однородной среде образуются «вихревые нити». Вихревые структуры обладают особыми свойствами из-за *пониженного давления на оси вращения*. Именно поэтому *вихревые нити не могут заканчиваться в среде и образуют замкнутые фигуры, либо выходят на границы раздела сред*.

Конвекция предполагает наличие встречных потоков разогретых и холодных масс, что порождает естественную циркуляцию воздуха (воды) и элементы вихревого движения, и, таким образом, закономерно придает процессу конвекции воздуха (воды) свойства самоорганизации.

В целом действует вполне очевидное *в условиях гравитации* правило: *конвекция наиболее эффективна, если источник подогрева рассматриваемого*

объема газа или жидкости находится в нижней части этого объема, а в случае охлаждения источник должен находиться в верхней части объема.

Процессы конвекции зависят от интенсивности источников нагрева или охлаждения (градиентов температуры) и множества других факторов. Например, в обзорной работе [4] обращено внимание на изменение границ между конвективными ячейками вследствие неравномерности нагрева (рис. 1).

Видно, что конвективная ячейка, образуемая более мощным источником, занимает больший объем и «теснит» своего более слабого соседа.

Хорошо известен процесс самоорганизации конвекции в тонком слое подогреваемого снизу масла, в котором образуется периодическая сотовая структура. Фактически это множество тороидальных ячеек почти одинаковых по форме и расположенных вплотную друг к другу.

Похожая картина возникает в тихую ясную погоду, когда можно наблюдать кучевые облака, образующие гряды и периодические структуры.

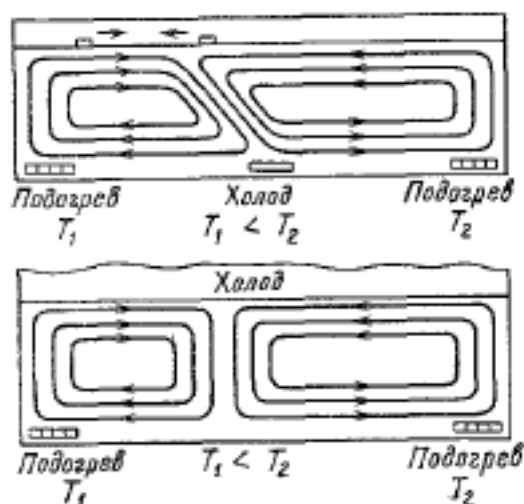


Рис. 1. Потоки воды в прямоугольных аквариумах при различных тепловых условиях на границах [4].

В более крупных масштабах картина облачности невероятно сложна. Конвективные ячейки выстраиваются в удивительные узоры, напоминающие затейливые кружева. Помимо движения воздуха в самих ячейках, происходит наложение более масштабных фоновых горизонтальных ветров, восходящих и нисходящих потоков воздуха. Эти более масштабные перемещения воздуха приводят к изменению характера ячеек, их формы и размеров.

В частности, различают конвективные ячейки открытого и закрытого типа. На самом деле это тороидальные вихри, имеющие противоположные направления вращения (рис. 2).

В процессах конвекции наблюдается зависимость от предыстории, то есть, установившийся характер циркуляции препятствует переходу системы в другое состояние. Например, ячейки с противоположным типом циркуляции,

изображенные на рис. 2, могут существовать одновременно в одних и тех же условиях. Они сами себя поддерживают: разогретый воздух по «проторенному» пути поднимается вверх, а более холодный воздух с противоположной стороны вихря движется вниз и также поддерживает вращение.

*Гистерезисные явления* в конвекции хорошо известны. Однако пределы устойчивости различных состояний (конфигураций движения) и процессы перехода между различными состояниями с учетом гистерезисных явлений практически не исследованы.

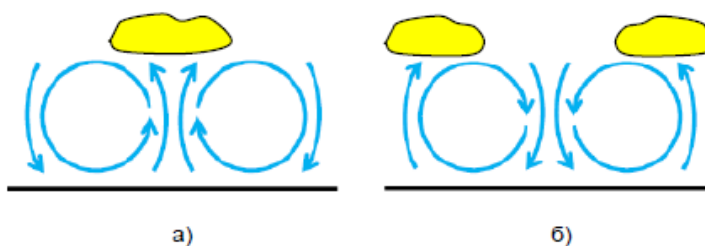


Рис. 2. Конвективные ячейки закрытого (а) и открытого (б) типа.

С появлением возможности наблюдения и фотографирования облачности из космоса, неизмеримо расширились наши представления о закономерностях процессов, происходящих в атмосфере Земли. На приведенном снимке можно видеть конвективные структуры в атмосфере, образующие сложнейшую картину облачности (рис. 3).

В условиях маловетреной погоды наблюдаются ячейки «правильной» округлой формы. Фоновые ветры приводят к их деформации и вытягиванию. При этом характерные размеры ячеек варьируются от 15 до 35 км.

Фоновые крупномасштабные восходящие потоки воздуха обычно связаны с областями, где преобладают конвективные ячейки закрытого типа, а обратные нисходящие фоновые потоки – с областями, преимущественно заполненными ячейками открытого типа.

Особо следует остановиться на крупномасштабных планетарных процессах конвекции, которые в значительной степени развиваются симметрично в северном и южном полушариях. Их самоорганизация напоминает рассмотренные выше тороидальные конвективные ячейки, но захватывает практически всю атмосферу (рис. 4).

Ячейка Хэдли (Гадлея) располагается вдоль экватора в наиболее прогреваемом Солнцем тропическом поясе Земли. Здесь теплые и влажные массы воздуха поднимаются вверх, а затем направляются в сторону больших широт. В районе  $30^{\circ}$  широты массы воздуха опускаются и снова возвращаются в экваториальную область. Эта ячейка имеет ярко выраженный характер в отличие от примыкающей к ней ячейки Феррела (простирается до  $65^{\circ}$  северной широты), которая не всегда замкнута и подвержена сильному влиянию циклонов средних широт, существенно влияющих на глобальные воздушные потоки.



Рис. 3. Открытые и закрытые ячейки над Тихим океаном к западу от Перу на снимке Terra/MODIS(4.09.2003, 15:55 UTC). © NASAGSFC.

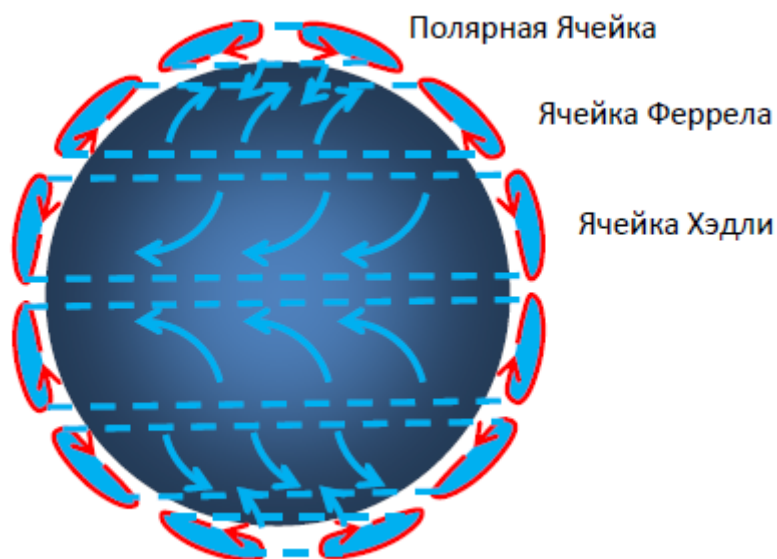


Рис. 4. Глобальные элементы циркуляции земной атмосферы.

Самоорганизация ячеек основана на тех же принципах «стремления» вихрей к замкнутости; при этом ячейки с противоположными направлениями

вращения попарно сопрягаются друг с другом (промежуточная «подчиненная» ячейка Феррела играет роль подшипника между двумя другими ячейками).

Ячейка Феррела действительно совершает «вынужденное» конвективное движение, так как в соответствии с фактическим распределением температуры по поверхности Земли более естественным было бы обратное движение воздуха.

### 3. Влияние вращения Земли на движение воздуха

В первом приближении можно считать, что в глобальных ячейках происходит наложение двух «независимых» направлений движения воздуха.

С одной стороны, воздух внутри ячейки в процессе конвекции движется между параллелями, а с другой стороны, воздух ячейки увлекается вращением Земли, следуя за скоростью поверхности земли (воды) в этих широтах.

Конвективные ячейки, опоясывающие Землю, ограничивают взаимное проникновение воздушных масс между ячейками. Однако такая обособленность приводит к существенной *разнице скоростей воздуха в местах «контакта» соседних ячеек*. Попробуем оценить количественно эти эффекты.

При всей сложности относительного движения и взаимодействия воздуха каждой из ячеек с поверхностью земли (воды) *в среднем возникающие силы трения, очевидно, не приводят к ускорению либо к замедлению вращения Земли*.

Исходя из этого условия, определим равновесные скорости ячеек.

Для упрощения задачи скорости океанических течений будем считать пренебрежимо малыми в сравнении со скоростями воздуха в атмосфере. Кроме того, будем считать, что в результате конвективного движения воздуха *в пределах каждой ячейки происходит выравнивание составляющей скорости вдоль параллелей*. Эту составляющую скорости воздуха в ячейке обозначим  $v_j$ .

Такие условия можно определить как идеальные, *реализующиеся в предельном случае при «интенсивной конвекции»* (в противоположность п. 1).

Сила трения пропорциональна разности скорости поверхности земли (воды)  $v$  и компоненты скорости воздуха  $v_j$ , а также площади элемента контакта  $ds$

$$dF = C(v - v_j)ds. \quad (1)$$

Скорость поверхности  $v$  определяется вращением Земли и зависит от широты, также как и площадь элемента поверхности  $ds$  (имеющего скорость  $v$ ) которая тоже зависит от широты:

$$v = \omega R \cos \varphi, \quad ds = 2\pi(R \cos \varphi)Rd\varphi. \quad (2)$$

Так как суммарная сила трения ячейки о поверхность земли (воды) в направлении вращения Земли в среднем должна быть равна нулю, то после интегрирования (1) с учетом (2) получаем:

$$F = 0, \quad \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \omega R (\cos^2 \varphi) d\varphi - \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} v_j \cos \varphi d\varphi = 0. \quad (3)$$

Окончательно выражение для усредненной составляющей скорости воздуха в ячейке вдоль параллелей будет иметь вид:

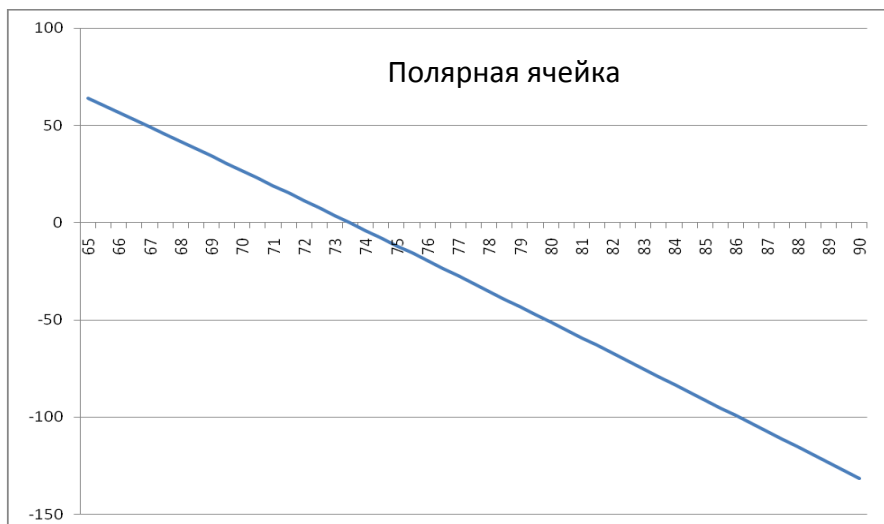


Рис. 5. Скорость ветра в ячейках согласно формуле (5) в зависимости от широты. Положительное направление соответствует ветру с востока на запад.



$$v_j = \omega R \frac{2(\varphi_2 - \varphi_1) + \sin 2\varphi_2 - \sin 2\varphi_1}{4(\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1)}. \quad (4)$$

Отличие этой составляющей скорости от скорости (вращения) поверхности Земли вызывает ветер:

$$\Delta v = v - v_j = \omega R \cos \varphi - v_j. \quad (5)$$

На рис. 5 представлены графики скорости ветра (5) (положительное направление соответствует ветру с востока на запад) для каждой ячейки в зависимости от широты.

В частности, на экваторе ( $\varphi = 0$ ) скорость поверхности земли (воды) превышает расчетную среднюю скорость ячейки Хэдли (4) почти на 20 м/с. Это означает, что на экваторе должны дуть сильные постоянные ветры с востока на запад со скоростью порядка 20 м/с.

Постоянный и сильный ветер на экваторе, дующий с востока на запад, действительно существует и называется *пассатом*. Однако у поверхности земли (воды) его скорость не столь велика и составляет около 5 м/с, лишь временами усиливаясь до 15 м/с. Отличие от расчетной величины в значительной степени объясняется тем, что скорость нижнего слоя воздуха при его контакте с поверхностью земли (воды) уменьшается из-за трения. Но при увеличении высоты, как известно, наблюдается существенное увеличение скорости ветра.

Естественно, результаты этих вычислений являются ориентировочными, так как основываются на существенных упрощениях. Как уже отмечалось, они в большей степени справедливы для верхних слоев атмосферы, а непосредственно у поверхности земли (воды) перепады скоростей сглаживаются.

Поэтому на больших высотах в местах контакта конвективных ячеек между собой имеют место особенно резкие перепады скоростей.

Аналогичные перепады скоростей между соседними конвективными ячейками наблюдаются и на других планетах. Например, на фотографиях Юпитера видно, как резкие перепады скоростей в местах контакта конвективных ячеек приводят к возникновению многочисленных вихрей (рис. 6).



Рис. 6. Перепады скоростей в местах контакта конвективных ячеек Юпитера приводят к возникновению вихрей.

На Юпитере суточное вращение оказывает еще большее воздействие на глобальную циркуляцию атмосферы в связи с тем, что эта огромная планета (средний радиус почти 70 тыс. км – в 11,2 раза больше чем радиус Земли) вращается более чем в два раза быстрее Земли (период обращения 9,93 часа).

В атмосфере Земли еще одним *следствием взаимодействия соседних конвективных ячеек являются так называемые струйные течения* (рис. 7).

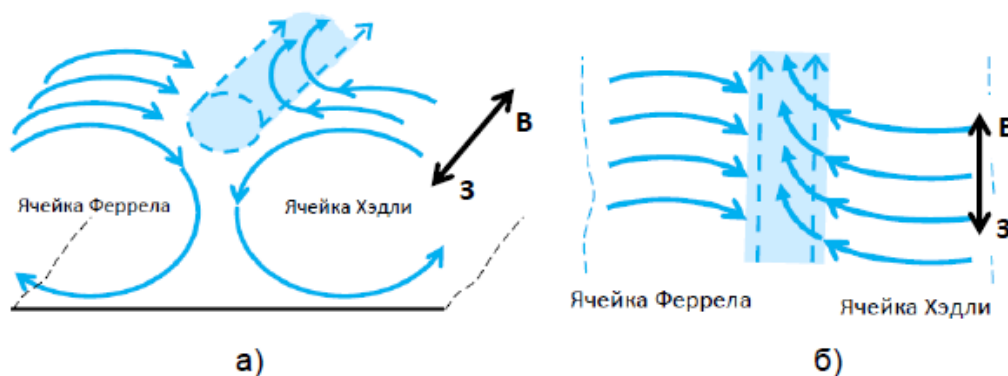


Рис. 7. Струйное течение движется на восток и образуется на больших высотах при столкновении потоков воздуха конвективных ячеек (а). При этом ячейка Феррела играет роль «подпирающей стенки» - вид сверху (б).

Они образуются на больших высотах, имеют относительно небольшие поперечные размеры и опоясывают весь земной шар. Огромные скорости воздуха в этих течениях позволяют использовать их для совершения кругосветных перелетов на воздушных шарах. Известен также интересный факт использования струйного течения японцами во время второй мировой войны для доставки бомб на территорию США. Правда, этот метод ведения боевых действий оказался неудачным, так как бомбы в основном попадали в безлюдные районы противника.

Струйные течения направлены *в ту же сторону, что и вращение Земли*, и могут обеспечить при умелом пилотировании большую скорость полета. Об этом свидетельствует недавнее (июль 2016 г.) кругосветное путешествие Ф.Конюхова на воздушном шаре. Он двигался в направлении вращения Земли, следуя вдоль  $30^\circ$  параллели в южном полушарии, и установил новый рекорд скорости, пролетев почти *35 тыс. км за 11 суток и 6 часов*.

Таким образом, скорость полета ( $\approx 36$  м/с) в среднем была всего на 10% меньше максимальной скорости ячейки Хэдли – 40 м/с (рис. 5).

*Струйное течение приобретает направление движения более мощной ячейки (Хэдли)*. Ячейка же с меньшим потоком (Феррела) в месте контакта играет роль «подпирающей стенки».

В северном и южном полушариях атмосферные процессы развиваются в значительной степени симметрично, и струйные течения движутся вдоль  $30^\circ$  параллели. Однако в северном полушарии струйное течение менее стабильно. Дело в том, что из-за влияния большой площади суши в северном полушарии

ячейка Ферреля искажается и нередко имеет прерывистый характер, а вслед за этим и струйное течение претерпевает разрывы и нестабильности.

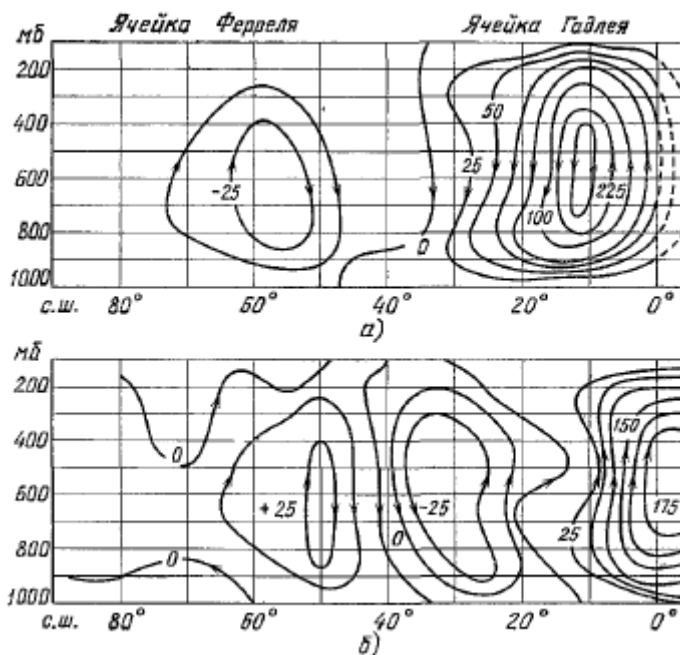


Рис.8. Суммарная средняя меридиональная циркуляция в северном полушарии зимой (а) и летом (б). Каждый канал между линиями тока переносит  $25 \cdot 10^6$  т/с массы воздуха в направлении, показанном стрелками [4].

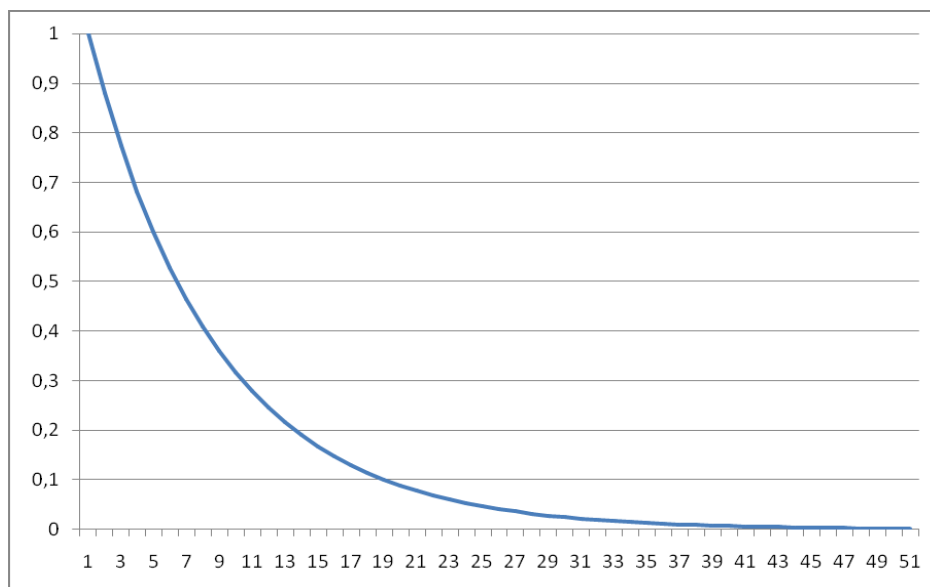


Рис. 9. Зависимость относительной величины давления воздуха в атмосфере Земли от высоты (в километрах).

Как уже отмечалось выше, *в целом скорости воздуха на больших высотах намного превышают скорости воздуха у поверхности Земли*. В значительной степени это связано с тем, что наверху движению воздуха не препятствует трение о поверхность земли (воды). Но это не единственная причина.

При одной и той же величине потока воздуха (*произведение плотности на скорость*), для переноса массы воздуха в разреженной атмосфере требуется относительно большая скорость. На рис. 8 [4] показана меридиональная замкнутая циркуляция воздуха в конвективных ячейках. Она распространяется вплоть до высот, соответствующих давлению воздуха 100 мб, то есть, ориентировочно до 20 км.

Следовательно, конвективное движение захватывает основную часть атмосферы Земли, так как выше 20 км располагается относительно малая часть массы атмосферы (рис. 9). На графике по горизонтали отложена высота над уровнем моря в километрах, а по вертикали – относительная величина давления.

Поскольку давление воздуха (и его плотность) на высоте 20 км на порядок меньше, чем давление на уровне моря, то и скорость воздуха на этой высоте при одинаковом потоке на порядок больше, чем у поверхности Земли.

#### **4. Циклоны и глобальная циркуляция воздуха в атмосфере**

Вращение Земли как целого предполагает наличие «распределенного» в атмосфере ротора скорости, что создает условия для образования вихрей в виде циклонов, торнадо и т.д. По этой причине направление вращения циклонов, как в северном полушарии, так и в южном полушарии соответствует направлению вращения Земли. Подробнее эти процессы рассмотрены в [5].

Конденсация накопленной в атмосфере влаги приводит к образованию облаков, выпадению осадков и выделению соответствующего количества тепла. Устремляющийся вверх разогретый воздух запускает эту колоссальную тепловую машину в виде циклона, которая «подтягивает» воздух со всех сторон к центру образующегося вихря, извлекает из него влагу в виде сильных осадков и выбрасывает сухой воздух в верхние слои атмосферы.

Образно говоря, стягивание воздуха к центру вращения циклона приводит к увеличению «концентрации» ротора скорости в этой области.

С другой стороны, такая повышенная «концентрация» ротора скорости в области пониженного атмосферного давления циклона означает, что в других местах происходит относительное уменьшение ротора скорости воздуха.

Дело в том, что средняя величина ротора скорости воздуха задается вращением Земли как целого и законом сохранения общего момента импульса. Именно по этой причине увеличение «концентрации» ротора в одном месте сопряжено с соответствующим ее уменьшением в других областях.

Таким образом, образуются области, имеющие противоположные признаки (по отношению к циклону) и называемые *антициклонами*, в которых наблюдаются

ниспадающие потоки воздуха с обратным направлением вращения при повышенном атмосферном давлении (рис. 10).

Мощные циклоны соизмеримы с поперечными размерами глобальных конвективных ячеек. Поэтому, как уже отмечалось выше, циклоны способствуют перемешиванию воздуха в атмосфере, разрушая границы между глобальными конвективными ячейками.

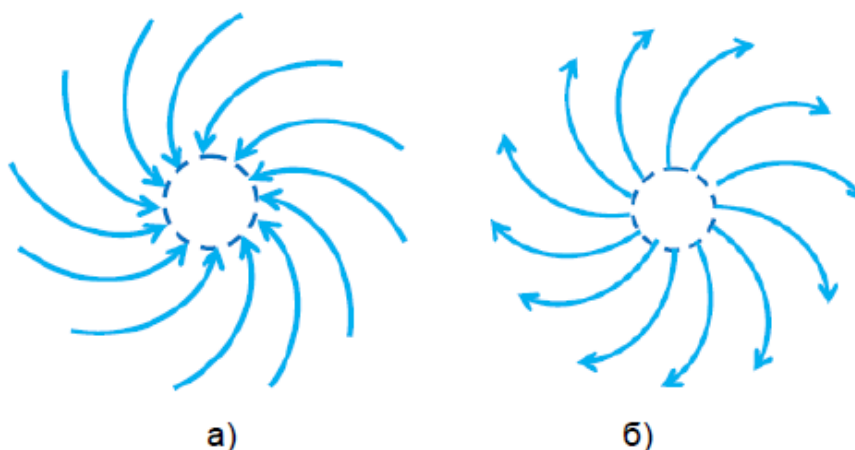


Рис. 10. Схематические изображения циклона (а) и антициклона (б).

Различают циклоны *тропические* и *внетропические*.

Название тропических циклонов говорит само за себя. Они образуются в тропических широтах, в основном, начиная с широты  $\varphi \geq 5^\circ$  по обе стороны от экватора (где имеется достаточная величина проекции вектора угловой скорости вращения Земли на направление вектора углового вращения циклона,  $\sim \sin\varphi$ ). Тропические циклоны образуются над океанами и используют колоссальную энергию теплого и влажного тропического воздуха над поверхностью воды, и поэтому сопровождаются ураганными ветрами и тропическими ливнями.

Что касается внетропических циклонов, то они образуются в средних широтах, где температура и влажность воздуха не столь велики, но зато векторы угловой скорости вращения циклонов и суточного вращения Земли имеют близкие направления. В частности, эти циклоны располагаются в области «контакта» ячейки Феррела и Полярной ячейки, где наблюдается большой перепад скоростей и температур воздуха. В этих условиях нарождающийся циклон захватывает холодный воздух Полярной ячейки и несет его на юг с западной стороны от центра вращения. И, наоборот, с юга циклон захватывает теплый воздух и несет его на север с восточной стороны от центра вращения (против часовой стрелки).

В результате взаимодействия глобальных конвективных ячеек, как между собой, так и с системой внетропических циклонов, следующих друг за другом, возникают так называемые *волны Россби в атмосфере*. Поверхность «соприкосновения» ячейки Феррела и Полярной ячейки приобретает волнообразный характер, а замкнутость этой своеобразной волны, опоясывающей Землю, накладывает ограничения на фазовые соотношения волн Россби.

Мощные циклоны вызывают существенные деформации и разрывы относительно слабой ячейки Феррела, а соответственно и поверхности ее соприкосновения с Полярной ячейкой. Эти процессы воздействуют и на струйные течения, которые приобретают волнообразный и прерывистый характер.

Аналоги волн Россби наблюдаются на других планетах в местах соприкосновения конвективных ячеек. Они имеют также замкнутый характер и поэтому воспринимаются как очень странные симметричные фигуры вокруг полюсов планеты (например, в виде шестиугольника).

В условиях происходящего потепления климата Земли все более заметны гистерезисные свойства процессов конвекции, создающие затяжные климатические аномалии. Одновременно с усилением гистерезисных явлений происходит увеличение размаха (амплитуды) самих процессов.

Ярким примером такого катастрофического затяжного состояния была область блокирующего высокого давления атмосферы в европейской части России летом 2010 года, что вызвало засуху и сильную жару (до 37°C).

Потепление климата Земли может привести к резкому изменению климата России. Дело в том, что аномалия 2010 года может перерасти в устойчивую тенденцию и повторяться все чаще из-за укрепления в летние месяцы глобальной конвективной ячейки Феррела над территорией России. Несмотря на то, что эта ячейка, как уже отмечалось, имеет «подчиненный» характер, *сильный прогрев северных территорий Евразии в летние месяцы делает конвекцию в ячейке Феррела более «естественной» и устойчивой.*

Огромный массив суши в виде Евразии оказывает мощное воздействие на глобальные процессы конвекции. Переохлаждение воздуха, происходящее в зимние месяцы над этой поверхностью суши, приводит к возникновению зоны повышенного давления и постоянным ветрам с материка.

С другой стороны, в летние месяцы воздух над сушей быстро прогревается и, поднимаясь вверх, задает преобладание ветров, направленных со стороны морей и океанов вглубь материка. В верхних слоях атмосферы движение воздуха имеет противоположное направление ветрам, имеющим место у поверхности земли. Такая циркуляция воздуха называется муссонной, а ветры – *муссонами.*

Усиление ячейки Феррела в летние месяцы приводит к смещению области ее контакта с Полярной ячейкой дальше к северу, открывая путь сухому и горячему воздуху. Такое изменение характера конвекции вызывает *формирование области высокого давления*, оттесняющей Полярную ячейку дальше на север и одновременно блокирующей проникновение циклонов на эту территорию.

Следовательно, наметившееся в последние десятилетия увеличение средней температуры на Земле отнюдь не означает равномерного «потепления». Параллельно с изменением температуры происходит перестройка глобальных процессов конвекции в атмосфере и океанах.

Столь же неоднозначное, но существенное влияние на климат Земли оказывает активность Солнца, которая в основном изменяется с периодом в 11 лет, но имеет и другие более продолжительные периоды.

Завершая описание конвекции в атмосфере Земли, следует отметить, что в литературе, посвященной этому вопросу, часто встречаются некорректные с физической точки зрения термины и утверждения.

Например, почти повсеместно встречается утверждение о том, что *сила Кориолиса*, воздействует на воздух при его межширотном движении. Однако эта сила по определению возникает только в тех случаях, когда линейное движение во вращающейся системе координат происходит в условиях жестких ограничений. Например, движение поезда происходит по рельсам, а течение воды – в русле реки (в направлении с севера на юг, или, наоборот – с юга на север). В этих случаях силы Кориолиса действуют через рельсы и берега реки.

Следовательно, сила Кориолиса в атмосфере может возникнуть только в тех случаях, когда ограниченная масса воздуха перемещается с одной широты на другую широту и взаимодействует с «местным» массивом воздуха. Такое взаимное проникновение масс воздуха разных широт (имеющих соответственно разные скорости) *приводит к зарождению вихрей и волн*.

Что же касается глобальных конвективных ячеек, то движение воздуха в них не имеет таких ограничений (из-за синхронного перемещения воздуха на всех широтах), а разговоры о силе Кориолиса только запутывают и без того сложную задачу анализа движения атмосферного воздуха. Вращение Земли, несомненно, оказывает мощное воздействие на процессы в атмосфере, но оно осуществляется главным образом *через силу трения, зависящую от разности скоростей воздуха и поверхности земли (воды) на разных широтах*.

В качестве второго примера можно упомянуть *понятие антициклона*, которое было введено на основании формального противопоставления этого состояния атмосферы соответствующим признакам циклона. Однако антициклон не может рассматриваться как элемент самоорганизации движения атмосферы, так как является лишь следствием других «активных» процессов.

Антициклоны чаще всего следуют в промежутках между циклонами, которые действительно играют активную роль в атмосферных процессах. Вращение воздуха и скорости ветров в антициклонах не носят такого мощного вихреобразного характера, как в циклонах. Напротив, антициклоны являются местами «затишья» и характеризуются почти полным безветрием.

Таким образом, термин *антициклон* не несет в себе реального физического содержания, а *является в большей степени отражением сложившейся традиции в метеорологии*. При этом *подразумевается достаточно широкий круг признаков погодных условий в местах с повышенным атмосферным давлением и нисходящими потоками воздуха*.

## **5. Нагрев поверхностных экваториальных вод и конвекция**

Конвективное движение океанических вод принципиально отличается от конвекции атмосферного воздуха. Атмосферный воздух, в основном, получает

тепло от поверхности суши и воды, то есть, разогревается снизу, что определяет «естественный» характер глобальной конвекции в атмосфере.

В противоположность этому, солнечное излучение проникает в воду сверху и прогревает лишь относительно небольшой верхний слой. При этом разогретый слой воды практически не перемешивается с нижележащими холодными массами воды, и, перемещаясь горизонтально, образует теплые течения.

Более «естественные» процессы конвекции имеют место в северных широтах, где происходит охлаждение поверхностных теплых течений, приходящих из тропических и субтропических широт. В результате охлажденная вода, обладающая к тому же повышенной соленостью из-за испарения, опускается и образует холодные течения, снова направляющиеся в экваториальную зону.

Что происходит при разогревании верхнего слоя воды вблизи экватора?

Из-за теплового расширения поверхностного слоя воды в экваториальной области образуется очень пологая «водяная горка», с которой теплые массы воды «скатываются» в обе стороны – в области больших широт. Дело в том, что выравнивание давления в воде происходит достаточно быстро, а выравнивание уровня поверхности воды (скатывание с пологой водяной горки) – процесс относительно медленный. Поэтому температурный перепад создает реальную *неравновесную горку* из теплой воды в океане (Рис. 11).

Оценим величину потока воды в сторону высоких широт, создаваемого градиентом температуры. Для этого максимально упростим условия задачи и будем считать, что температура поверхностного слоя в экваториальной области ( $T_1$ ) плавно уменьшается в направлении больших широт, где температура существенно ниже ( $T_2$ ). Будем также считать, что на глубине, превышающей толщину разогретого слоя  $H$ , температура воды везде одинакова и равна  $T_2$ .

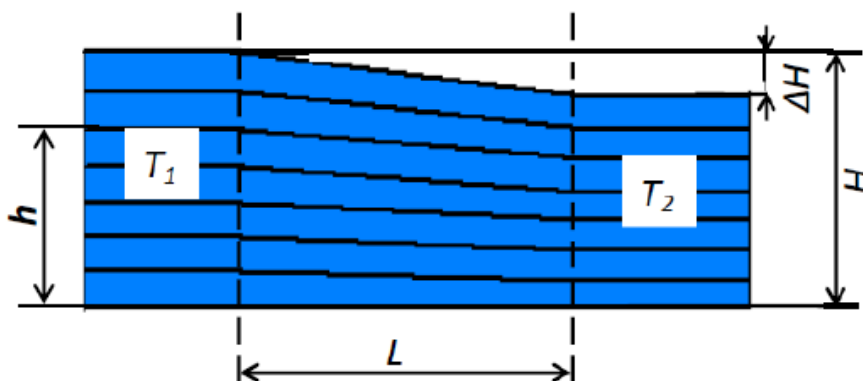


Рис. 11. Температурный перепад является причиной перепада уровня воды.

Перепад уровня воды  $\Delta H$  зависит от коэффициента температурного расширения воды  $\alpha$ , толщины разогретого слоя  $H$  и разности температур  $T_1$  и  $T_2$ :

$$\Delta H = \alpha(T_1 - T_2)H. \quad (6)$$



Мы полагаем здесь коэффициент линейного расширения воды  $\alpha$  равным объемному коэффициенту  $\beta$ , так как в *неравновесном режиме разогреваемая вода имеет возможность расширяться только вверх*.

В этом же заключается причина искривления поверхностей равных давлений, изображенных на рис. 11 (подобно искривлению поверхности воды).

Таким образом, под действием «скатывающей» силы с температурной горки происходит конвективное движение воды в сторону меньших температур.

Заметим, что в огромных масштабах морей и океанов *вязкость не является параметром, ограничивающим скорость воды* (в п.8 будут сделаны соответствующие оценки). Поэтому главенствующую роль в рассматриваемых процессах играют энергетические соотношения и инерция массы воды.

Из баланса потенциальной и кинетической энергии получаем максимальную возможную скорость воды при стекании ее с высоты  $\Delta H$  у подножия «горки»:

$$(\rho g) \cdot \Delta H = \frac{\rho v_{\max}^2}{2}, \quad v_{\max} = (2g\Delta H)^{1/2}. \quad (7)$$

Здесь  $\rho$  – усредненная плотность воды (мы пренебрегаем эффектами второй степени малости),  $g$  – ускорение свободного падения.

Оценим реальные порядки величин на конкретном примере.

Глубину прогретого слоя воды  $H$  примем равной 20 м, разность температур  $(T_1 - T_2)$  положим равной  $10^\circ\text{C}$ , коэффициент объемного расширения  $\sim 3 \cdot 10^{-4} \text{K}^{-1}$ .

Подставляя эти величины в (6), получаем, что высота «горки» составляет относительно малую величину  $\Delta H = 6 \cdot 10^{-2} \text{ м} = 6 \text{ см}$ .

Соответственно максимальная скорость (7) равна

$$v_{\max} \approx (2 \cdot 10 \cdot 6 \cdot 10^{-2})^{1/2} \approx 1,1 \text{ м/с}.$$

Формулу (7) с учетом (6) можно переписать в виде:

$$v_{\max} = (2g\Delta H)^{1/2} = \sqrt{2g\alpha(T_1 - T_2)H}. \quad (8)$$

Оценим теперь порядок величины потока теплой воды, который может создать экваториальная область, например, в Атлантическом океане.

Обозначив протяженность океана по экватору как  $l$ , а среднюю скорость движения теплого слоя воды в направлении более высоких широт как  $v_m$ , получим величину потока (в кубических метрах воды за 1 секунду):

$$\Gamma \approx v_m \cdot (lH). \quad (9)$$

Воспользуемся оценкой скорости движения воды с «температурной горки» экватора (8), которая показала что максимальная скорость течения воды, а соответственно и средняя скорость потока невелики:  $v_m \sim 1 \text{ м/с}$ .

Полагая протяженность Атлантического океана по экватору  $l \sim 5000 \text{ км}$ , а толщину прогретого слоя воды  $H \sim 20 \text{ м}$ , получаем:

$$\Gamma \sim 100 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Эта ориентировочная оценка дает правильный порядок величины.

Из Флоридского пролива вытекает порядка  $25 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ , а после соединения с течением Саргассова моря поток увеличивается до  $\sim 100 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ .

В целом на объем циркулирующей воды в океане оказывают существенное влияние и другие факторы (скорость остывания теплых течений по мере их продвижения к высоким широтам, скорость опускания остывшей воды; влияние ветров и береговой линии континентов, рельефа дна и т.д.).

Кроме того, формирование течений в океанах происходит под мощным влиянием вращения Земли, сопоставимым по масштабам с тем воздействием, которое оказывает вращение Земли на циркуляцию воздуха в атмосфере.

## 6. Воздействие вращения Земли на океанические течения

Движение воды в океанах существенно усложняется из-за ограничений, которые накладывают на это движение материи. Поэтому океанические течения, сталкиваясь с берегами, «вынуждены» следовать направлению береговой линии, или разделяться на части и причудливым образом огибать сушу.

Тем не менее, в этом сложном движении воды в океанах прослеживаются определенные закономерности, вызываемые вращением Земли.

В частности, отчетливо наблюдается тенденция к образованию устойчивой циркуляции большинства океанических течений, направленной против вращения Земли (в обоих полушариях), то есть, *по часовой стрелке, если смотреть со стороны Северного полюса*.

Фактически эти циркулирующие течения играют роль *конвективных ячеек*, которые ограничены береговыми линиями материков и простираются от экваториальной зоны до самых высоких широт. При этом теплые массы воды направляются в сторону полюсов по западной стороне ячейки вдоль береговой линии одного из материков, а холодный поток движется по восточной стороне этой ячейки из верхних широт по направлению к экватору, также следуя береговой линии другого материка.

Вблизи экватора, подобно атмосферным ветрам – пассатам, эти течения движутся с востока на запад и поэтому получили названия *южного и северного пассатных течений*.

Существенное отличие заключается только в том, что между этими пассатными течениями существует сильное течение, имеющее противоположное направление. Как и струйные течения в атмосфере, *Межпассатное противотечение* обгоняет вращение Земли (направлено с запада на восток).

Физические причины такого «странного» течения воды вблизи экватора заслуживают самого внимательного анализа.

На рис. 12 условно показаны циркулирующие течения, расположенные с двух сторон от экватора, и Межпассатное противотечение вдоль экватора.

В целом такая «замысловатая» конфигурация системы течений между материками формируется под воздействием вращения Земли. Дело в том, что вследствие вращения Земли *межширотные перемещения воды происходят под мощным влиянием меняющейся с изменением широты скорости берегов и океанического дна* ( $v = \omega R \cdot \cos\varphi$ ).

В южном и северном полушариях процессы в значительной степени зеркально повторяют друг друга. Поэтому подробно рассмотрим движение воды в северном полушарии.

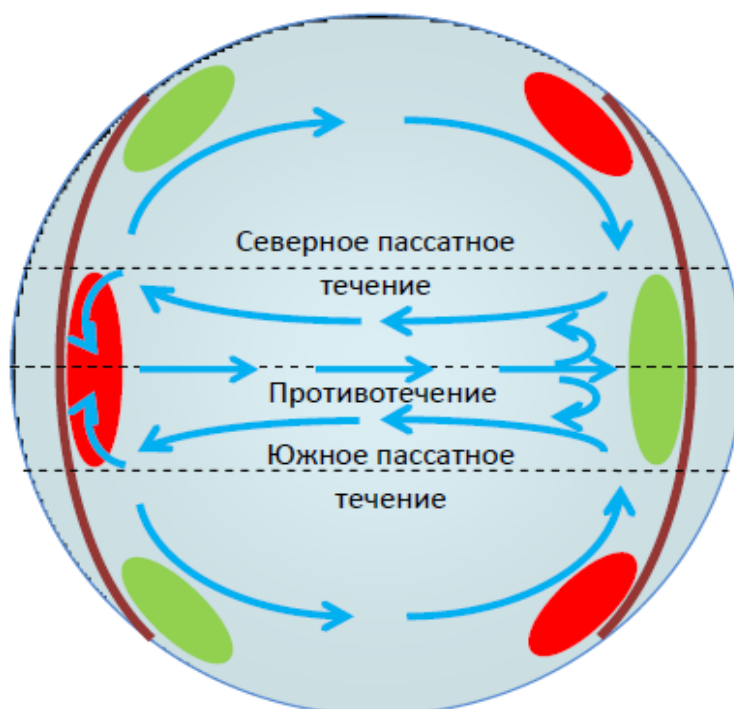


Рис. 12. Схема циркуляции океанических вод между континентами. Красным цветом условно показаны зоны повышенного уровня воды, зеленым – зоны пониженного уровня воды.

*При движении в южном направлении (правая верхняя сторона рисунка) вода «ощущает» как берег из-за вращения Земли все быстрее движется в восточном направлении – пропорционально  $\cos\varphi$ .*

Вода вынуждена также ускорять свое движение за отстающим берегом, вследствие чего вдоль береговой линии в восточной части океана в экваториальной области возникает понижение уровня воды (помечено зеленым цветом). Этот эффект усиливается вблизи экватора аналогичными встречными процессами, происходящими с южной стороны от экватора.

Пониженный уровень воды в восточной части экваториальной области создает условия для возникновения противотечения, тем более что Северное и Южное пассатные течения, «упираясь» в береговую линию в западной части океана, создают зону повышенного уровня воды на экваторе у противоположного берега (на рис. 12 помечено красным цветом).

Итак, затормозившись у береговой линии и создав, таким образом, зону повышенного уровня воды у экватора, Северное пассатное течение устремляется на север, а частично возвращается в виде Межпассатного противотечения в направлении зоны пониженного уровня воды у противоположного берега.

Таким образом, Межпассатное противотечение возникает из-за разности уровней воды в экваториальной зоне у западного и восточного берегов океана.

Эта разница уровней воды создается «основными» циркулирующими течениями океана, расположенными в южном и северном полушариях.

Зоны повышенного уровня воды имеются также в восточной части океана в больших широтах (помечены красным цветом на рис. 12), где течения также «сталкиваются» с береговой линией и меняют свое направление.

В западной части океана в больших широтах имеются, кроме того, зоны пониженного уровня воды, возникающие из-за того, что течение, двигаясь в сторону больших широт, удаляется от берега к востоку (берег на больших широтах все более «отстает» от воды, пришедшей со стороны экватора).

Для наглядности анализа океанических течений между континентами нами была использована несколько идеализированная схема, изображенная на рис. 12. Пожалуй, она в наибольшей степени отражает условия Тихого океана (рис. 13).

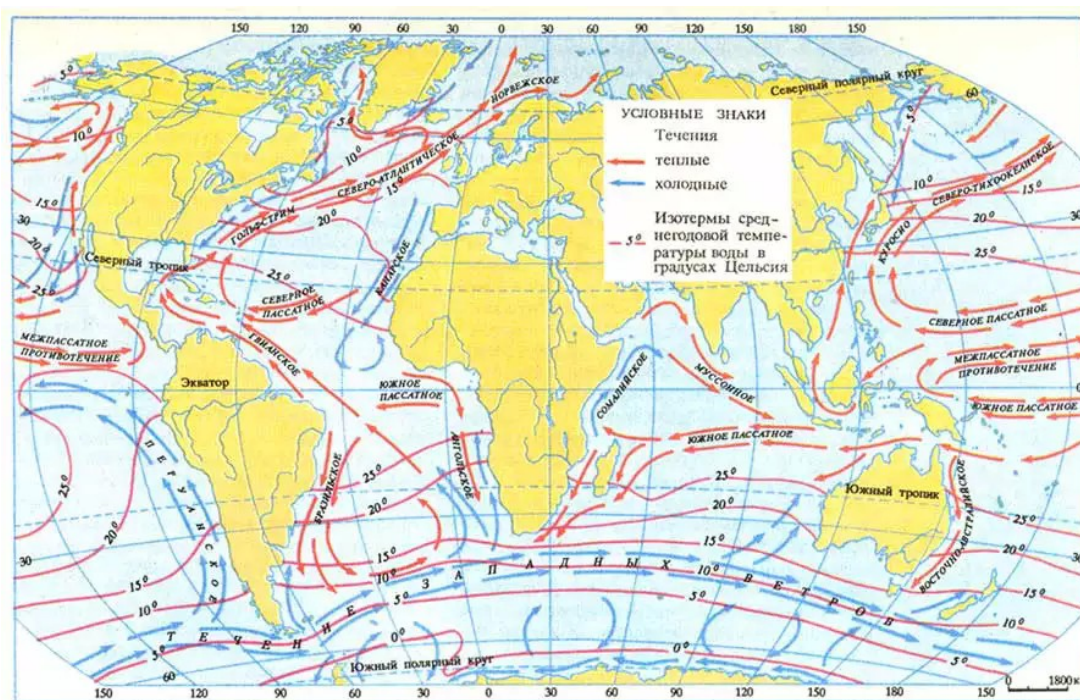


Рис. 13. Океанические течения и изотермы воды.

Во всяком случае, рассмотренная нами «идеальная» схема, дает возможность понять наиболее интересные и важные особенности реальных океанических течений. В частности, нагляднее проявляется природа циркуляции воды в океанах и причины возникновения Межпассатного противотечения.

В областях повышенного давления (уровня) воды частично происходит опускание (даунвеллинг) относительно теплой воды на глубину. С другой стороны, в местах с пониженным давлением (уровнем воды) холодная глубинная вода поднимается (апвеллинг), что существенно охлаждает поверхность океана.

Время от времени эти процессы дают сбои, в результате чего температура поверхности океана или перегревается (Эль-Ниньо), или становится холоднее,

чем обычно (Ла-Нинья) [6]. Таким образом, возникают температурные аномалии и погодные катаклизмы, затрагивающие всю планету (п. 9).

## 7. «Генератор» волн Россби в океанах

Исследования океанических течений, осуществляемые на протяжении многих десятилетий с использованием самых разных инструментальных средств и методик, показывают, что на фоне некоторой усредненной картины течений проявляются мощные неустойчивости и колебания (волны) [7].

Причины этих «отклонений» и их воздействие на климат планеты весьма разнообразны и являются предметом самого тщательного изучения.

Сложность конвективного движения океанических вод в условиях вращения Земли неизмеримо возрастает из-за влияния сезонных изменений, приливов и отливов, взаимодействия с атмосферой и многих других факторов.

Однако в океанах существуют и «внутренние» источники неустойчивостей.

«Генератором» таких колебаний, порождающих так называемые «волны Россби», является рассмотренная выше система течений на экваторе в виде двух пассатных течений и встречного Межпассатного противотечения. Фактически *это огромный и чрезвычайно сложный «механизм» с нелинейной обратной связью.*

Колоссальные размеры и относительно небольшие скорости течений обуславливают большую инерционность и измеряемую десятками суток периодичность развивающихся процессов.

Как работает *механизм обратной связи* этого гигантского «генератора»?

Обратимся снова к схеме, изображенной на рис. 12, и представим себе, что течение, подходящее с севера к экватору, имеет положительную флуктуацию – увеличенный поток воды на некотором участке. В этом случае с северной стороны от экватора область пониженного уровня воды (на схеме помечена зеленым цветом) получит дополнительное уменьшение уровня.

Действительно, каждый кубический метр воды (если он «принудительно» движется параллельно берегу со скоростью  $v$ ) испытывает силу Кориолиса:

$$f = \rho \omega v \sin \varphi. \quad (10)$$

Ей противостоит горизонтальный градиент давления, который как раз и приводит к понижению уровня воды у берега. Суммарный вклад зависит от всего объема течения и, следовательно, положительная флуктуация течения приведет к увеличению перепада уровня воды.

Результатом этого дополнительного уменьшения уровня воды с северной стороны станет перераспределение части Межпассатного противотечения в сторону Северного пассатного течения, что усилит первоначальную флуктуацию. Эта цепочка процессов, как видим, обеспечивает положительную обратную связь.

Заметим также, что само по себе *взаимодействие плотно примыкающих друг к другу разнонаправленных протяженных течений у экватора, очевидно, является источником различного рода турбулентностей и неустойчивостей.*

Рассмотренные процессы взаимодействия между тремя течениями определяют динамику глобального *перераспределения тепла между южным и северным полушариями*. Столь масштабные физические явления сопряжены с изменениями, измеряемыми очень большими промежутками времени.

*Мощные колебания с большими периодами в океанах наблюдаются повсеместно* и описаны во многих работах. В частности, в работах [6, 7] обсуждаются характеристики волн, называемых «волнами Россби» (рис. 14).

Непосредственно наблюдать такие волны невозможно из-за большого периода. Поэтому в экспериментах фиксируют медленные изменения положения поверхности воды, обусловленные волнами, а о присутствии волн и их периодичности судят по фиксируемым изменениям течений.

На рис. 14 представлены векторные диаграммы течений, полученные в 1975–76 годах на различных горизонтах Атлантического океана недалеко от Бермудских островов. Вращательные движения вектора течений имеют период порядка 40 суток. Из результатов этих измерений следует также важный вывод о том, что буквально вся огромная масса океана от поверхности до дна находится в режиме близком к синхронным движениям, характерным для волн Россби.

Огромная энергетика колебаний, порождаемых взаимодействием трех экваториальных течений, как раз и проявляется в том, что волны Россби захватывают практически всю толщу воды океана.

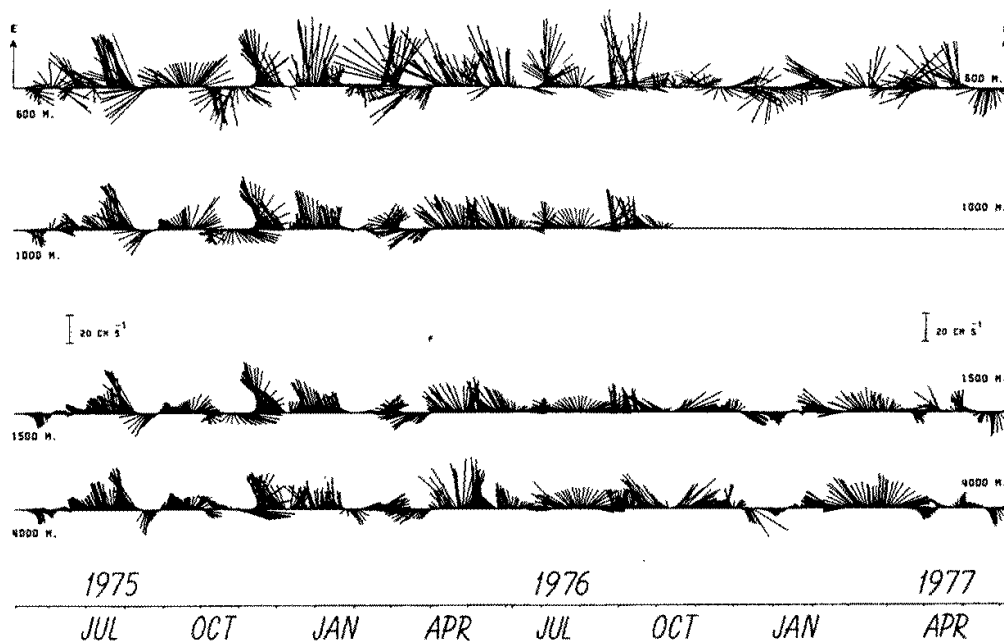


Рис. 14. Среднесуточные векторы скорости за 1975-76 годы на различных горизонтах Атлантического океана недалеко от Бермудских островов [6].

Чуть подробнее остановимся на явлении, которое также связано с волнами, но которое придает течениям вихревые свойства. Наиболее ярко эффект проявляется после того как течение, достигнув берега, вызывает подъем уровня воды в этом месте и резко меняет направление и скорость. После этого течение приобретает ярко выраженные особенности (рис. 15), рассмотренные в работе [7].

Как возникает такая форма течения в виде последовательности вихрей?

Подобный вид вихреобразного движения был нами рассмотрен в работе [5]. Там было показано, что у поверхности воды могут формироваться *особые конфигурации вихрей в виде половины и даже четверти (при наличии вертикальной стенки) тороидального вихря* (рис. 16).

Напомним, что согласно теории движения жидкостей и газов вихревые «нити» не могут заканчиваться в самой среде и всегда «замыкаются» либо сами на себя (например, тороидальный вихрь), либо выходят на поверхность раздела сред (в данном случае – на поверхность воды).

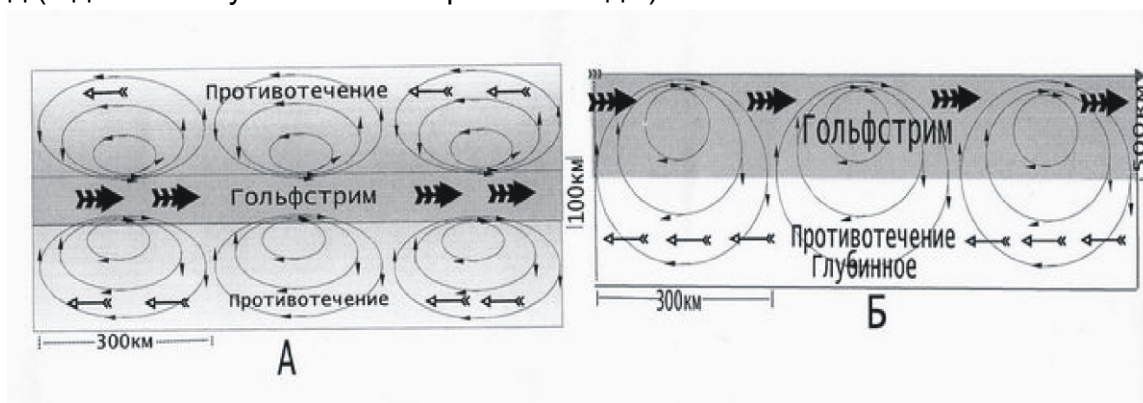


Рис. 15. Линии токов течений волн Россби Гольфстрима и его окружения [7]. Линии токов обозначены тонкими линиями в виде эллипсов со стрелками. Вид сверху (А) и по вертикальному сечению через Гольфстрим (Б).

Поэтому волны Россби, описанные в работе [7], формируются в результате «выталкивания» *пульсирующим течением* огромных масс воды из зоны повышенного уровня (давления) на «свободное пространство» (подобно курильщику, пускающему кольца дыма), где пульсирующее течение приобретает вид последовательности вихрей – половинок тороидальных вихрей, «замкнутых» на поверхность воды.

В таком течении *поступательное движение воды сочетается с вращением «в составе» половинок тороидальных вихрей*.

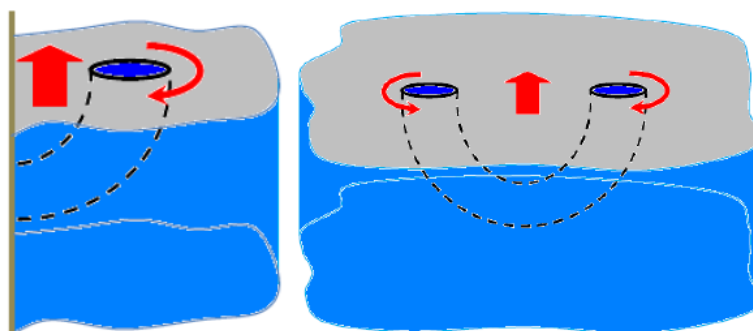


Рис. 16. Вихри могут «замыкаться» на поверхности раздела сред, образуя половину и даже четверть тороидального вихря [5].

Если вспомнить уникальные свойства тороидальных вихрей (и родственных разновидностей [5], представленных на рис. 16), то станет понятной важнейшая роль такой формы течения для «доставки» теплой воды в высокие широты.

Удивительные свойства тороидальных вихрей используются, как известно, даже в специальных устройствах, «стреляющих» этими вихрями для доставки нужных веществ на достаточно большие расстояния. Дело в том, что тороидальные вихри не только доставляют на большое расстояние мощный импульс и энергию, они также «бережно переносят» вращающееся внутри вещество, препятствуя его перемешиванию с окружающей средой. Тороидальные вихри могут доставлять нужные вещества, например, в зону пожара, или слезоточивые газы непосредственно в толпу при подавлении беспорядков.

Аналогичным образом течение «использует» вихри для транспортировки теплой воды на большие расстояния, предохраняя ее от перемешивания с окружающей холодной водой. После этого вихри постепенно разрушаются, уступая место другим процессам. Наблюдается «меандрирование» течения, остывание и опускание воды.

Таким образом, исторически сложилась довольно типичная ситуация, при которой обнаруженные когда-то явления, получившие название «волн Россби», постепенно наполняются новыми экспериментальными характеристиками и новым физическим содержанием. Осмысление природы «волн Россби» продолжается и, судя по всему, еще далеко от завершения.

## **8. Что движет океаническими течениями?**

Течения формируются под воздействием самых разных факторов, чем и определяется многообразие наблюдаемых при этом физических процессов.

В частности, рассмотренный выше физический механизм течения в виде цепочки вихрей («половинок» тороидальных вихрей, рис. 17) является лишь одним из множества примеров удивительного «творчества» природы.

Такая цепочка вихрей может переносить огромные объемы воды на большие расстояния, так как чем больше размеры тороидальных вихрей, тем большей устойчивостью они обладают. Характеристики половинных тороидальных вихрей аналогичны свойствам обычных тороидальных вихрей, которые хорошо известны и подробно описаны в литературе.

Другие течения могут напоминать обычные реки теплой воды с «берегами» из холодной воды. При этом большинство течений имеют ширину, измеряемую сотнями километров, и напоминают не течение воды по желобу, а широкий и относительно тонкий слой воды (даже если течение захватывает самые глубокие области океана), движущийся либо под воздействием перепада давления, либо под действием сильного и стабильного ветра (рис. 18).



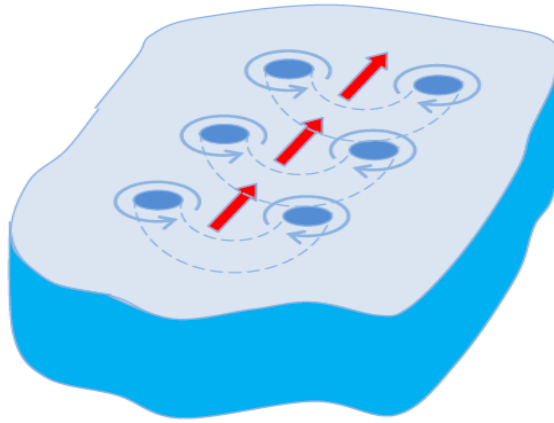


Рис. 17. Течение в виде последовательности половинных тороидальных вихрей.

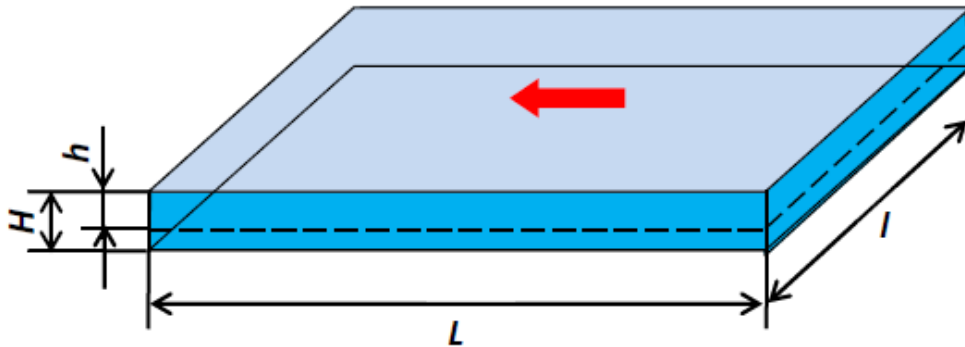


Рис. 18. Течение в виде относительно тонкого слоя.

Сначала рассмотрим движение воды под воздействием разности давления. Полагая течение стационарным, составим баланс сил, действующих на воду.

Вдоль горизонтальной плоскости по всей площади ( $l \cdot L$ ) на произвольной глубине  $h$  действует сила трения

$$F = \eta L \frac{dv}{dh}, \quad (11)$$

которая уравнивает силу от перепада давления, действующую на поперечное сечение части течения выше этой плоскости

$$F = -\Delta p h l. \quad (12)$$

Таким образом, используя (11) и (12), получаем уравнение

$$\frac{dv}{dh} = -\frac{\Delta p}{\eta L} h. \quad (13)$$

Интегрируя (13), получаем

$$v = -\frac{\Delta p}{2\eta L} h^2 + C, \quad C = \frac{\Delta p}{2\eta L} H^2, \quad v = \frac{\Delta p}{2\eta L} (H^2 - h^2). \quad (14)$$

Постоянная интегрирования  $C$  определяется из условия равенства скорости нулю на глубине  $H$ .

Объем воды, переносимый течением в единицу времени, определяется путем интегрирования скорости (14) по всему поперечному сечению

$$Q = \frac{\Delta p}{2\eta L} \left( H^3 - \frac{H^3}{3} \right) = \frac{\Delta p l}{3\eta L} H^3. \quad (15)$$

Используя эту формулу, произведем обратную оценку – определим, какой перепад давления соответствует параметрам известного течения.

Например, задавшись следующими типичными величинами:

$$Q = 100 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}, H = 10^3 \text{ м}, l = 300 \cdot 10^3 \text{ м}, L = 6 \cdot 10^6 \text{ м} \text{ и } \eta \approx 10^{-3} \text{ Па}\cdot\text{с},$$

получаем, что перепад давления составляет очень малую величину

$$\Delta p = \frac{3Q\eta L}{lH^3} \approx \frac{3 \cdot 10^8 \cdot 10^{-3} \cdot 6 \cdot 10^6}{3 \cdot 10^5 \cdot 10^9} = 6 \cdot 10^{-3} \text{ Па}. \quad (16)$$

Учитывая, что 1 мм рт. ст. = 133 Па, величина перепада давления оказывается порядка  $4,5 \cdot 10^{-5}$  мм рт. ст.

Таким образом, мы убеждаемся в том, что масштабы океанических течений так велики, а пространственные изменения скоростей соответственно так малы, что потери на трение (вязкость) не оказывают решающего воздействия.

Напомним, что это утверждение было сформулировано еще в п.5 при определении скорости течения воды с «температурной горки»:

*Скорости течений определяются в большей степени не вязкостью, а энергетическими соотношениями при воздействии различных факторов (разностью уровней воды, энергией ветра) и инерцией огромных масс воды, переносимых течениями.*

Какова степень влияния скорости ветра на движение воды?

Будем исходить из условия стационарности процессов. Скорость воды под воздействием ветра приобретает максимальное значение на поверхности течения и уменьшается с увеличением глубины. Соответственно скорость воздуха у поверхности воды резко увеличивается с увеличением высоты, а затем плавно достигает максимального значения на больших высотах (рис. 19).

Сделаем соответствующие оценочные расчеты.

Если горизонтальное движение воды происходит равномерно, то суммарная сила, действующая на любой произвольно выбранный горизонтальный слой жидкости, должна быть равна нулю. Отсюда следует, что сила трения, а вслед за ней и производная скорости воды от глубины, являются постоянными:

$$f = \eta_0 \frac{dv}{dh} = \eta_0 \frac{v_0}{H_0} = \text{const}. \quad (17)$$

А что происходит над поверхностью воды?

Так как сила трения воздуха в непосредственной близости от поверхности воды должна обеспечивать движение воды и соответственно равняться силе трения в воде (17), то имеет место равенство:

$$f = \eta_1 \left( \frac{dv}{dh} \right)_{h=H_0} = \eta_0 \frac{v_0}{H_0}, \quad \left( \frac{dv}{dh} \right)_{h=H_0} = \frac{\eta_0}{\eta_1} \frac{v_0}{H_0}. \quad (18)$$

Таким образом, скачок производной скорости на границе вода-воздух вызван тем, что вязкость воздуха почти на два порядка меньше вязкости воды, и для того, чтобы поддерживать движение воды, скорость ветра должна резко увеличиваться с увеличением высоты.

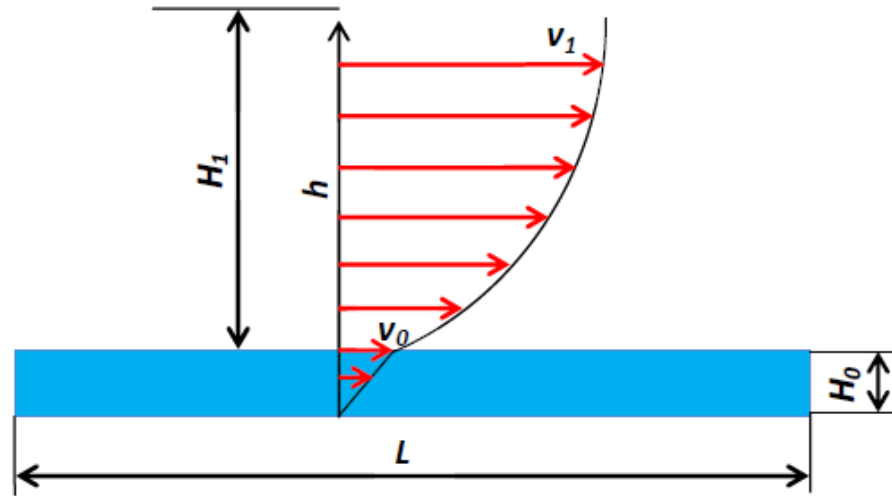


Рис. 19. Скорость воды максимальна на поверхности течения, а скорость воздуха достигает максимума на больших высотах.

В свою очередь, движение воздуха происходит под воздействием разности давления в атмосфере вдоль направления течения воды.

Для ориентировочных оценок используем модель более компактной и плотной атмосферы, чем она есть на самом деле. Будем полагать, что вязкость воздуха с увеличением высоты не меняется вплоть до некоторой высоты (например,  $H_1 = 10$  км), до которой существует также и ветер (рис. 19).

Если учитывать силы, действующие на всю площадь ( $l \cdot L$ ) поверхности течения, то можно определить общую разность давления воздуха. Используя равенство сил (сила трения уравнивается силой, образуемой разностью давления с учетом всей высоты атмосферы), получаем:

$$F = \eta_0 \frac{v_0}{H_0} lL = -\Delta p H_1 l, \quad \Delta p = -\eta_0 \frac{v_0 L}{H_0 H_1}. \quad (19)$$

Для произвольной горизонтальной плоскости на высоте  $h$ , с учетом (19), запишем также равенство сил (аналогично выводу уравнений (13), (14))

$$\eta_1 \frac{dv}{dh} lL = -\Delta p (H_1 - h) l. \quad (20)$$

Интегрируя (20) и учитывая (19), получаем выражение для скорости воздуха на произвольной высоте

$$v = v_0 + \frac{\eta_0}{\eta_1} \frac{v_0}{H_0 H_1} \left( H_1 h - \frac{h^2}{2} \right). \quad (21)$$

Максимальная скорость ветра в верхних слоях атмосферы будет соответственно равна

$$v_{\max} = v_0 + \frac{\eta_0 v_0 H_1}{\eta_1 2H_0}. \quad (22)$$

Полученные формулы дают возможность оценить порядки величин.

Например, если взять  $v_0 = 1 \text{ м/с}$ ,  $H_0 = 1 \text{ км}$ ,  $H_1 = 10 \text{ км}$ ,  $L = 6000 \text{ км}$ , (вязкость воды  $\eta_0 \approx 10^{-3} \text{ Па}\cdot\text{с}$ , вязкость воздуха  $\eta_1 \approx 1,8 \cdot 10^{-5} \text{ Па}\cdot\text{с}$ ), то подставив эти значения в (18), (19) и (22) получим:

$$\left(\frac{dv}{dh}\right)_{h=H_0} = \frac{\eta_0 v_0}{\eta_1 H_0} = \frac{10^{-3}}{1,8 \cdot 10^{-5}} \frac{1}{10^3} \approx 0,06(1/\text{с}).$$

$$\Delta p \approx \eta_0 \frac{v_0 L}{H_0 H_1} \approx \frac{10^{-3} \cdot 6 \cdot 10^6}{10^3 \cdot 10^4} = 6 \cdot 10^{-4} \text{ Па} \approx 4,5 \cdot 10^{-6} \text{ мм.рт.ст.}$$

$$v_{\max} = v_0 + \frac{\eta_0 v_0 H_1}{\eta_1 2H_0} \approx \frac{10^{-3} \cdot 10^4}{3,6 \cdot 10^{-5} \cdot 10^3} \approx 278 \text{ м/с}.$$

Производная скорости ветра от высоты ( $0,06 \text{ 1/с}$ ) означает, что на уровне человеческого роста ( $\approx 2 \text{ м}$ ) расчетная величина ветра составит всего  $\approx 1,12 \text{ м/с}$ . Если же взять глубину, до которой распространяется течение воды, в десять раз меньше ( $H_0 \approx 100 \text{ м}$ ), то ветер на уровне человеческого роста должен быть существенно больше ( $\approx 2,2 \text{ м/с}$ ), но при этом останется умеренной величиной.

Что же касается величин разности давления и скорости ветра на больших высотах, то эти оценки еще раз показывают, что вязкость воды (и, тем более, воздуха) не ограничивает процессы, происходящие в огромных масштабах океанов (и атмосферы). Реальные перепады давления в атмосфере намного больше, но нестабильны, а *огромные массы воды в океанах обладают колоссальной инерцией* и «не успевают» за изменениями давления воздуха.

Поэтому оценим, какое время понадобится для того, чтобы перепад атмосферного давления вызвал заметное движение воды в океане.

Например, предположим, что на расстоянии друг от друга в 6 тыс. км. образовались области с перепадом давления 20 мм рт. ст. ( $\approx 2660 \text{ Па}$ ).

На каждый единичный объем воды будет действовать сила (разность давлений), приводящая воду в движение:

$$f_1 \approx \frac{\Delta p}{L} = \frac{2,66 \cdot 10^3}{6 \cdot 10^6} = 0,44 \cdot 10^{-3} (\text{Па/м})$$

Эта сила вызовет равномерное ускорение

$$a = \frac{f_1}{\rho} = \frac{\Delta p}{\rho L} = 0,44 \cdot 10^{-6} (\text{м/с}^2).$$

Чтобы при таком малом ускорении скорость течения воды достигла, например,  $1 \text{ м/с}$ , потребуется почти месяц

$$t = \frac{v}{a} = 2,3 \cdot 10^6 (\text{с}) \approx 27 \text{ суток}.$$

Однако тот же перепад давления приведет в движение воздух значительно быстрее, так как его плотность на три порядка меньше, чем у воды.

Максимальную скорость воздуха, которая может быть вызвана перепадом давления 20 мм рт. ст., можно оценить по формуле:

$$\frac{\rho v_{\max}^2}{2} = \Delta p, \quad v_{\max} = \left( \frac{2\Delta p}{\rho} \right)^{1/2} \approx \left( \frac{2 \cdot 2,66 \cdot 10^3}{1} \right)^{1/2} \approx 73 \text{ (м/с)}. \quad (23)$$

Ветер такой колоссальной силы, также как и перепад давления, в состоянии привести в движение приповерхностные слои воды. Кроме того, при сильном ветре, как правило, движение воздуха в атмосфере не может рассматриваться как ламинарное. Оно приобретает турбулентный шквалистый характер, в результате чего уже в непосредственной близости от поверхности воды ветер имеет скорость порядка десяти и более метров в секунду.

Ветер приводит в движение сначала очень малый поверхностный слой воды, а при длительном воздействии в движение приходят более глубокие слои.

Сделаем еще один оценочный расчет. Зададимся вопросом, сколько времени понадобится сильному ветру (10 м/с на уровне 1 м от поверхности воды), чтобы привести в движение (до 1 м/с) поверхностный слой воды толщиной 20 м?

Сила, действующая на единичную площадь поверхности воды, равна

$$F = \eta \frac{dv}{dh} \approx 10^{-3} \cdot 10 = 10^{-2} \text{ Па.}$$

Если предположить, что скорость воды уменьшается линейно с увеличением глубины, то *импульс столба воды под единичной площадью поверхности* при заданной максимальной скорости будет равен:

$$P_H = \frac{1}{2} \rho v_m \cdot H \approx \frac{1}{2} \cdot 10^3 \cdot 1 \cdot 20 = 10^4 \text{ кг} \cdot \text{м/с}.$$

Сила, создаваемая ветром, обеспечит такой импульс за время:

$$P = F \cdot t, \quad t = \frac{P}{F} = \frac{10^4}{10^{-2}} = 10^6 \text{ (с)} \approx \frac{10^6}{86400} \approx 12 \text{ (суток)}$$

Таким образом, сильный ветер может привести в движение поверхностный слой воды быстрее, чем разность давлений при воздействии на всю массу воды (предыдущий пример).

Кратко упомянем также о случаях, когда циклоны, взаимодействуя с морской водой, вызывают настоящие цунами. Такое взаимодействие происходит наиболее эффективно в морях (прибрежных областях моря), имеющих малую глубину, но большую протяженность.

В этих условиях *скорость перемещения циклона близка к скорости движения так называемого «солитона на мелкой воде»*, в результате чего область пониженного давления циклона становится центром длинной волны, которая, перемещаясь вместе с циклоном, все более усиливается.

В качестве примера такого явления можно привести наводнения в Санкт-Петербурге (Ленинграде). Финский залив является «идеальным» местом для образования солитона, так как имеет глубину порядка 50 метров, и при этом вытянут с запада на восток.

При такой глубине скорость солитона [8]

$$v \approx \sqrt{gH} \approx 22 \text{ м/с} \quad (24)$$

не так велика, как в глубоких морях и океанах ( $\sim 200 \text{ м/с}$ ), и имеет тот же порядок величины, что и скорость мощного циклона.

В центре циклона из-за пониженного давления уровень воды поднимается, и образовавшаяся длинная волна при совпадении ее скорости со скоростью циклона возрастает, превращаясь у берега в настоящее цунами.

Напомним, что в отличие от обычной волны солитон перемещается вместе с массой воды, заключенной в его объеме.

Аналогичные неблагоприятные условия имеются в Азовском море (средняя глубина всего около  $11 \text{ м}$ ).

«Циклонические цунами» наблюдаются и в Мексиканском заливе, имеющем обширные прибрежные области относительного мелководья (всем памятно недавнее наводнение, вызванное ураганом «Катрина»).

Проведенные количественные оценки показывают, что из-за инерции океанических течений заметные изменения их скорости возможны только при длительном воздействии перепада давления и (или) сильного стабильного ветра.

Особенно хрупким и нестабильным оказывается тонкий поверхностный слой теплой воды в экваториальной области, который сильно зависит от ветров и перепадов давления. Но именно этот чрезвычайно тонкий и подвижный слой теплой воды фактически определяет климат всей планеты.

## 9. Эль-Ниньо и волны Россби

Конвективное движение океанических вод время от времени претерпевает существенные сбои из-за того, что оно недостаточно устойчиво и подвержено мощному воздействию атмосферных ветров.

Своеобразным индикатором этих процессов являются волны Россби.

В работе [7] приведены результаты измерений за длительный период времени, которые показывают, что колебания в Тихом океане имеют модуляцию (в среднем с периодом в один год). Уменьшение амплитуды колебаний и их превращение в слабые хаотические перемещения совпадает с периодами увеличения температуры поверхности океана (рис 20 и рис. 21). В наиболее неблагоприятных условиях температура воды на поверхности океана повышается на длительный период и может достигать  $30^{\circ}\text{C}$ . Такое явление получило название Эль-Ниньо, так как оно начинается зимой и с давних времен ассоциировалось с ежегодно отмечаемым рождением младенца Иисуса.

Отмеченная корреляция между модуляцией волн Россби и явлением Эль-Ниньо отнюдь не означает, что волны Россби являются непосредственной причиной возникновения этой глобальной аномалии.

Наоборот, эти процессы имеют общую первопричину. Она заключается в сбое обычного «функционирования» системы экваториальных течений.

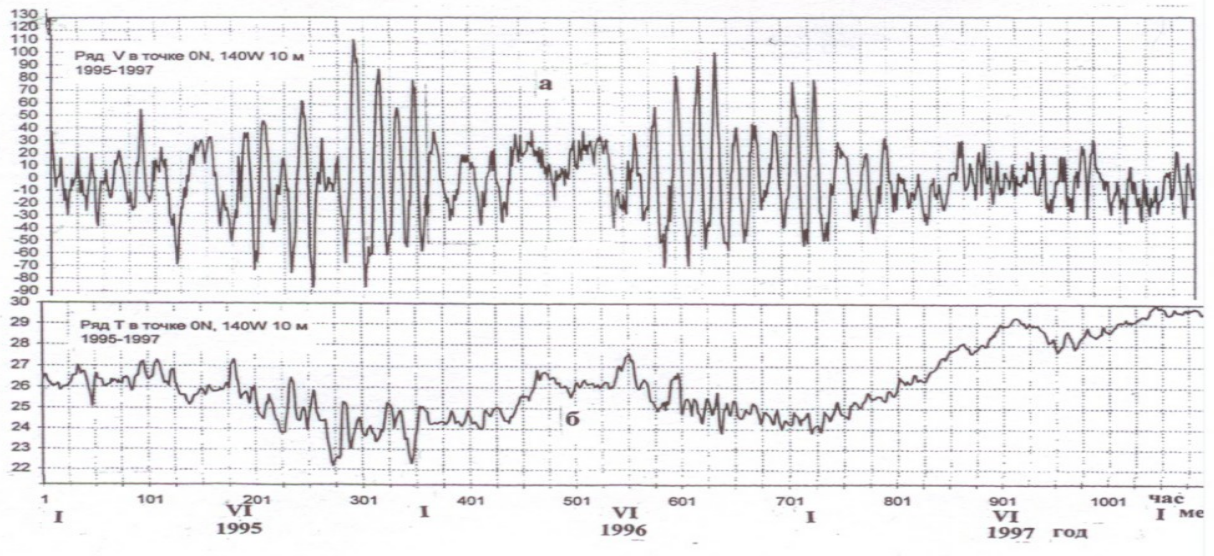


Рис. 20. Меридиональная составляющая скорости течения (а) и температура воды (б) в пункте I ( $140^{\circ}$  з.д.) на горизонте 10м [7].

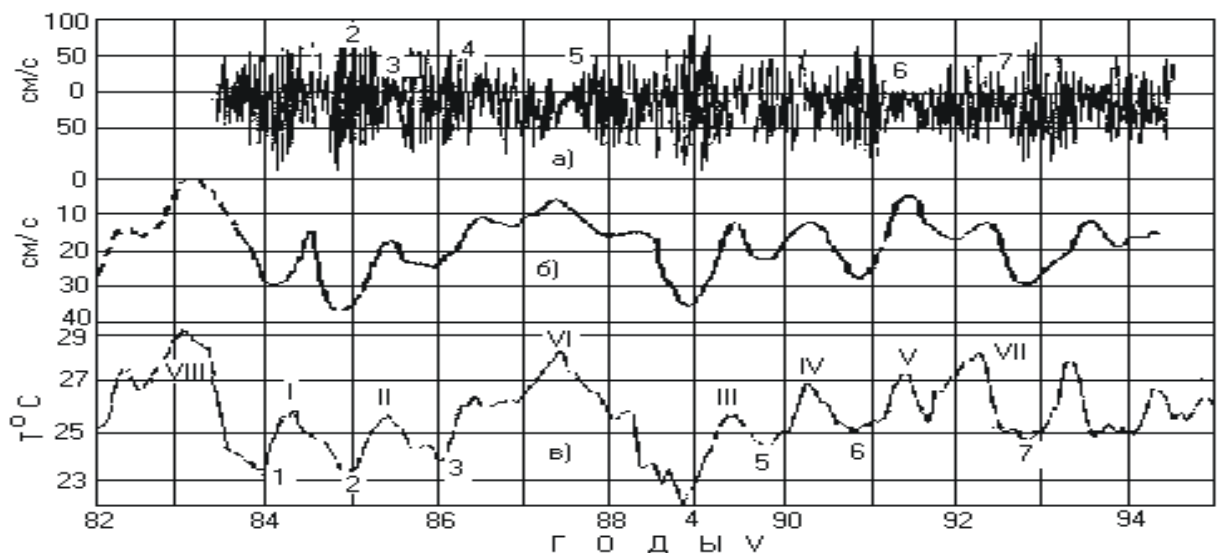


Рис. 21. Характеристики скорости течения и температуры поверхности воды океана в пункте ( $140^{\circ}$  з.д.). Меридиональная составляющая скорости течения на горизонте 25 м (а), среднеквадратическая за полгода величина этой скорости (б) и температура поверхности океана (в) [7].

В п. 6 было показано, что *источником мощных колебаний в океане (волн Россби) являются процессы взаимодействия трех течений в районе экватора, образующих систему с положительной обратной связью*. Генерация колебаний сопровождается перераспределением тепла между конвективными течениями северного и южного полушарий.

В какой-то степени модуляция волн Россби напоминает «биения» двух связанных колебательных контуров или резонаторов. В данном случае роль резонаторов выполняют северная и южная конвективные океанические ячейки, а связь между ними осуществляется через Межпассатное противотечение.

Приостановка экваториальных течений тут же «выключает» механизм генерации колебаний. Одновременно прекращаются процессы вертикального перемешивания воды в прибрежных районах (апвеллинг и даунвеллинг), а температура поверхности океана резко возрастает.

Следовательно, главный вопрос заключается в том, что вызывает сбой в конвективном движении океанических вод?

Учитывая годовую (в среднем) периодичность модуляции волн Россби (рисунки 20 и 21), следует признать, что главная причина Эль-Ниньо связана с сезонными изменениями, происходящими в движении океанов и атмосферы.

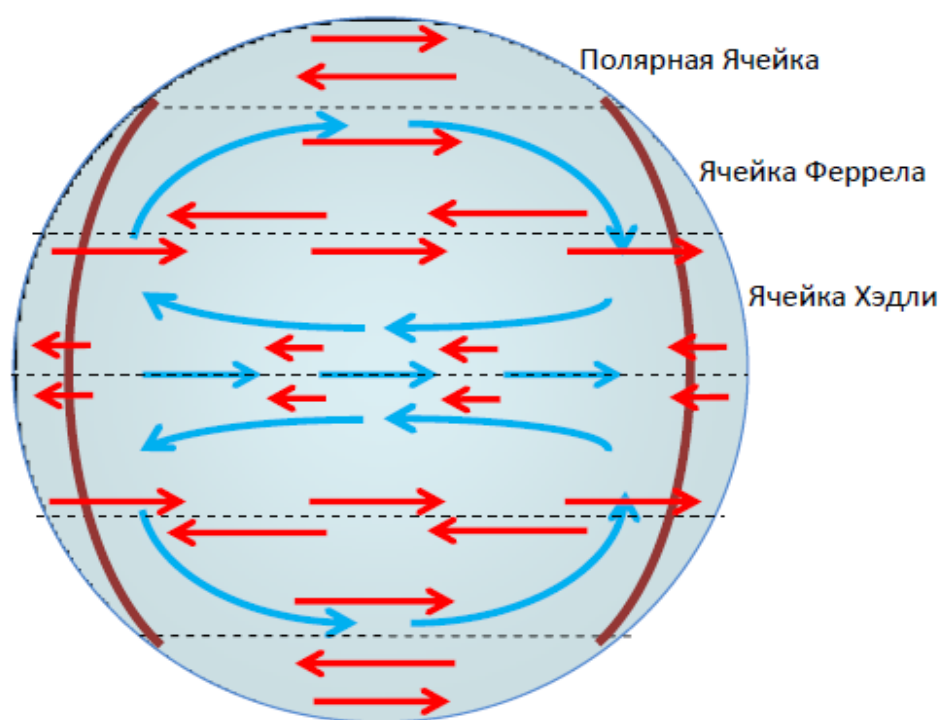


Рис. 22. Схема идеального симметричного взаимного расположения океанических течений между материками (синие стрелки) и устойчивых ветров вдоль линий широты в конвективных ячейках атмосферы (красные стрелки).

Каковы характерные особенности этих сезонных изменений?

Взаимное влияние атмосферы и океанов настолько сложно, что попытки отдельного анализа этих стихий являются вынужденным приемом, который дает возможность хоть как-то разобраться в этом клубке взаимных зависимостей.



Тем не менее, «более свободным» можно считать движение атмосферного воздуха, в то время как океанические течения «зажаты» между континентами и сильнее подвержены влиянию атмосферных ветров.

На рис. 22 изображена схема идеально симметричного расположения конвективных ячеек атмосферы и океанических течений. Однако в реальности система трех экваториальных течений смещена в сторону северного полушария почти на  $10^{\circ}$  (рис. 13). Такая температурная асимметрия планеты вызвана особенностями распределения суши и океанов по поверхности. В частности, южный полюс находится практически в центре Антарктиды, а вокруг Антарктиды располагается обширный Южный океан. Это создает условия для существования *Антарктического циркумполярного течения*, которое «ограждает» этот самый холодный континент от проникновения к его берегам теплых течений.

С другой стороны, в зимние месяцы конвективные ячейки атмосферы в районе экватора сдвигаются в сторону южного полушария (рис. 8) почти на  $15^{\circ}$ , что еще более усиливает *асимметрию взаимного расположения экваториальных течений и азимутальных устойчивых ветров*.

В этих условиях атмосферные ветры, заметно смещенные относительно океанических течений, перестают поддерживать и даже препятствуют циркуляции океанических вод. Поэтому *конвекция ухудшается, и температура поверхности океанов в зимние месяцы в целом оказывается выше, чем в летние месяцы*.

Естественно, складывающиеся условия имеют разброс от года к году, и рассмотренные отклонения проявляются то с большей, то с меньшей остротой. Чтобы восстановить обычную циркуляцию в океанах в виду колоссальной инерционности этих процессов требуется несколько месяцев, а в некоторых случаях Эль-Ниньо длится до двух лет.

После восстановления обычной циркуляции в океанах, возобновляется и генерация волн Россби. Механизм «генератора» колебаний, состоящий из трех экваториальных течений, снова начинает работать (п. 7).

И еще несколько слов о «волнах Россби».

Как и в любой сложной динамической системе, колебания и волны в атмосфере и океанах могут быть очень разными как по своим характеристикам, так и по механизму возникновения. Поэтому волновые явления, открытые уже давно, постепенно «обрастают» новыми экспериментальными фактами, а в ряде случаев старый термин наполняется новым физическим содержанием.

Первоначально «волны Россби» в атмосфере и океанах связывались с волновыми процессами, *возникающими при широтных перемещениях* воздуха или воды, когда сталкиваются подвижные массы, имеющие разные скорости (из-за вращения Земли). *Относительное движение слоев таких подвижных сред* как воздух (или вода) всегда вызывает образование вихрей и волн в местах контакта.

Теперь в этот термин вкладывается все более широкий круг волновых явлений, так или иначе вызванных *конвекцией в условиях вращения планеты*.

## Заключение

Самоорганизация и гистерезисные явления в конвективных процессах атмосферы и океанов играют настолько важную роль, что непосредственное решение уравнений Навье-Стокса в колоссальных масштабах планеты вряд ли может привести к однозначному результату. Это напоминало бы попытку вывести известные формы государственности и общественных отношений, исходя из абстрактных свойств человека как составляющей единицы общества.

Самоорганизация движения структурирует процессы на всех уровнях. Однако наиболее существенное воздействие на конвекцию в масштабах планеты оказывает тот факт, что *и в атмосфере, и в океанах действуют глобальные конвективные ячейки в виде замкнутых циркулирующих потоков.*

Суточное вращение Земли придает конвективным течениям атмосферы и океанов весьма необычные и нетривиальные свойства.

В частности, опоясывающие Землю атмосферные конвективные ячейки создают устойчивые ветры, которые *в пределах каждой ячейки* при увеличении широты *меняют преобладающее направление с восточного на западное.* Расчетные значения скорости этих ветров, полученные с использованием модели «интенсивной конвекции», могут служить для оценки предельных значений.

Столкновение потоков воздуха соседних ячеек Хэдли и Феррела на большой высоте образует так называемые *струйные течения*, огибающие с огромной скоростью Землю в направлении ее вращения (с запада на восток).

Глобальные конвективные ячейки атмосферы в значительной степени ограничивают обмен воздухом между самими ячейками, что проявляется в наличии резких климатических различий на их границах. Этому обособлению «противостоят» циклоны, которые улучшают перемешивание атмосферного воздуха, но одновременно с этим усложняют общую картину движения атмосферы и делают ее менее предсказуемой.

*Тропические циклоны* образуются над теплой поверхностью океанов на некотором расстоянии от экватора и используют колоссальную энергию, образующуюся при конденсации влаги. Поэтому над сушей они довольно быстро затухают. Тропические циклоны развиваются при относительно небольшой величине проекции угловой скорости вращения Земли на направление вращения самого циклона.

В противоположность этому, *внетропические циклоны* формируются на границе Полярной ячейки и ячейки Феррела под воздействием больших перепадов температуры и скорости воздуха в местах соприкосновения ячеек.

Глобальные конвективные ячейки, взаимодействуя между собой и с последовательностью внетропических циклонов, следующих друг за другом, формируют так называемые *волны Россби в атмосфере.* Поверхность «контакта» ячейки Феррела и Полярной ячейки приобретает волнообразный характер, а замкнутость этой волны, опоясывающей Землю, накладывает соответствующие ограничения на фазовые соотношения волн Россби.

Если бы на Земле отсутствовали материки, то течения воды в какой-то степени напоминали бы опоясывающие планету конвективные ячейки атмосферы.

Однако материки препятствуют «естественной» циркуляции воды, что полностью меняет характер процессов конвекции. Единственное течение, опоясывающее Землю, проходит вокруг Антарктиды. Оно перекрывает доступ теплой воды к материку, вследствие чего наблюдается температурная асимметрия – Южный полюс Земли существенно холоднее Северного полюса.

Проведенные оценки со всей очевидностью показали, что вязкость воды и, тем более, воздуха не ограничивает процессы, происходящие в огромных масштабах океанов и атмосферы. Инерционность океанических течений настолько велика, что существенные изменения их скорости возможны только при длительном воздействии устойчивых ветров и стабильных перепадов давления.

Океанические течения образуют между материками в обоих полушариях замкнутые конвективные потоки, *вращающиеся по часовой стрелке* (если наблюдать с Северного полюса). Причина этой закономерности заключается в том, что подобно глобальным конвективным ячейкам атмосферы, циркулирующие массы воды *лишь в среднем следуют за общим вращением* Земли.

Приблизительное равенство *азимутальных составляющих* этих скоростей (вдоль линий широты) наблюдается только в средних широтах, где течения идут почти параллельно меридианам. Течения, направляющиеся (от средних широт) в сторону экватора, отстают от скорости, соответствующей вращению Земли, и поэтому смещаются к западу. В то же время течения, направляющиеся в сторону полюсов, имеют азимутальную скорость, превышающую скорость дна, и, таким образом, отклоняются к востоку.

Эти процессы определяют *направление циркуляции воды*, частью которой являются северное и южное пассатные течения, движущиеся вдоль экватора с востока на запад. Таким образом, *направление пассатных океанических течений закономерно совпадает с направлением ветра, именуемого пассатом*. В обоих случаях *направление определяется влиянием суточного вращения Земли*.

На этом фоне «загадочным» выглядит *Межпассатное противотечение*, которое вопреки господствующему на экваторе ветру - пассату, движется в противоположную сторону, обгоняя вращение Земли.

Еще более удивительными свойствами обладает вся система из трех экваториальных течений, которая фактически является «генератором» и создает мощные колебания, фиксируемые во всех океанах. Период этих колебаний составляет десятки суток и соответствует огромному масштабу течений.

Механизм «странных» явлений в районе экватора был исследован с использованием *идеализированной модели течений между континентами*.

Анализ модели показал, что *противотечение* вблизи экватора обязано своим возникновением, с одной стороны, повышенному уровню воды у берегов материка на западе (здесь пассатные течения «упираются» в берег), а, с другой

стороны, пониженному уровню воды у противоположного берега на востоке (из-за действия силы Кориолиса на течения, направляющиеся к экватору вдоль берега).

*Межпассатное противотечение, таким образом, порождается суточным вращением Земли и конвективными течениями южного и северного полушарий.*

Одновременно были наглядно проанализированы *причины асимметрии расположения областей с повышенным и пониженным уровнем воды* вдоль побережья континентов, где происходят так называемые процессы апвеллинга и даунвеллинга (вертикального перемещения воды).

Кроме того, с помощью модели *показано существование положительной обратной связи во взаимодействии трех разнонаправленных течений в экваториальной области.* Возникающая в результате этого «генерация» волн Россби характеризуется *периодичностью, измеряемой десятками суток*, что обусловлено огромными масштабами и относительно медленной скоростью «задействованных в генерации» течений. Предстоит еще большая работа по детализации всех этих процессов с учетом конкретных условий и характера реально существующей береговой линии.

«Пульсирующие» течения порождают, в частности, очень интересную *разновидность самоорганизации движения воды в виде последовательности половинных тороидальных вихрей.* Ярким примером таких необычных явлений являются *волны Россби, наблюдаемые в Гольфстриме.*

Механизм колебаний, управляющий течениями на экваторе, осуществляет одновременно перераспределение теплых масс воды между северным и южным полушариями Земли. *Глобальные конвективные ячейки океанов оказываются связанными между собой посредством Межпассатного противотечения, а колебания в южном и северном полушариях происходят в противофазе.*

Этот особый вид колебаний превосходит по длительности периода все другие процессы планетарного масштаба. Например, гравитационные колебания уровня воды океанов в масштабах планеты имеют период порядка нескольких часов, а солитон тратит на то, чтобы обежать вокруг планеты пару десятков часов.

Следует также учитывать то обстоятельство, что сама *система из трех плотно примыкающих друг к другу разнонаправленных протяженных течений у экватора, очевидно, является источником различного рода турбулентностей и неустойчивостей.* Эта ситуация в какой-то мере напоминает процессы в генераторах на встречных электронных пучках.

Таким образом, *самым удивительным местом на Земле с точки зрения физики океанических течений является район вблизи экватора, где «встречаются» Перуанское и Калифорнийское течения.* Эти течения переходят соответственно в Южное и Северное пассатные течения и образуют своеобразный насос, который «втягивает» Межпассатное противотечение и частично поднимает воду из глубины океана (апвеллинг).

Учитывая огромные мощности колебательных процессов в океане, происходящих у западного побережья американского континента, нельзя также исключать их *воздействия на сейсмическую активность в этом регионе.*

Еще одной *важной особенностью волн Россби является наличие «амплитудной модуляции» со средней периодичностью в один год*. В зимние месяцы течения ослабевают, а соответственно и колебания уменьшаются вплоть до хаотических малых перемещений. Причина сезонных изменений заключается в том, что в зимние месяцы нарастает асимметрия взаимного расположения океанических течений и устойчивых атмосферных ветров. В этих условиях ветры перестают поддерживать течения, и *обычный процесс конвекции в океанах нарушается*. Одновременно прекращаются процессы апвеллинга и даунвеллинга.

Следовательно, затухание волн Россби, связанное с замедлением процессов конвекции (ослаблением течений), фактически является индикатором начала развития катастрофического явления Эль-Ниньо.

В завершение еще раз обратим внимание на то обстоятельство, что *затрудненная конвекция воды в океанах (вызванная тем, что нагрев воды происходит сверху) критически сказывается на климате Земли*. Фактически все определяется тонким слоем разогретых океанических вод вблизи экватора.

Огромные массы холодной воды, занимающие, в том числе, и океанические глубины на экваторе, оказываются не задействованными в процессах конвекции.

Заметим также, что в далекой перспективе влияние вращения Земли на процессы конвекции будет ослабевать, так как *Луна замедляет суточное вращение Земли*. Это будет происходить почти вплоть до полной остановки вращения, когда сутки увеличатся приблизительно до 50 нынешних суток [9].

Выражаю искреннюю признательность П.И. Радикевичу и А.С. Богомолу за ценные замечания.

## Литература

1. Физические величины. Справочник. - М.: Энергоатомиздат, 1991.
2. Пери А.Х., Уокер Дж.М. Система океан-атмосфера. 1979. Л.: Гидрометеиздат. 195 с.
3. Helmgoltz H., von. Ueber Integrale der hydrodynamischen Gleichungen, welche den Wirbelbewegungen entsprechen. Crelle's J. 1858. V. 55.
4. Алексеев В.В., Гусев А.М. Свободная конвекция в геофизических процессах. УФН, 1983 г. октябрь, т. 141, вып. 2.
5. Верин О.Г. Идеальный вихрь: воронка, вихревой шнур, тороидальный вихрь. <https://mindfields.ru/publics/36>
6. Бондаренко А.Л. Эль-Ниньо – Ла-Нинья: механизм формирования// Природа. №5. 2006. С. 39 – 47.
7. Бондаренко А.Л. Взаимодействие океана и атмосферы. Волны Россби Мирового океана. <http://www.randewy.ru/gml/rossbi3.html>
8. Верин О.Г. Солитон и физика. <http://www.sciteclibrary.ru/rus/catalog/pages/12297.html>
9. Верин О.Г. Луна и Земля: выяснение отношений. <http://technic.itizdat.ru/docs/verin/FIL13787579610N723698001/1>