

Министерство образования и науки Российской Федерации

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САРАТОВСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ Н.Г.ЧЕРНЫШЕВСКОГО»

Кафедра метеорологии и климатологии

Характеристика ветрового режима в Северном полушарии

АВТОРЕФЕРАТ БАКАЛАВРСКОЙ РАБОТЫ

студента _____ 5 _____ курса _____ 521 _____ группы

направления _____ 05.03.05 Прикладная гидрометеорология _____

_____ географического факультета _____

_____ Бирюкова Сергея Вячеславовича _____

Научный руководитель

доцент, к.г.н., доцент _____ С.В. Морозова

Зав. кафедрой

д.ф.-м.н. _____ М.Б. Богданов

Саратов 2018

Введение. Под общей циркуляцией атмосферы (ОЦА) понимают совокупность основных воздушных течений, которые осуществляют горизонтальный и вертикальный перенос воздушных масс.

На общую циркуляцию атмосферы оказывают воздействие как внешние астрономические и геофизические климатообразующие факторы, так и внутренние геофизические климатообразующие факторы. Таким образом, ОЦА является одной из характеристик состояния климатической системы.

ОЦА состоит из ряда крупномасштабных движений. Среди них наибольший масштаб имеет западный перенос воздушных масс, который охватывает тропосферу и часть стратосферы внетропических широт летом и всю стратосферу зимой.

Также важной составляющей ОЦА является циркуляция воздуха в системе циклонов и антициклонов, которые распространяются во внетропических широтах.

Воздушные течения в ОЦА характеризуются тем, что скорости горизонтальной составляющей потока в процессах крупного масштаба в среднем на два-три порядка больше скорости вертикальной составляющей, которая измеряется сантиметрами в секунду. В отдельных случаях вертикальные токи могут быть очень сильными.

Атмосферные движения имеют вихревой характер и отличаются нестационарностью. Это приводит к тому, что атмосферная циркуляция все время меняется.

Существуют различные методы изучения общей циркуляции атмосферы: синоптический, статистический и гидродинамический. Синоптический метод заключается в изучении крупномасштабных воздушных течений с помощью карт погоды, статистический метод основан на анализе полей крупномасштабных движений, гидродинамический метод содержит в своей основе математическое моделирование атмосферных процессов с помощью уравнений гидродинамики.

Целью бакалаврской работы рассмотреть понятия геострофический ветер, градиентный ветер, рассчитать скорости геострофического ветра в северном полушарии за период с 1949 по 2010 гг.

Основное содержание работы. Земная климатическая система состоит из нескольких непрерывно взаимодействующих между собой частей – атмосферы, суши, океана, криосферы и биосферы, имеющих различные теплофизические характеристики и времена релаксации. Современное состояние глобальной климатической системы характеризуется потеплением, которое началось в конце XIX века, наиболее ярко проявилось с середины семидесятых годов прошлого века и продолжается в настоящее время с существенным замедлением темпа. Подобные изменения средней температуры воздуха характерны и для Северного, и для Южного полушарий.

Как в дальнейшем поведёт себя земная климатическая система - перейдёт в новое качественное состояние – стабилизацию или похолодание, или наблюдаемое замедление темпа продолжится очередным ростом глобальной осредненной температуры, возможно, ещё более быстрым? Однозначного ответа на этот вопрос нет. Основанные на расчетах по моделям общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) климатические сценарии, достаточно неопределённые, среди них встречаются как «мягкие», так и крайнерадикальные. Если относительно влияния антропогенных факторов на процессы в земной климатической системе имеется известная ясность (ведётся мониторинг содержания парниковых газов и аэрозолей в атмосфере и оценивается их вклад в радиационное воздействие), то по поводу естественных факторов такой ясности нет. Многие из них еще недостаточно изучены, а некоторые просто не известны. Учёт в моделях естественных факторов представляется наисложнейшей и далёкой от своего решения научной задачей. Кроме того, естественные механизмы, действующие внутри ЗКС, реагируют на внешние воздействия и вызывают в ней различные климатические возмущения. Эти возмущения проходят через сложнейшую систему обратных связей и могут реализоваться в виде погодно-климатических аномалий.

По мнению ученых, короткопериодные климатические и погодные вариации вызываются, главным образом, изменениями режима общей циркуляции атмосферы. Именно ОЦА формирует региональную изменчивость климата. Изменение характера воздушных течений и расположения основных структурных элементов ОЦА создают довольно устойчивые погодные аномалии в отдельных регионах и формируют изменчивость регионального климата). В глобальном плане основная роль отводится астрономическим и геофизическим, а также антропогенным факторам. Вопрос о роли общей циркуляции атмосферы в глобальных климатических процессах остается открытым.

Структурные элементы ОЦА, по масштабам сравнимые с размерами больших частей материков и океанов (центры действия атмосферы, высотные гребни и ложбины и т.п.), безусловно, формируют аномалии макропогоды над соответствующими территориями. Однако существуют и глобальные объекты циркуляции, такие как планетарная высотная фронтальная зона (ПВФЗ), циркумполярный вихрь, полюс циркуляции, влияние которых не ограничивается отдельными географическими районами. Вполне возможно, что эти планетарные объекты циркуляции, в свою очередь, могут оказывать влияние на глобальный климат.

Планетарная высотная фронтальная зона является структурным элементом общей циркуляции атмосферы глобального масштаба, выделяемым на среднем уровне тропосферы.

Причина существования планетарной высотной фронтальной зоны – неравномерное распределение разности температур между полярными районами и экватором. Чаще всего ПВФЗ определяют как сравнительно узкую полосу сосредоточения максимальных градиентов температуры, давления, энергии атмосферной циркуляции и изменения скоростей ветра.

Планетарная высотная фронтальная зона – один из наиболее активных структурных элементов ОЦА. В её области происходит непрерывное преобразование потенциальной энергии разнородных воздушных масс в

кинетическую энергию струйных течений, вертикальных движений и развиваются активные процессы цикло- и антициклогенеза. Эта зона в целом располагается вдоль параллели, но может существенно отклоняться от нее, огибая ложбины с юга, а гребни с севера. Ширина ПВФЗ обычно составляет восемьсот – тысяча километров.

Известны сезонные миграции ПВФЗ – летом она продвигается к северу, зимой опускается к югу. Активность процессов, протекающих в области ее локализации, изменяется с изменением контраста температур экватор – полюс. Так как контраст температур зимой в два раза выше, чем летом, то активность ПВФЗ наиболее высока в зимний период и ослаблена в летний.

Барическое поле и ветер. Ветер возникает из-за неравномерного распределения атмосферного давления, т.е. благодаря существованию горизонтальных разностей давления. Если бы давление воздуха на каждой горизонтальной плоскости (на каждой поверхности уровня) было во всех точках одинаково, ветра бы не было. При неравномерном распределении атмосферного давления воздух стремится перемещаться из мест с более высоким давлением в места с более низким давлением.

Как мы видели, мерой неравномерности распределения давления является *горизонтальный барический градиент* $-\frac{\partial p}{\partial n}$. Воздух стремится двигаться от высокого давления к низкому по наиболее короткому пути, т.е. по нормали к изобаре, а это и есть направление барического градиента. При этом воздух получает ускорение тем больше, чем больше барический градиент. *Следовательно, барический градиент есть сила, сообщающая воздуху ускорение, т.е. вызывающая ветер и меняющая его скорость.* Действительно, если мы рассмотрим размерность $-\frac{\partial p}{\partial n}$, то получим

$$\left[\frac{\partial p}{\partial n} \right] = \left[\frac{\text{Н}}{\text{м}^2 \text{м}} \right] = \left[\frac{\text{Н}}{\text{м}^3} \right].$$

Следовательно, горизонтальный барический градиент есть равнодействующая сил давления, действующая в горизонтальном направлении

на единицу объема воздуха (подобно тому, как вертикальный барический градиент есть равнодействующая сил давления, действующих на единицу объема по вертикали). Таким образом, горизонтальный барический градиент является силой, отнесенной к единице объема [1, 2].

Чтобы получить силу барического градиента, действующую на единицу массы, нужно градиент разделить на плотность воздуха. Тогда для силы горизонтального барического градиента, действующей на единицу массы, получим выражение $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}$. По направлению эта сила в каждой точке барического поля совпадает с направлением нормали к изобаре в сторону убывания давления. В атмосфере сила барического градиента является единственной силой, которая приводит воздух в движение и увеличивает его скорость. Все другие силы, проявляющиеся при движении воздуха, могут лишь тормозить движение и (или) отклонять его от направления градиента.

Сила, рассчитанная на единицу массы, равна ускорению, сообщаемому этой силой. Следовательно, выражение $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}$ численно равно ускорению, которое получает воздух под действием барического градиента. Найдем порядок величины этого ускорения. Пусть температура воздуха 0°C , а давление 1000 гПа. Стандартное значение для плотности воздуха при температуре 0°C и давлении 1000 гПа равно $1,273 \text{ кг/м}^3$. Барический градиент примем равным 1 гПа на 100 км; $1 \text{ гПа} = 10^2 \text{ Н/м}^2 = 10^2 \text{ кг/(м} \cdot \text{с}^2)$. Подставив все числовые значения, получим 10^{-3} м с^{-2}

Таким образом, градиент в 1 гПа на 100 км создает ускорение примерно $0,001 \text{ м/с}^2$ или 1 мм/с^2 . Это очень небольшое значение, но оказывается, что и остальные силы, действующие на воздух в горизонтальном направлении, того же порядка.

Если бы на воздух действовала только сила барического градиента, то движение воздуха под действием этой силы было бы равномерно ускоренным. И хотя ускорение, сообщаемое воздуху силой градиента, невелико, при длительном действии этой силы воздух получил бы очень большие и притом

неограниченно растущие скорости. В действительности в атмосфере этого не наблюдается. Воздух движется, как правило, со скоростью несколько метров и иногда — несколько десятков метров в секунду, причем обычно скорость ветра медленно меняется во времени. Это значит, что кроме силы барического градиента на движущийся воздух действуют другие силы, более или менее уравновешивающие силу градиента [1, 7].

Геострофический ветер. Рассмотрим частицу воздуха, имеющую единицу массы. Пусть частица находится в простейшем барическом поле, которое описывается системой параллельных и равноотстоящих изобар. Будем считать, что трение отсутствует и частица находится в Северном полушарии. Под действием силы градиента давления частица начнет двигаться от высокого давления к низкому вдоль нормали к изобаре. Но как только частица начинает двигаться, на нее немедленно начинает действовать сила Кориолиса, которая будет отклонять частицу вправо от направления движения под прямым углом. Будем считать, что барическое поле не меняет свою форму, поэтому на частицу продолжает действовать градиент давления, а сила Кориолиса будет все время поворачивать частицу вправо. Равнодействующая сил градиента давления и Кориолиса будет увеличивать скорость частицы. По мере возрастания скорости частицы сила Кориолиса, пропорциональная скорости, также будет возрастать, а значит, будет возрастать и ее отклоняющее действие. В конце концов, частица придет в такое положение, когда градиент давления будет в точности уравновешен силой Кориолиса. Это произойдет, когда сила Кориолиса будет направлена вдоль силы барического градиента в противоположную сторону и равна ему по величине. В этом случае наша единица массы воздуха будет совершать прямолинейное равномерное движение. Такое движение называется *геострофическим*, а ветер — *геострофическим ветром*. Таким образом, при *геострофическом движении вектор силы градиента и вектор силы Кориолиса равны по модулю и направлены взаимно противоположно, а воздух совершает равномерное и прямолинейное движение. Отклоняющая сила вращения Земли в Северном полушарии направлена вправо под прямым углом к направлению*

скорости движения частицы воздуха; следовательно, сила градиента давления должна быть направлена под прямым углом влево от направления скорости движения и равна по величине отклоняющей силе. Сила градиента давления направлена по нормали к изобаре, следовательно, под прямым углом к силе градиента давления лежит изобара. Это значит, что скорость геострофического ветра направлена вдоль изобары, т.е. *геострофический ветер дует вдоль изобар*, оставляя в Северном полушарии низкое давление слева (рис. 2.1) [1, 10].

В Южном полушарии сила Кориолиса направлена под прямым углом влево от скорости движения, следовательно, геострофический ветер должен дуть вдоль изобар, оставляя низкое давление справа. Величину скорости геострофического ветра можно найти, написав условие равенства векторов действующих сил: $G + A = 0$ или $-G = A$. Переходя к модулям, можно записать

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} = 2\omega V_g \sin\varphi \quad (1)$$

Отсюда для скорости геострофического ветра получим выражение

$$V_g = -\frac{1}{2\omega\rho\sin\varphi} \frac{\partial P}{\partial n} \quad (2)$$

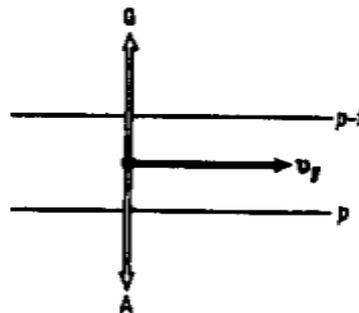


Рисунок 1 - Геострофический ветер: G — сила барического градиента, A — отклоняющая сила вращения Земли, V_g — скорость ветра [1]

Это выражение показывает, что *скорость геострофического ветра прямо пропорциональна барическому градиенту*. Чем больше градиент, т.е. чем гуще проходят изобары, тем сильнее ветер. Формула (2.2) показывает также, что геострофический ветер обратно пропорционален плотности и синусу широты.

Обратная пропорциональность геострофического ветра плотности означает, что при одном и том же градиенте давления с высотой скорость геострофического ветра будет больше. Зависимость скорости геострофического ветра от широты приводит к выводу, что на экваторе, где $\sin 0^\circ=0$, геострофический ветер не существует, поскольку он равен бесконечности [1].

Придадим формуле $V_g = -\frac{1}{2\omega\rho\sin\varphi}\frac{\partial P}{\partial n}$ рабочий вид. Для этого подставим в формулу (3.2) числовые значения плотности воздуха при стандартных условиях давления и температуры на уровне моря (0°C , 1000 гПа), заменим угловую скорость вращения Земли ее числовым значением, выразим градиент давления в гектопаскалях на 100 км, а скорость ветра в метрах в секунду. Тогда получим формулу (2) в виде, удобном для определения скорости геострофического ветра на уровне моря:

$$V_g = -\frac{1000\Delta P \text{ м}^3 \cdot \text{кг}}{2 \cdot 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1} \cdot 1,273 \text{ кг} \cdot \sin\varphi \text{ м} \cdot \text{с}^2 \cdot 100000 \text{ м } \Delta n'}$$

$$V_g = -\frac{5,4 \Delta P}{\sin\varphi \Delta n} \quad (3)$$

где $\Delta P/\Delta n$ в гектопаскалях на 100 км, а V_g в м/с.

Например, при барическом градиенте 1 гПа/100 км под широтой 55° V_g - 6,6 м/с. При градиенте 2 гПа на 100 км и под широтой 30° $V_g = 21,6$ м/с.

Необходимым условием существования геострофического ветра было отсутствие силы трения. Но у земной поверхности сила трения существует и достаточно велика. Поэтому ветер у земной поверхности всегда отличается от геострофического. И только выше уровня 1000 м, где влияние силы трения становится незначительным, действительный ветер уже близок к

геострофическому, т.е. дует по изобарам со скоростью, определяемой формулой (2). Наконец, хотя действительный ветер, как правило, не является вполне равномерным движением, все же ускорения в атмосфере обычно невелики.

В действительности ветер в свободной атмосфере отклоняется от изобар в ту или иную сторону, но на очень небольшой угол, часто на несколько градусов. Скорость его хотя и близка к скорости геострофического ветра, но не в точности равна ей. Тем не менее, близость действительного ветра в свободной атмосфере в умеренных широтах к геострофическому ветру дает возможность с достаточной для практики точностью определять скорость и направление действительного ветра на высотах по распределению давления.

Таким образом, климатически значимым следствием может быть то, что при переходе климатической системы из одного качественного состояния в другое происходят изменения не только глобальной температуры, но и ветрового режима, а роль глобальных объектов циркуляции в формировании климатической изменчивости заключается в изменениях такой климатической характеристики, как планетарный ветровой режим. По данным, на территории России произошло уменьшение скорости ветра, причину которого связывают с изменением режима общей циркуляции атмосферы. Однако выяснение причин ослабления скоростей далеко не однозначно. Так, в исследованиях некоторых ученых с соавторами показано, что в последнее время (два – три десятилетия) наблюдается увеличение числа дней с циклонической циркуляцией, следствием чего является усиление скоростей ветра в связи с частым прохождением атмосферных фронтов. Однако эти же авторы делают вывод о противоречии фактов увеличения повторяемости циклоничности и уменьшения скоростей ветра. Уменьшение скорости ветра на территории России иногда объясняют снижением повторяемости формы W-циркуляции. Тем не менее с 70-х гг. отмечается рост повторяемости зональных процессов, что также не позволяет объяснить снижение скорости ветра этим фактором. Вполне возможно, что

причиной ослабления ветра является изменение качественного состояния глобального объекта циркуляции – планетарной высотной фронтальной зоны.

Заключение. В результате проведенного исследования были получены следующие результаты: - по среднегодовым данным скорость ветра на среднем уровне тропосферы уменьшается; - амплитуда колебаний значений геострофического ветра самая малая в июле, самая большая – в январе; - в зимние месяцы тенденция изменения скорости ветра на полушарии неоднозначна: в декабре наблюдается слабый рост, в январе линия тренда распределяется равномерно, а в феврале средняя зональная скорость ветра падает; - в весенние месяцы тенденция изменения скорости ветра на полушарии направлена в сторону падения: в марте и мае средняя зональная скорость ветра незначительно уменьшается, а в апреле наблюдается достаточно резкое падение; - в летние месяцы тенденция изменения скорости ветра на полушарии неоднозначна: в июне и июле средняя зональная скорость ветра падает, в августе – растет; - в осенние месяцы тенденция изменения скорости ветра на полушарии также неоднозначна: в сентябре и ноябре отмечается слабое уменьшение средней зональной скорости ветра, а в октябре отмечается слабый рост скорости ветра; - по значениям среднего квадратического отклонения (σ), характеризующего разброс случайной величины относительно его среднего значения, можно увидеть, что наибольшая изменчивость характерна для второй волны глобального потепления в январе месяце.