

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Оренбургский государственный университет»

Кафедра экологии и природопользования

А. И. Байтелова, О. В. Чекмарева, О. С. Ишанова

УЧЕНИЕ ОБ АТМОСФЕРЕ

Методические указания

Рекомендовано к изданию редакционно-издательским советом федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего образования «Оренбургский государственный университет» для обучающихся по образовательной программе высшего образования по направлению подготовки 05.03.06 Экология и природопользования

Оренбург
2019

УДК 551.5(076.5)
ББК 26.23я7
Б18

Рецензент – доцент, кандидат технических наук Т.Ф. Тарасова

Байтелова, А. И.
Б18 Учение об атмосфере : методические указания / А. И. Байтелова,
О. В. Чекмарева, О. С. Ишанова; Оренбургский гос. ун-т. – Оренбург : ОГУ,
2019. – 73 с.

Методические указания содержат материалы по исследованию и оценке атмосферных процессов, изучаемых в теоретическом курсе. В методических указаниях дано описание работ, связанные с определением метеорологических показателей и параметров, оказывающих влияние на экологическое состояние атмосферного воздуха. В методических указаниях содержатся исходные материалы для выполнения практических и самостоятельных заданий, и написания курсовой работы.

Методические указания предназначены для выполнения практических работ и курсовой работы по дисциплине «Учение об атмосфере» для обучающихся по образовательной программе высшего образования по направлению подготовки 05.03.06 Экология и природопользования.

УДК 551.5(076.5)
ББК 26.23я7

© Байтелова А. И.,
Чекмарева О. В.,
Ишанова О. С., 2019
© ОГУ, 2019

Содержание

| | |
|---|----|
| 1 Основные понятия о времени..... | 4 |
| 2 Расчет характеристик влажности и плотности сухого и влажного воздуха | 26 |
| 3 Расчет изменений давления с помощью уравнения статики. Барический градиент, барическая ступень..... | 35 |
| 4 Расчет эффективного излучения и радиационного баланса земной поверхности .. | 39 |
| 5 Расчет составляющих теплового баланса и анализ соотношения между ними | 47 |
| 6 Конденсация водяного пара в атмосфере. Образование и физические характеристики туманов | 53 |
| 7 Скорость и направление ветра в пограничном слое | 56 |
| 8 Требования, предъявляемые к курсовой работе | 64 |
| 8.1 Выбор темы курсовой работы..... | 64 |
| 8.2 Порядок подготовки курсовой работы | 64 |
| 8.3 Структура курсовой работы | 66 |
| 8.4 Общие правила оформления текстового материала курсовой работы..... | 68 |
| Список рекомендуемой литературы..... | 70 |
| Приложение А Уравнение времени (разность между средним и истинным солнечным временем в минутах)..... | 72 |
| Приложение Б Часовые пояса Российской Федерации | 73 |

1 Основные понятия о времени

Цель работы: рассмотреть основные единицы измерения времени.

Общие положения. Основы измерения времени. Вопрос измерения времени решался на протяжении всей истории развития человечества. Проблема времени одна из древнейших. На первый взгляд кажется, что время является очень простым понятием. Но вместе с тем трудно себе представить более сложное понятие, чем время.

Время непрерывно течет и не может быть остановлено. На разных этапах развития науки и техники разрабатывались различные средства и способы его измерения.

Время имеет большое значение в жизни человека и всего современного общества. Знание точного времени необходимо во многих отраслях науки, техники, в народном хозяйстве и в быту.

Измерение времени основано на вращении Земли вокруг своей оси и на обращении ее вокруг Солнца. Эти процессы непрерывно совершаются в природе и имеют достаточно постоянные периоды повторения, что позволяет использовать их в качестве естественных единиц измерения времени. Кроме указанных естественных процессов, для измерения времени пользуются различными искусственно создаваемыми процессами, имеющими стабильный период повторения, например колебания маятника или колебания кварцевой пластинки, помещенной в высокочастотное электрическое поле.

До недавнего времени считалось, что период вращения Земли строго постоянен, и поэтому предполагалось, что самые идеальные часы — это вращающаяся Земля. Ныне доказано, что скорость вращения Земли не является абсолютно постоянной. Поэтому для точного измерения времени стали использовать другие естественные процессы, постоянство периодичности которых превосходит постоянство периода вращения Земли. Такими процессами являются собственные колебания молекул и атомов некоторых веществ. С помощью

молекулярных и атомных часов удается измерять время с точностью 10^{-9} . Применение высокоточных атомных часов позволило определить неравномерность вращения Земли. Атомные и молекулярные часы очень сложны и применяются в тех областях науки и техники, где нужна очень высокая точность измерения времени.

Астрономические методы измерения времени отличаются своей простотой и широко применяются в практике для проверки часов по скорости вращения Земли с точностью, удовлетворяющей многие современные практические и научные требования.

При измерении времени астрономическими методами основными единицами являются сутки и год.

Сутками называется промежуток времени, в течение которого Земля совершает полный оборот вокруг своей оси относительно какой-нибудь точки на небесной сфере. Сутки делятся на 24 ч, час — на 60 мин, минута — на 60 с, секунда — на десятые, сотые и более мелкие доли. Для измерения больших промежутков времени служит другая единица — тропический год, соответствующий периоду обращения Земли вокруг Солнца.

В авиационной астрономии применяются три различных единицы измерения времени: звездные, истинные солнечные и средние солнечные сутки. Время, измеряемое этими единицами, называется соответственно звездным, истинным солнечным и средним солнечным временем.

Продолжительность суток зависит от того, относительно какой точки на небесной сфере определяется период вращения Земли вокруг своей оси. За точки, по которым определяется продолжительность суток, принимаются: точка весеннего равноденствия, центр истинного или центр среднего Солнца. За начало суток принимается момент верхней (или нижней) кульминации избранной точки на данном меридиане. Название времени принято давать в зависимости от названия меридиана, на котором оно определяется, и названия точки, выбранной для определения периода вращения Земли. Например, местное звездное время, гринвичское истинное солнечное время.

Изучение вопросов измерения времени по движению небесных светил требует определенной теоретической базы, основой которой являются единицы звездного и солнечного времени.

Истинное солнечное время. Истинное солнечное время связано с движением истинного Солнца. В качестве единицы измерения времени приняты истинные солнечные сутки. Из практических соображений условились за начало истинных солнечных суток на данном меридиане считать момент нижней кульминации истинного Солнца, т. е. момент средней полуночи (рисунке 1.1). Это вызвано тем, что начало суток удобнее считать не с полудня, а с полуночи. В противном случае пришлось бы изменять дату среди дня. Промежуток времени между двумя последовательными нижними кульминациями центра видимого диска истинного Солнца на одном и том же меридиане называется истинными солнечными сутками. В момент нижней кульминации истинного Солнца его часовой угол равен 180° , а истинное солнечное время равно 0. Вследствие вращения Земли часовой угол будет увеличиваться и по его изменению можно судить о времени нижней кульминации истинного Солнца.

Таким образом, *истинным солнечным временем* T_\odot называется время, протекшее от момента нижней кульминации истинного Солнца до любого другого его положения и выраженное в долях истинных солнечных суток. Истинное солнечное время на данном меридиане в любой момент численно равно часовому углу истинного Солнца t_\odot выраженному во времени, и измененному на 12 ч, т. е. $T_\odot = t_\odot \pm 12\text{ч}$.

Если Солнце не закрыто облаками, то можно непосредственно измерить его часовой угол и затем рассчитать истинное солнечное время. В момент верхней кульминации (в истинный полдень) $t_\odot = 0$ и, следовательно, истинное солнечное время в полдень всегда равно 12 ч.

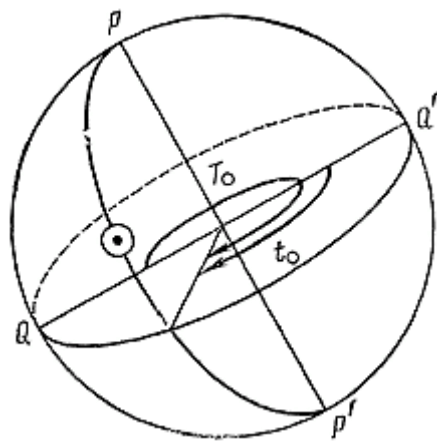


Рисунок 1.1 - Истинное солнечное время

Как видно из этого, измерять время истинными солнечными сутками просто. Истинное солнечное время согласуется с условиями естественного освещения, но все же пользоваться им в повседневной жизни так же неудобно, как и звездным. Сложность применения этого времени в повседневной жизни состоит в том, что продолжительность истинных солнечных суток в течение года меняется. И хотя это изменение невелико, учесть его практически нельзя, так как для этого нужно было бы ежедневно регулировать часы, чтобы они показывали истинное время.

Истинные солнечные сутки изменяют свою продолжительность в течение года по двум причинам. Первая причина состоит в том, что неравномерное движение Земли по орбите вокруг Солнца определяет неравномерность видимого движения Солнца по эклиптике. В летнее время оно движется медленнее, чем в зимнее. Поэтому истинные солнечные сутки длиннее зимой, а короче летом. Максимальная разница в продолжительности истинных солнечных суток составляет примерно 51 с.

Вторая причина изменения продолжительности истинных солнечных суток заключается в том, что Солнце движется не по небесному экватору, в плоскости которого ведется отсчет часовых углов, а по эклиптике, значительно наклоненной к небесному экватору. Поэтому даже если бы Солнце перемещалось по эклиптике равномерно, то и тогда бы продолжительность истинных солнечных суток была бы неодинаковой. Из рисунка 1.2 видно, что равные дуги $A=AB=BC$ эклиптики, спроектированные на небесный экватор, образуют отрезки, которые по величине

отличаются от соответствующих отрезков эклиптики. Вблизи равноденственных точек спроектированные отрезки меньше соответствующих отрезков эклиптики, а вблизи точек солнцестояний больше. Уменьшение отрезков вблизи равноденственных точек обусловлено наклоном проектируемых дуг эклиптики к небесному экватору, а увеличение отрезков вблизи точек солнцестояний — расхождением часовых кругов по мере их удаления от полюсов.

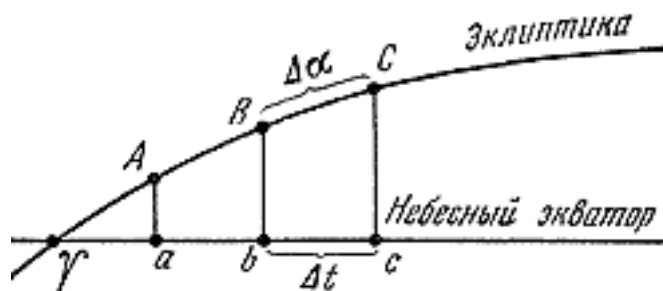


Рисунок 1.2 - Влияние наклона эклиптики на продолжительность истинных солнечных суток

Указанные причины приводят к тому, что истинные солнечные сутки непостоянны по своей продолжительности и поэтому мерой времени служить не могут, так как основное свойство единицы измерения — ее постоянство. Поскольку истинное солнечное время неравномерно и продолжительность истинных солнечных суток не является постоянной величиной в течение года, пользоваться истинным солнечным временем в повседневной жизни неудобно. Поэтому для измерения солнечного времени в практической жизни было введено среднее Солнце, которое обеспечивает постоянство продолжительности солнечных суток и в то же время связывает их с движением истинного Солнца.

Среднее солнечное время. За основную единицу среднего солнечного времени приняты средние солнечные сутки.

Средним Солнцем называется воображаемая точка на небесной сфере, равномерно движущаяся по небесному экватору в том же направлении, в котором истинное Солнце движется по эклиптике, и совершающая полный оборот за то же

время, что и истинное Солнце. За начало средних солнечных суток на данном меридиане (рисунок 1.3) принят момент нижней кульминации среднего Солнца (средняя полночь). Промежуток времени между двумя последовательными нижними кульминациями среднего Солнца на одном и том же меридиане называется средними солнечными сутками. Продолжительность средних солнечных суток постоянна и равна средней продолжительности истинных солнечных суток за год. Время, протекшее от момента нижней кульминации среднего Солнца до любого другого его положения, выраженное в долях средних солнечных суток, называется средним солнечным временем t . Среднее солнечное время на данном меридиане в любой момент численно равно часовому углу среднего Солнца выраженному во времени и измененному на 12 ч, т. е. 12 ч.

Знак плюс берется в том случае, если часовой угол среднего Солнца, выраженный во времени, меньше 12 ч, а знак минус — если больше 12 ч.

Введение среднего Солнца устраняет непостоянство продолжительности солнечных суток и неравномерность истинного солнечного времени.

Продолжительность средних солнечных суток строго постоянна, и они вполне согласуются с движением истинного Солнца. В этом и состоит практическое значение среднего Солнца.

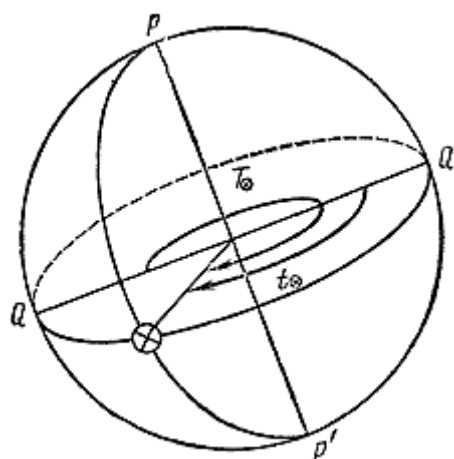


Рисунок 1.3 - Среднее солнечное время

Хотя между истинным и средним солнечным временем имеется некоторая разность, по она незначительная и поэтому человек не замечает расхождения между средним солнечным временем и положением истинного Солнца над горизонтом.

Среднее солнечное время положено в основу измерения времени в повседневной жизни.

Уравнение времени. Среднее солнечное время невозможно определить путем непосредственного наблюдения среднего Солнца, так как среднее Солнце является воображаемой точкой, которая на небесной сфере ничем не обозначена. Поэтому среднее солнечное время определяют через истинное.

Для перехода от истинного к среднему солнечному времени необходимо знать поправку, называемую уравнением времени вычисленную для момента наблюдения истинного Солнца.

Уравнением времени η называется разность между средним и истинным солнечным временем в один и тот же момент (рисунок 1.4). Уравнение времени определяется по формуле $\eta = T_{\otimes} - T_{\odot}$. Так как среднее Солнце может проходить меридиан наблюдателя то раньше, то позже истинного Солнца, уравнение времени может быть как положительной, так и отрицательной величиной. Из последнего соотношения следует: $T_{\otimes} = T_{\odot} + \pm\eta$. Таким образом: среднее солнечное время в любой момент равно алгебраической сумме истинного солнечного времени и уравнения времени.

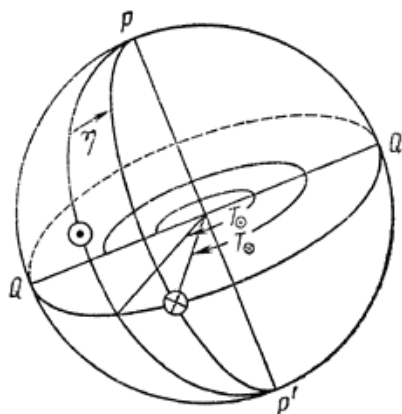
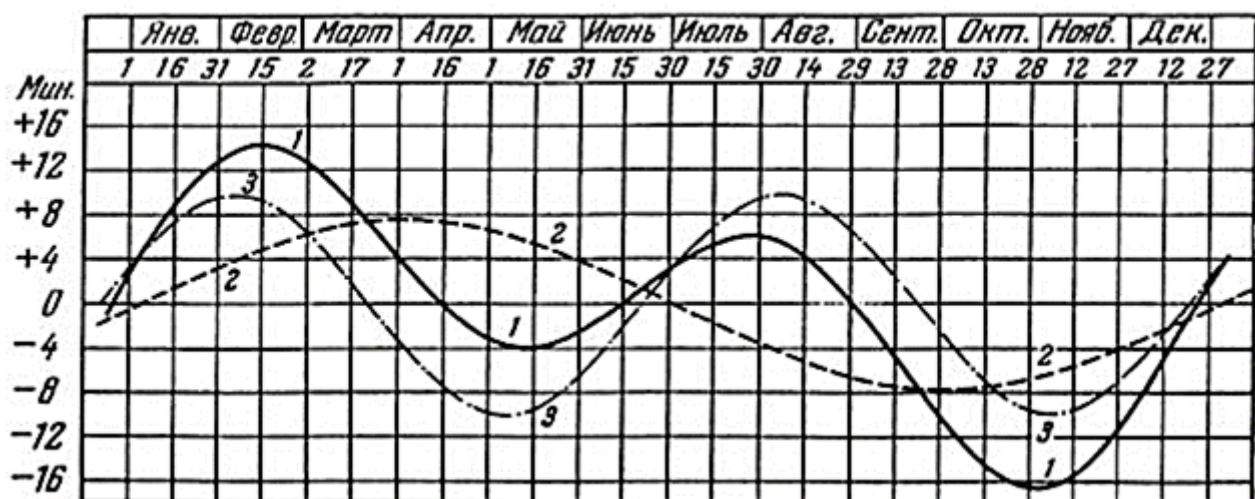


Рисунок 1.4 - Уравнение времени

Уравнение времени может быть приближенно определено по графику уравнения времени (рисунок 1.5) или точно вычислено ААЕ для любого момента, так как оно в отдельные дни года может изменяться в течение суток более чем на 30 с. Как видно из графика, уравнение времени в течение года изменяется в пределах от +14,3 до -16,4 мин и четыре раза равно нулю: около 15 апреля, 14 июня, 1 сентября и 24 декабря. В эти дни среднее и истинное Солнце находятся на одном часовом круге и поэтому среднее солнечное время не расходится с истинным солнечным временем. Наибольшее положительное значение (+ 14,3 мин) уравнение времени имеет около 11 февраля, а наибольшее отрицательное (-16,4 мин) около 2 ноября.

Уравнение времени позволяет переходить от истинного солнечного времени к среднему и наоборот. В авиационной астрономии уравнение времени используется для приближенного расчета часового угла истинного Солнца, когда нет ААЕ, по показанию часов, идущих по среднему времени. В практике также приходится рассчитывать время кульминации истинного Солнца по среднему времени, так как оно вследствие изменения уравнения времени в течение года для каждого дня будет различным.



1- уравнение времени, 2 – уравнение центра, 3 – уравнение от наклона эклиптики

Рисунок 1.5 - График уравнения времени

Системы счисления времени. В авиационной практике приходится изучать и применять несколько систем счисления времени. Наличие различных систем счисления вызвано практическими потребностями самолетовождения. В практике приходится вести счисление времени для меридиана наблюдателя, гринвичского меридиана и средних меридианов часовых поясов. В зависимости от того, на каком меридиане определяется время, различают системы местного, гринвичского и поясного времени. Существует еще система счисления декретного времени. В штурманской практике приходится очень часто переходить от одной системы к другой. Для того чтобы правильно пользоваться системами счисления времени, необходимо глубоко усвоить их сущность.

Приступая к рассмотрению систем счисления времени, следует заметить, что до недавнего времени в астрономии за начало средних солнечных суток принимался момент верхней кульминации среднего Солнца, а в обыденной жизни — момент нижней кульминации. Поэтому приходилось различать среднее время «астрономическое» и «гражданское». В связи с тем, что в настоящее время и в астрономии и в обыденной жизни среднее время принято считать от единого момента — момента нижней кульминации — надобность в указанных терминах отпала.

Местное время. При решении многих задач авиационной астрономии необходимо знать местное время, которое лежит в основе всех астрономических наблюдений.

Местным временем называется время на данном географическом меридиане (меридиане наблюдателя). Каждый меридиан имеет свое местное время. Оно может быть звездным, истинным солнечным и средним солнечным. Все эти времена имеют некоторые общие особенности. Рассмотрим их применительно к местному среднему солнечному времени T_m , отсчет которого ведется от меридиана средней полуночи.

На рисунке 1.6 точка O представляет собой Северный полюс Земли, прямая OA — меридиан средней полуночи, а прямые OB и OC — географические меридианы пунктов B и C земной поверхности, имеющих географические долготы

λ_1 и λ_2 . Местное среднее солнечное время на указанных меридианах в один и тот же момент обозначено через T_{M1} и T_{M2} .

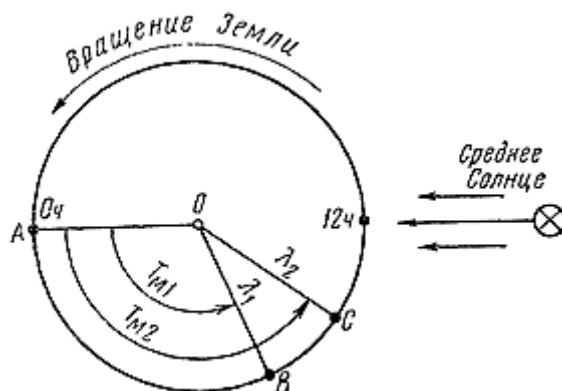


Рисунок 1.6 - Местное среднее солнечное время

Непосредственно из рассматриваемого рисунка можно установить особенности местного времени:

- на всем географическом меридиане местное время в один и тот же момент одинаково;

- на восток от любого меридиана местное время увеличивается, а на запад уменьшается;

- разность местных времен на двух меридианах в один и тот же момент всегда равна разности долгот этих меридианов, выраженной в единицах времени, т. е. $T_{M2} - T_{M1} = \lambda_2 - \lambda_1$. Это соотношение широко используется при решении практических задач авиационной астрономии. Оно позволяет определять местное время в заданном пункте по известному времени другого пункта. Местным средним солнечным временем пользоваться в повседневной жизни неудобно, так как даже в различных районах одного большого города оно отличается на некоторую величину, и поэтому увязать его в повседневной жизни, работе транспорта и связи очень трудно.

Зависимость между временем и долготой места. Местное время тесно связано с долготой места. Следовательно, между временем и долготой места существует определенная зависимость, которую можно установить на основании

суточного вращения Земли. За сутки Земля делает полный оборот на 360° относительно той точки небесной сферы, по которой определяется время. Исходя из этого можно вывести следующую зависимость между временем и долготой места: $360 = 24 \text{ ч}$; $15 = 1 \text{ ч}$; $15' = 1 \text{ мин}$; $15'' = 1 \text{ с}$; $1^\circ = 4 \text{ мин}$; $1' = 4 \text{ с}$; $1'' = 1/15 \text{ с}$;

Эта зависимость справедлива как для солнечного, так и для звездного времени, т. е. для любой системы измерения времени. Она позволяет долготу места выражать во времени и, наоборот, время выражать в единицах дуги и значительно упрощает решение многих практических задач.

Определение местного времени в заданном пункте.

В практике авиационной астрономии широко используется способ определения местного времени в заданном пункте по известному времени другого пункта. Местное время в заданном пункте определяется по формуле

$$T_{M2} = T_{M1} \pm \Delta\lambda t_3^B, \quad (1.1)$$

где T_{M1} — известное местное время в одном пункте;

T_{M2} — искомое местное время в заданном пункте;

$\Delta\lambda t$ — разность долгот данных пунктов, выраженная во времени.

В указанной формуле знак плюс берется, когда заданный пункт расположен восточнее пункта, время которого известно, а знак минус, — когда западнее.

Гринвичское время. По гринвичскому времени даются в ААЕ данные о положении светил, указаны моменты восхода и захода Солнца и Луны, а также регулируется работа международных средств транспорта и связи.

Гринвичским (всемирным) временем $T_{гр}$ называется местное среднее солнечное время на гринвичском меридиане.

В практике приходится по времени данного места определять время на меридиане Гринвича и, наоборот, по гринвичскому времени находить местное время данного пункта. Перевод местного времени в гринвичское и наоборот производится по формулам

$$T_{\text{гр}} = T_{\text{м}} \mp \lambda_3^{\text{в}}, \quad (1.2)$$

$$T_{\text{м}} = T_{\text{гр}} \pm \lambda_3^{\text{в}}. \quad (1.3)$$

В указанных формулах долгота места берется во времени. При определении гринвичского времени восточную долготу вычитают, а западную прибавляют. При определении местного времени учет долготы места производится наоборот.

Поясное время. Выше уже говорилось о том, что в повседневной жизни пользоваться местным временем неудобно. Это вызывало необходимость ввода более простой системы счисления времени.

Во второй половине XIX в. страны Европы начали вводить единое время. В качестве такого времени бралось местное время столицы или главной астрономической обсерватории. В нашей стране до 1919 г. каждый город жил по своему осредненному местному времени. На железных дорогах и на телеграфе пользовались единым временем — петербургским. Это введение только частично облегчало счисление времени.

Быстрое развитие общественного производства, расширение экономических связей как внутри стран, так и между ними требовали дальнейшего усовершенствования системы счисления времени в международном масштабе. В 1884 г. по международному соглашению была принята новая система счисления времени по часовым поясам. В нашей стране переход на эту систему был осуществлен с 1 июля 1919 г. Сущность поясного времени заключается в том, что весь земной шар разделен на 24 часовых пояса — от нулевого до 23-го включительно. Каждый пояс занимает по долготе 15° . Средние меридианы соседних поясов отстоят друг от друга на 15° , что соответствует 1 ч времени.

Средним меридианом нулевого часового пояса является гринвичский меридиан. Условились в каждом часовом поясе пользоваться единым для всего пояса временем, соответствующим местному среднему солнечному времени среднего меридиана данного пояса. Таким образом, *поясным временем* $T_{\text{п}}$ называется местное среднее солнечное время среднего меридиана данного часового

пояса. В соседних часовых поясах время отличается на один час, а минуты и секунды во всех поясах одни и те же, как и на часах Гринвичской астрономической обсерватории. Это представляет значительные удобства при переводе времени.

Номер часового пояса равен долготе его среднего меридиана, выраженной во времени, и показывает, на сколько часов время данного пояса идет впереди гринвичского.

Границы часовых поясов проходят по разграничительным меридианам только в открытых морях, океанах и в ненаселенных местностях. Если бы строго придерживаться разграничительных меридианов, то в некоторых областях и даже в городах пришлось бы вводить два времени. Поэтому границы поясов проводятся с учетом государственных и административных границ с таким расчетом, чтобы население отдельной страны, края или области вело единое счисление времени.

Вследствие этого границы часовых поясов могут отстоять от среднего меридиана пояса не только на 7.30', но и на 10° — 11° . Однако это отступление не так велико, чтобы расхождение поясного времени с местным ощущалось населением в несоответствии показания часов, идущих по поясному времени, с наступлением, например, рассвета или темноты. Границы часовых поясов периодически пересматриваются. На территории России проходит 11 часовых поясов со 2-го по 12-й включительно. Следовательно, максимальная разность во времени в нашей стране составляет 10 ч. Если, например, в Москве 9 ч утра, то в это же время на Чукотке уже 9 ч. Система поясного времени принята почти во всех странах мира.

Карта часовых поясов. Карта часовых поясов предназначена для того, чтобы определить, в каких часовых поясах находятся заданные пункты. Для всего земного шара она дается в Авиационном астрономическом ежегоднике. На этой же карте изображены материки, указаны государства и крупные города, границы часовых поясов и их номера. Для территории СССР карта часовых поясов показана на рисунке Б приложение Б. Чтобы определить, в каком часовом поясе находится тот или иной пункт, необходимо на карте часовых поясов найти заданный пункт по его

названию и посмотреть, в каком часовом поясе он расположен. Если заданный пункт на карте не указан, то его положение наносится на карту по широте и долготе, указанным на рамках карты, после чего определяется, в каком часовом поясе он находится.

Определение поясного времени в заданном пункте. Система поясного времени позволяет легко определять поясное время в любом пункте. Между поясным временем и часовыми поясами имеется определенная зависимость. Разность поясных времен двух пунктов равна разности номеров часовых поясов.

$$T_{п2} - T_{п1} = N_2 - N_1, \quad (1.4)$$

где N_1 и N_2 — номера часовых поясов;

$T_{п1}$ и $T_{п2}$ — поясное время в этих часовых поясах.

Указанное соотношение позволяет определять поясное время в заданном пункте по известному поясному времени другого пункта.

Поясное время в заданном пункте определяется по формуле

$$T_{п2} = T_{п1} \pm \Delta N_3^B, \quad 1.5$$

где ΔN — разность номеров часовых поясов данных пунктов.

Указанная разность прибавляется к известному поясному времени, если пункт, время которого определяется, расположен к востоку от пункта, время которого известно, а если к западу — вычитается.

Декретное время. В нашей стране 16 июня 1930 г. декретом Советского правительства стрелки часов во всех часовых поясах на летний период были переведены вперед относительно поясного времени на 1 ч. Это время получило название декретного. Таким образом, *декретным временем* T_d называется поясное время, увеличенное на один час. Декретное время было введено с целью более

полного использования населением в летний период солнечного света и экономии топлива и электроэнергии, расходуемых на искусственное освещение.

Рассмотрим целесообразность введения декретного времени. Известно, что основная часть людей встает в среднем в 7 ч и ложится спать в 23 ч.

Если начало суток считать по поясному времени, то в летний период искусственное освещение понадобится только вечером примерно с 21 ч, т. е. на 2 ч. Утром в это время года пользоваться искусственным освещением не приходится, так как рассвет наступает гораздо раньше семи часов. После введения декретного времени утром по-прежнему не нужно будет пользоваться искусственным освещением, зато вечером искусственного освещения понадобится на один час меньше. Таким образом, перевод стрелок часов в летний период вперед на 1 ч создает очевидную экономию электроэнергии, расходуемой на освещение.

9 февраля 1931 г. срок действия декрета был продлен впредь до отмены и распространен на все время года. Зимой декретное время не снижает расхода электроэнергии на освещение, но зато обеспечивает более равномерную нагрузку электростанций в течение суток: днем преимущественно для производства, а вечером для освещения жилых помещений.

С введением декретного времени счисление времени в каждом пункте Советского Союза ведется не по времени того пояса, в котором он находится, а по времени смежного восточного пояса. Например, Москва, расположенная во 2-м часовом поясе, стала жить по времени 3-го пояса.

Декретное время применяется и в других странах. Например, во Франции и Англии стрелки часов постоянно переведены вперед на 1 ч. В Англии декретное время было введено с октября 1967 г. и называется лондонским.

В США и многих других странах стрелки часов переводятся на 1 ч вперед относительно поясного времени только на время летних месяцев. Такое время называется летним временем. Осенью стрелки часов вновь переводятся назад. Период действия летнего времени устанавливается особым распоряжением правительства соответствующей страны.

Московское время. Московским временем $T_{мск}$ называется декретное время Москвы. Оно соответствует поясному времени второго часового пояса, увеличенному на 1 ч. Поэтому московское время всегда впереди гринвичского на 3 ч.

По московскому времени составлено расписание движения железнодорожного, морского и воздушного транспорта, производится работа телеграфа, составлены некоторые таблицы и графики, применяемые в самолетовождении. В практике приходится по московскому времени находить время в заданном пункте.

Поясное декретное время в заданном пункте по известному московскому определяется по формуле

$$T_{пд} = T_{мск} \pm \Delta N_3^B, \quad (1.6)$$

В указанной формуле знак плюс берется, когда данный пункт расположен восточнее Москвы, а знак минус — когда западнее.

Зависимость между временами. При решении некоторых практических задач по самолетовождению приходится переходить от одной системы счисления времени к другой. Зависимость между различными временами показана на рисунке 1.7. Переход от одного времени к другому производится по формулам:

$$T_M = T_{гр} \pm \lambda_3^B, \quad (1.7)$$

$$T_{гр} = T_M \mp \lambda_3^B, \quad (1.8)$$

$$T_{гр} = T_{п} - N, \quad (1.9)$$

$$T_{п} = T_{гр} + N, \quad 1.10$$

$$T_M = T_{п} - N \pm \lambda_3^B, \quad (1.11)$$

$$T_{п} = T_M \mp \lambda_3^B + N, \quad (1.12)$$

$$T_d = T_{п} + 1 \text{ ч}, \quad (1.13)$$

$$T_{\Pi} = T_{\text{д}} - 1 \text{ ч}, \quad (1.14)$$

$$T_{\text{Гр}} = T_{\text{МСК}} - 3 \text{ ч}, \quad (1.15)$$

$$T_{\text{МСК}} = T_{\text{Гр}} + 3 \text{ ч}. \quad (1.16)$$

где N — номер часового пояса, в котором расположен данный пункт.

В штурманской практике показание часов принято обозначать буквой T . Для территории России, где показание часов соответствует декретному времени, перевод времени удобнее производить по таким формулам

$$T_{\text{М}} = T - N_{\text{ч}} \pm \lambda_{\text{з}}^{\text{В}}, \quad (1.17)$$

$$T = T_{\text{М}} \mp \lambda_{\text{з}}^{\text{В}} - N_{\text{ч}}. \quad (1.18)$$

где $N_{\text{ч}}$ — номер часового пояса, по времени которого идут часы.

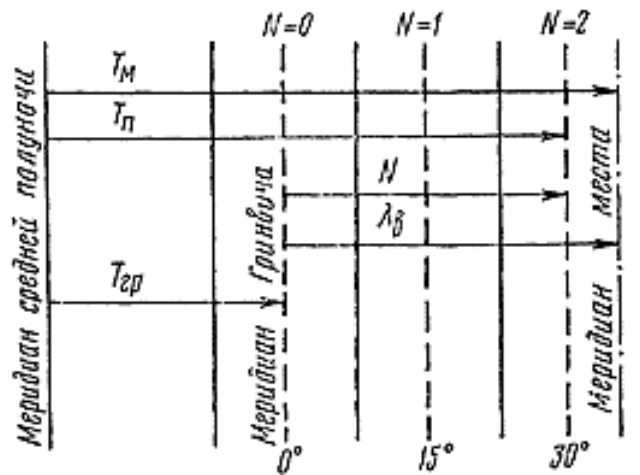


Рисунок 7 - Зависимость между временами

Линия смены дат. В каждой точке земной поверхности новое календарное число начинается с полуночи. Так как полночь в различных пунктах начинается не в один и тот же момент времени, то в разных точках земного шара могут быть различные даты. Чтобы избежать ошибок в счете суток, по международному

соглашению установлена линия смены дат (демаркационная линия времени). Эта линия проходит в основном по меридиану 180° . Она идет от Северного полюса через Берингов пролив, обходя многочисленные острова в Тихом океане, и заканчивается на Южном полюсе. На западной стороне этой линии каждый раз в полночь начинается новое календарное число. Поэтому дни по календарю по разные стороны линии смены дат отличаются на одни сутки. К западу от линии календарный счет идет впереди на одни сутки против календаря пунктов, расположенных восточнее от нее. Первыми встречают новый день жители Чукотки, а последними — жители Аляски. При пересечении линии смены дат в направлении с востока на запад необходимо изменить дату на сутки вперед, а при пересечении линии с запада на восток — на сутки назад. Соблюдение этого правила исключает ошибку в счете дат.

Задание 1.1. Пользуясь приложением А по известному среднему солнечному времени определить истинное солнечное время в этот момент. Варианты исходных данных представлены в таблице 1.2.

Таблица 1.2 - Варианты исходных данных

| Вариант | Показатели | |
|---------|------------|--------------------------------------|
| | дата | среднее солнечное время (t_{cp}) |
| 1 | 1.01 | 1ч10 м |
| 2 | 2.02 | 2ч20м |
| 3 | 3.03 | 3ч30м |
| 4 | 4.04 | 4ч40м |
| 5 | 5.05 | 5ч50м |
| 6 | 6.06 | 6ч05м |
| 7 | 7.07 | 7ч15м |
| 8 | 8.08 | 8ч25м |
| 9 | 9.09 | 9ч20м |
| 10 | 10.10 | 9ч50м |
| 11 | 11.11 | 1ч20м |
| 12 | 12.12 | 2ч30м |
| 13 | 13.01 | 3ч40м |
| 14 | 14.02 | 4ч50м |

Продолжение таблицы 1.2

| Вариант | Показатели | |
|---------|------------|--------------------------------------|
| | дата | среднее солнечное время (t_{cp}) |
| 15 | 15.03 | 5ч10м |
| 16 | 16.04 | 6ч10м |
| 17 | 17.05 | 7ч25м |
| 18 | 18.06 | 8ч15м |
| 19 | 19.07 | 9ч10м |
| 20 | 20.08 | 9ч10м |

Задание 1.2. Долгота станции - λ . Среднее солнечное время на станции – t_{cp} .
 Определить разность времени в этот момент на станции с долготой λ' . Варианты
 исходных данных представлены в таблице 1.3.

Таблица 1.3 - Варианты исходных данных

| Вариант | Показатели | | |
|---------|-----------------------|--------------------------------------|------------------------|
| | долгота (λ) | среднее солнечное время (t_{cp}) | долгота (λ') |
| 1 | 41°10' | 1ч11м | 111°10' |
| 2 | 42°20' | 2ч12м | 112°20' |
| 3 | 43°30' | 3ч13м | 113°30' |
| 4 | 44°40' | 4ч14м | 114°40' |
| 5 | 45°50' | 5ч15м | 115°50' |
| 6 | 46°06' | 6ч16м | 116°06' |
| 7 | 47°07' | 7ч17м | 117°07' |
| 8 | 48°08' | 8ч18м | 118°08' |
| 9 | 49°09' | 9ч10м | 119°09' |
| 10 | 50°10' | 9ч50м | 120°10' |
| 11 | 51°10' | 2ч16м | 121°10' |
| 12 | 52°20' | 3ч18м | 122°20' |
| 13 | 53°30' | 4ч16м | 123°30' |
| 14 | 54°40' | 5ч20м | 124°40' |
| 15 | 55°50' | 6ч17м | 125°50' |
| 16 | 56°06' | 7ч30м | 126°06' |
| 17 | 57°07' | 8ч17м | 127°07' |
| 18 | 58°08' | 8ч20м | 128°08' |
| 19 | 59°09' | 9ч30м | 129°09' |
| 20 | 60°10' | 9ч40м | 130°10' |

Задание 1.3. Местное время T_M , долгота λ_B . Определить гринвичское время. Варианты исходных данных представлены в таблице 1.4.

Таблица 1.4 - Варианты исходных данных

| Вариант | Показатели | |
|---------|-------------------------|-------------------------|
| | местное время (T_M) | долгота (λ_B) |
| 1 | 11ч23м | 71° |
| 2 | 12ч34м | 72° |
| 3 | 13ч47м | 73° |
| 4 | 14ч40м | 74° |
| 5 | 15ч50м | 75° |
| 6 | 16ч19м | 76° |
| 7 | 17ч20м | 77° |
| 8 | 18ч22м | 78° |
| 9 | 19ч29м | 79° |
| 10 | 19ч51м | 80° |
| 11 | 11ч29м | 81° |
| 12 | 12ч35м | 82° |
| 13 | 13ч46м | 83° |
| 14 | 14ч55м | 84° |
| 15 | 15ч53м | 85° |
| 16 | 16ч33м | 86° |
| 17 | 17ч37м | 87° |
| 18 | 18ч28м | 88° |
| 19 | 19ч49м | 89° |
| 20 | 19ч53м | 69° |

Задание 1.4. В пункте с долготой λ декретное время t_d . Определить, в каком поясе (приложение В) расположен пункт, чему равно в этот момент его поясное и московское декретное время. Варианты исходных данных представлены в таблице 1.5.

Таблица 1.5 - Варианты исходных данных

| Вариант | Показатели | |
|---------|-----------------------|---------------------------|
| | долгота (λ) | декретное время (t_d) |
| 1 | 31°10' | 1ч10м |

Продолжение таблицы 1.5

| Вариант | Показатели | |
|---------|-----------------------|---------------------------|
| | долгота (λ) | декретное время (t_d) |
| 2 | 52°20' | 2ч20м |
| 3 | 73°30' | 3ч30м |
| 4 | 94°40' | 4ч40м |
| 5 | 15°50' | 5ч50м |
| 6 | 26°06' | 6ч06м |
| 7 | 37°07' | 7ч07м |
| 8 | 48°08' | 8ч08м |
| 9 | 59°09' | 9ч09м |
| 10 | 69°59' | 9ч55м |
| 11 | 71°10' | 1ч10м |
| 12 | 82°20' | 2ч20м |
| 13 | 93°30' | 3ч30м |
| 14 | 76°40' | 4ч40м |
| 15 | 53°50' | 5ч50м |
| 16 | 46°06' | 6ч06м |
| 17 | 19°07' | 7ч07м |
| 18 | 16°08' | 8ч08м |
| 19 | 15°09' | 9ч09м |
| 20 | 82°59' | 9ч55м |

Задание 1.5. Местное время T_{M1} долгота пункта λ_B . Определить местное время T_{M2} этого же момента в заданном пункте, имеющей долготу λ'_B . Варианты исходных данных представлены в таблице 1.6.

Таблица 1.6 - Варианты исходных данных

| Вариант | Долгота (λ_B) | Долгота (λ'_B) | Местное время (T_{M1}) |
|---------|-------------------------|--------------------------|----------------------------|
| 1 | 02°15' | 52°15' | 1ч11м |
| 2 | 12°15' | 44°15' | 2ч12м |
| 3 | 22°15' | 63°15' | 3ч13м |
| 4 | 32°15' | 56°15' | 4ч14м |
| 5 | 42°15' | 98°15' | 5ч15м |
| 6 | 32°15' | 88°15' | 6ч16м |
| 7 | 16°15' | 85°15' | 7ч17м |
| 8 | 17°15' | 84°15' | 8ч18м |
| 9 | 18°15' | 83°15' | 9ч10м |

Продолжение таблицы 1.6

| Вариант | Долгота (λ_B) | Долгота (λ'_B) | Местное время (T_{M1}) |
|---------|-------------------------|--------------------------|----------------------------|
| 10 | 19°15' | 82°15' | 9ч50м |
| 11 | 20°15' | 81°15' | 2ч16м |
| 12 | 21°15' | 80°15' | 3ч18м |
| 13 | 24°15' | 79°15' | 4ч16м |
| 14 | 25°15' | 78°15' | 5ч20м |
| 15 | 26°15' | 77°15' | 6ч17м |
| 16 | 27°15' | 76°15' | 7ч30м |
| 17 | 28°15' | 75°15' | 8ч17м |
| 18 | 29°15' | 74°15' | 8ч20м |
| 19 | 30°15' | 75°15' | 9ч30м |
| 20 | 31°15' | 76°15' | 9ч40м |

Задание 1.6. В городе Архангельске поясное время T_{n1} . Определить время $T_{п2}$ в данный момент в городе. Варианты исходных данных представлены в таблице 1.7.

Таблица 1.7 - Варианты исходных данных

| Вариант | Показатели | |
|---------|----------------------------|-------------|
| | поясное время (T_{n1}) | город |
| 1 | 11ч11м | Якутск |
| 2 | 12ч12м | Мирный |
| 3 | 13ч13м | Ванавара |
| 4 | 14ч14м | Братск |
| 5 | 15ч15м | Красноярск |
| 6 | 16ч16м | Охотск |
| 7 | 17ч17м | Дружина |
| 8 | 18ч18м | Уренгой |
| 9 | 19ч10м | Норильск |
| 10 | 19ч50м | Кызыл |
| 11 | 21ч16м | Барнаул |
| 12 | 3ч18м | Томск |
| 13 | 4ч16м | Омск |
| 14 | 5ч20м | Сургут |
| 15 | 6ч17м | Певек |
| 16 | 7ч30м | Новосибирск |
| 17 | 8ч17м | Мирный |
| 18 | 8ч20м | Николаевск |

Продолжение таблицы 1.7

| Вариант | Показатели | |
|---------|----------------------------|---------|
| | поясное время (T_{n1}) | город |
| 19 | 9ч30м | Анадырь |
| 20 | 9ч40м | Тюмень |

Контрольные вопросы

- 1 Что называется истинными солнечными сутками, средними солнечными сутками, уравнением времени?
- 2 В чем заключается система поясного времени?
- 3 Как перейти от декретного времени к среднему местному солнечному времени данного пункта?
- 4 Как производится поверка часов на метеорологических станциях?

2 Расчет характеристик влажности и плотности сухого и влажного воздуха

Цель работы: овладеть методикой расчета характеристик влажности и плотности сухого и влажного воздуха.

Общие положения. На метеорологических станциях измеряются основные метеорологические величины, характеризующие состояние атмосферного воздуха. Это температура, давление и ряд характеристик влажности воздуха, скорость и направление ветра. По этим метеовеличинам могут быть рассчитаны и другие функции состояния, в частности плотность сухого и влажного воздуха. Плотность сухого воздуха (ρ) может быть вычислена по известному атмосферному давлению (P) и температуре (T) из уравнения (2.1) состояния сухого воздуха.

$$\rho = \frac{P}{RT}, \quad (2.1)$$

где R - удельная газовая постоянная сухого воздуха равная 287 Дж/ кгК;

T – температура воздуха в °К, P – атмосферное давление в гПа;

ρ - плотность сухого воздуха в кг/м³.

Прежде, чем рассчитывать плотность влажного воздуха, рассмотрим характеристики влажности.

Основной характеристикой влажности является *парциальное давление водяного пара* (e), а также *парциальное давление насыщенного пара* (E), т.е. максимально возможное значение e при данной температуре. Единицами фактического и максимального давления водяного пара являются единицы давления, т.е. Па или гПа в системе СИ или внесистемные единицы - 1мбар или 1 мм рт. ст. Парциальное давление насыщения E может быть найдено по «Психрометрическим таблицам» по заданной температуре воздуха. При положительных температурах оно всегда находится над поверхностью воды, при отрицательных - над поверхностью воды или льда, причем E_e (над водой) всегда больше, чем E_l (над льдом). Для расчета относительной влажности и других гигрометрических характеристик при температурах выше минус 30 °С пользуются значениями E_e (над водой).

Относительная влажность - это отношение фактического парциального давления водяного пара e , к давлению насыщенного пара E (при той же температуре), т.е.:

$$f = \frac{e}{E}, \quad (2.2)$$

Обычно она выражается в %, поэтому пользуются формулой:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100 \%, \quad (2.3)$$

Разность между давлением насыщенного пара и фактическим парциальным давлением называется *дефицитом влажности* (d) или *недостатком насыщения*.

$$d = E - e, \quad (2.4)$$

выражается в тех же единицах, что E и e .

Абсолютной влажностью воздуха (a) называется масса водяного пара, содержащаяся в единице объема влажного воздуха. Ее принято измерять в г/м³, поэтому очевидно, что она связана с плотностью водяного пара (ρ_n), содержащегося в воздухе следующим соотношением:

$$a = 10^{-3} \cdot \rho_n, \quad (2.5)$$

где a в г/м³, а ρ_n в кг/м³.

Абсолютная влажность может быть рассчитана по формулам:

$$a = 217 \cdot \frac{e}{T}, \quad (2.6)$$

$$a = \frac{0,81 \cdot e}{1 + \alpha \cdot t}. \quad (2.7)$$

где a в г/м³, T - в °К, t - в °С, $\alpha = \frac{1}{273}$.

Удельной влажностью воздуха (q) называется масса водяного пара, содержащаяся в единице массы влажного воздуха, т.е. может быть выражена как отношение плотности пара (ρ_n) к плотности влажного воздуха ($\rho_{вл}$).

$$q = \frac{\rho_n}{\rho_{вл}}, \quad (2.8)$$

Формула (2.8) может быть преобразована в более удобную для расчетов:

$$q = 622 \cdot \frac{e}{P - 0,378 \cdot e}, \quad (2.9)$$

Хотя по существу q - величина безразмерная, ее принято выражать в г/кг = ‰. Поскольку $e \ll P$, то обычно используют приближенную формулу:

$$q = 622 \cdot \frac{e}{P}, \quad (2.10)$$

Отношение плотности водяного пара (ρ_n) к плотности сухого воздуха (ρ), содержащегося в единице объема влажного воздуха, называется *отношением смеси* (s).

$$s = \frac{\rho_n}{\rho}, \quad (2.11)$$

Так как ρ мало отличается от $\rho_{\text{вл}}$, то отношение смеси близко к удельной влажности, лишь слегка превышая ее. Точная формула расчета s имеет вид:

$$s = 622 \cdot \frac{e}{P - e} \text{ ‰} = \frac{\Gamma}{\text{кг}}, \quad (2.12)$$

а приближенной является формула (2.11).

Очень важной характеристикой влажности воздуха является *температура точки росы* (τ).

Это такая температура, до которой нужно понизить температуру воздуха, чтобы водяной пар, содержащийся в нем, достиг состояния насыщения при неизменном давлении. Как и температура воздуха, температура точки росы может выражаться в °С и °К.

Температуру точки росы можно найти по известному значению e по «Психрометрическим таблицам».

При этом следует считать, что при $e = E$, температура t , соответствующая данному значению E , будет равна температуре точки росы τ .

Разность температуры воздуха T и температуры точки росы τ называется *дефицитом точки росы* ($\Delta\tau$).

$$\Delta\tau = T - \tau, \quad (2.13)$$

где T и τ может выражаться либо в °К, либо °С, (но одновременно).

Для того, чтобы охарактеризовать содержание парообразной воды во всей толще атмосферы, вводится понятие *общего содержания водяного пара* (W). Это масса водяного пара, содержащаяся в столбе атмосферы (от данного уровня до верхней границы) единичного сечения. W выражается в $\text{кг}/\text{м}^2$ или $\text{г}/\text{см}^2$ ($1 \text{ кг}/\text{м}^2 = 0,1 \text{ г}/\text{см}^2$).

Согласно определению W должно вычисляться по формуле:

$$W = \int_0^{\infty} \rho_n z dz, \quad (2.14)$$

Так как ρ_n может быть довольно сложной функцией высоты (z), для приближенных расчетов W можно использовать формулу:

$$W = 2,08 \cdot a, \quad (2.15)$$

где a - абсолютная влажность на начальном уровне в $\text{г}/\text{м}^3$;

W - общее содержание водяного пара в $\text{кг}/\text{м}^2$.

После рассмотрения характеристик влажности вернемся к расчетам плотности влажного воздуха ($\rho_{\text{вл}}$).

Аналогично уравнению состояния сухого воздуха (2.1) можно представить уравнение состояния влажного воздуха в виде:

$$\rho_{\text{вл}} = \frac{P}{R \cdot T_{\text{в}}}, \quad (2.16)$$

где $T_{\text{в}}$ - виртуальная температура в $^{\circ}\text{К}$, которую можно вычислить по формуле:

$$T_{\text{в}} = T \cdot \left(1 + 0,378 \cdot \frac{e}{P} \right) = T + \Delta T_{\text{в}}, \quad (2.17)$$

где $\Delta T_{\text{в}} = 0,378 \cdot T \cdot \frac{e}{P}$ - называют виртуальным добавком.

Следовательно, $T_{\text{в}} > T$ поэтому при одном и том же давлении $\rho_{\text{вл}} < \rho$.

Задание 2.1. Рассчитать все перечисленные выше характеристики влажности (q и s по точным и приближенным формулам), а также плотность сухого и влажного воздуха. Варианты исходных данных представлены в таблице 2.1. Результаты расчетов занести в таблицу 2.2.

Таблица 2.1 - Варианты исходных данных

| Вариант | Показатель | | |
|---------|------------|----------|---------|
| | P , гПа | t , °C | f , % |
| 1 | 1030 | -20 | 80 |
| 2 | 1025 | -15 | 70 |
| 3 | 1020 | -10 | 60 |
| 4 | 1015 | -5 | 80 |
| 5 | 1010 | 0 | 70 |
| 6 | 1005 | 5 | 50 |
| 7 | 1000 | 10 | 90 |
| 8 | 995 | 15 | 75 |
| 9 | 990 | 20 | 90 |
| 10 | 985 | 20 | 80 |
| 11 | 1030 | 22 | 80 |
| 12 | 1025 | 17 | 70 |
| 13 | 1020 | 12 | 60 |
| 14 | 1015 | 15 | 80 |
| 15 | 1010 | 0 | 70 |
| 16 | 1005 | 7 | 50 |
| 17 | 1000 | 11 | 90 |
| 18 | 995 | 14 | 75 |
| 19 | 990 | 19 | 90 |
| 20 | 985 | 17 | 80 |

Таблица 2.2 - Результаты расчетов

| Показатель | Единица измерения | Результат |
|------------|-------------------|-----------|
| ρ | кг/м ³ | |
| P | Па | |
| E | гПа | |
| e | гПа | |
| f | % | |
| d | гПа | |

Продолжение таблицы 2.2

| Показатель | Единица измерения | Результат |
|-------------|-------------------|-----------|
| a | г/м ³ | |
| q_T | г/кг | |
| q_{II} | г/кг | |
| S | г/кг | |
| τ | °С | |
| W | кг/м ² | |
| $\rho_{вд}$ | кг/м ³ | |

Задание 2.2. Провести такие же расчеты, что и в задании 2.1, заполнить таблицу 2.2, при следующих исходных данных представленные в таблице 2.3.

Таблица 2.3 - Варианты исходных данных

| Вариант | Показатели | |
|---------|------------------------|---------------------|
| | $\tau, ^\circ\text{C}$ | $t, ^\circ\text{C}$ |
| 1 | -25 | -10 |
| 2 | -17 | -10 |
| 3 | -12 | -10 |
| 4 | -7 | -3 |
| 5 | 1 | 5 |
| 6 | 5 | 10 |
| 7 | 8 | 12 |
| 8 | 12 | 15 |
| 9 | 18 | 20 |
| 10 | 22 | 25 |
| 11 | -25 | -10 |
| 12 | -17 | -12 |
| 13 | -12 | -9 |
| 14 | -7 | -2 |
| 15 | 1 | 9 |
| 16 | 5 | 13 |
| 17 | 8 | 15 |
| 18 | 12 | 19 |
| 19 | 18 | 23 |
| 20 | 22 | 27 |

Задание 2.3. В 1 м^3 воздуха содержится 10 г пара при температуре $t \text{ }^\circ\text{C}$. Каковы его парциальное давление, относительная влажность, температура точки росы? Варианты исходных данных представлены в таблице 2.4.

Таблица 2.4 - Варианты исходных данных

| Вариант | Температура, $^\circ\text{C}$ |
|---------|-------------------------------|
| 1 | 30 |
| 2 | 27 |
| 3 | 25 |
| 4 | 22 |
| 5 | 20 |
| 6 | 18 |
| 7 | 16 |
| 8 | 14 |
| 9 | 12 |
| 10 | 10 |
| 11 | 29 |
| 12 | 26 |
| 13 | 19 |
| 14 | 21 |
| 15 | 13 |
| 16 | 6 |
| 17 | 7 |
| 18 | 11 |
| 19 | 17 |
| 20 | 28 |

Задание 2.4. Температура воздуха равна $t \text{ }^\circ\text{C}$, давление $P \text{ гПа}$, дефицит влажности $d \text{ гПа}$. Определить относительную, абсолютную, удельную влажность воздуха. Варианты исходных данных представлены в таблице 2.5.

Таблица 2.5 - Варианты исходных данных

| Вариант | Показатель | | |
|---------|------------------|-----------------------------|------------------|
| | $P, \text{ гПа}$ | $t, \text{ }^\circ\text{C}$ | $d, \text{ гПа}$ |
| 1 | 995 | -6 | 0,62 |
| 2 | 1000 | -2 | 1,20 |

Продолжение таблицы 2.5

| Вариант | Показатель | | |
|---------|------------|----------|-----------|
| | P , гПа | t , °C | d , гПа |
| 3 | 1005 | 0 | 2,00 |
| 4 | 1010 | 5 | 2,50 |
| 5 | 1013 | 10 | 3,00 |
| 6 | 1016 | 15 | 3,50 |
| 7 | 1020 | 20 | 4,20 |
| 8 | 1000 | 25 | 5,50 |
| 9 | 1015 | 33 | 5,80 |
| 10 | 997 | 35 | 6,00 |
| 11 | 995 | -5 | 2,62 |
| 12 | 1000 | -4 | 4,20 |
| 13 | 1005 | 0 | 2,10 |
| 14 | 1010 | 7 | 2,40 |
| 15 | 1013 | 12 | 3,70 |
| 16 | 1016 | 11 | 2,50 |
| 17 | 1020 | 25 | 1,20 |
| 18 | 1000 | 21 | 3,50 |
| 19 | 1015 | 31 | 2,80 |
| 20 | 997 | 30 | 4,00 |

Контрольные вопросы

1 Каков порядок различий в величинах плотности сухого и влажного воздуха, как он зависит температуры?

2 На сколько отличаются значения удельной влажности и отношения смеси при одном и том же давлении?

3 Чему равен дефицит влажности, если точка росы равна температуре воздуха? Какова при этом относительная влажность?

4 Как и почему изменится общее содержание водяного пара, при увеличении температуры воздуха?

3 Расчет изменений давления с помощью уравнения статики.

Барический градиент, барическая ступень

Цель работы: овладеть методикой расчета давления с помощью уравнения статики. Изучить показатели барический градиент и барическую ступень.

Общие положения. В теме «Статика атмосферы» рассматриваются закономерности распределения в атмосфере давления и плотности воздуха по высоте в предположении, что атмосфера неподвижна (статична). Устанавливаемые статикой законы с высокой точностью справедливы и в случае движения атмосферы и могут быть использованы для решения ряда практических задач, в частности для определения высоты прибора или летательного аппарата по измеренному давлению и температуре воздуха. Формулы, по которым рассчитываются высоты по измеренному давлению и температуре, называются барометрическими.

В основе всех барометрических формул лежит основное уравнение статики, связывающее изменение давления (ΔP) в слое воздуха с его толщиной (Δz):

$$dP = \rho \cdot g \cdot dz, \quad (3.1)$$

где ρ - плотность воздуха в этом слое;

g – ускорение силы тяжести.

Уравнение статики можно использовать для расчета изменения давления в слоях толщиной менее 300 м, при этом надо перейти от дифференциалов к конечным разностям, т.е.:

$$\Delta P = \rho \cdot g \cdot \Delta z, \quad (3.2)$$

В таком виде уравнение (2) можно использовать для приведения давления на станции к уровню моря, если высота станции менее 300 м. Тогда давление на уровне моря $P_0 = P + \Delta P$, где P – давление на уровне станции. Плотность воздуха может быть рассчитана на основании уравнения состояния сухого воздуха:

$$\rho = \frac{P}{R \cdot T}, \quad (3.3)$$

где T – температура в Кельвинах;

R – удельная газовая постоянная сухого воздуха, равная 287 Дж/кгК.

Уравнение статики позволяет определить величину вертикального барического градиента (G):

$$G = -\frac{dP}{dz} \text{ или } G = -\frac{\Delta P}{\Delta z}, \quad (3.4)$$

и обратную ему величину – барическую ступень (h):

$$h = \frac{\Delta z}{\Delta P}, \quad (3.5)$$

Барический градиент в системе СИ выражается в н/м³ или Па/м, в практических единицах – в гПа/100м. После подстановки (3.3) в (3.4) получим:

$$G = 3,42 \cdot \frac{P}{T} \text{ (гПа/100м)}, \quad (3.6)$$

Величину барической ступени принято выражать в м/гПа. После аналогичных преобразований из уравнения (3.5) получим:

$$h = 8000 \cdot \frac{1 + \alpha \cdot t}{P} \text{ (м/гПа)}, \quad (3.7)$$

Здесь t – температура в °С, $\alpha = 1/273$.

Формулы (3.6) и (3.7) позволяют проанализировать характер изменения барического градиента и барической ступени с высотой.

Задание 3.1. Привести давление к уровню моря по данным о температуре t , давлении P и высоте станции z . Варианты исходных данных представлены в таблице 3.1.

Таблица 3.1 - Варианты исходных данных

| Вариант | Показатель | | |
|---------|------------|----------|---------|
| | P , гПа | t , °С | z , м |
| 1 | 1020 | -20 | 54 |
| 2 | 1015 | -15 | 120 |
| 3 | 990 | 25 | 250 |
| 4 | 1005 | 10 | 75 |
| 5 | 1013 | 0 | 290 |
| 6 | 985 | 7 | 36 |
| 7 | 1018 | -2 | 90 |
| 8 | 995 | 2 | 180 |
| 9 | 1010 | -10 | 100 |
| 10 | 985 | 10 | 190 |
| 11 | 1020 | -15 | 170 |
| 12 | 1015 | -10 | 100 |
| 13 | 990 | 20 | 180 |
| 14 | 1005 | 5 | 90 |
| 15 | 1013 | 5 | 36 |
| 16 | 985 | 15 | 290 |
| 17 | 1018 | 0 | 75 |
| 18 | 995 | 10 | 250 |
| 19 | 1010 | -10 | 120 |
| 20 | 985 | 15 | 54 |

Задание 3.2. Определить давление воздуха на высоте z , если давление на уровне моря P_0 , а вертикальный барический градиент G . Варианты исходных данных представлены в таблице 3.2.

Таблица 3.2 - Варианты исходных данных

| Вариант | Показатель | | |
|---------|-------------|----------------|---------|
| | P_0 , гПа | G , гПа/100м | z , м |
| 1 | 1025 | 13,2 | 50 |

Продолжение таблицы 3.2

| Вариант | Показатель | | |
|---------|-------------|----------------|---------|
| | P_0 , гПа | G , гПа/100м | z , м |
| 2 | 1005 | 12,2 | 70 |
| 3 | 1012 | 13,4 | 100 |
| 4 | 1020 | 12,5 | 120 |
| 5 | 1002 | 13,0 | 150 |
| 6 | 1015 | 11,2 | 170 |
| 7 | 1010 | 12,8 | 200 |
| 8 | 1000 | 12,0 | 250 |
| 9 | 995 | 11,5 | 300 |
| 10 | 990 | 11,0 | 350 |
| 11 | 1025 | 13,5 | 350 |
| 12 | 1005 | 12,5 | 350 |
| 13 | 1012 | 13,1 | 300 |
| 14 | 1020 | 13,0 | 250 |
| 15 | 1002 | 12,5 | 200 |
| 16 | 1015 | 11,0 | 170 |
| 17 | 1010 | 12,3 | 150 |
| 18 | 1000 | 12,8 | 120 |
| 19 | 995 | 11,4 | 100 |
| 20 | 990 | 11,9 | 70 |

Задание 3.3. Определить давление на уровне моря, если давление на уровне станции P , высота станции z , барическая ступень h . Варианты исходных данных представлены в таблице 3.3.

Таблица 3.3 - Варианты исходных данных

| Вариант | Показатель | | |
|---------|------------|-------------|---------|
| | P , гПа | h , м/гПа | z , м |
| 1 | 1010 | 8,2 | 120 |
| 2 | 1016 | 7,9 | 150 |
| 3 | 1007 | 8,3 | 170 |
| 4 | 1005 | 8,5 | 200 |
| 5 | 1000 | 8,6 | 230 |
| 6 | 995 | 8,1 | 250 |
| 7 | 1016 | 8,0 | 270 |
| 8 | 1013 | 7,8 | 300 |

Продолжение таблицы 3.3

| Вариант | Показатель | | |
|---------|------------|-------------|---------|
| | P , гПа | h , м/гПа | z , м |
| 9 | 1000 | 7,5 | 350 |
| 10 | 995 | 7,0 | 400 |
| 11 | 1010 | 8,1 | 350 |
| 12 | 1016 | 8,5 | 300 |
| 13 | 1007 | 8,9 | 270 |
| 14 | 1005 | 7,9 | 250 |
| 15 | 1000 | 8,1 | 230 |
| 16 | 995 | 8,3 | 200 |
| 17 | 1016 | 8,4 | 150 |
| 18 | 1013 | 7,6 | 120 |
| 19 | 1000 | 8,0 | 150 |
| 20 | 995 | 7,1 | 140 |

Задание 3.4. Давление воздуха на уровне моря 1000 гПа, температура 17 °С. Определить приблизительно давление на высоте 5 км, условно считая, что вертикальный барический градиент не меняется с высотой. Как изменится результат при учете изменения вертикального градиента давления с высотой?

Контрольные вопросы

1 Как изменяются с высотой вертикальный барический градиент и барическая ступень и каков характер изменения давления с высотой?

2 В каком воздухе – холодном или теплом, сухом или влажном – давление быстрее изменяется с высотой?

3 На каких широтах – низких или высоких – давление быстрее изменяется с высотой при прочих равных условиях?

4 Расчет эффективного излучения и радиационного баланса земной поверхности

Цель работы: овладеть методикой расчета эффективного излучения и радиационного баланса земной поверхности.

Общие положения. Коротковолновая радиация. Земная поверхность и атмосфера получают тепло от Солнца в виде прямой радиации. Энергетическая освещенность прямой радиацией зависит от высоты Солнца и прозрачности атмосферы. Зная энергетическую освещенность перпендикулярной к лучам площадки (S_m), можно рассчитать энергетическую освещенность горизонтальной площадки (S') (инсоляцию) с помощью следующего соотношения:

$$S' = S_m \cdot \sin h_o, \quad (4.1)$$

Помимо прямой радиации к коротковолновой радиации относятся: рассеянная (прямая радиация, рассеянная атмосферой), суммарная (сумма потоков прямой и рассеянной радиации) и отраженная (радиация, отраженная Землей и атмосферой).

Энергетическую освещенность рассеянной радиации, помимо непосредственных измерений можно рассчитать при безоблачном небе по приближенной формуле:

$$D = b \cdot S_0 - S_m \cdot \sin h_o, \quad (4.2)$$

где S_0 – энергетическая освещенность прямой радиацией (кВт/м^2), перпендикулярной к лучам площадки на верхней границе атмосферы, параметр b равен 0,30 – 0,33 при средних условиях замутнения атмосферы.

Энергетическую освещенность суммарной радиацией (Q) получим как сумму:

$$Q = S' + D, \quad (4.3)$$

Часть суммарной радиации, отраженной поверхностью (атмосферой), называется отраженной радиацией (R). Их отношение $A = R/Q$ характеризует отражательную способность подстилающей поверхности (атмосферы) и называется *альбедо*. Иногда альбедо выражают в процентах, т.е.:

$$A = \frac{R}{Q} \cdot 100 \%, \quad (4.4)$$

Отраженная радиация:

$$R = A \cdot Q, \quad (4.5)$$

Все виды коротковолновой радиации в системе СИ измеряются в кВт/м². Не отраженная поверхностью часть суммарной радиации ($Q - R$) поглощается поверхностью (атмосферой) и называется поглощенной коротковолновой радиацией или коротковолновым радиационным балансом поверхности (атмосферы).

Длинноволновая радиация и радиационный баланс

Поглощая коротковолновую солнечную радиацию, земная поверхность нагревается и становится источником низкотемпературного, т.е. длинноволнового излучения.

Поток теплового излучения подстилающей поверхности (E_s), направленный в сторону атмосферы, можно рассчитать по формуле:

$$E_s = \delta \cdot \sigma \cdot T^4, \quad (4.6)$$

где T – температура поверхности в К;

$\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²К⁴) – постоянная Стефана-Больцмана;

δ - относительная излучательная способность поверхности.

Длина волны λ_m (мкм), на которую приходится максимум теплового излучения, может быть определена на основании закона Вина:

$$\lambda_m = \frac{2897}{T}, \quad (4.7)$$

Собственное тепловое излучение атмосферы, направленное к земной поверхности, называется противоизлучением атмосферы (E_a). Оно зависит от

температуры и может быть рассчитано с помощью полуэмпирической формулы Д. Брента:

$$E_a = \delta \cdot \sigma \cdot T^4 \cdot a' + b \cdot \bar{e} , \quad (4.8)$$

где a' и b – эмпирические константы;

e – парциальное давление водяного пара в гПа;

T – температура воздуха в К.

Разность между собственным тепловым излучением поверхности и поглощенной частью противоизлучения атмосферы называется эффективным излучением подстилающей поверхности E_e .

$$E_e = E_s - \delta \cdot E_a , \quad (4.9)$$

Для E_e формула Д. Брента будет иметь вид:

$$E_e = \delta \cdot \sigma \cdot T^4 \cdot a - b \cdot \bar{e} , \quad (4.10)$$

где $a = 1 - a'$. Согласно Т.Г. Берлянд $a = 0,39$; $b = 0,05$.

Учитывая разность температур поверхности земли (T_0) и воздуха (T), в формулу (4.9) следует внести поправку:

$$\Delta E_e = \delta \cdot \sigma \cdot T_0^4 - \sigma \cdot T^4 , \quad (4.11)$$

Уменьшение эффективного излучения облачностью можно учесть соотношением:

$$E_{\text{обл}} = E_e \cdot 1 - c \cdot n , \quad (4.12)$$

где E_e – эффективное излучение при безоблачном небе без учета поправки ΔE_e ;

n – количество общей облачности в баллах;

c – эмпирический облачный коэффициент.

Эмпирический коэффициент ϵ различен для облаков разных ярусов, поэтому более точным является соотношение:

$$E_{\text{обл}} = E_e \cdot (1 - c_n n_n - c_c n_c - c_v n_v), \quad (4.13)$$

где n_n , n_c , n_v – количество облаков нижнего, среднего и верхнего яруса в баллах. По Н.Г. Ефимову $c_n = 0,076$, $c_c = 0,052$, $c_v = 0,029$. Поправка ΔE_e вводится после учета облачности.

Зная коротковолновые и длинноволновые потоки радиации, можно определить радиационный баланс земной поверхности (B) как алгебраическую сумму получаемых и теряемых ею потоков радиации:

$$B = Q - R - E_s + \delta E_a = Q - R - E_e = Q(1 - A) - E_e = B_{\text{кв}} - B_{\text{дв}}, \quad (4.14)$$

где Q – суммарная радиация;

R – отраженная радиация;

A – альbedo подстилающей поверхности.

Длинноволновый радиационный баланс:

$$B_{\text{дв}} = \delta E_a - E_s = -E_e, \quad (4.15)$$

Задание 4.1. Найти поток теплового излучения от подстилающей поверхности, считая ее абсолютно черной, и длину волны, на которую приходится максимум излучения, если известна температура поверхности (T). Варианты исходных данных представлены в таблице 4.1.

Таблица 4.1 – Варианты исходных данных

| Вариант | $T, ^\circ\text{C}$ |
|---------|---------------------|
| 1 | - 40 |
| 2 | - 30 |
| 3 | - 20 |

Продолжение таблицы 4.1

| Вариант | $T, ^\circ\text{C}$ |
|---------|---------------------|
| 4 | - 10 |
| 5 | 0 |
| 6 | 10 |
| 7 | 20 |
| 8 | 30 |
| 9 | 35 |
| 10 | 40 |
| 11 | - 35 |
| 12 | - 25 |
| 13 | - 15 |
| 14 | - 5 |
| 15 | 5 |
| 16 | 15 |
| 17 | 25 |
| 18 | 45 |
| 19 | 50 |
| 20 | 55 |

Как изменится поток теплового излучения, если поверхность не будет абсолютно черной?

Задание 4.2. Вычислить эффективное излучение подстилающей поверхности, имеющей температуру T_0 , если температура воздуха T , относительная влажность f в случае безоблачного неба и при облачности n баллов. Варианты исходных данных представлены в таблице 4.2.

Таблица 4.2 - Варианты исходных данных

| Вариант | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $T, ^\circ\text{C}$ | $f, \%$ | $n, \text{баллы}$ |
|---------|-----------------------|---------------------|---------|-------------------|
| 1 | 0 | 2 | 60 | 2 Ac 4 Ci |
| 2 | 5 | 3 | 65 | 4 St 3 Ac |
| 3 | 10 | 13 | 70 | 2 Sc 4 Ac |
| 4 | 15 | 5 | 75 | 6 Ns 1 Ac |
| 5 | 20 | 10 | 80 | 4 Ns 3 Ac |
| 6 | 25 | 15 | 55 | 5 St 2 Ac |

Продолжение таблицы 4.2

| Вариант | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $T, ^\circ\text{C}$ | $f, \%$ | $n, \text{баллы}$ |
|---------|-----------------------|---------------------|---------|-------------------|
| 7 | 22 | 18 | 85 | 10 St |
| 8 | 28 | 23 | 65 | 1 Sc 6 Ci |
| 9 | 30 | 20 | 60 | 5 Ac 2 Cc |
| 10 | 40 | 26 | 78 | 10 Cs |
| 11 | 4 | 6 | 78 | 2 Ac 4 Ci |
| 12 | 2 | 4 | 60 | 4 St 3 Ac |
| 13 | 7 | 6 | 65 | 2 Sc 4 Ac |
| 14 | 12 | 15 | 85 | 6 Ns 1 Ac |
| 15 | 17 | 10 | 55 | 4 Ns 3 Ac |
| 16 | 22 | 12 | 70 | 5 St 2 Ac |
| 17 | 27 | 13 | 75 | 10 St |
| 18 | 30 | 15 | 70 | 1 Sc 6 Ci |
| 19 | 32 | 20 | 65 | 5 Ac 2 Cc |
| 20 | 42 | 22 | 60 | 10 Cs |

Задание 4.3. Вычислить коротковолновый, длинноволновый и полный радиационный баланс земной поверхности, если известны его составляющие: прямая радиация S_m , рассеянная D , альбеда A , тепловое излучение поверхности E_s и атмосферы E_a . Варианты исходных данных представлены в таблице 4.3.

Таблица 4.3 - Варианты исходных данных

| Вариант | $S_m, \text{кВт/м}^2$ | $D, \text{кВт/м}^2$ | $E_s, \text{кВт/м}^2$ | $E_a, \text{кВт/м}^2$ | h_0 | $A, \%$ |
|---------|-----------------------|---------------------|-----------------------|-----------------------|-------|---------|
| 1 | 0,20 | 0,06 | 0,35 | 0,32 | 5 | 17 |
| 2 | 0,25 | 0,08 | 0,42 | 0,34 | 10 | 20 |
| 3 | 0,30 | 0,09 | 0,44 | 0,36 | 15 | 20 |
| 4 | 0,43 | 0,1 | 0,46 | 0,38 | 20 | 18 |
| 5 | 0,65 | 0,12 | 0,48 | 0,40 | 30 | 18 |
| 6 | 0,72 | 0,14 | 0,50 | 0,42 | 40 | 17 |
| 7 | 0,54 | 0,16 | 0,52 | 0,45 | 45 | 17 |
| 8 | 0,93 | 0,17 | 0,53 | 0,46 | 50 | 16 |
| 9 | 0,95 | 0,18 | 0,54 | 0,47 | 55 | 16 |
| 10 | 1,00 | 0,26 | 0,55 | 0,48 | 40 | 16 |
| 11 | 0,40 | 0,05 | 0,35 | 0,32 | 9 | 17 |
| 12 | 0,35 | 0,04 | 0,42 | 0,34 | 10 | 20 |
| 13 | 0,35 | 0,07 | 0,44 | 0,36 | 15 | 20 |

Продолжение таблицы 4.3

| Вариант | S_m , кВт/м ² | D , кВт/м ² | E_s , кВт/м ² | E_a , кВт/м ² | h_o | A , % |
|---------|----------------------------|--------------------------|----------------------------|----------------------------|-------|---------|
| 14 | 0,63 | 0,1 | 0,46 | 0,38 | 20 | 18 |
| 15 | 0,45 | 0,16 | 0,48 | 0,40 | 30 | 18 |
| 16 | 0,42 | 0,19 | 0,50 | 0,42 | 40 | 17 |
| 17 | 0,74 | 0,12 | 0,52 | 0,45 | 45 | 17 |
| 18 | 0,91 | 0,11 | 0,53 | 0,46 | 50 | 16 |
| 19 | 0,97 | 0,12 | 0,54 | 0,47 | 55 | 16 |
| 20 | 1,00 | 0,25 | 0,55 | 0,48 | 60 | 16 |

Задание 4.4. По исходным данным рассчитать прямую радиацию на горизонтальную поверхность (S'), суммарную (Q) и отраженную радиацию (R), эффективное излучение (E_e).

Построить график суточного хода радиационного баланса (B) и его составляющих (S' , Q , R , E_e) и проанализировать вклад этих составляющих в (B) в различные сроки. Варианты исходных данных представлены в таблице 4.4.

Таблица 4.4 - Варианты исходные данные

| Вариант | срок | h_o , ° | S_m , кВт/м ² | D , кВт/м ² | B , кВт/м ² | A , % |
|---------|----------|-----------|----------------------------|--------------------------|--------------------------|---------|
| 1 | 0ч30мин | - | 0,00 | 0,00 | - 0,05 | - |
| 2 | 6ч30мин | 21 | 0,61 | 0,10 | 0,17 | 20 |
| 3 | 9ч30мин | 42 | 0,75 | 0,15 | 0,44 | 17 |
| 4 | 12ч30мин | 49 | 0,80 | 0,21 | 0,59 | 16 |
| 5 | 15ч30мин | 34 | 0,68 | 0,18 | 0,47 | 19 |
| 6 | 18ч30мин | 12 | 0,45 | 0,06 | 0,03 | 22 |
| 7 | 0ч30мин | - | 0,00 | 0,00 | - 0,07 | - |
| 8 | 6ч30мин | 22 | 0,75 | 0,15 | 0,44 | 17 |
| 9 | 9ч30мин | 44 | 0,60 | 0,31 | 0,51 | 14 |
| 10 | 12ч30мин | 48 | 0,48 | 0,38 | 0,43 | 17 |
| 11 | 2ч30мин | 43 | 0,35 | 0,26 | 0,13 | 21 |
| 12 | 1ч30мин | 20 | 0,51 | 0,12 | 0,19 | 22 |
| 13 | 4ч30мин | 46 | 0,65 | 0,16 | 0,47 | 11 |
| 14 | 6ч30мин | 47 | 0,30 | 0,18 | 0,49 | 13 |
| 15 | 11ч30мин | 31 | 0,78 | 0,13 | 0,27 | 17 |
| 16 | 13ч30мин | 19 | 0,55 | 0,09 | 0,13 | 26 |
| 17 | 16ч30мин | 22 | 0,51 | 0,15 | 0,07 | 21 |

Продолжение таблицы 4.4

| Вариант | срок | $h_0, ^\circ$ | $S_m, \text{кВт/м}^2$ | $D, \text{кВт/м}^2$ | $B, \text{кВт/м}^2$ | $A, \%$ |
|---------|---------|---------------|-----------------------|---------------------|---------------------|---------|
| 18 | 5ч30мин | 46 | 0,65 | 0,16 | 0,47 | 11 |
| 19 | 4ч30мин | 47 | 0,30 | 0,18 | 0,49 | 13 |
| 20 | 3ч30мин | 31 | 0,78 | 0,13 | 0,27 | 17 |

Контрольные вопросы

- 1 Какие факторы и как влияют на величину полного радиационного баланса? Каковы приходные и расходные статьи баланса?
- 2 Когда полный радиационный баланс становится равным нулю?
- 3 Какими факторами определяется радиационный баланс ночью?
- 4 Как влияет облачность и влажность воздуха на эффективное излучение поверхности, величину и время смены знака радиационного баланса?

5 Расчет составляющих теплового баланса и анализ соотношения между ними

Цель работы: овладеть методикой расчета составляющих теплового баланса и проанализировать соотношения между ними.

Общие положения. Интенсивность турбулентного обмена в приземном слое атмосферы зависит от динамических и термических факторов. Динамические факторы: шероховатость земной поверхности и изменение скорости ветра с высотой, термические факторы: неравномерное нагревание различных участков земной поверхности и характер вертикального распределения температуры (термическая стратификация атмосферы). Уменьшение температуры воздуха с высотой (конвективные условия и неустойчивая стратификация) усиливает действие динамических факторов, а инверсия, изотермия (устойчивая стратификация) - ослабляет их.

Для характеристики турбулентного обмена наиболее часто используется коэффициент турбулентности k , который является кинематическим параметром

турбулентности, в отличие от коэффициента турбулентного обмена A , являющегося динамическим параметром.

$$A = k \cdot \rho, \quad (5.1)$$

где ρ - плотность воздуха;

A - коэффициент турбулентного обмена, кг/м с;

k - коэффициент турбулентности, м²/с.

Для анализа теплового режима атмосферы важно знать величину турбулентного потока тепла P_t , который измеряется в Дж/м²с или в кал/см²мин. Все эти характеристики зависят от высоты z . При изучении приземного слоя атмосферы часто используется коэффициент турбулентности k_1 на высоте 1 м, которая называется единичной высотой. Для практических расчетов характеристик турбулентности используются методы, основанные на проведении градиентных наблюдений на 2-х или более уровнях.

Метод теплового баланса по этому методу

$$k = \frac{0,74 R - B}{\Delta t + 1,56 \Delta e}, \quad (5.2)$$

где R - радиационный баланс деятельного слоя;

B - поток тепла в почве в кал/см² мин (1 кал/см² мин = 698 Дж/м²с);

k_1 - коэффициент турбулентности на высоте 1 м в м²/с;

$\Delta t = t_{0,5} - t_{2,0}$ - температура воздуха на стандартных уровнях градиентных измерений 0,5 и 2,0 м;

$\Delta e = e_{0,5} - e_{2,0}$ - парциальное давление водяного пара на тех же уровнях.

Формулу (5.2) рекомендуется применять только при

$$(R - B) \geq 0,1 \text{ кал/см}^2 \text{ мин},$$

$$\Delta t \geq 0,1 \text{ }^\circ\text{C},$$

$$\Delta e \geq 0,1 \text{ гПа.} \quad (5.3)$$

Турбулентный поток тепла этим методом рассчитывается по формуле:

$$P_T = \frac{R - B \Delta t}{\Delta t + 1,56 \Delta e}, \quad (5.4)$$

P_T в кал/см² мин. Остальные обозначения и рекомендации к применению те же.

Метод турбулентной диффузии. Согласно теории М.И. Будыко в приземном слое атмосферы коэффициент турбулентности линейно растет с высотой:

$$k_z = k_1 \frac{z}{z'}, \quad (5.5)$$

где $z' = 1 \text{ м}$.

Если имеются данные градиентных наблюдений на стандартных уровнях и не выполняются условия (5.3), то можно использовать для расчета коэффициента турбулентности упрощенный способ М.И. Будыко:

$$k_1 = 0,104 \Delta u \left(1 + 1,38 \frac{\Delta t}{\Delta u^2} \right) \cdot z', \quad (5.6)$$

где $\Delta u = u_{2,0} - u_{0,5}$ ($u_{2,0}$ и $u_{0,5}$ - скорости ветра в м/с на высотах 2,0 и 0,5 м.

В инверсиях эта формула имеет смысл лишь при $1,38 \frac{\Delta t}{\Delta u^2} \leq 1$.

Раскрывая скобки в формуле (5.5), получим 2 слагаемых, первое из которых отражает действие динамических факторов турбулентности, второе – термических. Уточненный способ М.И. Будыко используется, когда имеются результаты наблюдений более, чем на 2-х уровнях, это метод тангенсов. По этому способу:

$$k_1 = 0,144 t g_\alpha \left(1 - \frac{t g_\beta}{t g_\alpha} z' \right), \quad (5.7)$$

где $tg_{\alpha} = \frac{\Delta u}{\Delta \ln z}$; $tg_{\beta} = \frac{\Delta t}{\Delta \ln z}$, т.е. всегда $tg_{\alpha} \geq 0$, а $tg_{\beta} > 0$ только при инверсии.

Формула (5.7) сохраняет смысл при $\frac{tg_{\beta}}{tg_{\alpha}^2} \leq 1$, tg_{α} и tg_{β} находятся графически по полулогарифмическим графикам (u ; $\ln z$ или t , $\ln z$), на которых наносится скорость ветра или температура воздуха в зависимости от $\ln z$ на нескольких уровнях и находится угол их наклона к вертикальной оси и соответствующие tg .

Если k_1 рассчитан первым способом турбулентной диффузии, то турбулентный поток тепла P_T для обширных однородных и ровных участков деятельной поверхности может быть рассчитан по формуле:

$$P_T = 1,35 \cdot \frac{k_1}{z'} \Delta t, \quad (5.8)$$

где P_T – в кал/см² мин, k_1 – в м²/с, Δt – в °С.

При наличии градиентных наблюдений более, чем на 2-х уровнях целесообразно пользоваться уточненным способом турбулентной диффузии и P_T рассчитывать по формуле:

$$P_T = -1,87 \cdot k_1 \cdot tg_{\beta}, \quad (5.9)$$

где k_1 рассчитан в м²/с методом тангенсов, P_T – также в кал/см² мин.

Вертикальный турбулентный поток тепла на высоте z в приземном слое атмосферы приближенно может быть рассчитан по формуле:

$$P_T = \rho \cdot c_p \cdot k_z \cdot \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (5.10)$$

где ρ – плотность воздуха;

c_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении;

$\frac{\partial T}{\partial z}$ - вертикальный градиент температуры воздуха.

Молекулярный поток тепла в неподвижном воздухе рассчитываем по формуле

$$P_M = -\lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (5.11)$$

где λ - коэффициент молекулярной теплопроводности воздуха.

Тепловой баланс подстилающей поверхности. Приходо-расход тепла деятельного слоя подстилающей поверхности называют ее тепловым балансом. Количественно он описывается уравнением теплового баланса подстилающей поверхности:

$$R = LW + P_T + B, \quad (5.12)$$

где R , LW , P_T , B - радиационный баланс, затраты тепла на испарение, турбулентный поток тепла, поток тепла в почве соответственно. Уравнение (5.12) выполняется достаточно хорошо для больших промежутков времени.

Соотношение между турбулентным потоком тепла и затратами тепла на испарение за один и тот же промежуток времени над водоемами или избыточно увлажненными поверхностями можно приближенно получить из отношения Боуэна:

$$\frac{P_T}{LW} = 0,64 \cdot \frac{t_0 - t}{E_0 - e}, \quad (5.13)$$

где t_0 - температура поверхности водоема или почвы;

E_0 - парциальное давление насыщения, рассчитанное по температуре испаряющей поверхности;

t и e - температура воздуха и парциальное давление водяного пара.

Задание 5.1. Найти приближенное значение и указать направление вертикального турбулентного потока тепла через площадку в приземном слое атмосферы, на которой плотность равна нормальной, коэффициент турбулентности $k = 0,2 \text{ м}^2/\text{с}$, вертикальный градиент температуры $\frac{\partial T}{\partial z} = 3^\circ/100 \text{ м}$. Сравнить его с потоком тепла за счет молекулярной теплопроводности при тех же условиях. Коэффициент молекулярной теплопроводности воздуха $\lambda = 2,34 \text{ Вт/м, К} = 5,6 \cdot 10^{-5} \text{ кал/м с К}$, $\rho = 1,29 \text{ кг/м}^3$, $c_p = 1005 \text{ Дж/кг К}$.

Задание 5.2. Суточная сумма испарения с поверхности пруда $W = 1,34 \text{ мм}$. Найти суточную сумму турбулентного потока тепла над прудом, если в среднем за эти сутки температура поверхности $t_0 = 10,5 \text{ }^\circ\text{C}$, воздуха $t = 11,5 \text{ }^\circ\text{C}$, относительная влажность $f = 77 \%$ (использовать отношение Боуэна).

Задание 5.3. В среднем за год с поверхности земного шара испарение составляет 950 мм , радиационный баланс $68 \text{ ккал/см}^2\text{год}$. Определить среднюю для земного шара годовую сумму турбулентного потока тепла (средняя температура по земному шару за год $15 \text{ }^\circ\text{C}$).

Задание 5.4. Построить суточный ход составляющих теплового баланса подстилающей поверхности $\text{кал/см}^2\text{мин}$ по данным таблицы 5.1. Проанализировать соотношение между ними в различные часы суток.

Таблица 5.1 – Варианты исходных данных

| Вариант | срок, часы | R_T , кал/см ² мин | LW , кал/см ² мин | B , кал/см ² мин | R , кал/см ² мин |
|---------|------------|------------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| 1 | 06 | 0,00 | 0,01 | -0,06 | -0,05 |
| 2 | 08 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,06 |
| 3 | 10 | 0,08 | 0,07 | 0,09 | 0,24 |
| 4 | 12 | 0,09 | 0,10 | 0,12 | 0,31 |
| 5 | 14 | 0,21 | 0,17 | 0,10 | 0,48 |
| 6 | 16 | 0,07 | 0,09 | 0,06 | 0,22 |
| 7 | 18 | 0,09 | 0,02 | -0,03 | 0,08 |
| 8 | 20 | 0,08 | 0,04 | -0,09 | 0,04 |
| 9 | 22 | 0,00 | 0,01 | -0,08 | -0,07 |

Продолжение таблицы 5.1

| Вариант | срок, часы | R_T , кал/см ² мин | LW , кал/см ² мин | B , кал/см ² мин | R , кал/см ² мин |
|---------|------------|------------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| 10 | 06 | 0,00 | 0,03 | 0,06 | 0,05 |
| 11 | 08 | 0,02 | 0,05 | -0,02 | -0,06 |
| 12 | 10 | 0,08 | 0,10 | -0,09 | -0,24 |
| 13 | 12 | 0,09 | 0,13 | 0,11 | 0,21 |
| 14 | 14 | 0,21 | 0,12 | 0,15 | 0,38 |
| 15 | 16 | 0,07 | 0,08 | 0,03 | 0,12 |
| 16 | 18 | 0,09 | 0,06 | -0,05 | 0,28 |
| 17 | 20 | 0,08 | 0,14 | -0,07 | 0,24 |
| 18 | 22 | 0,00 | 0,15 | -0,01 | -0,04 |
| 19 | 06 | 0,00 | 0,16 | -0,04 | -0,03 |
| 20 | 08 | 0,02 | 0,19 | 0,09 | 0,16 |

Контрольные вопросы

1 Какой из факторов, влияющих на тепловой режим атмосферы, играет определяющую роль в приземном слое атмосферы?

2 От чего зависит соотношение между составляющими теплового баланса подстилающей поверхности, вклад каких наиболее существен?

6 Конденсация водяного пара в атмосфере. Образование и физические характеристики туманов

Цель работы: рассмотреть причины конденсации водяного пара в атмосфере, а также процесс образования и физические характеристики туманов.

Общие положения. Одной из возможных причин конденсации водяного пара в атмосфере является понижение температуры воздуха и наземных предметов. Если температура воздуха или предметов понижается ниже температуры точки росы, то на поверхности образуется роса (если температура понизится ниже 0 °С, то образуется иней), а в воздухе вблизи земной поверхности образуется туман. В зависимости от вида процесса, ведущего к понижению температуры воздуха, образуются туманы: радиационные, адвективные, туманы восхождения. Кроме того,

туманы могут образовываться под влиянием испарения с поверхности теплой воды в относительно холодный воздух. Такой туман называется туманом испарения. Туман может образовываться также при перемещении воздушных масс с различными термогигрометрическими свойствами. Такой туман называется туманом смешения. До образования тумана общее абсолютное влагосодержание воздуха W (г/м³) состоит из абсолютной влажности a (г/м³). После образования тумана оно состоит из влажности тумана a_w (г/м³) и абсолютной насыщающей влажности, т.е. $W = a_w + a_n(T_2)$. Если влагосодержание не изменилось (как при радиационном тумане), то $W = a(T_1)$, где T_1 и T_2 - температура воздуха до образования тумана и при тумане соответственно. Абсолютную влажность, в зависимости от T можно рассчитать по формуле:

$$a = 217 \frac{e}{T},$$

$$a_w = a T_1 - a_n T_2 . \quad (6.1)$$

где e – парциальное давление водяного пара в гПа.

Зная $a(T_1)$ и $a_n(T_2)$ из формулы (6.1) можно найти влажность тумана a_w . Приближенно влажность радиационного тумана можно найти иначе. Понижение температуры, необходимое для образования туманов определенной влажности, рассчитывается по формуле $\Delta T = \Delta T_1 + \Delta T_2$, где ΔT_1 - понижение температуры до точки росы, которые можно определить по психрометрическим таблицам, а также по формуле: $\Delta T_1 = 0,115 \cdot T^2 - \lg f$, где T - температура в вечерний срок в К, f - относительная влажность воздуха в этот же срок в %.

ΔT_2 - понижение температуры ниже точки росы, необходимое для образования тумана определенной влажности a_w , которое рассчитывается по формуле:

$$\Delta T_2 = 19 \frac{a_w}{e}, \quad (6.2)$$

где a_w - в г/м³, e - в гПа.

Туманы смешения образуются в случае, если водяной пар смешиваемых масс воздуха близок к состоянию насыщения ($f > 95 \%$), а разность их температур не менее $10 \text{ }^\circ\text{C}$. После смешения температура (смеси) будет $t_{\text{cp}} = \frac{t_1+t_2}{2}$, где t_1 и t_2 - температура теплой и холодной массы соответственно. Парциальное давление смеси $e_{\text{cp}} = \frac{e_1+e_2}{2}$, где $e_1 = f_1E(t_1)$, а $e_2 = f_2E(t_2)$, f_1 и f_2 - относительная влажность теплой и холодной масс.

Если $e_{\text{cp}} > E(t_{\text{cp}})$, то образуется туман смешения, $\Delta e = e_{\text{cp}} - E(t_{\text{cp}})$, тогда водность этого тумана:

$$a_w = \Delta a = 217 \frac{\Delta e}{T_{\text{cp}}}, \quad (\text{г/м}^3) \quad (6.3)$$

Метеорологическую дальность видимости S_M в тумане можно определить по формуле:

$$S_M = 2,61 \frac{r}{a_w}, \quad (6.4)$$

где S_M - в метрах, r - поверхностно-эквивалентный радиус каплей тумана, a_w - водность тумана в г/м^3 .

Задание 6.1. Вечером температура почвы и воздуха была $10 \text{ }^\circ\text{C}$, относительная влажность воздуха 80% . В течение ночи парциальное давление водяного пара не менялось, но температура почвы понизилась на $5 \text{ }^\circ\text{C}$. Образовалась ли роса?

Задание 6.2. При ветреной и пасмурной погоде температура воздуха повысилась от $5 \text{ }^\circ\text{C}$ до $10 \text{ }^\circ\text{C}$. Капли воды, появившиеся на наземных предметах, наблюдатель зафиксировал как росу. Верна ли запись? Ответ обосновать.

Задание 6.3. Температура воздуха $6 \text{ }^\circ\text{C}$, относительная влажность 50% . До какой температуры должна охладиться поверхность земли, чтобы на ней мог образоваться иней?

Задание 6.4. Вечером в ясную погоду при слабом ветре температура воздуха была равна $15\text{ }^{\circ}\text{C}$, относительная влажность 80% . К утру температура воздуха понизилась до $10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Образуется ли туман? Какова его водность?

Задание 6.5. При заходе солнца температура воздуха составляла $17\text{ }^{\circ}\text{C}$, относительная влажность 70% . Утром ожидается понижение температуры до $5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Считая средний поверхностно-эквивалентный радиус капель тумана равным 10 мкм , определить:

а) какой будет минимальная видимость?

б) через сколько времени после захода Солнца видимость уменьшится до 250 м , если ожидается, что каждый час температура будет понижаться на $2\text{ }^{\circ}\text{C}$?

Задание 6.6. Две массы воздуха, насыщенные водяным паром, имеющие температуры 20 и $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, смешиваются. Какова будет в результате смешения водность тумана (в 1 м , в 1 кг воздуха)? Давление воздуха 1000 гПа .

Контрольные вопросы

1 Какие условия благоприятны для образования росы и жидкого налета?

2 Как влияют на образование продуктов наземной конденсации теплофизические характеристики подстилающей поверхности и наземных предметов?

3 При каком знаке радиационного баланса и каком вертикальном распределении температуры образуется радиационный туман?

4 В какое время года при одинаковом охлаждении воздуха следует ожидать образования тумана большей водности?

5 При каких условиях возможно образование тумана смешения?

7 Скорость и направление ветра в пограничном слое

Цель работы: рассмотреть закономерности изменения скорости и направления ветра в пограничном слое.

Общие положения. В пограничном слое атмосферы скорость и направление ветра меняются с высотой, что в дополнение к действию пульсаций скорости также приводит к рассеянию облака примеси.

Огромные медленно перемещающиеся в пространстве системы высокого давления часто характеризуются такими сочетаниями значений стабильности атмосферы, ветра и ветрового сдвига, которые способствуют устойчивому состоянию загрязнения внутри этой воздушной массы. Влияние метеорологических параметров может обуславливать накопление относительно высоких концентраций загрязняющих соединений внутри системы высокого давления. Высокий уровень загрязнения воздуха может регистрироваться в такой воздушной массе в течение значительного промежутка времени (около недели) [18].

Например, внутри системы высокого давления имеются области с температурной инверсией, которые расположены на некотором расстоянии от поверхности Земли и препятствуют поступлению загрязнения в приземный слой, обуславливая, таким образом, накопление загрязнения, поступающего от источников, в самой воздушной массе [18]. Многие системы высокого давления характеризуются и низкой скоростью ветра, что также способствует накоплению загрязнения вследствие незначительного горизонтального рассеивания выбросов загрязняющих веществ, попадающих в такую систему.

Системам высокого давления свойственна также и незначительная облачность. Это увеличивает поступление солнечной радиации к земной поверхности и создает благоприятные условия для образования фотохимического загрязнения воздуха, которое в свою очередь оказывает негативное воздействие на окружающую среду. Системы высокого давления и безоблачное небо не способствуют также выпадению дождей, являющихся одним из важных процессов выведения загрязняющих веществ из атмосферы [17]. По этим причинам и в связи с тем, что системы высокого давления медленно перемещаются в атмосфере, в них в течение длительного времени могут сохраняться высокие концентрации загрязняющих веществ.

Ветровой сдвиг, или изменение направления ветра с высотой, становится важным фактором при дальнем переносе загрязняющих веществ, так как он обуславливает «разбавление» воздушной массы, в которой содержатся загрязняющие примеси. Поскольку верхние и нижние слои воздушных масс, содержащих загрязнение, перемещаются в различных направлениях с разной скоростью, наличие ветрового сдвига способствует значительному рассеиванию загрязняющих компонентов атмосферы за время их переноса [19].

Ветром называется движение воздуха относительно земной поверхности. Передвижение воздушных масс в атмосфере играет большую роль в погодообразующих процессах. Благодаря им происходит перенос очагов тепла и холода, водяного пара, формирование облачности, сложных и опасных для авиации условий погоды.

Обычно под ветром подразумевается горизонтальная составляющая этого движения.

Основной причиной возникновения ветра является неравномерное распределение в горизонтальном направлении давления. Оно, в свою очередь, создается термическими условиями, поэтому температурное поле атмосферы считается первопричиной возникновения воздушных течений.

Горизонтальное движение возникает в результате неравномерного распределения давления.

Для количественной характеристики изменения давления по горизонтали существует величина, называемая горизонтальным барическим градиентом.

$$p = \frac{P_2 - P_1}{\Delta S} = \frac{\Delta P}{\Delta S}, \quad (7.1)$$

где ΔP — разность давления в двух пунктах;

ΔS — расстояние между пунктами.

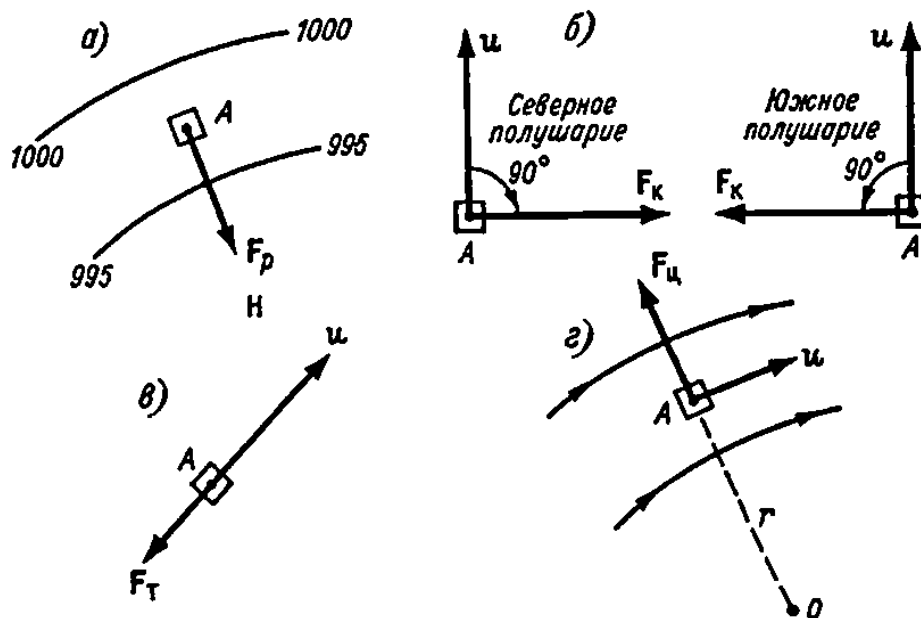
Сила барического градиента — величина, характеризующая отношение горизонтального градиента к единице массы воздуха. Сила барического градиента перпендикулярна изобарам и направлена в сторону низкого давления.

$$F_p = \frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta S}, \quad (7.2)$$

где ρ — плотность воздуха.

Как только масса воздуха начинает двигаться, то на ее движение влияют различные силы: сила вращения Земли, сила трения, центробежная сила. Движение воздуха (ветер) происходит под воздействием силы барического градиента, силы трения, отклоняющей силы вращения Земли и центробежной силы.

Движущей является сила барического градиента (рисунок 7.1).



а) сила барического градиента б) сила Кориолиса
в) сила трения г) центробежная сила

Рисунок 7.1 — Силы, действующие на воздушную частицу А

Атмосфера участвует в суточном вращении Земли. Если бы на частицы воздуха действовал только барический градиент, то направление движения воздуха (ветра) совпало бы с направлением горизонтального градиента давления. В действительности вектор ветра обычно отклоняется от направления градиента давления. Это вызвано наличием в атмосфере других сил, начинающих действовать одновременно с началом движения воздуха.

К таким силам относится инерционная сила, связанная с вращением Земли вокруг собственной оси с угловой скоростью, равной одному обороту в сутки. Ее обычно называют отклоняющей силой или ускорением Кориолиса. Эта сила не изменяет скорости воздушного потока, а лишь отклоняет направление его движения от первоначального.

Сила Кориолиса всегда действует в направлении, перпендикулярном направлению движения воздуха, и направлена по отношению к вектору ветра в Северном полушарии вправо, в Южном — влево.

$$F_k = 2\omega \sin\varphi \cdot U, \quad (7.3)$$

где U — скорость воздушного потока, ω — широта места, φ — угловая скорость вращения Земли.

Сила Кориолиса зависит от широты места и скорости воздушного потока. С уменьшением широты она уменьшается и становится равной нулю на экваторе. Чем больше скорость воздушного потока, тем больше сила Кориолиса.

В нижних слоях атмосферы (до высоты 1000–1500 м) на движение воздушной массы оказывают влияние, кроме рассмотренных сил, вязкие силы, т.е. силы трения. В результате их действия ветер, наблюдаемый у поверхности, отличается от градиентного как по скорости, так и по направлению.

Сила трения направлена в противоположную сторону по отношению к направлению движения, коэффициент трения зависит от свойств подстилающей поверхности.

Соотношение между силами, действующими на частицу воздуха при учете сил трения, можно рассмотреть на ниже предложенном ниже рисунке. В случае установившегося давления, когда скорость ветра не меняется во времени, при прямолинейных изобарах барический градиент уравнивается суммой двух сил: Кориолиса и трения. Тогда вектор ветра в слое трения отклонится вправо (рисунок 7.2, а) от направления вектора барического градиента под углом меньшим, чем 90° . Значит, угол отклонения зависит от шероховатости подстилающей поверхности и широты места

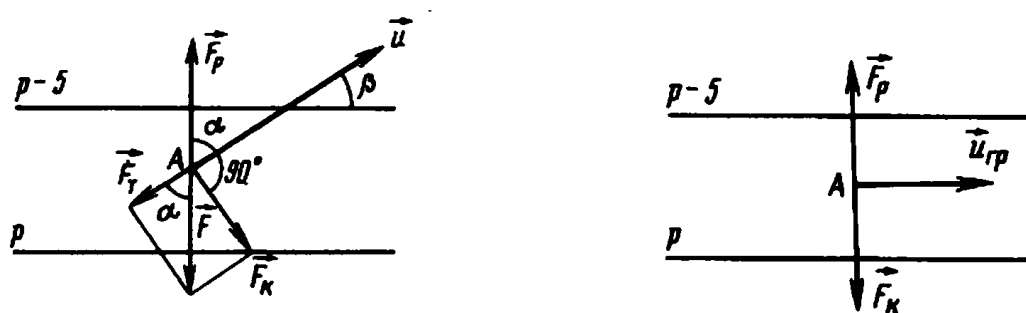


Рисунок 7.2 — а) ветер в пограничном слое атмосферы б) градиентный ветер F_p — сила барического градиента, F_K — сила Кориолиса, F_T — сила трения, U — направление движения

Если коэффициент трения уменьшается (т.е. стремится к нулю), то угол α приближается к 90° , а ветер — к градиентному (рисунок 2, б).

Над сушей, где сила трения, а следовательно, и коэффициент трения больше, угол отклонения составляет в среднем $30-45^\circ$. Над морем, где сила трения меньше, угол отклонения может быть близок к 90° .

На экваторе, где $\varphi = 0$, $F_K = 0$, движение воздуха должно совпадать с направлением силы барического градиента.

Если масса движется по криволинейной траектории, то на ее движение оказывает влияние центробежная сила. Центробежная сила при прямолинейных изобарах равна нулю.

В пограничном слое атмосферы на движение воздуха влияют три силы: сила барического градиента, сила Кориолиса и сила трения.

При установившемся движении силы, действующие на массу воздуха, уравновешивают друг друга (их векторная сумма равна нулю). Сила барического градиента (F_p) равна сумме двух сил: силе Кориолиса (F_K) и силе трения (F_T). Сила Кориолиса отклоняет движение вправо, сила трения направляет его в противоположную сторону.

Направление ветра с силой барического градиента имеет угол α .

В свободной атмосфере сила трения равна нулю. На массу действуют две силы: сила Кориолиса и сила барического градиента. Скорость воздушного потока (ветра) в этом случае определяется только силой барического градиента (сила Кориолиса на скорость не влияет), поэтому такой поток называется градиентным ветром.

Следует отметить, что из всех рассмотренных сил только сила барического градиента может вывести воздух из состояния покоя, а все остальные силы приводят только к изменению уже возникшего движения.

Направление ветра — это направление, откуда дует ветер. Обычно направление ветра измеряют в угловых градусах или румбах горизонта. При этом чаще всего используют восьмирумбовую шкалу (иногда применяются 4-х и 16-ти румбовые шкалы), однако для метеорологического обеспечения авиации всегда используются угловые градусы, округленные до целого десятка.

При инструментальном измерении параметров ветра направление ветра отсчитывается от истинного меридиана. В аэропортах, где наблюдается склонение $\geq 5^\circ$, экипажам при посадке сообщается направление ветра с учетом поправки на магнитное склонение (магнитный ветер). Магнитный ветер исчисляется от магнитного меридиана, пересекающего данный район. В сводках, распространяемых

за пределы аэродрома, направление ветра указывается от истинного меридиана, т. е. без поправки на магнитное склонение.

Задание 7.1. Вычертить схему равновесия сил (с учетом силы трения) и направление скорости ветра при прямолинейных изобарах, в циклоне и антициклоне в южном полушарии.

Задание 7.2. На какой угол отклоняется реальный ветер от геострофического на широте φ по заданию 3 на суше и на море при прямолинейных изобарах, если на суше коэффициент трения равен $5 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, на море $3 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$?

Задание 7.3. Определить отклонение реального ветра от геострофического в циклоне и антициклоне, на широте φ , если скорость реального ветра - c , а расстояние от центра барического образования - r , коэффициент трения $k = 4 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$

Таблица 7.1 - Варианты исходных данных

| Вар. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|-------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| $\varphi, ^\circ$ | 20 | 25 | 30 | 35 | 40 | 45 | 50 | 55 | 60 | 65 |
| $c, \text{ м/с}$ | 18 | 17 | 16 | 14 | 12 | 10 | 8 | 6 | 4 | 5 |
| $r, \text{ км}$ | 680 | 690 | 700 | 720 | 740 | 760 | 780 | 800 | 820 | 825 |

Задание 7.4. Рассчитать скорость реального ветра в циклоне на расстоянии 800 км от его центра на широте 43° , если угол отклонения его от геострофического составляет 20° , коэффициент трения составляет $5 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$.

Контрольные вопросы

1 Как изменяется направление ветра с высотой в пограничном слое в северном и южном полушарии?

2 Как меняется направление реального ветра при переходе с суши на море при одинаковом расположении изобар над ними в северном полушарии?

3 Как влияет величина трения на отклонение реального ветра от изобар?

8 Требования, предъявляемые к курсовой работе

8.1 Выбор темы курсовой работы

Работа над курсовой работой начинается с выбора темы, к которому следует отнестись очень ответственно. Тематика курсовых работ предлагается преподавателем. Выбор темы работы должен основываться на первичном изучении содержания проблемы. Только в этом случае он окажется осознанным, что является важной предпосылкой успешного написания работы.

Основная сложность при выборе темы может заключаться в том, что этот выбор и, отчасти, написание работы происходит в процессе изучения предмета, а не по его окончании. В связи с этим студенту целесообразно обратиться к консультациям преподавателя, который направит поиск студента в нужное русло. Руководитель оказывает студенту помощь в разработке календарного плана на период выполнения курсовой работы, рекомендует необходимую литературу, справочные материалы, проводит систематические консультации и проверяет выполнение работы.

Неплохо, если студент, заинтересовавшись еще на первом курсе какой - либо из научных проблем, будет углублять ее изучение и исследование на старших курсах, выбирая «сквозную» тематику. В этом случае данная проблема будет последовательно изучаться всесторонне, под углом зрения различных дисциплин. Выполненные курсовой работы могут служить хорошей основой выпускной квалификационной работы.

Тема должна быть актуальной, иметь теоретическое и практическое значение для сегодняшнего дня.

8.2 Порядок подготовки курсовой работы

Педагогическая цель работы, на каком бы курсе она не выполнялась, по сути своей – одна: углубление знаний студента, развитие навыков поиска необходимых

источников информации и работы с ними, формирование аналитического подхода к реальным жизненным ситуациям.

Цель курсовой работы – закрепление полученных теоретических знаний по дисциплине «Учение об атмосфере».

Основные задачи выполнения работы:

- научиться анализировать ситуацию и рекомендовать мероприятия по анализу атмосферных процессов;

- вырабатывать умения логически грамотно проиллюстрировать собранную и обобщенную информацию с помощью табличного и графического методов;

- научиться оценивать, анализировать информацию, делать выводы и вырабатывать рекомендации, обнаруживать закономерности и тенденции развития явлений и процессов.

Порядок подготовки курсовой работы в основном соответствует содержанию типовой технологии подготовки письменных работ и включает:

- подготовительную работу;

- поиск и обработку источников информации;

- комплектацию рабочего варианта текста;

- обработку скомплектованного текста;

- оформление работы.

На основе предварительного ознакомления с литературой и цифровым материалом, который может быть, использован при написании курсовой работы, составляется первоначальный вариант плана курсовой работы. Обычно курсовая работа состоит из введения, двух-четырёх параграфов и заключения.

При составлении плана следует, прежде всего, наметить основные «вехи», определить примерный круг вопросов, которые будут рассмотрены в отдельных параграфах, и их последовательность. Эти вопросы могут, в окончательно отработанном варианте плана не указываться, но на первоначальном этапе они используются для так называемого рабочего, развернутого плана, по которому пишется курсовая работа.

Любая тема может быть раскрыта по - разному. Но именно план курсовой работы отражает ее основные направления. План работы должен отражать основную идею работы, раскрывать ее содержание и характер. В нем должны быть выделены наиболее актуальные вопросы темы. Составленный план студент согласовывает с руководителем курсовой работы.

Работа над курсовой работой не должна откладываться на последние дни. Относиться к ней надлежит со всей ответственностью и добросовестностью. Только систематический, правильно спланированный и организованный труд позволит добиться хорошего результата точно к установленному сроку.

8.3 Структура курсовой работы

Объём курсовой работы, как правило, составляет 45-50 листов печатного текста.

В структуру курсовой работы входят:

- титульный лист;
- задание на выполнение работы;
- содержание (оглавление);
- введение;
- основной текст;
- заключение;
- список использованных источников;
- приложения.

Титульный лист является первой страницей работы и служит источником информации, необходимой для ее обработки и поиска.

Задание на курсовую работу выдается преподавателем индивидуально каждому студенту.

Оглавлением (содержанием) называют часть текстовой работы, носящую справочный, вспомогательный характер. Оглавление выполняет две функции – дает представление о тематическом содержании работы и ее структуре, а также помогает

читателю быстро найти в тексте нужное место. Оглавление может размещаться сразу после титульного листа.

Во *введении* отражаются следующие основные моменты:

- общая формулировка темы;
- теоретическое и практическое значение выбранной темы, ее актуальность;
- степень разработанности проблемы;
- конкретные задачи исследования, которые автор поставил перед собой;
- объяснение того, как автор намеревается решать поставленные задачи,

обоснование логической последовательности раскрываемых вопросов, общего порядка исследования и структуры работы;

- использованные в работе источники информации.

Одним из важнейших аргументов в пользу актуальности является неразработанность (полная или частичная) проблемы. Высокую оценку получают те работы, которые отличаются практической значимостью решаемых вопросов. Существенное значение имеют также роль и место выбранной темы в совершенствовании учебно-воспитательного процесса.

Один из наиболее распространенных и серьезных недостатков курсовых работ состоит в том, что формулировки целей и задач не удовлетворяет требованиям четкости и содержательной обоснованности. Помимо нечеткого определения задач исследования, во введении курсовой работы встречаются и другие типичные недостатки. Так, например, нередко во введении пытаются не только поставить проблему, но и решить ее. Такой подход с методологической точки зрения является ошибочным. Введение должно вводить в круг затрагиваемых проблем, определить цель и характер предстоящей работы. Оно должно быть написано лаконичным языком, отличаться логической стройностью и занимать по своему объему до 2-х страниц компьютерного набора. Объем введения должен составлять 2 % - 3 % от общего количества страниц работы.

Основная часть состоит из ряда глав. Главы, как известно, подразделяются на разделы, разделы - на подразделы, насчитывающие в себе несколько абзацев.

Слишком подробное дробление не желательно, т.к. каждый параграф должен завершаться определенным выводом, предложением практического характера или критическим резюме автора, что сделать бывает не легко. К тому же и завершение главы также предполагает определенный вывод. В свою очередь абзац состоит из нескольких предложений. По объему основная часть составляет 70 % от общего объема текстового материала.

Заключение (2 % - 3 % текста) отражает сущность выполненной работы, содержит конкретные ответы на поставленные задачи, оценку полученных результатов и рекомендации производству. Необходимо указать научную и социальную значимость работы.

Выводы должны быть четко сформулированы и быть понятными без чтения основного текста курсовой работы.

Список литературных источников помещается в конце курсовой работы после заключения. Он является важным свидетельством, того, насколько глубоко студент изучил состояние вопроса по разрабатываемой проблеме. При написании работы необходимо использовать не менее 20 источников. Сведения об источниках располагаются в порядке появления ссылок, а не по алфавиту, и нумеруются арабскими цифрами.

Пример оформления литературы представлен в СТО 02069024.101-2015.

8.4 Общие правила оформления текстового материала курсовой работы

Курсовая работа выполняется на писчей бумаге стандартного формата А4 (210 x297 мм), соблюдая следующие размеры полей: левое – 30 мм, правое – 10 мм, нижнее – 20 мм, верхнее – 15 мм, на одной стороне листа с применением ЭВМ.

При выполнении работы на ЭВМ используется 14 шрифт, одинарный интервал. Нумерация страниц, разделов, подразделов, пунктов, рисунков, таблиц, формул и приложений осуществляется арабскими цифрами. Номер страницы проставляют в нижнем поле листа в правом углу без слова страницы (стр., с.) и

знаков препинания. Титульный лист не нумеруют, но включают в общую нумерацию работы.

Абзацный отступ должен быть одинаковым по всему тексту и равен 12,5 мм, или пять знаков размером 14 pt. Выравнивание текста по ширине с автоматической расстановкой переносов.

Заголовок раздела (подраздела или пункта) печатают, отделяя от номера пробелом, начиная с прописной буквы, не приводя точку в конце и не подчеркивая.

При этом номер раздела (подраздела или пункта) печатают после абзацного отступа (12,5 мм, или пять знаков размером 14 pt).

В заголовках следует избегать сокращений (за исключением общепризнанных аббревиатур, единиц величин и сокращений, входящих в условные обозначения).

В заголовках не допускается перенос слова на последующую строку, применение римских цифр, математических знаков и греческих букв.

Текст заголовков раздела, подраздела, пункта, подпункта не должен содержать переносов.

Если заголовок состоит из двух предложений, то их разделяют точкой. Межстрочный интервал между строками заголовков разделов, подразделов, пунктов и подпунктов принимают таким же, как в тексте (одинарный).

При оформлении заголовков следует соблюдать следующие требования к их размещению:

- расстояние между заголовком и текстом должно быть равно удвоенному межстрочному расстоянию;
- расстояние между заголовками раздела и подраздела должно быть равно одному межстрочному расстоянию;
- расстояние между последней строкой текста и последующим заголовком текста должно быть равно удвоенному межстрочному расстоянию.

Каждую структурную часть курсовой работы и заголовки разделов необходимо начинать с новой страницы.

Список рекомендуемой литературы

- 1 Изменение климата: Обзор состояния научных знаний об антропогенном изменении климата / Кокорин А. О.: РРЭЦ, GOF, WWF-России, 2005. – 20 с.
- 2 Зверева, С. В. Задачник по общей метеорологии / С.В. Зверева, под ред. В. Г. Морачевского. - Л. : Гидрометеиздат, 1984. – 310 с.
- 3 Будыко, М. И. Климат в прошлом и будущем / М. И. Будыко. - Л. : Гидрометеиздат, 1980. – 352 с.
- 4 Гуральник, И. И Сборник задач по метеорологии / И. И. Гуральник, С. В., Мамикова, М. А. Полковников. – Л. : Гидрометеиздат, 1978. – 252 с.
- 5 Курбатова, А. В. Задачник по курсу "Общая метеорология" / А. В. Курбатова, Т. В. Ушакова. - Л. : Изд-во ЛГМИ, 1980. – 89 с.
- 6 Матвеев, Л. Т. Общая метеорология. Физика атмосферы / Л. Т. Матвеев. - Л. : Гидрометеиздат, 1984. - 752 с.
- 7 Монин, А. С. История климата / А. С. Монин, Ю. А. Шишков. - Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 408 с.
- 8 Полтараус, Б. В. Климатология / Б. В. Полтараус, А. В. Кислов. - М. : Изд-во Моск. ун-та, 1986. – 144 с.
- 9 Тверской, П. Н. Курс метеорологии / П. Н. Тверской. - Л. : Гидрометеиздат, 1962. – 700 с.
- 10 Хабутдинов, Ю. Г. Метеорология и климатология : Учение об атмосфере : учеб. пособие / Ю. Г. Хабутдинов, К. М. Шанталинский. – Казань : Изд-во Казан. ун-та, 2000. – 181 с.
- 11 Хргиан, А. Х. Атлас облаков / А. Х. Хргиан, Н. И. Новожилова. - Л. : Гидрометеиздат, 1978. - 268 с.
- 12 Хромов, С. П. Метеорология и климатология : учебник 7-е изд., перераб. и доп. / С. П. Хромов, М. А. Петросянц. - М. : Изд-во Моск. ун-та : Наука, 2006. – 582 с.

- 13 Будыко, М. И. Изменение климата / М. И. Будыко.-Л.:Гидрометеоиздат, 1974. - 280 с.
- 14 Дзердзеевский, Б. Л. Общая циркуляция атмосферы и климат : избран. тр./ Б. Л. Дзердзеевский; АН СССР, Отд-ние океанологии, физики атмосферы и географии. - М. : Наука, 1975. - 288 с.
- 15 Кислов, А. В. Климат в прошлом, настоящем и будущем / А. В. Кислов. - М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. - 351 с.
- 16 Коваленко, П. П. Городская климатология : учеб. пособие для вузов/ П. П. Коваленко, Л. Н. Орлова. - М. : Стройиздат, 1993. - 144 с.
- 17 Моргунов, В. К. Основы метеорологии и климатологии. Метеорологические приборы и методы наблюдений : учеб. для студентов вузов/ В. К. Моргунов. - Ростов-на-Дону : Феникс; Новосибирск: Сибирское соглашение, 2005. - 332 с.
- 18 Семенчин, Е. А. Об оптимизации мощности мгновенного точечного источника примеси, действующего в экологически значимой зоне / Е.А. Семенчин, А.С. Ионисян //Совершенствование методов управления социально-экономическими процессами и их правовое регулирование. - Ставрополь: Изд-во СИУ, 2000. - С.73-75.
- 19 Яглом, А. М. Диффузия примеси от мгновенного точечного источника в турбулентном пограничном слое / А.М. Яглом // Турбулентные течения. -- М.: Наука, 1974. - С.62-64.

Приложение А (справочное)

Уравнение времени (разность между средним и истинным солнечным временем в минутах)

Таблица А.1 - Уравнение времени (разность между средним и истинным
солнечным временем в минутах)

| Дата | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|------|----|----|-----|----|----|----|-----|------|-----|-----|-----|-----|
| 1 | 3 | 13 | 12 | 4 | -3 | -2 | 4 | 6 | 0 | -10 | -16 | -11 |
| 2 | 4 | 14 | 12 | 4 | -3 | -2 | 4 | 6 | 0 | -11 | -16 | -11 |
| 3 | 4 | 14 | 12 | 3 | -3 | -2 | 4 | 6 | -1 | -11 | -16 | -10 |
| 4 | 4 | 14 | 12 | 3 | -3 | -2 | 4 | 6 | -1 | -11 | -16 | -10 |
| 5 | 5 | 14 | 12 | 3 | -3 | -2 | 4 | 6 | -1 | -11 | -16 | -9 |
| 6 | 5 | 14 | 11 | 3 | -3 | -2 | 5 | 6 | -2 | -12 | -16 | -9 |
| 7 | 6 | 14 | 11 | 2 | -3 | -1 | 5 | 6 | -2 | -12 | -16 | -9 |
| 8 | 6 | 14 | 11 | 2 | -4 | -1 | 5 | 6 | -2 | -12 | -16 | -8 |
| 9 | 7 | 14 | 11 | 2 | -4 | -1 | 5 | 5 | -3 | -13 | -16 | -8 |
| 10 | 7 | 14 | 10 | 1 | -4 | -1 | 5 | 5 | -3 | -13 | -16 | -7 |
| 11 | 7 | 14 | 10 | 1 | -4 | -1 | 5 | 5 | -3 | -13 | -16 | -7 |
| 12 | 8 | 14 | 10 | 1 | -4 | 0 | 5 | 5 | -4 | -13 | -16 | -6 |
| 13 | 8 | 14 | 10 | 1 | -4 | 0 | 6 | 5 | -4 | -14 | -16 | -6 |
| 14 | 9 | 14 | 9 | 0 | -4 | 0 | 6 | 5 | -4 | -14 | -16 | -5 |
| 15 | 9 | 14 | 9 | 0 | -4 | 0 | 6 | 4 | -5 | -14 | -15 | -5 |
| 16 | 9 | 14 | 9 | 0 | -4 | 0 | 6 | 4 | -5 | -14 | -15 | -4 |
| 17 | 10 | 14 | 9 | 0 | -4 | 1 | 6 | 4 | -5 | -15 | -15 | -4 |
| 18 | 10 | 14 | 8 | -1 | -4 | 1 | 6 | 4 | -6 | -15 | -15 | -4 |
| 19 | 10 | 14 | 8 | -1 | -4 | 1 | 6 | 4 | -6 | -15 | -15 | -3 |
| 20 | 11 | 14 | 8 | -1 | -4 | 1 | 6 | 3 | -6 | -15 | -14 | -3 |
| 21 | 11 | 14 | 7 | -1 | -4 | 2 | 6 | 3 | -7 | -15 | -14 | -2 |
| 22 | 11 | 14 | 7 | -1 | -3 | 2 | 6 | 3 | -7 | -15 | -14 | -2 |
| 23 | 12 | 14 | 7 | -2 | -3 | 2 | 6 | 3 | -8 | -16 | -14 | -1 |
| 24 | 12 | 13 | 6 | -2 | -3 | 2 | 6 | 2 | -8 | -16 | -13 | -1 |
| 25 | 12 | 13 | 6 | -2 | -3 | 2 | 6 | 2 | -8 | -16 | -13 | 0 |
| 26 | 12 | 13 | 6 | -2 | -3 | 3 | 6 | 2 | -9 | -16 | -13 | 0 |
| 27 | 13 | 13 | 6 | -2 | -3 | 3 | 6 | 2 | -9 | -16 | -12 | 1 |
| 28 | 13 | 13 | 5 | -2 | -3 | 3 | 6 | 1 | -9 | -16 | -12 | 1 |
| 29 | 13 | 13 | 5 | -3 | -3 | 3 | 6 | 1 | -10 | -16 | -12 | 2 |
| 30 | 13 | - | 5 | -3 | -3 | 3 | 6 | 1 | -10 | -16 | -11 | 2 |
| 31 | 13 | - | 4 | - | -2 | - | 6 | 0 | - | -16 | - | 3 |

Приложение Б (обязательное)

Часовые пояса Российской Федерации

