МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

филиал в г.Туапсе

Кафедра «Метеорологии и природопользования»

БАКАЛАВРСКАЯ РАБОТА

На тему «Излучение Солнца и глобальные движения в атмосфере Земли»

Исполнитель Безуглова О.С.

Руководитель доктор географических наук, профессор Сергин С.Я.

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой _____

кандидат сельскохозяйственных наук, доцент

Цай С.Н.

«19» июня 2016 г.

Филиал Российского государственного гидрометеорологического университета в г. Туапсе

НОРМОКОНТРОЛЬ ПРОЙДЕН

«30» мая 2016 г.

_____ _____
подпись расшифровка подписи

Туапсе
2016

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

филиал в г.Туапсе

Кафедра «Метеорологии и природопользования»

БАКАЛАВРСКАЯ РАБОТА

На тему «Излучение Солнца и глобальные движения в атмосфере Земли»

Исполнитель Безуглова О.С.

Руководитель доктор географических наук, профессор Сергин С.Я.

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой _____

кандидат сельскохозяйственных наук, доцент

Цай С.Н.

«____» _____ 2016 г.

Туапсе
2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение **3**

Глава 1 Солнечное излучение и его распределение на поверхности Земли .. **5**

1.1 Солнце – центральное тело в солнечной системе 5

1.2 Инсоляция на верхней границе атмосферы Земли и тепловой баланс системы земная поверхность - атмосфера 9

Глава 2 Строение и газовый состав атмосферы с учётом магнитного поля Земли **18**

2.1 Строение и газовый состав атмосферы 18

2.2 Магнитосфера и радиационные пояса 21

2.3 Поглощение и рассеяние солнечного излучения. Ионосфера. Озоновый слой. Водяной пар 23

2.4 Зависимость поглощения и рассеяния от высоты Солнца над горизонтом 29

Глава 3 Глобальные движения в атмосфере **41**

3.1 Силы, действующие в атмосфере. Геострофический ветер 41

3.2 Распределение давления и направление основных воздушных течений 46

3.3 Центры действия атмосферы 57

Заключение **63**

Список литературы **65**

Приложение **68**

Введение

Общей циркуляцией атмосферы называется совокупность воздушных течений планетарного масштаба, соизмеримых с размерами материков и океанов. Вместе с воздушными массами, участвующими в общей циркуляции атмосферы, переносятся тепло, влага, примеси и другие характеристики воздуха. Всё это является важнейшим фактором формирования климата. Поэтому изучение глобальных движений в атмосфере остаётся важнейшей задачей в метеорологии. Несмотря на прикладной характер будущей деятельности бакалавра гидрометеорологии, нам необходимо иметь чёткое представление о связи локальных изменений метеорологических параметров с глобальными движениями в атмосфере.

Актуальность исследования заключается в том, что ещё не изучены в должной мере взаимосвязи излучения Солнца и глобальных движений в атмосфере Земли

Объект исследования - глобальные воздушные течения в атмосфере.

Предмет исследования - анализ причин возникновения глобальных воздушных течений и центров действия атмосферы

Цель исследований - рассмотреть влияние излучения Солнца на глобальные движения в атмосфере Земли.

Задачи бакалаврской работы:

- рассмотреть особенности распределения солнечной радиации на поверхности Земли с учётом её сферичности и наклона оси вращения планеты к плоскости орбиты;
- проанализировать роль атмосферы и магнитного поля Земли в преобразовании и перераспределении волнового и корпускулярного солнечного излучения;
- оценить влияние подстилающей поверхности на отражение и поглощение излучения;
- рассмотреть причины возникновения глобальных воздушных

течений и центров действия атмосферы.

Структура работы. Бакалаврская работа состоит из введения, трёх глав, заключения, списка литературы и приложения.

В первой главе рассмотрены Солнечное излучение и его распределение по поверхности Земли.

Во второй главе проведено изучение поглощения и рассеяния солнечного излучения, роли ионосферы, озонового слоя и водяного пара.

В третьей главе рассматриваются механизмы общей циркуляции атмосферы, составление математических моделей, решение прикладных задач.

Информационно-методической основой исследования послужили материалы отчетности НИР, научные публикации и учебная литература.

Общий объем работы 67 страниц печатного текста, включает 20 рисунков и 4 таблицы. В приложениях содержится 27 тематических материалов.

Глава 1 Солнечное излучение и его распределение на поверхности Земли

1.1 Солнце – центральное тело в солнечной системе

Солнечная система включает в себя восемь планет и их спутники, два пояса астероидов, кометы и другие мелкие тела (остатки комет). Солнце является центральным телом в солнечной системе. По своей массе (около $2*10^{27}$ тонн) оно намного превосходит массу всех остальных тел системы, вместе взятых; его гравитационное поле фактически управляет движением остальных тел. Солнце излучает в космическое пространство огромный поток излучения, который в значительной мере определяет физические условия на Земле и на других планетах.

Земля совершает годичное движение по замкнутой эллиптической орбите на среднем расстоянии от Солнца около 150 000 000 км. Диаметр земли в 109 раз меньше диаметра Солнца, а её масса – в 330 000 раз меньше массы Солнца (приложение 1).

Земля совершает суточное вращение вокруг собственной оси, что определяет смену дня и ночи на поверхности Земли. Так как ось вращения наклонена к плоскости орбиты, то годичное движение определяет смену времени года, о чём будет сказано позднее.

Видимое движение Солнца среди звёзд. Для наблюдателя, находящегося на Земле, она кажется неподвижной, а её движения в пространстве обнаруживаются по относительным (видимым) движениям Солнца (приложение 2).

Когда мы обращаем внимание на небо, то все наблюдаемые звёзды кажутся нам одинаково далёкими, расположенными на **небесной сфере** («небосвод»), центр которой находится в точке расположения наблюдателя [1, с. 9].

Для описания движения светил используются две системы координат.

На Земле используется система горизонтальных координат, основными элементами которой являются: **отвесная линия**, указывающая на точку на

небесной сфере – **зенит** (Z) прямо у нас над головой, **истинный горизонт** – плоскость, перпендикулярная отвесной линии и проходящей через центр сферы; на плоскости горизонта **полуденная линия**, соединяющая точки юга (S) и севера (N); **высота светила над горизонтом** (h) – длина дуги окружности, проходящей через зенит и светило до горизонта; длина дуги (в угловой мере) отсчитывается от горизонта до светила. В плоскости горизонта проходит линия, перпендикулярная полуденной; она соединяет точки востока (O) и запада (W) (рис. 1).

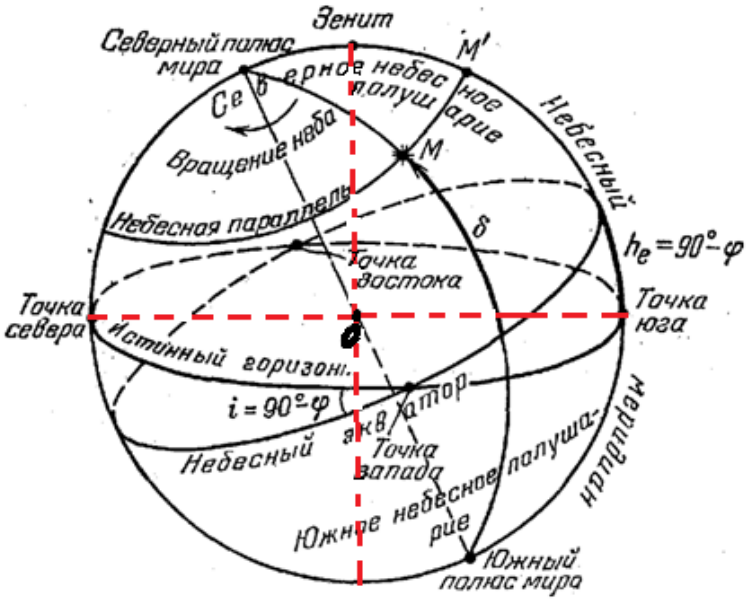


Рис. 1. Небесные координаты [12]

Небесные координаты описывают кажущееся (видимое) движение светил на небесной сфере. Суточное вращение Земли вокруг собственной оси обнаруживается по вращению небосвода вокруг **оси мира,** северный полюс которой направлен в точку, расположенную рядом с Полярной звездой (созвездие Малой Медведицы). Плоскость, проходящая через центр сферы, перпендикулярно оси мира – **плоскость небесного экватора**; она делит небесную сферу на два полушария – Северное и Южное.

Высота полюса мира над горизонтом – широта места наблюдения (φ), угловое расстояние от небесного экватора до светила – склонение (δ). Если

светило находится в северном полушарии (над экватором), δ>0, если в южном, δ<0. Дуга, проходящая через точку юга, зенит и точку севера – **небесный меридиан.** В видимом движении (с востока на запад) светила дважды пересекают небесный меридиан. Моменты пересечения называются кульминациями светил. В верхней кульминации светило достигает наибольшей высоты над горизонтом.

Величины h, δ и φ связаны между собой (рис. 2). В верхней кульминации при φ>δ:

$$h=90^o-\varphi+\delta \qquad (1)$$

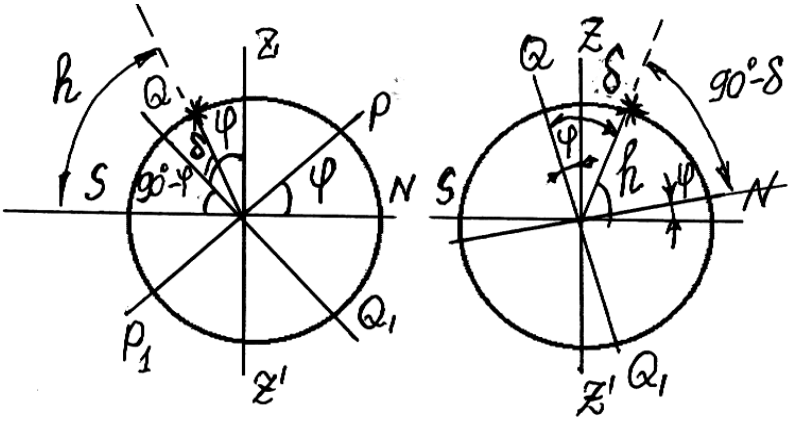
при φ<δ:

$$h=90^o-\delta+\varphi \qquad (2)$$

где, h – высота светила над горизонтом, градусы

δ - склонение, градусы

φ - широта места наблюдения, градусы



а) при φ>δ $h=90^o-\varphi+\delta$ б) φ<δ $h=90^o-\delta+\varphi$

Рис. 2. Рисунки в плоскости небесного меридиана [1, с. 45]

PP’ – ось мира, QQ’ – плоскость небесного экватора, SN – полуденная линия, Z’Z – отвесная линия (зенит – Z, надир – Z’).

Отражением суточного вращения Земли является видимое движение

Солнца от восхода до заката (вместе с другими светилами). Отражением годичного движением Земли вокруг Солнца является видимое движение Солнца среди звёзд. Круг, по которому происходит это движение, называется **эклиптикой.** Эклиптика проходит по созвездиям **Зодиака.** Так как ось вращения Земли наклонена к плоскости её орбиты под углом 66,5°, а плоскость земного экватора - под углом 23,5°, то под таким же углом наклонена плоскость эклиптики к плоскости небесного экватора, который она пересекает в точках весеннего и осеннего равноденствия (в эти дни $\delta_{\odot}=0$). В день летнего солнцестояния земля повернута к Солнцу своим северным полушарием – $\delta_{\odot}=23,5^{o}$; в день зимнего солнцестояния Солнце находится ниже небесного экватора – $\delta_{\odot}=-23,5^{o}$ [1, с. 23]. Изменение склонения Солнца в течение года показано на рис. 3.

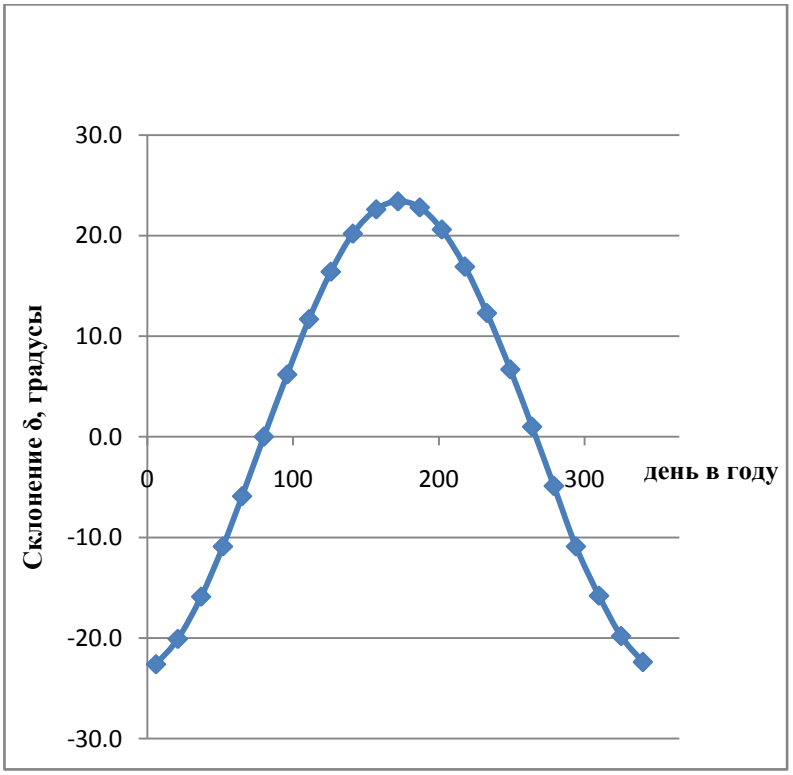


Рис. 3. Склонение Солнца[1]

Светимость Солнца. Солнечная постоянная. Состав солнечного излучения. Солнце излучает в космическое пространство колоссальный по мощности поток излучения (светимость Солнца – около $4*10^{26}$ Вт!). Солнце

[1] Рисунок составлен по данным, полученным в процессе исследования

приводит в движение огромные массы воздуха в земной атмосфере, управляет погодой и климатом на земном шаре. Тепло и свет Солнца обеспечивают развитие жизни на Земле, образование в недрах Земли залежей угля, нефти и газа.

Поток солнечного излучения, который приходит на поверхность 1 $м^2$, расположенную за пределами атмосферы перпендикулярно солнечным лучам на среднем расстоянии от Земли до Солнца ($15*10^7$ км), называется солнечной постоянной. Заметим, что в связи с эллиптичностью земной орбиты солнечная постоянная несколько изменяется в течение года. В перигелии (3 января) Земля приближается к Солнцу ($14,7*10^7$ км), в афелии (3 июля) она удаляется от него ($15,2*10^7$ км). Поэтому солнечная постоянная выше среднего значения, когда в северном полушарии зима, и ниже – в летнее время (колебания в пределах 7%). Средним значением солнечной постоянной принято считать величину $I_{\odot}^{*}$=1,37 $кВт/м^2$ [1, с. 124]. **Состав излучения** следующий [4, с. 131]:

- гамма-излучение ($\lambda<10^{-5}$ мкм);
- рентгеновское излучение ($10^{-5}<\lambda<10^{-2}$ мкм);
- ультрафиолетовое излучение ($10^{-2}<\lambda<0,39$ мкм);
- видимое излучение ($0,39<\lambda<0,76$ мкм);
- инфракрасное излучение (0,76 мкм $<\lambda<0,3$ см);
- радиоволновое излучение ($\lambda>0,3$ см).

Основными являются ультрафиолетовое излучение (≈9%), видимое (≈47%) и инфракрасное (≈44%).

Кроме электромагнитных излучений Солнце излучает потоки частиц – протонов, α-частиц и электронов, а также в незначительном количестве ионов ряда металлов.

1.2 Инсоляция на верхней границе атмосферы Земли и тепловой баланс

системы земная поверхность - атмосфера

Как же расходуется энергия инсоляции? На рис. 4 представлены схематически потоки энергии, получаемые от Солнца, усредненные по результатам многолетних исследований [3, с. 72].

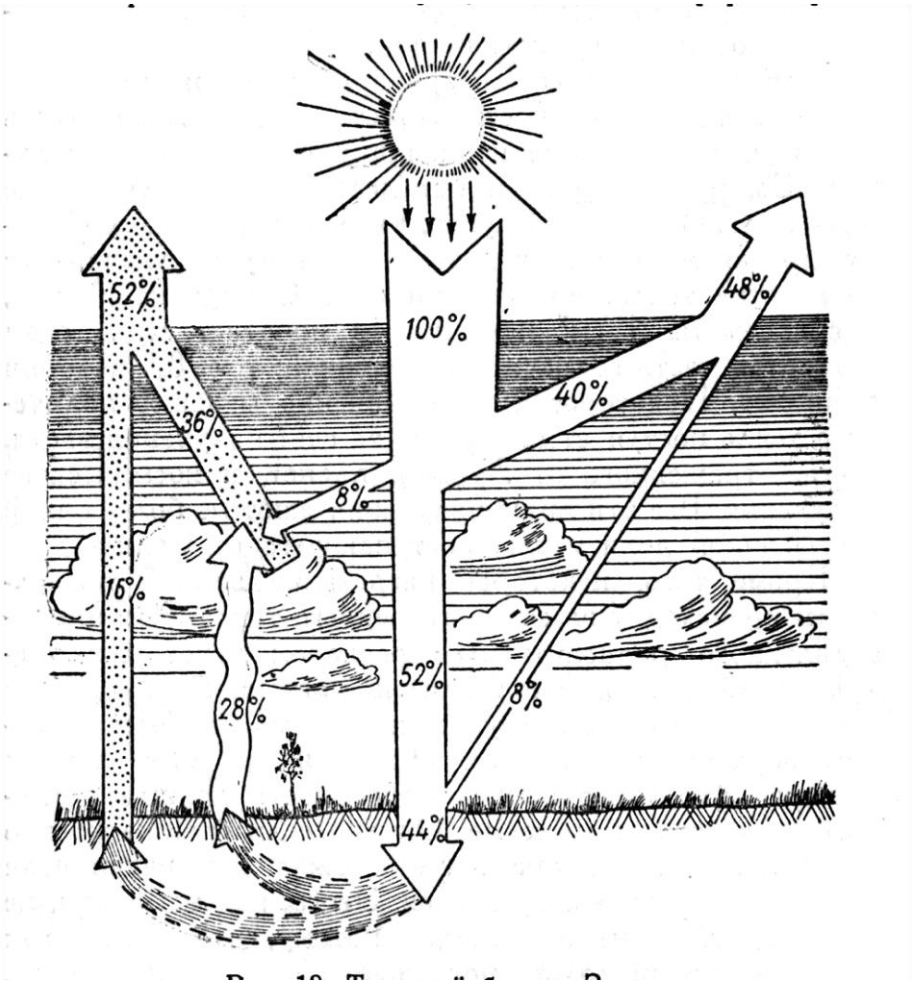


Рис. 4. Тепловой баланс Земли [3, с. 72]

Из всего поступающего на землю количества энергии (100%) 40% отражается (переизлучается) в космос атмосферой, 8% - земной поверхностью, 8% поглощается в атмосфере. Земля поглощает около 44% энергии. Всё полученное тепло она отдаёт обратно: 28% идёт на нагревание воздуха и на испарение, а 16% земная поверхность излучает в космическое пространство непосредственно. Атмосфера излучает около 36% (тепловое излучение). Таким образом, устанавливается тепловой баланс Земли: непосредственное отражение

атмосферой и земной поверхностью – 48%, непосредственное излучение с поверхности Земли (тепловое) – 16% и переизлучение атмосферы – 36%.

Широтное распределение в дни летнего и зимнего солнцестояния (верхняя кульминация). Как же распределяется по поверхности Земли энергия, поступающая от Солнца? Очевидно, что степень нагревания земной поверхности солнечными лучами зависит от высоты Солнца над горизонтом ($h_\odot$). Чем выше Солнце, тем короче путь солнечных лучей в атмосфере, тем больше энергии приходится на единицу площади поверхности.

В свою очередь высота Солнца над горизонтом для каждого момента времени зависит от широты места на Земле (φ), изменяется в течение суток от восхода ($t=-t_o$; $h_\odot=0$), имеет максимум в верхней кульминации ($t=0$) и убывает до нуля в момент захода ($t=t_o$). Промежуток времени от восхода до захода светила составляет световой день $\Delta t=2t_o$.

Мною рассчитаны по данным рисунка 2 зависимости высоты Солнца от времени в течение года для различных широт северного полушария. Расчёт проведён для верхней кульминации (рис. 5, приложение 5).

На экваторе (кривая 1) высота Солнца в кульминации в течение года дважды достигает максимальных значений $h_\odot=90^o$, в дни весеннего и осеннего равноденствий. Именно в эти дни Солнце проходит через точку зенита. Минимумы высоты, равные $h_\odot=66{,}5^o$, наблюдаются в дни летнего и зимнего солнцестояний. Следует заметить, что острые максимумы Солнце проходит сравнительно быстро, в то время как в области минимумов Солнце задерживается – минимумы достаточно размыты. Солнце как бы останавливается (отсюда и название «солнцестояния» - 22 июня и 22 декабря).

В интервале $0<\varphi<23{,}5^o$ по-прежнему наблюдаются оба максимума $h_\odot=90^o$, с увеличением широты в этой зоне максимумы сближаются друг с другом; одновременно минимумы в день летнего солнцестояния становятся слабо выраженными, в то время как минимальное значение $h_\odot$ в дни зимнего солнцестояния существенно убывает.

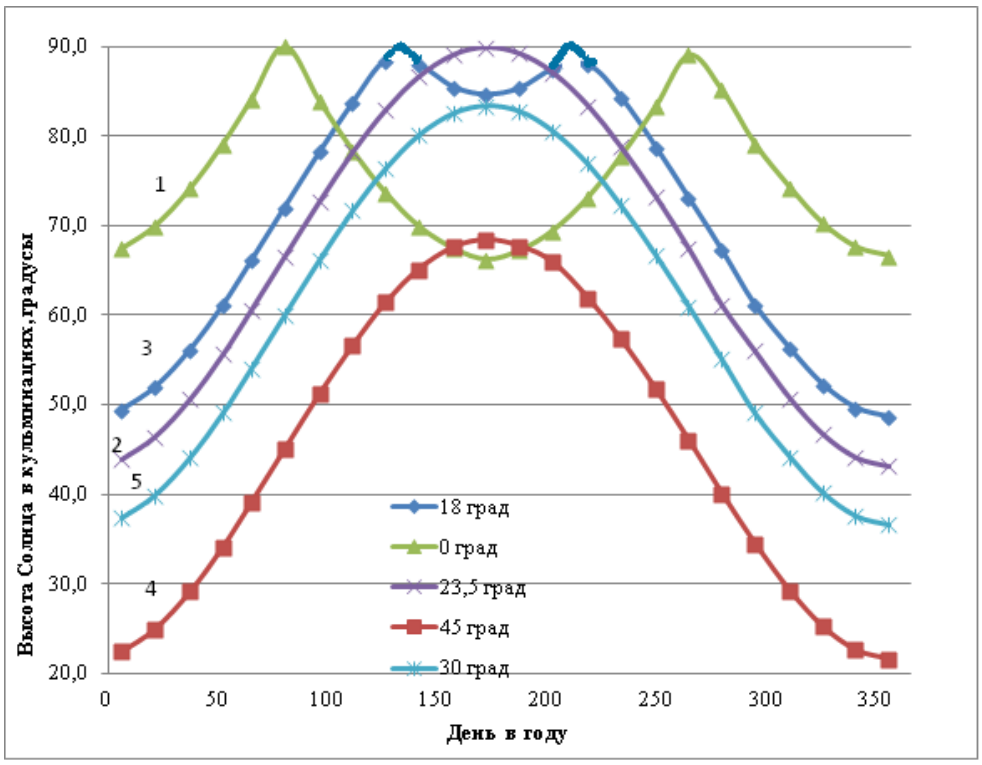


Рис. 5. Годичный ход высоты Солнца в кульминациях на различных широтах[2]

Наконец, при $\varphi_{тр}=23{,}5^{o}$ (северный тропик на географических картах) максимумы $h_{\odot}$ сливаются в один достаточно размытый максимум $h_{\odot}=90^{o}$ в день летнего солнцестояния; в день зимнего солнцестояния $h_{\odot}=43^{o}$. Для широт $\varphi>23{,}5^{o}$ общий вид зависимости высоты Солнца от времени года сохраняется с тем лишь различием, что высота $h_{\odot}$ во всех точках линейно убывает с ростом φ:

$$h_{\odot}(\varphi)= h_{\odot}(23{,}5^{o})-(\varphi-\varphi_{тр}) \qquad (3)$$

где, $h_{\odot}$ - высота Солнца, градусы

φ – широта, градусы

$\varphi_{тр}$ – широта тропика, градусы.

В день зимнего солнцестояния на широте $\varphi=66{,}5^{o}$ (северный полярный круг) высота $h_{\odot}$ в верхней кульминации становится равной нулю – наступает полярная ночь.

[2] Рисунок составлен по данным, полученным в процессе исследования

Между освещением горизонтальной поверхности (инсоляция) и высотой Солнца над горизонтом существует простая связь:

$$I'_{\odot} = I^{*}_{\odot} \sin h_{\odot} \qquad (4)$$

где, $I'_{\odot}$ - инсоляция, МДж/м^2

$I^{*}_{\odot}$ - солнечная постоянная, МДж/м^2

$h_{\odot}$ - высота Солнца, градусы.

Учет зависимости $h_{\odot}$ от широты места на Земле позволяет оценить инсоляцию (освещенность) в верхней кульминации для различных широт в течение года. На рис. 6 даны относительные значения $I^{'}$ / I^{*} для верхней кульминации на различных широтах.

Для экватора максимумы $I'_{\odot} = I^{*}_{\odot}$ по-прежнему наблюдаются в дни равноденствий (21 марта и 23 сентября); минимумы, составляющие около $0{,}915I^{*}_{\odot}$ - в области летнего и зимнего равноденствий. Вблизи северного тропика – широкий максимум $I'_{\odot} \cong I^{*}_{\odot}$. Значения инсоляции в зимнее время (после 23 сентября и до 21 марта) быстро убывают с ростом φ.

В области умеренных широт ($\varphi > \varphi_{тр}$) максимум $I'_{\odot}$ убывает для летнего солнцестояния, но остаётся достаточно высоким (кривые 4 и 5); в зимнее время инсоляция быстро убывает при приближении к северному полярному кругу, где она обращается в нуль.

На общий поток энергии оказывает существенное влияние продолжительность светового дня. Проведены расчёты продолжительности светового дня Δt в соответствии с формулой [4, с. 137]:

$$\cos\left(\frac{360^{o}}{П}\,\frac{\Delta t}{2}\right) = -\mathrm{tg}\varphi\mathrm{tg}\delta \qquad (5)$$

где, $П = 24$ *часа* (сутки)

Δt измеряется в часах в соответствии с [4, с. 137]. Результаты

представлены на рис.7 для дней летнего и зимнего солнцестояния.

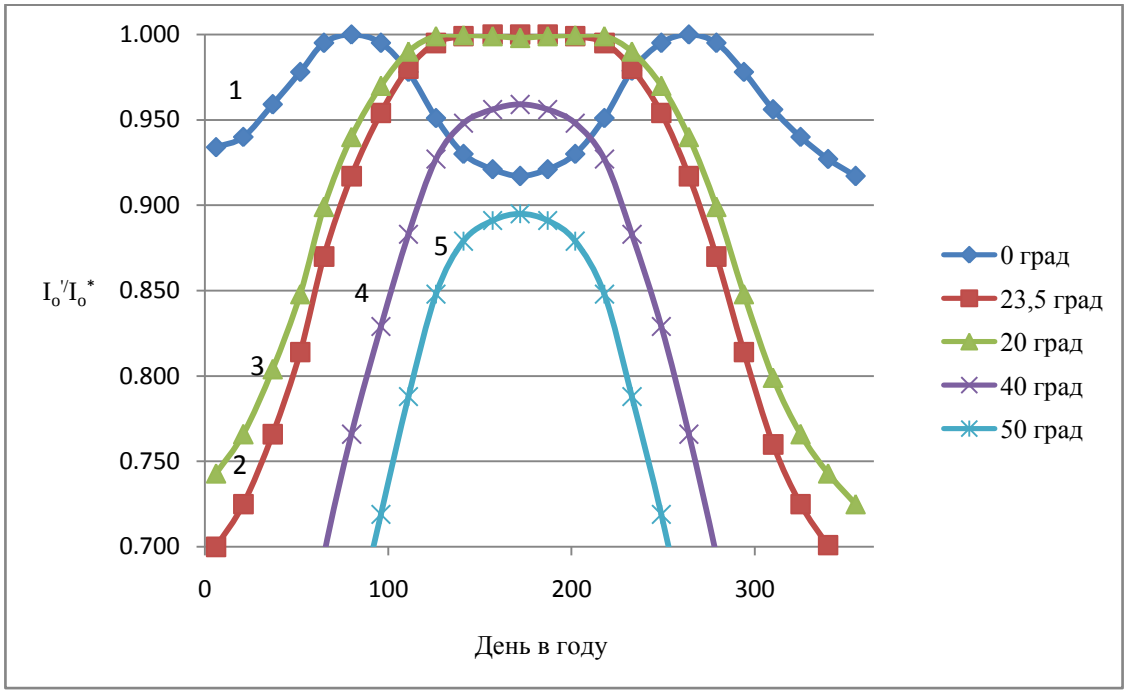


Рис. 6. Изменение освещенности Земли за пределами атмосферы для различных широт: 1 - на экваторе (φ=0°); 2 – на северном тропике (φ=23,5°); 3 – на широте 20°; 4 – на широте 40°; 5 – на широте 50°[3]

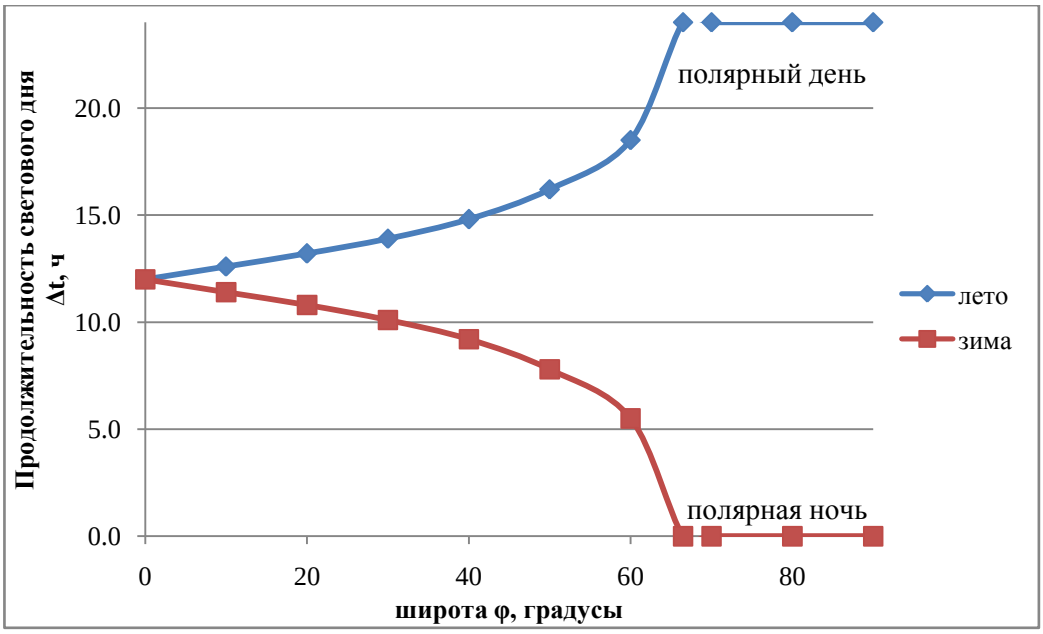


Рис. 7. Световой день в северном полушарии на различных широтах в день летнего и зимнего солнцестояний[4]

[3] Рисунок составлен по данным, полученным в процессе исследования
[4] То же

Для летних солнцестояний Δt возрастает с увеличением широты и при φ=66,5° достигает 24 часов. Для φ≥66,5° начинается полярный день – Солнце круглые сутки освещает Землю за полярным кругом. В день зимнего солнцестояния Δt убывает, сначала относительно медленно, затем всё быстрее и при φ=66,5° обращается в нуль - для φ≥66,5° наступает полярная ночь.

Суточные инсоляции. На рис. 8 приведена суточная инсоляция в дни летнего и зимнего солнцестояния, рассчитанная по формуле:

$$Q = \int_{-t_0}^{t_0} I'_{\odot}\, dt \qquad (6)$$

где, $(-t_0)$ - время восхода Солнца

t_0 – *время захода.*

Отсчёт t ведётся от полудня.

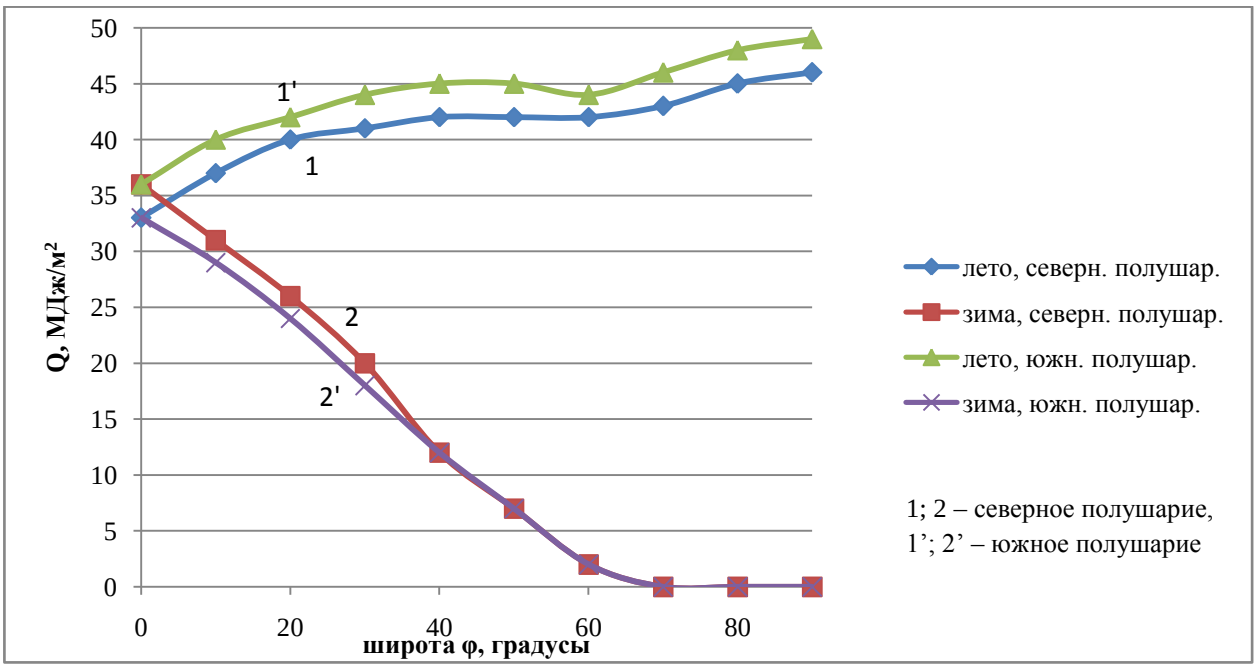


Рис. 8. Суточная инсоляция в день летнего (1; 1') и зимнего (2; 2') солнцестояния[5]

Зависимость от φ имеет совершенно другой вид по сравнению с рис. 7. Для летнего солнцестояния наблюдается непрерывный рост в северном

[5] Рисунок составлен по данным, полученным в процессе исследования

полушарии, почти линейный спад в день зимнего солнцестояния и уменьшение до нуля при $\varphi \geq 66{,}5^{o}$ с.ш. Для южного полушария суточные инсоляции больше летом (22.XII) и несколько меньше зимой (22.VI) – сказывается эллиптический характер движения Земли вокруг Солнца. Для летнего солнцестояния наблюдается слабый максимум в области средних широт (40^{o} – 50^{o}).

Среднесуточные инсоляции в летний и зимний периоды в зависимости от широты места. В книге Л.Г.Матвеева [4, с. 140] приведены данные о средней суточной инсоляции за летнее время (от 21.III до 23.IX) и соответственно за зимнее время (от 23.IX до 21.III) для северного полушария. В южном полушарии летний период с 23.IX по 21.III, а зимний с 21.III по 23.IX. Графики зависимости среднесуточных инсоляций, построенных мною по данным [4, с. 140], показаны на рис. 9.

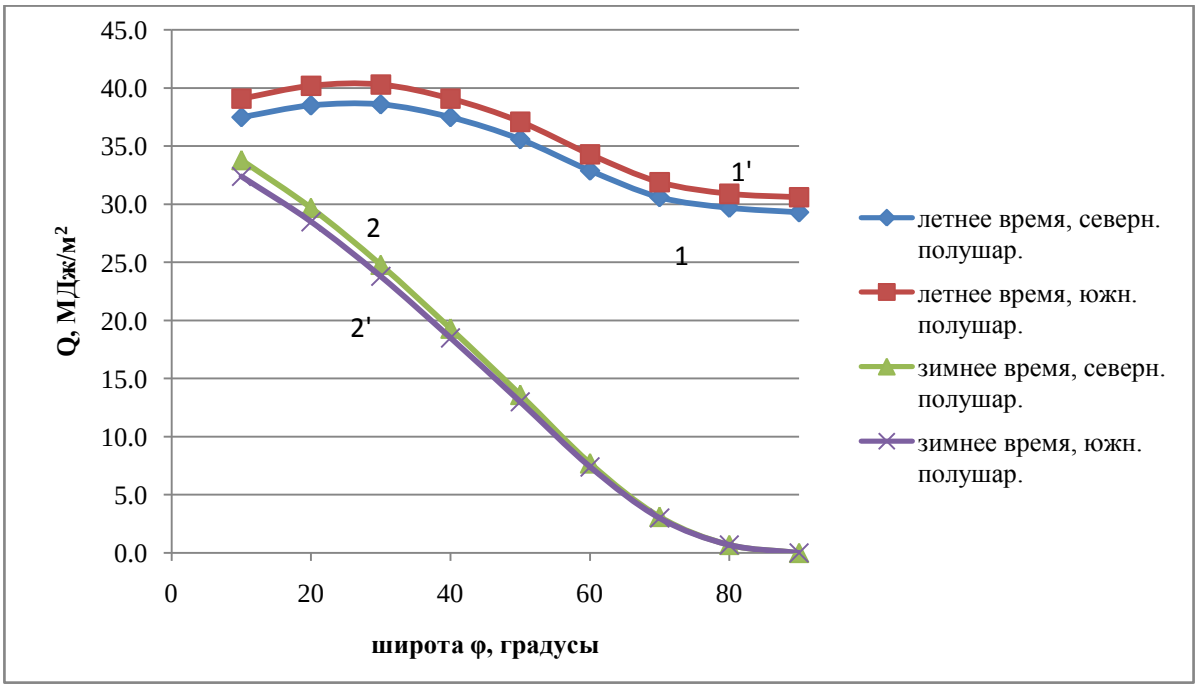


Рис. 9. Средние значения суточной инсоляции (МДж/м^2) при $I_0^* = 1{,}37$ кВт/м^2, усреднённые за летнее и зимнее время[6]

Для северного полушария летнее время от 21.III до 23.IX и зимнее время от 23.IX до 21.III. Для южного полушария летнее время с 23.IX по 21.III, а зимнее время с 21.III по 23.IX.

[6] Рисунок составлен по данным, полученным в процессе исследования

Здесь для летних сезонов наблюдаются максимумы в области средних широт (30^o – 50^o) с последующим плавным спадом при переходе к высоким широтам. В зимнее время идёт спад инсоляции с ростом φ; начиная с $\varphi=66{,}5^o$, кривые приближаются к нулевым величинам при $\varphi=90^o$.

Глава 2 Строение и газовый состав атмосферы с учётом магнитного поля Земли

2.1 Строение и газовый состав атмосферы

Существование атмосферы определяется тепловым движением молекул газа и силой земного тяготения. Зависимость давления атмосферы от высоты обычно оценивается по стандартной атмосфере (спокойная сухая атмосфера), которая определяет расположение изобарических поверхностей в зависимости от высоты (приложение 10) [4, с. 88]. На уровне моря (Z=0) принимается нормальная атмосфера:

T=288,15 K

p=1013,25 гПа

$g \approx 9{,}81$ м/с^2

молярная масса $28{,}96 * 10^{-3}$кг/моль.

До Z=5 км находится 50% всей массы атмосферы; до Z=10 км – 75%, до Z=36 км – 99%, а выше 100 км располагается лишь одна миллионная доля атмосферы. Общая масса атмосферы оценивается в $5 * 10^{15}$ тонн или около одной миллионной доли массы Земли. Если изобразить Землю в виде шара диаметром 64 см, то толщина основной части атмосферы составит менее 1 см (приложение 11). Тем не менее, атмосфера играет громадную роль в обеспечении жизни на Земле.

Атмосфера Земли представляет собой физическую смесь газов (приложение 12).

К постоянным газам относятся кислород, азот и инертные газы (неон, гелий, криптон, ксенон, аргон). Их содержание практически не зависит от места на земном шаре. К переменным газам относятся углекислый газ и водяной пар (от 0 до 4%). В приземном слое атмосферы содержатся частицы пыли, продукты сгорания и гниения, продукты выброса промышленных предприятий. В приземном слое воздуха содержание CO_2 также изменяется в широких пределах: от 0,05% в промышленных зонах до 0,021% в Антарктиде. В

свободной атмосфере (выше 1500м) содержание CO_2 довольно постоянно [5, с. 12].

Сложные органические соединения азота (аминокислоты) входят в состав всех живых организмов; кислород необходим для дыхания растений, животных и человека, а углекислый газ используют растения в процессе фотосинтеза для получения углерода, необходимого для построения своего тела. Водяной пар участвует в кругообороте воды в природе. Интересно отметить, что одно и то же процентное соотношение газов атмосферного воздуха (кроме водяного пара) сохраняется до высоты порядка 100 км. Это обусловлено постоянным перемешиванием воздуха в процессе теплового движения.

В зависимости от характера изменения температуры с высотой в атмосфере различают следующие слои (приложение 13): тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера и экзосфера [1, с. 85].

Первый слой – тропосфера. Он простирается от поверхности Земли до высот 8-10 км над полюсами, 10-12 км над умеренными широтами и 16-18 км над тропической зоной вблизи экватора.

В тропосфере содержится около 75% всей массы воздуха, почти весь водяной пар (согласно [5, с. 30] среднее значение абсолютной влажности у Земли – 6,7 г/м^3, а на высоте 10 км только 0,03 г/м^3), наблюдаются процессы образования и переноса облаков и выпадение осадков. Температура воздуха с высотой убывает в среднем по 0,65 К на 100 м подъёма. На верхней границе тропосферы в умеренных широтах средняя температура воздуха около -60^{o}С, в экваториальной области -70÷-80 ^{o}С. Такая зависимость температуры от высоты связана с тем, что нагрев воздуха в тропосфере происходит за счёт поглощения энергии Земли, в основном в результате испарения воды с поверхности Земли: суши, но, главным образом, с поверхности морей и океанов. Попав в атмосферу, водяной пар превращается в облака – конденсация пара в капельки жидкости или снежинки сопровождается выделением тепловой энергии.

Выше тропосферы находится второй слой – стратосфера. Она отделена от тропосферы слоем, где температура остаётся практически постоянной -

тропопаузой. От тропопаузы стратосфера простирается до высоты 50-60 км. В ней наблюдается повышение температуры. Наличие небольшого количества водяного пара обнаруживается по появлению на высотах 22-30 км тонких перистых облаков (перламутровые облака), состоящих из переохлаждённых капелек воды или ледяных частичек (приложение 14).

В умеренных и высоких широтах до высот около 30 км температура изменяется мало и только при дальнейшем повышении высоты она начинает расти до высот около 50-60 км, где достигает 0^{o}C. В низких и приэкваториальных широтах стратосфера начинается сразу с инверсии температуры. В стратосфере на высотах 20-50 км находится слой, обогащенный озоном O_3.

В мезосфере (на высотах от 50÷55 км до 80÷85 км) температура убывает до -70÷-80^{o}C. Под воздействием ультрафиолетового и корпускулярного излучения Солнца в мезосфере развиваются процессы диссоциации кислорода. На высоте 80 км степень диссоциации достигает 0,3%, а на высоте 90 км уже 1,6% [5, с. 37]. На верхней границе мезосферы в области мезопаузы можно наблюдать появление серебристых облаков (приложение 15), вероятно состоящих из ледяных частичек.

В термосфере (80÷800 км) основными компонентами атмосферы постепенно становятся гелий и водород. Поглощение ультрафиолетового излучения Солнца вызывает повышение температуры до 1500^{o}C на высоте 600 км.

Выше 850 км начинается последний слой атмосферы – экзосфера, который при 1700 км с ростом высоты переходит в межпланетное пространство. Именно здесь частицы воздуха приобретают такие большие скорости, что самые быстрые покидают атмосферу Земли и рассеиваются. Поэтому иногда экзосферу называют сферой рассеяния.

2.2 Магнитосфера и радиационные пояса

Физические свойств верхней атмосферы формируются также под влиянием магнитного поля Земли.

Собственно геомагнитное поле имеет дипольный характер с южным магнитным полюсом, смещённым от северного географического полюса к Канадскому архипелагу, и северным магнитным полюсом у побережья Антарктиды напротив Австралии. Наличие в межпланетном пространстве солнечного ветра, состоящего из квазинейтральной плазмы, существенно изменяет распределение геомагнитного поля в пространстве. В целом магнитосфера принимает форму цилиндра с выпуклым в сторону Солнца дном; она сжата с дневной стороны и вытянута в виде сигарообразного шлейфа с ночной (приложение 16).

На солнечной стороне граница геомагнитного поля находится на расстоянии $10 \div 12\ R_З$ (где $R_З$ – радиус Земли), а «хвост» диаметром около $60R_З$ тянется в направлении против Солнца, по крайней мере, на $100\ R_З$. Так как тело Земли совершает суточное вращение по отношению к магнитосфере, то над нашими головами в полдень находится обращённая к Солнцу граница магнитосферы, а в полночь – «хвост». Поскольку ось вращения земли наклонена к плоскости орбиты, а ось магнитного диполя наклонена к оси суточного вращения, на различных широтах магнитное поле изменяется сложным образом даже при стабильном солнечном ветре. Переменный ветер вносит свои изменения [2, с. 118].

Если прилетающая частица (например, протон) имеет очень высокую энергию, или она летит к Земле по радиусу вблизи магнитных полюсов, где магнитное поле также направлено по радиусу, то её траектория не будет изменяться, и она проникнет в верхние слои атмосферы. Если частица движется под углом к радиусу Земли и имеет слабую энергию, то её траектория искривляется таким образом, что она будет выброшена обратно в космическое пространство. Частицы промежуточных энергий захватываются магнитным

полем. Таким образом, во внутренних областях магнитосферы возникает «горячая» плазма, состоящая из частиц с энергиями от сотен электронвольт до десятков мегаэлектронвольт, движение которых контролируется магнитным полем Земли. Один **электронвольт** равен энергии, необходимой для переноса элементарного заряда в электростатическом поле между точками с разницей потенциалов в 1 В. Так как работа при переносе заряда q равна qU (где U — разность потенциалов), а элементарный заряд, электрона составляет −1,602 176 6208(98)·10^{-19} Кл, то

1 эВ = 1,602 176 6208(98)·10^{-19} Дж; 1МэВ (мегаэлектронвольт)= 10^{6}эВ).

При этом частицы участвуют в следующих движениях:

При этом частицы участвуют в следующих движениях:

1. Вращение вокруг силовой линии магнитного поля с частотой

$$\Omega = \frac{Be}{mc} \tag{7}$$

где, B – магнитная индукция

e – заряд частицы

m – её масса

c – скорость света

2. Колебания вдоль силовой линии из одного полушария в другое с периодом

$$\tau_0 \cong 0{,}063\frac{L}{\beta} \tag{8}$$

где, τ_0 - в секундах

$\beta = \frac{v}{c}$, v - скорость частицы.

3. Азимутальный дрейф частиц вокруг Земли с периодом

$$\tau_{\varphi} \cong -\frac{22}{LE} \quad (9)$$

где, E – энергия частиц в МэВ

L – геоцентрическое расстояние точки пересечения силовой линии с плоскостью экватора, выраженное в радиусах Земли.

Захваченные магнитным полем частицы солнечного ветра образуют радиационные пояса (приложение 17).

Основных радиационных поясов два: внешний электронный пояс с максимумом интенсивности на расстоянии $(4\div5)R_з$, образованный электронами с энергиями (50÷200)кэВ, и внутренний протонный пояс с максимумом на расстоянии $(3\div4)R_з$, образованный протонами с энергиями от 100 кэВ до десятков МэВ.

Во время повышения активности Солнца происходит скачкообразное изменение интенсивности солнечного ветра, порождающее внезапные импульсы геомагнитного поля. В результате часть частиц уходит из радиационных поясов; электроны осаждаются в ионосфере, протоны взаимодействуют с атомами верхней атмосферы.

2.3 Поглощение и рассеяние солнечного излучения. Ионосфера. Озоновый слой. Водяной пар

На пути солнечного излучения к Земле в атмосфере находятся четыре основных фильтра – защита жизни на земле от губительного действия солнечного излучения. Это ионосфера, магнитное поле земли (магнитосфера), озоновый слой и водяной пар.

Ионосфера. Как было отмечено, ионосфера фактически включает в себя верхние слои атмосферы: мезосферу, термосферу и экзосферу. Последняя в верхней своей части соприкасается с радиационным поясами. Нами проведена оценка концентрации частиц (атомов, молекул) в ионосфере при помощи

формулы из молекулярной:

$$p = nkT \rightarrow n = \frac{p}{kT}. \quad (10)$$

где, p – давление в паскалях

T – абсолютная температура в кельвинах $T = t°C + 273$

k – постоянная Больцмана, $k=1{,}38*10^{-23}$ Дж/К.

Значения давления и температуры на разных высотах взяты из приложения 13. Оценка концентрации частиц (атомов, молекул) в ионосфере показывает, что если у поверхности Земли в каждом кубическом сантиметре атмосферы находится около $25*10^{18}$ частиц (25 миллиардов миллиардов), то с высотой происходит их существенное уменьшение:

для h=300 км $n=50*10^{6}$ $см^{-3}$ (50 миллионов),

для h=1000 км $n=3*10^{5}$ $см^{-3}$ (300 тысяч).

Однако и этого количества частиц атмосферы оказывается достаточным для активного взаимодействия с солнечным излучением.

Наиболее эффективно ионизирует атмосферу ультрафиолетовое излучение с длинами волн от 0,08 мкм до 0,13 мкм, а также более коротковолновое (рентгеновское) излучение. В результате ионизации появляются положительные ионы и электроны. Обнаружено также появление отрицательных ионов кислорода путём «прилипания» электронов к нейтральным молекулам кислорода. Происходит также диссоциация молекул кислорода и азота с образованием отдельных атомов [2, с. 143].

Заряженные частицы солнечного излучения, обладающие энергией от 3 до 15 тысяч МэВ, в атмосфере сталкиваются с атомными ядрами азота и кислорода и расщепляют их, вызывая образование протонов, нейтронов, мезонов, позитронов и электронов – электронно-ядерные «ливни». Часть этих частиц захватывается магнитным полем Земли с образование «радиационных поясов» (приложение 17). Первый пояс из самых быстрых протонов с энергиями $10^{7} \div 10^{9}$ эВ на расстоянии 2÷3 тысячи километров от Земли, второй

– на расстояниях около 10÷40 тысяч километров, третий – у протонов с энергиями около 250 эВ - на расстояниях 45÷80 тысяч километров.

Протоны в верхней атмосфере могут также взаимодействовать с электронными оболочками атомов. Электроны отрываются электрическим полем пролетающего протона, и происходит ионизация атомов. Таким образом, ионосфера продолжается и в самом верхнем слое атмосферы – экзосфере.

Возбуждённые атомы и ионы переходят в нормальное состояние с испусканием световых квантов. Так возникают полярные сияния. Наиболее яркое свечение возникает при столкновении солнечных протонов с молекулами азота (N_2) на высотах 40÷70 км, образуя фиолетовые (λ=0,39 мкм) и синие (λ=0,43 мкм) линии. Взаимодействие электронов с атомами кислорода сопровождается свечением красных (λ=0,63 мкм) и зелёных (λ=0,56 мкм) линий. Наблюдаются также водородные линии: оранжевая (λ=0,656 мкм) и синяя (λ=0,486 мкм) (приложение 18).

Свечение наблюдается в полярных областях, где происходит «высыпание» частиц из радиационных поясов. Ультрафиолетовая ионизация особенно велика в области низких широт, в то время как корпускулярная ионизация преобладает в полярных областях. Заметим, что при резком увеличении активности Солнца полярные сияния могут наблюдаться в в Санкт-Петербурге (≈55^o с.ш.), Москве (≈50^o с.ш.) и даже в южных областях России.

Электроны в ионосфере также активно взаимодействуют с электромагнитным излучением Солнца. При прохождении электромагнитных волн через ионосферу электроны помимо хаотического теплового движения приводятся электрическим полем волны в упорядоченное (колебательное) движение в плоскости, перпендикулярной направлению распространения волны. Двигаясь с ускорением, они становятся источниками вторичного излучения (рассеяния). Сталкиваясь в тепловом движении с другими частицами ионосферы, они передают им часть энергии. Так происходит ослабление энергии электромагнитного излучения Солнца. Электронная плотность в ионосфере связана с ионизирующим влиянием ультрафиолетового излучения

Солнца, зависящего от высоты Солнца над горизонтом, что характерно для низких широт, так и с корпускулярным воздействием, наиболее ярко проявляющимся в высоких широтах.

В ионосфере обнаружено «окно», через которое радиоволны с длиной волны от 0,1 до 3 метров проходят с минимальным поглощением через ионосферу [6, с. 168]. Через ионосферу также проходят излучения видимого света ($0{,}36<\lambda<0{,}79$ мкм), инфракрасное излучение с $\lambda>10$ мкм и длинные радиоволны с $\lambda>10^3$ мкм (приложение 19).

Озоновый слой. На больших высотах под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца ($\lambda\approx0{,}25$ мкм) происходит диссоциация молекул кислорода:

$$O_2+h\nu=O+O^* \qquad (11)$$

при этом появляются активные (возбуждённые) атомы O^*. Наличие молекулярного и атомарного кислорода при их соударении с третьей частицей (М) может привести к возникновению трёхатомной молекулы O_3 – озона. Эти молекулы активно поглощают ультрафиолетовое излучение в диапазоне длин волн $\lambda\leq1{,}15$ мкм и разрушаются:

$$O_3+h\nu=O_2+O^* \qquad (12)$$

Разрушение молекул озона происходит также при поглощении солнечной радиации с λ от 0,23 мкм до 0,31 мкм и соударениях с атомарным кислородом по схеме $O_3+O=2O_2^*$, а также в результате самопроизвольных переходов, сопровождающихся значительным выделением тепловой энергии: $2/3O_3\rightarrow O_2+36$ кДж/моль. Поэтому одновременно с образованием молекул O_3 происходит их разрушение.

В верхних слоях атмосферы из-за малого атмосферного давления мала вероятность тройных соударений, но велика вероятность разрушения молекул O_3. При понижении высоты увеличивается интенсивность образования озона,

но ослабевает радиация с длинами волн 0,23 мкм÷0,31 мкм и скорость разрушения O_3 убывает. На ещё более малых высотах быстро убывает диссоциация молекул O_2 и образование атомарного кислорода – происходит замедление образования озона. В результате озон существует в атмосфере в виде слоя на некоторой высоте [4, с. 342; 5, с. 14].

Высота, на которой содержание озона имеет максимум, зависит от широты места [5, с. 15]: при $\varphi=9^o$ с.ш. h≈27 км, при $\varphi=47^o$ с.ш. h≈21 км, а при $\varphi=85^o$ с.ш. h≈10 км. Наибольшее содержание озона наблюдается в области высоких широт (в полосе $\varphi>50^o$).

Озон поглощает ультрафиолетовое излучение Солнца с $\lambda<0,29$ мкм, частично поглощает радиацию в области длин волн 0,29 мкм÷0,33 мкм, препятствует уходу из атмосферы излучения Земли ($\lambda\approx9,6$ мкм).

В результате озон превращается в своеобразный экран, за пределы которого может проникнуть лишь незначительная доля ультрафиолетового излучения Солнца (приложение 19).

Тем самым озоновый слой играет большую роль в сохранении жизни на Земле, поскольку ультрафиолетовое излучение в больших дозах губительно для всех живых существ.

В верхней части стратосферы озон обеспечивает нагрев воздуха и в значительной мере определяет температурный режим стратосферы и нижней части мезосферы.

В тропосфере озон возникает во время электрических разрядов (гроза), а также при окислении смолы хвойных деревьев, морских водорослей и других органических веществ, входящих в состав растений. Изменение концентрации озона зависит от вертикальных движений воздуха: содержание O_3 минимально в теплом секторе циклона, максимально – в холодном; аналогично в тёплых потоках воздуха из субтропиков озона меньше, а в воздухе, поступающем из северных областей – больше. В небольших концентрациях озон полезен (очищает воздух от болезнетворных организмов), но при высоких концентрациях это сильнейший яд (окислитель).

Водяной пар. Содержание водяного пара в атмосфере изменяется в широких пределах. Оно зависит от условий испарения с земной поверхности, перемешивания воздуха в вертикальном и горизонтальном направлениях, от температуры. От температуры зависит плотность насыщенного пара: при изменении температуры от 25°С до -20°С плотность насыщенного пара убывает с 23 г/м^3 до 0,9 г/м^3. При понижении температуры и переходе через точку росы (плотность пара становится насыщающей) происходит конденсация водяного пара и образование облаков. Поэтому реальное распределение плотности пара может отличаться большой слоистостью (вместе с облачными слоями). Усреднённые значения плотности пара ρ по сезонам в зависимости от высоты показаны на рис. 10 и рис. 11. Из рисунка следует достаточно резкое убывание ρ с ростом высоты. В верхней тропосфере (h=11 км) плотность составляет всего несколько десятых процента от плотности в приземном слое. Несмотря на сравнительно небольшое количество водяного пара в верхней тропосфере, он оказывает большое влияние на её тепловой режим благодаря сильному поглощению радиации в ближней инфракрасной области.

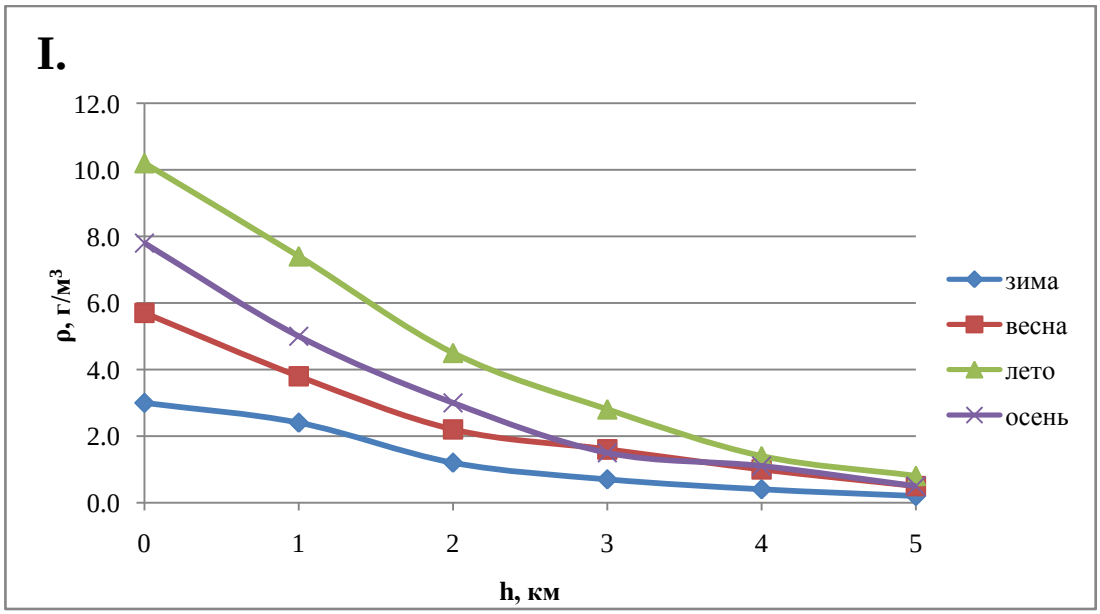


Рис. 10. Зависимость плотности водяного пара от высоты в тропосфере (средние значения). I. – Нижняя тропосфера (h≤5 км)[7]

[7] Рисунок составлен по данным, полученным в процессе исследования

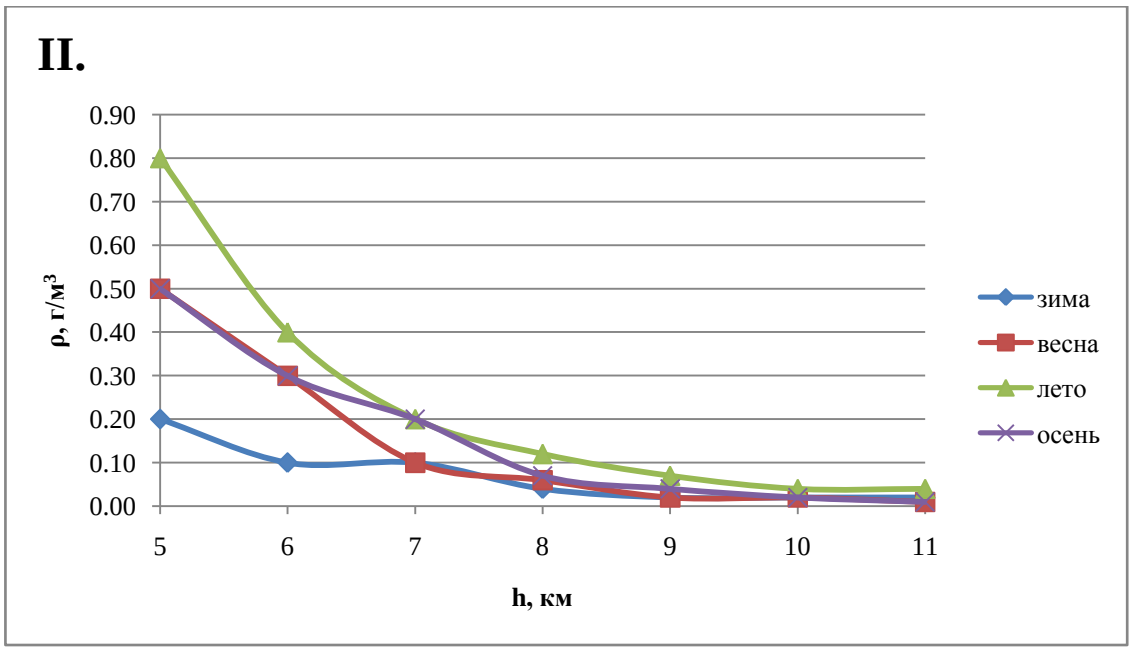


Рис. 11. Зависимость плотности водяного пара от высоты в тропосфере (средние значения). II. – Верхняя тропосфера (h≥5 км)[8]

В интервале 0,70 мкм – 2,845 мкм расположены семь основных полос поглощения водяного пара [5, с. 61].

Следует также отметить, что вклад в поглощение излучений инфракрасной части спектра вносит углекислый газ (CO_2). Основные полосы поглощения CO_2 приходятся на длины волн от 1 мкм до 10,0 мкм и от 12,9 мкм до 17,1 мкм.

В результате поглощения в атмосфере к Земле приходит (при $h=90^o$) радиация, состоящая из инфракрасного (50%), видимого (46%) и ультрафиолетового (≈4%) диапазонов.

2.4 Зависимость поглощения и рассеяния от высоты Солнца над горизонтом

Наличие атмосферы одновременно уменьшает общий поток солнечной радиации по всему спектру излучения и сдвигает максимум излучения в спектре в сторону более длинных волн за счет почти полного подавления

[8] Рисунок составлен по данным, полученным в процессе исследования

ультрафиолетового и рентгеновского излучения. Уменьшение высоты Солнца над горизонтом удлиняет путь солнечных лучей в атмосфере и усиливает поглощение. Основной характеристикой процесса является оптическая масса атмосферы

$$m=S/S_o \qquad (13)$$

где, S_o – путь, который проходит в атмосфере радиация при $h_\odot=90^o$

S – путь при $h_\odot<90^o$.

При $h_\odot>30^o$ величина m с достаточной степенью точности равна $(\sin h_\odot)^{-1}$. Для меньших значений $h_\odot$ необходим учёт кривизны поверхности Земли и преломления электромагнитных волн в атмосфере. Для интегрального потока солнечной радиации интенсивность излучения, достигшего земной поверхности, можно представить в простейшем виде формулой

$$I=I_\odot P^m \qquad (14)$$

где, $I_\odot$ – интенсивность на верхней границе атмосферы

P – средний коэффициент прозрачности атмосферы.

При $h_\odot=90^o$ m=1 и коэффициент прозрачности равен $I/I_\odot$; величина P показывает, какая доля общего потока радиации достигает Земли при положении Солнца в зените (глава 1). Величина P несколько изменяется с изменением m, поскольку при прохождении через атмосферу увеличивается доля лучей инфракрасного и видимого диапазонов, которые слабо поглощаются атмосферой [4, с. 153].

Коэффициент прозрачности, конечно, существенно зависит от физического состояния тропосферы (характер содержания примесей, водяной пар, CO_2, туманы, облачность). Поэтому величина P колеблется от 0,5 до 0,95 в зависимости от места на земном шаре. Как правило, в более низких широтах P меньше, чем в более высоких.

В изменение P вносит вклад также рассеяние радиации в атмосфере. Механизм рассеяния электромагнитных волн аналогичен ранее описанному для рассеяния ультрафиолетового излучения электронами в ионосфере. В тропосфере рассеиваются, в основном, волны видимого диапазона (синие, фиолетовые), а центрами рассеяния выступают аэрозоли, водяные капли (в облаках и туманах) и молекулы газов, входящих в состав атмосферы. Фиолетовые поглощаются атмосферой, поэтому для чистого сухого воздуха небо выглядит ярко-голубым, при наличии дымки из водяных капель и пыли – белёсым, а на восходе и закате Солнце выглядит алым (длинноволновые лучи рассеиваются менее всего («алая заря»). При подъёме в горах небо темнеет, а космонавты на станции видят яркое Солнце и звёзды на тёмном небе одновременно с противоположных сторон.

Рис. 12. Зависимость оптической массы атмосферы от высоты Солнца над горизонтом[9]

С увеличением $h_\odot$ величина рассеянной радиации возрастает. На рис. 12 показана зависимость оптической массы атмосферы от величины $h_\odot$. Из рисунка следует, что величина m слабо зависит от $h_\odot$ при $h_\odot > 60^o$; далее с уменьшением высоты Солнца она начинает быстро возрастать.

Широтная зависимость энергии, поступающей на поверхность Земли. Влияние высоты Солнца на интенсивность освещения Земли при отсутствии

[9] Рисунок составлен по данным, полученным в процессе исследования

атмосферы нами обсуждалось в главе 1. Поток энергии на единицу площади облучения определялся по формуле (4). Уменьшение инсоляции в летнее время с широтой места компенсируется увеличением продолжительности светового дня. В зимнее время наблюдается обратный эффект: ослабление суточной инсоляции усиливается с уменьшением продолжительности светового дня с увеличением широты места. Анализ влияния атмосферы показывает, что уменьшение высоты Солнца над горизонтом удлиняет путь солнечной радиации в атмосфере и ослабляет излучение. Для общего (интегрального) потока излучения записывается интенсивность излучения, достигшего поверхности Земли в виде:

$$I=I_o' P^m \qquad (15)$$

где, I_o' – интенсивность на верхней границе атмосферы

P – средний по длинам коэффициент прозрачности атмосферы (при $h_\odot=90^o$ m=1, $P=I/I_o$)

m – оптическая масса атмосферы.

Используя данные [4, с. 155] для зависимости $m(h_\odot)$, представленные в приложении 21, мы рассчитали зависимость $P^m(\varphi)$ для двух значений коэффициента прозрачности $P_1=0{,}5$ (минимальное ожидаемое значение, характерно для низких широт) и $P_2=0{,}8$ (для умеренных широт) [4, с. 157]. Результаты расчёта представлены в табл. 1. Здесь также представлены относительные изменения P^m с изменением широты места ($K=P^{m-1}$).

Табл. 1, по-видимому, может быть использована и для оценки суточных инсоляций (глава 1). Из табл. 2 следует, что в субтропиках широтная зависимость практически не просматривается ($h_\odot>70^o$). В средних широтах начинается уменьшение освещенности поверхности Земли.

В день зимнего солнцестояния даже на северном тропике $h_\odot\approx43^o$ (глава 1) в кульминации с увеличением φ высота Солнца линейно убывает. Поэтому в зимнее время ожидается довольно быстрое (после $h_\odot=43^o$) ослабление

солнечной радиации.

Таблица 1

Влияние атмосферы на широтное распределение радиации Солнца[10]

$h_\odot$		90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	3
P=0,5	P^m	0,5	0,49	0,48	0,45	0,41	0,34	0,25	0,13	0,02	$7*10^{-4}$	$1*10^{-5}$
	K	1	0,98	0,96	0,90	0,82	0,68	0,50	0,26	0,04	$1,4*10^{-3}$	$2,1*10^{-5}$
P=0,8	P^m	0,8	0,8	0,79	0,77	0,75	0,71	0,64	0,52	0,29	0,10	0,0255
	K	1	1	0,99	0,96	0,94	0,89	0,80	0,65	0,36	0,12	0,03

Таблица 2

Суммарное ослабление радиации, обусловленное сферичностью Земли (относительные значения)[11]

$h_\odot$		90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	3
Сумм. осл.	P=0,5	1	0,96	0,90	0,78	0,63	0,44	0,20	0,09	$7*10^{-3}$	$1,3*10^{-4}$	$1,2*10^{-6}$
	P=0,8	1	0,98	0,93	0,83	0,72	0,57	0,40	0,22	0,06	0,01	$1,6*10^{-3}$

Следует заметить, что атмосфера не только ослабляет поток солнечной радиации по всему спектру излучения, но и, поглощая его коротковолновую составляющую, почти целиком смещает максимум излучения в сторону более длинных волн вплоть до красной границы видимого света (рис. 13), причем, чем меньше высота Солнца, тем сильнее влияние атмосферы [4, с. 160].

Поглощение энергии земной поверхностью. Переизлучение в космос. В метеорологии отражательная способность поверхности Земли («альбедо»), равная отношению отражённой земной поверхностью радиации к потоку падающей, выражается дробью или в процентах (r). Соответственно, поглощение энергии определяется поглощательной способностью σ=1-r.

[10] Таблица составлена по данным, полученным в процессе исследования
[11] То же

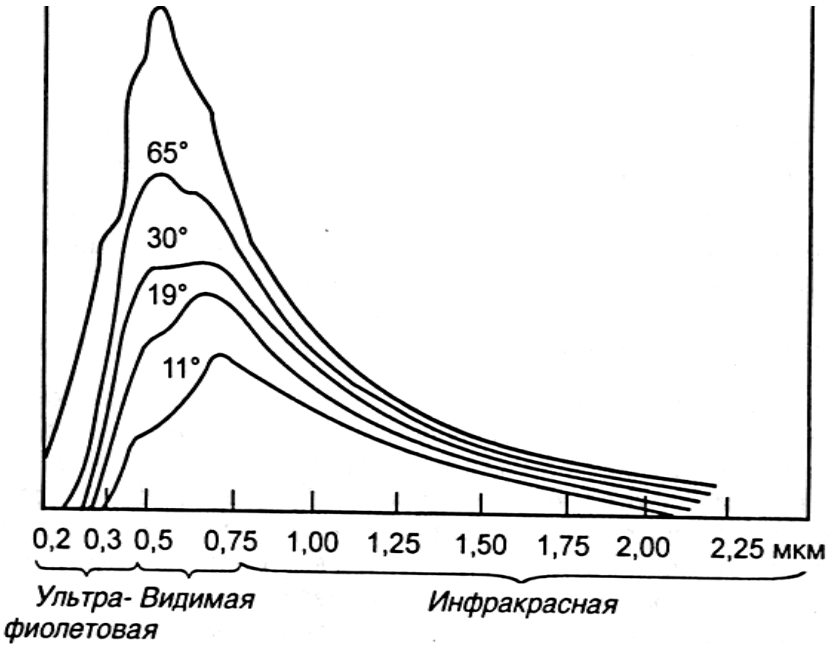


Рис. 13. Распределение энергии (в относительных единицах) в солнечном спектре на границе атмосферы (верхнее кривая) и при различных высотах Солнца над горизонтом [4, с. 160]

Отражательная способность поверхности зависит от её состава, физических характеристик, а в ряде случаев и от высоты Солнца над горизонтом. В частности, для водной поверхности приводятся такие данные, представленные в табл. 3.

Таблица 3

Отражательная способность от высоты Солнца над горизонтом (для водной поверхности) [4, с. 173]

h_Θ, град.	90	50	45	20	5
r, %	2	4	5	12	35

Отсюда следует, что если для $h_\Theta=90^o$ вода почти полностью (на 98%) поглощает солнечное излучение, то, когда Солнце находится у горизонта, вода поглощает менее 2/3 излучаемой энергии. Заметим, что на земном шаре мировой океан занимает более 70% площади, а материки, в основном, расположены в северном полушарии.

Гидросфера Земли – уникальное явление в Солнечной системе. Будучи

весьма распространённым химическим соединением, на других телах Солнечной системы вода встречается, главным образом, в виде льда, инея на Земле также имеется вода в твёрдой фазе.

Полярные области (Арктика, Антарктида) покрыты снегом. Снежный покров зимой в северном полушарии опускается обычно до широты 47-50^{o}; снег лежит на вершинах гор (Тибет, Кавказ и др.). Альбедо для снежного покрова оставляет 0,90-0,70, поглощение от 10% до 30%.

Значительные площади на земле покрыты лесами. Для хвойных лесов r=0,10÷0,15, для лиственных – от 0,15 до 0,20. Аналогичное альбедо характерно для площадей, занятых сельскохозяйственными культурами и зелёной растительностью лугов и степей. Сухие степи и полупустыни отражают больше - r=0,20÷0,30.

Вдоль тропиков, а в северном полушарии и до широт 40-45^{o} протянулись зоны пустынь. Самая большая из них, Сахара, занимает 8,6 млн. квадратных километров, почти 30% африканского континента. на юге Африки пустыня Калахари занимает 600 тыс.кв. км, в Китае и Монголии пустыня Гоби – 1 млн. 295 тыс. кв. км, на юге США и Мексике – 490 тыс. кв. км, Патагония в Южной Америке (673 тыс. кВ. км), большая часть Австралии (Виктория), Аравийская пустыня, и ещё много других мест. Альбедо пустынь около 30%.

Такое разнообразие поверхностей делает нашу планету уникальной среди всех планет Солнечной системы.

Тепловое излучение, поглощенное почвой, проникает летом всего лишь на несколько сантиметров, однако за счёт теплопроводности тепло медленно распространяется вглубь и накапливается в почве. Зимой излучение земной поверхности превышает приход тепла, и почва охлаждается и промерзает. В полярных областях в глубине за летний период почва не успевает прогреться и существует «вечная мерзлота».

Излучение, падающее на воду, непосредственно поглощается слоем толщиной несколько десятков сантиметров: нагретая вода имеет меньшую плотность и самопроизвольно не опускается в глубину. Однако, благодаря

постоянному перемешиванию движущихся вод (ринги, синоптические вихри, течения, волны) возникают верхние перемешанные слои до 40 м [9, с. 120]. Вода имеет самую большую удельную теплоемкость, поэтому океан нагревается медленнее, чем суша, и медленнее остывает. летом избыточные массы воздуха накапливаются над океанами, зимой над материками.

Переизлучение в космос. Нагретая Земля излучает энергию в космос как абсолютно черное тело, пропорционально четвертой степени абсолютной температуры. Представление о величие излучаемой энергии даёт табл. 4

Таблица 4

Зависимость энергии излучения от температуры [4, с. 180]

t, ^{o}C	-40	-20	0	20	40
Ф, кВт/м^2	0,17	0,24	0,32	0,43	0,55

Излучение Земли происходит в течении суток в то же время, как нагрев – в течении светового дня. Через безоблачную «сухую» атмосферу проходит до 35% инфракрасной радиации, излучаемой земной поверхностью. Поэтому в безоблачные ночи Земля остывает. Особенно большая разность дневных и ночных температур характерна для пустынь. В других случаях летом наблюдаются росы, а зимой – иней. Инфракрасное излучение земли поглощается водяным паром, углекислым газом и озоном. Эти газы пропускают видимое и инфракрасное излучение к Земле, но не пропускают длинные инфракрасные волны ($\lambda \approx 8$-10 мкм) от Земли (парниковый эффект). Облачность сильно препятствует излучению – «отепляет» Землю. Благодаря парниковому эффекту средняя годовая температура воздуха у поверхности Земли в целом для земного шара находится в пределах +16^{o}C.

Характерным для Земли является большой разброс температур по поверхности и наличие регионов с экстремальными температурами. Так, минимальные температуры отмечены зимой в Гренландии (-70^{o}C), Антарктиде, ст. «Восток» (-88,3 ^{o}C), в Сибири, Оймякон (-71 ^{o}C), а максимальные - в Северной Африке, Сахара (+58 ^{o}C), в США, «долина смерти» (+55 ^{o}C).

На рис. 14 изображены изотермы (линии равных температур) воздуха у поверхности Земли для июля (середина лета в северном полушарии, зимы – в южном). Изотермы получены усреднением данных за несколько лет. Видно, что изотермы, в основном. располагаются вдоль широт. Особенно это характерно для южного полушария, где поверхность, в основном, занята океанами. Аналогично поведение изотерм на большей части Евроазиатского материка. Вблизи материков наблюдаются изгибы изотерм; в южном полушарии изотермы вблизи западного побережья Южной Америки и западного побережья Африки смещаются в сторону экватора, а вблизи восточного побережья Австралии – в противоположную сторону. Возможно, что эти изгибы отражают наличие океанических течений – холодного в первом случае и теплого во втором. В северном полушарии изгиб изотерм вблизи западного побережья Северной Америки в сторону экватора также, по-видимому, связан с холодным течением, в то время как изгиб в северной Атлантике наверняка обусловлен тёплым течением Гольфстрим, обтекающим северо-западное и северное побережье Евразии.

Влияние Гольфстрима чувствуется вплоть до островов Новой земли, о чём свидетельствует изгиб соответствующей изотермы. На Дальнем Востоке холодное течение Ойясио также изгибает изотермы к югу. Обращают на себя внимание замкнутые изотермы на материках. В Африке это пустыня Сахара с максимальной температурой $\approx+40^{o}$C; в Северной Америке, на границе США и Мексики ($+32\ ^{o}$C), в аравийской пустыне ($36\ ^{o}$C). В среднем материки, особенно Северная Америка и Евразия, нагреты сильнее, чем омывающие их воды океанов.

Изотермы средней температуры для января (середина зимы в северном полушарии) оказаны на рис. 15. Видно, как летние изотермы Южной Америки и юга Африки смещаются в сторону высоких широт – материки нагреты сильнее океанов. Над пустынями Австралии замкнутая изотерма с высокой температурой; то же самое на юге Африки (пустыня Калахари).

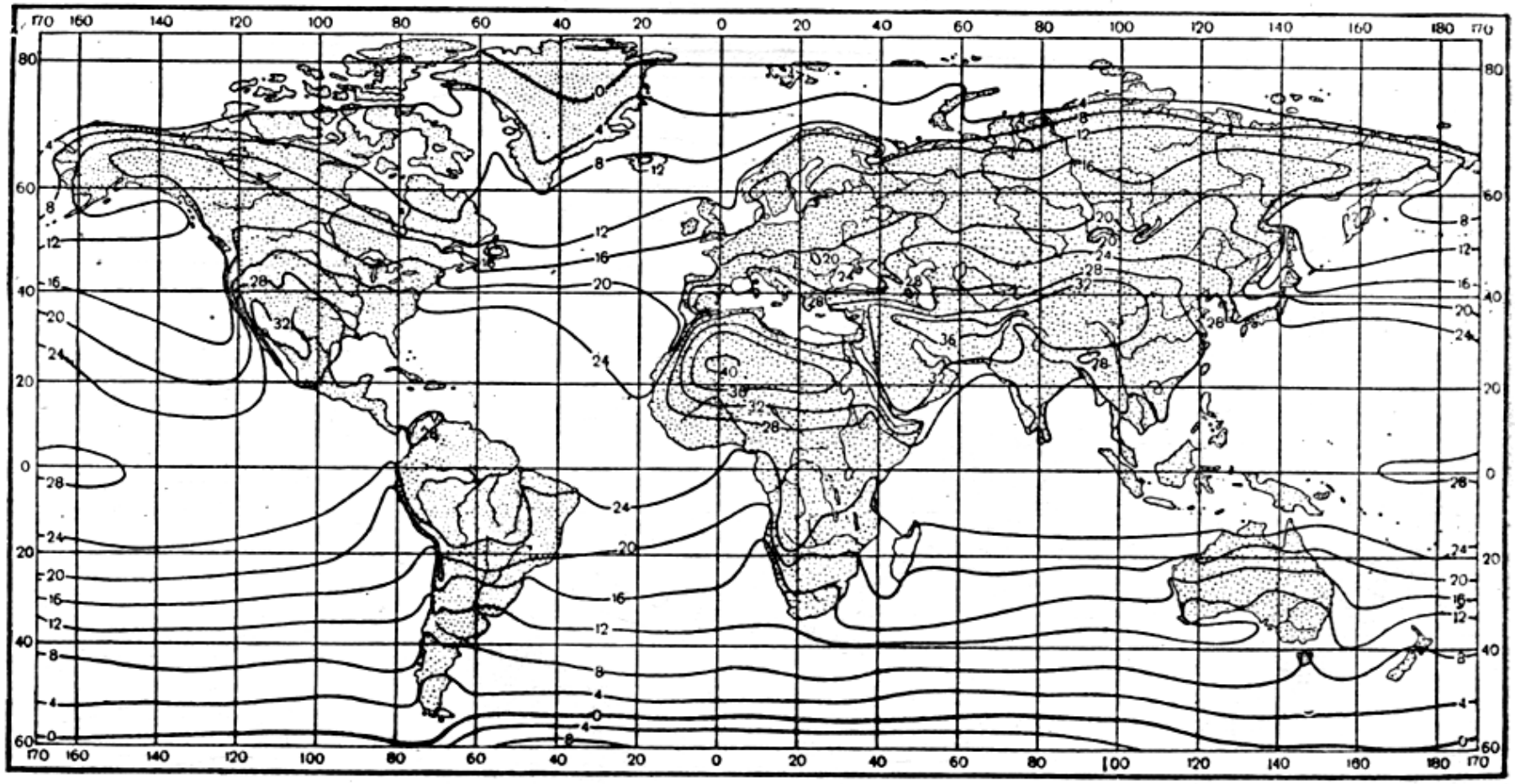


Рис. 14. Изотермы средней температуры. Июль [3, с. 77]

38

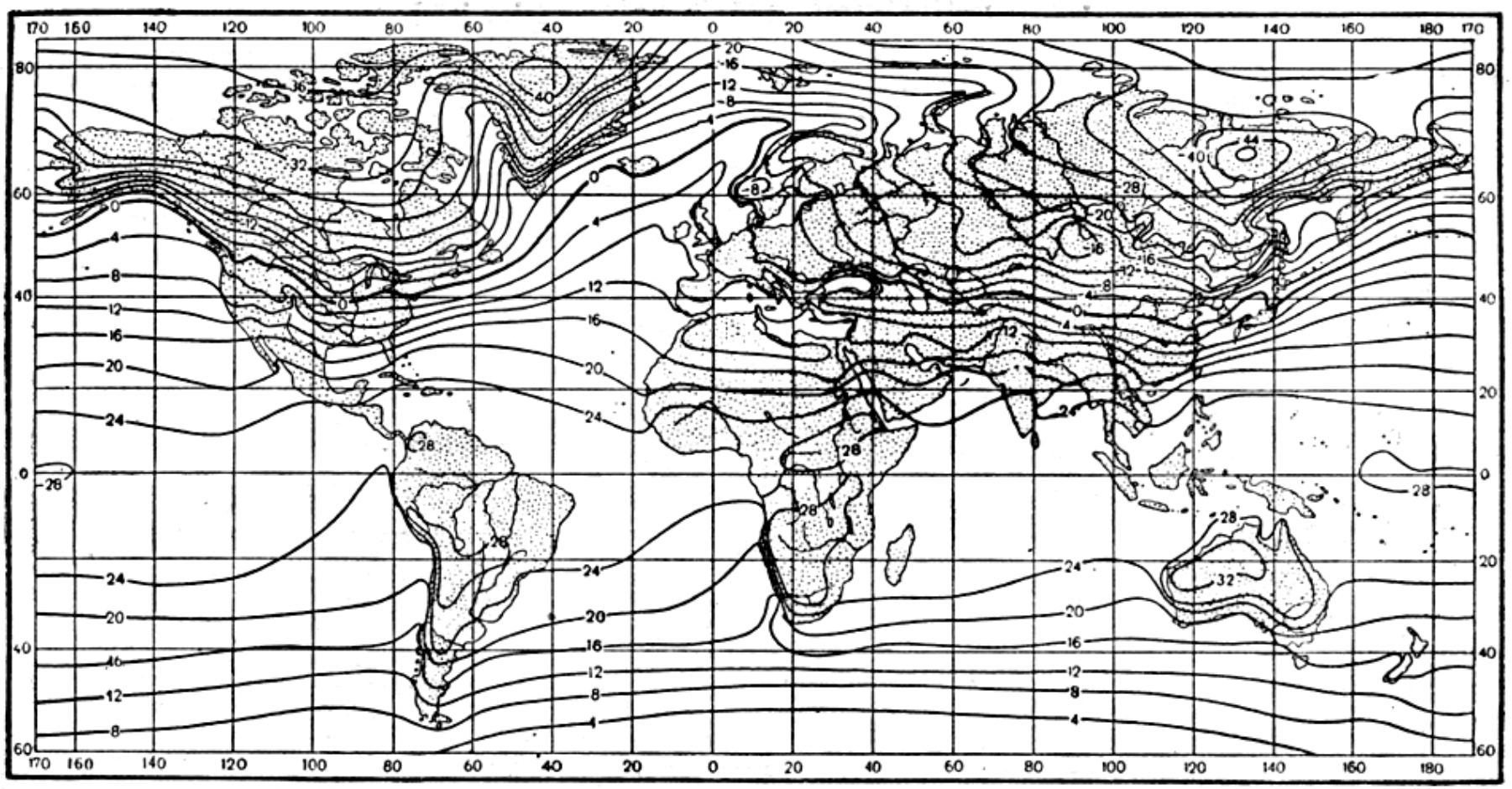


Рис. 15. Изотермы средней температуры. Январь [3, с. 78]

39

В северном полушарии на западе нулевая изотерма с широты в Тихом океане ≈60^{o} с.ш. на материке Северная Америка опускается к югу ниже 40^{o} с.ш.; в Атлантическом океане она «взлетает» до северного полярного круга (≈70^{o} с.ш.). На Евроазиатском материке она проходит рядом с широтой 40^{o} с.ш., а в Тихом океане возвращается в полярные широты.

Изгиб изотерм в северной Атлантике ярко демонстрирует роль течения Гольфстрим: зародившись в тропиках, оно несёт тёплые воды к Европе, обтекает Британские острова, побережье Норвегии, оберегает от замерзания порт Мурманск и прослеживается в Северном Ледовитом океане, постепенно охлаждаясь, вплоть до островов Северной Земли (≈100^{o} в. долготы).

В северном полушарии замкнутые изотермы («полюса холода») отмечены в Гренландии (-40 ^{o}C; более «теплые» изотермы изгибаются, обходят Гренландию с юга) и в Якутии (-44 ^{o}C; более «теплые» изотермы обходят «полюс холода» с юга, приближаясь к побережью Охотского моря).

Заметим, что с ростом высоты в тропосфере влияние неоднородности поверхности «вода-суша» на поле температур ослабляется. Однако, ещё, по крайней мере, до высоты 9 км оно имеет место. В нижней стратосфере благодаря тепловыделению озона, максимальному в области верхних широт (50-60^{o} с.ш.) температура оказывается выше, чем в области умеренных широт [4, с. 315].

Глава 3 Глобальные движения в атмосфере

3.1 Силы, действующие в атмосфере. Геострофический ветер

Непосредственной причиной движения воздуха относительно земной поверхности является неоднородное распределение температуры. Изобарические поверхности наклонены к горизонтальным поверхностям, параллельным плоскости Земли, под некоторым углом. Это следует из барометрической формулы:

$$p = p_o e^{-\frac{1}{R}\int_0^z \frac{gM}{T} dz} \quad (16)$$

где, p_o - давление у поверхности Земли

p - давление на высоте z

M – средняя молярная масса воздуха (≈$29*10^{-3}$ кг/моль)

R – газовая постоянная (≈8,31 Дж/К*моль)

g – ускорение свободного падения (≈9,81 м/$с^2$)

T – абсолютная температура (≈[273+t^oC] K).

Если пренебречь изменением g и M с высотой, то получим

$$p = p_o e^{-\frac{M}{RT} gz} \quad (17)$$

Для изобарической поверхности p=const. Следовательно, с увеличением T будем иметь уменьшение z и наоборот. На уровненной поверхности изобарические поверхности, пересекаясь под углом, образуют систему изобар с различными значениями p, отражающими распределение температуры. Чем выше температура среды, тем выше на уровненной поверхности давление, и наоборот. Горизонтальная сила, действующая на единицу массы атмосферы, определяется барическим градиентом:

$$G = -\frac{\partial p}{\partial n} \tag{18}$$

где, ∂p - изменение давления между соседними изобарами при перемещении ∂n поперёк изобар.

Знак «-» означает, что сила действует в направлении уменьшения p (от большего давления к меньшему). Частицы воздуха, перемещающиеся под влиянием барического градиента $\vec{G}$, испытывают также действие силы тяжести $\vec{g}$ (направлено вниз, расчёт на единицу массы), силы Кориолиса $\vec{K}$ и силы трения $\vec{F}$. Сила Кориолиса обусловлена суточным вращением Земли:

$$\omega = 7{,}27 \times 10^{-5}\ {}^{\text{рад}}/_{\text{с}}$$

и скоростью $\vec{v}$ движения частиц воздуха:

$$\vec{K} = 2\rho[\vec{v}\,\vec{\omega}\,] \text{ (векторное произведение)} \tag{19}$$

В проекциях на оси прямоугольной системы координат (x,y,z) имеем:

$$K_x = 2\rho(\omega_z v_y - \omega_y v_z) \tag{20}$$

$$K_y = 2\rho(\omega_x v_z - \omega_z v_x) \tag{21}$$

$$K_z = 2\rho(\omega_y v_x - \omega_x v_y) \tag{22}$$

Пренебрегая вертикальными движениями ($v_z \cong 0$), запишем для горизонтальных составляющих К:

$$K_x = 2\rho\omega_z v_y \tag{23}$$

$$K_y = -2\rho\omega_z v_x \tag{24}$$

И в целом:

$$K_s = \sqrt{K_x^2 + K_y^2} = 2\rho\omega_z v \tag{25}$$

где, $v = \sqrt{v_x^2 + v_y^2}$,

$\omega_z = \omega \sin\varphi$

φ – широта места

Следовательно,

$$K_s = 2\rho\omega_z v = 2\rho v\omega \sin\varphi \tag{26}$$

Таким образом, горизонтальная сила Кориолиса увеличивается при увеличении φ и убывает при $\varphi \to 0$. В северном полушарии сила Кориолиса направлена перпендикулярно $\vec{v}$ вправо, а в южном полушарии влево.

Силы трения в атмосфере наибольшее значение имеют при изменении скорости ветра с высотой: вертикальный градиент ($\cong \frac{\partial v}{\partial Z}$) скорости ветра в среднем намного больше горизонтального ($\cong \frac{\partial v}{\partial n}$). Молекулярное трение связано с хаотическим (тепловым) движением молекул, что приводит к обмену импульсами в соседних слоях, движущихся с различными скоростями

$$\overrightarrow{F_{мол}} = \mu \frac{dv}{dz} \tag{27}$$

где, μ – динамический коэффициент вязкости воздуха.

При турбулентном движении обмениваются импульсами элементарные объёмы газа, имеющие большое количество молекул. Обычно сила турбулентного трения записывается по аналогии с силой молекулярного трения

$$F_{т\delta} = A\frac{dv}{dz} \tag{28}$$

где, v – средняя скорость потока

A – коэффициент турбулентной вязкости

Обычно в атмосфере A>>μ везде, кроме узкого приземного слоя, где турбулентностью можно пренебречь. Для единичной массы сила трения в общем виде записывается так:

$$R_{zx} = \frac{\partial}{\partial z}\left\{(\mu + A)\frac{\partial v_x}{\partial z}\right\} \tag{29}$$

$$R_{zy} = \frac{\partial}{\partial z}\left\{(\mu + A)\frac{\partial v_y}{\partial z}\right\} \tag{30}$$

соответственно для движения вдоль OX и OY.

Влияние состояния земной поверхности на силы трения сказывается до высоты от нескольких сотен метров до 1000-1500 м (пограничный слой). В свободной атмосфере (z≥1500 м) силы трения невелики; они усиливаются в области фронтальных разделов холодных и теплых масс, где велика зависимость v(z).

При движении воздуха по криволинейным траекториям в ряде случаев приходится учитывать центробежные силы (например, в циклонах и антициклонах).

Для горизонтальных движений в прямоугольной системе координат (x,y,z) уравнения движения (с учётом ранее указанных приближений) можно записать следующим образом (для единицы объёма):

$$\rho\frac{dv_x}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial x} + 2\rho l v_y + \frac{\partial}{\partial z}\left\{(\mu + A)\frac{\partial v_x}{\partial z}\right\} \tag{31}$$

$$\rho\frac{dv_y}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial y} + 2\rho l v_x + \frac{\partial}{\partial z}\left\{(\mu + A)\frac{\partial v_y}{\partial z}\right\} \tag{32}$$

где, $l = \omega_z \sin\varphi$.

В свободной атмосфере, пренебрегая трением для установившегося ветра,

$$\frac{dv_x}{dt} = \frac{dv_y}{dt} = 0 \tag{33}$$

получаем:

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} = 2lv_y \tag{34}$$

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} = 2lv_x \tag{35}$$

или для компонент скорости:

$$v_x = -\frac{1}{2\rho l}\frac{\partial p}{\partial y} \tag{36}$$

$$v_y = -\frac{1}{2\rho l}\frac{\partial p}{\partial x} \tag{37}$$

Если предположить, что ось OX направлена вдоль изобары $\frac{\partial p}{\partial x} = 0$, то воздух будет двигаться также вдоль OX:

$$v_x = -\frac{1}{2\rho l}\frac{\partial p}{\partial n} \tag{38}$$

$$v_y = 0 \tag{39}$$

перпендикулярно барическому градиенту. Такой ветер называется геострофическим.

Реально можно себе представить, что в начале движения воздух движется

перпендикулярно изобарам под действием барического градиента в сторону низкого давления. Однако, как только возникает движение, на него начинает действовать кориолисова сила, направленная по нормали к $\vec{v}$ вправо (в северном полушарии). Отклонение $\vec{v}$ вправо будет продолжаться до тех пор, пока сила $\overrightarrow{K_s}$ не уравновесит $\vec{G}$. Это произойдёт, когда воздух начнёт двигаться вдоль изобар: тогда $\overrightarrow{G_2}$ будет действовать влево (в направлении низкого давления она находится слева!), а сила Кориолиса – вправо.

Конечно, в реальных условиях движение атмосферы не является, строго говоря, установившимся, да и изобары не прямолинейные и не равноотстоящие друг от друга, поэтому приведённые формулы необходимо учитывать как приближенные. Однако считается, что для глобальных процессов в атмосфере (характерный размер около 1000 км) ветер в свободной атмосфере близок к геострофическому.

3.2 Распределение давления и направление основных воздушных течений

На рис. 16 и 17 представлено поле давления у поверхности Земли для двух сезонов. Рис. 16 описывает лето в северном полушарии и зиму в южном (июль), а рис. 17 зиму в северном, а лето в южном полушарии (январь). Заметим, что представленные карты давлений являются средними за период длительных наблюдений, и в них представлены, условно говоря, квазистационарные состояния.

Рассмотрим рис. 16. В южном полушарии в океанах высоких широт изобары в среднем ориентируются вдоль параллелей. Однако в области южного тропика протянулась цепочка замкнутых изобар, фиксирующих области высокого давления. Подобная область отмечена и в центре Австралии. В северном полушарии на широтах 35^o-40^o в Тихом и Атлантическом океане также возникли области высокого давления; они смещены от северного тропика к северу (так же как максимумы солнечной радиации на земной поверхности).

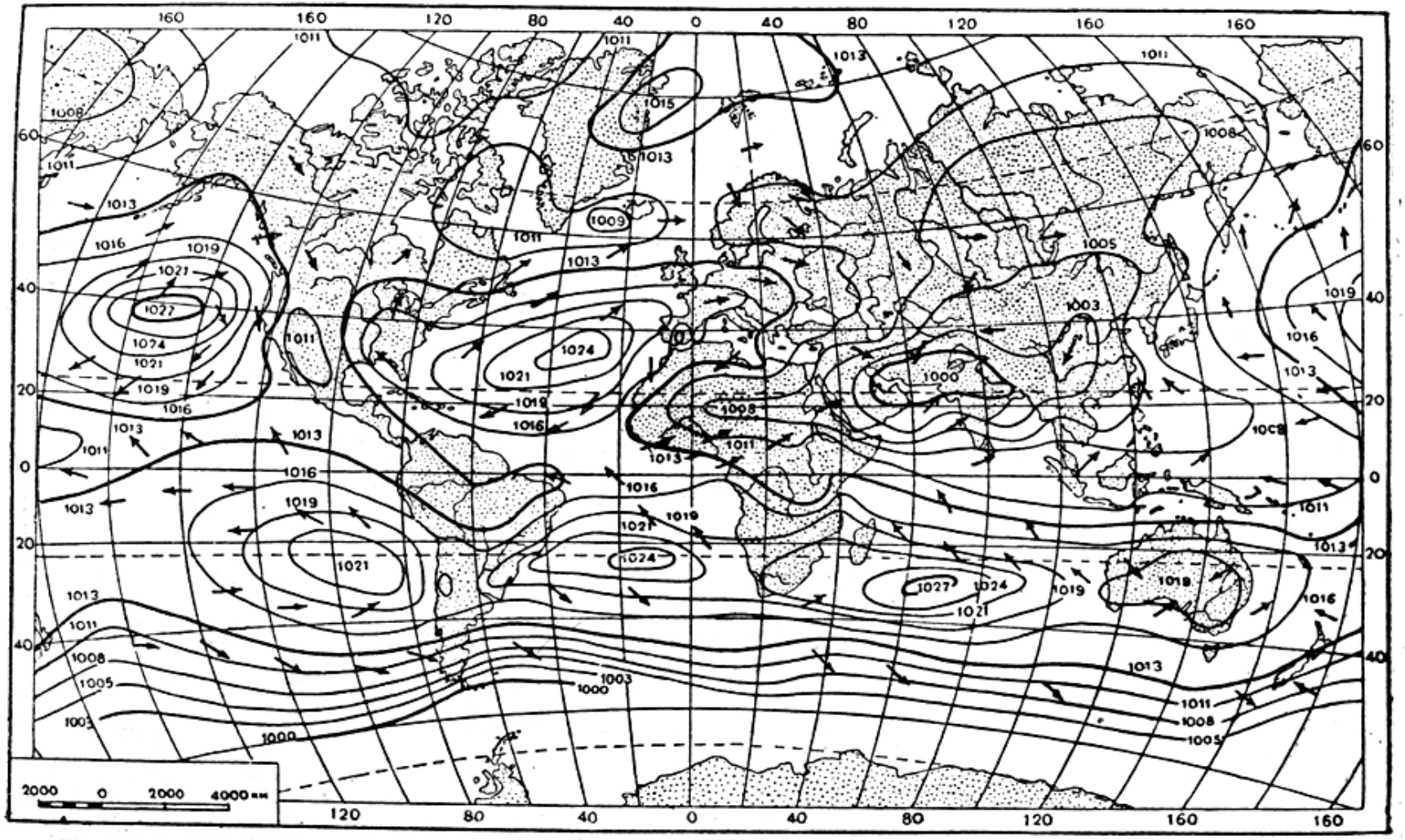


Рис. 16. Поле давления у поверхности Земли и преобладающие воздушные течения. Июль. [3, с. 91]

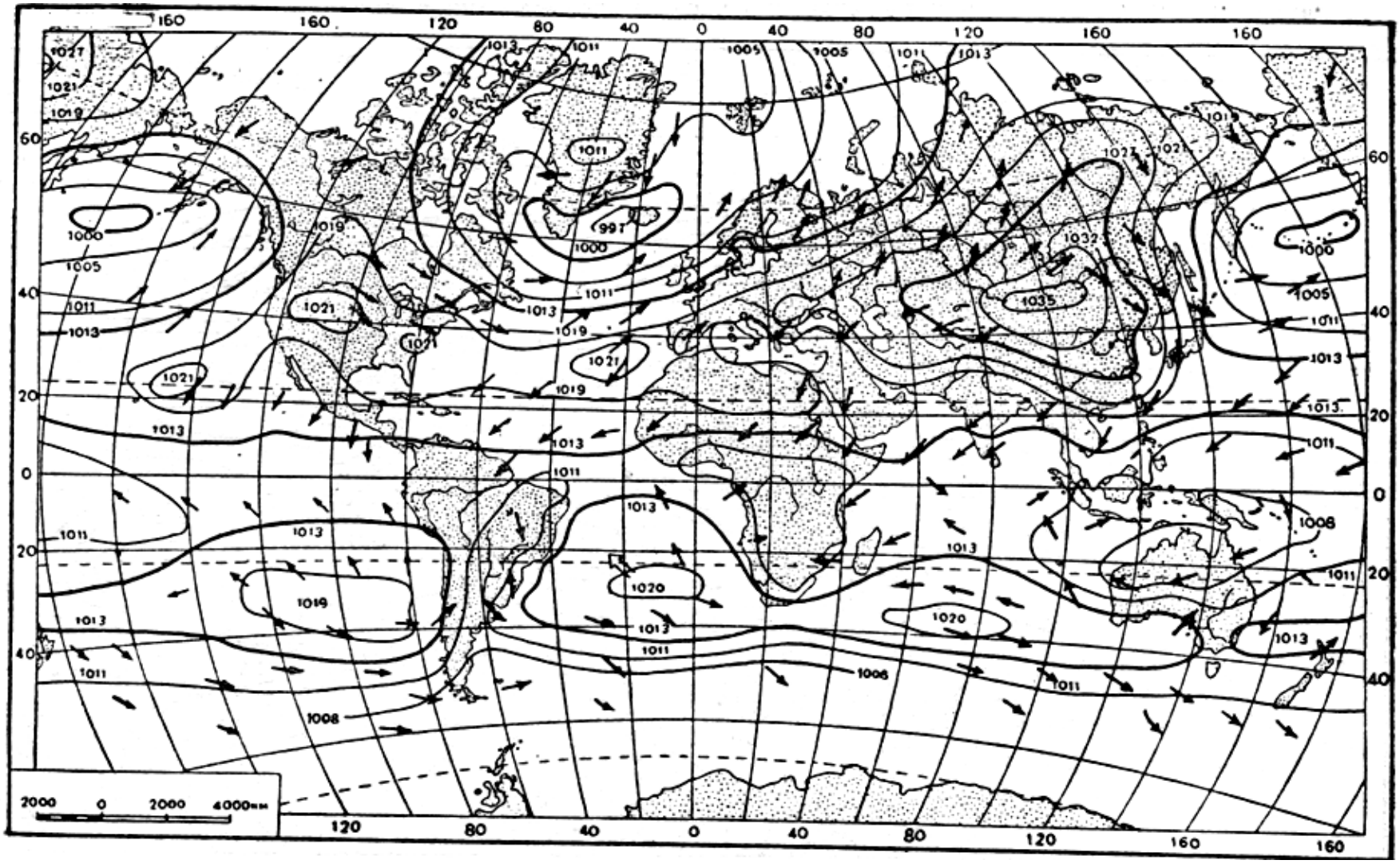


Рис. 17. Поле давления у поверхности Земли и преобладающие воздушные течения. Январь. [3, с. 92]

На материках в том же широтном диапазоне, в области пустынь Северной Америки, Аравийской и Гоби отмечается пониженное давление; в Восточной Сибири вдоль меридиана к северу идёт медленное повышение давления. В районе Гренландии, у её юго-западного побережья также наблюдается зона пониженного давления, а у северо-западного побережья – зона повышенного. Можно отметить, что в целом за северным полярным кругом давления несколько превышают давление умеренных широт.

Рис. 17 представляет поле давления для января (в северном полушарии зима, а в южном – лето).

В южном полушарии, несколько смещенная от южного тропика в сторону высоких широт, проходит цепочка замкнутых изобар, выделяющих области повышенного давления. Южнее, в океанах, изобары начинают следовать широтным кругам.

В северном полушарии области повышенного давления вблизи северного тропика выражены слабо; на материках они отмечены в Северной Америке и в районе Тибета. В последнем случае зона повышенных давлений вытягивается в область пустынь Средней Азии и через Монголию в область Восточной Сибири. Крупные области низкого давления сформировались в северной части Тихого океана (напротив камчатского полуострова) и у южной оконечности Гренландии с охватом острова Исландия. За северным полярным кругом давление в среднем продолжает падать.

С планетарным распределением давления связана сложная система воздушных течений, которые получили название общей циркуляции атмосферы. Рассмотрим ещё раз рис. 16 и 17, где стрелками обозначены направления движений в атмосфере.

К устойчивым воздушным течениям относятся *пассаты*, которые направлены от субтропических широт обоих полушарий к экватору. Сила Кориолиса поворачивает их к западу. Сравнительно устойчивы также *муссоны* – воздушные течения, возникающие между океаном и материком и имеющие сезонный характер. В умеренных широтах преобладают воздушные течения

западного направления («западный перенос»). Первоначальное движение от зоны тропиков к полюсам под действием силы Кориолиса меняет направление (направо в северном полушарии и налево в южном).

Область низкого давления на севере Атлантического и Тихого океанов с большими барическими градиентами отражает циклонический характер движений, сопровождающихся штормами, которые наблюдаются в районах Исландии, Норвежского моря и Кольского полуострова. Глубокие и мощные циклоны отмечены также на Дальнем Востоке, Японских островах, в северной части Тихого океана и на Аляске.

На огромных пространствах вблизи северного тропика (ниже 40^{o} с.ш.) преобладают антициклоны с малооблачной штилевой погодой.

В южном полушарии в районе южного тропика цепочка циклонов с сильными ветрами и жестокими штормами наблюдается над прогретыми частями Южной Америки, южной части Африки и Австралией. Давление оказывается пониженным по сравнению с океанами, и ветер идёт с океанов на материки.

Летом в северном полушарии по сравнению с зимой ослабевают барические градиенты. Особенно заметно это на больших пространствах Евроазиатского материка и Северной Америки на широтах $\varphi > 40^{o}\, с.ш.$ Циклоническая деятельность в районе Гренландии ослаблена, а в океанах надолго устанавливается штилевая погода [5, с. 94].

Пассаты. Западный перенос. Муссоны. Несмотря на довольно сложное распределение давлений на поверхности Земли, отчётливо выделяются на общем фоне его широтные зависимости, отражающие широтное распределение солнечной энергии, приходящей к Земле (Гл. 1 и 2). Отражением этого являются довольно устойчивые ветры: **пассаты** и **западный перенос**.

Пассаты начинают своё движение от области повышенного давления в окрестности тропиков в направлении экватора. Сила Кориолиса отклоняет потоки воздуха вправо в северном полушарии и влево в южном. В результате в северном полушарии северо-восточный пассат идёт на юго-запад, а в южном

полушарии юго-восточный пассат идёт на северо-запад. Обе полосы разделены полосой затишья. Наиболее ярко пассаты выражены над океанами. В Атлантическом океане северо-восточный пассат зимой и весной находится между пятым и двадцать шестым градусами северной широты, а летом и осенью между 11^{o} и 35^{o} с. ш. (смещен к северу). В Тихом океане северо-восточный пассат локализован зимой и весной между 5^{o} и 25^{o} с. ш., а летом и осенью - между 10^{o} и 30^{o} с. ш. Юго-восточный пассат в этом океане дует зимой и весной между 3^{o} и 28^{o} южной широты, а летом и осенью, начиная с 20^{o} ю.ш. и пересекая экватор, доходит до 7^{o} с.ш. Подобным образом ведёт себя юго-восточный пассат и в Атлантическом океане: зимой и весной он действует на широтах 25^{o} ю.ш. - 0; летом и осенью - между 25^{o} южной широты и 3^{o} северной широты. Смещение через экватор происходит потому, что пассаты при своём движении в южном полушарии не встречают серьёзных препятствий со стороны материков. Поэтому они, развивая большие скорости, «залезают» в северное полушарие.

Противоположная ситуация складывается в Индийском океане: встречая на своём пути материки Африку и Азию, северо-восточный пассат теряет силу и уступает место **муссону.**

Как отмечалось ранее (Гл. 1 и 2), поглощение энергии солнечного излучения земной поверхностью существенно зависит от широты места на Земле. Соответственно, имеет место термический градиент. В тропосфере он направлен от тропиков к полюсам. Под его воздействием начинается движение воздушных масс от тропиков к высоким широтам. Сила Кориолиса отклоняет вектор скорости движения вправо в северном полушарии и влево – в южном. Равновесие между силой барического градиента и силой Кориолиса наступает тогда, когда движение воздуха будет происходить вдоль широтного круга на запад. Тогда барический градиент будет направлен влево (в область более низких давлений), а сила Кориолиса – вправо. Так возникает западный перенос воздуха.

Скорость западного переноса зависит от широты места. В среднем она

достигает максимума на широтах $30^o \div 40^o$ с.ш., затем убывает с ростом φ; вторичный максимум располагается на широтах $55^o \div 60^o$.

Скорость западного переноса зависит также от высоты и от времени года. Одна из таких зависимостей показана на рис. 18. Здесь представлены четыре кривых зависимостей v(z): для широты 30^o с.ш. (1 и 3) и для широты 50^o с.ш. (2 и 4).

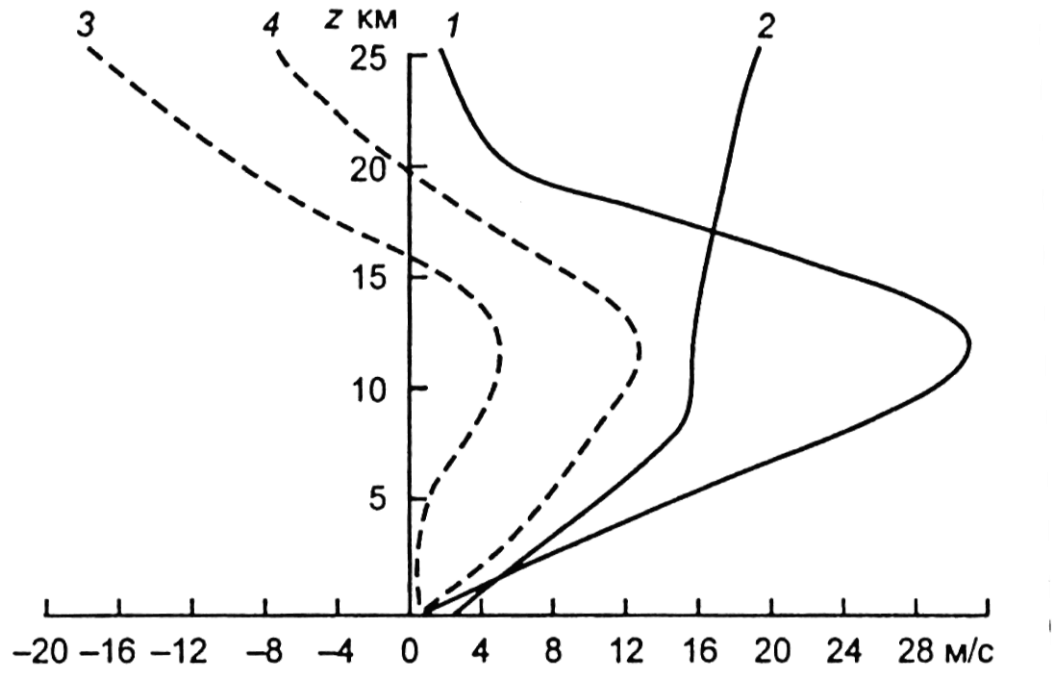


Рис. 18. Распределение с высотой зональной скорости ветра на широте 30^o (1 и 3) и 50^o (2 и 4) в январе (1 и 2) и в июле (3 и 4) [4, с. 620]

При этом кривые 1 и 2 относятся к январю (середина зимы), а кривые 3 и 4 – к июлю (середина лета). Они получены на основании данных после длительных наблюдений [4, с. 620]. В тропосфере (до z≈12 км) скорость западного переноса растёт с увеличением z для всех кривых, однако в зимний период скорости выше, чем в летний – сказывается величина термического градиента (в соответствии с расчётами потоков энергии, Гл.1-2). С дальнейшим увеличением высоты скорость в зимний период для $\varphi=50^o$ с. ш. продолжает расти, а для 30^o с. ш. начинает убывать и не изменяет направления, по крайней

мере, до z≈25 км. Летом после тропопаузы скорость западного переноса убывает и меняет знак на противоположный; на этих высотах ветер дует в западном направлении. При этом величина ветра в западном направлении больше, чем в восточном (кривая 3).

Изменение направления ветра на противоположное, по-видимому, связано с тем, что благодаря поглощению озоном радиации (ультрафиолетовой от Солнца и длинноволнового излучения от Земли), в стратосфере устанавливается термический градиент, направленный от областей с максимальной концентрацией O_3 ($\varphi=(50\text{-}60)^{o}$ с. ш.) к более низким широтам, где концентрация озона понижена. Воздушные потоки в стратосфере идут к экватору, а сила Кориолиса, действуя вправо, обеспечивает поворот скорости.

Из-за различия в температурных условиях над материками и океанами западный перенос отклоняется от широтных кругов то к северу, то к югу. В нижней тропосфере в области этих изгибов возникают зоны повышенного и пониженного давления, развивается циклоническая деятельность (длинные волны).

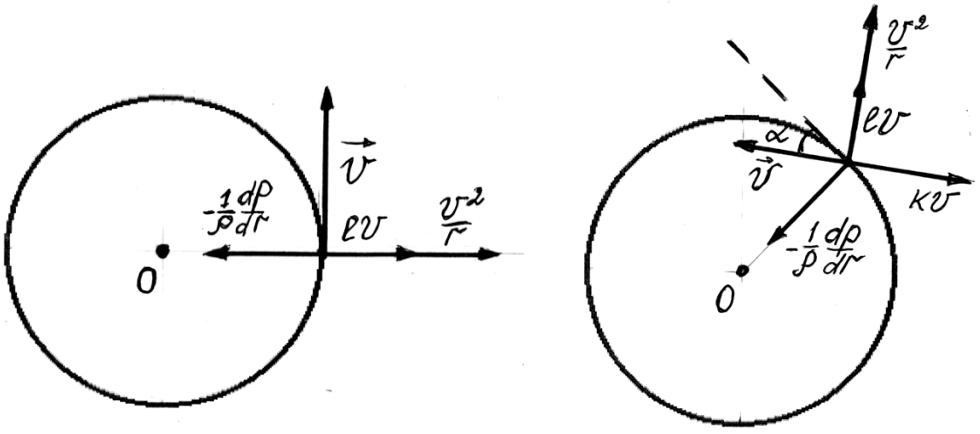
Вдоль побережья крупных озёр, водохранилищ, морей и океанов существуют **бризы.** По утра суша и воздух над ней нагреваются быстрее, чем вода. Изобарические поверхности наклоняются в сторону водной поверхности и воздух на высотах начинает перетекать с суши «на море». Над сушей начинается движение воздуха вверх. Увеличение массы воздуха над водой увеличивает давление воздуха внизу и у поверхности воды возникает движение «с моря» на сушу. Так возникает дневной бриз. Вечером суша остывает быстрее водной поверхности, и воздушные потоки изменяют направление на противоположное. (Ночной бриз – ветер с берега). Бризы охватывают полосу на расстоянии 10÷20 км от береговой черты [4, с. 644].

В тропической зоне при высоких температурах различие температур суши и водной поверхности океанов не успевает существенно измениться в течение суток; изменения происходят при смене сезонов. Летом ветер, в основном, дует с океана на сушу, а зимой – в обратном направлении.

Наибольшей устойчивостью и скоростью ветра муссоны обладают у побережья экваториальной Африки, в странах южной и юго-восточной Азии и в южном полушарии вплоть до Австралии. В более слабой форме они обнаруживаются в субтропических широтах; в России – в районах Дальнего Востока. Летом они приносят с собой влажный воздух, облачность, осадки (наступает «сезон дождей»). Зимний муссон обычно несёт сухой прохладный воздух с материка.

Циклоны и антициклоны. Циклонами и антициклонами называются крупномасштабные атмосферные вихри. Циклон характеризуется системой замкнутых изобар с понижением давления к центру. Поперечные размеры циклонов могут доходить до 2 тысяч километров. Над пограничным слоем (при отсутствии потерь на трение) воздух движется вдоль изобар против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелке в южном. Барический градиент, направленный к центру циклона, компенсируется силой Кориолиса и центробежной силой (рис. 19, а). В пограничном слое под влиянием трения скорость потока отклоняется к центру (рис. 19, б). Угол отклонения может доходить до 30-40^{o}. Это приводит к подъему воздуха в центре. Под действием ведущего потока (западный перенос) циклоны перемещаются (в северном полушарии с запада на восток) со скоростями от 20 до 100 км/ч [7; 4, с. 615]. Восходящее движение в центре циклона сопровождается конденсацией водяного пара при понижении температуры. Возникают обширные системы облаков, выпадают осадки. Характер движения воздуха в циклоне определяет распределение в нём температуры. Передняя часть циклона является тёплой, потому что она захватывает воздух с юга, а задняя – холодной. Поэтому прохождение циклона вначале сопровождается потеплением, а затем – похолоданием. Холодный фронт, двигаясь быстрее, нагоняет тёплый фронт и вытесняет его вверх. Вытесняемый воздух расширяется вверху, его температура понижается и циклон прекращает своё существование. Циклоны ограничены по высоте, в основном тропосферой. Вышеописанные циклоны характерны для умеренных широт. Они возникают обычно в зонах атмосферных фронтов, где

встречаются две воздушные массы, различающиеся по температуре и скорости движения.



а) б)

Рис. 19. Силы и направление движения воздуха в циклоне а). Без трения. Свободная атмосфера. б). С трением. Пограничный слой [7; 4, с. 615]

На рис. 19 $\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dr}$ – барический градиент;

$2\omega v \sin\varphi = lv$ - сила Кориолиса ;

$\frac{v^2}{r}$ - центробежная сила;

kv – сила трения;

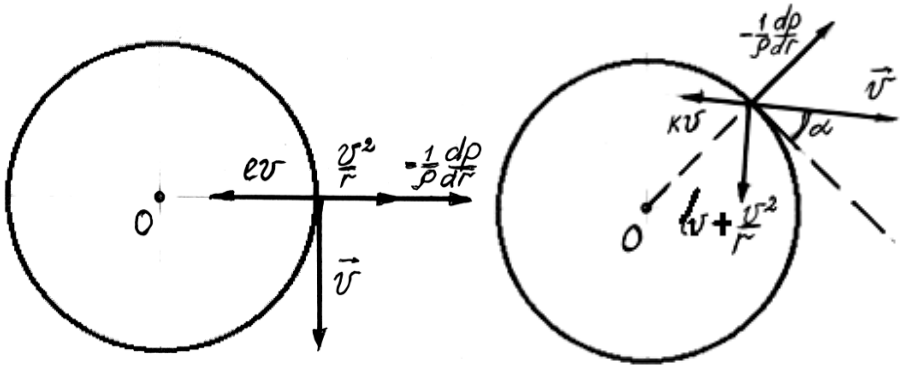
φ – широта места.

Циклоны, образующиеся в приэкваториальной области (10-15^o северной и южной широт), имеют несколько иной характер. Обычно здесь встречаются северо-восточный и юго-восточный пассаты и наблюдаются восходящие движения воздуха, который в основной массе растекается в область высоких широт и сливается с западным переносом. Часть воздушных масс испытывает переменные горизонтальные движения. Всё это вместе (восходящие и горизонтальные движения) способствует образованию циклонических вихрей. Они, усиливаясь, выходят в умеренные широты; у них нет температурных контрастов между различными частями; перемещаясь над океаном, они

приносят с собой штормовые ветры и обильные осадки.

В местах образования тропических циклонов наблюдается высокая температура поверхности воды, на несколько градусов выше температуры воздуха, идёт активное испарение и подъём влажного воздуха вверх. Сила Кориолиса обеспечивает вращение. Перемещаясь в область более низких температур или на сушу, тропические циклоны теряют свою силу и затухают.

Антициклон – крупномасштабное атмосферное возмущение, характеризующееся повышенным давлением в центре и вихревой системой воздушных течений. В свободной атмосфере z>1000 м (при отсутствии трения) движение воздуха происходит вдоль замкнутых круговых изобар по часовой стрелке в северном полушарии и против часовой стрелки – в южном. Центробежная сила и барический градиент скомпенсированы силой Кориолиса (рис. 20, а). Ниже 1000 м при наличии силы трения ветер отклоняется от изобар наружу (рис. 20, б), образуя с касательной к изобаре угол около 30°. Линии тока имеют форму спиралей, расходящихся от центра.



а) б)

Рис. 20. Силы и направление движения воздуха в антициклоне а). Без трения. Свободная атмосфера. б). С трением. Пограничный слой [8, с. 140]

Поскольку ветры в передней части антициклона направлены из высоких широт в низкие, они несут прохладу, а в тыловой (западной) части антициклона, наоборот, сохраняется тёплая погода. Поскольку давление в холодной части антициклона с высотой падает быстрее, чем в тёплой, изобары

антициклона с высотой деформируются, образуя ложбины пониженного давления впереди и гребень в тыловой части. В нижних слоях атмосферы развиваются нисходящие движения и нагрев воздуха. Конденсации водяных паров при этом не происходит, погода устанавливается. в основном, малооблачная и сухая.

В средних широтах подвижные антициклоны возникают вместе с циклонами на атмосферных фронтах. Как и циклоны, они перемещаются с запада на восток со скоростями в среднем около 30 км/час. В субтропических широтах каждого полушария по обе стороны от параллелей 30-35^{o} концентрируются цепочки антициклонов; они фиксируют субтропические зоны повышенного давления (рис. 16, 17). В зимнее время над холодными материками средних широт (Евразия, Северная Америка, Гренландия) также возникают малоподвижные антициклоны.

3.3 Центры действия атмосферы

Сравнивая карты средних температур (рис. 14-15) и полей давлений у поверхности (рис. 16-17), мы замечаем их существенное различие. Изотермы, в основном, ориентированы в широтном направлении. Особенно это отчётливо видно в южном полушарии в течение всего года и в северном – зимой в Тихом океане. Изгибы вблизи материков и на их территории обусловлены различием в степени их нагрева. В Атлантическом океане изотермы огибают Гренландию, а, повинуясь тёплому течению Гольфстрим, огибают Европу и зимой идут почти в меридиональном направлении до Западной Сибири, а затем огибают с юга «полюс холода» в Якутии. Изобары следуют вдоль широт практически только в южном полушарии выше 40^{o} ю. ш. На остальной территории Земли мы наблюдаем участки повышенного и пониженного давления, ограниченные системой замкнутых изобар. Эти крупные области устойчивого высокого и низкого давления определяют господствующее направление ветров и служат очагами формирования воздушных масс. Они называются центрами действия

атмосферы. Рассмотрим внимательно карту давлений. В районе южного тропика, как и следует из предыдущего анализа, располагается зона повышенного давления. На её фоне выделяются несколько антициклонов.

Причём направление движения воздуха (против часовой стрелки) совпадает с направлением пассатов в северной части антициклонов и в южной части – с направлением западного переноса. Эти антициклоны усиливают циркуляцию атмосферы в южной тропической зоне. Они располагаются в океанах: южно-тихоокеанский антициклон, южно-атлантический антициклон, южно-индийский антициклон.

В северном полушарии в летнее время, смещенные к северу от северного тропика ($\approx 40^{o}$ с.ш.), располагаются два мощных антициклона: северо-тихоокеанский и азорский (в Атлантическом океане). На севере – гренландский антициклон, рядом с ним – зона пониженного давления – исландская депрессия: холодный воздух стекает с гренландского плато и, повинуясь силе Кориолиса, начинает двигаться по часовой стрелке. В районе острова Исландия воздух, увлекаемый антициклоном слева и термическим градиентом справа, движется против часовой стрелки, порождая циклоны. Несколько необычно в летнее время выглядит азиатская депрессия. Она располагается в южной Азии на территории аравийского полуострова, на юге Ирана и Индии. Возможно, это связано с летним муссоном.

В зимнее время северо-тихоокеанский антициклон расширяет границы в сторону Северной Америки и Канады, где появляются ещё два стационарных антициклона: северо-американский и канадский. На севере Тихого океана развивается обширная зона алеутской депрессии. В восточной Азии с центром в Монголии, охватывая часть Китая и среднеазиатских республик, развивается мощный азиатский антициклон. Отметим также зимний антициклон в районе Якутии (с «полюсом холода»). Этот антициклон вместе с азиатским антициклоном определяет в зимнее время (вместе с западным переносом) северо-западные ветра в Приморском крае на побережье Дальнего Востока, переходящие в зимний муссон (приложение 22).

Отметим также на части территории Европейско-Азиатской равнины в летнее время возникновение центров с пониженным или повышенным давлением. Однако, циклоны и антициклоны, формирующиеся в Атлантическом океане, повинуясь западному переносу, свободно проходят по этой равнине, «обеспечивая» непостоянство погоды, сильные ветры, интенсивные ливни, перемежающиеся спокойными ясными днями.

Океанические течения и их взаимодействие с атмосферой. В приложении 23 показаны основные океанические течения для января. Сравнивая их с распределением давления (рис. 17) и центров действия атмосферы (приложение 22), мы отмечаем существенную корреляцию между воздушными потоками и океаническими течениями. Так, в южном полушарии холодное течение, огибающее Антарктиду, идёт в западном направлении. Имеют место круговые течения: холодные движутся в тропические зоны, а затем тёплые – на восток (по направлению пассатов в атмосфере), затем опять к югу. Они полностью коррелируют с антициклонами (в южном полушарии воздушные потоки движутся против часовой стрелки). В северной части Тихого и Атлантического океанов крупные антициклоны фактически управляют круговыми течениями на больших площадях. Конечно, существуют и определённые отличия между воздушными потоками и океаническими течениями. Как мы уже отметили ранее, в атмосфере пассатные течения и западный перенос создаются нагревом тропосферы снизу (от поверхности Земли), убывающим от тропиков к экватору и полюсам.

В океанах идёт нагрев поверхности непосредственно излучением Солнца. Однако принято считать, что основной причиной течений в Мировом океане всё же является ветровое воздействие (подобное «ветровому нагону», который мы наблюдаем на наших реках – на Неве, на Дону и др.). Конечно, нельзя исключать и влияние силы Кориолиса и берегов [9, с. 115].

Существует и обратное влияние течений в океане на движение в атмосфере. Рассмотрим это на примере Гольфстрима. Это теплое течение начинается от побережья Флориды (США), движется на северо-восток вдоль

западной окраины северо-атлантического антициклона, затем поворачивает направо, пересекает Атлантический океан, огибает северо-запад Европы, заходит в Арктику и, постепенно охлаждаясь, доходит до Карского моря. Оно «обогревает» Европу: на картах изотерм (рис. 14, 15) хорошо видно, как они вместе с Гольфстримом прогибаются на восток в океане, а на Евроазиатском материке идут практически по меридианам до $\approx 70^{o}$ восточной долготы.

В северной Атлантике, в начале своего пути, Гольфстрим представляет собой мощное струйное течение шириной 70-90 км от поверхности до дна океана. Рядом с основным движением образуются водовороты – ринги («кольца»), внутри которых находится малоподвижная область, захваченная со стороны основного движения. К югу от Гольфстрима возникают циклические ринги (движение против часовой стрелки), содержащие внутри себя холодную (северную) воду. К северу – антициклонические ринги, содержащие внутри тёплую (южную) воду.

Эти ринги в начале своего существования представляют собой мощные водовороты с диаметрами от 100÷300 и более километров со скоростью вращения у поверхности 1÷2 м/с и порядка 10 см/с в глубинах (1-2 км). Обычно ринги движутся на юго-запад, вращение в них ослабевает, и они опять сливаются с Гольфстримом. Возможно, ринги, взаимодействуя с атмосферой, способствуют зарождению циклонов и антициклонов в атмосфере. В [8; 9, с. 142] отмечено, что при исследовании течений на «Мегаполигоне» (1987 г., восточнее Японии) было обнаружено «вполне удовлетворительное» согласие трёхдневных токийских карт температур океана с картами течений в поверхностном слое океана. Циклоническим вихрям соответствовало понижение температуры, а антициклоническим – повышение. Это означает, что воздействие океана на атмосферу формируется течениями в верхнем слое, а обратное воздействие атмосферы на океан – ветровое (динамическое).

Сравнение температурного поля с картой океанических течений показывает, что не только теплые воды обогревают материки (Гольфстрим, а также течение Куросио вблизи восточных берегов Японии). Холодные воды,

текущие вдоль западного побережья Америки и западного побережья южной Африки охлаждают воздух; правда, прогрев материков летом и охлаждение зимой непосредственно у побережья оказывают также своё влияние (рис. 14). Таким образом, можно утверждать наличие тесной взаимосвязи глобальных воздушных потоков и глобальных океанических течений [9, с. 144].

Длинные волны. Длинные волны (волны Россби) представляют собою сравнительно крупномасштабные возмущения во вращающихся газовых и жидких системах. Их находят в атмосферах планет-гигантов Юпитера и Сатурна; существует версия о их роли при рождении звёзд во вращающихся гигантских газопылевых туманностях в космосе [10]. Согласно [10] на Земле длинноволновые возмущения в нижних широтах (в зоне экваториальной депрессии) поддерживают зональное (пассатное) течение, а в средних широтах возбуждают регулярно чередующиеся циклонические и антициклонические вихри.

Как отмечено ранее, в циклонах сила Кориолиса направлена от центра вихря; в свободной атмосфере она поддерживает пониженное давление, а в антициклонах, наоборот, повышенное. Антициклоны более долго живучи, чем циклоны, так как из-за повышения давления (и плотности газа) они обладают при прочих равных условиях более высокими значениями суммарных моментов импульса.

Вихри Россби медленно дрейфуют вдоль параллелей: в средних широтах – на запад, а в низких – на восток. Длинные волны наиболее ярко проявляют себя на планетах-гигантах с их мощными атмосферами и быстрым вращением. Возможность существования этих волн обусловлена зависимостью силы Кориолиса ($\vec{F}_k = [\vec{v}\vec{\omega}]$; $F_{ks} = 2\rho v\omega_z = 2\rho v\omega \sin\varphi$) от широты места на планете; эта сила довольно велика, например, на Юпитере, угловая скорость которого почти в 2,5 раза превышает ω Земли, а вдоль широтных кругов дуют сильные ветры. На Юпитере уже в течение 400 лет (со времени наблюдения в телескопы) наблюдается Большое Красное Пятно (приложение 24), которое согласно современным представлениям, является гигантским антициклоном,

возможно, также связанным с длинными волнами [1, с. 105].

Длинные волны зарождаются не только в атмосфере, но и в океанах. Если горизонтальный масштаб волн (длина волны) в атмосфере составляет величину порядка 2500 км, то в океанах эта величина составляет около 720 км при периоде колебаний около 28 суток (течение Ломоносова [9, с. 112]). Если в атмосфере длинные волны встречаются, как правило, в виде изолированных и довольно быстро затухающих цугов, то в океанах слабое затухание и отражение от берегов обеспечивает гораздо более развитое волновое поле [9, с. 145]. Исключением, пожалуй, являются длинные волны в зоне экваториальной депрессии. На сравнительно небольших высотах здесь пониженное давление и сближение двух потоков: северо-восточных и юго-восточных пассатов порождает периодические цепочки циклонов по всему кругу широты (приложения 25, 26). Накопившийся здесь нагретый воздух поднимается вверх и растекается в направлении высоких широт. Сила Кориолиса закручивает воздушный поток по часовой стрелке, и циклоны сменяются антициклонами (приложение 27). В умеренных широтах скорость западного переноса увеличивается с высотой и достигает максимума на верхней границе тропосферы. На этих высотах длинные волны становятся более отчётливыми (приложение 27) для p=300 гПа (≈10 км).

Заключение

Основными результатами проведенного исследования можно считать следующие **выводы**:

1. Проведено обобщение представлений о физических основах формирования климатов Земли. Рассматривается влияние излучения Солнца и астрономических факторов прихода к Земле солнечной радиации на тепловой баланс планеты, глобальную циркуляцию атмосферы и океана, широтные и региональные особенности климатических условий. В нескольких частных случаях мы дополняем теоретические выводы о климатообразовании своими расчётами.

2. Автором вычислена высота Солнца в течение года на различных широтах северного полушария для верхней кульминации светила (приложение 5). В течение года высота светила на экваторе достигает 90^o в дни весеннего и осеннего равноденствий, но снижается до $66{,}5^o$ в дни летнего и зимнего солнцестояний. Построены графики среднесуточных инсоляций на разных широтах (рис. 9). Рассчитано изменение интенсивности солнечной радиации на экваторе по отношению к тропикам. Имеются основания полагать, что это изменение является исходной причиной возникновения экваториальной депрессии.

3. Автором составлена сводная зависимость плотности водяного пара от высоты атмосферного столба, а также зависимость оптической массы атмосферы от высоты Солнца на разных широтах. Проведены расчёты коэффициента ослабления интегрального потока солнечной радиации при различных значениях оптической массы и двух значений коэффициента прозрачности: $P_1=0{,}5$ (минимальное ожидаемое значение для низких широт) и $P_2=0{,}8$ (для умеренных широт). В результатах расчётов представлены также относительные изменения P^m с изменением географической широты.

4. Анализируются физические причины возникновения глобальных воздушных течений, волн Россби, центров действия атмосферы, циклонов и

антициклонов с представлением математического описания действующих факторов. Отмечена корреляция основных глобальных движений в атмосфере и течений в Мировом океане. Течения в Мировом океане, формирующиеся под действием атмосферных движений, переносят тепло в меридиональном направлении, «обогревая» нижнюю часть атмосферы и материки. В целом, предпринимается попытка описания системы глобального климатообразования во всей её полноте. Мы полагаем, это может иметь учебно-познавательное значение.

Список литературы

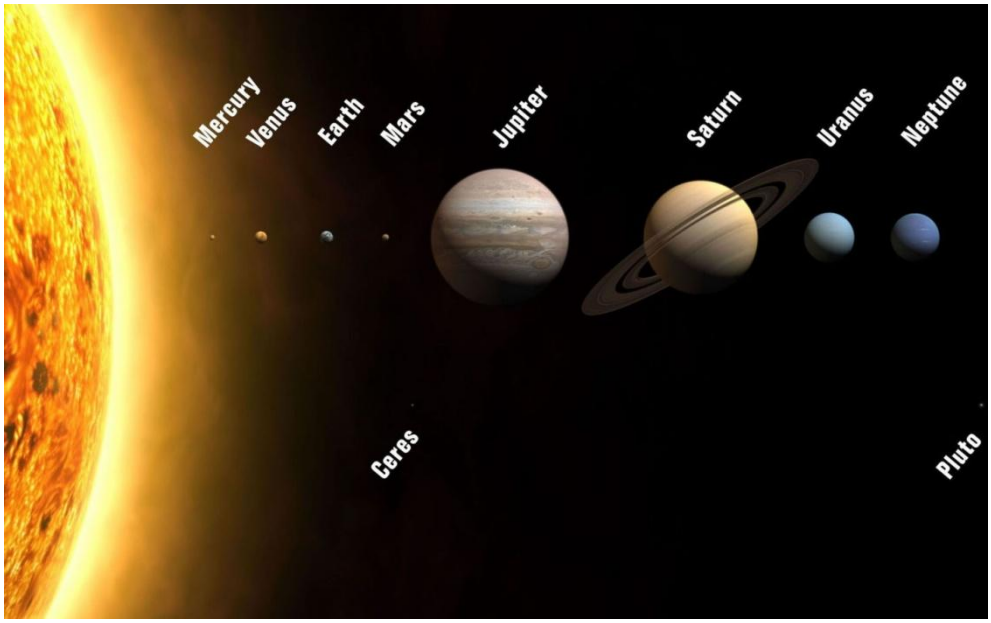
1. Воронцов-Вельяминов Б.А. Астрономия. М.: Дрофа, 2000. – 224 с.
2. Витинский Ю.И., Оль, И.А., Сазонов Б.И. Солнце и атмосфера Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 351 с.
3. Беляков М.В. Атмосфера Земли и других планет. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. – 154 с.
4. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 с.
5. Пинус Н.З., Шметер С.М. Аэрология. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. – 351 с.
6. Баранулько В.А. Особенности распространения радиоволн. М.: Воениздат, 1964. – 190 с.
7. Палагин Э.Г., Славин И.Д. Основы гидромеханики. Л.: ЛГМИ, 1974. – 244 с.
8. Монин А.С. Гидродинамика атмосферы, океана и земных недр. СПб.: Гидрометеоиздат, 1999. – 524 с.
9. Монин А.С., Корчагин Н.Н. Десять открытий в физике океана. М.: Научный мир, 2008. – 170 с.
10. Кузьмин Н.М., Мовсесян Т.А., Мусцевой В.В., Храпов С.С. Волны и вихри Россби в астрофизике [Электронный ресурс]. URL: http://www.astronet.ru/db/msg/1210084/index.html (дата обращения 03.05.2016)
11. Ларченко, И.Н., Закинян, Р.Г. Анализ волн Россби в атмосфере [Электронный ресурс]. URL: http://www.rusnauka.com/30_NIEK_2011/Phisica/5_96105.doc.htm (дата обращения 03.05.2016)
12. Солнце и планеты солнечной системы (Рисунок) [Электронный ресурс]. URL: http://v.900igr.net:10/datas/astronomija/Solntse-i-Solnechnaja-sistema/0002-002-Solnechnaja-sistema.jpg (дата обращения 03.05.2016)
13. Видимое движение Солнца по эклиптике (Рисунок) [Электронный ресурс]. URL: http://ligis.ru/bes/9/14.JPG (дата обращения 03.05.2016)

14. Атмосфера Земли (Рисунок) [Электронный ресурс]. URL: http://tyux.ru/media/k2/items/cache/d1b649d7a1dd257acec4d62941b366d2_XL.jpg (дата обращения 03.05.2016)
15. Стратификация атмосферы Земли (Рисунок) [Электронный ресурс]. URL: http://geo.metodist.ru/teleclass/pogoda/images/atmo.jpg (дата обращения 03.05.2016)
16. Перламутровые облака (Рисунок) [Электронный ресурс]. URL: http://mtdata.ru/u24/photoD79E/20605406755-0/original.jpg (дата обращения 03.05.2016)
17. Серебристые облака (Рисунок) [Электронный ресурс]. URL: http://images.astronet.ru/pubd/2007/10/29/0001224153/nlc_heden_big.jpg (дата обращения 03.05.2016)
18. Радиационные пояса Земли (Рисунок) [Электронный ресурс]. URL: http://900igr.net/datai/fizika/KHarakteristiki-magnitnogo-polja/0083-045-Radiatsionnye-pojasa-Zemli.png (дата обращения 03.05.2016)
19. Полярные сияния (Рисунок) [Электронный ресурс]. URL: http://okey-ru.ru/vk/img.php?url=http://cs7050.vk.me/c540102/v540102966/2618c/LEFxWph0ckI.jpg (дата обращения 03.05.2016)
20. Озоновый слой в атмосфере (Рисунок) [Электронный ресурс]. URL: https://faktorvremeny.files.wordpress.com/2011/02/img.gif?w=595 (дата обращения 03.05.2016)
21. Центры действия атмосферы (Рисунок). [Электронный ресурс]. URL: http://dic.academic.ru/pictures/bse/jpg/0209477527.jpg (дата обращения 03.05.2016)
22. Карта океанических течений (Рисунок) [Электронный ресурс]. URL: http://ic.pics.livejournal.com/otterbe/16559867/45113/45113_original.jpg (дата обращения 03.05.2016)
23. Земля и Юпитер (Рисунок) [Электронный ресурс]. URL: http://www.arcadiastreet.com/cgvistas/images/jupiter_&_earth_compared_1024.jpg (дата обращения 03.05.2016)

24. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. Ч.1. Май, 1987, Государственный комитет СССР по гидрометеорологии. – Обнинск, 1989. – 217 с.

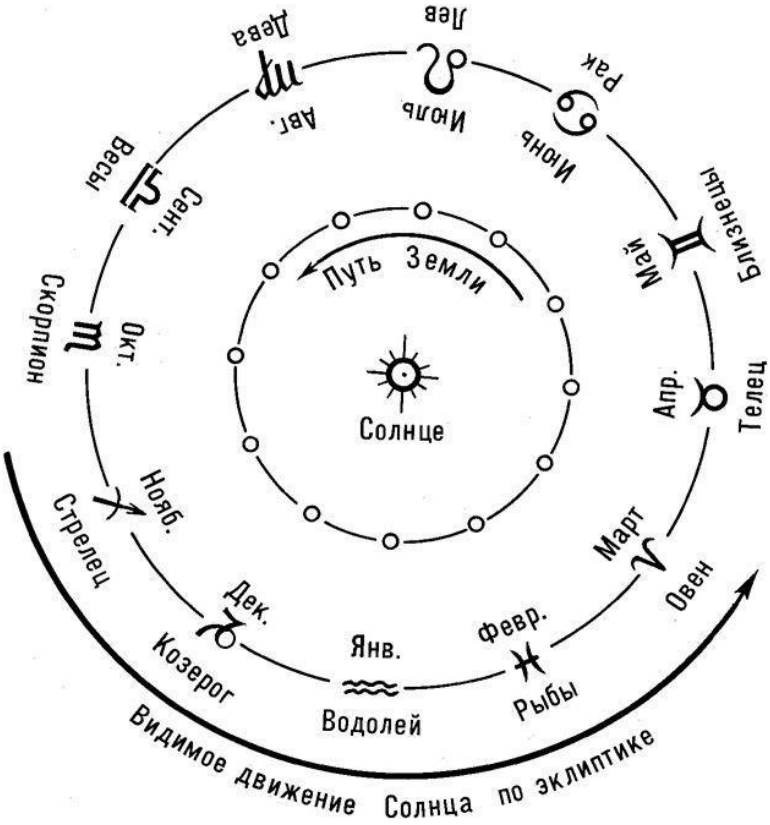
Приложение 1

Солнце и планеты солнечной системы



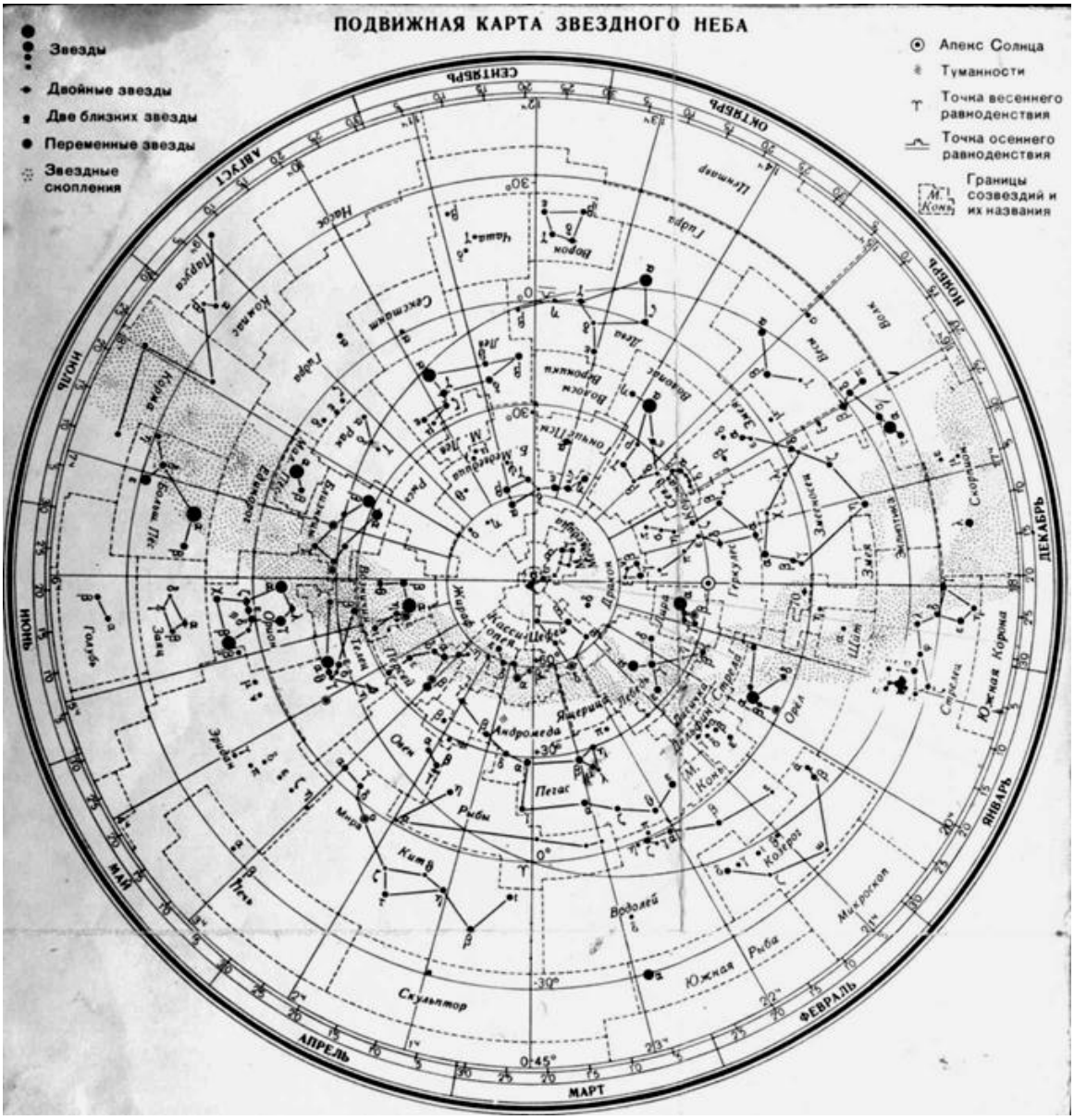
Приложение 2

Видимое движение Солнца по эклиптике



Приложение 3

Карта звездного неба



Приложение 4

Склонение Солнца в течение года

дата	день в году	Склонение δ, градусы
6.01	6	-22,6
21.01	21	-20,1
6.02	37	-15,9
21.02	52	-10,9
6.03	65	-5,9
21.03	80	0,0
6.04	96	6,2
21.04	111	11,7
6.05	126	16,4
21.05	141	20,2
6.06	157	22,6
21.06	172	23,4
6.07	187	22,8
21.07	202	20,6
6.08	218	16,9
21.08	233	12,3
6.09	249	6,7
21.09	264	1,0
6.10	279	-4,9
21.10	294	-10,9
6.11	310	-15,8
21.11	325	-19,8
6.12	340	-22,4
21.12	355	-23,5

Приложение 5

Годичный ход высоты Солнца в кульминациях на различных широтах

широта / день в году (φ)	0°	18°	23,5°	30°	45°
6	67,4	49,4	43,9	37,4	22,4
21	69,9	51,9	46,4	39,9	24,9
37	74,1	56,1	50,6	44,1	29,1
52	79,1	61,1	55,6	49,1	34,1
65	84,1	66,1	60,6	54,1	39,1
80	90,0	72,0	66,5	60,0	45,0
96	83,8	78,2	72,7	66,2	51,2
111	78,3	83,7	78,2	71,7	56,6
126	73,6	88,4	82,9	76,4	61,4
141	69,9	87,9	86,6	80,1	65,1
157	67,4	85,4	89,1	82,6	67,6
172	66,2	84,6	89,9	83,4	68,4
187	67,2	85,3	89,2	82,8	67,7
202	69,4	87,4	87,1	80,6	65,9
218	73,1	87,9	83,4	76,9	61,9
233	77,7	84,3	78,8	72,3	57,3
249	83,3	78,7	73,2	66,7	51,7
264	89,0	73,0	67,4	61,0	46,0
279	85,1	67,2	61,1	55,1	40,1
294	79,1	61,1	56,0	49,1	34,5
310	74,2	56,2	50,7	44,2	29,2
325	70,2	52,2	46,7	40,2	25,2
340	67,6	49,6	44,1	37,6	22,6
355	66,6	48,6	43,1	36,6	21,6

Приложение 6

Изменение освещенности Земли за пределами атмосферы для различных широт

широта / день в году φ	0^o	$23,5^o$	$20^{o\,o}$	40^o	50^o
6	0,934	0,700	0,743	0,469	0,309
21	0,940	0,725	0,766	0,500	0,342
37	0,959	0,766	0,804	0,552	0,399
52	0,978	0,814	0,848	0,616	0,469
65	0,995	0,870	0,899	0,695	0,559
80	1,000	0,917	0,940	0,766	0,643
96	0,995	0,954	0,970	0,829	0,719
111	0,978	0,980	0,990	0,883	0,788
126	0,951	0,995	0,999	0,927	0,848
141	0,930	0,999	0,9996	0,948	0,879
157	0,921	0,9999	0,999	0,956	0,891
172	0,917	1,0000	0,998	0,959	0,895
187	0,921	0,9999	0,999	0,956	0,891
202	0,930	0,999	0,9996	0,948	0,879
218	0,951	0,995	0,999	0,927	0,848
233	0,979	0,980	0,990	0,883	0,788
249	0,995	0,954	0,970	0,829	0,719
264	1,000	0,917	0,940	0,766	0,643
279	0,995	0,870	0,899	0,695	0,559
294	0,978	0,814	0,848	0,616	0,469
310	0,956	0,760	0,799	0,545	0,391
325	0,940	0,725	0,766	0,500	0,342
340	0,927	0,701	0,743	0,469	0,309
355	0,917	0,682	0,725	0,446	0,284

Приложение 7

Продолжительность светового дня в северном полушарии на различных широтах в день летнего и зимнего солнцестояний

Широта местности φ, градусы	Световой день Δt, ч (лето)	Световой день Δt, ч (зима)
0	12,0	12,0
10	12,6	11,4
20	13,2	10,8
30	13,9	10,1
40	14,8	9,2
50	16,2	7,8
60	18,5	5,5
66,5	24,0	0,0
70	24,0	0,0
80	24,0	0,0
90	24,0	0,0

Приложение 8

Суточная инсоляция в день летнего и зимнего солнцестояния

Широта φ, градусы	Суточная инсоляция в день летнего и зимнего солнцестояния, Q (МДж/м^2)			
	Северное полушарие		Южное полушарие	
	Лето (22.06)	Зима (22.12)	Лето (22.12)	Зима (22.06)
0	33	36	36	33
10	37	31	40	29
20	40	26	42	24
30	41	20	44	18
40	42	7	45	12
50	42	7	45	7
60	42	2	44	2
70	43	0	46	0
80	45	0	48	0
90	46	0	49	0

Приложение 9

Средние значения суточной инсоляции (МДж/м^2)

при $I_{\odot}^{*} = 1,37$ кВт/м^2, усреднённые за летнее и зимнее время

Широта φ, градусы	Средние значения суточной инсоляции Q (МДж/м^2)			
	летнее время		зимнее время	
	Северное полушарие	южное полушарие	Северное полушарие	южное полушарие
10	37,5	39,1	33,8	32,4
20	38,5	40,2	29,7	28,5
30	38,6	40,3	24,8	23,8
40	37,5	39,1	19,3	18,5
50	35,6	37,1	13,6	13,0
60	32,9	34,3	7,7	7,4
70	30,6	31,9	3,1	3,0
80	29,7	30,9	0,7	0,7
90	29,3	30,6	0,0	0,0

Приложение 10

Расположение изобарических поверхностей в зависимости от высоты

p, гПа	Z, км	p, гПа	Z, км
1000	0,11	100	16,2
900	0,98	50	20,6
850	1,45	20	26,5
800	1,94	10	31,2
700	3,02	5	36,1
500	5,58	1	48,6
300	9,18	0,53	50,0
200	11,8	$9*10^{-3}$	100,0

Приложение 11

Атмосфера Земли (в северном полушарии лето, в южном – зима)

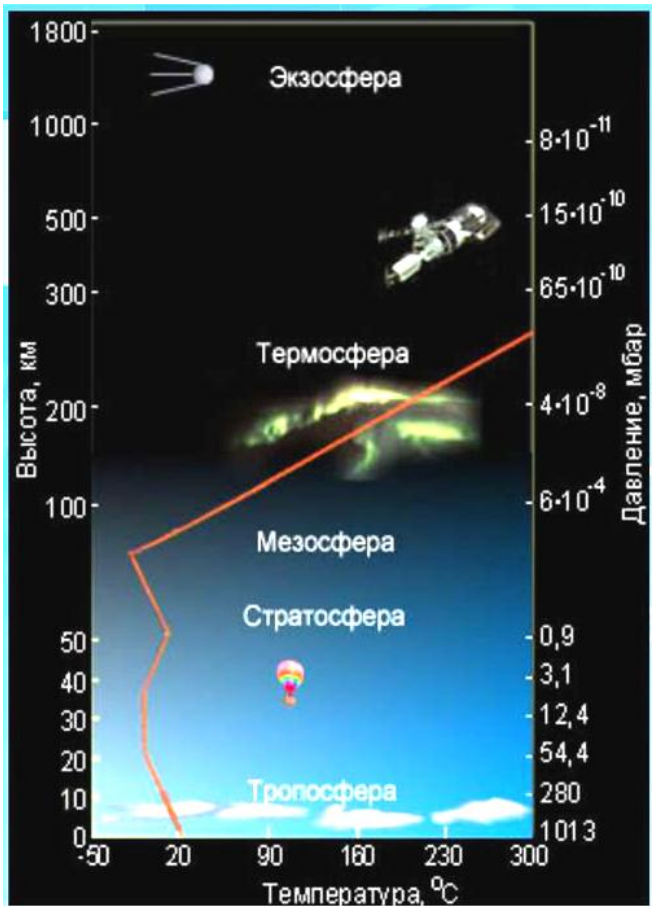
Приложение 12

Состав атмосферы Земли

Газ	Содержание в % по объёму
Азот	78,08
Кислород	20,95
Аргон	0,93
Углекислый газ	0,02÷0,04
Неон	$1{,}8*10^{-3}$
Гелий	$5*10^{-4}$
Криптон	$1*10^{-4}$
Водород	$5*10^{-5}$
Ксенон	$9*10^{-6}$
Озон	$1*10^{-6}$

Приложение 13

Стратификация атмосферы Земли



Приложение 14

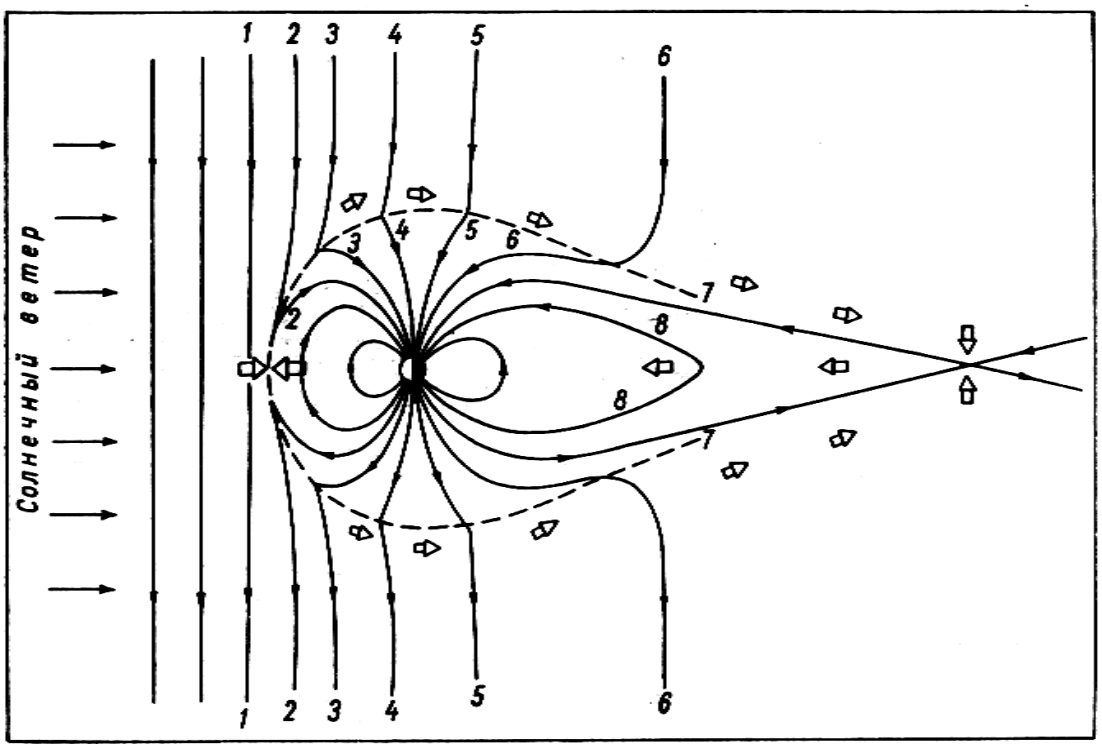
Перламутровые облака

Приложение 15

Серебристые облака

Приложение 16

Схема пересоединения межпланетного магнитного поля, направленного на юг, с геомагнитным полем и переноса силовых линий на ночную сторону магнитосферы

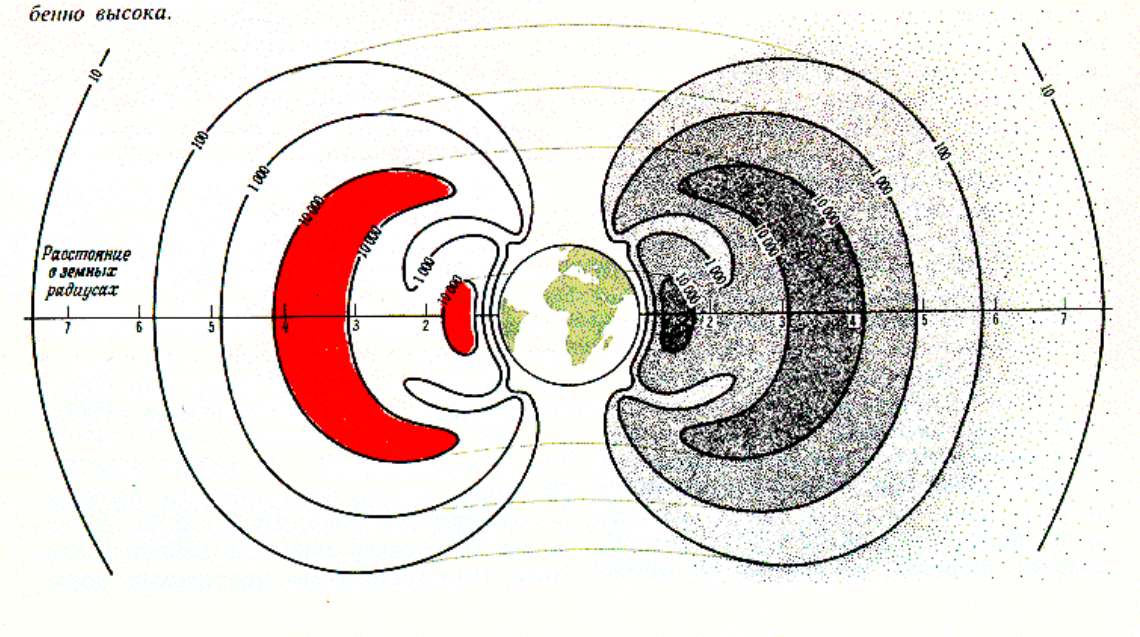


1 - положение некоторой силовой линии до пересоединения, 2-8 – последовательные положения этой линии после пересоединения; светлые стрелки – направление движения плазмы.

Приложение 17

Радиационные пояса Земли

Заштрихованы внутренний и внешний радиационные пояса, в которых плотность электронов особенно высока.

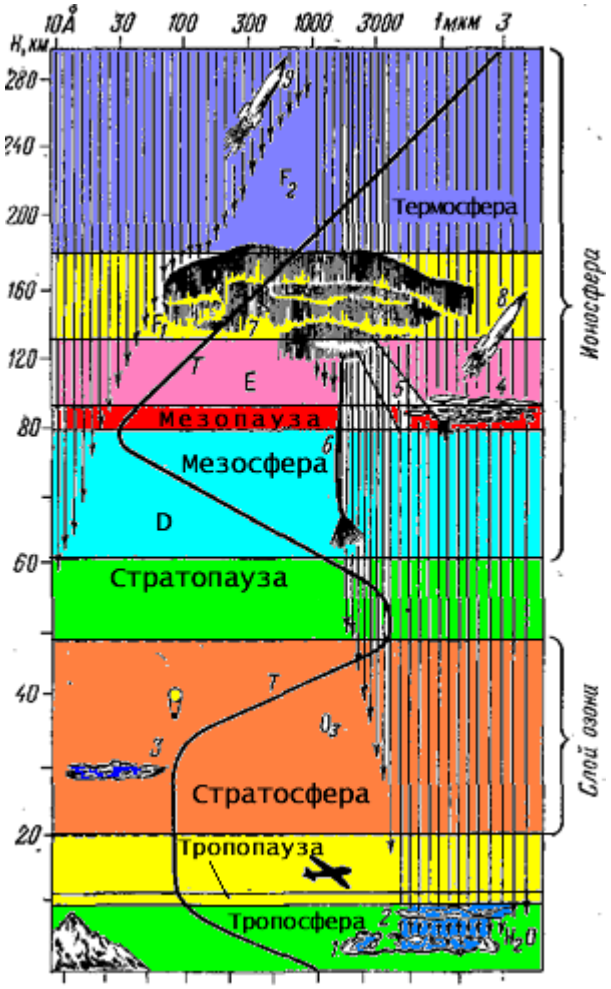


Приложение 18

Полярные сияния

Приложение 19

Озоновый слой в атмосфере



Приложение 20

Зависимость плотности водяного пара (ρ, г/м^3) от высоты в тропосфере (средние значения)

h, км	зима	весна	лето	осень
0	3,0	5,7	10,2	7,8
1	2,4	3,8	7,4	5,0
2	1,2	2,2	4,5	3,0
3	0,7	1,6	2,8	1,5
4	0,4	1,0	1,4	1,1
5	0,2	0,5	0,8	0,5
5	0,20	0,50	0,80	0,50
6	0,10	0,30	0,40	0,30
7	0,10	0,10	0,20	0,20
8	0,04	0,06	0,12	0,07
9	0,02	0,02	0,07	0,04
10	0,02	0,02	0,04	0,02

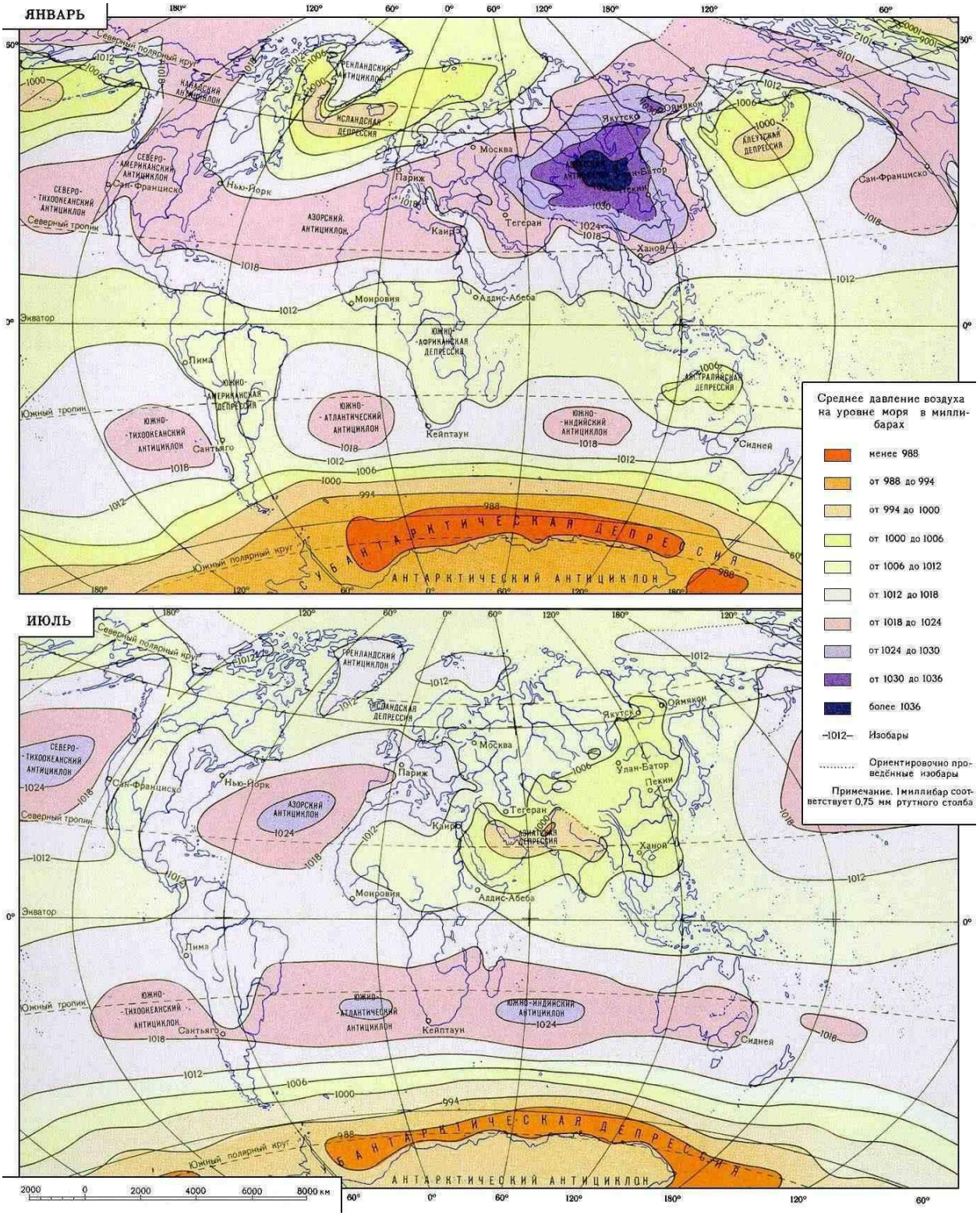
Приложение 21

Оптическая масса атмосферы при различной высоте Солнца

$h_{\odot}$, ^{o}	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	3	0
m	1,00	1,02	1,06	1.16	1,30	1,55	2,00	2,90	5,60	10,40	16,40	35,40

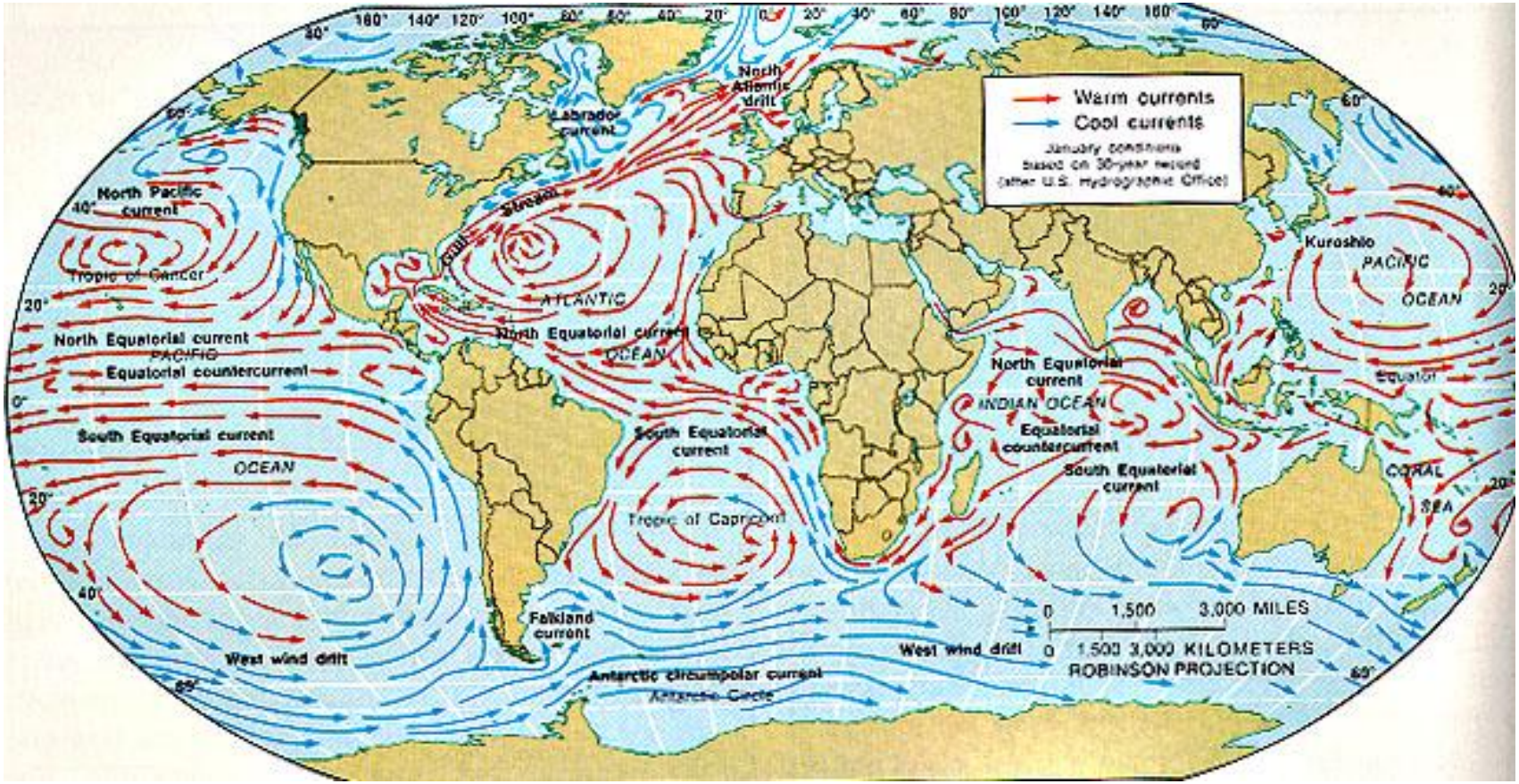
Приложение 22

Центры действия атмосферы



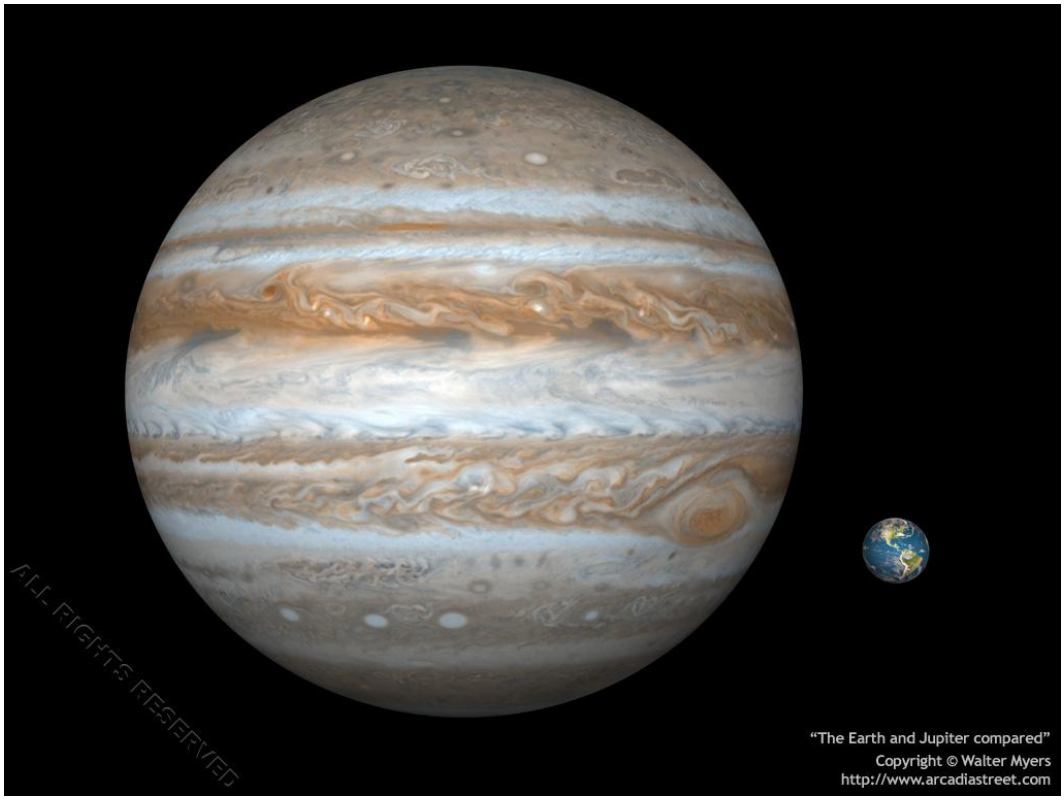
Приложение 23

Карта океанических течений



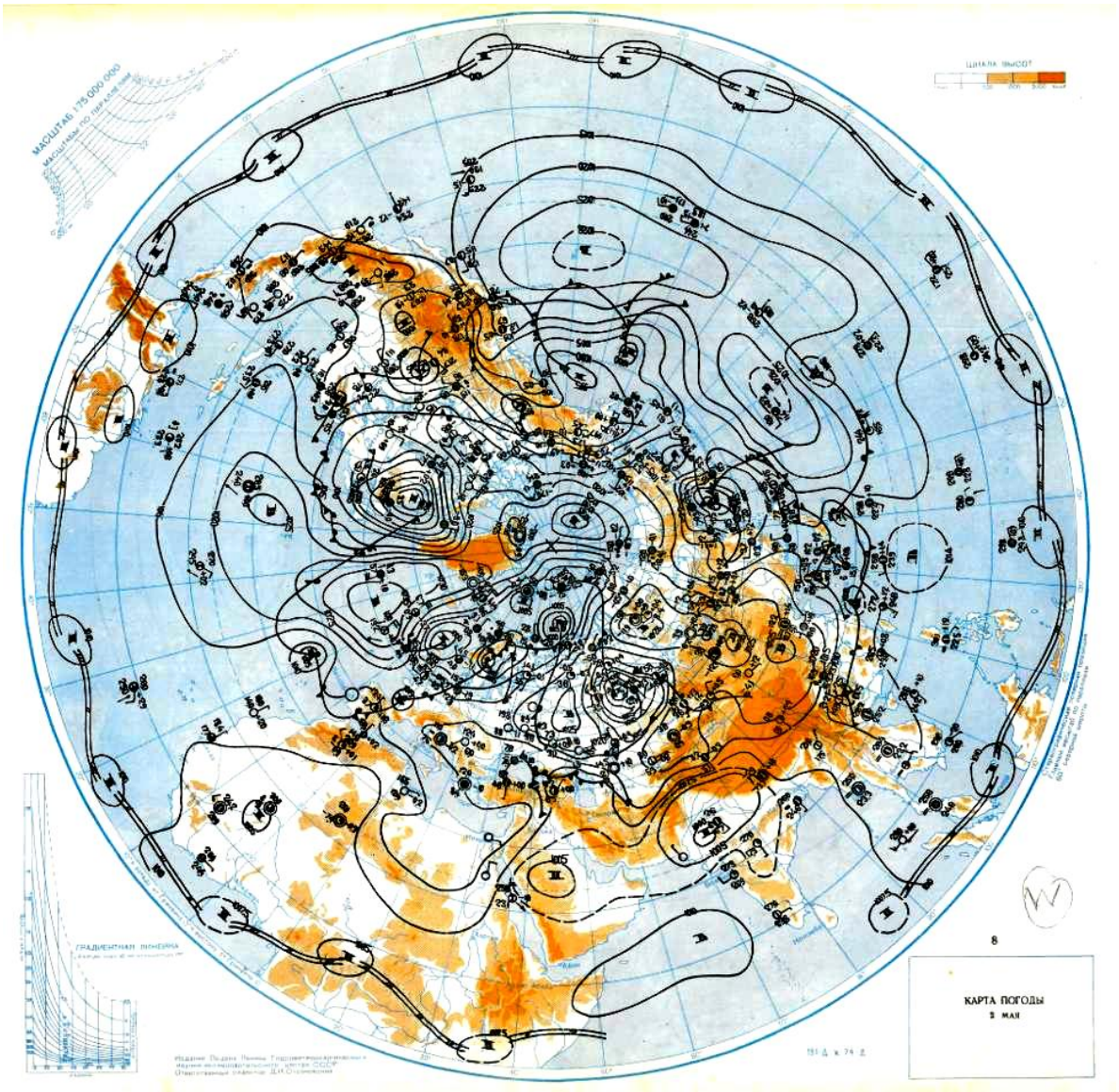
Приложение 24

Длинные волны на Юпитере



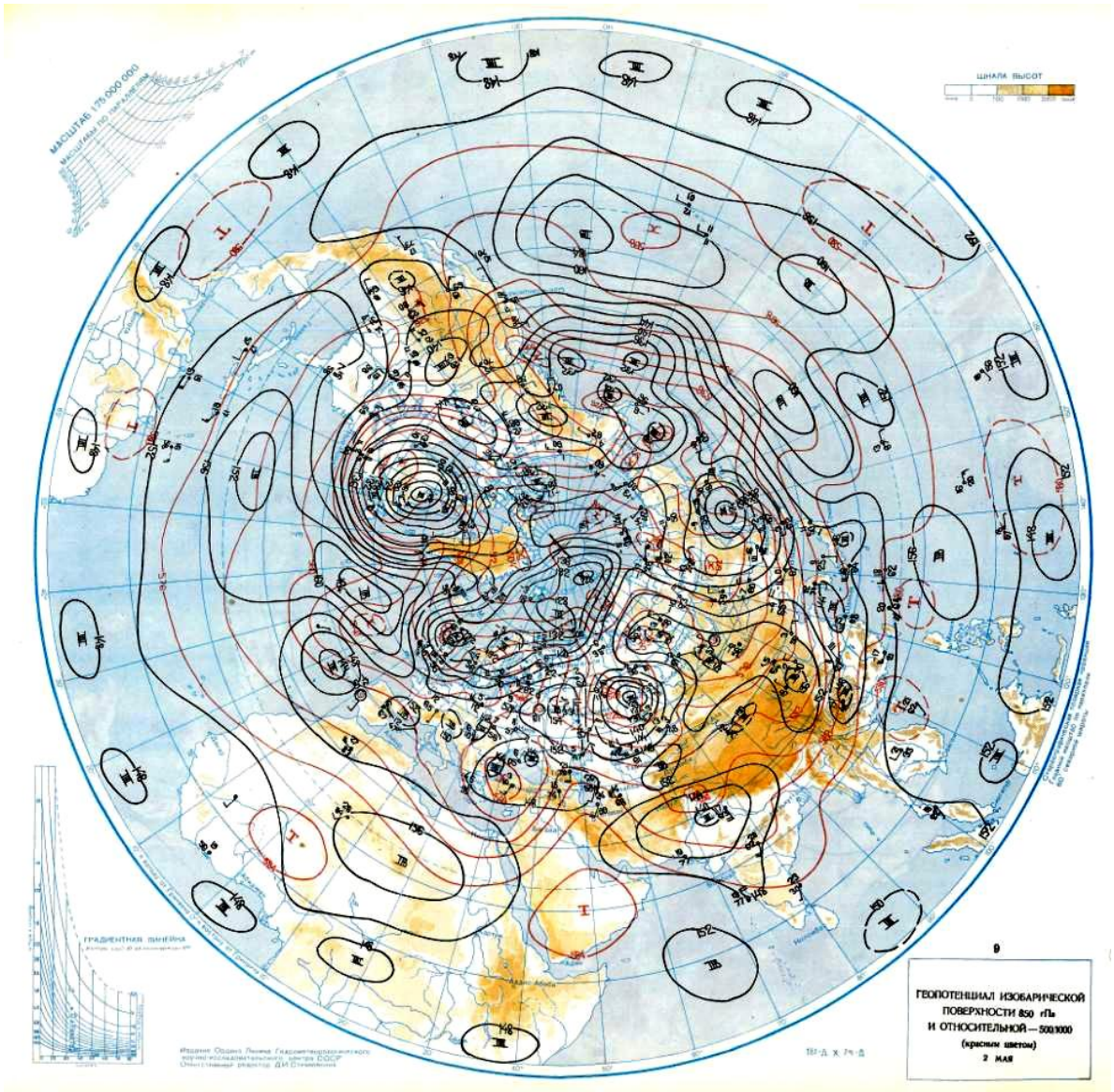
Приложение 25

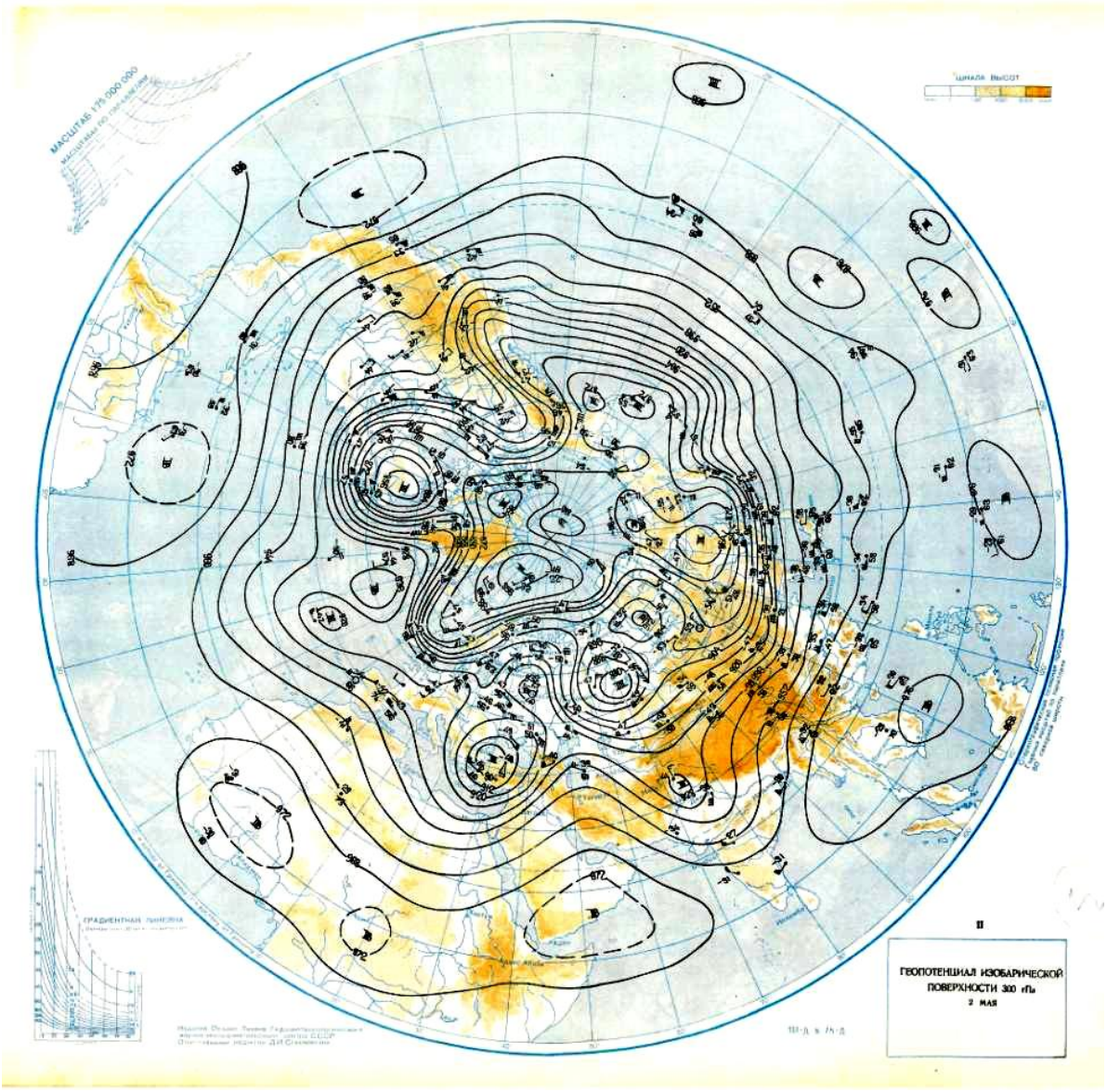
Карта погоды (в пограничном слое)



Приложение 26

Геопотенциал изобарической поверхности 850 гПа



Приложение 27

Геопотенциал изобарической поверхности 300гПа