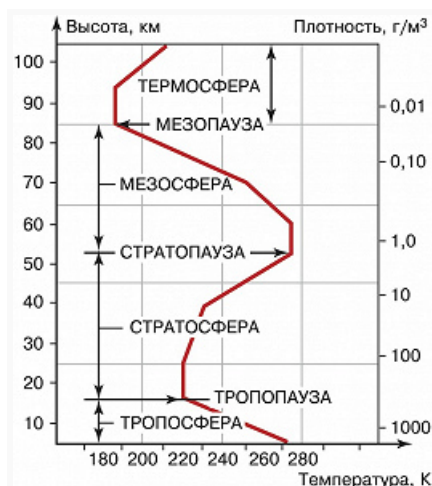


# АТМОСФЕРА

Авторы: Г. С. Голицын, Н. А. Зайцева

АТМОСФЕРА Земли (от греч. ἀτμός – пар, испарение и σφαῖρα – шар), воздушная оболочка, состоящая из ряда газов и взвешенных в ней частиц примесей – аэрозолей. Масса А.  $5,157 \cdot 10^{15}$  т. Столб воздуха оказывает давление на поверхность Земли: ср. [атмосферное давление](#) на уровне моря 1013,25 гПа (ок. 760 мм рт. ст.). Средняя по глобусу темп-ра воздуха у поверхности Земли 15 °С, при этом темп-ра изменяется примерно от 57 °С в субтропич. пустынях до –89 °С в Антарктиде. Плотность воздуха и давление убывают с высотой по закону, близкому к экспоненциальному.

## Строение атмосферы



Среднегодовое вертикальное распределение температуры в атмосфере.

По вертикали А. имеет слоистую структуру, определяемую гл. обр. особенностями вертикального распределения темп-ры (рис.), которое зависит от географич. положения, сезона, времени суток и т. д. Нижний слой А. – [тропосфера](#) – характеризуется падением темп-ры с высотой (примерно на 6 °С на 1 км), его высота от 8–10 км в полярных широтах до 16–18 км в тропиках. Благодаря быстрому убыванию плотности воздуха с высотой в тропосфере находится ок. 80% всей массы А. Над тропосферой располагается [стратосфера](#) – слой, который характеризуется в общем повышением темп-ры с высотой. Переходный слой между тропосферой и стратосферой называется [тропопаузой](#). В нижней стратосфере до уровня ок. 20 км темп-ра мало меняется с высотой (т. н. изотермич. область) и нередко даже незначительно уменьшается. Выше темп-ра возрастает из-за поглощения УФ-радиации Солнца озоном, вначале медленно, а с уровня 34–36 км – быстрее. Верхняя граница стратосферы –

[стратоспауза](#) – расположена на выс. 50–55 км, соответствующей максимуму темп-ры (260–270 К). Слой А., расположенный на выс. 55–85 км, где темп-ра снова падает с высотой, называется [мезосферой](#), на его верхней границе – [мезоспаузе](#) – темп-ра достигает летом 150–160 К, а зимой 200–230 К. Над мезоспаузой начинается [термосфера](#) – слой, характеризующийся быстрым повышением темп-ры, достигающей на выс. 250 км значений 800–1200 К. В термосфере поглощается корпускулярная и рентгеновская радиация Солнца, тормозятся и сгорают метеоры, поэтому она выполняет функцию защитного слоя Земли. Ещё выше находится [экзосфера](#), откуда атмосферные газы рассеиваются в мировое пространство за счёт диссипации и где происходит постепенный переход от А. к межпланетному пространству.

## Состав атмосферы

До выс. ок. 100 км А. практически однородна по химич. составу и ср. молекулярная масса воздуха (ок. 29) в ней постоянна. Вблизи поверхности Земли А. состоит из азота (ок. 78,1% по объёму) и кислорода (ок. 20,9%), а также

содержит малые количества аргона, диоксида углерода (углекислого газа), неона и др. постоянных и переменных компонентов (см. [Воздух](#)).

Кроме того, А. содержит небольшие количества озона, оксидов азота, аммиака, радона и др. Относит. содержание осн. составляющих воздуха постоянно во времени и однородно в разных географич. районах. Содержание водяного пара и озона переменено в пространстве и времени; несмотря на малое содержание, их роль в атмосферных процессах весьма существенна.

Выше 100–110 км происходит диссоциация молекул кислорода, углекислого газа и водяного пара, поэтому молекулярная масса воздуха уменьшается. На выс. ок. 1000 км начинают преобладать лёгкие газы – гелий и водород, а ещё выше А. Земли постепенно переходит в межпланетный газ.

Наиболее важная переменная компонента А. – водяной пар, который поступает в А. при испарении с поверхности воды и влажной почвы, а также путём [транспирации](#) растениями. Относит. содержание водяного пара меняется у земной поверхности от 2,6% в тропиках до 0,2% в полярных широтах. С высотой оно быстро падает, убывая наполовину уже на выс. 1,5–2 км. В вертикальном столбе А. в умеренных широтах содержится ок. 1,7 см «слоя осаждённой воды». При конденсации водяного пара образуются облака, из которых выпадают [осадки атмосферные](#) в виде дождя, града, снега.

Важной составляющей атмосферного воздуха является озон, сосредоточенный на 90% в стратосфере (между 10 и 50 км), ок. 10% его находится в тропосфере. Озон обеспечивает поглощение жёсткой УФ-радиации (с длиной волны менее 290 нм), и в этом – его защитная роль для биосферы. Значения общего содержания озона меняются в зависимости от широты и сезона в пределах от 0,22 до 0,45 см (толщина слоя озона при давлении  $p=1$  атм и темп-ре  $T=0$  °С). В [озоновых дырах](#), наблюдаемых весной в Антарктике с нач. 1980-х гг., содержание озона может падать до 0,07 см. Оно увеличивается от экватора к полюсам и имеет годовой ход с максимумом весной и минимумом осенью, причём амплитуда годового хода мала в тропиках и растёт к высоким широтам. Существенной переменной компонентой А. является углекислый газ, содержание которого в атмосфере за последние 200 лет выросло на 35%, что объясняется в осн. антропогенным фактором. Наблюдается его широтная и сезонная изменчивость, связанная с фотосинтезом растений и растворимостью в морской воде (согласно закону Генри, растворимость газа в воде уменьшается с ростом её темп-ры).

Важную роль в формировании климата планеты играет [атмосферный аэрозоль](#) – взвешенные в воздухе твёрдые и жидкие частицы размером от нескольких нм до десятков мкм. Различаются аэрозоли естественного и антропогенного происхождения. Аэрозоль образуется в процессе газофазных реакций из продуктов жизнедеятельности растений и хозяйств. деятельности человека, вулканич. извержений, в результате подъёма пыли ветром с поверхности планеты, особенно с её пустынных регионов, а также образуется из космич. пыли, попадающей в верхние слои А. Бóльшая часть аэрозоля сосредоточена в тропосфере, аэрозоль от вулканич. извержений образует т. н. слой Юнге на выс. ок. 20 км. Наибольшее количество антропогенного аэрозоля попадает в А. в результате работы автотранспорта и ТЭЦ, химич. производств, сжигания топлива и др. Поэтому в некоторых районах состав А. заметно отличается от обычного воздуха, что потребовало создания спец. службы наблюдений и контроля за уровнем загрязнения атмосферного воздуха.

## Эволюция атмосферы

Совр. А. имеет, по-видимому, вторичное происхождение: она образовалась из газов, выделенных твёрдой оболочкой Земли после завершения формирования планеты ок. 4,5 млрд. лет назад. В течение геологич. истории Земли А. претерпевала значит. изменения своего состава под влиянием ряда факторов: диссипации (улетучивания) газов, преим. более лёгких, в космич. пространство; выделения газов из литосферы в результате вулканич. деятельности; химич. реакций между компонентами А. и породами, слагающими земную кору; фотохимич. реакций в самой А. под влиянием солнечного УФ-излучения; аккреции (захвата) материи межпланетной среды (напр., метеорного вещества). Развитие А. тесно связано с геологич. и геохимич. процессами, а последние 3–4 млрд. лет также с деятельностью биосферы. Значит. часть газов, составляющих совр. А. (азот, углекислый газ, водяной пар), возникла в ходе вулканич. деятельности и интрузии, выносившей их из глубин Земли. Кислород появился в заметных количествах ок. 2 млрд. лет тому назад как результат деятельности фотосинтезирующих организмов, первоначально зародившихся в поверхностных водах океана.

По данным о химич. составе карбонатных отложений получены оценки количества углекислого газа и кислорода в А. геологического прошлого. На протяжении фанерозоя (последние 570 млн. лет истории Земли) количество углекислого газа в А. изменялось в широких пределах в соответствии с уровнем вулканич. активности, темп-рой океана и уровнем фотосинтеза. Большую часть этого времени концентрация углекислого газа в А. была значительно выше современной (до 10 раз). Количество кислорода в А. фанерозоя существенно изменялось, причём преобладала тенденция к его увеличению. В А. докембрия масса углекислого газа была, как правило, больше, а масса кислорода – меньше по сравнению с А. фанерозоя. Колебания количества углекислого газа оказывали в прошлом существенное влияние на климат, усиливая парниковый эффект при росте концентрации углекислого газа, благодаря чему климат на протяжении осн. части фанерозоя был гораздо теплее по сравнению с совр. эпохой.

## Атмосфера и жизнь

Без А. Земля была бы мёртвой планетой. Органич. жизнь протекает в тесном взаимодействии с А. и связанными с ней климатом и погодой. Незначительная по массе по сравнению с планетой в целом (примерно миллионная часть), А. является неременным условием для всех форм жизни. Наибольшее значение из атмосферных газов для жизнедеятельности организмов имеют кислород, азот, водяной пар, углекислый газ, озон. При поглощении углекислого газа фотосинтезирующими растениями создаётся органич. вещество, используемое как источник энергии подавляющим большинством живых существ, включая человека. Кислород необходим для существования аэробных организмов, для которых приток энергии обеспечивается реакциями окисления органич. вещества. Азот, усваиваемый некоторыми микроорганизмами (азотофиксаторами), необходим для минер. питания растений. Озон, поглощающий жёсткое УФ-излучение Солнца, значительно ослабляет эту вредную для жизни часть солнечной радиации. Конденсация водяного пара в А., образование облаков и последующее выпадение атмосферных осадков поставляют на сушу воду, без которой невозможны никакие формы жизни. Жизнедеятельность организмов в гидросфере во многом определяется количеством и химич. составом атмосферных газов, растворённых в воде. Поскольку химич. состав А. существенно зависит от деятельности организмов, биосферу и А. можно рассматривать как часть единой системы, поддержание и эволюция которой (см. [Биогеохимические циклы](#)) имела большое значение для изменения состава А. на протяжении истории Земли как планеты.

## Радиационный, тепловой и водный балансы атмосферы

Солнечная радиация является практически единств. источником энергии для всех физич. процессов в А. Главная особенность радиац. режима А. – т. н. парниковый эффект: А. достаточно хорошо пропускает к земной поверхности солнечную радиацию, но активно поглощает тепловое длинноволновое излучение земной поверхности, часть которого возвращается к поверхности в форме встречного излучения, компенсирующего радиац. потерю тепла земной поверхностью (см. Атмосферное излучение). В отсутствие А. ср. темп-ра земной поверхности была бы  $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ , в действительности она  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Приходящая солнечная радиация частично (ок. 20%) поглощается в А. (гл. обр. водяным паром, каплями воды, углекислым газом, озоном и аэрозолями), а также рассеивается (ок. 7%) на частицах аэрозоля и флуктуациях плотности (рэлеевское рассеяние). Суммарная радиация, достигая земной поверхности, частично (ок. 23%) отражается от неё. Коэф. отражения определяется отражат. способностью подстилающей поверхности, т. н. альбедо. В среднем альбедо Земли для интегрального потока солнечной радиации близко к 30%. Оно меняется от нескольких процентов (сухая почва и чернозём) до 70–90% для свежеснежного покрова. Радиационный теплообмен между земной поверхностью и А. существенно зависит от альбедо и определяется эффективным излучением поверхности Земли и поглощённым ею противоизлучением А. Алгебраич. сумма потоков радиации, входящих в земную атмосферу из космич. пространства и уходящих из неё обратно, называется радиационным балансом.

Преобразования солнечной радиации после её поглощения А. и земной поверхностью определяют тепловой баланс Земли как планеты. Гл. источник тепла для А. – земная поверхность; теплота от неё передаётся не только в виде длинноволнового излучения, но и путём конвекции, а также выделяется при конденсации водяного пара. Доли этих притоков теплоты равны в ср. 20%, 7% и 23% соответственно. Сюда же добавляется ок. 20% теплоты за счёт поглощения прямой солнечной радиации. Поток солнечной радиации за единицу времени через единичную площадку, перпендикулярную солнечным лучам и расположенную вне А. на ср. расстоянии от Земли до Солнца (т. н. солнечная постоянная), равен  $1367\text{ Вт/м}^2$ , изменения составляют  $1\text{--}2\text{ Вт/м}^2$  в зависимости от цикла солнечной активности. При планетарном альбедо ок. 30% средний по времени глобальный приток солнечной энергии к планете составляет  $239\text{ Вт/м}^2$ . Поскольку Земля как планета испускает в космос в среднем такое же количество энергии, то, согласно закону Стефана – Больцмана, эффективная темп-ра уходящего теплового длинноволнового излучения  $255\text{ К}$  ( $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). В то же время ср. темп-ра земной поверхности составляет  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Разница в  $33\text{ }^{\circ}\text{C}$  возникает за счёт парникового эффекта.

Водный баланс А. в целом соответствует равенству количества влаги, испарившейся с поверхности Земли, количеству осадков, выпадающих на земную поверхность. А. над океанами получает больше влаги от процессов испарения, чем над сушей, а теряет в виде осадков 90%. Избыток водяного пара над океанами переносится на континенты воздушными потоками. Количество водяного пара, переносимого в А. с океанов на континенты, равно объёму стока рек, впадающих в океаны.

## Движение воздуха

Земля имеет шарообразную форму, поэтому к её высоким широтам приходит гораздо меньше солнечной радиации, чем к тропикам. Вследствие этого между широтами возникают большие температурные контрасты. На распределение темп-ры в существенной мере влияет также взаимное расположение океанов и континентов. Из-за большой массы океанич. вод и высокой теплоёмкости воды сезонные колебания темп-ры поверхности океана



Фотография участка атмосферы с атмосферным вихрем (снимок сделан со спутника).

значительно меньше, чем суши. В связи с этим в средних и высоких широтах темп-ра воздуха над океанами летом заметно ниже, чем над континентами, а зимой – выше.

Неодинаковый разогрев  $A$ . в разных областях земного шара вызывает неоднородное по пространству распределение атмосферного давления. На уровне моря распределение давления характеризуется относительно низкими значениями вблизи экватора, увеличением в субтропиках (пояса высокого давления) и понижением в средних и высоких широтах. При этом над материками внетропич. широт давление зимой обычно повышено, а летом понижено, что связано с распределением темп-ры. Под действием градиента давления воздух испытывает ускорение, направленное от областей с высоким давлением к областям с низким, что приводит к перемещению масс воздуха. На движущиеся воздушные массы действуют также отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса), сила трения, убывающая с высотой, а при криволинейных траекториях и центробежная сила. Большое значение имеет турбулентное перемешивание воздуха

(см. [Турбулентность](#) в атмосфере).

С планетарным распределением давления связана сложная система воздушных течений (общая [циркуляция атмосферы](#)). В меридиональной плоскости в среднем прослеживаются две или три ячейки меридиональной циркуляции. Вблизи экватора нагретый воздух поднимается и опускается в субтропиках, образуя ячейку Хэдли. Там же опускается воздух обратной ячейки Феррела. В высоких широтах часто прослеживается прямая полярная ячейка. Скорости меридиональной циркуляции порядка 1 м/с или меньше. Из-за действия силы Кориолиса в большей части  $A$ . наблюдаются зап. ветры со скоростями в средней тропосфере ок. 15 м/с. Существуют сравнительно устойчивые системы ветров. К ним относятся пассаты – ветры, дующие от поясов высокого давления в субтропиках к экватору с заметной вост. составляющей (с востока на запад). Достаточно устойчивы муссоны – воздушные течения, имеющие чётко выраженный сезонный характер: они дуют с океана на материк летом и в противоположном направлении зимой. Особенно регулярны муссоны Индийского ок. В средних широтах движение воздушных масс имеет в осн. зап. направление (с запада на восток). Это зона атмосферных фронтов, на которых возникают крупные вихри – циклоны и антициклоны, охватывающие мн. сотни и даже тысячи километров. Циклоны возникают и в тропиках; здесь они отличаются меньшими размерами, но очень большими скоростями ветра, достигающего ураганной силы (33 м/с и более), т. н. [тропические циклоны](#). В Атлантике и на востоке Тихого ок. они называются ураганами, а на западе Тихого ок. – тайфунами. В верхней тропосфере и нижней стратосфере в областях, разделяющих прямую ячейку меридиональной циркуляции Хэдли и обратную ячейку Феррела, часто наблюдаются сравнительно узкие, в сотни километров шириной, [струйные течения](#) с резко очерченными границами, в пределах которых ветер достигает 100–150 и даже 200 м/с.

## Климат и погода

Различие в количестве солнечной радиации, приходящей на разных широтах к разнообразной по физич. свойствам земной поверхности, определяет многообразие климатов Земли. От экватора до тропич. широт темп-

ра воздуха у земной поверхности в ср. 25–30 °С и мало меняется в течение года. В экваториальном поясе обычно выпадает много осадков, что создаёт там условия избыточного увлажнения. В тропич. поясах количество осадков уменьшается и в ряде областей становится очень малым. Здесь располагаются обширные пустыни Земли.

В субтропич. и средних широтах темп-ра воздуха значительно меняется в течение года, причём разница между темп-рами лета и зимы особенно велика в удалённых от океанов областях континентов. Так, в некоторых районах Вост. Сибири годовая амплитуда темп-ры воздуха достигает 65 °С. Условия увлажнения в этих широтах весьма разнообразны, зависят в осн. от режима общей циркуляции А. и существенно меняются от года к году.

В полярных широтах темп-ра остаётся низкой в течение всего года, даже при наличии её заметного сезонного хода. Это способствует широкому распространению ледового покрова на океанах и суше и многолетнемёрзлых пород, занимающих в России св. 65% её площади, в осн. в Сибири.

За последние десятилетия стали всё более заметны изменения глобального климата. Темп-ра повышается больше в высоких широтах, чем в низких; больше зимой, чем летом; больше ночью, чем днём. За 20 в. ср.-годовая темп-ра воздуха у земной поверхности в России выросла на 1,5–2 °С, причём в отд. районах Сибири наблюдается повышение на неск. градусов. Это связывается с усилением парникового эффекта вследствие роста концентрации малых газовых примесей.

Погода определяется условиями циркуляции А. и географич. положением местности, она наиболее устойчива в тропиках и наиболее изменчива в средних и высоких широтах. Более всего погода меняется в зонах смены воздушных масс, обусловленных прохождением атмосферных фронтов, циклонов и антициклонов, несущих осадки и усиление ветра. Данные для прогноза погоды собираются на наземных метеостанциях, морских и воздушных судах, с метеорологич. спутников. См. также [Метеорология](#).

## Оптические, акустические и электрические явления в атмосфере

При распространении электромагнитного излучения в А. в результате рефракции, поглощения и рассеяния света воздухом и разл. частицами (аэрозоль, кристаллы льда, капли воды) возникают разнообразные оптич. явления: [радуга](#), [венцы](#), [гало](#), [мираж](#) и др. Рассеяние света обуславливает видимую высоту небесного свода и голубой цвет неба. Дальность видимости предметов определяется условиями распространения света в А.

(см. [Атмосферная видимость](#)). От прозрачности А. на разл. длинах волн зависят дальность связи и возможность обнаружения объектов приборами, в т. ч. возможность астрономич. наблюдений с поверхности Земли. Для исследований оптич. неоднородностей стратосферы и мезосферы важную роль играет явление сумерек. Напр., фотографирование сумерек с космич. аппаратов позволяет обнаруживать аэрозольные слои. Особенности распространения электромагнитного излучения в А. определяют точность методов дистанционного зондирования её параметров. Все эти вопросы, как и мн. другие, изучает [атмосферная оптика](#). Рефракция и рассеяние радиоволн обуславливают возможности радиоприёма (см. [Распространение радиоволн](#)).

Распространение звука в А. зависит от пространственного распределения темп-ры и скорости ветра (см. [Атмосферная акустика](#)). Оно представляет интерес для зондирования А. дистанц. методами. Взрывы зарядов, запускаемых ракетами в верхнюю А., дали богатую информацию о системах ветров и ходе темп-ры в стратосфере и мезосфере. В устойчиво стратифицированной А., когда темп-ра падает с высотой медленнее

адиабатического градиента (9,8 К/км), возникают т. н. внутренние волны. Эти волны могут распространяться вверх в стратосферу и даже в мезосферу, где они затухают, способствуя усилению ветра и турбулентности.

Отрицательный заряд Земли и обусловленное им электрич. поле А. вместе с электрически заряженными ионосферой и магнитосферой создают глобальную электрич. цепь. Важную роль при этом играет образование облаков и грозowego электричества. Опасность грозowych разрядов вызвала необходимость разработки методов грозозащиты зданий, сооружений, линий электропередач и связи. Особую опасность это явление представляет для авиации. Грозowych разряды вызывают атмосферные радиопомехи, получившие назв. атмосфериков (см. [Свистящие атмосферерики](#)). Во время резкого увеличения напряжённости электрич. поля наблюдаются светящиеся разряды, возникающие на остриях и острых углах предметов, выступающих над земной поверхностью, на отд. вершинах в горах и др. ([Эльма огни](#)). А. всегда содержит сильно меняющееся в зависимости от конкретных условий количество лёгких и тяжёлых ионов, которые определяют электрич. проводимость А. Главные ионизаторы воздуха у земной поверхности – излучение радиоактивных веществ, содержащихся в земной коре и в А., а также космич. лучи. См. также [Атмосферное электричество](#).

## Влияние человека на атмосферу

В течение последних столетий происходил рост концентрации парниковых газов в А. вследствие хозяйств. деятельности человека. Процентное содержание углекислого газа возросло с  $2,86 \cdot 10^{-2}$  двести лет назад до  $3,8 \cdot 10^{-2}$  в 2005, содержание метана – с  $0,7 \cdot 10^{-4}$  примерно 300–400 лет назад до  $1,8 \cdot 10^{-4}$  в нач. 21 в.; ок. 20% в прирост парникового эффекта за последнее столетие дали фреоны, которых практически не было в А. до сер. 20 в. Эти вещества признаны разрушителями стратосферного озона, и их производство запрещено Монреальским протоколом 1987. Рост концентрации углекислого газа в А. вызван сжиганием всё возрастающих количеств угля, нефти, газа и др. видов углеродного топлива, а также сведением лесов, в результате чего уменьшается поглощение углекислого газа путём фотосинтеза. Концентрация метана увеличивается с ростом добычи нефти и газа (за счёт его потерь), а также при расширении посевов риса и увеличении поголовья крупного рогатого скота. Всё это способствует потеплению климата.

Для изменения [погоды](#) разработаны методы активного воздействия на атмосферные процессы. Они применяются для защиты с.-х. растений от градобития путём рассеивания в грозowych облаках спец. реагентов. Существуют также методы рассеяния туманов в аэропортах, защиты растений от заморозков, воздействия на облака с целью увеличения осадков в нужных местах или для рассеяния облаков в моменты массовых мероприятий.

## Изучение атмосферы

Сведения о физич. процессах в А. получают прежде всего из метеорологических наблюдений, которые проводятся глобальной сетью постоянно действующих метеорологич. станций и постов, расположенных на всех континентах и на мн. островах. Ежедневные наблюдения дают сведения о темп-ре и влажности воздуха, атмосферном давлении и осадках, облачности, ветре и др. Наблюдения за солнечной радиацией и её преобразованиями проводятся на актинометрич. станциях. Большое значение для изучения А. имеют сети аэрологич. станций, на которых при помощи радиозондов выполняются метеорологич. измерения до выс. 30–35 км. На ряде станций проводятся наблюдения за атмосферным озоном, электрич. явлениями в А., химич.

составом воздуха.

Данные наземных станций дополняются наблюдениями на океанах, где действуют «суда погоды», постоянно находящиеся в определённых районах Мирового ок., а также метеорологич. сведениями, получаемыми с н.-и. и др. судов.

Всё больший объём сведений об А. в последние десятилетия получают с помощью метеорологич. спутников, на которых установлены приборы для фотографирования облаков и измерения потоков ультрафиолетовой, инфракрасной и микроволновой радиации Солнца. Спутники позволяют получать сведения о вертикальных профилях темп-ры, облачности и её водозапаса, элементах радиац. баланса А., о темп-ре поверхности океана и др. Используя измерения рефракции радиосигналов с системы навигац. спутников, удаётся определять в А. вертикальные профили плотности, давления и темп-ры, а также влагосодержания. С помощью спутников стало возможным уточнить величину солнечной постоянной и планетарного альбеда Земли, строить карты радиац. баланса системы Земля – А., измерять содержание и изменчивость малых атмосферных примесей, решать мн. др. задачи физики атмосферы и мониторинга окружающей среды.

## Литература

Лит.: Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. Л., 1980; Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. 2-е изд. Л., 1984; Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л. История атмосферы. Л., 1985; Хргиан А. Х. Физика атмосферы. М., 1986; Атмосфера: Справочник. Л., 1991; Хромов С. П., Петросянц М. А. Метеорология и климатология. 5-е изд. М., 2001.

Processing math: 0%