

2

Тедорс

НОВОЕ
В ЖИЗНИ, НАУКЕ,
ТЕХНИКЕ

ЗНАНИЕ

2/1975

СЕРИЯ
НАУКА
О ЗЕМЛЕ

Т. Х. Геохланян
ИЗУЧЕНИЕ
СТРАТОСФЕРЫ



ИЗУЧЕНИЕ СТРАТОСФЕРЫ

Т. Х. Геохланян,

кандидат
географических наук

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ЗНАНИЕ»
Москва 1975

551.5

Г36

Геохланян Т. Х.

Г36 Изучение стратосферы. М., «Знание», 1975.
64 с. (Новсе в жизнь, науке и технике. Серия
«Наука о Земле», 2. Издается ежемесячно с 1966 г.)

За последние 10 лет произошел огромный скачок в освоении воздушных пространств.

Эта брошюра расскажет о новейших исследованиях стратосферы, об особенностях ее состава и строения, о связи с вышележащими слоями атмосферы, об интересном, лишь стратосфере присущем, явлении зимних потеплений и о многом другом.

Брошюра рассчитана на широкие круги читателей.

Г $\frac{20807-037}{073(02)-75}$ 47—75

551.5

СОДЕРЖАНИЕ

ЧТО ТАКОЕ СТРАТОСФЕРА? (ОБ ИСТОРИИ ОТКРЫТИЯ, О ЕЕ ИЗУЧЕНИИ)	3
ПЕРИОДИЧЕСКИЕ И НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В СТРАТОСФЕРЕ	27
О СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЯХ	35
ПОЛЕТЫ В СТРАТОСФЕРЕ	46

Геохланян Тамара Хореновна

ИЗУЧЕНИЕ СТРАТОСФЕРЫ

Редактор *Н. Косаковская*. Обложка *А. Савелова*.
Худож. редактор *Т. Добровольнова*. Техн. редактор
Т. Пичугина. Корректор *Т. Дорогова*

А 08307. Индекс заказа 56002. Сдано в набор 10/II 1974 г. Подписано к печати 6/I 1975 г. Формат бумаги 84×108¹/₃₂. Бумага типографская № Г. Бум. л. 1. Печ. л. 2. Усл.-печ. л. 3,36. Уч.-изд. л. 3,48. Тираж 56 625 экз. Издательство «Знание». 101835, Москва, Центр, проезд Серова, д. 3/4. Заказ 2121. Типография Всесоюзного общества «Знание». Москва, Центр, Новая пл., д. 3/4. Цена 12 коп.

© Издательство «Знание», 1975 г.

ЧТО ТАКОЕ СТРАТОСФЕРА?

(Об истории открытия, о ее изучении)

ИЗУЧЕНИЕ атмосферы началось много веков назад. В Древнем Египте и Индии, еще в IV в. до нашей эры, имелись приборы для измерения количества дождя. Первая в мире книга под названием «Метеорология» была написана знаменитым греческим ученым Аристотелем в III в. до нашей эры. За 100 лет до нашей эры в Афинах была построена восьмиугольная «башня ветров». Восемь ее граней соответствовали восьми ветровым румбам. В V в. армянским историком Мовсесом Хоренаци был написан научный трактат о климатах Египта и Армении, до нашего времени не потерявший своей значимости. Более трех столетий назад были изобретены барометр и термометр.

Нелегким был путь к освоению воздушного океана. Многие смельчаки отдали жизни за несколько мгновений свободного полета: их губило и несовершенство летательных аппаратов, и жестокие законы церкви, не допускавшие даже попыток проникновения человека в познание природы. Однако, несмотря на все преследования, техника летательных аппаратов продолжала совершенствоваться.

Уже в конце XVIII в. во Франции братьями Монгольфье был создан первый аэростат. Перелет через Ла-Манш, осуществленный ими в 1785 г., дал волю различным фантазиям по использованию аэростатов как средства передвижения. Тем не менее увлечение летающими шарами способствовало их усовершенствованию и применению в научных целях. Первые бумажные аэростаты, наполненные дымом от горящего влажного сена, уступили место кожаным, наполненным легкими газами — водородом или гелием.

Полет аэростата с научной целью был организован впервые в России 30 июня 1804 г. Петербургской академией наук. В полете принимали участие русский академик Я. Д. Захаров и аэронавт бельгиец Робертсон. Они поднялись до высоты 2480 м.

Специальные подъемы аэростатов с научной целью были организованы в России академиком М. А. Рыкачевым в 1868 и 1873 гг. и несколько позднее М. М. Поморцевым.

Во второй половине XIX в. серии научных полетов проводятся также в Англии, Франции и Германии.

Совершая полеты с научной целью, исследователи стремились достичь все больших и больших высот. Но подъемы на большую высоту были связаны с опасностью для жизни воздухоплавателей. Так от неправильной работы кислородных приборов погибли французские аэронавты Сивель и Кроче-Спинели, едва не погибли от удушья на высоте 8840 м англичане Глешер и Консвелл.

Все это заставило ученых, параллельно с развитием воздухоплавания, искать новые методы исследования атмосферы, без риска для человеческой жизни и более дешевые.

Возникла идея привязных аэростатов и воздушных змеев, которые поднимались вверх без людей, но с приборами, и при помощи троса спускались на землю.

Воздушные змеи имели очень широкое применение в аэрологии и внесли ценный вклад в науку об атмосфере, дав богатые сведения о ней до высот 4—5 км. Однако этот метод имел ряд недостатков, среди них следует отметить серьезные аварии при обрыве троса воздушного змея и все большее ограничение возможностей запуска воздушных змеев вследствие развития электрификации и воздушных путей сообщения.

Большим шагом вперед в развитии средств исследования верхних слоев атмосферы было создание в конце XIX в. шара-зонда. Шар-зонд состоял из оболочки, наполненной легким газом (водородом), к которой на недлинном тросе прикреплялся прибор-метеорограф. Метеорограф включал в себя несколько приборов, измеряющих температуру (термограф), давление (барограф), влажность, иногда и скорость ветра. По конструкции различные метеорографы немного отличались друг от

друга, но присутствие термографа и барографа было обязательным.

Основной частью термографа являлся равномерно вращающийся при помощи часового механизма барабан и приемник, состоящий из термопары (пластинки, спаянной из двух металлов с различной теплопроводностью). Подобно часовому маятнику, этот приемник соединялся с пером и отмечал все изменения температуры, двигаясь по барабану вверх и вниз. В результате на бумаге, укрепленной на вращающемся барабане и разграфленной в горизонтальном направлении по времени, а в вертикальном — по градусам, получалась кривая линия, соответствующая изменению температуры по мере подъема шара-зонда.

Подобным же образом был сконструирован барограф. Приемником в барографе являлась пустая, герметически закрытая металлическая коробочка. Упругость коробочки изменялась под влиянием изменения давления. Эти изменения передавались перу самописца.

Приборы, поднимаемые шаром-зондом, нашли применение также на аэростатах и позднее на самолетах.

Сначала шары делались из бумаги или материи. Такие шары достигали высоты 10—16 км. Когда же бумагу заменили резиной, шары-зонды стали подниматься еще выше.

При подъеме вверх резиновый шар, к которому прикрепляется метеорограф, расширяется, так как наружное давление уменьшается, а количество газа внутри шара остается неизменным. Газ давит на внутренние стенки оболочки и растягивает ее. Шар-зонд летит, почти не меняя подъемную силу, до тех пор, пока оболочка шара не лопнет. Лопнувшая оболочка служит парашютом метеорографу при его спуске.

Шары-зонды дали очень богатый и ценный материал о распределении давления, температуры и влажности до больших высот. При их помощи в конце XIX — начале XX в. было сделано открытие стратосферы. Начиная с 1893 г., когда был выпущен первый шар-зонд, все без исключения зонды, достигавшие высоты 12—13 км, обнаруживали там четкую инверсию температуры, т. е. ее повышение с высотой, вместо обычно наблюдаемого падения.

В начале 1902 г. у французского ученого Тейсеран де Бора уже имелись более чем 540 подъемов шаров-

зондов, в том числе ночных, когда исключалось действие солнечного тепла. Эти зонды с определенностью показывали, что выше 8—9 км температура перестает быстро понижаться с высотой, что на 11 км это понижение почти совсем прекращается. Так была обнаружена «изотермическая» зона (зона с неменяющейся по высоте температурой) в верхних слоях атмосферы.

Этот вывод был доложен Тейсеран де Бором 28 апреля 1902 г. на заседании Парижской академии. Им были также предложены термины «стратосфера» и «тропосфера», которые, однако, очень медленно входили в употребление. В течение многих лет в ходу были выражения «верхняя инверсия» и «изотермическая зона».

Наблюдения русских ученых также в значительной мере послужили подтверждением реальности нового открытия. Они внесли ценный вклад в его изучение. Так, свойства «верхней инверсии» впервые были изучены М. М. Рыкачевым в Павловске в 1910 г. В результате изучения сезонного вертикального распределения температуры он показал, что «температурные условия (стратосферы) будут исключительно зависеть от Солнца и его положения, то есть от радиационных причин».

Тем не менее первые представления о метеорологическом режиме стратосферы оказались недостаточно точными. Так как во всех случаях подъемов шаров-зондов, до достигавшейся ими в то время высоты (до 15—16 км), общий ход температуры выше 10—12 км оказывался достаточно постоянным, то был сделан, опровергнутый в дальнейшем, вывод об отсутствии ветра и вертикального перемешивания воздуха в стратосфере и о неоднородности ее химического состава. Эти представления о стратосфере просуществовали несколько десятилетий, вплоть до 1930 г., когда изобретение и запуск первых радиозондов положили начало организации всемирной сети аэрологических (радиозондовых) станций.

Исследование атмосферы стало интенсивно развиваться. Регулярные и одновременные сведения о распределении метеорологических элементов (температуры, ветра, давления) в толще атмосферы до 25—30 км, полученные с помощью радиозондов на аэрологических станциях, способствовали пересмотру первых представлений о режиме стратосферы.

Первый в мире радиозонд, изобретенный советским ученым профессором П. А. Молчановым, был впервые

выпущен в атмосферу 30 января 1930 г. в г. Павловске (под Ленинградом). Радиозонд представляет собой метеорологический прибор, поднимаемый на шаре и во время подъема измеряющий атмосферное давление, температуру и влажность воздуха. Три датчика, воспринимающие величины этих элементов, включены в сеть небольшого коротковолнового передатчика, который при подъеме излучает радиосигналы различных частот. Если, например, температура с высотой изменяется, то меняется и характер радиосигналов. Регистратор, находящийся на земле, фиксирует сигналы, посылаемые радиозондом таким образом, что уже во время подъема можно получить данные о физическом состоянии атмосферы.

Усовершенствование передатчиков, уменьшение веса и увеличение морозостойкости оболочек радиозондов позволяют сейчас достигать при выпусках этих приборов все больших высот. Если несколько лет назад средняя высота подъемов была несколько больше 20 км, а в отдельных случаях 32—34 км, то применение полиэтиленовых оболочек позволило достигнуть значительно больших высот (до 40—45 км).

Пока радиозонд не скроется из поля зрения, за ним следят в теодолит и определяют его высоту и азимут в последовательные моменты времени. Это позволяет установить направление и скорость ветра на разных высотах.

Результаты зондирования используются в практической работе службы погоды и служат исходными данными для регулярного построения высотных карт погоды до уровней 100 мб (около 16 км), 50 мб (21 км), 30 мб (24 км) и 10 мб (30 км). Только на территории СССР в настоящее время работает более 200 аэрологических станций. На каждой из них ежедневно производятся два выпуска радиозондов, а на некоторых даже четыре в сутки. Всего на поверхности земного шара имеется более 10 000 синоптических (приземного исследования атмосферы) и аэрологических станций. Они располагаются на суше, кораблях погоды, дрейфующих льдинах.

Для изучения физических процессов в стратосферу, кроме того, выпускаются специальные озонзонды, измеряющие содержание озона, а также актинометрические радиозонды, предназначенные для изучения зависимости баланса лучистой энергии при различных погодных условиях.

На первых этапах изучения стратосферы большое значение имели полеты стратостатов. Стратостат — это огромный аэростат с подвешенной к нему герметически закрытой кабиной, где размещались стратонавты. Идея и чертежи конструкции герметической гондолы стратостата принадлежат великому русскому ученому-химику Д. И. Менделееву.

Пионером стратоплавания стал бельгийский профессор физики Август Пикар. Вместе с молодым швейцарским ученым П. Кипфером, принявшим участие в разработке чертежей стратостата, 27 мая 1931 г. Пикар осуществил полет в стратосферу, достигнув высоты 15,87 км. И хотя приборы, вследствие ряда причин, вышли из строя, все же Пикар доказал полную возможность подъемов в стратосферу и значение для высотных подъемов герметической кабины, впервые им примененной на практике.

Успешный в этом отношении полет Пикара — Кипфера и в особенности второй полет Пикара и Козинса 18 августа 1932 г. стимулировали организацию подобных же подъемов в стратосферу почти во всех странах, заинтересованных в овладении стратосферой.

Триумфом советского воздухоплавания и советской науки был подъем стратостата «СССР-1», осуществленный более 40 лет назад, 30 сентября 1933 г.

Советские стратонавты Г. Прокофьев, Э. Бирнбаум и К. Годунов достигли высоты 19 км, побив рекорд Пикара. Несколько часов, проведенные на рекордной высоте, были использованы для научных исследований. Были взяты пробы воздуха, измерялась интенсивность космических лучей (в те годы космические лучи были в центре внимания физиков всего мира). Состав воздуха согласно пробе, взятой с высоты 18 500 м, оказался тот же, что и вблизи поверхности Земли. Этот вывод опроверг мнение о преобладании на больших высотах более легких газов.

Другой советский стратостат «Осоавиахим-1» в 1934 г. поднялся еще выше — до 22 км, но при спуске стратостата произошла авария и отважные воздухоплаватели П. Федосеенко, А. Васенко и конструктор стратостата молодой и талантливый ученый И. Усыкин погибли.

И только в 1957 г. рекорд высоты был перекрыт американцем Киттингером, поднявшимся более чем на 29 км.

Подъемы стратостатов, взятие проб воздуха с больших высот, измерение метеозаэлементов с помощью радиозондов показали, что состав воздуха до 22 км оказался таким же, как и у поверхности Земли. Одновременно в стратосфере были обнаружены сильные ветры, являющиеся причиной перемешивания воздуха, что и обеспечивало его однородность. Теперь с большой достоверностью установлено, что атмосфера перемешана не только до высот, достигнутых стратостатами, но и во много раз их превосходящих.

Преимущество измерений на аэростатах и стратостатах заключалось в том, что на этих аппаратах можно было с какой угодно малой скоростью производить весьма тщательные измерения температуры и влажности воздуха на любой высоте. Несмотря на некоторые преимущества, этот метод исследования имел много недостатков. Основными недостатками являлись сложность организации подъема и отсутствие полной уверенности в безопасности полета. Дальнейшие исследования показали, что значительно проще, экономнее и оперативнее использование для стратостатных наблюдений в свободной атмосфере самолетов.

После Великой Отечественной войны широкое распространение получили реактивные и турбовинтовые самолеты, началось освоение сверхзвуковых транспортных самолетов. Значительно увеличилась скорость, высота и дальность их полета. Регулярные полеты в верхней тропосфере и нижней стратосфере расширили возможность исследования метеорологических условий полета на этих высотах. Получение высотных метеорологических данных при помощи самолетов осуществляется в настоящее время путем регулярного самолетного зондирования атмосферы, авиационной разведки погоды и приема метеорологической информации с борта рейсовых самолетов. С помощью самолетов подробно стали изучаться струйные течения, пространственная структура облаков, особенности самолетовождения и динамика полета в условиях стратосферы, интерес к которой за последние годы значительно возрос. И это вполне понятно, так как в последние годы были решены некоторые технически трудные задачи авиации и ракетостроения, практическое применение которых требует знания, а значит, изучения верхней атмосферы.

Для изучения верхних слоев атмосферы исполь-

зуются ракеты и искусственные спутники Земли (ИСЗ). Первые попытки запуска ракет относятся к 30-м годам XX в.

Для ракетного зондирования атмосферы применяют большие и малые ракеты. Малые (метеорологические) ракеты обычно запускаются до высот 60—120 км. Они несут в контейнере приборы для измерения давления, температуры, плотности воздуха и устройства для фотографирования облаков. Приборы на ракетах очень чувствительны. Парашютная система позволяет производить спуск контейнера с приборами с заданной скоростью. Такие ракеты запускаются в Советском Союзе, США, Англии и других странах. Пункты, в которых осуществляется запуск метеорологических ракет, входят в состав системы станций ракетного зондирования атмосферы. Информация о физическом состоянии атмосферы, поступающая с ракет, публикуется в специальных выпусках и применяется исследователями в целях изучения верхней атмосферы. Метеорологические ракеты запускаются не только с суши, но и с кораблей и самолетов в различных районах Земли.

С запуском первого советского искусственного спутника Земли 4 октября 1957 г. метеорологи получили новые возможности для глубокого изучения атмосферы и развивающихся в ней процессов. Оказалось, что до появления данных со спутников наши сведения об атмосфере выше 150 км были совершенно недостаточными. Принятые же ранее значения температуры и плотности — неточными. Уже через несколько дней после запуска первого искусственного спутника Земли (ИСЗ) стало ясно, что на высоте 225 км атмосфера примерно в восемь раз плотнее и температура значительно выше, чем предполагалось ранее.

Но спутники применяются не только для исследования свободной атмосферы. При изучении более низких слоев они имеют гораздо большее значение, чем метеорологические ракеты. Метеорологические ракеты очень дороги, сложны, недолговечны и при этом позволяют получать сведения о состоянии атмосферы лишь в пунктах запуска. Для систематического же исследования атмосферных процессов необходима широкая сеть станций, где производился бы одновременный запуск ракет.

Наблюдения со спутника ценны тем, что вместо погоды в отдельных пунктах, которую получают с метео-

рологических станций, спутник дает непрерывную картину развития атмосферных явлений. Каждый из ИСЗ метеорологической системы «Метеор» только за один оборот вокруг Земли позволяет получить информацию об облачности с территории, составляющей около 8%, а данные о радиационных потоках — приблизительно с 20% поверхности земного шара. Взаимное расположение орбит спутников выбрано так, что они производят наблюдения за погодой над каждым из районов земного шара с интервалом в шесть часов. Информация, поступающая со спутников, широко применяется в повседневной работе научных центров службы погоды.

Все метеорологические наблюдения можно разделить на пять четко разграниченных групп: наблюдения за облаками и осадками, измерения радиации и радиационного баланса, определение количества водяного пара, озона, пыли и т. п. в атмосфере, измерение температуры, давления, плотности, а также ветра. В любой из этих групп были разработаны методы наблюдения с помощью спутников.

В средней и верхней стратосфере наблюдения со спутников могут быть использованы для определения изменяющейся концентрации озона и водяного пара, а также для измерения температуры (а следовательно, давления и плотности). Измерения озона и водяного пара позволяют определить движение воздуха по вертикали и по горизонтали, в масштабе всего земного шара. Они дают сведения об общей циркуляции в слоях, где наблюдаются эти составные элементы атмосферы. Однако выше 50 км химические и фотохимические реакции протекают быстро, поэтому по отдельным газам проследить движение воздуха нельзя. Здесь интерес представляет информация о самих реакциях.

Информация с метеорологических спутников используется при составлении прогностических карт и карт опасных для авиации явлений погоды. Изображения облачного покрова часто служат основой для характеристики свойств и динамики воздушной массы, располагающейся над районом земной поверхности, для которого нет достаточного количества метеорологической информации (например, над океаном).

Исследование атмосферы с помощью спутников способствует выявлению связи между различными атмосферными явлениями и, что особенно важно, позволяет

изучать воздействие на верхнюю атмосферу различных факторов космического происхождения, которые, возможно, оказывают влияние на изменение погоды.

Еще одним важным методом исследования атмосферы является радиолокационный метод. Он занимает особое место в изучении процессов как в тропосфере, так в стратосфере — мезосфере и нижней термосфере.

Радиолокаторы стали использоваться в метеорологических целях с середины 40-х годов. Они позволяют получить сведения о вертикальном развитии облачных элементов и облачных полей в целом, об изменении их горизонтальных и вертикальных размеров в последовательном временном развитии.

В основе радиолокационного метода наблюдений за облаками лежит свойство облаков отражать часть падающей на них энергии, излучаемой радиолокатором и принимаемой чувствительным приемником.

Радиолокационные установки могут отличаться друг от друга по величине излучаемой ими мощности, однако устройство всех радиолокационных станций одинаково. Все они имеют передатчик, приемник, антенну и индикатор. С помощью передатчика радиолокатор излучает импульс энергии в направлении объекта излучения. У всех радиолокаторов импульс энергии существует в виде электромагнитных волн. Небольшая часть этой энергии отражается объектом и улавливается радиолокатором. Большинство радиолокационных устройств способно обнаруживать сигналы мощностью до 10—12 Вт, а некоторые — даже до 10—14 Вт.

Для того чтобы эти сигналы можно было бы увидеть на экране индикатора, их необходимо многократно усилить. Усиление сигналов является одной из главных функций приемника. С приемника сигналы поступают на один или несколько индикаторов, где и представляются в форме, удобной для наблюдения.

В последние годы значительно возрос интерес к процессам, происходящим в верхней атмосфере. Поэтому широкое распространение получили радиолокационные методы высотного зондирования атмосферы. Методы радиолокации метеорных следов, радиолокационного наблюдения за искусственными светящимися облаками, выпускаемыми с помощью специальных ракет, позволяют получить сведения о воздушных потоках, температуре, турбулентности и диффузии на высотах 80—

140 км. Этот слой атмосферы был недостаточно изучен из-за отсутствия данных. Спутники летают выше (минимальный перигей¹ спутников — 140 км), радиозонды едва достигают высоты 45 км, а метеорологические ракеты дают сведения лишь о мгновенном состоянии атмосферы над пунктом запуска. Поэтому сочетание различных способов исследования атмосферы с помощью радиозондов, метеорологических ракет, спутников и радиолокаторов позволяет получить данные о состоянии практически всех ее слоев.

Стратосфера расположена между самым близким к поверхности Земли слоем — тропосферой и мезосферой, а так как процессы в этих трех слоях взаимосвязаны, то для того, чтобы изучить метеорологические процессы в стратосфере, необходимо иметь представление об атмосферных явлениях в тропосфере и мезосфере (рис. 1).

Тропосфера. «Кухней погоды» называют метеорологи тропосферу. Действительно, все обычные явления погоды развиваются в тропосфере и главным образом в ее нижней части.

Чем же обуславливаются физические процессы в тропосфере?

В тропосфере сосредоточена основная масса атмосферы, причем 50% всей массы приходится на слой толщиной около 5 км, а 99% массы всей атмосферы заключено в слое 30 км. Тропосфера содержит от 70 до 90% всей массы атмосферы, поэтому она играет главную роль в формировании погоды.

Как показывают исследования, до высоты 100 км от поверхности Земли состав воздуха неизменен: 78,09% азота (N_2), 20,95% кислорода (O_2), 0,3% аргона (Ar). В небольшом количестве к атмосфере примешаны углекислый газ (CO_2), водород (H_2), гелий (He), неон (Ne), криптон (Kr), ксенон (Xe). Еще меньше в ней озона (O_3), метана (CH_4), закиси азота (N_2O_3), окиси углерода (CO). В атмосфере имеются также водяной пар, поступающий с морей и океанов, и некоторое количество примесей вулканического и промышленного происхождения.

Весь водяной пар почти полностью сосредоточен в тропосфере. Только здесь непрерывно образуются и раз-

¹ Перигей — ближайшая к Земле точка орбиты спутника.

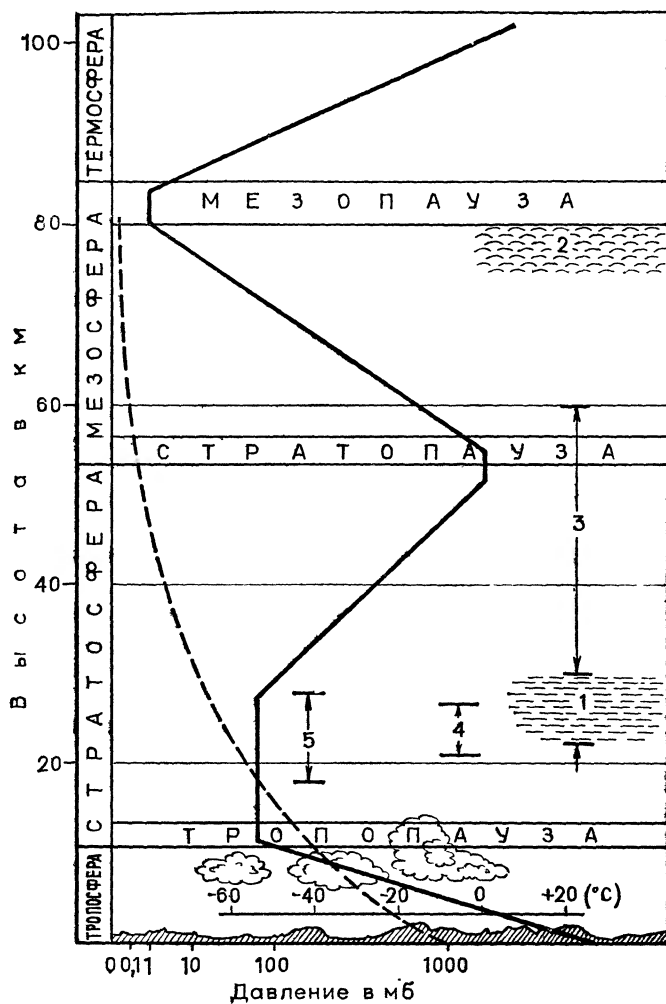


Рис. 1. Вертикальный разрез атмосферы:
 1 — перламутровые облака, 2 — серебристые облака, 3 — зона зимних потеплений, 4 — слой наибольшей концентрации озона, 5 — зона резких изменений вектора ветра, (—) — распределение температуры, (---) — распределение давления

рушаются облака, выпадают осадки в виде дождя, снега, града.

Земная поверхность, являющаяся нижней границей атмосферы, оказывает большое влияние на процессы, происходящие в тропосфере. Восходящие потоки нагретого от земли воздуха переносят энергию от земной поверхности в атмосферу и тем самым принимают участие в изменении погоды. Основным источником для развития процессов на Земле является энергия Солнца. Его излучение порождает и процессы, происходящие в атмосфере, так что атмосферу можно рассматривать как тепловую машину, работающую на солнечной энергии. Величина этой энергии составляет $13 \cdot 10^{15}$ кВт·ч в год. Чтобы приблизительно представить это колоссальное количество энергии, приведем следующие данные. Экономисты подсчитали, что годовой расход электроэнергии всеми странами мира мог бы быть покрыт солнечной радиацией за 1,5 суток, если бы имелась возможность полностью превратить ее в электрический ток.

Солнце непрерывно излучает в космос радиацию. Она поступает на земной шар не в виде узкого пучка, а распределяется по всей поверхности.

Спектр излучения Солнца очень велик от 10^{-12} до 10^7 см (рис. 2). Самыми короткими волнами, длина которых меньше 10^{-6} см, являются гамма-лучи и рентгеновские лучи. Самые короткие волны, обладающие самой большой энергией,— это гамма-лучи космического происхождения. На интервал длин волн от 10^{-6} до 10^{-1} см приходится ультрафиолетовое, видимое и инфракрасное излучения. Видимый свет занимает лишь небольшую долю в этой области от $3,6 \cdot 10^{-5}$ до $7,6 \cdot 10^{-5}$ см. За инфракрасным или тепловым излучением идут радиоволны, сначала очень короткие (УКВ) (от 1 мм до 10 м), используемые для радиолокации, затем короткие (10—100 м), средние (100—1000 м) и длинные. Все электромагнитные волны распространяются в пустоте с одинаковой скоростью— со скоростью света ($3 \cdot 10^4$ см/с) и частота излучения (количество колебаний в секунду) тем больше, чем короче длина волны. Тепловая энергия Солнца сосредоточена главным образом в коротковолновой части спектра (от 10^5 до 10^2 см).

Однако атмосфера пропускает к земной поверхности не всю солнечную радиацию. В спектре электромагнитных волн, излучаемых Солнцем, имеется лишь узкое

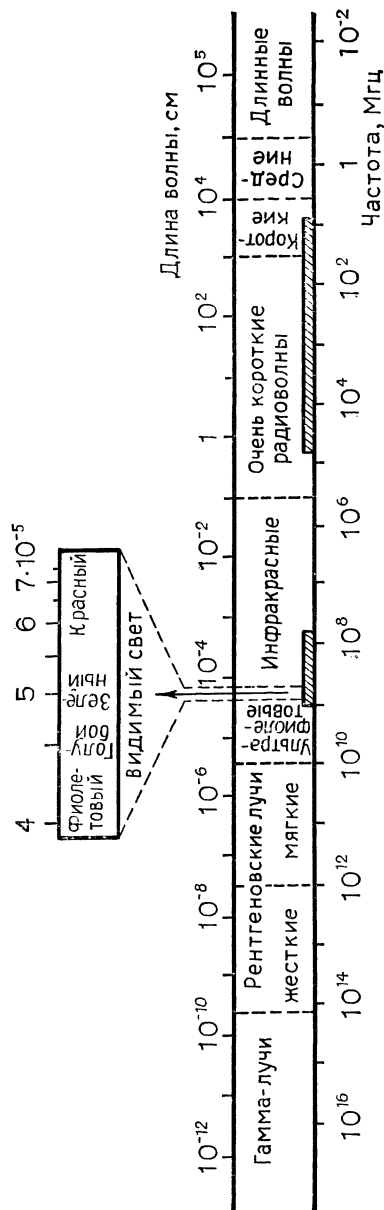


Рис. 2. Спектр солнечного излучения

«окно», через которое до нас доходит видимый свет и радиоизлучение всех светил Вселенной. Все остальные участки спектра лучистой энергии почти полностью поглощаются атмосферой. Это имеет свои положительные и отрицательные стороны. Так, в атмосфере поглощается большая часть смертоносной ультрафиолетовой радиации, та же часть ее, которая достигает поверхности Земли, безопасна для всего живого. Но в атмосфере поглощается также и производящая обогревающее действие инфракрасная радиация, имеющая большое значение для различных биологических процессов. При этом тем меньшее количество инфракрасного излучения достигает земной поверхности, чем больше присутствует в воздухе водяного пара и углекислого газа. Почти все участки солнечного спектра ослабляются молекулами атмосферных газов и пылевыми частицами, взвешенными в атмосфере. Однако большую долю радиации, и прежде всего инфракрасной, поглощают углекислый газ и водяной пар.

Несмотря на ослабление, в атмосфере часть коротковолновой солнечной радиации все же достигает земной поверхности, нагревая ее. Нагретая земная поверхность испускает невидимые глазом тепловые (длинноволновые) лучи. Почти все излучаемое землей тепло улавливается атмосферой. Поэтому при подъеме от поверхности Земли происходит не резкое, а постепенное охлаждение воздуха. Основная роль в поглощении длинноволновой земной радиации принадлежит тропосферным газам — водяному пару, углекислому газу и озону.

Эта способность атмосферы пропускать коротковолновую солнечную радиацию и задерживать длинноволновую уходящую радиацию Земли получила название оранжерейного, или тепличного, эффекта. Как известно, на принципе оранжерейного эффекта основано построение застекленных парников и теплиц¹. В них используется свойство стекла пропускать коротковолновые солнечные лучи и задерживать длинноволновые тепловые лучи. В результате накопления тепла температура воздуха внутри парников бывает заметно выше температуры воздуха снаружи.

Вследствие существования оранжерейного эффекта

¹ Подробнее см. брошюру Умарова и Ершова «Солнечная энергетика». М., «Знание», 1974.

температура у поверхности Земли в целом выше нуля — $+16^{\circ}$. Если учесть, что в космическом пространстве температура близка к абсолютному нулю, т. е. -273° , то благодаря атмосфере температура у поверхности Земли выше космической на 289° .

Но Солнце нагревает Землю крайне неравномерно. Единица поверхности Земли на экваторе, где солнечные лучи падают на Землю отвесно, получает гораздо больше тепла, чем единица поверхности Земли у полюсов, куда попадают косые лучи Солнца. Поэтому в тропосфере у экватора находится очаг тепла, а у полюсов — очаги холода. Эти гигантские очаги тепла и холода способствуют перемещению воздушных масс, сглаживающему температурные контрасты. Обмен воздуха между низкими и высокими широтами происходит в основном посредством горизонтального переноса (меридионального — межширотного и зонального — вдоль круга широты), сопровождающегося вертикальными движениями. При этом скорость вертикальных движений в сотни раз меньше горизонтальных.

Над Северным и Южным полушариями в тропосфере высоких и средних широт преобладает западный перенос воздушных масс, отличающийся по интенсивности в различные сезоны года: увеличением меридиональной составляющей циркуляции в зимний период и зональной — в летний.

Наряду с существованием циркуляционных систем, обусловленных планетарными очагами тепла и холода, имеются многочисленные динамические системы крупного (от тысяч до сотен километров), среднего (десятки километров) и малого (порядка километров и метров) масштабов. К ним соответственно относятся погодообразующие системы (циклоны и антициклоны), мезомасштабные возмущения (грозы, смерчи, торнадо) и вихри местного характера.

Вследствие неоднородности подстилающей поверхности прогревание воздуха происходит также неодинаково. Влияние подстилающей поверхности сказывается не только на распределении температуры воздуха, но и на изменении других его характеристик. Так, перемещаясь над различной по характеру поверхностью земли (морями, пустынями, ледяными и заснеженными пространствами и лесными массивами и др.), воздушные массы приобретают не только температуру и влажность,

характерные для этих областей, но также свойственную им запыленность (вулканический пепел и пыль, переносимые восходящими движениями). В результате в тропосфере наблюдаются большие горизонтальные контрасты метеорологических элементов (температуры, давления, влажности и др.). Изменение распределения атмосферного давления приводит к смещению и перемешиванию воздушных масс. Когда одна воздушная масса сменяется другой, всегда происходит перемена погоды. Граница раздела двух таких разнородных по физическим свойствам масс называется фронтом. Близкое соседство холодных и теплых масс является источником потенциальной энергии, переходящей в кинетическую энергию вихрей. Это преобразование энергий происходит путем расширения и сжатия, которые в атмосфере связаны с вертикальными движениями. Поднимающийся воздух должен быть менее плотным, а следовательно, более теплым, чем опускающийся. Поднимаясь вверх, он попадает в области с меньшим давлением и может расширяться. На осуществление этой работы расходуется энергия, содержащаяся в самом объеме воздуха, вследствие чего температура воздуха понижается.

Теплый воздух всегда более влажный, чем холодный. Поэтому при подъеме менее плотного теплового воздуха по фронтальной поверхности в нем конденсируется водяной пар и освобождается скрытая теплота парообразования. Эта теплота является дополнительным источником кинетической энергии циклона. Большая часть осадков, выпадающих в виде дождя и снега в зоне умеренных широт, связана с перемещением областей низкого давления или циклонов. Циклоны — это огромные вихри, вращающиеся в Северном полушарии против часовой стрелки и обычно приносящие неустойчивую и ненастную погоду.

Антициклоны — аналогичные вихри, обратной циркуляции, но с повышающимся к центру давлением и с более устойчивой и сухой погодой.

Структура поля давления на земном шаре многообразна и сложна. Она связана с распределением материков и океанов и зависит от сезона года и широты. Так в Северном полушарии зимой над теплыми водами северных частей Атлантического и Тихого океанов ясно выражены области низкого давления, а над охлажденными материками (Северной Америкой, Европой и осо-

бенно Азией) — области высокого давления. Области низкого давления на севере Атлантического и Тихого океанов с большими градиентами давления в зимний период указывают на часто наблюдающуюся в этих районах циклоническую деятельность, которая сопровождается сильными штормами в системе мощных и глубоких циклонов.

В противоположность циклоническим районам штормов, в областях высокого давления, распространяющихся на огромные пространства, преобладают антициклоны с типичной для них малооблачной штилевой погодой.

Летом — наоборот. Над прогретыми материками наблюдается пониженное давление, а над относительно холодными океанами — повышенное.

Таким образом, радиационный режим и движение воздуха в тропосфере в конечном счете обуславливают комплексы атмосферных явлений, которые мы называем погодой.

Одной из важнейших особенностей атмосферных движений является изменение их характера с высотой. Если в нижних слоях тропосферы динамические системы (типа циклонов и антициклонов) обычно представляют собой замкнутые образования, то в средней и верхней тропосфере они имеют волнообразную структуру. Лишь некоторые мощные крупномасштабные тропосферные процессы находят отражение на всех высотах тропосферы, а иногда оказывают влияние и на процессы в вышележащих слоях.

У верхней границы тропосферы начинается слой толщиной 1—3 км, где особенно четко наблюдается скачок температуры, влажности, ветра. Этот переходной слой, опоясывающий весь земной шар, носит название тропопаузы.

В зависимости от времени года, широты места и погоды тропопауза имеет температуру от -40 до -90° . Одна из особенностей тропопаузы заключается в том, что наиболее низкие температуры в ней наблюдаются не над полярными, а над экваториальными районами, так как падение температуры продолжается здесь до гораздо больших высот.

Тот факт, что в слое тропопаузы часто наблюдается инверсия температуры (повышение ее с высотой, вместо обычного для тропосферы понижения), служит причиной возникновения здесь интересных акустических яв-

лений. Инверсия в этом слое образует как бы трудно-проницаемую стенку для звуковых волн. Звук отражается от нее и снова возвращается на поверхность Земли.

Это явление было впервые отмечено при подрыве запасов снарядов, оставшихся после первой мировой войны. Звук взрыва был слышен в радиусе 50 км, а затем после примерно 100 км зоны затишья снова на расстоянии 150 км от места взрыва. Вследствие неоднократного отражения волн от земной поверхности и тропопавузы наблюдалось до четырех таких зон слышимости взрывов, чередовавшихся с тремя зонами затухания звука. Таким образом, звук взрыва можно было слышать на расстоянии 500 км от источника.

Большие горизонтальные контрасты температуры вблизи тропопавузы приводят к возникновению узких, но очень сильных воздушных течений. Часто они имеют горизонтальную протяженность в несколько тысяч километров при вертикальной мощности лишь в несколько сот метров. Ширина струи не превышает 500 км. Скорости воздушных потоков в струе могут превышать 500 км/ч. Струйные течения направлены с запада на восток, однако это не непрерывное течение, огибающее весь земной шар, а скорее цепь крупных «рек».

Струйным течениям обычно соответствует система циклонов у поверхности Земли, причем при больших горизонтальных контрастах температуры в тропосфере наблюдается быстрое нарастание скорости ветра с высотой в системе струи. В этих же случаях у поверхности земли наблюдается усиление циклона или антициклона.

Изучение струйных течений в наши дни играет особенно важную роль в связи с развитием авиации. При полетах вдоль струйных течений скорости самолетов возрастают, а против струйных течений — убывают.

Во время испытаний американцами ядерного оружия в Тихом океане радиоактивные продукты распада, попавшие в область струйных течений, успевали за несколько дней обойти вокруг земного шара. В связи с этим в страны, расположенные на несколько тысяч километров восточнее места взрыва, радиоактивные вещества попадали быстрее, чем в страны, находящиеся лишь на несколько сотен километров севернее или южнее места взрыва.

Таким образом, знание особенностей структуры,

скоростей, сдвигов ветра и других характеристик струйных течений этих главных артерий атмосферной циркуляции является необходимым со многих точек зрения.

Стратосфера. Многочисленные наблюдения показали, что стратосфера не всегда и не всюду начинается на одинаковой высоте. В полярных районах высота тропопаузы всегда низка — 8—10 км, в районе экватора — от 16 до 18 км. В умеренных широтах стратосфера начинается на промежуточных высотах. При этом в одном и том же районе высота тропопаузы, а значит, и нижняя граница стратосферы не остается постоянной, так как она зависит от сезона и еще больше от непериодических атмосферных процессов.

В отличие от тропосферы, где температура воздуха понижается с высотой до -40 , -90° (среднее уменьшение температуры над Центральной Европой $6,5^{\circ}$ на каждый километр), в стратосфере температура воздуха, как правило, медленно повышается с высотой в среднем на $1-2^{\circ}$ на 1 км и на верхней границе (50—55 км) становится равной нулю градусов или даже выше.

Чем же определяется такое повышение температуры в стратосфере?

Если на процессы, происходящие в нижнем слое атмосферы (тропосфере), большое влияние оказывает тепло, поступающее в этот слой от нагретой солнцем поверхности земли, то нагревание воздуха в стратосфере определяется особенностью ее химического состава и зависит от интенсивности солнечной радиации. В стратосфере расположена своего рода нагревательная поверхность. Ею является слой озона, или озоносфера. Озон обладает способностью поглощать ультрафиолетовую радиацию Солнца и переизлучать ее в атмосферу в форме тепловой энергии.

Существует несколько теорий образования озона. Одна из них, фотохимическая, основывается на том, что ультрафиолетовое излучение Солнца, воздействуя на молекулы кислорода (O_2), расщепляет их на составляющие их атомы ($O-O$), которые, соединяясь порознь с сохранившимися двухатомными молекулами, образуют молекулы озона (O_3). Поглощение ультрафиолетовой радиации озоном приводит к его нагреванию и к повышению температуры в средней и верхней атмосфере.

Другая теория, более позднего происхождения, строится на предположении, что озон во всей стратосфере

образуется в результате действия электронов солнечного происхождения — космических лучей. Эта гипотеза находит подтверждение в том, что высота образования максимума озона (21—26 км) совпадает с высотой максимума поглощения космической радиации в атмосфере. Однако новая теория еще не получила признания.

Озон химически очень активный газ и, хотя масса находящегося в стратосфере озона составляет лишь $1/3\,000\,000$ массы всей атмосферы, он поглощает большую часть ультрафиолетовой коротковолновой радиации Солнца. Максимальная концентрация озона наблюдается на высоте около 22—25 км, тогда как зона наибольшего нагрева воздуха лежит на высоте 50—55 км. Такой разрыв в высотах, вероятно, связан с тем, что коротковолновая радиация Солнца поглощается вблизи верхней границы озоносферы, где и происходит непрерывный процесс его образования и преобразования.

Таким образом, наличие в стратосфере относительно тонкого слоя озона играет двоякую роль: во-первых, предохраняет жизнь на Земле от губительного воздействия ультрафиолетовой солнечной радиации и, во-вторых, обеспечивает то вертикальное распределение температуры, которое является характерной особенностью стратосферы.

В сравнении с тропосферой стратосфера характеризуется почти полным отсутствием водяного пара. Однако при мощных динамических процессах в тропосфере, таких, как, например, сильные грозы, происходит разрыв тропопаузы, и мощные кучевые облака могут проникать на высоты нижней стратосферы. Таким образом, сильными вертикальными перемещениями воздуха и турбулентностью частицы водяного пара заносятся в стратосферу. Эти ничтожные количества водяного пара становятся причиной возникновения в стратосфере одного из самых редких и красивых явлений природы — перламутровых облаков. Они отличаются ярким блеском и богатством окраски. Цвета их — красный, голубой, красновато-фиолетовый, лилово-розовый — располагаются либо неправильными пятнами, либо полосами в том же порядке, как и в радуге. Окраска облаков иногда бывает настолько яркой, что снег на поверхности Земли становится красным, зеленым или какого-либо другого цвета в зависимости от цвета облаков. Окраска облаков бывает наиболее яркой вблизи от Солнца, а на

расстоянии 40° от него цвета сменяются бело-голубыми или сероватыми тонами. На расстоянии $144\text{--}166^\circ$ от Солнца снова видна радужная окраска, но более бледная. На большом удалении от Солнца облака бесцветны.

Наблюдаются перламутровые облака в северной части Европы (между 55 и 65° с. ш.) — над Шотландией, Швецией, Норвегией, Финляндией и на Аляске. Наиболее низкие из них располагаются на высоте $22\text{--}30$ км. Чаще всего они наблюдаются зимой с декабря по февраль, в остальное же время года перламутровые облака встречаются чрезвычайно редко. Иногда они почти неподвижны, иногда несутся по небу со скоростью до 75 м/с (270 км/ч). Летом преобладают движения с востока, зимой — с запада. Перламутровые облака бывают видны как днем, так и в сумерки; в сумерки даже чаще, причем не только в стороне Солнца, но и в противоположной части небосвода. Тонкое строение облаков указывает на их малую плотность.

Облака имеют хорошо заметную волнистую или чечевицеобразную структуру. Все случаи наблюдения за облаками имели место в горных местностях с подветренной стороны меридионально расположенных хребтов, когда воздушный поток был направлен поперек хребта. Все эти факты говорят о том, что перламутровые облака образуются в воздушных волнах, возникающих при перетекании воздушных потоков через горы. Эти волны иногда обладают большой амплитудой и могут проникать на высоту $20\text{--}30$ км. Уносящийся от земли восходящими потоками водяной пар в высоких слоях сгущается (конденсируется). В результате из переохлажденных капелек воды или ледяных кристаллов в гребнях воздушных волн и образуются перламутровые облака, подобные тропосферным чечевицеобразным облакам за горными препятствиями. Богатство цветов перламутровых облаков и их блеск являются подтверждением того, что они состоят из переохлажденных капелек воды или ледяных кристаллов.

Наблюдения перламутровых облаков показали, что на высотах средней стратосферы не только имеется некоторое количество водяного пара и осуществляются подъемы влажного воздуха из нижележащих слоев, но и происходит сезонная смена стратосферных ветров. Этот вывод подкрепляют новейшие данные, полученные

с помощью радиозондов и метеорологических ракет. Согласно этим данным в стратосфере, как и в верхней тропосфере, осуществляется интенсивная циркуляция воздуха с большими изменениями температуры и ветра. Здесь, как и в тропосфере, воздух испытывает значительные вертикальные перемещения, турбулентные движения при сильных горизонтальных течениях (струйные течения). Все это — результат неоднородного распределения температуры воздуха.

Мезосфера. Выше стратосферы расположен еще один переходный слой — стратопауза (50—55 км), где рост температуры с высотой прекращается и снова начинается ее понижение. Слой атмосферы выше 55 км, характеризующийся понижением температуры, и есть мезосфера, верхняя граница которой находится на высоте 80 км.

Еще 10 лет назад считали, что стратосфера распространяется до 80—85 км, так как химический состав и физические свойства воздуха от тропопаузы до этих высот существенно не изменялись. Принятое в настоящее время деление атмосферы включает мезосферу (55—80 км) как самостоятельный слой. За мезосферой до высоты 800 км идет термосфера с характерным повышением температуры с высотой, а все, что лежит над ней, называется экзосферой.

Сезонный режим метеорологических элементов как в стратосфере, так и в мезосфере определяется главным образом лучистым теплообменом. В нижней мезосфере также было обнаружено небольшое количество озона, обладающего большой поглощательной способностью. Этим, по-видимому, объясняются более высокие температуры зимней мезосферы в сравнении с летней. И еще одна особенность объединяет мезосферу с нижележащими слоями атмосферы, это — облака.

В июне 1885 г. русский астроном В. К. Цераский впервые наблюдал облака, получившие название серебристых за свой голубовато-стальной цвет. Первые измерения высоты серебристых облаков, произведенные Цераским, дали величины 75—79 км. Современная аппаратура позволила уточнить высоту дрейфа этих облаков — 80—85 км. При этом обращает на себя внимание удивительное постоянство этой высоты. По-видимому, слой на высоте 80—85 км, находясь на границе между

мезосферой и термосферой (мезопауза), обладает какими-то особыми свойствами.

По внешнему виду серебристые облака похожи на перистые, но они совершенно прозрачны и не ослабляют блеска звезд. Вот как описывает сам Цераский первое впечатление от этих облаков: «Отличаясь видом от прочих, они бросались в глаза прежде всего своим светом. Облака эти ярко блистали в ночном небе чистыми, белыми, серебристыми лучами, иногда с легким голубоватым отливом, принимая в непосредственной близости от горизонта желтый, золотистый оттенок».

Последующие наблюдения за серебристыми облаками показали, что они появляются в летний период (июнь — июль месяцы) между 50 — 60° широты в обоих полушариях. Двигутся они преимущественно с востока на запад со скоростью не менее 15 — 20 м/с. При этом движения в противоположном направлении ни разу отмечено не было. Высокие скорости перемещения серебристых облаков указывают на постоянное движение атмосферы на этих высотах. Таким образом, по данным о дрейфе серебристых облаков, можно судить о характере воздушных течений на верхней границе мезосферы.

Несмотря на то, что прошло много лет с момента первого наблюдения за серебристыми облаками, вопрос об их происхождении еще не до конца выяснен. Одно из объяснений происхождения серебристых облаков основывается на предположении, что они обусловлены тончайшей пылью, имеющей скорее всего метеоритное происхождение. Другое — на том, что облака появляются в результате конденсации водяного пара. Однако на уровне их возникновения давление воздуха выражается сотыми долями миллиметра, температуры очень низки (-75 , -90°), и упругость водяного пара тоже ничтожна. Откуда же может появиться водяной пар на столь больших высотах, ведь единственным источником его поступления служит земная поверхность. Однако, если принять это последнее предположение о происхождении серебристых облаков, то отсюда следует, что все слои атмосферы до 90 км тщательно перемешиваются. Это значит, что и в стратомезосфере развиты не только горизонтальные, но и вертикальные движения воздуха.

ПЕРИОДИЧЕСКИЕ И НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В СТРАТОСФЕРЕ

ПОНЯТИЕ общей циркуляции атмосферы включает в себя систему циркуляции от поверхности земли до 80—85 км, охватывая тропосферу, стратосферу и мезосферу.

Мы уже говорили о том, что до этих высот еще имеет место вертикальное перемешивание воздуха (вспомним о наличии серебристых облаков на этих высотах).

Мезопауза, расположенная между 80—90 км, является верхней границей, выше которой (в термосфере и ионосфере) параметры, позволяющие описать состав воздуха, атмосферные движения и преобразования энергий, больше не подчиняются классическим законам гидродинамики, а метеорологические параметры не испытывают сезонных изменений, так как на этих высотах некоторые из параметров находятся в непосредственной зависимости от солнечных факторов.

Так, под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца, величина которого велика, выше мезопаузы, молекулярный кислород здесь диссоциирует и в большом количестве появляется атомарный кислород. Выше мезопаузы наблюдается также процесс молекулярной диффузии: турбулентная диффузия уменьшается до такой степени, что молекулы воздуха становятся максимально чувствительными и легкие газы в поле тяжести отделяются от тяжелых газов. Таким образом, законы термодинамики не применимы выше 90 км.

Конфигурация потока выше предельного слоя 80—90 км отлична от конфигурации потока, так знакомой метеорологам и рассматриваемой ниже 80 км.

Стратосфера является лишь звеном в системе общей циркуляции атмосферы. А так как она занимает промежуточное положение между тропосферой и мезосферой, то периодические и непериодические процессы в ней нельзя рассматривать в изоляции от процессов, протекающих в выше- и нижележащих сферах. Поэтому исследование стратосферных процессов будет полным только тогда, когда наряду с некоторыми, лишь стратосфере присущими, особенностями будут выявлены ее тропосферные и мезосферные связи.

Сначала остановимся на сезонных особенностях цир-

куляции в стратосфере внетропических широт обоих полушарий.

Как известно, циркуляция атмосферы определяется притекающей солнечной энергией. Неравномерность нагревания солнечными лучами полюсов и экваториальной зоны, орографические особенности подстилающей поверхности (неравномерное распределение материков и океанов), а также отклоняющая сила вращения Земли — все эти факторы составляют механизм, приводящий в движение гигантскую машину атмосферной циркуляции, имеющей некоторые сезонные особенности. Если в зимний период циркуляция воздуха в тропосфере и стратосфере имеет общие черты и определяется в основном неодинаковым притоком энергии в низкие и высокие широты Земли, то в летний период температура воздуха в тропосфере, так же как и зимой, непосредственно связана с нагревом земной поверхности, а температура более высоких слоев зависит от поглощения тепла самой атмосферой. Поэтому летом в стратосфере картина распределения областей тепла и холода иная, чем в тропосфере: у экватора находится очаг холода, а у полюсов — очаг тепла. Это вызвано тем, что у полюсов солнечные лучи освещают атмосферу сбоку и проходят в ней путь больший, чем у экватора.

Нельзя забывать также и о том, что в стратосфере находится нагревательная поверхность — слой озона, действие которого на термический режим стратосферы значительно. В весенний период количество озона в стратосфере высоких широт максимально. При этом происходит круглосуточное поглощение ультрафиолетовой радиации озоном и как результат этого — непрерывное нагревание стратосферы, продолжающееся в течение первой половины лета. Этот факт также способствует тому, что стратосфера летом у полюсов нагрета сильнее, чем у экватора, и горизонтальный градиент¹ температуры в этот период направлен от полюса в сторону низких широт. Иными словами, в стратосфере

¹ Градиент температуры (вертикальный и горизонтальный) — изменение температуры на единицу расстояния соответственно с высотой или в горизонтальном направлении с обратным знаком. Обычно употребляется величина горизонтального градиента градусы на 100 км расстояния, а вертикального — $1^{\circ}/100$ м.

полярной области образуется антициклон и на всем летнем полушарии наблюдается восточный ветер. Примерно во второй декаде июля стратосферный антициклон и вызываемая им восточная циркуляция достигают максимального развития, охватывая почти все полушарие. Благодаря такому процессу с апреля—мая до середины сентября над Северным полушарием выше 18—19 км господствует восточный ветер, в то время как в нижней стратосфере, как и в тропосфере, сохраняется западный перенос. В переходном слое между этими двумя противоположными течениями скорость западного ветра уменьшается с высотой, так как горизонтальный градиент температуры ниже тропопаузы направлен от экватора к полюсу, а выше нее, в слое озона,— от полюса к экватору. Уровень обращения ветра в большинстве случаев находится в умеренных широтах на высотах от 18 до 26 км. От умеренных широт уровень обращения ветра понижается по направлению к полюсу и тропикам.

Окончательный переход к летнему режиму обычно заканчивается в середине июня. Лето и осень характеризуются спокойным, мало меняющимся от года к году режимом. Летний стратосферный антициклон с восточной циркуляцией является более устойчивым образованием, чем зимний стратосферный циклон с западной циркуляцией, что можно объяснить различной интенсивностью летних и зимних процессов.

Первые признаки нарушения восточной циркуляции появляются в августе. Связано это с уменьшением радиационного нагревания стратосферы в озонном слое в конце лета. Вследствие этого стратосфера над полюсом становится холоднее экваториальной. Горизонтальный градиент температуры направлен в этом случае от экватора в сторону высоких широт. Над полюсом устанавливается циклон с характерной западной циркуляцией. Переход ветра с восточного к западному обычно начинается на высоте 50—60 км и сопровождается уменьшением скорости ветра. Далее переход на западное направление ветра происходит постепенно и достаточно равномерно от 1 до 4 км в сутки с верхних на нижние слои. Окончательный переход к зимней западной циркуляции происходит на несколько дней раньше или сразу же после осеннего равноденствия (22 сентября). Начиная со второй половины ноября режим циркуляции

подвергается существенным изменениям. Происходят крупные изменения температуры, сопровождающиеся перестройкой поля давления и циркуляции воздуха почти на всем полушарии. Наибольшей глубины стратосферный циклон достигает в январе, когда разности температуры между высокими широтами и субтропиками наибольшие. Повышение температуры от зимы к лету начинается в верхней стратосфере и затем постепенно распространяется на нижние ее слои, а от лета к зиме понижение температуры начинается в нижних слоях и затем распространяется в верхние.

Скорость горизонтальной составляющей циркуляции в зимней стратосфере с высотой возрастает, а в летней — убывает. В этом заключается главная причина различия в характере зимних и летних процессов в стратосфере: летом там отсутствуют мощные преобразования температуры и давления. Этим же объясняется разница в вертикальной протяженности атмосферных вихрей зимой и летом.

Наряду с различием стратосферных процессов в зимний и летний периоды наблюдаются и некоторые отличительные особенности метеорологического режима атмосферы в Северном и Южном полушариях. Исследование атмосферных процессов Южного полушария стало возможным в более полном объеме после 1956—1957 гг., когда в Антарктике согласно Международному соглашению была организована сеть метеорологических станций.

Что же показывает сравнение процессов в Северном и Южном полушариях?

Установлено, что величины среднемесячных температур на различных высотах в тропосфере и нижней стратосфере Антарктики заметно ниже, чем в Арктике.

Несколько иной режим температуры наблюдается в средней стратосфере Антарктики. Зимой здесь холоднее, чем в Арктике. Однако в мае и в летние месяцы в стратосфере Антарктиды температура немного выше, чем в Центральной Арктике. Так, например, на высоте около 25 км над центральной полярной областью Северного полушария средняя температура января — -72°C , июня — $-39,5^{\circ}\text{C}$, а средняя температура над центральной полярной областью Южного полушария соответственно в зимний и летний месяцы года — -90°C и — -32°C . На широте

80° температурные разности для января и июля соответственно равны 17,8° и —5,7°.

Различен и режим ветра в полярных областях обоих полушарий. Зимой вдоль Южного полярного круга так же, как и в Северном полушарии, с высотой происходит возрастание скорости ветра. В слое 25—30 км, согласно данным наблюдений, скорости ветра превышают 200 км/ч. В частности, на станции Мирный, в Антарктиде, средние скорости западного ветра уже на высотах 17—18 км составляют 150 км/ч. Скорости ветра в тропосфере в глубинных районах Антарктиды значительно меньше. Даже в середине зимы в этих районах сильные ветры являются сравнительно редкими. Наоборот, в Центральной Арктике ветер на высотах имеет большие скорости и большую междусуточную изменчивость. Так, например, на высоте 20 км в Арктике зимой, по данным станции СП-7, наблюдался ветер со скоростью 130—150 км/ч, тогда как в Антарктике, на станции Амундсен-Скотт, на этой же высоте в соответствующий период наблюдались лишь слабые ветры до 50 км/ч. Иначе говоря, в глубинных районах Антарктиды даже зимой (когда в тропосфере, особенно в стратосфере, ветер характеризуется большими скоростями, чем летом) ветры преимущественно слабые, что указывает на малоинтенсивный воздухообмен со средними широтами, и следовательно, сравнительно малый вынос тепла в район полюса.

Что же касается преобладающего направления воздушных течений в Антарктике, то зимой оно преимущественно западное. Как и в Северном полушарии, выше 16 км летом западные ветры здесь резко ослабевают и на высотах 18—22 км сменяются на восточные, которые постепенно распространяются на все полушарие.

Характер распределения скоростей ветра над районами полюсов указывает на то, что над Северным полюсом более часто наблюдаются относительно интенсивные высотные фронтальные зоны, с которыми связана циклоническая и антициклоническая деятельность и межширотный воздухообмен. Над Южным полюсом эти процессы развиты слабее.

Различия в распределении средней, максимальной и минимальной температур, скорости ветра на высотах и циркуляции атмосферы над Северным и Южным полюсами определяются их физико-географическими условиями.

На севере граница плавучих¹ и паковых² льдов по отношению к полюсу расположена асимметрично. Северный полюс находится вблизи открытой части Северной Атлантики Баренцева моря, в 1000 км от средней границы плавучих льдов у о-ва Шпицберген. В Арктике при преобладании западного переноса, обусловленного существованием материков и океанов, часты циклоны, которые перемещаются в северо-восточном направлении, нередко через район полюса.

Иное положение в Антарктике. Здесь средняя граница льдов к северу от полюса проходит по окружающим Южный полюс океанам на расстоянии 2000 км летом и до 3000 км зимой. Такое различие в распространении льдов вокруг Северного и Южного полюсов оказывает разное действие на охлаждение воздуха, движущегося со стороны средних широт. Поэтому в Антарктике должно произойти более значительное понижение температуры, чем в Арктике. Малая интенсивность межширотного обмена в высоких широтах Южного полушария, симметричное расположение зоны льдов и постоянное охлаждение воздушных масс, проникающих из средних широт, должны обусловить возникновение высотного циклона непосредственно над Антарктидой, с соответствующей системой циркуляции, подобной арктической, но с меньшими скоростями ветра.

Возможно, и над Центральной Антарктикой в отдельных случаях наблюдаются сильные ветры. Они могут возникать при усилении меридионального обмена в средних и высоких широтах в связи с циклонической и антициклонической деятельностью. Однако вследствие различия тепловых условий подстилающей поверхности эти процессы протекают менее интенсивно в отличие от подобных процессов в Арктике.

Перебегающие в Северном полушарии материки и океаны создают условия для интенсивного межширотного воздухообмена во внетропических широтах. Однородная же, почти сплошь океаническая поверхность умеренных широт Южного полушария не способствует фор-

¹ Плавучие (дрейфующие) льды — отдельные льдины и поля, образующиеся в море или самостоятельно в результате разлома припая, пака.

² Паковые (многолетние) льды, заполняющие центральную часть Северного Ледовитого океана, обязанные своим происхождением многолетним процессам.

мированию мощных и устойчивых меридиональных преобразований циркуляции.

Иначе, чем во внетропических широтах, протекают атмосферные процессы в стратосфере экваториальной зоны.

Раньше считалось, что в течение всего года как тропосфере, так и стратосфере экваториальной зоны, до высот 35—40 км, присущи восточные ветры. Их существование объяснялось тем, что в тропосфере и нижней стратосфере горизонтальный градиент температуры направлен из тропической зоны к экватору.

Однако за последнее десятилетие были внесены некоторые поправки к установившемуся мнению о характере циркуляции экваториальной стратосферы. В связи с увеличением пунктов ракетного зондирования, специальных рейсов научно-исследовательских судов в целях изучения атмосферных процессов в экваториальной зоне было получено много новых данных. В результате анализа режима ветра в экваториальной стратосфере, выполненного на основе этих данных, было установлено, что при общем преобладании восточных ветров в слое 18—20 ÷ 35—40 км временами возникают западные ветры, которые распространяются на всю экваториальную зону. Было замечено, что в течение приблизительно годового интервала ветры в экваториальной стратосфере имеют восточное направление, а в следующем году — западное. Такое чередование направления ветра особенно хорошо выражено в узкой зоне между экватором и 8—10° с. и ю. ш.

Ниже и выше слоя 18—30 км такая цикличность в смене направления ветра, получившая название квазидвухлетней, прослеживается плохо. Полный цикл может продлиться от 20 до 30 месяцев, а в среднем около 26 месяцев. Поэтому эту цикличность называют еще и «двадцатishестимесячной».

Таким образом, в экваториальной зоне, шириной около двух тысяч километров, в нижней и средней стратосфере мощные, почти зональные, воздушные течения приблизительно в течение одного года направлены на восток, а другого года — на запад. Скорости восточного ветра обычно достигают 25—30 м/с, а западного — 15—20 м/с. Смена фаз квазидвухлетнего цикла происходит не синхронно вдоль всего экватора, а в течение 2—3 и больше месяцев. Поэтому в период смены фаз

вдоль экватора одновременно наблюдаются как западные, так и восточные ветры. Смена фаз начинается на фоне ослабления ветра. Так, если на каком-нибудь участке экватора началось ослабление ветра, то вслед за этим можно ожидать ослабления ветра и смены его направления на других участках экватора.

Широтная зона 11—20° с. ш. является единственной зоной на полушарии, где в стратосфере в течение всего года преобладает восточная циркуляция. Циркуляция же в зоне 21—30° с. ш. в холодное полугодие напоминает циркуляцию внетропических широт, здесь в это время все чаще появляются западные ветры. При этом восточная циркуляция охватывает 89,6% времени, а западная — лишь 10,4%.

Характер поведения западных ветров, исследованный с помощью ежедневных синоптических процессов, показывает, что они менее характерны для экваториальной зоны, чем восточные ветры, и являются своего рода аномалией на их фоне.

Западным ветрам соответствует слоистость вертикального распределения температуры в стратосфере, в то время как восточные ветры характеризуются более плавным ходом температуры по вертикали. Западные ветры редко бывают выражены в большом по вертикали слое.

Изучение связи циркуляции в экваториальной зоне с циркуляцией во внетропических широтах позволило установить, что западные ветры в экваториальной стратосфере возникают при ослаблении меридиональной циркуляции во внетропических широтах. Меридиональная циркуляция во внетропических широтах усилена не при западной фазе цикла, как предполагали раньше, а при восточной. Это позволяет сделать вывод о том, что глобальная атмосферная циркуляция подвержена циклическим колебаниям, которые состоят в следующем. При средних условиях зональная атмосферная циркуляция перемежается с меридиональными преобразованиями. В какие-то периоды времени, измеряемые несколькими месяцами, меридиональные процессы ослабевают и усиливается зональный перенос. В период ослабления меридиональной и усиления зональной циркуляций создаются условия для охлаждения воздуха в высоких широтах и нагревания его в экваториальной зоне и смежных широтах.

В результате нагревания воздуха в экваториальной зоне, величины геопотенциала здесь несколько возрастают, а севернее $30-40^\circ$ — уменьшаются. Приблизительно то же отмечается и в Южном полушарии. Небольшое повышение температуры, а соответственно и геопотенциала в низких широтах происходит как в тропосфере, так в стратосфере. В условиях почти безградиентного поля температуры и геопотенциала, небольшого повышения температуры в экваториальной зоне бывает достаточно, чтобы изменилось направление горизонтального градиента геопотенциала на обратное и вблизи экватора возникли западные ветры.

Процесс этот носит циклический характер и, возможно, находится в связи с изменением солнечной активности.

Квазидвухлетняя цикличность в стратосфере, по существу, определяется изменениями температуры в нижней стратосфере и частично в тропосфере в холодные полугодия.

В верхней же стратосфере и мезосфере сезонный режим метеорологических элементов в обоих полушариях определяется главным образом лучистым теплообменом. Этот факт подтверждается недавно обнаруженной полугодовой цикличностью ветра в верхней стратосфере — мезосфере экваториальной зоны. Полугодовая цикличность ветра выражается в том, что в переходные сезоны здесь наблюдаются западные ветры, а зимой и летом — восточные. Такой режим ветра в верхней стратосфере — нижней мезосфере является сезонным периодическим явлением, подобным смене восточной циркуляции на западную в стратосфере внетропических широт от лета к зиме и от зимы к лету.

О СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЯХ

СЕЙЧАС уже хорошо известно, что стратосфере высоких широт в холодное полугодие свойственны резкие нарушения установившегося сезонного режима. Эти нарушения проявляются в значительных изменениях полей температуры, давления и ветра. Однако еще 20 лет назад об этом явлении ничего не было известно. Лишь в 1952 г. при анализе данных зондирования атмосферы над Берлином впервые было замечено резкое повышение температуры на высоте 25 км. Оно со-

ставляло 48° выше среднего значения температуры в этот период года. Это резкое потепление называли «взрывным», или «внезапным». Вновь открытое явление вызвало большой интерес у геофизиков всего мира и стало предметом пристального и всестороннего изучения.

В последующие годы резкие изменения температуры в стратосфере обнаруживались в период с ноября по апрель на различных высотах и в разных районах высоких и средних широт Северного полушария. Теперь уже очевидно, что потепления в стратосфере происходят ежегодно, а иногда несколько раз в год и являются закономерным климатическим явлением.

Однако природа зимних стратосферных потеплений еще до конца не выяснена. Большое количество гипотез, стремящихся объяснить происхождение этих потеплений, можно разбить на две группы: к первой группе относятся гипотезы, предполагающие наличие источника зимних стратосферных потеплений в верхних слоях атмосферы, ко второй группе — гипотезы, объясняющие потепления влиянием динамических факторов тропосферного происхождения.

Почему же вопрос о возникновении зимних стратосферных потеплений рассматривается с позиций двух групп гипотез?

Известно, что запаса собственной энергии стратосферы недостаточно для того, чтобы вызвать резкие нарушения привычного сезонного режима. Расположена же она между тропосферой, где сосредоточена основная масса и энергия атмосферы, и мезосферой — термосферой, где происходит основное поглощение жесткого ультрафиолетового и корпускулярного излучения Солнца. Термосфере свойственны также резкие колебания температуры. В результате естественно предположить, что резкая смена характера термобарического поля стратосферы может быть вызвана внешними причинами: либо воздействием снизу, либо — сверху.

Из данных, полученных с ИСЗ, известно, что температура на нижней границе полярных сияний и в перигеях низкоорбитальных спутников Земли в периоды мощных корпускулярных вторжений повышается на сотни и даже тысячи градусов, вызывая ионизацию атмосферы и сокращая время жизни спутников. Изменения солнечной активности отражаются на процессах и явлениях в высоких слоях атмосферы и прежде всего

в ионосфере (80—400 км), так как огромное количество солнечной и космической энергии задерживается на нижней границе ионосферы.

В связи с этими фактами у исследователей возник вопрос: не влияют ли спорадические усиления корпускулярного излучения на формирование зимних стратосферных потеплений?

Солнечно-погодные связи очень сложны. Еще не до конца выяснен механизм влияния сильных вспышек на Солнце и космических потоков на преобразование термобарических полей тропосферы и стратосферы. Поэтому для ответа на вопрос о роли корпускулярных потоков в формировании стратосферных потеплений была сделана попытка математически, с помощью уравнений гидротермодинамики, смоделировать физический механизм передачи энергии из верхних слоев атмосферы в стратосферу и тропосферу. Учеными был предложен ряд таких математических моделей, различным образом описывающих возможность проникновения тепла из нижней термосферы в стратосферу. Количественное решение этих моделей показало, что тепловое воздействие мощных корпускулярных потоков, по-видимому, может сказываться на процессах в мезосфере и самой верхней стратосфере, вызывая там повышение температуры. Однако выявить роль этих потоков в формировании зимних потеплений на высотах средней стратосферы с помощью математических моделей еще не удалось.

Не дало положительных результатов и непосредственное сопоставление различных характеристик солнечной активности и метеорологических параметров.

Совместный анализ временного хода распределения температуры и солнечной активности в периоды значительных стратосферных потеплений также не дал однозначного ответа. Все это говорит о том, что проблема солнечно-земных связей еще требует глубокого и всестороннего изучения.

Вопрос же о природе стратосферных потеплений осветим теперь с точки зрения связи тропосферных и стратосферных динамических процессов, которой в последние годы уделяется много внимания. Достаточно четко эта связь была прослежена до высоты 30 км. Было показано, что значительные по интенсивности крупномасштабные тропосферные процессы находят отражение в структуре стратосферных полей температуры, геопо-

тенциала и ветра. Но в отличие от тропосферы, преобразования этих полей происходят за гораздо большие промежутки времени. В стратосфере не получают отражения небольшие преобразования полей и мелкие вихри, которыми так богата тропосфера.

Так, например, если в тропосфере осуществляется западный перенос с множеством крупномасштабных атмосферных вихрей, то с высотой вихри исчезают и в стратосфере устанавливается зональная циркуляция. Эти особенности возмущения поля геопотенциала в нижней стратосфере определяются изменениями поля температуры с высотой. Как известно, изменение температуры в стратосфере играет весьма большую роль в изменении поля геопотенциала. Иначе изменяется циркуляция в стратосфере при развитии серии циклонов, сопровождающихся мощными меридиональными преобразованиями термобарического поля в тропосфере. В этих случаях поля температуры и воздушных течений в стратосфере охватываются меридиональными процессами, развивающимися в тропосфере. При этом в стратосфере, так же как в тропосфере, развивается меридиональная циркуляция. Такие процессы более типичны для холодного времени года, когда градиенты температуры и геопотенциала особенно велики. Если бы сезонный характер поля температуры и геопотенциала в стратосфере определялся только условиями лучистого теплообмена, то в холодное время года должен был бы сформироваться циркумполярный циклон с центром над полюсом и с неизменным западным переносом. Однако в действительности в зимней стратосфере, при воздействии извне, в частности из тропосферы, возникают крупные преобразования циркуляции.

Характерной особенностью циркуляции воздуха в холодное полугодие является раздвоение центра стратосферного полярного циклона и существование в течение более или менее длительного периода двух самостоятельных циклонических центров вместо одного. Процесс этот сопровождается изменением скорости и направления ветра в стратосфере высоких и средних широт почти над всем полушарием.

Формирование второго центра в системе полярного циклона обычно бывает связано с интенсивными процессами образования циклонов в тропосфере.

Периоды раздвоения стратосферного циклона харак-

теризуются наиболее крупными меридиональными преобразованиями полей температуры, геопотенциала¹ и ветра в стратосфере. Раздвоение стратосферного полярного вихря часто сопровождается резким потеплением в средней стратосфере. Так, нередко в слое 25—45 км температура достигает -20 , -30°C и даже 0° (как это было зимой 1963 г.) вместо обычных для зимы -65 , -75°C . При этом направление ветра изменяется и даже устанавливается восточная циркуляция.

Структура поля геопотенциала и циркуляции в период очень сильного зимнего стратосферного потепления 1963 г. представлена на трех картах абсолютной барической топографии поверхности 10 мб (AT_{10}), где наблюдалось наибольшее повышение температуры (рис. 3, а, б, в). Эти карты отражают различные стадии процесса потепления. Так 20 января (рис. 3, а) стратосферный полярный циклон был уже несколько деформирован и на его периферии над Атлантикой и Дальним Востоком находились слабовыраженные области тепла. В последующие дни деформация поля геопотенциала продолжалась, и полярная область низкого давления приняла форму эллипса, сильно вытянутого между Евразией и востоком Тихого океана. Над Канадой температура повысилась до -20° . К 25 января (рис. 3, б) произошло раздвоение стратосферного циклона, а максимальная температура достигла 0° . На рис. 3, в представлена заключительная стадия развития потепления. Над полярным районом установился антициклон, т. е. произошла смена зимней западной формы циркуляции на летнюю восточную форму циркуляции. К этому времени скорость ветра начала ослабевать, вертикальные движения уменьшились и 29—30 января температура в очаге тепла уже понизилась до -10 , -20° . По мере спада температуры и приближением ее к зимней норме

¹ Геопотенциал в некоторой точке атмосферы численно равен работе, которую нужно затратить, чтобы поднять единицу массы против силы тяжести от уровня моря в данную точку. Он выражается в динамических метрах и на каждой данной широте пропорционален высоте. Числовая же величина геопотенциала в динамических или геопотенциальных метрах (гп. м) приблизительно на 2% меньше действительной высоты.

Области высокого и низкого давления — антициклоны и циклоны на картах барической топографии изображаются подобно горам и впадинам на географической карте, т. е. в виде концентрических окружностей с увеличивающимися или уменьшающимися к центру значениями геопотенциала.

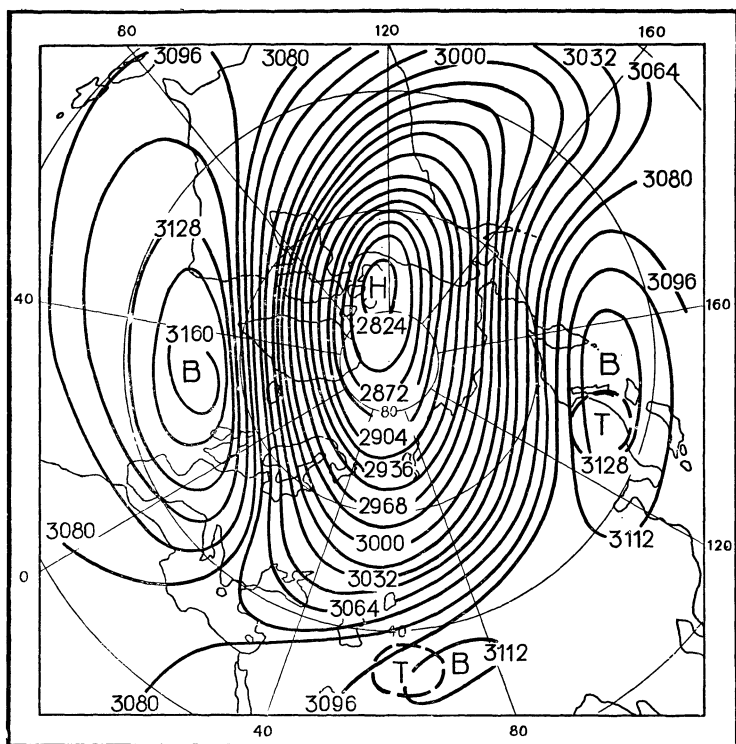


Рис. 3. Преобразование полей геопотенциала в период зимнего стратосферного потепления 1963 г. а) Карта AT_{10} за 20 января

произошло обращение ветра к привычному зимнему западному направлению.

Этот процесс перестройки характера циркуляции обычно прослеживается во всей толще стратосферы от 20 до 50 км. Если период, предшествующий потеплению, характеризуется постепенным усилением меридиональности циркуляции сначала в тропосфере, а затем в нижней, средней и верхней стратосфере, то в период после потепления наблюдается несоответствие между формами циркуляции верхней стратосферы и тропопаузы. Как показал анализ ряда случаев потеплений, в тропосфере процесс смены зональной формы циркуляции меридиональной и восстановления зональной формы циркуляции происходит быстрее, чем тот же процесс в верхней

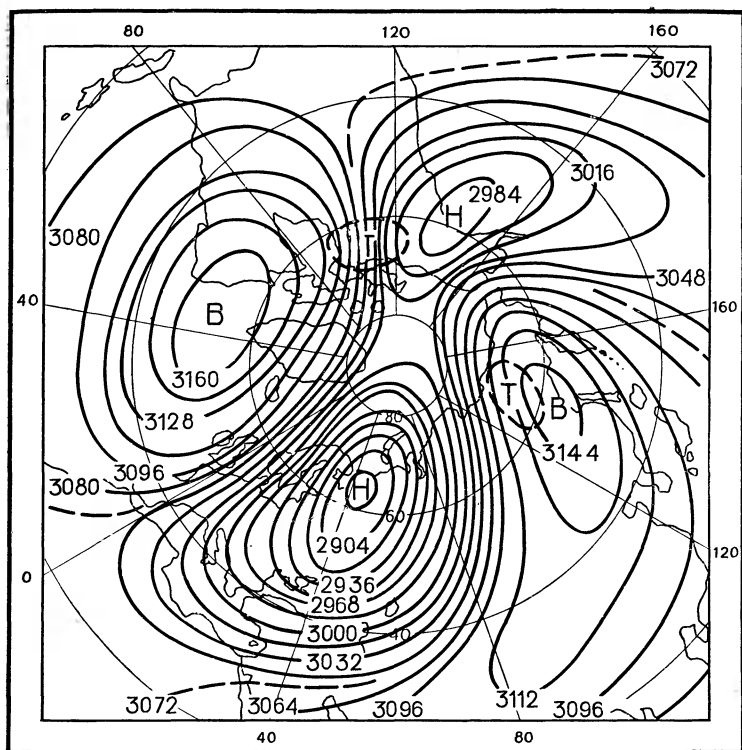


Рис. 3. б) Карта AT_{10} за 25 января

стратосфере. В то время как в тропосфере после установления зональной формы циркуляции начинается новый меридиональный процесс, верхняя стратосфера только лишь возвращается к маловозмущенному состоянию.

Таким образом, динамические процессы тропосферы, постоянным источником которых является термическая и орографическая неоднородности подстилающей поверхности, влияют на зональный характер термобарического поля стратосферы, вызывая там соответствующие изменения. Однако ввиду того, что стратосфера не обладает достаточной энергией и ее масса чрезвычайно мала в сравнении с тропосферой, тропосферные динамические процессы вызывают в ней возмущения, носящие более интенсивный и долгопериодный характер. При

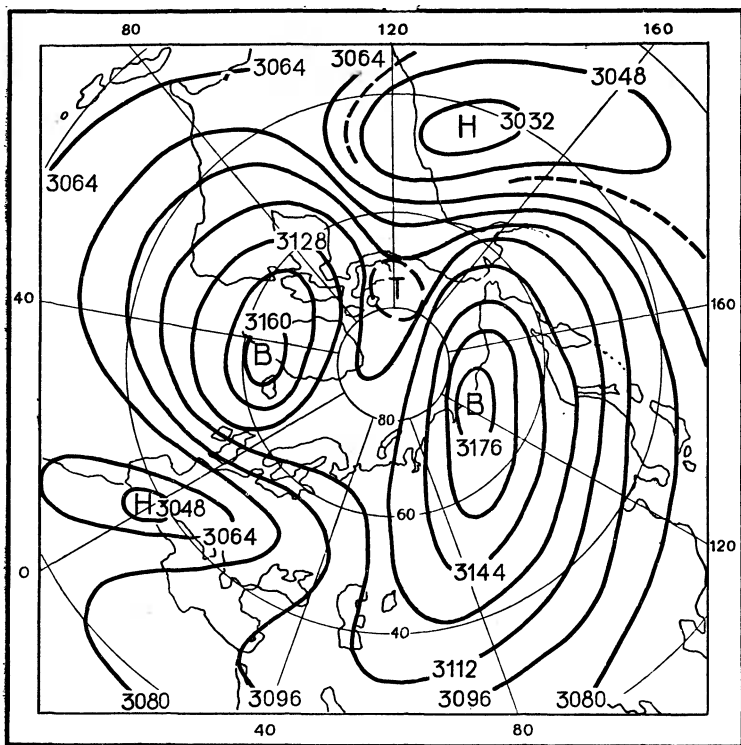


Рис. 3. в) Карта AT_{10} за 29 января

этом основные черты циркуляционных особенностей тропосферы прослеживаются до высоты 25—30 км, а в случае крупных и мощных преобразований и выше. Все эти особенности свойственны зимнему периоду, когда горизонтальные градиенты температуры между экватором и полюсом наибольшие и в тропосфере и в стратосфере. В этот период возникают необходимые условия для проникновения интенсивных тропосферных процессов в верхние слои.

В теплое время года возникающая в высоких широтах стратосферы область тепла, инверсия температуры и антициклонический вихрь препятствуют распространению тропосферной циркуляции в слой воздуха, лежащий выше 20 км.

Характер циркуляции в стратосфере выше 20 км в

этот период определяется условиями лучистого теплообмена, что уменьшает влияние тропосферы с высотой.

Воздействие тропосферы на вышележащие слои в большем или меньшем масштабе является постоянно действующим фактором. Изучение целого ряда процессов планетарного масштаба не выявило ни одного случая перестройки поля температуры, геопотенциала и воздушных течений в тропосфере, которая бы произошла под влиянием процессов, развивающихся в стратосфере.

Итак, какое же объяснение природы зимних стратосферных потеплений дается с точки зрения динамической гипотезы (т. е. влияния тропосферы)?

Известно, что зимой в соответствии с радиационными условиями градиенты температуры возрастают, усиливаются ветры в системах барических образований. Мощные преобразования термобарического поля в тропосфере охватывают и стратосферу, так как при увеличении горизонтального градиента температуры и скоростей воздушных течений усиливаются горизонтальный перенос тепла и вертикальные движения воздуха с высотой. При этом температура адиабатически (без обмена теплом с окружающей средой) повышается в зависимости от вертикального градиента температуры (γ) при одних и тех же скоростях вертикальных движений. В результате изменения температуры в тропосфере ($\gamma > 0$), в зоне изотермии ($\gamma = 0$, на тропопаузе) и инверсии ($\gamma < 0$, в стратосфере) различны. Например, согласно расчетам при скорости вертикальных движений $w = 6$ см/с прирост температуры за сутки составит при $\gamma = 0,6^\circ\text{C}/100$ м на $19,7^\circ\text{C}$, при $\gamma = 0$ — на $50,8^\circ\text{C}$, а при $\gamma = -0,4^\circ/100$ м — на $71,5^\circ\text{C}$. Мы видим, что в слое стратосферной инверсии повышение температуры происходит более интенсивно, чем в нижней стратосфере, где наблюдается изотермия. Этим объясняется факт обнаружения потеплений прежде всего в слое 25—30 км, т. е. там, где обычно начинается инверсия температуры.

Какое же влияние потепления на перестройку термобарического и циркуляционного поля стратосферы?

Если в обычных зимних условиях горизонтальный градиент температуры в стратосфере направлен от низких широт к высоким и имеет место западная циркуляция, то при значительном потеплении в каком-либо слое стратосферы направление горизонтального градиента в

этом слое меняется. Теперь уже он направлен от высоких широт к низким, что приводит к переходу на летний восточный тип циркуляции. Увеличение температуры приводит к увеличению γ между высотой, где наблюдается потепление и нижележащей высотой. В связи с этим и температура на нижележащей изобарической поверхности повысится, т. е. создается впечатление при визуальном анализе кривой вертикального распределения температуры (рис. 4), что волна потепления рас-

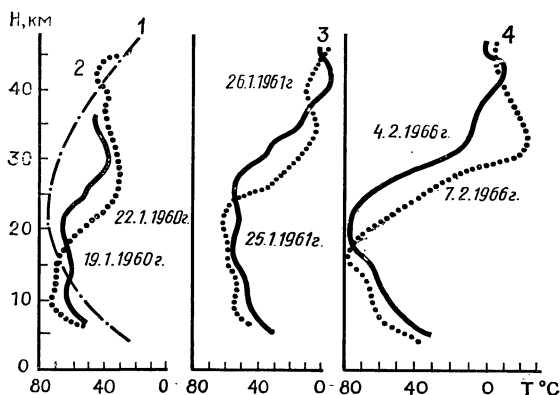


Рис. 4. Вертикальные профили температуры в период потепления. 1 (— · —) зимний период, без потеплений, 2, 3, 4 (.....) — периоды потеплений

пространяется сверху вниз. Этот факт неверно использовался некоторыми учеными как подтверждение гипотезы о начале потепления в верхней стратосфере и последующем распространении его в более низкие слои.

Таким образом, установлено, что между преобразованиями полей геопотенциала и циркуляции в тропосфере и стратосфере существует тесная связь. Процессы в тропосфере, вызывающие устойчивое усиление меридиональной составляющей циркуляции, обуславливают аналогичную перестройку циркуляции во всей стратосфере. Главную роль в перестройке циркуляции, а следовательно, и в формировании потеплений в средней стратосфере играют адиабатические изменения температуры, которые больше в верхних инверсионных слоях и меньше в тропосфере и нижней стратосфере.

Вопрос же о влиянии солнечной активности на атмосферные процессы ученым предстоит еще решить. Нет сомнения в том, что изменение солнечной активности отражается на атмосферных процессах и явлениях, поскольку главным источником возникновения и существования атмосферной циркуляции является солнечная энергия. Поэтому можно допустить, что наряду с потеплениями в средней стратосфере, формирующимися в результате действия факторов тропосферного происхождения, существуют потепления в верхней стратосфере и мезосфере, обусловленные факторами внеземного происхождения.

В пользу же динамической гипотезы происхождения потеплений в средней стратосфере говорит и то, что эти потепления являются особенностью стратосферных зимних процессов высоких широт Северного полушария. В Центральной Антарктике согласно исследованиям, проведенным рядом авторов, не зарегистрировано ни одного случая зимнего потепления. Речь идет о повышении температуры в стратосфере, которое можно было бы сравнить со средними по интенсивности потеплениями в Северном полушарии зимой. Зимние стратосферные потепления в Антарктике малоинтенсивные и кратковременные иногда наблюдаются на периферии Антарктиды, а не в центральных ее районах. Чем же вызвано такое различие? Выше было сказано, что тропосферные процессы оказывают значительное влияние на перестройку поля геопотенциала и циркуляции воздуха в стратосфере Арктики и что преобразование циркуляции в стратосфере осуществляется лишь при локализованной крупномасштабной циркуляции в тропосфере. А так как физико-географические условия Южного полушария не способствуют локализации макротурбулентных процессов, то в Центральной Антарктике зимой не могут возникать и деформационные поля метеорологических элементов.

При отсутствии продолжительной локализации процессов меридиональная циркуляция не успевает распространиться в более высокие слои, и возникающие в тропосфере Антарктики высотные циклоны и антициклоны, ослабевая с высотой, обычно исчезают уже на высотах около 20 км. Выше этой высоты циркумполярность стратосферного циклона не нарушается. Если даже на периферии Антарктиды и происходит повыше-

ние температуры, то оно не распространяется на смежные районы. Это еще раз подтверждает то, что в стратосфере Центральной Антарктики отсутствуют сильные потепления.

В умеренной же зоне Южного полушария, по-видимому, иногда возникают условия для средних по интенсивности повышений температуры в стратосфере.

Изучение ряда особенностей стратосферы, таких, как ее температурный и ветровой режим, химический состав, сезонный характер циркуляции, необходимо не только в чисто научных целях, но и представляет большой практический интерес для осуществления полетов в высоких слоях атмосферы.

ПОЛЕТЫ В СТРАТОСФЕРЕ

С ПЕРВЫХ шагов развития авиации велась упорная борьба за высоту и скорость полета. Перспектива полета с большой скоростью, не достижимой в плотных слоях атмосферы, привела конструкторов и летчиков к необходимости освоения стратосферы.

Малая плотность воздуха в стратосфере, отсутствие облачности и связанных с нею опасных явлений погоды, таких, как молнии, грозы, град, сушили большую, чем в тропосфере, безопасность полетов. И еще один фактор — незагруженность авиалиниями — воздушная целина — привлекают авиаторов.

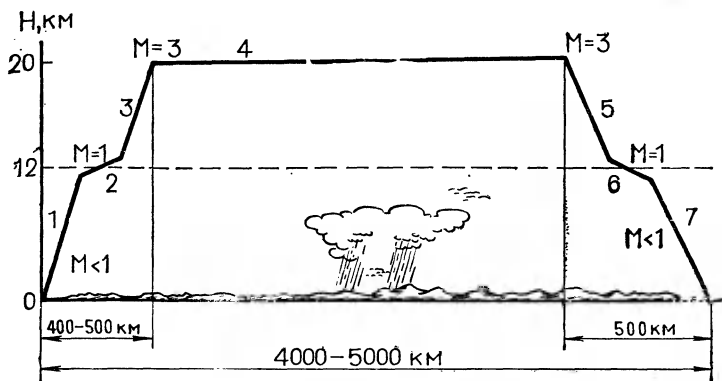
Небольшая плотность воздуха в стратосфере дает возможность развить большую скорость. Так авиалайнеры, предназначенные для полетов в стратосфере, будут развивать там скорость, превышающую звуковую.

Чтобы иметь какое-либо представление об особенностях полета сверхзвуковых самолетов, обратимся к следующей схеме (рис. 5).

На рис. 5 показан типичный профиль полета на скорости, в три раза превышающей скорость звука¹ ($M = 3$).

Полет состоит из трех фаз: 1) набор высоты до 11—12 км на дозвуковой скорости ($M < 1$), переход от по-

¹ Для удобства здесь и в дальнейшем будем использовать отношение скорости полета V к скорости звука a ; $\frac{V}{a} = M$, где M — так называемое число Маха. При $M < 1$, скорость самолета меньше звуковой, при $M > 1$ — больше.



Фиг. 5. Типичный профиль полета по маршруту сверхзвукового транспортного самолета: 1 — набор высоты, 2 — площадка перехода от дозвуковой к сверхзвуковой скорости, 3 — ускорение, 4 — крейсерская часть маршрута, 5 — крутой спуск, 6 — площадка перехода от сверхзвуковой к дозвуковой скорости, 7 — снижение

лета с дозвуковой скоростью к полету со сверхзвуковой скоростью (от $M < 1$ к $M > 1$) на отрезке без значительного изменения высоты и дальнейший подъем до высоты 20—22 км, где достигается скорость, соответствующая $M = 3$. Эта фаза будет занимать около 15 мин на отрезке пути около 530 км; 2) крейсерская часть полета с небольшим подъемом при $M = 3$ примерно в течение 1 ч 15 мин; 3) быстрый спуск до высоты 13 км (19 мин); «площадка», на которой осуществляется переход от сверхзвуковой к дозвуковой скорости (от $M = 2$ до $M = 0,9$), и дальнейшее снижение в течение 10 мин с уменьшением скорости до посадочной.

В связи с растущей насыщенностью воздушного пространства, большой загруженностью аэропортов и влиянием погоды на сверхзвуковые самолеты возникает ряд сложных проблем, касающихся безопасности и экономики полетов, а также метеорологического обеспечения сверхзвукового транспорта. Все эти проблемы взаимосвязаны и очень важны. Здесь мы остановимся лишь на различных аспектах проблемы метеорологических условий полета в стратосфере.

Даже при самых надежных и блестящих технических характеристиках самолета важную роль в безопасности полета играет своевременное обеспечение метеорологической информацией.

Так в зоне набора высоты до крейсерского уровня полета сверхзвукового самолета на расстоянии 300—700 км от аэропорта взлета и в зоне снижения на таком же расстоянии от аэропорта посадки будут необходимы информация и прогнозы о вертикальном распределении температуры и ветра от земной поверхности до 20 км и о таких метеорологических явлениях в тропосфере, как кучево-дождевые облака, сильные ливневые осадки, особенно град, грозы, турбулентность. Положение уровня минимальной температуры, струйных течений вблизи тропопаузы имеет важное значение для определения уровня перехода от дозвуковой к сверхзвуковой скорости полета в зоне набора высоты и обратного перехода, от сверхзвуковой к дозвуковой скорости в зоне снижения.

Вершины кучево-дождевых облаков и град в зоне набора высоты с околосзвуковой скоростью представляют большую опасность для сверхзвукового самолета. Главная опасность заключается в наличии сильной турбулентности (перемешивания) внутри кучево-дождевых облаков и вблизи них. Мощные вертикальные потоки там часто сочетаются с резкими порывами ветра. Все это обуславливает штормовую болтанку самолетов, которая может привести к потере управляемости и даже разрушению самолета.

В кучево-дождевых облаках бывают два вида вертикальных потоков: упорядоченная конвекция и вертикальные порывы. При упорядоченной конвекции вертикальные потоки пронизывают по вертикали все облако или большую его часть. Скорость этих потоков нарастает медленно на большом участке пути. Самолет постепенно входит в такой поток и начинает вертикально перемещаться вместе с потоком, не испытывая при этом больших перегрузок.

При вертикальных порывах скорость воздуха нарастает мгновенно и может привести к потере управляемости самолета.

Причина, по которой воздух внутри облака поднимается вверх, состоит в том, что он несколько теплее и менее плотен, чем воздух снаружи облака. До тех пор пока это условие сохраняется, существует ускорение, направленное вверх. Однако с высотой воздух в облаке быстро становится холоднее и тяжелее наружного. Это охлаждение приводит к ослаблению восходящих движений и прекращению дальнейшего роста облака. Ниж-

няя граница стратосферы, расположенная на высотах от 10 до 16 км, является обычно пределом развития грозовых облаков. Поэтому полет на крейсерской высоте сверхзвукового авиалайнера в этом плане представляется безопасным.

Однако существуют еще два фактора, представляющих опасность при полете в грозовой зоне. Это — удар молнии в самолет и град или осадки, которые могут встретиться на разных высотах. Такое бывает редко, но нельзя не считаться с возможностью таких случаев.

Самое эффективное средство против гроз — это избежать с ними встречи. Решающую роль в распознавании гроз во время полета играет самолетный радиолокатор. Транспортные самолеты гражданской авиации оборудованы такими радиолокаторами, которые успешно помогают вовремя определить местонахождение скопления кучево-дождевой облачности и обойти ее.

Успешное метеорологическое обеспечение пассажирских сверхзвуковых лайнеров, для которых вопросы безопасности полета и комфорта имеют первостепенное значение, возможно только при всестороннем и глубоком изучении таких явлений атмосферы, как турбулентность, струйные течения, озон, стратосферные потепления. Ниже мы кратко остановимся на влиянии этих факторов на полеты сверхзвуковых самолетов.

Атмосферная турбулентность, вызывающая болтанку самолетов во время полета, относится к числу опасных для авиации явлений погоды, особенно при ее возникновении при ясном небе, т. е. в отсутствии облачности. Это говорит о том, что турбулентность ясного неба может наблюдаться и в стратосфере. Действительно, сообщения военных летчиков и проведенные летно-экспериментальные исследования в стратосфере показали, что хотя повторяемость зон турбулентности там уменьшается по сравнению с верхней тропосферой, но она все-таки может встретиться и оказаться серьезным препятствием для выполнения полета.

Одной из основных причин возникновения турбулентности в атмосфере является вертикальный сдвиг вектора ветра, или, иначе, резкая смена скорости, а иногда и направления ветра по вертикали. В нижней стратосфере повышенные вертикальные сдвиги ветра наблюдаются над осью тропосферных струйных течений в слое резкого уменьшения скорости ветра с высотой.

Источником возникновения зон турбулентности в слоях от 16 до 20 км (в зависимости от широты места) может оказаться явление обращения ветра (смена западного направления ветра на восточное), наблюдаемое в средних слоях стратосферы при переходе от зимнего типа циркуляции к летнему. В этом слое стратосферы, возникающем в летний период и получившем название уровня обращения ветра, наблюдаются, как правило, слабые ветры неустойчивого направления. Однако, несмотря на небольшие скорости, за счет резких изменений направления ветра в слое обращения могут возникнуть значительные вертикальные сдвиги вектора ветра, что, в свою очередь, может вызвать болтанку.

Максимум повторяемости турбулентности в зимний период наблюдается на высотах около 15 и 18—19 км. В летний период повторяемость и интенсивность турбулентности в стратосфере существенно уменьшается. Повышенная же повторяемость турбулентности в стратосфере зимой объясняется более интенсивной атмосферной циркуляцией в этот период.

В настоящее время в связи с трудностями прогнозирования турбулентности при ясном небе возлагаются надежды на создание самолетного прибора, который бы позволил определять зоны турбулентности в полете и предупреждать летчика об их приближении.

Однако прибор пока еще не создан, а для современной и особенно будущей сверхзвуковой транспортной авиации крайне необходим метод прогнозирования струйных течений и зон турбулентности.

И в СССР, и за рубежом в последние годы этому вопросу уделяется много внимания: на исследования выделяются большие средства, ведутся наблюдения на рейсовых транспортных самолетах, выполняются специальные полеты.

Многочисленные исследования позволили установить ряд прогностических признаков появления турбулентности. Так, район к югу от струйного течения ближе к его антициклонической стороне является благоприятной зоной для появления турбулентности в свободной атмосфере. Струйные течения всегда связаны с атмосферными фронтами. Они образуются во фронтальной зоне под тропопаузой. Проекция оси струйного течения на приземной синоптической карте располагается в 600—

1000 км перед линией теплого фронта и в 300—660 км за линией холодного фронта.

Струйные течения в горизонтальной плоскости могут изгибаться. Сходимость и расходимость потока на изгибах является одной из причин турбулентности. Зоны турбулентности чаще всего встречаются в местах наибольших градиентов скорости ветра, т. е. слева от оси. Знание особенностей струйных течений и зон турбулентности приобретают наиболее важное значение при прогнозе струйных течений. Такой прогноз составляется на основе анализа карт барической топографии, высот тропопauses и карт максимальных скоростей ветра. Большое значение при этом имеют прогностические высотные карты, по которым вычисляются карты будущего поля давления, а соответственно и струйных течений. При оценке планетарной высотной фронтальной зоны учитываются сезонные изменения в расположении и интенсивности струйных течений. Иногда такие сезонные колебания бывают выражены очень резко.

В Гидрометцентре СССР уделяется большое внимание изучению условий возникновения турбулентности и разработке методики ее прогнозирования. Были разработаны рекомендации по прогнозированию болтанки на основе анализа приземных и высотных текущих и прогностических карт. А так как положение и интенсивность атмосферных явлений, связанных с турбулентностью в свободной атмосфере, колеблются в зависимости от синоптической ситуации, то хорошим подспорьем в прогнозировании этих явлений служат снимки облачности, полученные со спутников. По облачным снимкам можно судить о направлении и мощности струйного течения, о стадии развития той или иной синоптической ситуации или явления, с которым, как заведомо известно, бывает связана турбулентность.

Однако не только из-за угрозы попасть в зону турбулентности необходимо знать расположение областей струйных течений. Большие скорости ветра, наблюдающиеся в струйных течениях, имеют важное значение для авиации, особенно дозвуковой, в экономическом и пилотажном отношении.

При полетах на большие расстояния вопрос о расходе топлива имеет важное значение. Известно, что не всегда кратчайшее расстояние является наиболее выгодным в экономическом отношении. Опыт полетов на боль-

ших высотах позволил сделать вывод о возможности и целесообразности использования струйных течений для увеличения путевой скорости. Так, североатлантическое струйное течение используется летчиками при полете на трассе Нью-Йорк — Лондон. В обратном же направлении приходится лететь по более северному маршруту (через Исландию и юг Гренландии) с целью избежать встречной струи. Как показал опыт, полеты вблизи оси струйного течения проходят, как правило, спокойнее, чем на его периферии, где наблюдаются наибольшие сдвиги ветра как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях. При этом экипаж самолета, находящегося в зоне струйного течения, может осуществлять оценку положения самолета относительно его оси по показаниям бортового термометра, так как уровень максимального ветра совпадает с уровнем постоянства температуры при полете вдоль направления потока. Поэтому полет с попутным ветром в центральной части струйного течения может контролироваться показаниями бортового термометра. Если наблюдается повышение температуры, то это значит, что самолет уклоняется вправо от оси струйного течения, а если температура понижается, то влево.

Однако только очень сильное струйное течение может оказать заметное влияние на полет сверхзвукового самолета, в то время как его влияние на полет дозвукового самолета велико. Приведем несколько цифровых характеристик полета в струйном течении. При полете со сверхзвуковой скоростью, например, 3250 км/ч (при температуре -50°) в попутном струйном течении 360 км/ч самолет приобретает путевую скорость 3610 км/ч ($3250 \text{ км/ч} + 360 \text{ км/ч}$). В этом случае отрезок пути, соответствующий часовому полету в штилевых условиях, был бы пройден за 54 мин. Это означает, что (3250 км) на указанном отрезке было бы сэкономлено (по сравнению с полетом в штилевых условиях) 4 т топлива, при его расходе 40 т в час, т. е. 0,1 общего количества топлива.

При полете же с дозвуковой скоростью, например, 600 км/ч в том же попутном струйном течении (360 км/ч) путевая скорость самолета становится равной 960 км/ч. Путь в 600 км был бы пройден в этом случае за 36 мин вместо часа, а экономия топлива соответственно около 50% общего количества. Таким образом, преиму-

щества попутного струйного течения для дозвуковых самолетов весьма существенны, и, следовательно, знание распределения и скоростей планетарных струйных течений и прогноз струй меньшего масштаба способствуют не только возможности предупреждения опасности для самолета, но и могут внести значительный экономический вклад в осуществление дальних полетов.

Летно-технические характеристики сверхзвукового самолета позволяют уменьшить до безопасного предела или полностью исключить такое вредное и для дозвуковых самолетов явление, как обледенение.

Обледенение дозвуковых самолетов происходит обычно при полете в облаках, тумане или в зоне атмосферных осадков при отрицательной температуре окружающего воздуха (от -3° до -12°C). В некоторых случаях слабое обледенение может происходить и вне облаков при условии сильно увлажненного воздуха.

Явление обледенения состоит главным образом в замерзании переохлажденных капель на поверхности самолета. Переохлажденные капли, ударяясь о лобовые части самолета, сплющиваются, разбрызгиваются и, увлекаемые воздушным потоком, растекаются по поверхности самолета, при этом они быстро замерзают, покрывая самолет слоем льда. Отложение льда на выступающих частях самолета увеличивает полетный вес. В результате происходит уменьшение скорости самолета. Если, например, через 5—10 мин после входа в облака скорость уменьшится на 5—10 км/ч, это значит, что толщина льда на крыле достигает 5—10 мм и самолет находится в зоне интенсивного обледенения. Если такое же уменьшение скорости происходит в более длительный период полета, то это указывает на слабую или умеренную интенсивность отложения льда.

Один из видов борьбы с обледенением основан на выборе маршрута и профиля полета в таких метеорологических условиях, при которых обледенения не будет совсем или оно будет слабым и непродолжительным.

Появление самолетов со сверхзвуковыми скоростями поможет избавиться от обледенения во время крейсерского полета. С увеличением скорости полета происходит быстрое повышение температуры поверхности самолета вследствие сжатия и трения встречного воздушного потока. Это и помогает предохранить самолет от обледенения. Так, например, на сверхзвуковой скорости

1400 км/ч и более самолет совершенно не будет обледеневать, так как температура его поверхности будет положительной при температуре воздуха до -40° или ниже.

Сверхзвуковой самолет может подвергаться обледенению лишь на очень короткое время, преимущественно в зоне снижения и захода на посадку. Однако быстрому охлаждению поверхности самолета в этом случае будут препятствовать повышение температуры воздуха и давления с уменьшением высоты.

Таким образом, полеты на высотах стратосферы, где отсутствует облачность, обеспечивают более благоприятные условия для пассажирских авиалайнеров, чем полеты в верхней тропосфере.

И еще об одной полезной особенности сверхзвукового транспорта.

Всем известно, что при полетах на больших высотах, особенно в верхней тропосфере и в нижней части тропосферы, за самолетами и ракетами часто образуются конденсационные (облачные) следы. Эти следы демаскируют летящие самолеты и ракеты, облегчая их поиск. Несмотря на широкое применение радиотехнических средств обнаружения воздушных целей и наведения на них истребителей, с явлением конденсационных следов следует считаться.

Основной причиной образования устойчивых и хорошо видимых с земли конденсационных следов за летательными аппаратами является конденсация или сублимация водяного пара, попадающего в атмосферу с отработанными газами авиационных или ракетных двигателей.

Конденсационные следы образуются обычно на больших высотах и при очень низкой температуре. Уже при небольшом удалении от среза сопла в нескольких десятках метров от него облачный след по своей структуре напоминает перистые, перисто-слоистые или перистокучевые облака. Это подтверждается наличием гало, которое нередко образуется на облаках, развившихся из конденсационного следа.

Проведенные исследования показали, что верхняя граница устойчивого конденсационного следа редко бывает выше уровня поверхности тропопаузы, особенно при наличии в ней хорошо выраженной инверсии. Конденсационный след может наблюдаться несколько выше

уровня тропопаузы только в том случае, если над уровнем минимальной температуры располагается слой изомермии или слабо выраженной инверсии. В нижней стратосфере конденсационные следы теряют устойчивость и быстро рассеиваются, так как влажность воздуха здесь очень мала. Исходя из этого, за верхнюю границу следа принимают высоту тропопаузы.

Сильные ветры, в том числе струйные течения, не препятствуют образованию конденсационных следов, если температура воздуха благоприятна для этого. Они оказывают влияние лишь на форму и устойчивость следа.

Однако наряду с преимуществами сверхзвуковых самолетов, в сравнении с дозвуковыми, имеется и ряд отрицательных моментов. Один из них — звуковой хлопок.

Все мы когда-либо бывали очевидцами этого не очень приятного для слуха явления. Представьте. Ясный солнечный день, ничто не предвещает нарушения обычного хода жизни. И вдруг вас оглушает невероятной силы звук, подобный звуку мощного взрыва. Звенят стекла, посуда. Испуг от неожиданности этого явления постепенно проходит и вы возвращаетесь к своим занятиям. «Пролетел сверхзвуковой самолет», — говорите вы. — «Это звуковой хлопок».

Действительно, теперь об этом явлении знает каждый. Знают, что при увеличении скорости самолета до сверхзвуковой возникает явление звукового хлопка.

Какова же физическая сущность этого явления? Обратимся за разъяснением к газовой динамике.

Самолет, движущийся с дозвуковой скоростью, возбуждает в воздухе слабые возмущения (упругие волны). Они распространяются со скоростью звука во всех направлениях. А так как скорость распространения возмущений больше скорости самолета, то они будут опережать летящий самолет. При этом давление впереди самолета не может существенно увеличиваться вследствие упругости воздуха, как бы убегающего от самолета со скоростью звука. Но если самолет движется со сверхзвуковой скоростью, то создаваемые им возмущения запаздывают и оказываются позади носовой части самолета. При этом возмущения сосредоточиваются в объеме воздуха, имеющем форму конуса, вершина

которого совпадает с носовой частью самолета, а ось с направлением полета.

В этом случае давление вокруг самолета увеличивается и возрастает сопротивление воздуха его движению. В результате создается резкое повышение плотности воздуха или скачок уплотнения на поверхности конуса возмущения.

Боковая поверхность конуса возмущений представляет собой фронт ударной волны. Ударная волна направлена перпендикулярно фронту волны и распространяется в сторону несжатого воздуха. Скорость движения ударной волны относительно воздуха зависит от скорости самолета и от разности давления и температуры между окружающим воздухом и непосредственно за ударной волной. Вблизи очага возникновения (в вершине конуса) скорость ударной волны превышает скорость звука, однако по мере удаления от очага возникновения скорость ударной волны уменьшается и становится равной скорости звука. Таким образом происходит превращение ударной волны в акустическую, или звуковую волну.

Наблюдатель на земной поверхности услышит звуковой хлопок только тогда, когда окажется в пределах фронта звуковой волны, т. е. через некоторое время после того, как сверхзвуковой самолет пролетит над ним.

У сверхзвуковых самолетов образуются головная и хвостовая волны. Если эти волны достигают Земли с интервалом около 0,2 с, они воспринимаются как два последовательных хлопка.

Эффект на Земле от звуковых ударов определяется перепадом давления в скачке уплотнения. Если он менее $1,5 \text{ кг/м}^2$, то воспринимается как отдаленный взрыв, если меньше 5 кг/м^2 — как близкий удар или взрыв. При перепадах давления от 5 до 15 кг/м^2 выпадают оконные стекла, а при перепадах около 40 кг/м^2 разрушаются легкие строения.

Однако сила звукового хлопка на поверхности Земли ослабевает с увеличением высоты полета. Если разгон самолета до сверхзвуковой скорости производится в тропосфере, то в этом случае ударные волны могут вызывать даже разрушение наземных объектов. В стратосфере же ударные волны безопасны для земных объектов, так как инверсия и изотермия над тропопаузой

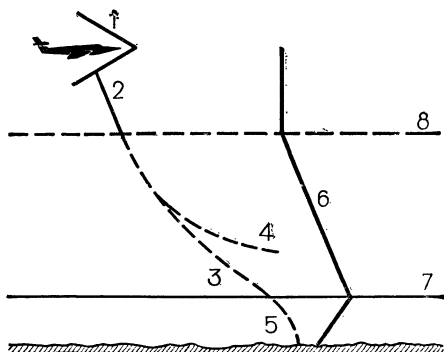
ослабляют распространяющиеся книзу ударные волны, которые в этом случае могут вызвать у земного наблюдателя лишь неприятный звуковой эффект.

Субъективная реакция людей на хлопки зависит не только от перепада давления, но и от ряда других факторов — времени суток, числа случаев, продолжительности (два хлопка или объединенный хлопок), от возраста и физического состояния человека. Ученые изучают воздействие звуковых хлопков на человеческий организм.

Траектория распространения звукового луча находится в тесной зависимости от таких характеристик окружающей среды, как температура и ветер. Так теоретически и экспериментально было установлено, что скорость звука (a) зависит от температуры воздуха (T): $a = 72,2 T$. Вертикальное же распределение направления и скорости ветра, накладываясь на эффект вертикального распределения температуры, вызывает искривление звуковых лучей и фокусировку звуковых ударов.

Проследим искривление звукового луча, идущего от образуемой сверхзвуковым самолетом ударной волны (рис. 6). Допустим, что самолет летит на высоте 20 км. Будем считать, что в нижней стратосфере имеется изотермия, в тропосфере (кроме приземного слоя) — нормальное распределение температуры с высотой, а в приземном слое наблюдается инверсия (см. рис. 6, поз. 6). Звуковой луч между самолетом и тропопаузой

Рис. 6. Прохождение звукового луча, идущего от ударной волны сверхзвукового самолета: 1 — фронт ударной волны, 2 — путь луча в стратосфере, 3 или 4 — пути луча в тропосфере, 5 — путь луча в слое приземной инверсии температуры, 6 — вертикальное распределение температуры, 7 — граница инверсии, 8 — тропопауза



под влиянием температуры (изотермия) преломляться не будет (см. рис. 6, поз. 2). Далее, пересекая тропо сфе-

ру, он будет переходить из холодного в более теплый воздух, следовательно, он будет преломляться. Если в тропосфере отклонение звукового луча значительно, то он не достигнет земли (см. рис. 6, поз. 4). Если же в приземном слое наблюдается инверсия, т. е. с высотой температура воздуха возрастает, то искривление луча происходит в обратную сторону и он достигает земли (см. рис. 6, поз. 5).

В рассмотренном примере не учитывалось распределение ветра. В действительности же ветер оказывает большое влияние на распространение идущей от сверхзвукового самолета звуковой волны.

Искривление звукового луча под влиянием ветра накладывается на искривление, вызванное вертикальным распределением температуры. Оба влияния (ветра и температуры) могут действовать в одном направлении, усиливая эффект, или в противоположных направлениях. В последнем случае влияние одного из факторов частично и полностью компенсирует влияние другого.

Зная вертикальное распределение температуры и ветра, можно в каждом отдельном случае рассчитать перемещение фронта ударной волны.

Расчеты фокусирования ударной волны при различном распределении ветра и при стандартном распределении температуры показали, что для уменьшения эффекта звуковых ударов важно, чтобы ветер на этапе набора высоты и на крейсерском этапе был либо попутным, либо встречным. В случае полета с боковым ветром, особенно при пересечении сверхзвуковым самолетом струйного течения, наблюдается увеличение звукового эффекта. Изменение скачка давления в этом случае у поверхности Земли под влиянием ветра будет значительно слабее, если на крейсерской высоте полета самолет находится гораздо выше уровня максимальной скорости ветра.

Таким образом, распределение температуры и ветра является важным фактором для обеспечения полетов в стратосфере. В целом степень влияния температуры и ветра на полет сверхзвукового самолета определяется сезонными и непериодическими изменениями циркуляции в стратосфере. К непериодическим изменениям относятся стратосферные потепления.

При больших положительных отклонениях температуры в стратосфере от стандартной атмосферы полет

сверхзвукового самолета становится неэкономичным. Это обусловлено тем, что стратосферные потепления вызывают очень большие изменения плотности воздуха. Так, над Канадой плотность воздуха на высоте 30 км в период очень сильного потепления зимой 1963 г. была на 30% выше стандартной атмосферы. В связи с увеличением плотности воздуха уменьшается тяга двигателей, скорость и соответственно снижается высота крейсерского полета самолета. Например, при повышении температуры в стратосфере всего на 10—15° высота крейсерского полета сверхзвукового самолета при скорости 1900 км/ч уменьшается на 1—1,5 км.

Понижение температуры относительно стандартной атмосферы вызывает обратный эффект: увеличение тяги двигателей, максимальной скорости и высоты полета.

Увеличение температуры в стратосфере приводит также к дополнительному расходу топлива в связи с уменьшением скорости полета. Приведем данные авиационно-технической службы Франции о полете самолета «Конкорд» по маршруту Париж — Нью-Йорк. Взлетный вес самолета — 171 т. Если полет будет происходить при встречном ветре 25 м/сек (90 км/ч) на протяжении всего пути, то это вызовет такое же увеличение общего расхода топлива, как и увеличение температуры на 10° по сравнению со стандартной. Дополнительный расход топлива в этом случае составит 2700 кг, или около 4% общего расхода топлива.

Следует избегать неожиданного попадания сверхзвукового самолета на предельной крейсерской скорости в область сильного потепления в стратосфере. Для этого летчики должны получать сведения о начале стратосферного потепления, обнаруженного в пунктах ракетного и радиозондирования на высоких уровнях (10 мб и выше). В ближайшие годы такую информацию о потеплениях в стратосфере и мезосфере будут передавать метеорологические спутники. Они же будут передавать оперативную информацию о повышении радиации в космосе в связи с протонными вспышками на Солнце.

В период максимальной солнечной активности мощный протуберанец может выделить поток протонов¹,

¹ Протон — ядро легкого изотопа водорода. Заряд протона равен заряду электрона, но положителен по знаку. Масса протона равна $1,67248 \cdot 10^{-24}$ г.

обладающих энергией в десятки, сотни и даже тысячи килоэлектро-вольт (кэВ). Такого количества энергии достаточно, чтобы при столкновении с атомами и молекулами верхней атмосферы вызвать поток вторичных частиц, обладающих высокой энергией. Эти частицы могут проникать в нижние слои атмосферы и даже в приземный слой.

В период вспышек может наблюдаться повышение интенсивности космической радиации, которая значительно больше при удалении от поверхности Земли. А так как полярные районы Земли являются зонами, через которые осуществляется проникновение космической радиации в земную атмосферу, то в этих районах на высоте 18—21 км в период увеличения солнечной активности могут наблюдаться вторичные протоны в количестве, опасном для жизни человека. Такие мощные вспышки могут наблюдаться всего 2—3 раза за весь одиннадцатилетний цикл солнечной активности. По направлению к экватору интенсивность протонной радиации уменьшается.

Полет на высоте 12 км безопасен даже в период самых крупных вспышек. Увеличение радиации на высоте крейсерского полета сверхзвукового самолета может произойти лишь через 20—30 мин после вспышки на Солнце. Поэтому необходимо, сразу же после обнаружения начала такой вспышки, передавать по радио сведения пилоту для снижения самолета на безопасную высоту. Для предупреждения же возможного нарушения радиосвязи предполагается устанавливать на сверхзвуковых самолетах прибор для регистрации протонного излучения, который будет подавать экипажу сигнал в случае превышения допустимого предела опасной радиации. Такой регистратор, например, устанавливается на англо-французском сверхзвуковом самолете «Конкорд».

Для обеспечения безопасности полетов в стратосфере должна быть всесторонне изучена и проблема содержания озона на высотах средней стратосферы.

По средним данным для Северного полушария, концентрация озона в атмосфере (рис. 7) на крейсерских высотах существующих дозвуковых реактивных самолетов в несколько раз больше, чем у поверхности Земли, и приближается к максимально допустимой величине. На крейсерских же высотах сверхзвуковых самолетов концентрация озона в 5—10 раз превышает эту норму.

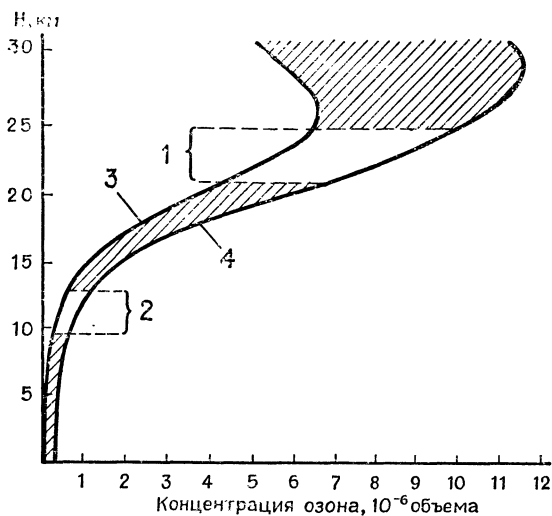


Рис. 7. Среднее вертикальное распределение озона в Северном полушарии: 1 — слой крейсерских высот сверхзвукового транспорта, 2 — слой крейсерских высот современных реактивных самолетов, 3 — осень, средние широты, 4 — весна, высокие широты

В годовом ходе максимум озона в среднем приходится на весну в высоких широтах Северного полушария, а минимум на осень в умеренных широтах.

Исследователи отмечают разрушающее действие озона на различные авиационные материалы, на работу двигателей. Учитывая токсичность озона, необходимо учитывать возможное влияние на здоровье экипажа и пассажиров. Особенно экипажа, так как существует мнение, что при нахождении экипажа в «озонном поясе», расположенном в слое 18—30 км, более 100 ч в месяц, озон будет оказывать вредное влияние на жизнедеятельность экипажа в полете.

Влияние озона на авиационные материалы и техническое оборудование связано с тем, что озон является сильным окислителем, при вступлении в реакцию с некоторыми авиационными материалами время разрушения озона увеличивается, что, в свою очередь, приводит к увеличению времени его пребывания в кабине.

Так как полеты сверхзвуковых транспортных само-

летов будут выполняться в области максимального содержания озона, то вопрос о вариациях высоты этой области чрезвычайно важен при оценке метеорологических условий полетов в стратосфере.

С июня 1964 г. в Гидрометцентре СССР производится составление карт общего содержания озона для Северного полушария. Ежедневные карты общего содержания озона дают возможность не только следить за перемещением очагов высокого и низкого содержания озона, но и на основе связи между общим содержанием озона и его парциальным¹ давлением на разных высотах прогнозировать озонную обстановку для сверхзвуковых самолетов. Для повышения надежности таких прогнозов наряду с указанной корреляционной связью необходимо принимать во внимание особенности стратосферной циркуляции и другие синоптические характеристики. В частности надо помнить, что зоны струйных течений являются не только зонами повышенной турбулентности, но и повышенного содержания озона, что также важно принимать во внимание при оценке полетов в стратосфере.

В природе все разумно, все взаимосвязано и подчинено закону равновесия. Нарушение этого равновесия может привести к нежелательным эффектам. Поэтому вопрос о регулярных сверхзвуковых полетах всесторонне изучается. Необходимо уточнить и взвесить все мельчайшие детали. Речь идет не только о выборе наилучших маршрутов и времени полетов, не только о наиболее эффективном обеспечении экипажей сверхзвуковых самолетов метеорологической информацией, прогнозировании многих важных для этих полетов метеорологических параметров и явлений атмосферы и в целом безопасности полетов. Важно и другое. Как сам самолет влияет на окружающую среду? Да, именно так. И с этой точки зрения рассматриваются полеты сверхзвуковых самолетов. Особенно теперь, когда с трагической необходимостью встал вопрос о загрязнении среды наземными объектами.

Учеными было высказано мнение, что при больших сверхзвуковых скоростях полета (более 4—5 М) постоянство химического состава воздуха в обтекающем са-

¹ Парциальное давление, т. е. давление, которое имел бы озон, если бы один занимал весь объем газовой смеси.

молет потоке нарушается. Это может происходить вследствие того, что при полете сверхзвукового самолета выбрасываются в воздух отработанные двигателем газы — такие, как окись и двуокись азота (NO и NO_2) и сернистый газ.

Теоретическим путем было показано, что вследствие взаимодействия этих химических элементов с атомарным кислородом и озоном, которые в большом количестве содержатся на высотах 22—27 км, происходит выделение молекулярного кислорода, а следовательно, нарушается фотохимическое равновесие концентрации озона.

На современном этапе развития знаний о сверхзвуковых полетах очень трудно сделать какие-либо конкретные выводы о влиянии выбросов сверхзвуковых самолетов на озонный слой. Однако предварительные исследования метеорологических и химических факторов показали, что очень важно изучить возможность уменьшения концентрации озона вследствие полетов сверхзвуковой авиации, особенно в летний период, когда содержание озона приближается к минимуму, и атмосфера наиболее прозрачна для опасной ультрафиолетовой радиации.



Как мы видим, проблем у сверхзвуковой авиации много. Но никакие трудности и не до конца решенные задачи не в состоянии остановить победного шествия достижений человеческой мысли.

Уже несколько лет совершаются пробные полеты сверхзвуковых авиалайнеров. И не далек день, когда начнется серийное производство этих самолетов и их регулярные полеты. Преимущества сверхзвуковой транспортной авиации очевидны: скорость, высота, простор, экономичность, надежность. Помимо этого, сверхзвуковые самолеты будут являться важным источником получения и потребления метеорологической информации.

Полеты сверхзвуковых транспортных самолетов на высотах 17—22 км — реальность сегодняшнего дня. Однако специалисты многих стран рассматривают возможности полета крылатых летательных аппаратов на любых высотах в пределах атмосферы, включая стратосферу и мезосферу. Овладению атмосферой, естественно, должно предшествовать детальное изучение основных

ее параметров. В этом плане исследование стратосферы, как одного из последовательных этапов к познанию воздушного океана, в настоящее время представляется наиболее актуальным.

В университетах, специальных метеорологических институтах и техникумах нашей страны ежегодно подготавливаются сотни квалифицированных кадров для работы в научно-исследовательских учреждениях Гидрометслужбы СССР. Для осуществления исследовательских работ в области физики атмосферы государство выделяет большие средства.

Усилия ученых-метеорологов направлены на построение стройной теории атмосферной циркуляции и создание надежного расчетного метода прогноза погоды на длительные сроки.

Для получения комплексных данных об атмосфере в период июнь — сентябрь 1974 г. в тропической зоне Атлантического океана, на территории Африки и Центральной Америки был осуществлен уникальный международный тропический эксперимент — «Тропэкс-74». Ученые многих стран, принявшие участие в этом эксперименте, располагали 36 исследовательскими судами, наземными метеорологическими станциями, спутниками (СССР и США). В результате этого крупного международного научного мероприятия программы исследования глобальных атмосферных процессов (ПИГАП) было получено большое количество ценных материалов, которые стали основой для глубокого анализа и всестороннего изучения атмосферной циркуляции в тропосфере и стратосфере тропической зоны, как важной части глобальной циркуляции.

В настоящее время обычным стал прогноз метеорологических элементов в нижней и средней стратосфере, на очереди прогнозирование метеорологических процессов в верхней стратосфере и мезосфере.

Совместные усилия конструкторов-авиаторов и метеорологов обеспечат в недалеком будущем высокие скорости и безопасность полетов на новых сверхвысоких трассах.

12 коп.

Индекс 70076

