

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ
имени А. И. ВОЕЙКОВА

Т Р У Д Ы

ВЫПУСК 189

И С С Л Е Д О В А Н И Е
П О Г Р А Н И Ч Н О Г О С Л О Я
А Т М О С Ф Е Р Ы
С П О М О Щ Ь Ю В Е Р Т О Л Е Т О В
И П Л А Н Е Р О В

Под редакцией
д-ра геогр. наук
П. А. ВОРОНЦОВА

Ленинградский
Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1966

274665

УДК 551.505.001.2 : 629.135.4 + 629.135.15 (061.6)

В сборнике приведены результаты исследований нижних слоев атмосферы, выполненных с помощью вертолетов и планеров сотрудниками ГГО и других организаций. Рассмотрены вопросы методики изучения термиков и некоторые результаты этих исследований. Ряд статей посвящен вопросам изучения турбулентности в горных районах и пустынях Средней Азии с помощью вертолета.

Сборник рассчитан на широкий круг специалистов, занимающихся вопросами физики атмосферы.



СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГОРНЫХ ПОДВЕТРЕННЫХ ВОЛН И НЕКОТОРЫЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ИХ ДИАГНОЗУ И ПРОГНОЗУ

Дается обзор работ, характеризующих современное состояние экспериментальных исследований подветренных волн в горах, и даны критерии для их диагноза и прогноза.

Бурное развитие сети самолетных и вертолетных авиатрасс в горных районах ставит перед гидрометеорологической службой вопросы как изучения процессов, вызывающих развитие горных волн, так и улучшения методики их прогноза. Удовлетворение запросов планерного спорта при полетах в горах также связано с решением аналогичных задач. К сожалению, в данном вопросе наши отечественные исследования пока значительно отстают от зарубежных.

В статье ставится задача дать изложение современного состояния изучения горных подветренных волн, выявить влияние воздушных волн на полеты самолетов, вертолетов и планеров и привести некоторые рекомендации по диагнозу горных волн и вихрей. Следует отметить, что реакция вертолета и самолета на встречающуюся в горах деформацию воздушного потока будет различной и это необходимо учитывать, особенно при прогнозах болтанки.

Обычно при хорошо развитой конвективной турбулентности с развитыми конвективными токами и слабыми скоростями ветра полет на вертолете более спокойный, чем на самолете. В этих условиях перегрузки на вертолете в среднем в 1,5 раза меньше по сравнению с перегрузками самолета. Вызвано это конструктивными особенностями вертолета и в первую очередь значительно меньшей площадью несущего винта по сравнению с площадью крыльев самолета, а также тем, что этот винт имеет упругую конструкцию и установлен на шарнирах, позволяющих автоматически менять угол атаки при изменении лобового сопротивления.

Усиление скорости ветра свыше 7—8 м/сек. и рост его порывистости вызывают прежде всего резкие колебания лобового сопротивления фюзеляжа вертолета, вследствие чего болтанка его возрастает и иногда становится соизмеримой с болтанкой самолета. В этих условиях наряду с болтанкой начинают усиливаться пульсации скорости горизонтального полета, что также осложняет пилотирование вертолета.

Относительно малый запас подъемной силы вертолета по сравнению с самолетом при сильной атмосферной турбулентности и мощных нисходящих потоках может вызвать резкие броски вертолета и полет становится более опасным, чем на самолете. Очевидно, критерии, вызывающие болтанку при полете в горных волнах и вихрях вертолета и самолета, будут отличаться, но качественных сопоставлений пока еще почти не имеется.

Как уже указывалось, экспериментальных исследований подветренных волн в горах у нас в Советском Союзе проведено пока немного и поэтому пришлось в первую очередь использовать зарубежный опыт, изложенный в работах Алака [1], В. Георгии [2], Скорера [3], В. Парчевского [4], Фёрхтготта [5], и данные советских исследователей Ш. А. Мусаеляна [6], А. Ф. Дюбюка и Т. Н. Бибиковой [7], А. А. Дородницына [8] и ряда других исследователей, в частности планериста Л. Газа [9]. Поскольку облачность горных районов часто тесно связана с горными волнами и вихрями, то были использованы также пояснения к Атласу облаков, 1957 г. [10] и к Атласу горных облаков Чехословакии [11]. На эти работы в тексте будут даны ссылки только с указанием номера.

Общие сведения о строении горных волн

Схема строения горных волн и связанной с ними облачности (рис. 1). Длиной волны λ называют расстояние между двумя последовательными гребнями или ложбинами волны. Вихри с горизонтальной осью, развивающиеся в нижних зонах горных волн, называют роторами. Если

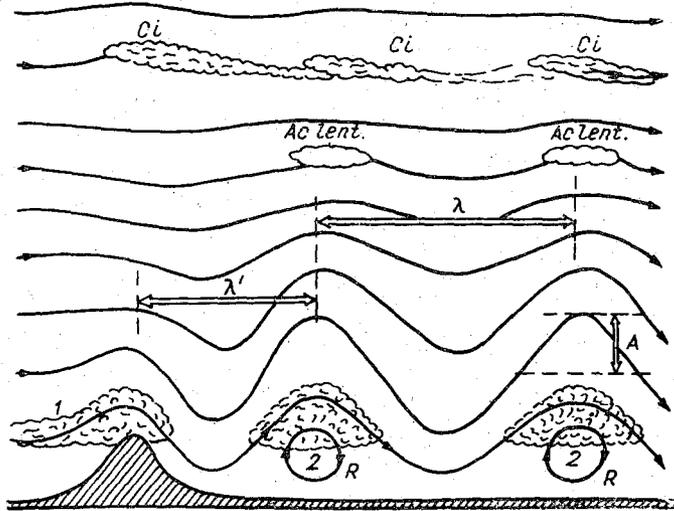


Рис. 1. Схема возмущений воздушного потока над горным препятствием и связанных с ними облачных систем.

λ — длина волны, λ' — длина первой волны, A — амплитуда, R — ротор, 1 — фёновые облака, 2 — облака роторов.

скорость движения волны равна скорости ветра, волны будут стоячими, или стационарными.

Амплитуда подветренных волн A характеризует наибольшие отклонения по вертикали линий тока от ее невозмущенного состояния.

Обычно длина первой волны за горой меньше длины последующих волн. С высотой длины волн обычно возрастают. Внешним признаком наличия волновых возмущений при достаточной влажности является орографическая облачность. Сюда относятся облака на вершине горных хребтов, так называемая облачная фёновая шапка. Ниже по потоку в гребнях роторов развивается роторная облачность.

В гребнях горных волн может развиваться слоисто-кучевая *Sc lent.* и высоко-слоистая чечевицеобразная облачность *As lent.* и в более высоких слоях — перистая облачность. Роторные облака отличаются наличием сильной турбулентности.

Зона влияния горных склонов и возвышенностей может распространяться до больших высот. Согласно работе [4], влияние мелких возвышенностей может достигать $20h$ (h — превышение возвышенности над окружающим районом). Влияние холмов высотой 300 м иногда может достигать 7—10 тыс. м, что прослеживается по развитию над этими холмами орографической перисто-кучевой облачности. Над сравнительно невысокими Скандинавскими горами ($h=2,5$ км) иногда образуется типичная орографическая облачность на высоте около 22 км (перламутровые облака). Хребет Сьерра-Невада в Америке высотой около 4,5—5 км создает воздушные волны такой мощности, что подъемы планеров в этих волнах часто проходят до высот 12—13 км, а рекордный подъем — свыше 14 км.

Теоретические разработки условий образования горных волн. По данному вопросу имеется сравнительно большое число работ с использованием уравнений гидродинамики.

Следует отметить работы советских исследователей Н. Е. Кочина, А. А. Дородницына, И. А. Кибеля, Б. Н. Трубникова и др., за рубежом — Лира, Кенея, Скорера и др.

Наиболее подробно были исследованы условия образования подветренных волн А. А. Дородницыным [8]. Еще в 1938 г. Дородницын создал первую и весьма совершенную по тому времени теорию подветренных волн для атмосферы, в которой температура воздуха с высотой падает, а скорость ветра постоянна.

Целый ряд особенно качественных выводов теории довольно хорошо согласуется с данными наблюдений. Дородницын показал, что устойчивая температурная стратификация благоприятствует образованию волн и предсказал многослойность системы подветренных волн. Он также доказал, что максимальная высота распространения волн конечна. Возникающие над хребтом возмущения должны быть трех видов: а) простое обтекание хребта потоком воздуха; б) возмущения, более или менее быстро и плавно затухающие за хребтом; в) несколько систем подветренных волн, накладывающихся одна на другую. Число этих систем уменьшается при быстром возрастании вертикального температурного градиента.

Следует заметить, что количественные выводы из теории иногда не согласуются с экспериментальными данными, да и сами расчеты весьма трудоемки.

Из зарубежных работ последнего времени представляют значительный интерес работы Скорера [3], позволяющие довольно просто получить диагностические выводы, в общем удовлетворительно согласующиеся с данными наблюдений.

Скорер рассмотрел идеальный, устойчивый, ламинарный и изэнтропический поток, учитывая изменение с высотой температуры воздуха и скорости ветра. Поскольку рассматривались только относительно короткие волны, эффектом вращения Земли пренебрегалось.

После ряда упрощений волнового уравнения Скорер получил значения l^2 в виде

$$l^2 = \frac{g\beta}{v^2} - \frac{1}{v} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}. \quad (1)$$

Здесь v — горизонтальная скорость невозмущенного потока;

$$\beta = \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\gamma_a - \gamma}{T}, \quad (2)$$

где θ и T — потенциальная и абсолютная температуры воздуха, γ_a и γ — адиабатический и фактический вертикальные градиенты температуры, g — ускорение силы тяжести. Функцию β иногда называют статической устойчивостью.

Величина l^2 , называемая параметром Скорера, играет роль критического числа, характер изменения которого по вертикали позволяет судить о возможности существования подветренных волн за горным хребтом. Если параметр Скорера l^2 в каком-либо слое на уровне горного хребта уменьшается с высотой, а выше и ниже этого слоя возрастает, то это указывает на возможность образования волн в слое с минимумом l^2 . Если параметр l^2 с высотой не меняется или мало меняется, то вероятность образования волн мала.

Второй член в выражении (1) $\frac{1}{v} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$ характеризует степень изменения ветрового сдвига с высотой. Этот член равен нулю, если скорость ветра постоянна или равномерно меняется с высотой, и приобретает большое значение только тогда, когда вектор ветра резко и часто меняется с высотой, что наблюдается сравнительно редко. Кроме того, этот член не всегда можно определить с желаемой точностью, используя наблюдения за ветром.

В практической работе при расчетах l^2 обычно учитывается только первый член и тогда

$$l^2 = \frac{g(\gamma_a - \gamma)}{Tv^2}. \quad (3)$$

Пока нет исследований о возможных ошибках из-за неучета члена $\frac{1}{v} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$, хотя и считается, что профиль ветра в процессах волнообразования над пересеченной местностью является одним из наиболее важных факторов.

Согласно теории Скорера, длина горной волны λ заключена между максимальными и минимальными значениями дроби $\frac{2\pi}{l}$

$$\lambda = \frac{2\pi v}{\sqrt{g \frac{\gamma_a - \gamma}{T}}}, \quad (4)$$

поскольку

$$l = \frac{1}{v} \sqrt{g \frac{\gamma_a - \gamma}{T}}.$$

Величина l прямо пропорциональна корню квадратному из статической устойчивости и обратно пропорциональна скорости ветра. Поэтому

большая длина волны должна наблюдаться при сильных ветрах и малой устойчивости и, наоборот, чем меньше скорость ветра и больше устойчивость, тем короче должна быть длина волны.

Из работы Скорера получается также один важный вывод, а именно: величина параметра l сильнее зависит от скорости ветра, чем от статической устойчивости. Это означает, что длина подветренной волны в большей степени определяется изменениями скорости ветра, чем изменениями вертикального температурного градиента.

Из теории Скорера также можно сделать заключение о зависимости амплитуды волны от распределения скорости ветра с высотой. Эта амплитуда существенно зависит от дроби $\frac{v_0}{v_z}$, где v_0 и v_z — скорости ветра на поверхности земли и на некоторой высоте z .

О применении параметра Скорера для диагноза развития подветренных волн будет сказано ниже.

Классификация структуры воздушного потока над горными хребтами. Исходя из теоретических исследований и большого числа экспериментальных данных, Фёрхтготтом [5] была предложена схема строения потока воздуха над горным хребтом. Он нашел, что возмущенный поток, имеющий устойчивую стратификацию и направленный нормально к достаточно длинному хребту, может быть разделен на четыре главных типа в зависимости от профиля скорости ветра.

На рис. 2 приведена схема строения воздушного потока при обтекании горного хребта по Фёрхтготту. Описание типов сделаем по работе [6].

Первый тип — ламинарное течение (рис. 2 а) наблюдается обычно при очень слабых ветрах. Линии тока над горой точно совпадают с профилем горного хребта, причем амплитуда возмущений с высотой быстро затухает. Вниз по течению от препятствий нет никаких возмущений. Вертикальные движения очень слабые и наблюдаются в непосредственной близости к возвышенности.

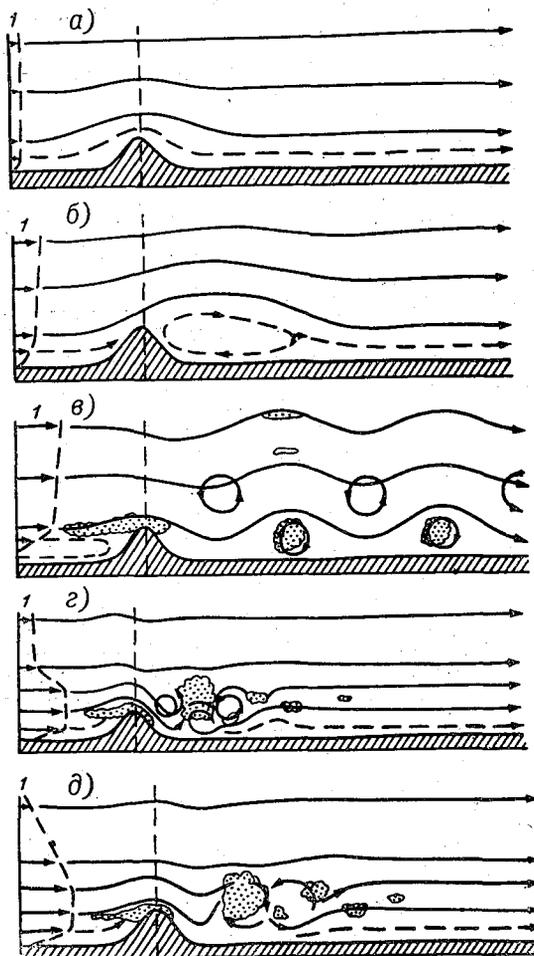


Рис. 2. Классификация Фёрхтготта воздушного течения над хребтами.

а — ламинарное течение, б — течение стоячего вихря, в — волновое течение, г, д — роторные течения. 1 — профиль скорости ветра.

Второй тип — течение стоячего вихря (рис. 2 б). Ветер умеренный. На подветренной стороне препятствий наблюдается неподвижный вихрь с приблизительно горизонтальной осью. Это приводит к тому, что гребень над препятствием смещается вниз по течению. На подветренной стороне склона возникает течение, противоположное основному потоку. Амплитуды единичных волн, порождаемых как бы двойным препятствием (гора и неподвижный вихрь), убывают с высотой.

Третий тип — волновое течение (рис. 2 в). При усиливающихся с высотой сильных ветрах в устойчиво стратифицированной воздушной массе стационарный вихрь на подветренной стороне как бы распадается на систему вихрей, расположенных в два ряда. Происходит это потому, что при наличии подветренного стационарного вихря вниз по потоку от гребня препятствий там, где встречаются оба потока — основной и возвращающийся, создаются благоприятные условия для образования поверхностей раздела. Впоследствии на этих поверхностях раздела образуются волны и течение стоячего вихря переходит в волновое течение.

В потоке воздуха за препятствием образуются две системы замкнутых вихрей с горизонтальной осью. Вихри нижней системы развиваются в гребнях волн и движение в них происходит по часовой стрелке, в вихрях верхней серии — движение в обратную сторону.

Образующиеся в нижних слоях замкнутые вихри действуют на воздушный поток как воздушное препятствие. Это приводит к возникновению на подветренной стороне горного склона системы волн, распространяющихся как по вертикали, так и вниз по течению. По мере удаления от препятствия амплитуды волн затухают. В зоне вихрей движение воздуха турбулентное.

Однако волны на подветренной стороне склона иногда обнаруживаются и при отсутствии вихрей и турбулентности.

Для развития волнового движения необходимо, чтобы скорость в невозмущенном потоке и на уровне горного хребта превышала некоторое минимальное ее критическое значение $v_{кр}$, т. е. $v > v_{кр}$.

Приведем величины $v_{кр}$ для некоторых горных препятствий, полученные эмпирическим путем:

Район	$v_{кр}$, м/сек.
Крымские горы	≈ 8—10
Измтландские горы (Швеция)	≥ 10
Горы Северной Англии	≥ 8
Сьерра-Невада	≥ 12,5

Исследования показали, что $v_{кр}$ прямо пропорционально высоте горы, т. е., чем выше гора, тем больше должна быть необходимая для волнообразования минимальная критическая скорость ветра.

Для орографического волнообразования благоприятными метеорологическими условиями будут:

а) наличие слоя воздуха (до уровня тропосферы), в котором скорость ветра возрастает с высотой или по крайней мере остается постоянной. Величина скорости на уровне горного хребта должна превышать определенную, характерную для данной горной системы скорость $v_{кр}$. Величина $v_{кр}$ хотя и различна для разных горных систем, но находится в пределах 8—13 м/сек.;

б) направление ветра, нормальное к хребту или с отклонением от нормального не более чем на 30°. Направление ветра с высотой должно оставаться приблизительно постоянным;

в) наличие хорошо выраженного устойчивого слоя над препятствием с заметным уменьшением устойчивости выше этого слоя.

Четвертый тип — течение ротора (рис. 2 г) наблюдается при наличии слоя очень сильных ветров, простирающихся над препятствием до высот горного хребта. В этом случае вихри, составляющие два правильных ряда, о которых говорилось выше, усиливаются и приближаются как друг к другу, так и к самому препятствию. Волновая система над вихрями исчезает. Движение принимает турбулентный ха-

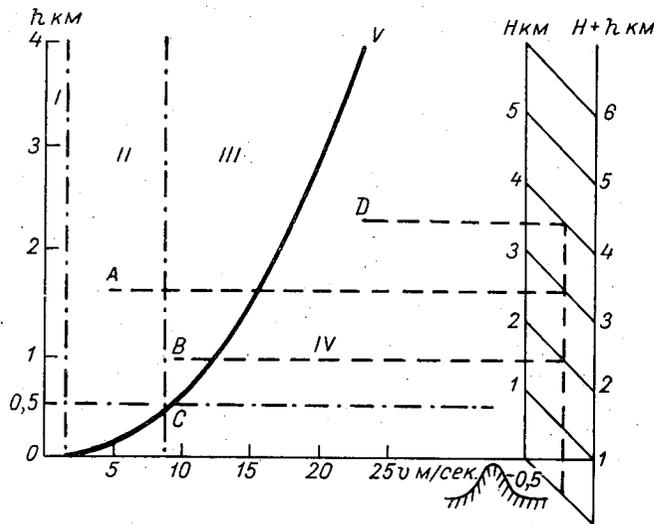


Рис. 3. Номограмма Фёрхтгогга для определения типов воздушных потоков в горных районах.

I — ламинарное течение, *II* — течение стоячего вихря, *III* — волновое течение, *IV* — ротаторное течение, *V* — кривая критической скорости.

рактический. Сильная турбулентность будет встречаться до высот, равных двух-трехкратной высоте горного хребта.

При дальнейшем увеличении скорости ветра (рис. 2 д) качественная картина почти не меняется, происходит лишь рассредоточение отдельных вихрей вниз по потоку.

Скорость ветра, обеспечивающая тот или иной вид потоков воздуха, зависит также от протяженности самого препятствия. Над хребтом высотой 900 м волновое течение возникает при перпендикулярном ветре скоростью 10—12 м/сек. Над одинокой горой такой же высоты возникновение волнового течения возможно лишь при значительно большей скорости ветра.

При переходе от одного типа классификации Фёрхтгогга к другому большое значение имеет так называемая высота «ведущего слоя», т. е. уровень, на котором скорость ветра достигает своего максимального значения (см. профиль ветра на рис. 2 г и 2 д). Считается, что если мощность ведущего слоя меньше высоты горного хребта, то волновое течение переходит в течение ротора.

При дальнейшем уменьшении мощности ведущего слоя все признаки правильных особенностей потока исчезают, уступая место сильно развитой турбулентности.

Фёрхтгогг предложил весьма простую номограмму (рис. 3) для определения типов течения над горным хребтом в каждом конкретном

случае, если известны высота хребта над окружающей местностью h м, скорость ветра v м/сек. и мощность ведущего слоя H м.

По горизонтальной оси графика откладывается скорость потока v м/сек., по вертикальной оси слева — высота препятствия h в км, справа — высота ведущего слоя H км, а рядом дана шкала для $H + h$. Обе шкалы справа служат для того, чтобы по известному значению $H + h$ определить H в каждом конкретном случае.

На номограмме нанесена кривая критических скоростей данного склона, полученная эмпирическим путем на основе анализа наблюдений. Критическая кривая обладает тем свойством, что все точки, лежащие левее этой кривой, указывают на течение, характерное для какого-нибудь из первых трех типов. Точки, лежащие правее этой кривой, указывают на наличие течений, характерных лишь для четвертого роторного типа.

Номограмма построена для горного хребта высотой 0,5 км и данного распределения критической скорости $v_{кр}$. От точки с $h = 0,5$ км проведена прямая, параллельная оси v м/сек., пересекающаяся с кривой $v_{кр}$ в точке C . Точки, лежащие ниже этой прямой и правее критической кривой, указывают на наличие турбулентного потока. Прямая, проведенная через точку C параллельно оси h , отделяет соответствующие течения второго и третьего типов. Ламинарное течение отделяется прямой, проведенной от $v = 2$ м/сек. Например, для $v = 5$ м/сек. и $H = 2,5$ км получается на номограмме точка A , лежащая в области течения второго типа; при $v = 10$ м/сек. и $H = 1,5$ км получается точка B , лежащая в области волнового течения, и, наконец, если $v = 25$ м/сек. и $H = 1,5$ км — точка D , лежащая в области течения ротора.

Хотя номограмма Фёрхтготта подкупает своей простотой и оригинальностью, ее можно рекомендовать для практической работы лишь после тщательной проверки в полевых условиях.

Подводя итоги теоретическим и экспериментальным исследованиям типов течений в зависимости от распределения скорости ветра и температуры воздуха на уровне хребта, можно привести сводную табл. 1.

Таблица 1

Типы течений на подветренной стороне гор

Ветер на уровне хребта	Знак градиента ветра выше хребта	Вертикальный градиент температуры	Характер потока воздуха	Тип по схеме Фёрхтготта
Слабый	≈ 0	$< \gamma_a$	Ламинарное движение	I
Слабый или умеренный	≥ 0	$< \gamma_a$	Устойчиво-вихревое	II
Умеренный или сильный	≥ 0	$< \gamma_a$	Система подветренных волн в сочетании с роторами у земли	III
Сильный	< 0	$< \gamma_a$	Сильно турбулизированный поток (роторное течение)	IV
Сильный	≥ 0 , но в отдельных случаях < 0	$\geq \gamma_a$	Хаотическое движение	

При пользовании данной таблицей необходимо учитывать значения $v_{кр}$.

В схеме Фёрхтготта хаотическое течение не рассматривалось; оно образуется при неустойчивом состоянии атмосферы в основном в дневные часы теплого периода года.

Обтекание воздушным потоком отдельно стоящих гор значительно отличается от обтекания больших горных хребтов.

На рис. 4 дана схема обтекания отдельно стоящей горы. Но никаких систематизаций воздушных потоков в этих условиях не имеется. В условиях устойчивой стратификации большая часть воздушного потока в нижних слоях проходит по сторонам от горы и поэтому следует предполагать большие горизонтальные отклонения линий тока вблизи основания препятствия, тогда как на более высоких уровнях отклонения происходят главным образом в вертикальном направлении. В нижних слоях линии тока расходятся с наветренной стороны горы и возвращаются к своему положению с подветренной стороны. На рис. 4 выделяются три волны, в которых линии тока нижних уровней конвергируют справа и слева с передней стороны и непосредственно с подветренной стороны препятствий.

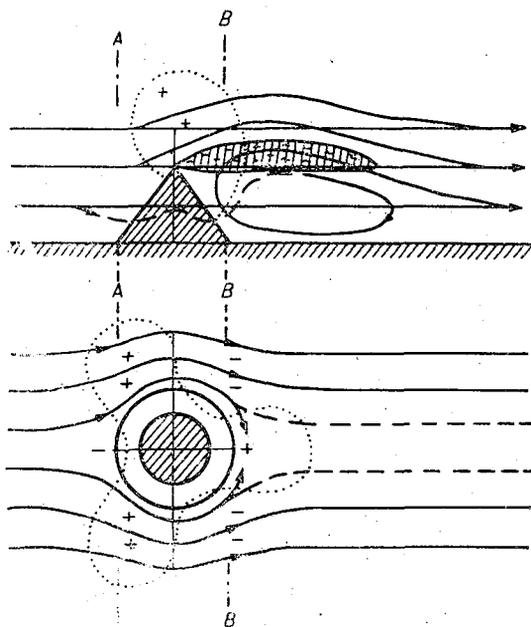


Рис. 4. Вид сбоку и в плане линий потока над коническим холмом по Фёрхтготту. Плюс (+) — восходящий поток, минус (-) — нисходящий поток.

Обратный поток приземного ветра на подветренной стороне изолированных пиков сопровождается образованием обширного вихря, причем тип потока аналогичен течению стоячего вихря по классификации Фёрхтготта. Иногда за горной вершиной образуется облачность, вызванная сходимостью потоков. В некоторых случаях орографические облака имеют форму симметричного воротника, окружающего гору, или форму шапки.

Обтекание воздуха по сторонам изолированной вершины или короткого горного хребта, уменьшая влияние горы на вертикальную деформацию воздушного потока, делает образование волн менее вероятным. Однако образование волн возможно при увеличении скорости ветра, но такие волны должны иметь небольшую амплитуду и сравнительно быстро затухать с удалением от горы.

Волновые движения при фёновых ветрах. Обычно понятие фёна связывается с нисходящими потоками воздуха на подветренной стороне горного хребта, но при этом одновременно образуется и система волн препятствий, как и при обычном обтекании горного хребта. Фёновый поток довольно хорошо определяется по ходу метеорологических элементов как у земной поверхности, так и на некоторой высоте вблизи ее. Поэтому имеется довольно простая возможность, пользуясь назем-

ными и аэрологическими наблюдениями, предусмотреть возможность развития горных волн.

По данным работы В. Георгии [2], можно выделить три типа структуры воздушного потока при фёнах с различными метеорологическими условиями. Эти типы приведены на рис. 5.

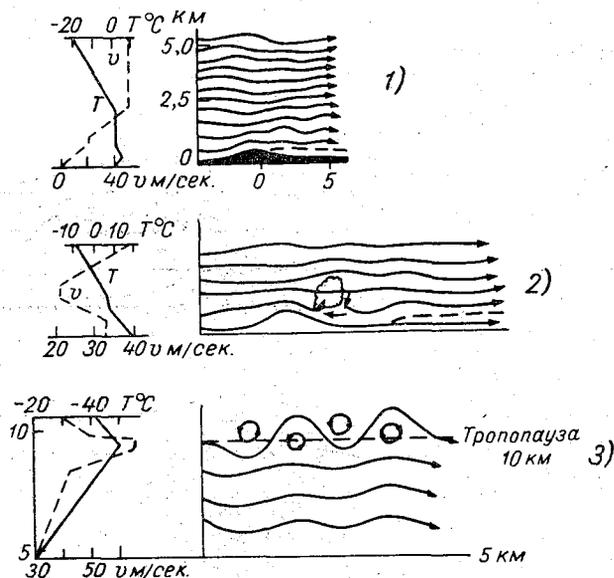


Рис. 5. Различные виды волнового потока при Фёнах, по В. Георгии.

1 — нормальный волновой поток, 2 — волновой поток с вихрями (роторами), 3 — волновые потоки с роторами в слое тропопавузы.

1. Нормальный волновой поток наблюдается при фёне, не проникающем в долину, когда над землей находится слой холодного воздуха. Инверсия на высоте выражена отчетливо, скорость ветра быстро растет с высотой. Следовательно, появляются условия для образования горных волн. Характерным является появление чечевицеобразных облаков.

2. Волновой поток с вихрями (роторами) у земли. В этом случае фён распространяется до земли. Распределение температуры в нижних слоях фёна до инверсии характеризуется неустойчивостью ($\gamma \geq 1^\circ$). Скорость ветра значительная у земли, несколько уменьшается в слое инверсии, а выше снова возрастает. Следовательно, создаются условия, благоприятные для образования вихрей (роторов) у земли. Полет в слое ротора из-за сильной турбулентности требует большой внимательности пилота.

3. В третьей группе при фёнах образуются волновые потоки с роторами в слое тропопавузы.

На рис. 6 приведена схема стационарных волн и роторов у Апеннин за 29 января 1957 г. в слое до 7 км. Позади препятствия на расстоянии 60 км в нижних слоях образовалась система из семи роторных вихрей; в вершинах трех последних роторов наблюдалась облачность. С высотой амплитуды волн уменьшались. Вертикальная скорость на высоте 3,5 км составляла 5 м/сек., на 5 км — 9 м/сек. и на 7 км — 1 м/сек.

Диагноз и прогноз подветренных волн

Далее рассмотрим некоторые рекомендации, учет которых необходим при составлении диагноза и прогноза горных волн.

1. Информация о распределении облачности по трассе.

Синоптику для надежного прогноза подветренных волн необходимо иметь всю получаемую информацию от аэрометеорологической сети, привлекаемой к обслуживанию авиатрассы. В эту информацию в пер-

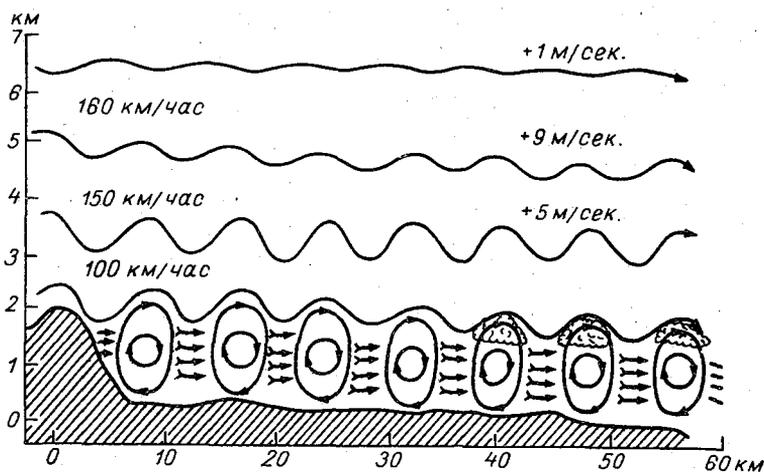


Рис. 6. Стационарные волны и роторы у Апеннин севернее Рима.

вую очередь нужно включать наблюдения за формами облаков, образующихся в горных районах. Формы орографической облачности значительно отличаются от форм облаков, развивающихся над равниной. По внешнему виду облачности можно судить о наличии в атмосфере роторов, волновых движений, конвекции, фёнов и других процессов, связанных с подветренными волнами или указывающих на их отсутствие.

Эту информацию можно получить как от наблюдателей метеостанций, расположенных по трассе или вблизи нее, так и от пилотов, совершающих рейсовые полеты.

Сведения о горной облачности частично приведены в Атласе облаков [10] и особенно подробно изложены в работе [11].

В Атласе горных облаков [11] приведено большое количество цветных и черно-белых фотоснимков облаков в горах Высокие Татры. Эти снимки производились с уровня 1351 км в течение 1937—1943 гг. Наблюдатель, находящийся внизу, как правило, видит только нижнее основание облака и не получает правильного представления об их вертикальных размерах и действительной форме и высоте.

Авторы провели многолетние наблюдения и сделали фотоснимки облаков с разных уровней в профиль, снизу вверх и облаков нижнего яруса сверху вниз. На снимках облаков хорошо выявляются процессы развития горных волн, роторов, фёнов и других форм, имеющих большое значение для пилотирования в горах самолетов, вертолетов и планеров.

Кратко отметим наиболее характерные типы орографической облачности.

Фёновыми облаками называются шапки облаков, образующихся при переваливании масс воздуха через гору и окутывающих ее вершину (см. рис. 1). Обычно с наветренной стороны горы нижняя граница фёновых облаков располагается ниже по сравнению с подветренной стороной. Появление фёна легко определяется по наземным наблюдениям, так как сопровождается резким повышением температуры воздуха, уменьшением относительной влажности и ростом скорости ветра.

Чечевицеобразные и волновые облака (*As lent.*, *Sc lent.* и *Ac und.*) располагаются на подветренной стороне препятствий, иногда над препятствием, но никогда не наблюдаются на наветренной его стороне. Высота их весьма разнообразна и зависит обычно от характера местности, но чаще они возникают на высотах 4—7 км. Над Великобританией, например, чечевицеобразные облака располагаются на высотах от 1,5 до 7,5 км.

Чечевицеобразные облака часто располагаются приблизительно параллельно горному препятствию, а следовательно, перпендикулярны к направлению воздушного потока. Разорванные края чечевицеобразного облака указывают на наличие турбулентного состояния в зоне облака. Например, по наблюдениям в районах южного и горного Крыма, согласно работе [7], *As lent.* довольно часто появляются на побережье Черного моря при северо-западных ветрах, а при южных и юго-восточных ветрах — в районе Куйбышев — Бахчисарай. В преобладающем числе случаев *As lent.* развиваются при устойчивой стратификации и наличии умеренных и сильных ветров. Высота нижнего основания чечевицеобразных облаков в Крыму находится на уровнях 3,5—4,0 км, высота верхнего основания — на 4,5—5,5 км над ур. м. Отмечались случаи системы волновых *As lent.* в виде четырех параллельных хребту полос.

Чечевицеобразные облака долгое время сохраняют почти неизменным свое положение относительно земной поверхности, в то время как кучевые облака обычно с большой скоростью проносятся мимо наблюдателя. Ветер дует через эти «застывшие» облака так, что они непрерывно образуются с наветренного края и рассеиваются с подветренной стороны. Иногда облака приобретают размытые формы, из них выделяются несколько струй.

Обычно первые гряды *As lent.* отстоят от хребта на 6—8 км, иногда удаляются на большие расстояния, до 14 км. Расстояния между соседними параллельными полосами *As lent.* составляли 4,2—11 км.

Облака, возникающие при вихревых движениях с горизонтальной осью, называются роторными. Например, на Южном берегу Крыма эти облака имеют вид разорванно-кучевых с небольшим вертикальным развитием и с разорванными подвижными краями, отдельные детали которых непрерывно исчезают и появляются вновь. Обычно эти облака тесно связаны с располагающимися выше облаками *As lent.* Роторные облака также привязаны к местности — они пульсируют, достигают максимума, исчезают, а спустя некоторое время вновь возникают на том же самом месте.

В работе [7] отмечена также орографическая облачность, развивающаяся при боре. Эта облачность значительного горизонтального протяжения с волнистым облачным валом лежит на плоских вершинах гор. У отдельных горных выступов видны завихрения. Обычно эта облачность сопровождается в Крыму сильными ветрами северо-западного направления, с подветренной стороны при этом наблюдаются разор-

ванно-кучевые облака типа роторных. Вся совокупность облаков является опасной для полетов самолета и вертолета.

Интересны также данные о районах с наличием облаков кучевых форм, указывающих на термодинамическую неустойчивость масс воздуха, при которой упорядоченные волновые движения переходят в хаотическое, сильно турбулизированное движение. Можно еще указать ряд характерных форм орографической облачности, например, облака типа «кошачьего глаза» и «флага», образующихся на подветренной стороне горных вершин, серповидных облаков, развивающихся над отдельными вершинами, и ряд других форм.

Влияние горных хребтов на воздушные течения особенно велико в переходные сезоны, весной и осенью. Максимум случаев с наличием облаков препятствий наблюдается в марте и апреле, несколько меньше в сентябре — октябре и реже всего в июне и июле. Кроме годового хода, эти облака имеют явно выраженный суточный ход с максимумом ночью, вечером и утром и минимумом днем.

2. Информация пилотов об условиях полета по трассе и районах, занятых орографической облачностью, также должна постоянно учитываться синоптиками.

Встречи пилотов с воздушными волнами, даже со слабыми, представляют определенный интерес, так как при изменении синоптической ситуации или в результате суточного хода слабые волны могут усиливаться.

3. Вероятность образования значительных подветренных волн. Прежде всего следует определить возможность образования воздушных волн позади горного хребта.

Как уже указано выше, этот вопрос в настоящее время решается с помощью параметра Скорера l^2 или по номограмме Фёрхтготта. Следует напомнить, что основным критерием появления горных волн является все же критерий Скорера.

Судя по зарубежным данным, в настоящее время имеется возможность давать довольно точные прогнозы атмосферных условий, благоприятных для развития волновых потоков, используя только данные температурно-ветрового зондирования. Для возникновения волн необходимо следующее:

а) ясно выраженный слой устойчивой стратификации воздуха на высотах между 1 и 3 км. Здесь обычно должна наблюдаться инверсия температуры или изотермия. Выше и ниже слоя 1—3 км величины вертикальных градиентов температуры должны быть значительно больше;

б) направление ветра должно быть почти перпендикулярным горной гряде с отклонениями в пределах $\pm 30^\circ$ и мало меняющейся с высотой скоростью.

Пользуясь номограммой Фёрхтготта (см. рис. 3), можно ориентировочно определить тип воздушного потока позади хребта при условии устойчивой стратификации атмосферы.

Более надежные данные получаются из анализа профиля волнового числа l^2 . Если в воздушной массе значения волнового числа l^2 резко уменьшаются с высотой, достигая минимума, а выше снова увеличиваются, то слой с минимальными значениями l^2 и будет зоной, до которой могут образовываться волновые движения;

в) методика расчета числа l^2 .

Для практических целей вычисление величины l^2 обычно делается по слоям через 0,5 км, или 50 мб. При монотонном изменении t° и u м/сек. слой можно брать через 1,0 км, или 100 мб, а в зонах с рез-

кими изменениями $\gamma^\circ/100$ м и v толщину слоев можно уменьшать до 0,25 км, или 25 мб.

По данным температурно-ветрового зондирования строят профили t и v и намечают зоны с возможным образованием подветренных волн. Далее разбивают всю тропосферу на отдельные слои через 0,5 или 1,0 км, исходя из указанных выше принципов распределения t° и v . Участки с наличием инверсий, изотермий, уменьшенных значений, γ или слои с резкими изменениями скорости ветра можно разбивать через 0,25 км. Далее производят расчет среднего в слое вертикального градиента температуры и средней скорости ветра.

Если направление ветра с высотой до уровня 800 мб меняется более 30° , то необходимо пользоваться не фактической скоростью ветра, а вычислением ее компоненты на направление геострофического ветра

$$v_p = v_\phi \sin \alpha,$$

где α — угол между вектором ветра и геострофическим ветром.

При возможности образования облачности в зоне подветренных волн можно пользоваться величиной влажно-адиабатического градиента.

Далее приведем пример расчета параметра Скорера l^2 (табл. 2).

Таблица 2

	H км									
	0,0	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0
t°	7,0	-3,6	-8,6	-10,0	-2,2	-2,2	-10,2	-19,3	-26,2	-33,0
v м/сек.	6,7	8,8	11,2	12,2	12,2	13,8	16,7	17,5	18,2	19,0
$\gamma^\circ/100$ м	1,1	1,0	0,3	-1,6	0,0	0,0	0,8	0,9	0,7	0,7
v м/сек.	8	10	11	12	12	13	15	17	18	19
T°	275	267	265	—	268	271	267	258	250	248
$\gamma_a - \gamma$	-0,3	0,0	0,7	—	2,6	1,0	0,2	0,1	0,2	0,3
v^2	64	100	121	—	144	169	225	289	324	361
l^2	-1,7	0,0	2,2	—	6,8	2,2	0,3	0,1	0,3	0,4

В практике расчета пользуются величиной l^2 , увеличенной в 10^6 для того, чтобы иметь дело с большими числами и брать величины γ для слоев через 100 м,

$$l = \frac{10(\gamma_a - \gamma) 10^6}{T v^2}, \quad (5)$$

где $g \approx 10$.

Профиль l^2 , t и v указывает на благоприятные условия для развития волновых движений в слое от $l^2_{\text{макс}}$ до $l^2_{\text{мин}}$, т. е. от уровня 1,5—2 км до 5 км. В слое с $\gamma > \gamma_a$ до 1—1,5 км движение будет хаотическим, турбулентным. Максимальная амплитуда волн будет наблюдаться под слоем инверсии и должна быстро затухать выше инверсионного слоя.

В реальной атмосфере значения параметра l^2 с высотой почти всегда уменьшаются, поскольку скорость ветра с высотой увеличивается. Это несколько затрудняет использование профиля l^2 для диагноза подвет-

ренных волн. Для этих целей необходимо было бы определить величину обычного уменьшения параметра l^2 по вертикали для случаев, когда невозможно образование волн и когда создаются благоприятные условия для волнообразования.

При некоторых исследованиях было обнаружено, что минимальные значения l^2 наверху при волнообразовании составляют $1/9$ максимальных значений внизу. Величина $1/9$ уменьшения l^2 с высотой не должна пониматься как количественный предел в прогнозировании волн, а дает только ориентировочное представление о величине уменьшения l^2 , которое необходимо для образования волновых ситуаций. Если примененные критерия l^2 показывают, что воздушная масса способна содержать стоячие волны, то следующим шагом должно быть определение вероятности встречи с ними вдоль трассы на участках с наличием подветренных горных склонов. С точки зрения авиации волны будут тогда иметь значение, когда они влияют на безопасность полета самолета или вертолета.

Для этих целей необходимо учитывать следующие факторы.

Структура горных волн. После определения возможности появления подветренных волн необходимо хотя бы ориентировочно выявить количественные характеристики структуры волны:

- а) длину волны λ ,
- б) амплитуду волны A ,
- в) вертикальные движения в волнах.

Первым критерием длины горных волн являются расстояния между грядками $Sc\ lent.$, $Ac\ lent.$, $Ac\ und.$, но пока нет простых методов расчета расстояний между ними. Имеется ориентировочная формула для расчета длины подветренной волны λ , полученная из теории Скорера (уравнение (4)),

$$\lambda = 6,3v \sqrt{\frac{T}{10(\gamma_a - \gamma)}} \text{ м.} \quad (6)$$

Например, при $v = 20$ м/сек., $\gamma = 0,5^\circ$ и $T = 273^\circ$ величина $\lambda = 9,3$ км. Можно считать, что λ увеличивается почти линейно с ростом v м/сек.

Очень важно определить те синоптические ситуации, которые вызывают образование мощных подветренных волн. Самые большие волны образуются над высокими хребтами при наличии сильных ветров. Более короткие волны с большими амплитудами и значительными вертикальными скоростями наблюдаются, как правило, в нижних и средних высотах тропосферы.

Экспериментальных определений длин атмосферных подветренных волн сравнительно много. Приведем некоторые из них.

В работе В. А. Пацаевой [12] приведены результаты измерений горных волн в районе Ташкента с помощью уравновешенных шаровзондов на высотах 9—11 км. Автор отмечает, что ложбины и гребни волн на траекториях различных шаров находятся все время на одном и том же месте по отношению к горному хребту: над вершиной горы — ложбина волн с нисходящими движениями и над долиной — гребень волн с восходящими потоками. У земной поверхности форма таковых линий будет соответствовать рельефу горного хребта. Увеличение скорости ветра над вершиной вызовет падение статического давления в нижележащей части потока и обусловит нарушение статического равновесия между силой вертикального градиента давления и силой тяжести. Результатом нарушения этого равновесия будет развитие вертикальных движений: нисходящих над хребтом и восходящих над горной долиной. Результаты измерений даны в табл. 3.

274665

Амплитуда орографических волн возрастает с увеличением высоты горы и достигает максимума при значениях среднего вертикального градиента температуры в тропосфере, равном $0,53^\circ$ на 100 м. В табл. 3 параметр Скорера l^2 рассчитан для слоев 1—2 км и 10—11 км. Если параметр l^2 в слое над препятствием уменьшается с высотой, то это указывает на наличие волн. Максимум амплитуды волны наблюдается

при отношении $\frac{l_n^2}{l_p^2} = 100$.

Длина волны определялась по траектории как расстояние между двумя гребнями волн. С увеличением скорости ветра и устойчивости увеличивается и длина волны. При скоростях ветра более 200 км/час и очень слабом ветре у поверхности земли длина волны достигает максимального значения, приблизительно равного 33 км.

Вертикальные движения в 90% всех случаев не превышали 4 м/сек. Максимальные значения вертикальных скоростей w могут превосходить 10 м/сек. С ростом скорости потока растут и скорости вертикальных движений над горами.

Следует заметить, что полученные В. А. Пацаевой значения длин горных волн и их амплитуд в общем близки к соответствующим данным других районов, в частности гор Сьерра-Невада. Вычисленные по формуле (3) величины λ довольно хорошо согласуются с фактическими для $\lambda < 25$ км, для $\lambda > 25$ км расхождения получились большими.

Из работы [4] следует, что вдоль гор Карпат и Карконоши волны имеют в среднем длину 7—9 км. Причем их длина увеличивается с возрастанием высоты. Волны, образующиеся вдоль этих горных склонов, удлиняются при увеличении скорости ветра и уменьшаются при ослаблении ветра. Горные цепи, имеющие большие высоты, чем Карпаты, образуют стационарные волны длиной от 10 до 20 км, а в более высоких слоях — волны длиной даже свыше 40 км. У Южного берега Крыма были измерены длины волн от 4,2 до 11 км [7].

Для сугубо ориентировочных прикидок элементов подветренных волн можно использовать составленную Л. Газа [9] для условий чехословацких Татр сводную таблицу волновых потоков разной интенсивности (табл. 4).

Такие таблицы желательно было бы составить для обслуживаемых АМСГ авиатрасс.

Теоретические и экспериментальные исследования вертикальной составляющей скорости ветра в волнах показали, что величина w при достаточно длинном горном хребте может достигать значений скорости основного потока.

Восходящие и нисходящие движения воздуха в горных волнах сопровождаются колебаниями v горизонтальной скорости ветра между гребнем и ложбиной волны. Измерения таких колебаний были проведены в волновых условиях в ряде районов, например, на подветренной стороне горы де-Люр с использованием уравновешенного шара и радиолокатора. Результаты измерений показали колебания скорости ветра от 16 м/сек. в ложбине волны до 26 м/сек. на гребне волны.

Исследованию вертикальных потоков в горах посвящено большое количество работ. Например, бросок вертолета в районе горы Роман-Кош в Крыму показал наличие вертикальных потоков скоростью приблизительно 6—7 м/сек. В Австралии были отмечены вертикальные скорости до 8 м/сек. и более.

Аналогичные исследования показали, что генерируемая горами

Результаты обработки траекторий уравновешенных шаров. Ташкент, сентябрь — октябрь 1961 г.

№ пп.	Направление, град., и скорость ветра, м/сек.		Температура, град.		P. 10 ⁶		Высота H горы, км	Характеристика волны				λ _p км
	1 км	10 км	1 км	10 км	1—2 км	10—11 км		λ км	A км	H км	количество волн	
2	160,04	280,50	23,8	-36,7	4	0,3	3,2	21,0	1,2	9,8	2	22
3	187,02	280,53	24,7	-39,2	30	0,08	3,4	20,0	0,8	11,0	1	
5	003,03	276,59	19,0	-37,7	18	0,13	3,4	31,0	1,2	11,6	2	
6	034,02	276,44	21,6	-36,6	14	-0,04	3,4	30,0	2,4	11,4	1	
8	004,02	275,35	23,3	-36,0	34	0,12	3,6	22,0	1,1	10,3	5	
12	248,02	288,29	17,0	-40,2	2	0,6	3,6	25,0	1,2	9,2	5	
14	279,01	300,36	17,0	-40,1	75	0,6	3,2	26,0	1,6	9,1	3	
16	255,03	248,18	16,5	-45,6	14	0,57	3,2	13,0	0,6	9,5	3	

Структура воздушной волны

Интенсивность волнового потока	Высокие Татры			Низкие Татры			Сьерра-Невада				
	λ км	A _{max} м	±w м/сек.	λ км	A _{max} м	±w м/сек.	λ км	A _{max} м	±w м/сек.	высота гор и направление ветра	
Сильные . . .	10—16	900—1500	7—15	5—8	600—900	5—10	900 м	13—32	800—1200	10—20	≈ 3 км 270°
Средние . . .	6—10	500—900	3—7	3—5	300—600	2—5	180—260°	8—13	300—800	5—10	
Слабые . . .	3—6	200—500	1—3	2—3	100—300	1—2		4—8	100—300	1—5	

Примечание. λ — длина волны, A — максимальная амплитуда, w — вертикальная скорость в гребне волны.

вертикальная составляющая скорости ветра существенно зависит от формы горы и над различными горами ее величина различна.

Существует эмпирическая формула для подсчета вертикальной составляющей скорости ветра в волне w

$$w = \alpha 6,3 \frac{Av}{\lambda}, \quad (7)$$

где α — некоторый коэффициент, зависящий от формы горы и стратификации атмосферы. Величина w прямо пропорциональна амплитуде волны A и скорости ветра v и обратно пропорциональна длине волны λ .

По данным Парчевского [4] в районе Карпат амплитуды волновых движений достигают нескольких сот метров. Средние скорости вертикальной составляющей волновых движений доходят до 3 м/сек. и иногда достигают 4—5 м/сек.

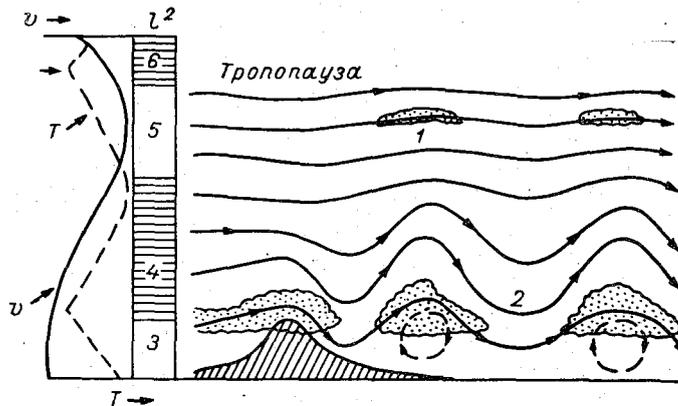


Рис. 7. Схема волнового течения с зависимостью восходящего ветра от длины волны и амплитуды, по В. Георгии.

1 — длинные волны, слабые вертикальные потоки; 2 — короткие волны, сильные вертикальные потоки; 3 — зона хаотических движений; 4 и 6 — зоны l^2 min; 5 — зона l^2 max.

Интересна связь между скоростью ветра над склоном $v_{кр}$ и превышением препятствия относительно окружающей местности h .

h м	150	300	900
$v_{кр}$ м/сек.	4	6	12

Уровень максимальных амплитуд. После определения возможности образования волн со значительными амплитудами можно определить уровень максимальной амплитуды.

Таблица 5

Вид волны	Высота, км	Диапазон $v_{кр}$ м/сек.	Средний диапазон λ км
Нижние местные волны	2—4	8—13	8—15
Волны средней высоты	4—8	13—25	30—50
Высокие волны	> 8	> 25	30—50

Теория показывает, что уровень максимальной амплитуды должен быть вблизи уровня с максимумом l^2 . Синоптик с уверенностью может

предсказать, что уровень максимальной амплитуды должен находиться где-то в слое с наибольшей устойчивостью. Чем яснее выражение устойчивости, тем ближе к этому уровню должна находиться максимальная амплитуда волны. В случае резко выраженной инверсии температуры синоптик может информировать пилота, что волны должны быть наиболее сильными на уровне инверсии и что они будут быстро ослабевать выше этого уровня. Для иллюстрации приведем рис. 7. Иногда можно ожидать нескольких систем волн по вертикали. Это будет в тех случаях, когда вертикальный профиль l^2 показывает более одного максимума. Верхние волны обычно имеют большие длины. Можно привести некоторые средние характеристики воздушных волн в зависимости от высоты их развития (табл. 5).

Наличие струйного течения. Существование струйного течения с большими скоростями ветра и значительным вертикальным ветровым

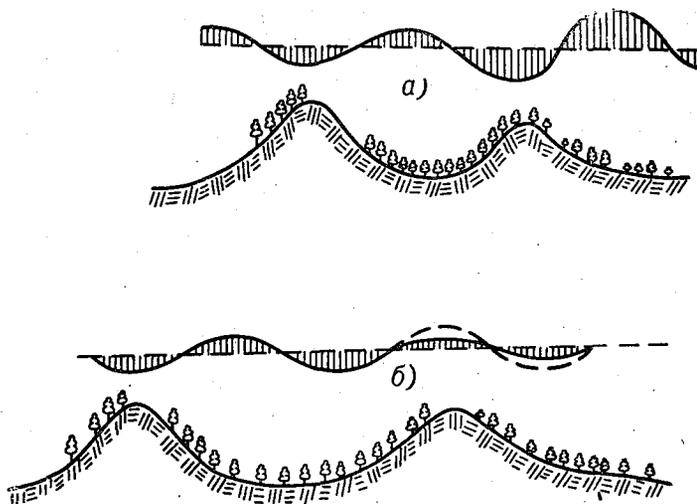


Рис. 8. Пример интерференции волн.
а — усиление волны, б — ослабление волны.

сдвигом является важным фактором в образовании мощных волн, особенно с подветренной стороны таких больших горных систем, как, например, Главный Кавказский хребет или Памир.

Обычно сильные волны наблюдались в тех случаях, когда наверху существовало струйное течение либо непосредственно над станцией, либо на некотором расстоянии, в стороне.

Существование струйного течения не является обязательным условием для образования волн над небольшими горными хребтами. Но иногда серии таких хребтов расположены так, что общий размер территории в целом эквивалентен размерам очень большого горного хребта. В таких случаях наличие струйного течения может при благоприятных условиях способствовать образованию мощной системы волн с большой длиной на верхних уровнях и более короткими волнами в нижних слоях.

Неровности топографии. Обычно горные районы состоят из ряда отдельных горных хребтов. Возмущения, создаваемые каждой по отдельности горой или холмом, будут накладываться на волновой ход. Это отчасти обуславливает сложную схему течения, в которой не будет наблюдаться регулярная смена подъемов и опусканий. Иногда возмущение воздушного потока непосредственно над хребтом может быть

в фазе с подветренными волнами от других возвышенностей и в результате может наблюдаться интерференция волн (рис. 8). В результате этой интерференции волновой процесс может или усиливаться, или ослабевать в зависимости от фазы. Если ложбина волны окажется над следующей возвышенностью, то в связи с засасывающим действием склона наступает усиление волны (рис. 8 а), если над возвышенностью окажется гребень, то произойдет затухание волнового процесса (рис. 8 б). Возможна интерференция нескольких систем волн, порождаемых различными препятствиями.

Вообще трудно предусмотреть результаты наложения последовательных волн. Только опыт работы в данной местности поможет синоптику связать все особенности систем горных волн с орографическими особенностями.

Изменение синоптических условий. При прогнозе волн синоптик должен рассматривать не только состояние атмосферы по данным радиозондирования, но должен также попытаться определить те изменения в воздушных течениях, которые могут оказать влияние на появление и интенсивность волн. Значительные колебания вероятности образования волн часто связаны с приближением и прохождением фронтов. Конечно, невозможно собрать исчерпывающий перечень синоптических ситуаций вместе со связанными с ними последующими волновыми условиями. Однако в некоторых случаях синоптик мог бы предсказать изменение в условиях образования волн, исходя из предполагаемых изменений устойчивости и скорости ветра.

Суточные и сезонные изменения. Суточные изменения, особенно в нижних слоях, и их влияние на возможность образования и интенсивность волн также должны быть приняты во внимание при составлении прогноза волн. Радиационное охлаждение в вечерние часы может вызывать образование волн в это время суток.

Волны, развивающиеся вечером за счет устойчивости нижних слоев, имеют максимальную амплитуду вблизи земли и ослабевают быстро с высотой. Следовательно, они являются важными только для самолетов, летящих сравнительно низко над земной поверхностью.

Синоптик должен учитывать сезонное изменение повторяемости волновых потоков. Чем больше тенденция к устойчивости в нижних слоях атмосферы и чем больше повторяемость ситуаций с ростом скорости ветра, перпендикулярного направлению горного хребта, тем больше должна быть частота образования горных волн.

Другие влияния. Короткопериодные изменения могут вызываться другими факторами, не учитываемыми синоптической ситуацией. Например, имеются случаи, в которых термодинамические условия являются настолько критическими, что даже незначительное изменение скорости и направления ветра и температуры на каком-либо уровне может отразиться на образовании или разрушении волны. Другой тип короткопериодного изменения связан с развитием конвекции в нижних слоях и возможным разрушением волн. Могут быть случаи с внезапным развитием нисходящих движений воздуха на подветренном склоне за счет ливневого дождя, сопровождающихся усилением волнового движения.

Прогноз турбулентности в волнах. Турбулентность в горных волнах бывает наиболее частой и интенсивной под гребнями волн на уровне горных вершин. Эта турбулентность особенно сильна в волнах, создаваемых высокими горами.

Почти всегда наблюдается турбулентность в роторной облачности. Степень турбулентности тем больше, чем более развитыми являются волны.

Прогноз возможности появления и интенсивности турбулентности выше уровня роторного облака является более трудным. До сего времени не найден определенный критерий, позволяющий определить основные факторы, вызывающие образование этого вида турбулентности.

Установлено, что если распределение температуры в воздушном потоке с волнами становится неустойчивым, волны теряют свой характер движения и появляется турбулентность.

Прогноз турбулентности ниже уровня роторного облака можно дать, исходя из тех же принципов, которые применяются при прогнозе для равнинной местности. Причем лучше всего предположить, что турбулентность над горной местностью будет на один порядок больше, чем турбулентность над равнинной частью. Так, если в сильно неустойчивом состоянии ожидается над равниной умеренная турбулентность, то для гор можно добавить: «местами над возвышенностями — сильная».

Ситуациями, при которых турбулентность может быть связана с горным рельефом, являются такие, при которых воздушные массы бывают в потенциальной неустойчивости. Вынужденный подъем воздуха, вызванный горным хребтом, может разрешить неустойчивость и дать начало грозовой активности и связанной с ней турбулентности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Alaka M. Aviation aspects of mountain waves. Technical Note, No 18, 1958, WMO, No 68.
2. Georgii W. Meteorologische Navigation des Segelfluges. Braunschweig, 1959.
3. Scorer R. Theory of airflow over mountains. Quart. j. R. Met. Soc., vol. 75, 1949; vol. 79, 1953; vol. 80, 1954; vol. 81, 1955.
4. Парчевский В. Планеристу о волновых движениях в атмосфере. Изд. ДОСААФ, Москва, 1957.
5. Förlchtgott Z. Wave streaming in the lee of mountain ridges. Bull. Met. Czech. Prague, vol. 3, 1949.
6. Мусаелян Ш. А. Волны препятствий в атмосфере. Гидрометеиздат, Л., 1962.
7. Дюбюк А. Ф., Бибилова Т. Н. Условия образования облачности в зависимости от орографии. Труды ГГО, вып. 171, 1965.
8. Дородницын А. А. Влияние рельефа земной поверхности на воздушные течения. Труды ЦИП, вып. 21, 1950.
9. Л. Газа. Волновой высотный лагерь в Татрах. Ж. «Крылья Родины», № 9, 1961 (на чеш. яз.).
10. Атлас облаков. Гидрометеиздат Л., 1957.
11. Бечварж, Шимак. Атлас горных облаков. Прага, 1953 (на чеш. яз.).
12. Пацаева В. А. Исследование орографических возмущений атмосферы с помощью уравновешенных шаров-зондов. Труды ЦАО, вып. 59, 1964.

К ИССЛЕДОВАНИЮ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ С ПОМОЩЬЮ ПЛАНЕРОВ

Рассматриваются вопросы возможности использования планера для изучения атмосферной турбулентности. Приводятся результаты научно-исследовательских полетов на планере «Бланик», в частности средние и максимальные значения вертикальных перегрузок, величины вертикальных пульсаций скорости ветра, кривые спектральной плотности распределения перегрузок. При вычислении спектра перегрузок применен метод М. В. Николаевой, основанный на использовании интерполяционных полиномов для аппроксимации части подынтегральной функции. Основные расчеты выполнены на электронно-вычислительной машине «Урал-4».

В последние годы для изучения атмосферной турбулентности все чаще и чаще стал применяться планер. Достаточно указать, что применение планера является оправданным с точки зрения дешевизны метода исследования, простоты расчета и учета изменения ряда характеристик, связанных с применением планера. В частности, в отличие от самолета и вертолета, величина удельной нагрузки на крыло планера остается постоянной, так как полет его не связан с расходом горючего. Другим не менее важным преимуществом является легкость конструкции планера и малые размеры. Эти качества делают его более чувствительным к мелкомасштабным турбулентным возмущениям.

Краткая теория вопроса

Известно, что наиболее типичными видами полета планера является полет по прямой линии и полет по спирали. При отсутствии атмосферной турбулентности и вертикальных токов такие полеты проходят без перегрузок или при минимальных их значениях. В случае сильной атмосферной турбулентности планер испытывает иногда большие перегрузки, которые в отдельных случаях приводят к разрушению конструкции.

Составляющие продольной и поперечной перегрузок планера обычно невелики и примерно на 1—1,5 порядка меньше, чем вертикальная составляющая перегрузки n_y .

При проектировании конструкции планера определяется предельно допустимая величина вертикальной составляющей перегрузки планера. Для современных конструкций эта величина не превышает $n_{y \max} \approx 8$. При дальнейшем превышении перегрузки наступает разрушение конструкции планера.

Отношение величины перегрузки, при которой наступает разрушение n_y^p , к максимально допустимой эксплуатационной перегрузке называют коэффициентом безопасности λ

$$\lambda = \frac{n_y^p}{n_{y \max}^a} \quad (1)$$

Величина коэффициента безопасности для планера принимается равной 1,5—2,0.

Для описания возмущений полета планера под влиянием порывов ветра можно воспользоваться системой дифференциальных уравнений, предложенных М. И. Юдиным для самолета. С учетом изменений положения рулей, вызванных реакцией пилота на отдельные броски планера, следуя А. С. Дубову [4], запишем систему уравнений в виде:

$$\left. \begin{aligned} \frac{d\varphi_1}{dt} + a_{11}\varphi_1 + a_{12}\varphi_2 + a_{13}\varphi_3 &= a_{11}u_1 + a_{12}u_2 \\ \frac{d\varphi_2}{dt} + a_{21}\varphi_1 + a_{22}\varphi_2 - a_{23}\varphi_3 &= a_{21}u_1 + a_{22}u_2 \\ \frac{d^2\varphi_3}{dt^2} + a_{44} \frac{d\varphi_3}{dt} + a_{41}\varphi_1 + a_{42}\varphi_2 - a_{43}\varphi_3 &= a_{41}a_1 + \\ &+ a_{42}u_2 + b_{43} \frac{du_2}{dt} + m_0\delta \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

где φ_1 , u_1 , φ_2 и a_2 — пульсации горизонтальных (индекс 1) и вертикальных (индекс 2) скоростей планера и ветра соответственно,

φ_3 — угол тангажа,

a_{ij} — постоянные коэффициенты, зависящие от аэродинамических и конструктивных характеристик планера и от режима основного полета,

δ — отклонение руля высоты,

t — безразмерное время.

А. С. Дубов при рассмотрении системы (2) вводит приближение, которое выражается пренебрежением членами, характеризующими горизонтальное движение.

Далее, исключая φ_3 и вводя в рассмотрение вертикальную перегрузку $n_2 = \frac{d\varphi_2}{dt}$, после соответствующих преобразований он получает уравнение

$$u_2'' + \sigma u_2' = a_0 n_2'' + a_1' n_2' + a_2 n_2 + a_3 \delta, \quad (3)$$

где a_i и σ — аэродинамические и конструктивные характеристики планера. Штрихи обозначают дифференцирование по времени.

Решение уравнения (3), полученное А. С. Дубовым, с точностью до произвольной постоянной, которая может быть определена из условий равенства нулю средней величины вертикальных порывов на участке полета, можно записать в виде

$$u_2 = \frac{1}{\sigma} \int_0^t [a_2 n_2(\tau) + a_3 \delta(\tau)] d\tau + a_0 n_2(t) - \frac{1}{\sigma} \int_0^t [(a_2 - a_1\sigma + a_0\sigma^2) n_2(\tau) + a_3 \delta(\tau)] t^{-\sigma(t-\tau)} d\tau, \quad (4)$$

Выражение (4) позволяет производить расчет величин порыва ветра по записям вертикальных перегрузок центра тяжести на управляемом планере. Влияние усилий летчика на руль высоты исключается путем привлечения к расчетам записей отклонения руля высоты.

При практических полетах на планере с целью исследования атмосферной турбулентности полет производится с «зажатой ручкой» или

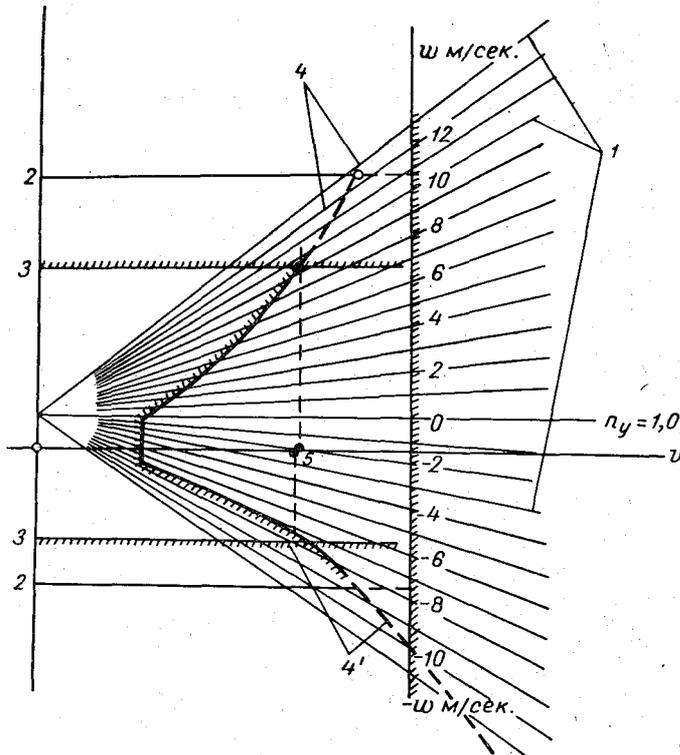


Рис. 1. Номограммы для определения перегрузок планера при воздействии вертикальных потоков.

1) Зависимость n_y от v при разных w , 2) разрушающая перегрузка, 3) эксплуатационная перегрузка, 4) $n_y = 1 + 57,3 \frac{C_y^{\alpha_0} \rho w v}{2 G}$, 4') $n_y \min = \frac{C_y \min q S}{G}$,

5) v_{\max} — безопасная скорость, 6) срыв в штопор.

с минимальным вмешательством летчика в управление планером, необходимым только для обеспечения безопасности полета. Поэтому в таких случаях обычно для расчетов используют известное соотношение

$$u_2 = \frac{(n_y \pm 1) G}{28,65 C_y^{\alpha_0} \rho v F}, \quad (5)$$

где $C_y^{\alpha_0}$ — производная коэффициента подъемной силы по углу атаки;

ρ — массовая плотность воздуха на высоте полета;

v — воздушная скорость полета планера;

G — вес конструкции;

F — площадь несущих поверхностей;

u_2 — величина вертикального порыва ветра, м/сек.

При рассмотрении вертикального потока с постепенным нарастанием вертикальной скорости до значения ω соотношение для перегрузки планера, следуя работе [3], можно записать в виде

$$n_y = 1 + \frac{u_2 v}{Hg} \left(1 - l^{-28,65} \frac{C_y^{\alpha} \rho g H}{G} \right), \quad (6)$$

где g — ускорение силы тяжести,

H — длина участка с нарастанием скорости вертикального порыва до значения u_2 .

Для определения перегрузок планера при воздействии вертикальных потоков обычно используются специальные номограммы, которые строятся для каждого типа планера. Такая типовая номограмма представлена на рис. 1.

Исходный материал, методика обработки и результаты исследования

Для выполнения настоящей работы были использованы материалы специальных исследовательских полетов, которые проводились на учебно-тренировочном планере «Бланик» (Чехословакия) (рис. 2).

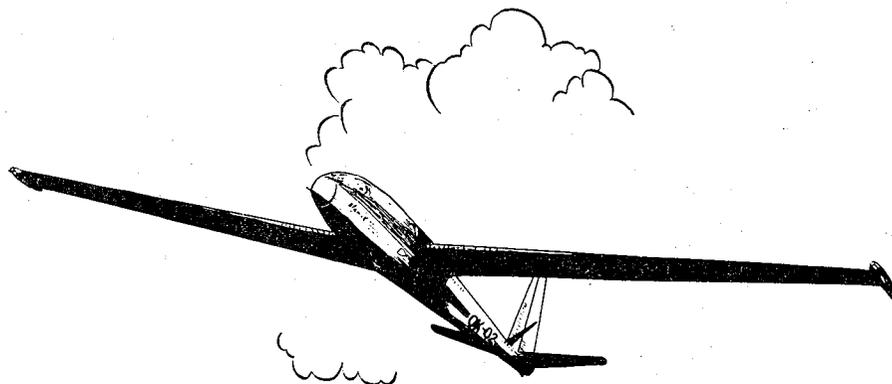


Рис. 2. Общий вид планера «Бланик» в полете.

Планер «Бланик» (L-13) — свободнонесущий высокоплан, предназначен для обучения на всех ступенях, начиная с элементарного и вплоть до специального обучения в слепом полете высшего пилотажа, в ночных полетах и для нормального активного планирования. В отличие от других типов, L-13 оборудован современной измерительной аппаратурой, позволяющей контролировать режим полета. Кроме того, на борту планера при необходимости можно устанавливать специальные исследовательские приборы и установки, общий вес которых не должен превышать 200 кг, включая вес переносных кислородных дыхательных приборов.

Двухместный вариант L-13 может быть широко использован для исследовательских целей.

Некоторые технические данные планера «Бланик» (рис. 3):

Длина	8,40 м
Наибольшая ширина	0,62 м
Наибольшая высота	1,14 м
Площадь крыла	19,15 м ²

Средняя аэродинамическая хорда (САХ) . . .	1,253 м
Удлинение крыла	13,70 м
Максимальная нагрузка поверхности	26,1 кг/м ²
Нормальная нагрузка поверхности	24,6 кг/м ²
Центровка САХ в %	26,3

Для производства исследования планер был оборудован установками, регистрирующими вертикальную и горизонтальную скорости полета, высоту и вертикальные перегрузки. Запись результатов произво-

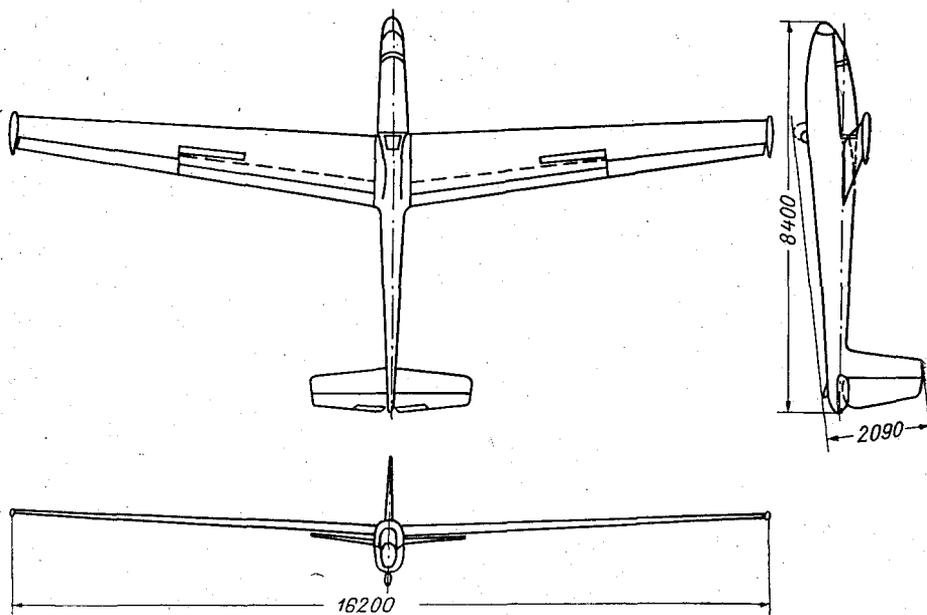


Рис. 3. Основные геометрические данные планера «Бланик».

дилась на осциллограмму самолета СД-51. На борту планера присутствовал научный сотрудник, который управлял работой исследовательских приборов и вел визуальные наблюдения, записывая в бортовой журнал.

Полет планера проводился по спирали, но с достаточно большим «диаметром». Для анализа в данной работе использованы материалы исследований, полученные во время трех полетов (табл. 1). Высота полета в среднем не превышала 2200 м и только 3 июля 1963 г. планер достиг высоты 2780 м.

При полете в термиках почти все типы планеров испытывают достаточно большие перегрузки, которые, как было показано ранее, зависят от ряда аэродинамических характеристик. Величины перегрузок планера «Бланик» в данном исследовании изменялись от 0,10 до 0,98 g (табл. 2). Такие значения Δn , которые испытывал планер, следует признать большими по отношению к перегрузке, обычно испытываемой легкими самолетами. Максимальные значения Δn достигали больших величин, в частности, во время полета 16 июля 1963 г. на высоте 1020 м отмечена перегрузка Δn , равная 1,24 g . Повторяемость перегрузок планера «Бланик» в слое 0—2500 м приведена в табл. 2.

Таблица 1

Исходные данные исследования и результаты расчета u_2

Высота полета, м	v_1 км/час	v_{n_1} м/сек.	$\overline{\Delta n}/$	$\Delta n/\max$	$\overline{u_2}/$	u_2/\max	Высота полета, м	v_1 км/час	v_{n_1} м/сек.	$\overline{\Delta n}/$	$\Delta n/\max$	$\overline{u_2}/$	u_2/\max
3 июля 1963 г. 14 00—15 00							21 августа 1963 г. 14 50—17 50						
1020	63,6	0,9	0,37	0,65	1,78	3,12	1740	109,0	1,4	0,32	0,45	0,96	1,35
1330	77,3	0,7	0,25	0,49	1,01	1,97	1740	113,0	1,5	0,56	0,74	1,62	2,14
1330	81,6	0,8	0,60	0,84	2,32	3,24	1840	91,0	1,0	0,58	0,77	2,09	2,76
1125	72,8	0,7	0,32	0,52	1,36	2,21	1530	184,0	3,6	0,32	0,47	0,37	0,53
920	77,3	0,7	0,38	0,67	1,49	2,63	1740	106,3	1,3	0,60	0,86	1,86	2,66
1225	72,8	0,7	0,34	0,61	1,44	2,58	920	114,4	1,6	0,58	0,74	1,53	1,95
1020	68,3	0,8	0,25	0,49	1,12	2,19	1020	117,2	1,6	0,98	1,24	2,54	3,21
920	97,2	1,1	0,37	0,65	1,15	2,02	920	92,6	1,0	0,41	0,59	1,33	1,92
1125	72,8	0,8	0,33	0,59	1,40	2,50	920	109,2	1,4	0,62	0,84	1,75	2,38
1125	104,5	1,3	0,24	0,44	0,70	1,29	920	95,5	1,0	0,37	0,62	1,17	1,97
410	81,6	0,8	0,34	0,62	1,19	2,18	1740	109,2	1,4	0,29	0,59	0,87	1,77
410	63,6	0,9	0,36	0,67	1,62	3,01	1840	106,3	1,3	0,80	1,02	2,46	3,14
2780	118,0	1,7	0,71	0,98	2,15	2,97	1840	100,0	1,2	0,56	0,71	1,83	2,32
920	74,6	0,7	0,60	0,79	2,42	3,19	1330	141,9	2,6	0,56	0,74	1,23	1,64
410	129,3	2,0	0,85	1,19	1,88	2,64	1020	154,8	3,1	0,61	0,83	1,20	1,63
204	100,0	1,2	0,33	0,59	0,92	1,64	610	118,3	1,7	0,30	0,59	0,74	1,45
16 июля 1963 г. 15 30—18 06							610 100,0 1,2 0,60 0,79 1,74 2,29						
1840	112,7	1,5	0,81	1,05	2,35	3,05	1330	96,2	1,0	0,18	0,44	0,58	1,42
1940	88,2	0,9	0,62	0,81	2,35	3,07	1330	113,8	1,5	0,21	0,49	0,58	1,36
1430	81,0	0,8	0,25	0,49	0,96	1,89	920	92,5	1,0	0,53	0,89	1,74	2,92
1220	90,9	1,0	0,63	0,84	2,13	2,86	1020	109,0	1,4	0,53	0,89	1,48	2,50
1940	81,8	0,9	0,37	0,65	1,51	2,65	820	120,2	1,7	0,08	0,15	0,20	0,37
1730	79,2	0,8	0,38	0,68	1,57	2,81	920	100,0	1,2	0,76	1,04	2,29	3,14
2040	109,2	1,4	0,36	0,62	1,10	1,89	820	91,0	1,0	0,17	0,36	0,55	1,18
2140	102,0	1,2	0,62	0,81	2,07	2,70	410	100,0	1,2	0,27	0,59	0,76	1,67
2240	106,3	1,3	0,80	1,00	2,55	3,18	200	118,2	1,6	0,78	1,04	1,85	2,47
1630	103,3	1,2	0,35	0,61	1,08	1,88	310	105,7	1,3	0,60	0,89	1,61	2,39
1730	99,0	1,2	0,35	0,61	1,16	2,03	820	105,7	1,3	0,51	0,74	1,43	2,08
1630	106,3	1,3	0,64	0,89	1,91	2,65	610	113,8	1,5	0,20	0,36	0,51	0,93
1840	104,7	1,3	0,63	0,83	1,97	2,61	1020	97,2	1,1	0,76	1,19	2,40	3,72
1840	96,1	1,0	0,35	0,62	1,19	2,19	1330	100,0	1,2	0,43	0,74	1,33	2,29
1630	116,3	1,6	0,31	0,56	0,85	1,54	1020	109,0	1,4	0,10	0,22	0,30	0,60
1840	89,3	0,9	0,37	0,67	1,36	2,47	2140	237,0	3,6	0,47	0,47	0,68	1,07

Таблица 2

Повторяемость (%) средних и максимальных перегрузок планера „Бланик“

	Перегрузки в долях g										число случаев
	0,3	0,31—0,40	0,41—0,50	0,51—0,60	0,61—0,70	0,71—0,80	0,81—0,90	0,91—1,00	1,01—1,10	1,10	
$\overline{(\Delta n)}$	20,0	30,8	4,6	18,4	10,8	10,8	3,1	1,5			65
$(\Delta n)_{\max}$	3,1	3,1	12,3	12,3	21,6	15,3	18,4	3,1	6,2	4,6	65

Максимальная повторяемость средних значений Δl определяется градациями от 0,31 до 0,40 g и равна 30,8%. Наибольшая повторяемость (21,6%) максимальных перегрузок приходится на градацию 0,61—0,70 g. Если в случае средних значений перегрузок в 73,8% отмечается повторяемость до 0,60 g, то при максимальных значениях Δl наибольшее число случаев (81,9%) отмечается в пределах градаций от 0,41 до 0,91 g.

Таким образом, при обычных условиях полета планера «Бланик» наблюдаются достаточно большие значения перегрузок, во всяком случае большие, чем обычно регистрируемые при полетах легкомоторных самолетов.

Представляет интерес сравнить величины, испытываемые другими типами планеров. Так, по данным чехословацкого исследователя Л. Газа [7] при полете планера в роторных вихрях перегрузки колеблются от +2,6 g до -1,2 g. Этим же автором при полетах на планере «Муха-100А» получены данные, которые приведены в табл. 3.

Таблица 3

Значения перегрузок планера „Муха-100А“, по Л. Газа [7]

	Термики		Роторные вихри		Фигуры высшего пилотажа	
Величины перегрузок в долях g	1,7	2,3	3,5	4,0	5,0	6,0
Число случаев	345	119	31	25	9	2

Данные табл. 3 показывают, что в термиках максимальные перегрузки планера «Муха-100А» не превышают значения Δl , равного 1,7 g, при полетах в роторных вихрях величина перегрузки резко возрастает, хотя и остается меньше расчетной перегрузки для этого типа планера.

С помощью соотношения (5) был выполнен расчет вертикальной компоненты пульсации скорости ветра. Результаты расчета приведены в табл. 4.

Учитывая то, что полеты планера в основном проходили в условиях при наличии термиков, данные табл. 4 в какой-то мере могут характеризовать вертикальные пульсации в них. Значения величин u_2 изменялись в относительно небольших пределах (0,30—2,54 м/сек.). Максимальные значения u_2 доходили до 3,72 м/сек. Распределение средних и максимальных значений вертикальных пульсаций скорости ветра по слоям приведено в табл. 4.

Таблица 4

Распределение средних и максимальных значений вертикальных пульсаций скорости ветра по данным полетов планера „Бланик“

	Слой, м						
	≤ 400	401—800	801—1200	1201—1600	1601—2000	2001—2400	≥ 2401
(\bar{u}_2) м/сек.	1,13	1,35	1,44	1,20	1,60	1,66	2,15
$(u_2)_{\max}$ м/сек.	2,23	1,96	2,15	1,85	2,40	2,53	2,97

По данным расчета \bar{u}_2 растет по величине с высотой, достигая в слое 801—1200 м значения 1,44 м/сек. Затем отмечается некоторый спад вертикальных пульсаций в слое 1201—1600 м, который может быть объяснен наличием в дни полетов кучевых облаков, нижняя граница которых и определялась высотами этого слоя. При входе в облака вертикальные пульсации, а вместе с ними перегрузки планера резко возрастают. Это хорошо подтверждается данными табл. 4 и данными, отмеченными ранее в работе [2].

Такая же закономерность изменения \bar{u}_2 с высотой наблюдается, если рассматривать изменения максимальных значений $u_{2 \max}$ (табл. 4), некоторым исключением из этого является слой ≤ 400 м, где отмечались наибольшие отдельные значения $u_{2 \max}$ в слое до 1601 м. Установить причины этого факта, к сожалению, не удастся из-за ограниченности исходного материала.

Спектральная плотность распределения перегрузок центра тяжести планера

Теоретическому исследованию динамики полета планера и определению перегрузок, действующих на планер при полете в неспокойном воздухе в предположении непрерывности атмосферной турбулентности, т. е. в предположении, что скорость порывов есть непрерывная функция времени, уделялось до настоящего времени мало внимания. Такое положение объясняется тем, что аналитическое описание случайных возмущений является слишком сложным для практического применения; кроме того, имеется недостаточно данных относительно поля скоростей атмосферной турбулентности, что объясняется, главным образом, трудностями, связанными с измерением этих скоростей. Почти все результаты измерений на планере, исключая исследования [6], проводимые для получения данных о порывах ветра, и большинство методов анализа поведения планера в неспокойном воздухе основаны на определении реакций планера на простые, дискретные порывы. При разработке методов определения расчетной нагрузки планера обычно также придерживаются аналогичной методики. Следует отметить, что этот метод оказывается весьма полезным при решении ряда практических задач, которые ограничиваются определенной областью исследования. Поэтому возникает необходимость в получении ряда важнейших характеристик «нагружения» конструкции планера, которые раскрывали бы спектр распределения перегрузок планера.

В течение нескольких последних лет достигнуты некоторые успехи в области более полного определения характеристик поля скоростей атмосферной турбулентности и в области анализа полета самолета и действия перегрузок при полете в непрерывно неспокойном воздухе [4, 6, 7]. Такой успех оказался возможным благодаря разработке математических методов для изучения случайных функций с помощью обобщенного гармонического анализа. Естественно, что эти методы могут быть использованы для изучения атмосферной турбулентности с помощью планера.

Наличие непрерывной записи перегрузок планера «Бланик» позволяет произвести расчет спектральной плотности распределения перегрузок. Вычисления этой величины связаны со взятием интеграла спектральной плотности

$$S_{\Pi}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} R(\tau) \cos \omega\tau d\tau. \quad (7)$$

Наличие в подынтегральном выражении осциллирующей функции усложняет взятие квадратур. Для интегрирования выражения (7) воспользуемся методом, предложенным М. В. Николаевой [5].

Метод Николаевой основан на использовании интерполяционных полиномов для аппроксимации части подынтегральной функции при вычислении некоторых типов интегралов от осциллирующих функций.

Следуя [5], рассмотрим интеграл

$$\Phi(\alpha) = \int_a^b f(x) \varphi(\alpha, x) dx, \quad (8)$$

где $\varphi(\alpha, x)$ — осциллирующая функция.

$$|\varphi(\alpha, x)| \leq 1. \quad (9)$$

При небольших значениях параметра α интеграл $\Phi(\alpha)$ вычисляется по обычным формулам механических квадратур, но если значение α велико, это становится затруднительным, так как через каждый промежуток $\Delta x = \frac{\pi}{\alpha}$ множитель $\varphi(\alpha, x)$ изменяет знак. Учитывая эти соображения, можно при помощи интерполяционных полиномов аппроксимировать не всю подынтегральную функцию, а только лишь не зависящий от параметра α множитель $f(x)$. Тогда интеграл (8) можно переписать в виде

$$\Phi(\alpha) = \int_0^1 f(z) \varphi(\alpha, z) dz, \quad (10)$$

где допускается, что функция $f(z)$ может быть достаточно точно аппроксимирована на промежутке $(0,1)$ полиномом n -й степени $P^{(n)}(z)$, совпадающим с $f(z)$ в $(n+1)$ равностоящих узлах интерполяции $0, \frac{1}{n}, \frac{2}{n}, \dots, \frac{j}{n}, 1$. Тогда

$$\int_0^1 f(z) \varphi(\alpha, z) dz \approx \int_0^1 P^{(n)}(z) \varphi(\alpha, z) dz. \quad (11)$$

При этом погрешность в основном определяется порядком точности аппроксимации функции $f(z)$ полиномом $P^{(n)}(z)$.

Значение этого интеграла можно выразить через ординаты Y_j в узлах интерполяции, т. е. представить этот интеграл в виде

$$\int_0^1 P^{(n)}(z) \varphi(\alpha, z) dz = A_0 Y_0 + A_1 Y_1 + \dots + A_n Y_n. \quad (12)$$

Коэффициенты A_j не зависят от значений Y_j , а значит, и от вида полинома $P^{(n)}(z)$. Они должны быть определены так, чтобы формула (10) была справедлива для любого полинома $P(z)$ степени, меньшей или равной n . Для этого достаточно, чтобы она была справедлива для полиномов $P(z) = 1, z, z^2, \dots, z^n$.

Обозначая через

$$N^{(i)} = \int_0^1 z^{(i)} \varphi(\alpha, z) dz, \quad (13)$$

можно увидеть, что при $P(z) = 1$ все $Y_j = 1$ и

$$N^{(0)} = A_0 + A_1 + A_2 + \dots + A_j + \dots + A_n. \quad (14)$$

При $P(z) = z^{(i)}$ имеем $Y_0 = 0$ и все остальные $Y_j = \frac{j^{(i)}}{n^i}$, поэтому

$$N^{(i)} = \frac{1}{n^{(i)}} A_1 + \frac{2^{(i)}}{n^{(i)}} A_2 + \dots + \frac{j^{(i)}}{n^{(i)}} A_j + \dots + A_n. \quad (15)$$

В результате получаем следующую систему уравнений:

$$\begin{aligned} A_0 + A_1 + A_2 + \dots + A_j + \dots + A_n &= N^{(0)}, \\ A_1 + 2A_2 + \dots + jA_j + \dots + nA_n &= nN^{(1)}, \\ A_1 + 4A_2 + \dots + j^2A_j + \dots + n^2A_n &= n^2N^{(2)}, \\ &\dots \dots \dots \\ A_1 + 2^n A_2 + \dots + j^n A_j + \dots + n^{(n)} A_n &= n^{(n)} N^{(n)}. \end{aligned} \quad (16)$$

Решая эту систему уравнений, Николаева получила для $n=0, 1$ и 2 следующие значения коэффициентов:

$n = 0$ (прямоугольник)	$A_0 = N^{(0)}$
$n = 1$ (трапеция)	$A_0 = N^{(0)} - N^{(1)},$ $A_1 = N^{(1)},$
$n = 2$ (парабола)	$A_0 = N^{(0)} - 3N^{(1)} + 2N^{(2)},$ $A_1 = 4(N^{(1)} - N^{(2)}),$ $A_2 = 2N^{(2)} - N^{(1)}.$

Известно, что любые пределы интегрирования (c, d) можно привести к пределам $(0, 1)$ подстановкой

$$x = c + (d - c)z. \quad (17)$$

С учетом этого соотношения можно записать

$$\begin{aligned} \int_c^d f(x) \varphi(\alpha, x) dx &\approx \int_c^d P^{(n)}(x) \varphi(\alpha, x) dx = (d - c) \times \\ &\times \int_0^1 P^{(n)}[c + (d - c)z] \varphi\{\alpha_1 [c + (d - c)z]\} dz = (d - c) \times \\ &\times (B_0 Y_0 + B_1 Y_1 + B_2 Y_2 + \dots + B_n Y_n). \end{aligned} \quad (18)$$

Коэффициенты B_j находятся из системы уравнений, аналогичной системе (16). Свободными членами будут интегралы

$$M^{(i)} = \int_0^1 z^{(i)} \varphi\{\alpha_1 [c + (d - c)z]\} dz. \quad (19)$$

Коэффициент B_j будет зависеть не только от параметра α , как коэффициент A_j , но также и от пределов интегрирования.

Интегралы $M^{(i)}$ вычисляются с помощью интегрирования по частям.

В некоторых случаях функцию $f(x)$ не удается достаточно точно аппроксимировать одним полиномом сравнительно невысокой степени на всем промежутке интегрирования. Тогда приходится делить промежутки интегрирования на несколько частей h_k ($k=1, 2, \dots, m$), так что

$$h - a = h_1 + h_2 + \dots + h_m,$$

и на каждом промежутке h_k аппроксимировать функцию $f(x)$ своим интерполяционным полиномом $P^{(n)}(x)$.

В общем случае имеем выражение

$$\Phi(a) = \int_a^b f(x) \varphi(a, x) dx, \quad (20)$$

которое можно разбить на m интегралов вида

$$S_k = \int_{x_k}^{x_k+h_{k+1}} f(x) \varphi(a, x) dx, \quad (21)$$

в которых

$$x_k = a + h_1 + h_2 + \dots + h_k$$

и

$$x_{m-1} + h_m = b.$$

Каждый из этих интегралов приближенно вычисляется по формуле (18).

Отметим, что степени интерполяционных полиномов могут быть различными на разных промежутках h_k .

Для приближенного вычисления $\Phi(a)$ вычисляют интегралы $M^{(i)}$ по рекуррентным формулам и представляют затем числовые значения коэффициентов B_j в табличной форме.

Приведем, однако, для примера выражения коэффициентов B_j в развернутом виде для случая, когда $\varphi(a, x) = \cos \alpha x$. Ограничимся случаем, когда степень интерполяционного полинома $n = 1$ и промежуток интегрирования $(b - a)$ разбит на равные части.

Итак, мы получаем $\varphi(a, x) = \cos \alpha x$; $b - a = mh$.

Для k -того промежутка имеем

$$M_k^{(i)} = \int_0^1 z^{(i)} \cos \alpha [a + (k-1)h + h_2] dz = \frac{1}{ah} \sin \alpha (a + kh) - \frac{1}{ah} \int_0^1 z^{i-1} \sin \alpha [a + (k-1)h + h_2] dz. \quad (22)$$

В частности,

$$\left. \begin{aligned} M_k^{(0)} &= \frac{2}{ah} \sin \frac{ah}{2} \cos \alpha \left[a + \left(k - \frac{1}{2} \right) h \right] \\ M_k^{(1)} &= \frac{1}{ah} \sin \alpha (a + kh) + \frac{1}{a^2 h^2} \cos \alpha [a + (k-1)h + h_2] \\ &+ \frac{1}{ah} \sin \alpha (a + kh) + \frac{2}{a^2 h^2} \cos \alpha \left[a + \left(k - \frac{1}{2} \right) h \right] \cos \frac{ah}{2} \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

$$B_{0, k} = M_k^{(0)} - M_k^{(1)}$$

$$B_{0, k} = \frac{2}{ah} \sin \frac{ah}{2} \cos \alpha \left[a + \left(k - \frac{1}{2} \right) h \right] - \frac{1}{ah} \sin \alpha (a + kh) - \frac{2}{a^2 h^2} \cos \frac{ah}{2} \cos \alpha \times \left[a + \left(k - \frac{1}{2} \right) h \right] - \frac{2}{a^2 h^2} \cos \frac{ah}{2} \cos \alpha \left[a + \left(k - \frac{1}{2} \right) h \right] \quad (24)$$

$$B_{1, k} = M_k^{(1)} = \frac{1}{ah} \sin \alpha (a + kh) + \frac{2}{a^2 h^2} \cos \frac{ah}{2} \cos \alpha \left[a + \left(k - \frac{1}{2} \right) h \right]. \quad (25)$$

Таким образом, для $n = 1$ с учетом (18) имеем

$$\Phi(\alpha) = \left\{ \left[-\frac{1}{ah} \sin \alpha a + \frac{2}{a^2 h} \sin \frac{ah}{2} \sin \alpha \left(a + \frac{h}{2} \right) \right] Y_0 + \frac{4}{a^2 h} \sin^2 \left(\frac{ah}{2} \right) \sum_{k=1}^{m-1} \cos \alpha (a + kh) Y_k + \left[\frac{1}{a} \sin \alpha b - \frac{2}{a^2 h} \sin \frac{ah}{2} \sin \alpha \left(b - \frac{h}{2} \right) \right] Y_m \right\}. \quad (26)$$

Используя метод Николаевой, представим решение интеграла спектральной плотности в форме, удобной для вычислений. С этой целью ограничимся случаем, когда $n=1$, промежуток $(b-a)$ разбит на равные части; полагая степень интерполяционных полиномов одинаковой на всех промежутках интегрирования и $\varphi(\alpha x) = \cos \omega \tau$, $b-a = mh$, получим

$$S(\omega) = C_1 \left\{ \left[-\frac{1}{\omega} \sin \omega a + \frac{2}{\omega^2 h} \sin \frac{\omega h}{2} \sin \omega \left(a + \frac{h}{2} \right) \right] \rho_0 + \frac{4}{\omega^2 h} \sin^2 \left(\frac{\omega h}{2} \right) \sum_{k=1}^{m-1} \cos \omega (a + kh) \rho_k + \left[\frac{1}{\omega} \sin \omega b - \frac{2}{\omega^2 h} \sin \frac{\omega h}{2} \sin \omega \left(b - \frac{h}{2} \right) \right] \rho_m \right\}. \quad (27)$$

Формула (27) была положена в основу вычисления спектральной плотности распределения перегрузок планера. Коэффициент C_1 определялся выражением

$$C_1 = \frac{VR(0)}{\pi P^2}, \quad (28)$$

где V — воздушная горизонтальная скорость планера, $R(0)$ — дисперсия, рассчитанная по ординатам перегрузок, P — тангенс угла наклона тарировочной прямой датчика перегрузок.

Вычислению спектральной плотности предшествовал расчет автокорреляционной функции по методике, предложенной одним из авторов [1, 2]. Переход к спектральной плотности энергии турбулентности про-

известно не удалось из-за отсутствия надежной передаточной функции. Поэтому в работе и рассматриваются лишь спектры распределения перегрузок. Вычисления спектральных функций $S_{\Pi}(\Omega)$ были выполнены на электронно-вычислительной машине «Урал-4».

На рис. 4 приведены две осредненные кривые спектральной плотности распределения перегрузок планера «Бланик». При отборе кривых $S_{\Pi}(\Omega)$ для осреднения учитывалась высота и скорость полета; таким образом, осреднение спектров выполнено для высот 920 и 1850 м при $V=100$ км/час, и только для 16 июля 1963 г. сравнение кривых позволяет судить о том, что перегрузки планера на высоте полета 920 м более интенсивны, чем на высоте 1850 м. Этот факт является подтверждением уже известных представлений об ослаблении турбулентности с высотой.

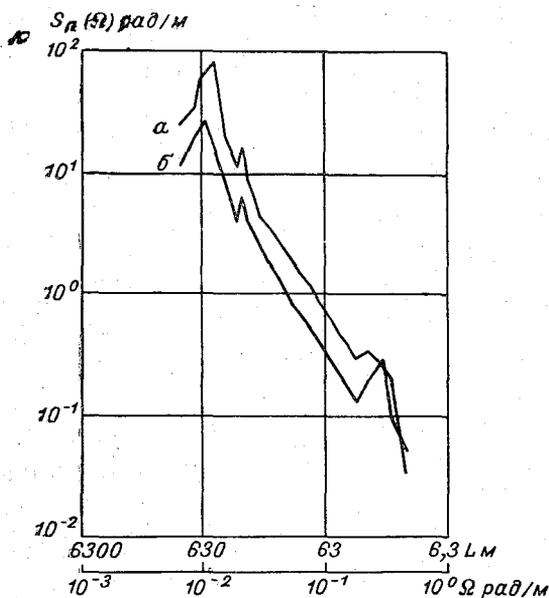


Рис. 4. Осредненные кривые спектральной плотности распределения перегрузок планера «Бланик».

а) $H = 920$ м, б) $H = 1850$ м.

Максимум кривых $\bar{S}_{\Pi}(\Omega)$ лежит в пределах частот от $\Omega_1 = 1,0 \cdot 10^{-2}$ рад/м до $\Omega_2 = 1,15 \cdot 10^{-2}$ рад/м. Этот факт указывает на то, что основной вклад в среднюю квадратичную приращенную перегрузку планера вносится при этих частотах. При больших частотах Ω по мере их увеличения спектральная плотность распределения приращения перегрузки стремится к нулю. Возможно, это объясняется уменьшением влияния мелких турбулентных возмущений на полет планера. С другой стороны, нижняя граница статистической обеспеченности расчетной кривой определяется Ω , равной $2,5 \cdot 10^{-1}$ рад/м, поэтому для полного подтверждения изменения кривой при этой частоте и ниже необходимо провести более тонкие наблюдения, чем те, которые использованы в настоящей работе. В частности, необходимо повысить чувствительность прибора, воспринимающего перегрузки планера.

На обеих кривых спектра перегрузок отмечаются отдельные пики, причем в том и другом случае пики наблюдаются примерно на равных частотах, очевидно, их наличие связано с каким-либо возмущающим воздействием на конструкцию планера, приводящим к повышению перегрузки. Возможно, эти пики связаны с резонансом, однако ограниченность исходных данных не позволяет утверждать что-либо определенное.

Рассматривая отдельные максимумы кривых спектральной плотности, следует отметить, что с высотой намечается тенденция их смещения в сторону низких частот Ω , т. е. в сторону увеличения масштабов турбулентных возмущений.

Полученные в работе результаты носят методический характер, так как авторы отдают себе отчет в том, что ряд наблюдений является не-

достаточным для утверждения о наличии тех или иных закономерностей и особенностей в исследовании турбулентного характера атмосферы и ее влияния на полет планера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герман М. А. К вопросу вычисления энергетических характеристик в облаках по данным акселерографических записей с помощью машины. «Урал-1». Труды ЛГМИ, вып. 14, 1963.
2. Герман М. А. Некоторые результаты экспериментального исследования структурно-энергетических характеристик турбулентности в облаках. Труды ГГО, вып. 154, 1964.
3. Двоеносов Д. В., Замятин В. М., Снешко Ю. И. Нагрузки, действующие на планер в полете. Изд. ДОСААФ, М., 1963.
4. Дубов А. С., Генкин А. Л. Определение вертикальных порывов ветра по записям акселерографа на управляемом самолете. Труды ГГО, вып. 98, 1959.
5. Николаева М. В. О приближенном вычислении осциллирующих интегралов. Труды МИАН, т. XXVIII, 1949.
6. MacGready P. V. Turbulence Measurements by Sailplane. J. of Geophys. Res., vol. 67, No. 3, 1962.
7. Газа Л. Волновой высотный лагерь в Татрах. Ж. «Крылья Родины», № 9, 1961 (на чеш. яз.).

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕРМИКОВ С ПОМОЩЬЮ ПЛАНЕРОВ

Дан обзор работ по исследованию строения термиков, в основном на материалах планерных полетов, приведены результаты обработки барограмм полетов планеров в г. Орле и изложены некоторые соображения о методике исследования термиков.

Конвективные движения в атмосфере обуславливают такие процессы, как перенос тепла, влаги и примесей от земной поверхности в верхние слои атмосферы, образование и развитие облачности, особенно кучевых форм, развитие турбулентности, распространение в атмосфере различных излучений, в частности акустических и ультракоротких радиоволн, условия полета самолетов, вертолетов и планеров. Таким образом, конвективные движения являются одним из определяющих факторов для целого ряда атмосферных процессов и изучение их приобретает все большее значение в вопросах научных исследований и удовлетворения практических запросов.

Как известно, конвекцию можно разделить на две группы — свободную и вынужденную.

При свободной конвекции движение частиц воздуха совершается самопроизвольно благодаря силам плавучести, при вынужденной конвекции подъем воздуха вызывается внешними факторами, например, конвекция вдоль склона возвышенности.

Процесс свободной конвекции может привести к двум типам вертикальных движений воздуха — термической турбулентности и упорядоченной конвекции.

Хотя эти различия и несколько условны, но в первом приближении к термической турбулентности можно отнести все вертикальные смещения частиц воздуха, имеющих неупорядоченную, хаотическую структуру движения, а к упорядоченной конвекции — такие движения, когда более четко выражена его вертикальная составляющая, как это имеет место, например, в термике. Следовательно, термик — это вид упорядоченной конвекции с более или менее четко выраженными смещениями воздуха в вертикальной плоскости.

Всякий термик характеризуется такими величинами, как вертикальная скорость w м/сек., уровни начала и конца термиков, форма и диаметр потока. Кроме того, представляет интерес концентрация термиков на единицу площади или единицу объема, изменение всех элементов термика во времени и пространстве.

Несмотря на значительное количество опубликованных по данному вопросу работ, ряд основных характеристик термиком еще изучен недостаточно.

В настоящее время не существует единого мнения о форме упорядоченных конвективных потоков. Имеющиеся экспериментальные данные позволяют определить, осуществляются ли конвективные движения в виде струй или они представляют собой подъем отдельных изолированных масс воздуха в виде пузырей. Также не имеется данных о закономерностях распределения по поперечному сечению термика вертикальной скорости, температуры и турбулентности и их изменения с высотой. Не выяснен вопрос о взаимодействии термических потоков с циркуляцией, развивающейся внутри облака. Нет установленных положений об уровне начала упорядоченного движения воздуха, начинаются ли термики непосредственно от земли или с некоторой высоты, часто не поддается расчету и верхняя граница термика. Кроме того, нет количественных связей между притоком солнечной энергии и условиями нагревания подстилающей поверхности и интенсивностью движения перегретых масс воздуха. Не установлено взаимодействие термиком с распределением скорости ветра по высоте, в том числе и со значениями геострофического ветра, с синоптическими процессами, количеством и формой облачности, увлажнением почвы и т. п.

Кроме перечисленных выше, имеются и другие вопросы, решение которых внесло бы значительный вклад в удовлетворение запросов науки и практики.

Далее рассмотрим современное состояние исследований термиком независимо от того, какими методами они получены.

Оценка условий смещения масс воздуха по вертикали может быть проведена по распределению температуры воздуха. Слои со сверхадиабатическими вертикальными градиентами температуры являются неустойчивыми и в них возникают благоприятные условия для развития упорядоченной конвекции.

Ускорение перегретой частицы воздуха при адиабатическом подъеме можно определить по уравнению

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{g}{T} [(T'_0 - T_0) + (\gamma - \gamma_a)] h,$$

где T'_0 и T_0 — начальные температуры частицы окружающего воздуха у земной поверхности или на начальном уровне соответственно.

γ и γ_a — наблюдаемый и адиабатический вертикальные градиенты температуры,

T — средняя температура слоя,

g — ускорение силы тяжести,

h — высота подъема частиц.

Скорость вертикальных смещений будет зависеть от начального перегрева $\Delta T = T'_0 - T_0$ и температурной стратификации. В первом приближении высота подъема термиком h будет определяться уровнем пересечения кривой состояния (температуры) с кривой ее адиабатического изменения. Образование термиком и их подъем на сравнительно небольшие высоты может происходить и при устойчивом состоянии атмосферы, но при наличии перегревов воздуха над отдельными площадями.

Считается, что вблизи земной поверхности упорядоченные конвективные движения не могут существовать хотя бы из-за значительной

турбулентности потока воздуха, неоднородностей рельефа, растительности, разной теплоемкости и альбедо подстилающей поверхности. Только в отдельных случаях при значительных перегревах и большой неустойчивости воздуха могут возникнуть упорядоченные смещения типа воздушных вихрей с вертикальной осью (пыльные вихри, смерчи). С некоторого уровня мелкие конвективные струйки, очевидно, могут сли-

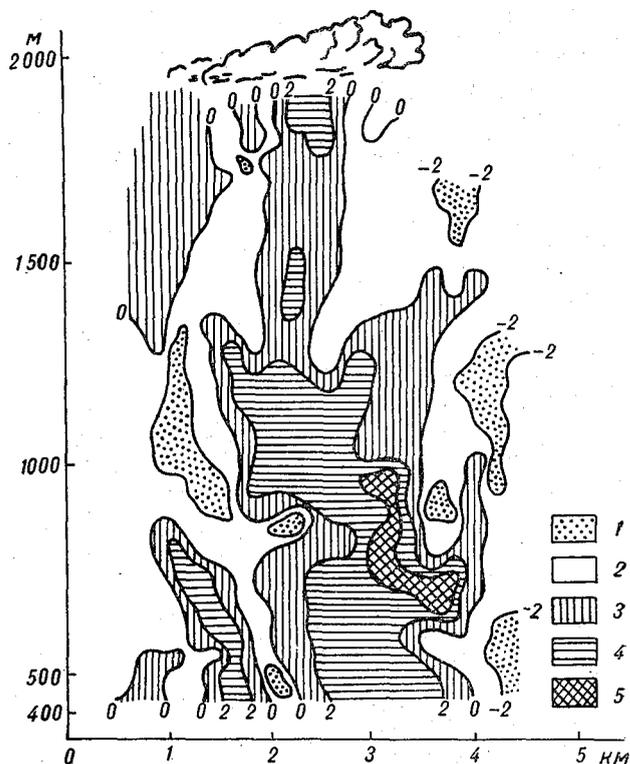


Рис. 1. Распределение вертикальных потоков над участком длиной 5 км 23 июня 1937 г. в 14—15 час., по В. Георгии.

1) > -2 м/сек., 2) $-2-0$ м/сек., 3) $0-2$ м/сек., 4) $2-3$ м/сек., 5) > 3 м/сек.

ваться в крупные образования и всплывать в более высокие слои в виде струй или пузырей.

На рис. 1 приведены результаты исследования термик по данным В. Георгии из работы Хесса [6]. Здесь представлен разрез в слое от земной поверхности до 2 км на участке 5 км с изолиниями вертикальных потоков воздуха. Этот рисунок указывает на сложную структуру термик. Достаточно рассмотреть разрез по горизонтали на любом уровне, особенно на 700—800 м. Здесь в центральной части участка возник термик, начинающийся от земли и доходящий до уровня кучевой облачности. В этом термике скорость восходящих потоков достигает максимума (3 м/сек.) в слое 0,6—1,0 км, затем уменьшается до 0,6—0,7 м/сек. и под облаком снова возрастает до 2,5 м/сек. На периферии этого термика в слое 0,9—1,4 км имеют место нисходящие движения до 2 м/сек.

Наряду с термиками, развивающимися от земной поверхности до уровня кучевой облачности, в этот же срок отмечены термики, имею-

щие небольшое развитие по вертикали, например, термик на уровне 1,6 км захватил зону от земли до 0,8 км, сверху которого расположена зона нисходящих потоков.

По нашему мнению, приведенная схема распределения является в общем типичной для дней с хорошо развитой конвекцией. Отсюда вытекает и сложный вид профилей, а также пульсационный характер в распределении коэффициента турбулентности, отмеченный в ряде

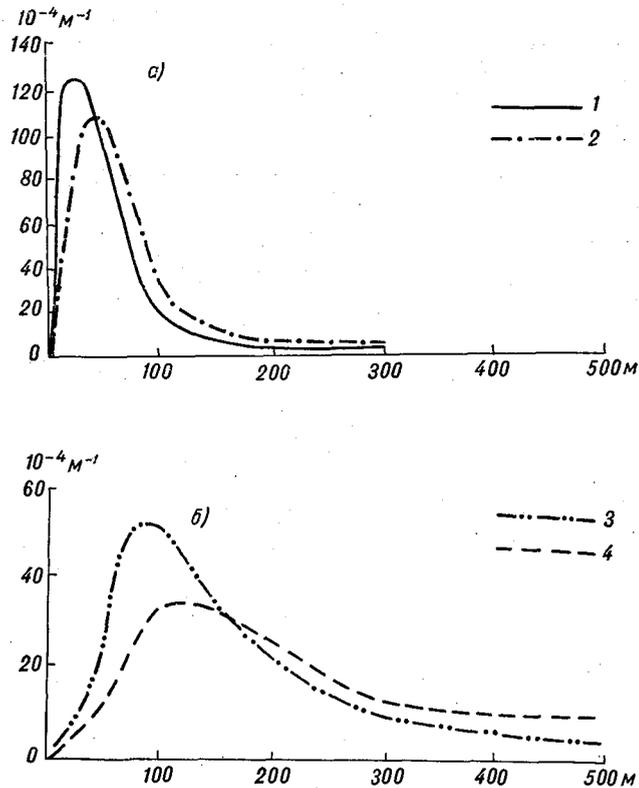


Рис. 2. Распределение повторяемости конвективных потоков, по Вульфсону.

a — по размерам струй (1) и пузырей (2); *b* — по количеству переносимого воздуха (3) и переносимого тепла (4); под линиями 4—3 — зона термик, исследуемая с планера.

работ, в том числе и в работах автора. К сожалению, построение такого рода разрезов связано со значительными трудностями и один рисунок не может охватить всю сложность развития термик.

По данным Н. И. Вульфсона [1], размеры конвективных потоков несколько увеличиваются с высотой, а примерно с уровня 300 м изменяются медленно.

На рис. 2 *a* приведено распределение размеров струй и пузырей. Как видно, размеры этих образований имеют широкий спектр. Максимальные размеры конвективных потоков достигают 1000 м и более. Однако вероятность таких потоков очень мала. Наиболее часто встречаются размеры струй порядка 40 м и пузырей — 30 м.

Несмотря на большую вероятность сравнительно малых конвективных потоков, их вклад в вертикальный перенос масс воздуха со всеми имеющимися в нем примесями относительно мал.

На рис. 2 б показано, что наибольшую массу воздуха и тепла переносят конвективные потоки размерами около 100 м. При этом уменьшение количества переносимого воздуха и тепла с дальнейшим увеличением размеров потоков происходит сравнительно медленно, несмотря на резкое уменьшение количества крупных потоков.

На этом рисунке проведена граница размеров конвективных потоков, измеряемых планером (минимальные размеры спирали планера 100 м). Таким образом, конвективные потоки, улавливаемые планером, несмотря на их малую повторяемость, имеют очень важное значение при процессах переноса любых субстанций по вертикали.

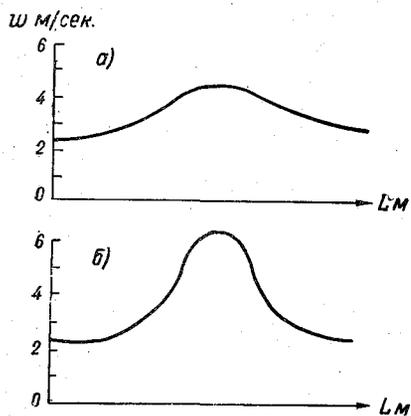


Рис. 3. Примеры горизонтального распределения скорости восходящих потоков в термиках, по В. Парчевскому.

По данным В. Парчевского [2], в приземном слое воздуха вертикальные потоки слагаются из хаотических струй воздуха небольших размеров, которые приблизительно на высоте 100—200 м сливаются в более или менее монолитные комплексы восходящих потоков с горизонтальными поперечниками свыше 100 м. Горизонтальная протяженность восходящих потоков, вызванных инсоляцией, колеблется от 100 м до нескольких километров.

Во внутренних частях струй, как правило, наблюдается возрастание скорости восходящих потоков, однако относительно небольшое (см. рис. 3 а). Но при определенных метеорологических условиях внутри термических потоков возникают относительно ограниченные ядра, в которых скорость восходящих потоков в несколько раз больше, чем в остальной довольно обширной внешней части струи восходящего воздуха (рис. 3 б). По сторонам от этих струй скорость восходящих потоков была около 2 м/сек., тогда как в середине их возникало ограниченное ядро с сильно турбулентными восходящими потоками со скоростями около 4—6 м/сек. Возникновение ядер внутри термических восходящих потоков наблюдалось только тогда, когда они развивались вследствие нагревания подстилающей поверхности солнцем. В ряде других исследований такого «ядра» в термиках не было обнаружено.

Но наиболее интенсивные вертикальные потоки будут наблюдаться при сочетании процессов интенсивной инсоляции и натекания холодных масс воздуха на более теплую подстилающую поверхность за фронтом. Вследствие этого средние значения скорости восходящих потоков под облаками будут составлять около 3—4 м/сек. и максимальные иметь значения 6—8 м/сек. Вертикальные потоки распространяются

при процессах переноса любых субстанций по вертикали. По Вульфсону, на 1 км пути в среднем встречается два-три конвективных потока или 37 струй на 1 км². Относительная плотность их составляет 21%.

Принимая сечение струи за эллипс, Вульфсон приводит зависимость распределения температуры воздуха по сечению в виде

$$T = T_0 \sqrt{1 - \frac{r^2}{R^2}},$$

где T_0 и T — температура воздуха у края струи и по сечению соответственно, r и R — полуоси эллипса.

Между размерами конвективных потоков и их температурой связи не наблюдается.

в таких случаях под отдельными облаками вертикального развития, причем их горизонтальная протяженность может достигать нескольких десятков километров. В этом случае вертикальные потоки бывают более турбулентными, чем аналогичные потоки, развивающиеся в основном вследствие только нагревания подстилающей поверхности.

В атмосфере одновременно с восходящими потоками должны наблюдаться и компенсационные нисходящие потоки. По данным Вульфсона, относительная площадь восходящих потоков составляет всего 21%, поэтому конвективные движения должны осуществляться в виде

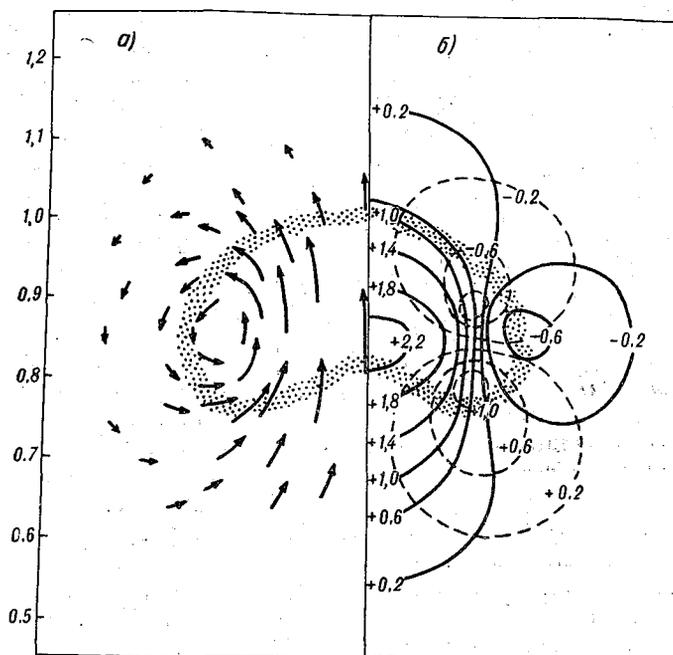


Рис. 4. Схема строения изолированного термика, по Вудворт.

подъема отдельных потоков более теплого воздуха в относительно холодной окружающей среде, а не представлять собой непрерывное чередование равных по размерам и интенсивности восходящих и нисходящих потоков. Если предположить, что компенсационные нисходящие течения осуществляются во всем пространстве, не занятом восходящими потоками, то их скорости должны быть в среднем приблизительно в 3,5—4 раза меньше, чем скорость восходящих потоков. Накопленный опыт наблюдений за нисходящими потоками при термической конвекции относительно невелик, поскольку пилоты-планеристы стремились избегать зон возникновения этих потоков.

По мнению Парчевского, можно установить, что нисходящие течения между кучевыми облаками были в основном слабее, чем под основанием этих облаков. Нужно помнить, что нисходящие потоки, так же как и восходящие, лучше развиваются при неустойчивом состоянии атмосферы, а с ростом высоты устойчивость увеличивается. В целом по экспериментальным данным скорость термических нисходящих потоков меньше скорости восходящих потоков. Это подтверждают данные других исследователей.

Развитие термической конвекции и, в частности, термиков тесно связано с развитием кучевой облачности. Обычно говорят, что термик питает кучевое облако и для существования этих облаков необходим непрерывный приток тепла и влаги.

Планеристам хорошо известны условия развития восходящих потоков в облаках и связь внешнего вида облака с термиками. Наблюдая за облаками, планеристы предпочитают переходить под небольшие, но

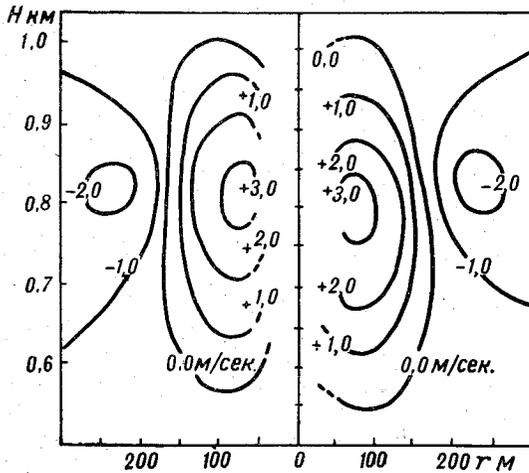


Рис. 5. Схема распределения вертикальных потоков в термиках, по Вудворт.

оси скорости, в центре термика w больше, чем скорость подъема всего термика. Горизонтальные скорости также имеют значительные величины и в небольших зонах равны скорости подъема всего термика. На кромке термика имеются зоны нисходящих потоков. Поперечное сечение правой части термика приведено на рис. 4 б. Шапке термика задана скорость 1,0. Тогда вертикальная скорость в центре в 2,2 раза больше вертикальной скорости шапки, а вокруг термика воздух имеет нисходящее движение со скоростью, незначительно превышающей половину скорости, с которой поднимается шапка термика.

Пунктирные линии обозначают горизонтальные скорости: отсос (внешний поток) в верхней части термика и всасывание (внутренний поток) в нижней части термика. Термик оказывает значительное влияние на окружающий воздух. Воздух над ним выталкивается вверх, прежде чем смешаться. На краю термика наблюдается нисходящее движение, и некоторое количество воздуха поднимается за термиком и входит в него. По мере поднятия его радиус увеличивается примерно под углом 15° . Следовательно, термик представляет собой объем воздуха, занятый поднимающимся воздухом, смешанным с частью окружающего воздуха.

На рис. 5 показано распределение вертикальной скорости в термике, шапка которого находится на высоте 1000 м над точечным источником и скорость подъема которого равна 2,0 м/сек. Радиус термика равен 250 м. Даны показания вариометра на планере, совершающем установившийся полет по кругу. Вудворт различает изолированные термики и «вращающиеся столбы», т. е. струи. В приведенных схемах не учитывается деформирующее влияние ветра.

Судя по опытным данным пилотов-планеристов, ветер и его структура оказывают серьезное влияние на форму термика. При порывах ветра термики то наклоняются, то выпрямляются. Под действием ветра термик приобретает самые различные формы. При сильном ветре сохраняются только самые мощные термики, происходит разбивание струй на отдельные пузыри и высота подъема термика уменьшается. Чем ровнее ветер, тем устойчивее термик; если ветер порывистый, то и в структуре термика появляются импульсы. Были случаи парящего полета при ветрах до 20 м/сек., но на высотах 150—200 м.

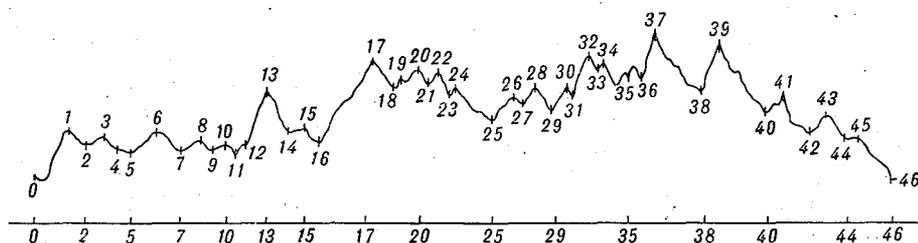


Рис. 6. Барограмма полета планера 1 июля 1964 г.

Следует отметить, что сочетание термиков с потоками обтекания возвышенностей вызывает при неустойчивом состоянии атмосферы значительный рост высоты распространения термиков.

Термики могут возникать и при безоблачном небе, особенно при наличии изрезанного рельефа с черноземными или каменистыми почвами и при умеренном ветре. Частота возникновения термиков, помимо солнечной инсоляции, зависит и от строения подстилающей поверхности.

Весьма интересные исследования термиков были проведены рядом ученых и планеристов, но на них останавливаться не будем.

Для исследования структуры термиков в виде опыта нами была проведена обработка небольшой серии барограмм полета планеров, проведенных в период с 19 июня по 9 июля 1964 г. на Всесоюзных планерных состязаниях в г. Орле. Для иллюстрации принятой нами методики обработки дадим один пример.

На рис. 6 дана барограмма полета планера 1 июля 1964 г. Полет проходил по треугольнику 200 км по маршруту Орел—Верховье—Малоархангельск—Орел. Взлет был в 11 час. 10 мин., посадка— в 16 час. Погода по маршруту: кучевые облака 5—6 баллов, местами, особенно около Малоярославца, гроза и ливни. Высота нижней границы Си различная, максимальная до 1800 м. К сожалению, этими сведениями и ограничивается характеристика метеорологической обстановки.

Кроме барограммы для обработки, необходимо иметь поверку барографа и поляру планера, на котором совершался полет. Поверка барографа дает зависимость между ординатой записи и величиной давления. Имея запись барографа и измерив ординату, можно найти давление, а по гипсометрической таблице и высоту. Поляра данного типа планера дает зависимость между величиной горизонтальной (воздушной) скорости планера v_x и величиной скорости планирования v_n в установившемся полете на данной высоте в атмосфере при отсутствии восходящих или нисходящих движений.

Скорость планирования в воздухе обозначается v_y , она обычно измеряется вариометром.

Будем считать, что режим парящего полета близок к установившемуся, тогда

$$v_y = w - v_n,$$

а следовательно,

$$w = \pm v_y - v_n.$$

По поляре определяют v_n , например, при $v_x = 70 - 75$ км/час для планера «Бланик» $v_n = 0,7$ м/сек., при $v_x = 110$ км/час скорость планирования $v_n = 1,5$ м/сек. Для полноценной обработки необходимо иметь воздушную скорость v_x в разные моменты времени. Но в среднем можно принять, что при полете пилот держит воздушную скорость, равную 70—75 км/час, при переходе от одного термика к другому — 90—95 км/час. Тогда по поляре для «Бланика» скорость планирования v_n будет равна 0,7 м/сек., во втором случае $v_n = 1,0$ м/сек.

Перед началом обработки размечают на барограмме все переломные точки и против каждой ставят порядковый номер — всего на рис. 6 выделено 46 точек. Затем измеряют значения ординат и абсцисс всех переломных точек и записывают в бланк обработки (табл. 1). Ординаты отсчитываются от фиксовой линии абсциссы, от точки «0». По тарифовочной кривой барографа определяют начальную ординату, т. е. ординату точки «0», находят вариацию — разницу начальных ординат — записи и проверки, вводят соответствующую поправку, в данном случае + 1,4 мм, во все измеренные ординаты и по ним, пользуясь кривой проверки, определяют величины давления, по гипсометрической таблице находят высоту точки над земной поверхностью аэродрома взлета. Далее, зная продолжительность полета и скорость вращения барографа, подсчитывают время от момента взлета для каждой переломной точки с точностью до 15—20 сек. Затем рассчитывают разности высот в метрах и времени в секундах для двух соседних точек. Разделив разность высот на разность времени $\frac{\Delta H}{\Delta \tau}$, получим скорость смещения планера по вертикали $\pm v_y$ между соседними точками, с плюсом, если был подъем, и с минусом, если был спуск. Наконец, определяем величину вертикальной скорости воздушного потока w по формуле

$$w = \pm v_y + v_n,$$

для $+v_y$ принимаем $v_n = 0,7$ м/сек., для $-v_y$ берем $v_n = 1,0$ м/сек. Это, конечно, не всегда соответствует действительным условиям планирования планера, и вычисленные значения w будут содержать ошибки. Но при массовых подсчетах ошибки с плюсом и минусом частично компенсируются.

Из данных барограммы можно также получить число термиков, которые пересекал планер во время полета по всему маршруту и на разных участках. В данном случае по маршруту было 20 термиков: на первом участке — 5, на втором — 9 и на третьем участке — 6. Далее примерно можно определить вершины термиков, где $w = 0,7$ м/сек. Обычно, когда на вариометре стрелка показывает 0 м/сек., т. е. когда вертикальная скорость потока становится равной 0,7 м/сек., пилот покидает термик и начинает искать следующий. Затем по записи можно выделить несколько крупных термиков, в которых подъем происходил не менее чем на 0,5 км. В нашем примере таких термиков было шесть: между точками 12—13 подъем на 1100 м, 16—17—на 720 м, 25—26—на 650 м, 31—32—на 670 м, 36—37—на 950 м и 38—39—на 950 м.

Обработка барограммы полета планера 1 июля 1964 г.

№ точки	Ордината	Абсцисса	Исправленная ордината	Высота	ΔH	Время	$\Delta \tau$	$\frac{\Delta H}{\Delta \tau}$	w
0	9,6	0	11,0	0		0	0	0	0
1	19,7	5,5	21,1	600	600	8,7	520	1,5	1,85
2	16,2	9,5	17,6	290	-310	14,9	372	-0,83	0,17
3	18,2	13,3	19,6	460	170	21,0	366	0,46	1,16
4	15,2	15,5	16,6	220	-240	24,3	204	-1,17	-0,17
5	14,7	19,5	16,1	180	-40	30,7	378	-0,06	0,94
6	19,8	25,5	21,2	620	440	40,0	558	0,79	1,49
7	15,7	30,5	17,1	260	-360	48,0	480	-0,75	0,25
8	17,8	34,9	19,2	430	170	55,0	420	0,40	1,10
9	15,5	38,5	16,9	240	-190	60,5	330	-0,58	0,42
10	16,8	40,3	18,2	350	110	63,3	180	0,61	1,31
11	14,9	42,5	16,3	200	-150	67,0	210	-0,72	0,28
12	17,3	44,3	18,7	400	200	69,5	150	1,33	2,03
13	30,2	49,5	31,6	1510	1110	78	510	2,16	2,86
14	49,8	53,5	21,2	620	-890	84	360	-2,46	-1,46
15	21,2	58,5	22,6	840	120	92	480	0,25	0,95
16	47,2	61,5	18,6	380	-360	97	300	-1,20	-0,20
17	25,7	72,0	27,1	1100	720	113	960	0,75	1,45
18	29,2	74,3	30,6	1440	-340	116	180	1,89	2,59
19	31,4	78,3	32,8	1610	170	122	360	0,47	1,17
20	33,7	84,0	35,1	1830	210	131	540	0,39	1,09
21	30,3	85,5	31,7	1520	-310	135	120	-2,58	-1,58
22	32,6	86,5	34,0	1750	230	137	120	1,91	2,61
23	28,5	92,5	29,9	1350	-400	146	540	-0,74	0,26
24	30,4	93,5	31,8	1510	160	149	180	0,89	1,59
25	21,3	99,5	22,7	750	-760	157	480	-1,58	-0,58
26	28,9	104,5	30,3	1400	650	167	600	1,08	1,78
27	25,5	106,5	26,9	1080	-320	169	120	-2,65	-1,65
28	30,4	109,0	31,8	1520	440	174	300	1,46	2,16
29	24,4	114,5	25,8	1000	-520	182	480	-1,08	-0,08
30	29,0	116,5	30,4	1410	410	185	180	2,27	2,97
31	27,8	117,5	29,2	1280	130	187	120	-1,07	-0,07
32	35,5	120,5	36,9	1950	670	192	300	2,24	2,94
33	33,5	123,0	34,9	1860	-150	196	240	-0,62	0,38
34	35,9	126,0	37,3	2000	200	200	240	0,83	1,53
35	33,2	128,0	34,6	1770	-230	204	240	-0,96	0,04
36	31,2	130,5	32,6	1590	-180	208	240	-0,75	0,25
37	42,3	133,0	43,7	2540	950	212	240	3,96	4,86
38	28,8	135,5	30,2	1390	-1150	217	300	-3,80	-2,80
39	39,8	138,5	41,2	2340	950	228	660	1,46	2,16
40	24,5	147,5	25,9	1000	-1340	235	420	-3,19	-2,19
41	27,3	158,5	28,7	1230	230	251	960	0,24	0,94
42	21,2	163,5	22,6	740	-490	259	480	-1,02	-0,02
43	23,4	165,0	24,8	920	180	263	240	0,75	1,45
44	18,2	172,0	19,6	460	-460	273	600	-0,77	0,23
45	18,3	175,5	19,7	480	20	279	360	0,06	0,76
46	9,6	184,0	11,0	0	-480	293	840	-0,57	0,43

Далее можно подсчитать ряд ориентировочных характеристик по концентрации термиком: процент повторяемости мощных термиком $\frac{6}{20} \cdot 100 = 30\%$, концентрацию центров термика на один путь

$$N = \frac{n}{L} = \frac{20}{200} = 0,1 \text{ на } 1 \text{ км пути.}$$

За 293 минуты полета планер встретил 20 термиков, следовательно, один термик встречался через 14,5 мин. полета.

Принимая согласно литературным данным средний диаметр термика 0,3 км и траекторию полета в виде полосы шириной 0,3 км, можно весьма приблизительно определить концентрацию на единицу площади

$$S = \frac{n \cdot 0,3}{L} \cdot 100 = \frac{20 \cdot 0,3}{200} \cdot 100 = 3\%$$

и ряд других характеристик.

Всего нами было обработано 15 барограмм, из них за 19 июня — четыре ленты, за 20 июня — пять, за 21 июня — одна, за 25 июня — три, за 1 июля — одна и за 9 июля — одна лента.

На каждой ленте было от 35 до 50 точек, планеры пересекли 315 термиком с $\omega > 0,7$ м/сек., из них крупных — 93. Всего же точек с $\omega > 0$ было около 500. Полеты совершались по треугольнику 100 км 19 и 25 июня, по треугольнику 200 км 20 июня и 1 июля, по прямой 105 км с возвращением в точку посадки 21 июня и 9 июля.

В первом приближении нами сделана разбивка всего материала на две группы:

1) дни с хорошо развитой кучевой облачностью по всему маршруту 4—6 баллов, слабыми ветрами и высокими температурами воздуха — 19, 20, 25 июня и 1, 9 июля;

2) дни с безоблачным небом (отсутствием кучевой облачности) и слабыми ветрами — 21 июня.

Все значения вертикальных скоростей были подсчитаны по повторяемости их в определенных диапазонах и по градациям высот отдельно для восходящих и нисходящих потоков. Все расчеты приведены в табл. 2.

Таблица 2

Повторяемость (%) $\pm \omega$ м/сек. по высотам. Орел, июнь 1964 г.

	Градации высот, км	Градации ω м/сек.								Число случаев
		0—0,5	0,51—1,0	1,01—1,50	1,51—2,0	2,01—2,51	2,51—3,0	3,01—4,0	4,01—5,0	
Восходящие потоки										
При кучевой облачности	0,25—0,75	37	21	17	5	9	6	4	1	84
	0,76—1,25	23	20	21	17	12	4	2	1	180
	1,26—1,75	6	10	19	19	18	10	14	4	125
	1,76—2,25	12	6	12	19	19	12	—	19	16
	Среднее	20	17	19	15	13	7	6	3	405
При отсутствии облаков	0,25—0,75	25	50	12	—	12	—	—	—	8
	0,76—1,25	6	39	33	22	—	—	—	—	18
	1,26—1,75	—	—	20	40	22	—	20	—	5
	1,76—2,25	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Среднее	12	36	26	19	6	—	3	—	31
Нисходящие потоки										
При кучевой облачности	0,25—0,75	44	21	22	4	6	2	1	—	54
	0,76—1,25	36	29	13	4	7	2	7	2	69
	1,26—1,75	44	25	6	6	—	6	12	—	16
	1,76—2,25	40	23	8	4	—	—	—	—	11
	Среднее	40	24	16	4	7	3	4	2	150

Градаци высот, км	Градаци w м/сек.								Число случаев
	0—0,5	0,51—1,0	1,01—1,50	1,51—2,0	2,01—2,51	2,51—3,0	3,01—4,0	4,01—5,0	

Нисходящие потоки

При отсут- ствии об- лаков	Градаци w м/сек.								Число случаев					
	0,25—0,75	0,76—1,25	1,26—1,75	1,76—2,25	Среднее	0—0,5	0,51—1,0	1,01—1,50		1,51—2,0	2,01—2,51	2,51—3,0	3,01—4,0	4,01—5,0
	50	—	50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
	38	12	25	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8
	40	20	30	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Среднее	40	10	30	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15

В условиях хорошо развитой конвекции восходящие потоки значительно больше нисходящих как по их повторяемости, так и по абсолютному значению. Повторяемость слабых восходящих потоков с высо-

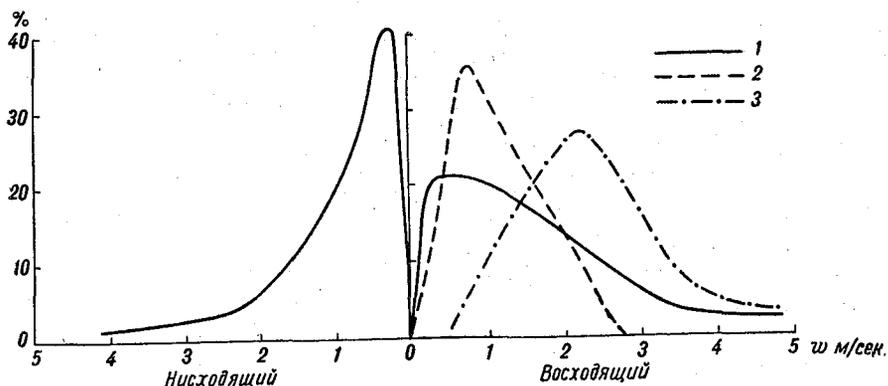


Рис. 7. Повторяемость (%) $\pm w$ м/сек. по данным планерных полетов. 1 — при кучевой облачности, 2 — при отсутствии облаков, 3 — в мощных термиках.

той несколько уменьшается, а сильных ($>3,0$ м/сек.) возрастает. В подавляющем большинстве случаев средние величины скорости восходящих потоков при термиках будут меньше 3 м/сек., и только сравнительно редко наблюдаются значения $w > 3$ м/сек. При отсутствии облачности значения скорости восходящих и нисходящих потоков несколько меньше, чем при наличии кучевых облаков.

На рис. 7 приведен график повторяемости восходящих и нисходящих потоков в дни полетов планеров в г. Орле.

Для восходящих потоков нанесены три кривые — для полетов при кучевой облачности, при отсутствии облачности и для мощных термиков, подъем планера в которых продолжался не менее 0,5 км. При отсутствии облачности термики были сравнительно слабые (w до 1—1,5 м/сек.), с быстро убывающей повторяемостью сильных восходящих потоков. В мощных термиках значения w возрастают, максимум числа случаев приходится на интервал 2—3 м/сек., значительна также повторяемость w до 4—5 м/сек. Распределение восходящих потоков в случае хорошо развитой термической конвекции дает максимум повторяемости w в интервале 0,5—2,5 м/сек.

Нисходящие потоки имеют значительно меньшие абсолютные значения, и их повторяемость для градаций $\omega > 1,5$ м/сек. быстро убывает.

На рис. 8 приведено распределение по высоте средних значений скорости восходящих и нисходящих потоков. Для восходящих потоков даны две кривые для всех случаев полетов и для полетов в условиях мощных термиков. Всюду отмечается некоторый рост ω с высотой. Уровни кучевой облачности были в дни полетов на высотах 1,3—1,7 км, и с этой высоты имел место значительный рост скорости восходящих потоков во всех условиях. В мощных термиках значения восходящих

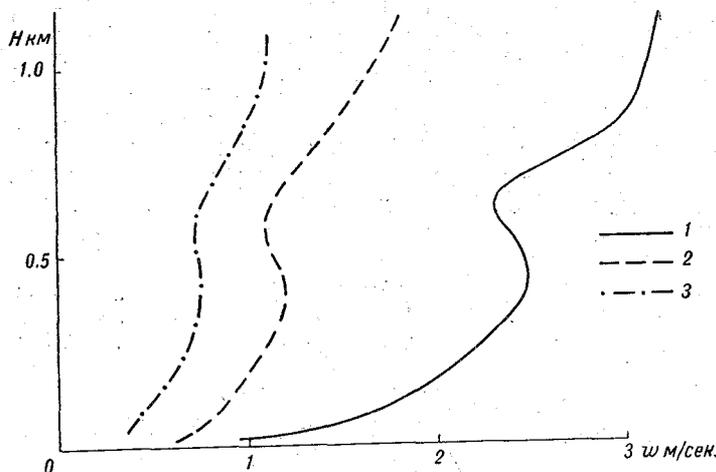


Рис. 8. Профили ω по данным планерных полетов.

1) $+\omega$ в мощных термиках, 2) $+\omega$ в термиках, 3) $-\omega$ в атмосфере.

потоков на всех высотах значительно больше, чем в средних условиях, т. е. включая и слабо развитые термики.

Далее приведем некоторые ориентировочные дополнительные характеристики термик по данным обработки барограмм (табл. 3).

Таблица 3

Ориентировочные характеристики строения мощных термик в отдельные дни

Дата	\bar{H}_{\max} км	$\overline{\Delta H}$ км	$\bar{\tau}$ мин.	$\bar{\omega}$ м/сек.	n	n_m	Повторяемость (%) мощных термик	$\frac{T}{n}$	\bar{L} км	$\frac{\bar{L}}{n}$ км	\bar{S} %
19/VI	1,2	0,5	6	2,0	15	7	42	15	100	6,6	4,8
20/VI	1,3	0,6	7	2,4	22	7	32	11	200	9,1	3,3
21/VI	1,0	0,5	10	1,4	18	7	32	18	210	11,8	2,5
25/VI	1,2	0,6	6	2,8	26	5	21	10	100	4,0	7,5
1/VII	1,5	0,8	9	2,6	20	6	25	12	200	10,0	3,0
9/VII	1,4	0,9	8	2,7	34	6	18	11	210	6,2	4,9

Здесь \bar{H}_{\max} — высота полета в мощных термиках; $\overline{\Delta H}$ — высота подъема в мощных термиках; $\bar{\tau}$ — время полета в мощных термиках; $\bar{\omega}$ —

скорость восходящего потока в мощных термиках; n — общее число термиков; n_m — число мощных термиков; повторяемость (%) — отношение мощных термиков к их общему числу $\frac{n_m}{n}$; $\frac{T}{n}$ — время пересечения центра одного термика; \bar{L} — общая длина маршрута; $\frac{\bar{L}}{n}$ — путь между двумя центрами термиков; $\bar{S}\%$ — площадь, занятая термиками по отношению к общей площади маршрута.

В рассмотренные дни средние максимальные высоты подъема планера в термиках менялись в пределах 1,0—1,5 км. Мы условно приняли, что эта высота соответствует уровню с $w=0,7$ м/сек., а следовательно, верхняя граница термика будет еще выше примерно на 0,15—0,2 км. Тогда можно считать, что термики достигали уровня 1,2—1,6 км. Если за уровень начала устойчивого термика в виде струи примем высоту 0,2 км, то, следовательно, его вертикальные размеры составят 1,0—1,4 км. Планер находился в мощных термиках от 6 до 10 минут и совершил подъем на высоту 0,5—0,9 км. Средняя вертикальная скорость воздуха в мощных термиках составляла 2—2,2 м/сек. с колебаниями от 1,4 до 2,8 м/сек.

Повторяемость мощных термиков составляла 18—42% общего числа термиков. Планер пересекал центр термика в среднем через 10—18 минут. В среднем центр каждого термика встречался через 8—9 км с колебаниями от 4 до 12 км.

Если принять средний диаметр термика равным 0,3 км, то площадь, занятая термиком, по отношению к общей площади полета S составит 3—8% (ширина полосы взята равной 0,3 км).

В общем термики, пересекаемые планером, встречаются в атмосфере даже в дни с хорошо развитой конвекцией сравнительно редко и занимают большие площади, составляющие в среднем 5%.

Конечно, приведенные характеристики термиков являются весьма ориентировочными, поскольку рассчитанные значения не характеризуют всего спектра восходящих потоков вдоль поперечного сечения термика. Планерист в одиночном полете, как правило, не в состоянии определить действительные размеры термика по вертикали и горизонтали, а также его структуру — струя это или пузырь.

Но даже такой материал, полученный из обработки обычных барограмм, может, как видно, дать ряд интересных характеристик строения термиков.

Планерный полет может регистрировать сравнительно широкие термики, поскольку минимальный диаметр спирали планера составляет 100—120 м, поэтому мелкие термики с $d < 100$ м планер может пересекать, но подниматься в них не в состоянии. Такие в общем относительно крупные термики наблюдаются сравнительно редко, но их вклад в перенос масс воздуха весьма велик.

В ГГО разработана анкета, при заполнении которой пилот планера отмечает качественную структуру термика — узкий, широкий, полет импульсный, ровный и т. д. Сбор этих материалов может дать уже качественную характеристику строения термиков.

Во время республиканских и всесоюзных соревнований, когда совершаются массовые групповые полеты планеров, можно будет определить структуру термиков — имеет ли он вид струи или пузыря.

Для разработки аппаратуры необходимо было учесть имеющийся опыт исследований с применением планеров.

В работе Маккреди [4] приводится краткое описание аппаратуры для исследования турбулентности с помощью планера.

На планере были установлены акселерометр и анемометр с нагреваемой нитью. Их показания непрерывно записывались на ленту магнитофона. Затем они были воспроизведены в лаборатории и сделан анализ частотных спектров вертикальной и горизонтальной составляющих турбулизированного потока. Измерения проводились в разных условиях, в том числе и в вершине термика.

Для исследования был применен планер, потому что он обладает малым лобовым сопротивлением и небольшой нагрузкой на крыло. При измерении продольной составляющей турбулентности с помощью анемометра с нагретой нитью малое лобовое сопротивление планера означает, что его конструкция не действует на структуру потока и поэтому флюктуации турбулентности могут быть измерены точно без поправок, вплоть до крупных вихрей.

Измерения с планера пригодны для регистрации продольных порывов ветра порядка сотен метров. Для самых крупных вихрей $\lambda=88$ м поправка из-за влияния конструкции планера составляла всего несколько процентов и ею можно было пренебречь.

Вертикальные смещения планера являются хорошими показателями величины вертикальных пульсаций скорости ветра. По данным исследования, планер при подъеме на 8 м уже получал $2/3$ скорости вертикального порыва, а так как его подъемы были более 60 м, то значения ω' измерялись очень точно непосредственно по записям перегрузок. Маккреди измерил спектр продольной турбулентности для вихрей с длинами волн от 0,7 до 88 м и показал, что теоретический закон «5/3» Колмогорова — Обухова совпадает с измеренным спектром. Вертикальную составляющую турбулентности в пределах волн 40—60 м, определенную по измерениям акселерометра, можно считать как изотропную.

При некоторых зарубежных исследованиях строения термиков применялась киносъемка показаний установленных на планере аэронавигационных приборов, измеряющих высоту полета, горизонтальную (v_x) и вертикальную (v_y) скорости и время. Таким образом, на киноленте были все элементы, необходимые для получения величин восходящих и нисходящих потоков при установившемся режиме полета.

В работах известной планеристки Б. Вудфорт [5] приведено описание применяемой ею методики и аппаратуры для исследования термиков.

У нас в Советском Союзе при исследовании перегрузок, испытываемых планером в термиках, использовалась специальная аппаратура и методика полета.

Двухместный планер «Бланик» был оборудован приборами с регистрацией на осциллограф К-12-21 горизонтальной и вертикальной скоростей полета, высоты полета, перегрузок центра тяжести планера, разности температур на концах крыльев и ряда других аэронавигационных характеристик. Планер пересекал восходящие потоки при неподвижных органах управления по одной из плоскостей симметрии термика. Наведение планера на центр восходящего потока осуществлялось с помощью другого планера той же конструкции. Контролем прохождения планера через центр восходящего потока являлись показания разности температур на конце крыльев $\Delta T=0^\circ$.

В ГТО предполагается разработка аппаратуры в двух вариантах.

Первый вариант оборудования включает в основном аэронавигационную аппаратуру, устанавливаемую в заднем багажнике двухместного планера типа «Бланик» с автоматической регистрацией на осциллограф К-12-21 показаний акселерометра, высоты полета, v_x , v_y и времени.

Во втором варианте используется вся аппаратура первого варианта и добавочно производится регистрация некоторых метеорологических элементов (температуры, пульсаций температуры и влажности).

Применение инструментальных измерений позволит получить новые характеристики строения термиком на территории Советского Союза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вульфсон Н. И. Исследование конвективных движений в свободной атмосфере. Изд. АН СССР, М., 1961.
2. Парчевский В. Исследование термических вертикальных потоков. Метеорология и гидрология, № 5, 1958.
3. Woodward B. The motion in and around isolated thermals. Quart. j. of the Roy. Meteor. Soc., vol. 85, No 364, IV, 1959.
4. Maccready P. Turbulence measurements by sailplane. J. of geophys. Res., vol. 67, No 3, III, 1962.
5. Woodward B. Flight measurement of isolated thermals. Lasham gliding center, No 1, 1962.
6. Hess W. Handbuch der Aerologie. Leipzig, 1961.

К. И. ШАШКОВ
(пилот-планерист)

СТРОЕНИЕ ТЕРМИКОВ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ ПИЛОТА-ПЛАНЕРИСТА

Приведены наблюдения пилота-планериста за строением термик.

Планеристам часто приходится летать в безоблачном небе, используя для полета только тепловые потоки — термики. Поскольку в таких случаях воздух сухой и конденсации не происходит, то термик не связан с облаком, поэтому поиск его затруднен, идти по маршруту очень сложно, особенно когда планерист находится в воздухе один. И все же некоторым планеристам удается проходить на термиках многие десятки и даже сотни километров. Так, на Всероссийских соревнованиях по планерному спорту в июне 1964 г. в г. Орле было разыграно одно из самых трудных упражнений: «полет до намеченного пункта с возвращением к месту старта 100×2 км». Полет проходил 20 июня при безоблачном небе в одних термиках, несмотря на это из 25 участников финишировали 17.

Что же такое термик, заменяющий планеристу двигатель?

Термики. Причины и процесс возникновения

Возникновение термик можно наблюдать в жаркий день. Если посмотреть на горизонт, заметно, как струйками колышется воздух над землей. Различные участки подстилающей поверхности, подобно мозаике, состоят из различных по своим свойствам участков пород, разного цвета и состава, покрытых разнообразной растительностью. Значит, и солнечной энергии они получают неодинаковое количество, поэтому одни кусочки «мозаики» прогреваются быстрее, другие — медленнее, одни долго сохраняют тепло, другие быстро его отдают.

Воздух, нагреваясь над каким-то участком поверхности, становится легче окружающего, у него появляется подъемная сила и он начинает всплывать вверх, подобно пузырьку пара со дна кастрюли. С поднятием на высоту воздух расширяется и становится холодней, постепенно температура поднимающегося пузырька и температура окружающего воздуха уравниваются, скорость пузырька гаснет и он растворяется в окружающем воздухе.

По мере прогрева пузырьки отрываются все чаще и чаще и, наконец, сливаются в сплошные струйки поднимающегося вверх воздуха. На место оторвавшихся пузырьков и струек нагретого воздуха перете-

кает менее нагретый воздух с рядом расположенных участков подстилающей поверхности, над этими участками образуются струйки опускающегося воздуха, стремящегося вниз. Мелкие пузырьки и струйки сливаются с течением времени в большие порции нагретого воздуха — «пузырьки», которые также, отрываясь все чаще и чаще, образуют струю восходящего нагретого воздуха.

Эту струю планеристы и называют термиком.

По мере развития термиков усиливается их питание, поэтому с ростом размеров и скорости термиков увеличиваются в размерах и ускоряются нисходящие потоки.

Размеры термиков

Каждый поток характеризуется такими величинами, как вертикальная скорость $\pm v_y$ м/сек., высота H_n , с которой начинает ощущаться поток, высота H_k , которой достигает поток (для нисходящих, наоборот),

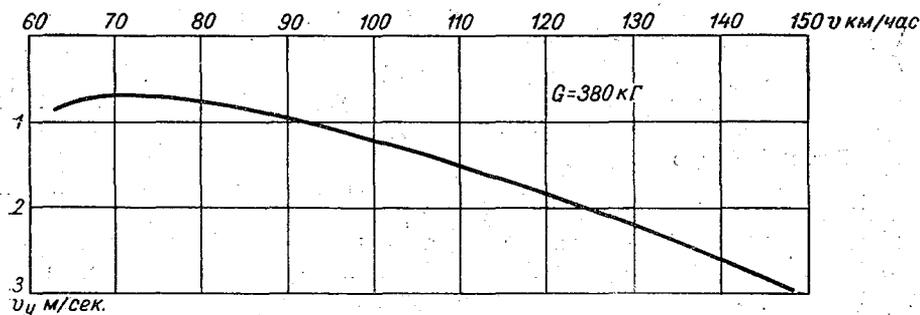


Рис. 1. Поляра планера «Бланик».

рабочий диапазон потока ($H_k - H_n$) и диаметр потока d . Количество потоков, приходящееся на единицу площади, называют концентрацией потоков.

Практически термик начинается от самой подстилающей поверхности. Проверить это на планере невозможно, но если наблюдать за струйками нагретого воздуха, то можно видеть, что они поднимаются от самой земли.

В средней полосе ЕТС размеры термиков довольно велики. Встречались термики высотой до 3000 м с $+v_y = 6$ м/сек., диаметром до 1 км, а иногда и больше. Размеры нисходящих потоков примерно на $1/3$, иногда на $1/2$ меньше размеров термиков, то же и для концентрации.

Характеризуя размеры потоков, следует учитывать аэродинамическое качество каждого планера и то обстоятельство, что он находится не в самом центре потока, а на периферии. Поэтому если вариометр показывает 0 м/сек. (набора и спуска нет), то на самом деле поток есть. Для «Бланика» он будет обнаруживаться на скорости минимального снижения $+0,7$ м/сек. Любую другую вертикальную скорость, при любой горизонтальной скорости можно определить по поляре (рис. 1).

Более маневренный планер с лучшими аэродинамическими качествами может использовать более слабые потоки. Как же планеристы используют термики в полете?

Техника пилотирования

Основными приборами, фиксирующими восходящее или нисходящее движение планера, являются: вариометр, показывающий вертикальную скорость (м/сек.), и указатель скорости, показывающий горизонтальную скорость (км/час), установленные в кабине на приборной доске. Не менее чувствительным «прибором» являются и ощущения пилота. Приборы более инерционны, поэтому часто при прохождении слабых потоков планерист успевает почувствовать поток по движению рулей и планера, но перегрузке, в то время

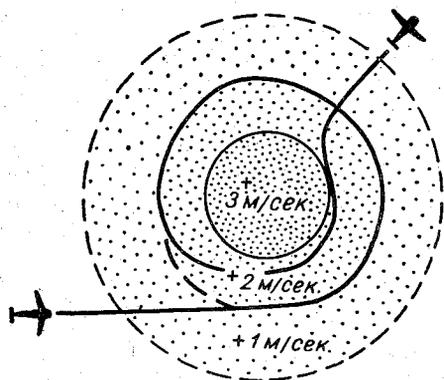


Рис. 2. Полет в термике.

как приборы не успевают дать никаких показаний. При входе в восходящий поток планерист чувствует перегрузку, на ручке создается усилие от потока, действующего на руль высоты и элероны. (Если поток слева или справа, то левый или правый элерон будет «поддувать» потоком и это чувствуется на ручке управления.) Вариометр начинает показывать восходящее движение, скорость несколько увеличивается, так как поток действует на вертикальные рули, к тому же на показания указателя скорости оказывает влияние

снос потока около ПВД (приемник воздушного давления).

Поскольку термик — струя, то для того чтобы находиться все время в потоке, планеристу приходится летать по окружности его, а поскольку поток имеет вертикальную составляющую, то планерист летит по восходящей спирали. Почувствовав поток, планерист вводит планер в спираль. Наблюдая за показаниями вариометра, он добивается, чтобы набор был максимальным, как говорят планеристы «центрируется», т. е. старается отыскать центр потока и находиться к нему как можно ближе, уменьшая радиус спирали и скорость до предела, на котором еще можно удержаться, не срываясь в штопор (рис. 2). В этом случае вертикальная скорость восходящего потока будет использована для набора высоты максимально.

Набрав необходимую высоту и определив местонахождение следующего потока, планерист выводит планер из спирали и переводит его в режим планирования, переходя к другому потоку. При полете по маршруту планерист, видя, что сильные потоки попадаются часто, не задерживается в слабых потоках, проходя их в режиме планирования.

Поскольку горизонтальная скорость планера на маршруте зависит от вертикальных скоростей встречающихся потоков как восходящих, так и нисходящих, планерист должен знать, где и как они расположены, где и как их искать.

Факторы, влияющие на формирование и развитие термиков

1. Время года и суток. Термики даже в средних широтах бывают круглый год. Во время зимних полетов на планерах иногда наблюдались термики в декабре и январе. Чаще всего зимние термики возникают при сочетании неустойчивости атмосферы с прогревом, после резкой смены морозов сильной оттепелью. Если оголенные места почвы,

лес, крутые берега, небольшие возвышенности освещены солнцем, то над ними также могут возникать термики. Такие термики невелики по размерам, вертикальная скорость в них редко превышает 1 м/сек.

В феврале прогрев увеличивается и в конце месяца даже при температуре -20°C над оголенными местами почвы, а иногда и над снегом, над склонами, обращенными к солнцу, начинают возникать термики. Они могут возникать и над покрытой льдом рекой или небольшим озером, но очень слабые, достигающие небольших высот. Когда же термики накладываются на поток обтекания от берега, то такой объединенный термик усиливается и развивается уже до большой высоты.

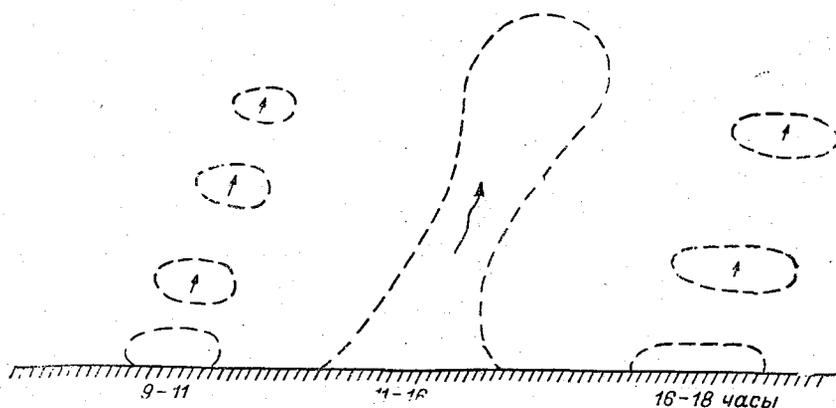


Рис. 3. Суточный ход конвективных токов.

Обычно развитие таких термиков зимой начинается с 13—14 час. и продолжается 1—2 часа. Скорость в них доходит уже до $+2,5$ м/сек., высота — до 1200 м, что неплохо даже для лета. Концентрация и размеры их растут. В феврале—марте удается парить по 1,5—3 часа, обычно с 12—13 до 14—15 час.

В марте 1947 г. в г. Горьком планерист Лашин парил 7,5 часа, набирая высоту до 1200 м над берегом Оки, обращенным к солнцу. В этом случае, видимо, сочеталось три вида потоков: термик от реки, термик от нагретого берега и поток обтекания. Участок берега тянулся на несколько километров так, что термик, как колеблющаяся стена, стоял над берегом, позволяя ходить по прямой вдоль берега с набором.

С прогревом подстилающей поверхности начинается таяние снега и в апреле—мае можно уже парить над полями, освободившимися от снега. Термики, как правило, бывают частые и узкие, развивающиеся сравнительно до небольших высот с 11—12 до 17—18 час., вертикальная скорость их составляет 5 м/сек. Нисходящих потоков мало. С прогревом усиливаются и термики. С мая по сентябрь, а иногда и в октябре они бывают почти все время. К осени мощность термиков уменьшается и возникают они уже только при хорошем прогреве остывающей земли.

По времени суток термики распределяются так: с утра прогрев слабый, термики редкие, узкие, развивающиеся до малых высот, работают импульсами. С прогревом импульсы учащаются, «пузыри» сливаются в струи, термики усиливаются, концентрация и скорости их растут. Несколько термиков сливаются в один, этот объединенный термик усиливается. До какой-то определенной высоты его сложная структура чувствуется по неравномерному набору и переменным перегрузкам

на рулях. После полного слияния струй термик становится широким и устойчивым с хорошим набором высот для планера.

К послеполуденному времени наступает некоторое равновесие, и термики «работают» некоторое время стабильно. Максимального развития они достигают в 13—14 час., потом начинается спад. К вечеру струи начинают распадаться на пузыри, термик опять начинает работать импульсами (рис. 3). Вечерние пузыри, в отличие от утренних, поднимаются более плавно и больше по размерам.

При парении иногда приходится ждать на одном месте следующего пузыря несколько минут, а иногда даже около часа.

Дело в том, что вечером чаще всего от остывающей земли поднимается весь слой, а пузыри образуются только над отдельными участками подстилающей поверхности. Поэтому на планере можно лететь по прямой, не теряя высоты, или теряя, но очень мало, набирать же высоту можно в таких случаях только при поднятии вместе с пузырем. Планерист, замечая место, над которым еще существуют пузыри, набирает высоту при всплытии одного из них и дожидается следующего, стараясь удержаться над этим местом.

Когда прогрев днем бывает очень сильным и подстилающая поверхность медленно отдает тепло, термики могут быть и ночью, чаще всего над водой или болотом.

При ночных полетах на легком самолете над такими местами на небольших высотах в штиль наблюдается слабая болтанка.

2. Состояние атмосферы. В неустойчивой атмосфере термики встречаются чаще, они больше по размерам, больше и их вертикальные скорости. С прогревом неустойчивость уменьшается, термики становятся реже, достигая меньших высот, но шире, чем в неустойчивой массе.

При инверсиях в большинстве случаев термики гаснут, достигая инверсионного слоя. Пробить его могут только наиболее сильные термики с большими вертикальными скоростями.

Некоторые планеристы говорят, что если на утренней эмаграмме на небольшой высоте от земли располагается не очень мощная инверсия, одна или несколько, то будут хорошие термики. Чаще всего это связано с ночным выхолаживанием, а значит с неустойчивостью утром и хорошим прогревом днем в приземном слое, тогда можно будет начинать полет с меньшей высоты, а когда термики пробьют инверсию, то в них можно будет выйти на большую высоту. С прогревом термики разрушают слой инверсии и мощные термики можно встретить чаще.

3. Барические образования. Развитию термиков способствует резкая смена различных по своим свойствам воздушных масс. Обычно при полетах на дальность из северных районов ЕТС хорошее развитие термиков на больших площадях и по маршруту обуславливается расположением на западе или северо-западе антициклона, а на востоке, северо-востоке — большого циклона в период с мая по август, иногда в сентябре при холодных вторжениях со Скандинавии, а иногда и при обратном расположении.

Благоприятная погода для полета на дальность чаще бывает в меридиальном направлении, в южные, юго-восточные и юго-западные районы. Выбор погоды и направления полета во многом зависит от расположения посадочных площадок и населенных пунктов. Благоприятная погода для полета на дальность бывает и в обратных направлениях, но полеты в этих случаях связаны с риском посадки в лесистых малонаселенных районах.

4. Ветер. Как только пузырь оторвался от земли и начал всплывать, то под действием ветра он начинает смещаться в сторону от места

своего возникновения. С усилением ветра смещение пузырей, а затем и термиков ускоряется. При порывах ветра термики то наклоняются, то выпрямляются, при этом вертикальная скорость и высота их соответственно изменяются. На высотах термик сильно скашивается по ветру, так как скорость его при подходе к уровню конвекции уменьшается, а ветер усиливается. Под действием ветра термик приобретает самые различные формы. Поэтому при парении, отыскивая термик, приходится учитывать и силу ветра, и его направление как у земли, так и по высотам.

С усилением ветра и его порывистости силы термика может нехватить, чтобы сопротивляться ветру, пузыри будут уноситься раньше, чем они успеют слиться в струю. При сильном ветре «выживают» только самые сильные термики, которые хотя и изменяются по форме, но продолжают работать, правда, уже до меньших высот. Держаться в таких термиках очень трудно, после каждой спирали планер ветром выдувает из потока и приходится искать его снова. Поскольку при ветре пузыри отрываются чаще, то и термики слегка усиливаются сужаясь. Концентрация их увеличивается, уменьшается количество нисходящих потоков. Ветер помогает в образовании и развитии термиком до какого-то предела, до какого-то «скоростного порога», после которого, усиливаясь, он начинает мешать. Даже самые мощные струи не выдерживают борьбы и разбиваются на пузыри. Каков этот предел, точно выяснить пока не удалось, так как чем сильнее ветер, тем до меньших высот работают термики, тем они уже, а летать в спиральях на высотах в несколько десятков метров при сильном ветре не так-то просто, к тому же и полет не безопасен. Были случаи (Всероссийские соревнования в Серпухове, июнь 1963 г., полет на дальность Ю. Корьякова из Ярославля, июнь 1961 г.), когда приходилось парить в термиках при ветре до 20 м/сек. на высотах от 150 до 200 м. Часто рекорды на дальность устанавливаются именно при сильном ветре.

Чем ровнее ветер, тем устойчивее термик, если ветер порывистый, то и термик начинает работать порывами.

Влияние ветра на термик соответствует суточному ходу.

Как только термик приобретает вертикальную скорость, по законам механики на него начинает влиять отклоняющая сила вращения земли. В нашем полушарии термик должен закручиваться циклонально. В таком случае правая спираль более выгодна для набора, чем левая; «скользящая» по вращающемуся потоку (рис. 2). Но это не всегда так. Иногда в термике набор лучше в левой спирали, чем в правой. Причину такого расхождения теории с практикой пока установить не удалось.

5. Подстилающая поверхность. Термики формируются и развиваются над различными участками подстилающей поверхности соответственно суточному ходу.

С утра термики возникают над темными полями и развиваются до небольших высот, потом над более светлыми участками, над полями, покрытыми невысокой растительностью, после полудня над лесом, а ближе к вечеру над болотом, небольшими водоемами и речками с медленным течением. Там, где контраст теплоемкостей наибольший (скалы, пляж — вода, лес — поле и т. д.), термики мощней и распространяются до больших высот, особенно когда на сухую поверхность поступает влажный воздух, как это бывает при ветре с реки на пляж или наоборот, или когда сухой воздух поступает на влажную поверхность, как при ветре с поля на лес или болото. Над лесом термики устойчивые, широкие, развивающиеся до небольших высот. Над лесами можно проходить довольно большие расстояния. Так, в июне 1961 г.

планерист Юрий Корьяков, вылетев из Ярославля, пролетел 508 км на северо-восток, произведя посадку в Вологодской области. Полет проходил при ветре до 18 м/сек. над лесами и болотами. При полетах планеристов на дальность из Ярославля на юг, юго-восток им часто приходилось преодолевать большие лесные массивы и заболоченные районы (Мещерские болота), пролетая над ними по 300—400 км.

Термики возникают и над водой. Если водоем мелкий, со стоячей водой, а дно его темное, вода в нем прогревается быстро, термики возникают раньше и распространяются выше, чем над глубоким водоемом со светлым дном и прозрачной водой. Такие «мокрые» термики малы по размерам, узкие и слабые, толщина слоя, в котором они возникают и развиваются, не превышает 200—300 м, вертикальная скорость их около 1,0 м/сек. К вечеру, когда вода отдает тепло, они сливаются, и тогда удается проходить по прямой при показаниях вариометра 0 м/сек. несколько километров над водой.

Около крупных водоемов на севере ЕТС, окруженных лесами и болотами, начало развития термик сдвигается по суточному ходу и максимального развития термик достигает только к 15—16 час. Так, на берегу Рыбинского водохранилища развитие термик начинается с 14—15 час. и продолжается всего 2—3 часа.

При ветре над большими неровностями возникают потоки обтекания. Термики, накладываясь на них, достигают больших высот, увеличивают свой рабочий диапазон. Так, при полетах в Орловской области на Всероссийских соревнованиях некоторым планеристам удавалось начинать парить с очень малых высот (30 м) благодаря наложению термик на потоки обтекания.

Орловская и Курская области, Кубань, Южный Урал изрезаны оврагами, иногда довольно глубокими. Сочетание такого рельефа с черноземными или каменистыми почвами при умеренном ветре и хорошем прогреве дают питательную среду для хороших частых термик. Такие условия позволяют летать в безоблачном небе на сотни километров.

6. Географические особенности. Чем дальше пролетаем на юг из северных районов, тем сильнее термики, тем больше их размеры, но концентрация их несколько снижается. Так, при полетах в Ярославской области выше 1000 м термики встречаются довольно редко. В районе Серпухова и Тульской области они нередко бывают до 1200 м, в Орловской же и Сумской областях они часто превышают 1500—1700 м при $+v_y \approx 5$ м/сек.

Места преимущественного развития термик

При сочетании благоприятных условий над какими-то определенными участками подстилающей поверхности термики развиваются лучше, чем над всеми окружающими участками. Планеристы, хорошо знающие район полетов, признаки и расположение таких мест, всегда могут найти хороший термик над ними. Это может быть крутой берег реки, нагретый солнцем, если к тому же ветер дует с реки на берег, склон оврага, холма, ущелья или горы, поле с каким-то определенным составом почвы, над которым термики возникают чаще, чем над другими полями, и т. д. (рис. 4).

Места преимущественного развития термик могут быть не только естественными, а как бы созданными искусственно. Так, почти всегда можно найти хорошие термики над большими районами крупных заводов или шахт, рядом с которыми дымят терриконы, над крупными населенными пунктами, крыши домов и улицы которых хорошо прогреты

солнцем, над районами лесных и торфяных пожаров. Пробовали парить даже ночью над большими сталелитейными заводами.

Над границей лес — поле термики иногда достигают 1,5 км высоты при $+v_y$ до 4 м/сек. почти по всей кромке контраста, особенно при ветре с поля на лес, когда высота деревьев 10—15 м и лес густой. Над скошенным полем или лугом термики всегда более мощные, чем над полем, покрытым растительностью.

При сочетании неблагоприятных условий разница в условиях формирования и развития термиков сказывается даже на небольшом расстоя-

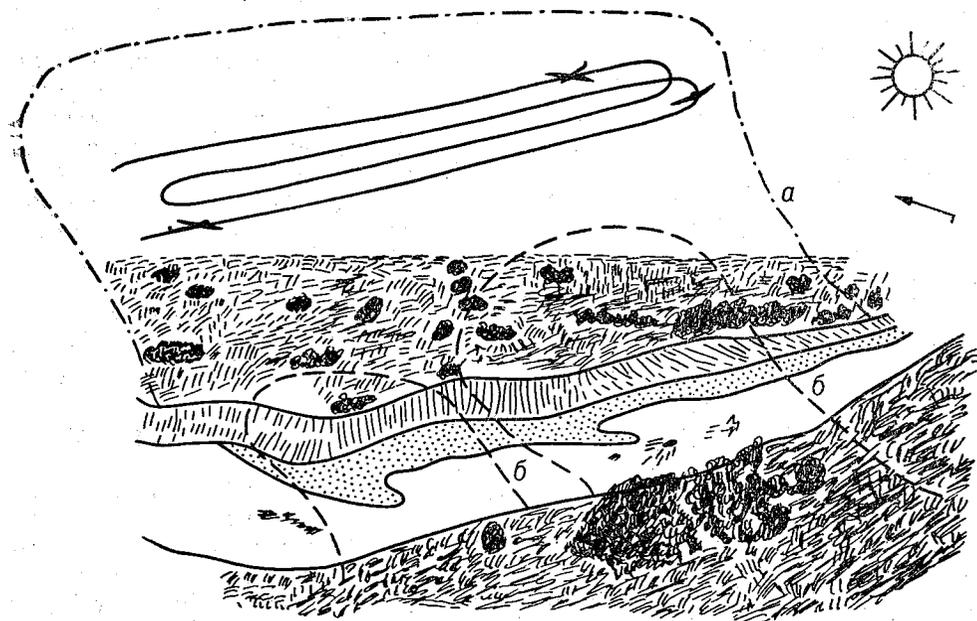


Рис. 4. Полет над нагретым склоном реки.
а — зона восходящих потоков, б — зона нисходящих потоков.

нии. Так, в Рыбинске и Ярославле, находящихся на расстоянии всего 80 км, разница в условиях для парения довольно большая. При полетах в районе Рыбинска редко наблюдались хорошие термики, выше 1000 м и с вертикальной скоростью 2,5 м/сек. В районе же Ярославля часто наблюдались дни, когда можно было часами парить в чистом небе. Рабочий диапазон высот составлял по максимальным значениям 150—2800 м, скоростей — до 5 м/сек. Видимо, в районе Рыбинска условия для парения обуславливаются соседством крупного водохранилища, густых лесов и болот, занимающих довольно большие площади.

Взаимодействие термиков с облаками

В хорошую, как говорят планеристы, «парящую» погоду с утра одна за другой возникают шапки кучевых облаков. Возникают они под действием термиков, доставляющих на высоту влажный воздух и ядра конденсации. Облако венчает термик, как шляпка гриб.

Одно облако может питаться от нескольких термиков, которые под нижней кромкой сливаются в один широкий поток, иногда достигающий площади нескольких десятков квадратных километров, особенно когда

облака сливаются в гряды. Под такими грядами удавалось проходить по прямой с набором высоты 80—100 км и больше.

Под плоскими облаками хорошей погоды почти нет нисходящих потоков, а если есть, то довольно слабые.

Иногда под одним большим облаком может быть несколько систем циркуляции под кромкой несмотря на то, что питается оно от одного термика.

При взаимодействии термиков с облаками на границе двух различных по свойствам подстилающих поверхностей термики меняют свои размеры и иногда довольно резко. При взаимодействии термиков над

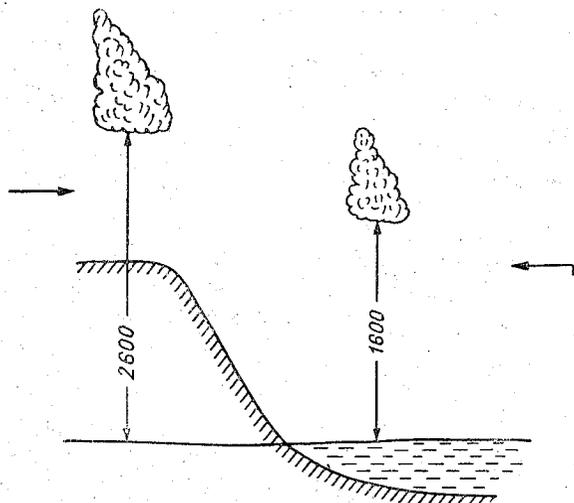


Рис. 5. Высота облаков над сушей и водоемом.

водой и сушей размеры термиков изменяются как бы ступеньками. При полетах в сторону моря многие планеристы замечали ступенчатое опускание нижней кромки облаков, особенно при ветре с моря на сушу. Такое же явление замечалось и около крупных водохранилищ, таких, как Рыбинское, и даже над Волгой или влажным участком подстилающей поверхности. Чем ближе море, тем ниже кромка. При переходе с суши на море кромка может опускаться иногда так резко, что планерист, находящийся

под нижней кромкой облака над сушей, может видеть вершину облака, находящегося совсем рядом над морем, сразу за береговой чертой (рис. 5). Как только становится заметно уменьшение скорости потока, это означает, что облако распадается и надо искать другой поток. Наблюдая за облаками, планеристы предпочитают переходить под небольшое, но развивающееся, растущее на глазах облако, чем под большое, начинающее распадаться.

Поток под облаком распространяется до какой-то определенной высоты, которую планеристы называют критической. Под кучевыми облаками удавалось начинать парить с 300 м при высоте нижней кромки 1200 м.

Восходящие потоки под облаком бывают даже в зоне довольно интенсивных ливневых осадков. Вертикальная скорость при этом доходит до +4 м/сек., иногда больше, правда, размеры таких потоков невелики и они очень неустойчивы, работают короткое время, видимо, охлаждаясь выпадающими осадками.

Расположение восходящих и нисходящих потоков около облака и в самом облаке может быть самым разнообразным. Чаще всего восходящий поток расположен под солнечной кромкой облака и распространяется немного выше ее, иногда метров на 500—600, но скорость такого потока не превышает при этом 3 м/сек. Потоки около вершины облака достигают высоты над ней 200—300 м, скорость их до 1,5 м/сек. у самой вершины. При выходе из вершины воздух «стекает» по ней со

всех сторон, образуя слабые нисходящие потоки в основном на противоположной солнцу стороне облака.

Часто при полетах наблюдается ячеестое расположение зон формирования термиков и кучевых облаков. Иногда над какой-то подстилающей поверхностью образуются хорошие термики и кучевые облака, а над кажущейся такой же рядом расположенной поверхностью они или совсем не развиваются, или развиваются, но очень плохо.

Существуют термики, которые не сливаются в большие струи, а, наоборот, разбиваются на более мелкие и работают импульсами. Такие зоны планеристы называют зонами термических перегревов или кризисов, или просто термическими перегревами. Эти зоны планеристы вынуждены обходить или ждать на краю такой зоны, когда перегрев закончится и возобновится нормальное развитие термиков, на что уходит много времени и сокращается запас высоты, а площади зон термических перегревов занимают иногда десятки и даже сотни квадратных километров, продолжаются они от нескольких минут до 1—2 часов.

Исходя из наблюдений, проведенных в полетах, из практики самих полетов, можно сделать некоторые выводы о строении термиков и их развитии.

1. Термики в начале своего развития состоят из отдельных порций нагретого воздуха — «пузырей», частота отрыва которых при дальнейшем прогреве увеличивается и в конце концов они сливаются в струю нагретого воздуха, имеющую определенные параметры. При уменьшении прогрева термики снова разбиваются на «пузырьки».

2. На формирование и развитие термиков влияют следующие факторы:

- а) время года и суток;
- б) состояние атмосферы;
- в) барические образования и системы;
- г) ветер;
- д) сила Кориолиса;
- е) подстилающая поверхность;
- ж) географические особенности района формирования термиков.

3. Термики формируются и развиваются над определенными участками подстилающей поверхности.

4. Термики взаимодействуют с другими видами воздушных движений и с облаками, особенно кучевых форм.

Данные, приведенные в работе, собраны на основании полетов автора в период 1960—1964 гг. на Европейской территории Союза, в основном в Ярославской области (а также Московской, Орловской, Курской, Сумской, Полтавской, Луганской и Оренбургской областях).

Полеты проводились с целью тренировок и участия в соревнованиях, а не как исследовательские, к тому же не всегда регулярно. Поэтому приведенные данные ни в коей мере не отражают полностью всех условий, по которым можно окончательно судить об условиях возникновения и развития термиков в этих районах.

К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ СКОРОСТИ ВЕТРА ПО АКСЕЛЕРОГРАФИЧЕСКИМ ЗАПИСЯМ ПЕРЕГРУЗОК ЦЕНТРА ТЯЖЕСТИ ВЕРТОЛЕТА Ка-18

Рассматривается методика и результаты определения эмпирической передаточной функции вертолета с двумя соосно расположенными несущими винтами. В основу выполненного исследования положены гипотезы:

а) атмосферная турбулентность является квазистационарным случайным процессом;

б) поле турбулентности «заморожено», что соответствует тому, что в системе отсчета, движущейся со скоростью вертолета, распределение вертикальных пульсаций вдоль оси движения не меняется со временем («заморожено»);

в) вертолет с установленным на нем прибором (акселерометром) является линейной динамической системой. Приводятся осредненные кривые спектральной плотности вертикальных порывов ветра и спектральной плотности распределения перегрузок центра тяжести вертолета Ка-18 на высоте 72 м.

Вертолет, как и самолет, попадая в зону с развитой турбулентностью, испытывает перегрузки, которые характеризуют его реакцию на воздействие со стороны турбулентного порыва. Реакция вертолета на порывы ветра, в отличие от самолета, имеет свои особенности, выраженные в достаточно сложном виде передаточной функции. Эта функция может быть получена из решения уравнения движения вертолета.

Согласно закону Ньютона, произведение массы вертолета на ускорение его центра тяжести в каком-то направлении равно сумме сил, действующих в том же направлении.

$$\left. \begin{aligned} \frac{G}{g} j_y &= T - G \cos \gamma \cos \theta + Q_y \\ \frac{G}{g} j_x &= -H - Q_x - G \cos \gamma \sin \theta \\ \frac{G}{g} j_z &= G \cos \theta \sin \gamma + S - T_{p.v} + Q_z \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

где G — сила веса вертолета, g — ускорение силы тяжести; j_x , j_y и j_z — ускорения вертолета по направлению соответствующих осей; Q — сила сопротивления фюзеляжа и всех несущих частей вертолета, для упрощения считается приложенной к центру тяжести вертолета; T — сила тяги несущего винта, представляет собой проекцию полной аэродинамической силы винта на конструктивную ось вращения несущего винта;

H и S — продольная и поперечная составляющие силы несущего винта; $T_{р.в}$ — сила тяги рулевого винта, для вертолета с двумя соосно расположенными несущими винтами она равна нулю; θ — угол тангажа, γ — угол крена вертолета.

Система этих уравнений охватывает все случаи «нагружения» вертолета в целом во время полета [8]. Однако для учета влияния атмосферной турбулентности на полет вертолета необходимо ввести в правые части уравнений проекции порывов ветра по соответствующим осям [5]. Введение указанных величин в определенной степени осложняет систему уравнений движения вертолета и делает расчеты теоретической передаточной функции весьма сложными. Это обстоятельство в первую очередь связано с определением ряда количественных характеристик и моментов, которые входят в уравнения движения после соответствующих преобразований. С другой стороны, многие из необходимых для расчета параметров практически отсутствуют в специальной литературе (так как они являются результатом продувки модели вертолета в аэродинамической трубе). Еще большее затруднение связано с введением уравнения моментов. Эти соображения и определили поиски путей эмпирического определения передаточной функции вертолета.

Метод получения эмпирической передаточной функции вертолета

Эмпирический метод вычисления передаточной функции основан на сравнении кривых спектральной плотности турбулентных порывов ветра и спектральной плотности распределения перегрузок летательного аппарата, находящегося в этом турбулизованном потоке воздуха. В основу этого метода необходимо положить следующие предположения:

а) атмосферная турбулентность является квазистационарным случайным процессом (многочисленная экспериментальная проверка, выполненная многими авторами, указывает на устойчивость статистических характеристик и подтверждает правильность этого предположения);

б) поле турбулентности является «замороженным», что соответствует тому, что в системе отсчета, движущейся со скоростью вертолета, распределение вертикальных пульсаций w' вдоль оси движения не меняется со временем («заморожено»). Используя гипотезу «замороженной турбулентности», временные спектры пульсаций w' можно перевести в пространственные, т. е. перейти от масштаба времени к масштабу длины (или перейти от круговой частоты ω рад/сек. к волновым числам Ω рад/м);

в) вертолет с установленным на нем прибором (акселерографом) является линейной динамической системой, для которой выполняется следующее соотношение:

$$S_w(\omega) = |\Phi(j\omega)|^{-2} S_{\Pi}(\omega), \quad (2)$$

где $S_w(\omega)$ — спектральная плотность энергии скоростей турбулентных порывов, $S_{\Pi}(\omega)$ — спектральная плотность распределения перегрузок, $\Phi(j\omega)$ — передаточная функция системы вертолет — акселерограф.

Сущность эмпирического метода заключается в следующем. На специальной метеорологической вышке (высотой около 72 м) была установлена электронная аппаратура, позволяющая измерять пульсации вертикальной компоненты скорости ветра w' и автоматически рассчитывать спектральную мощность энергии вертикальных порывов (энер-

гетический спектр). Приемником аппаратуры является акустический анемометр, установленный на специальной штанге (рее). Анемометр позволяет измерять вертикальную компоненту скорости ветра с пространственным осреднением, равным базе прибора, которая в данном исследовании имела величину около 100 мм [4, 6]. В отличие от широко известного метода определения вертикальной компоненты скорости ветра по перегрузкам самолета, который позволяет измерять крупномасштабные пульсации и энергетический спектр пульсаций в области низких частот, рассматриваемый метод обеспечивает получение и исследование высокочастотной части спектра. С другой стороны, на вертолете, летящем на уровне установки акустического анемометра, с помощью специального переоборудованного самописца перегрузок СП-11 производилась регистрация ускорений центра тяжести. Полученная запись перегрузок соответствующим образом обрабатывалась на электронно-вычислительной машине. В результате вычислений определялась спектральная плотность распределения перегрузок. В дальнейшем использование соотношения (2) обеспечивает получение эмпирической передаточной функции вертолета.

Район и методика исследования

Для выполнения настоящей работы было проведено несколько исследовательских полетов на вертолете Ка-18. Полеты проводились в районе аэрологического полигона Цимлянкой научной станции (ЦНС) Института физики атмосферы АН СССР. Полигон представляет собой степь, покрытую травянистым покровом. Местность равнинная, имеющая небольшой наклон к западу. Средняя высота полигона около 85 м над ур. м.

На территории аэрологического полигона установлена метеорологическая вышка. Вышка оборудована современной электронной измерительной аппаратурой, которая создана коллективом сотрудников института. Эта аппаратура полностью обеспечивала получение всех необходимых характеристик, включая определение спектральной плотности вертикальной компоненты пульсации скорости ветра.

В научно-исследовательских полетах участвовали сотрудники Н. Л. Мандельштам, А. С. Богданов и автор. Руководство полетами было возложено на М. А. Германа. Полеты выполнялись на специально оборудованном вертолете Ка-18, который был арендован Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова на период исследований (август 1964 г.). В районе центра тяжести конструкции вертолета был установлен переоборудованный для этих целей самописец перегрузок СП-11, с помощью которого производилась регистрация ускорений центра тяжести вертолета, вызванная турбулентным состоянием атмосферы.

Основная часть исследовательских полетов производилась на высоте 72 м (табл. 1), что соответствует уровню установки приборов на метеорологической вышке. Полет на одной высоте («площадке») продолжался в большинстве случаев не менее 240 секунд. За это время вертолет в среднем пролетал около 7200 м. На площадке строго выдерживалась заданная высота, скорость полета и курс. Курсы полетов обычно выбирались так, чтобы направление ветра было перпендикулярно движению вертолета, сам же полет проводился с подветренной стороны по отношению к вышке, на которой размещены приборы. Последнее обстоятельство было вызвано необходимостью сохранения невозмущенного потока воздуха при пролете вертолета. Следует отме-

титель, что линия движения вертолета была достаточно близка к вышке, в этом случае расстояние между вертолетом и вышкой при прохождении траверса было минимальным, обеспечивающим указанные выше требования и безопасности полета. Вмешательство летчика в управление горизонтальными рулями было сведено до минимума, который обеспечивал необходимую безопасность полета.

В каждом полете непосредственно участвовало два научных сотрудника, в обязанности одного из них вменялось производство визуальных наблюдений и ведение боржурнала, в обязанности другого входило управление самописцем СП-11 и руководство исследовательским полетом. После окончания полета производилась первичная обработка акселерограмм — разбивка площадок, выявление особенностей произведенной записи перегрузок и т. п. Исходные данные научно-исследовательских полетов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Исходные данные научно-исследовательских полетов на вертолете Ка-18

Время, час. мин.	Номер полета	Номер площадки	Высота, м	Скорость полета, км/час.	Время, час. мин.	Номер полета	Номер площадки	Высота, м	Скорость полета, км/час.
14 августа 1964 г.					13 09—13 13	4	20	72	110
9 18—9 23	2	1	72	110	13 16—13 29	4	21	72	110
9 25—9 29	2	2	72	110	13 23—13 27	4	22	72	110
9 33—9 35	2	3	72	110	13 29—13 33	4	23	72	115
9 38—9 42	2	4	72	110	13 35—13 37	4	24	72	115
9 48—9 52	2	5	72	110	14 05—14 09	4	25	72	115
10 14—10 18	2	7	72	110	14 11—14 15	4	26	72	120
10 19—10 23	2	8	72	110	14 17—14 21	4	27	72	115
10 24—10 28	2	9	72	110	14 23—14 27	4	28	72	115
15 августа 1964 г.					18 августа 1964 г.				
9 31—9 35	3	10	72	110	11 22—11 24	5	29	10	120
9 37—9 41	3	11	72	110	11 25—11 27	5	30	20	115
9 43—9 47	3	12	72	110	11 28—11 30	5	31	30	115
9 50—9 52	3	13	72	110	11 32—11 34	5	32	40	115
10 33—10 37	3	14	72	110	11 36—11 37	5	33	50	110
10 38—10 42	3	15	72	110	12 03—12 07	5	34	72	115
10 44—10 48	3	16	72	110	12 09—12 13	5	35	72	110
10 50—10 52	3	17	72	110	12 16—12 29	5	36	72	120
17 августа 1964 г.					12 22—12 26	5	37	72	115
12 59—13 01	4	18	72	120	12 29—12 31	5	38	72	110
13 03—13 07	4	19	72	115	12 35—12 39	5	39	72	110
					12 40—12 41	5	40	4	120
					12 45—12 48	5	43	100	110

Во время этих полетов запись перегрузок была произведена на 43 площадках, однако после критического просмотра данных для дальнейшего анализа привлечены лишь 40 площадок с записями. Все полеты производились в первую половину дня, т. е. в то время, когда конвекция уже достаточно развита. В дни исследования наблюдалась малооблачная погода с преобладающим северо-западным ветром.

Как уже указывалось ранее, одновременно с исследовательскими полетами производились измерения спектров вертикальной пульсации скорости ветра. Регистрация вертикальной компоненты скорости ветра производилась с помощью специальной аппаратуры, разработанной сотрудниками Института физики атмосферы АН СССР. Все измерения на метеорологической вышке выполнены и обработаны коллективом научных сотрудников ИФА АН СССР под руководством С. А. Зубковского. Исходные данные этих измерений и некоторые метеорологические характеристики приведены в табл. 2.

Таблица 2

Исходные данные измерений энергетического спектра вертикальных пульсаций скорости ветра

Время, час. мин.	Время осредне- ния, мин.	Средняя скорость ветра, м/сек.	Число Ri	Время, час. мин.	Время осредне- ния, мин.	Средняя скорость ветра, м/сек.	Число Ri
15 августа 1964 г.				17 августа 1964 г.			
9 38—9 49	11,0	—	—	12 11—12 21	10,0	9,12	-0,95
9 49—10 00	11,0	4,62	-1,20	12 23—12 33	10,0	9,01	-1,00
10 00—10 12	12,0	4,46	-1,65	12 36—12 46	10,0	8,87	-1,00
10 12—10 24	12,0	4,38	-2,00	12 49—13 01	12,0	8,95	-1,15
10 24—10 36	12,0	4,83	-1,50	13 04—13 14	10,0	9,02	-1,05
10 36—10 47	11,0	5,20	-1,10	13 16—13 25	9,0	9,08	-1,10
10 47—10 59	12,0	5,38	-1,04	13 27—13 38	11,0	9,13	-1,30
10 59—11 12	13,0	5,40	-1,05				
11 12—11 22	12,0	5,40	-1,05				

Все измерения спектров на вышке и перегрузок на вертолете сопровождалось измерениями профилей скорости ветра $u(z)$ и температуры $T(z)$. Для статистической устойчивости результатов измерений произведено осреднение спектров для интервала времени, приведенного в табл. 2. В этом случае осреднение производилось с весом, учитывающим время осреднения каждого отдельного спектра.

Сравнение данных, помещенных в табл. 1 и 2, показывает, что для дальнейшего анализа могут быть использованы эксперименты двух дней, 15 и 17 августа. С учетом этого в первую очередь были обработаны материалы наблюдений, которые синхронны по времени.

Методика вычисления спектральной плотности распределения перегрузок

Вычисление спектра перегрузок выполнено по следующей схеме. По перегрузкам центра тяжести вертолета, снятым с акселерограмм, был произведен расчет автокорреляционной функции. Для этого была составлена и отлажена программа вычислений на электронно-вычислительной машине «Урал-4». В основу расчетов положена методика, предложенная автором в работах [1, 3]. Рассчитанные автокорреляционные функции легли в основу дальнейшего определения спектральной плотности распределения перегрузок. Для вычисления спектра исполь-

зовано известное выражение, характеризующее связь между спектральной плотностью и корреляционной функцией,

$$S_n(\omega) = \frac{R(0)}{\pi} \int_0^{\infty} \rho(\tau) \cos \omega\tau d\tau, \quad (3)$$

где $S_n(\omega)$ — спектральная плотность распределения перегрузок; $R(\tau)$ — корреляционная функция; $R(0)$ — дисперсия; τ — временной интервал; $\rho(\tau) = \frac{R(\tau)}{R(0)}$ — безразмерная автокорреляционная функция.

Численное интегрирование выражения (3) было произведено по методу Филона [10]. Филон разработал специальный метод для вычисления таких интегралов, приводящий к модифицированной формуле Симпсона с интервалом n , не меньшим того, какой требуется для приближенного вычисления интегралов, не имеющих в подынтегральной функции тригонометрического множителя. Учитывая определенные удобства применения и относительную простоту программирования вычислений спектральной плотности по методу, предложенному Филоном, остановимся на нем несколько подробнее.

Приближенное вычисление интеграла вида

$$I = \int_a^b f(p) \cos xp dp, \quad (4)$$

когда x не является малой величиной, связано со значительными трудностями, так как обычные квадратные формулы, например формула Симпсона, требует вследствие быстрого колебания функций $\cos xp$ деления промежутка интегрирования на очень малые части.

Разделим промежуток интегрирования на $2n$ равных частей с интервалом h (или на n частей с интервалом $2h$) так, что

$$b = a + 2nh. \quad (5)$$

Введем обозначения

$$xh = \theta, \quad (6)$$

$$a + jh = p_j, \quad (7)$$

$$f(a + jh) = f_j, \quad (8)$$

где j — целое число. Предположим, что в интервале $(p_j - h, p_j + h)$, другими словами, в интервале (p_{j-1}, p_{j+1}) можно с достаточной точностью функцию $f(p)$ заменить параболической дугой

$$f(p) = A + B(p - p_j) + C(p - p_j)^2. \quad (9)$$

Тогда найдем:

$$\left. \begin{aligned} A &= f_j \\ B &= \frac{f_{j+1} - f_{j-1}}{2h} \\ C &= \frac{f_{j+1} + f_{j-1} - 2f_j}{2h^2} \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Дифференцируя (9) по p , подставляя вместо B и C найденные значения (10) и полагая затем $p = p_{j+1}$ и $p = p_{j-1}$, получим:

$$\left. \begin{aligned} f'_{j+1} &= \frac{3f_{j+1} + f_{j-1} - 4f_j}{2h} \\ f'_{j-1} &= \frac{4f_j - f_{j+1} - 3f_{j-1}}{2h} \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

Рассмотрим интеграл

$$I_j = \int_{p_{j-1}}^{p_{j+1}} f(p) \cos xp \, dp.$$

Интегрирование по частям дает

$$\begin{aligned} I_j &= [f(p) x^{-1} \sin xp]_{p=p_{j-1}}^{p=p_{j+1}} - x^{-1} \int_{p_{j-1}}^{p_{j+1}} f'(p) \sin xp \, dp = \\ &= x^{-1} [f(p) \sin xp + f'(p) x^{-1} \cos xp]_{p=p_{j-1}}^{p=p_{j+1}} - \\ &\quad - x^{-2} \int_{p_{j-1}}^{p_{j+1}} f''(p) \cos xp \, dp. \end{aligned}$$

Так как, согласно (9), $f''(p) = 2C'$, то можно написать

$$xI_j = \{[f(p) - 2Cx^{-2}] \sin xp + f'(p) x^{-1} \cos xp\}_{p=p_{j-1}}^{p=p_{j+1}}. \quad (12)$$

Подставим в выражение (12) вместо C его значение (10), пользуясь обозначением (6) и имея в виду, что

$$\begin{aligned} \sin xp_{j+1} &= \sin x(p_j + h) = \sin xp_j \cos \theta + \cos xp_j \sin \theta, \\ \sin xp_{j-1} &= \sin x(p_j - h) = \sin xp_j \cos \theta - \cos xp_j \sin \theta. \end{aligned}$$

Находим

$$\begin{aligned} \{[f(p) - 2Cx^{-2}] \sin xp\}_{p=p_{j-1}}^{p=p_{j+1}} &= (f_{j+1} - f_{j-1}) \sin xp_j \cos \theta + \\ &+ [(1 - 2\theta^{-2})(f_{j+1} + f_{j-1}) + 4\theta^{-2}f_j] \cos xp_j \sin \theta. \end{aligned} \quad (13)$$

Пользуясь далее (11) и преобразовывая только что указанным образом $\cos xp_j$, получим

$$\begin{aligned} [f'(p) x^{-1} \cos xp]_{p=p_{j-1}}^{p=p_{j+1}} &= 2\theta^{-1} (f_{j+1} + f_{j-1} - 2f_j) \cos xp_j \cos \theta - \\ &- \theta' (f_{j+1} - f_{j-1}) \sin xp_j \sin \theta. \end{aligned} \quad (14)$$

Складывая (13) и (14) на основании (12), опуская простые, но довольно трудоемкие преобразования, получаем

$$\begin{aligned} I_j &= h [\alpha_0 (f_{j+1} \sin xp_{j+1} - f_{j-1} \sin xp_{j-1}) + \frac{1}{2} \beta_0 (f_{j+1} \cos xp_{j+1} + \\ &+ f_{j-1} \cos xp_{j-1}) + \gamma_0 f_j \cos xp_j], \end{aligned} \quad (15)$$

где

$$\begin{aligned}\alpha_0 &= \frac{x^3 h^3 + xh \sin xh \cos xh - 2 \sin^2 xh}{x^3 h^3}, \\ \beta_0 &= \frac{2 [xh (1 + \cos^2 xh) - 2 \sin xh \cos xh]}{x^3 h^3}, \\ \gamma_0 &= \frac{4 [\sin xh - xh \cos xh]}{x^3 h^3}.\end{aligned}\quad (16)$$

Суммируя теперь I_j для $\gamma = 1, 3, 5, \dots, 2n-1$, получим формулу

$$\begin{aligned}\int_a^b f(p) \cos xp dp &= h \{ \alpha_0 [f(b) \sin xb - f(a) \sin xa] + \\ &+ \beta_0 C_{2j} + \gamma_0 C_{2j-1} \},\end{aligned}\quad (17)$$

где C_{2j} обозначает сумму всех четных ординат кривой $y = f(p) \cos xp$, находящихся между a и b , за исключением половины первой и последней ординат; C_{2j-1} обозначает сумму всех нечетных ординат, а величины $\alpha_0, \beta_0, \gamma_0$, являясь функциями $\theta = xh$ (причем h — интервал деления), определяются выражением (16). Формула (17) заменяет формулу Симпсона для рассматриваемого интеграла; она остается в силе даже в том случае, если величина h большая, при условии, что интервал h подобран таким образом, что функция $f(p)$ аппроксимируется с достаточной точностью параболической дугой.

Замена интеграла (3) выражением (17) связана с изменением пределов интегрирования. Для решения этого вопроса представим интеграл (3) в виде суммы двух интегралов

$$S_n(\omega) = \frac{R(0)}{\pi} \int_0^{\tau_k} \rho(\tau) \cos \omega \tau d\tau + \frac{R(0)}{\pi} \int_{\tau_k}^{\infty} \rho(\tau) \cos \omega \tau d\tau.\quad (18)$$

Наличие непрерывной записи перегрузок вертолета обуславливает возможный верхний предел интегрирования. Очевидно, чем длиннее по времени будет запись, тем точнее может быть взят интеграл (3). Однако в нашем случае промежуток времени, в течение которого произведена запись перегрузок, ограничивается величиной $T = 120$ сек., это позволяет статистически обеспечить с достаточной точностью временной интервал корреляционной функции τ_k не более 24 сек. Таким образом, надежное интегрирование выражения (3) может быть произведено в пределах 0—24 сек. Оценка погрешности, связанной с пренебрежением вторым интегралом в выражении (18), была сделана автором ранее (1) и не превышает погрешности, связанной с точностью измерений перегрузок самописца СП-11.

Учитывая эти соображения, а также переход от круговой частоты ω к волновому числу Ω (пространственной частоте), выражение (4) может быть записано в виде

$$\begin{aligned}S_n(\Omega) &= \frac{R(0) v}{\pi b^2} \int_0^{\tau_k} \rho(\tau) \cos \omega \tau d\tau = \frac{R(0) v h}{\pi b^2} [\alpha \rho(\tau_k) \sin \omega \tau_k + \\ &+ \beta C_{2j} + \gamma C_{2j-1}],\end{aligned}\quad (19)$$

$$\text{где } \alpha = \frac{\omega^2 h^2 + \omega h \sin \omega h \cos \omega h - 2 \sin^2 \omega h}{\omega^3 h^3};$$

$$\beta = \frac{2 [\omega h (1 + \cos^2 \omega h) - 2 \sin \omega h \cos \omega h]}{\omega^3 h^3};$$

$$\gamma = \frac{4 [\sin \omega h - \omega h \cos \omega h]}{\omega^3 h^3};$$

C_{2j} — сумма всех четных ординат кривой $y = \rho(\tau) \cos \omega \tau$, находящихся между началом координат ($\tau = 0$) и $\tau_h = 24$ сек., за исключением первой и последней ординат; C_{2j-1} — сумма всех нечетных ординат v — воздушная скорость полета вертолета; b — тангенс угла наклона тарировочной прямой самописца перегрузок.

Выражение (19) было принято в качестве расчетной формулы и запрограммировано для вычислений на электронно-вычислительной машине «Урал-4».

Результаты измерения спектров пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра и перегрузок центра тяжести вертолета

Многолетние исследования структуры ветра с помощью акустического микроанемометра ИФА показали, что прибор позволяет изучать спектр пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра вплоть до масштабов в несколько сантиметров [4, 6]. Методика измерений дает достаточно надежные результаты почти во всем интервале измеряемых волновых чисел.

Все кривые спектральной плотности пульсаций вертикальной компоненты ветра, измеренные на метеорологической вышке (рис. 1 а), могут быть аппроксимированы прямой линией (в билогарифмическом масштабе). В области высоких частот все спектральные функции имеют степенную зависимость от Ω с показателем степени, близким к $-5/3$ — значению, являющемуся следствием закона «двух третей» Колмогорова — Обухова. Небольшие отклонения от указанного закона отмечаются со стороны низких частот, которые связаны с термодинамическими условиями устойчивости исследуемого слоя атмосферы.

Кривые спектральной плотности распределения перегрузок центра тяжести вертолета (рис. 1 б) имеют более сложную конфигурацию, чем спектры ветра. Сложный вид кривых спектра перегрузок объясняется аэродинамическими особенностями системы вертолет — акселерометр как прибора, регистрирующего турбулентные порывы ветра.

На рис. 1 б нанесена часть кривых спектральной плотности распределения перегрузок вертолета, которые являются результатом эксперимента 17 августа 1964 г. Из этого графика видно, что спектры перегрузок сходны по форме. Наличие сходства кривых $S_{\Pi}(\Omega)$ в какой-то мере обуславливается однородными термодинамическими условиями, в которых производилась эта серия исследовательских полетов. Следует отметить, что все кривые спектров перегрузок примерно при волновых числах от $3,14 \cdot 10^{-2}$ до $3,14 \cdot 10^{-1}$ рад/м имеют наклон, близкий к наклону кривых спектров ветра (рис. 1 а). Для волновых чисел, меньших $3,14 \cdot 10^2$ рад/м, наклон большинства кривых резко уменьшается, а некоторые из них достигают максимума. В высокочастотной области спектра рассчитанные кривые имеют тенденцию к резкому спаду при относительно увеличенном наклоне по сравнению с предыдущим участком спектра. Возможно, повышенная тенденция к спаду

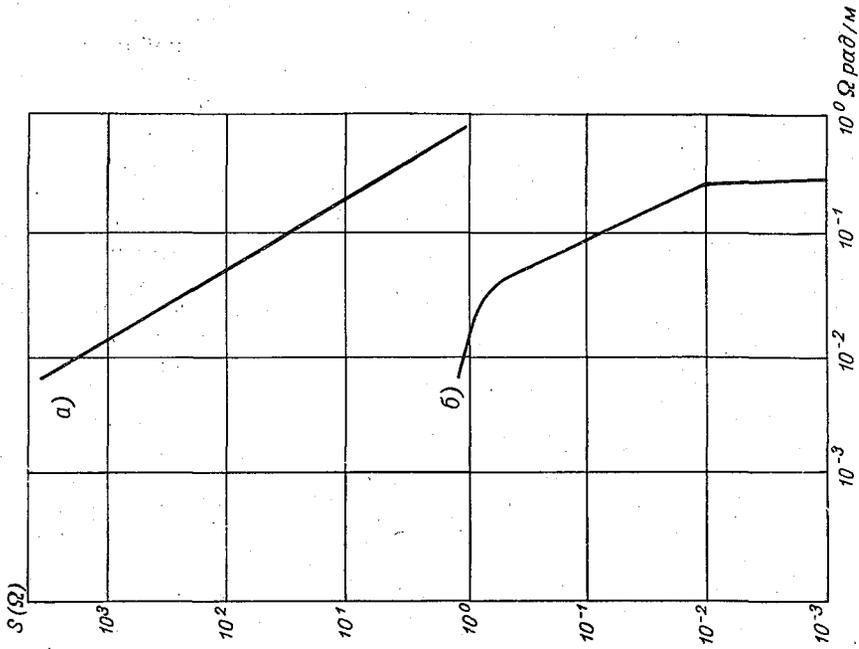


Рис. 2. Среденные кривые спектральной плотности вертикальной компоненты скорости ветра $S(\Omega)$ ($\text{м/сек.}^2 \text{ рад/м}$) и распределения перегрузок вертолета $S_{\pi}(\Omega)$ (Ω) рад/м (б).

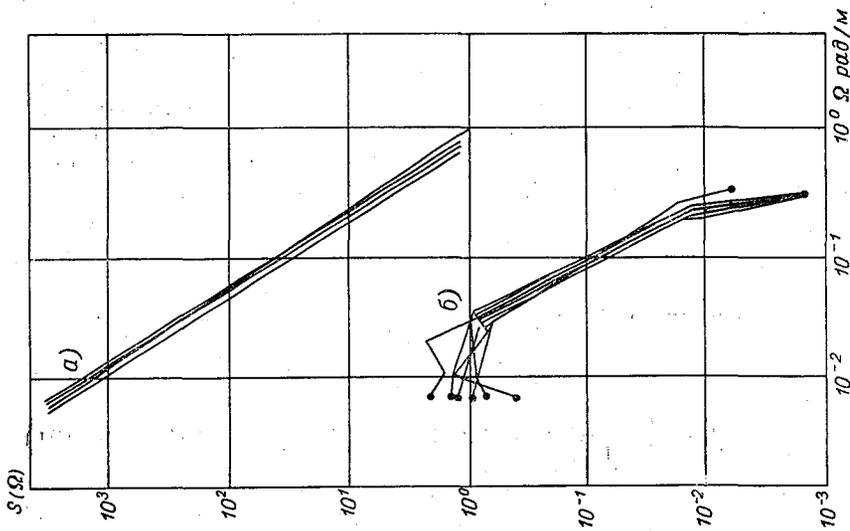


Рис. 1. Кривые спектральной плотности пульсации вертикальной компоненты скорости ветра $S_w(\Omega)$ ($\text{м/сек.}^2 \text{ рад/м}$) (а) и распределения перегрузок вертолета $S_{\pi}(\Omega)$ рад/м (б) по данным эксперимента 17 августа 1964 г.

кривой спектральной плотности распределения перегрузок связана с особой чувствительностью вертолета к турбулентным образованиям относительно небольшого масштаба. Здесь следует также заметить, что участок кривой связан с определенными ограничениями, которые следует накладывать при использовании для исследования системы вертолет — акселерометр. Уточнение степени наклона этого небольшого участка спектра, очевидно, потребует более тонких измерений, чем это возможно с помощью современных серийных акселерографов.

Дальнейшее исследование кривых спектральной плотности вертикальной компоненты скорости ветра и спектральной плотности распределения перегрузок связано с осреднением по достаточно большому интервалу времени. Результаты осреднения представлены на рис. 2.

Осреднение спектров по времени, полученных на метеорологической вышке и рассчитанных по перегрузкам, производилось для различных интервалов времени, в частности для вышки интервал брался равным 72 минутам, а для вертолета — 24 минутам. Таким образом, соотношение временного интервала осреднения бралось три к одному. Такое соотношение времени осреднения связано в первую очередь с различием в скорости обтекания воздушным потоком акустического анемометра, установленного на вышке и на вертолете. Однако, если также произвести учет обтекания отдельных масс воздуха, связанных с вращением несущих винтов вертолета, соотношение осреднения временного интервала оказывается недостаточным. Анализируя исходные данные исследования, необходимо признать, что дальнейшее увеличение временного интервала осреднения оказывается нецелесообразным, так как это будет связано с привлечением другой серии полетов, которая проводилась в несколько отличных условиях термодинамической устойчивости слоя атмосферы.

Осредненная кривая спектральной плотности распределения перегрузок (рис. 2 б), в отличие от отдельных спектров, не имеет максимума при низких частотах и тем более отдельных небольших пиков, как это наблюдалось на рис. 1. Ее плавное изменение в зависимости от волновых чисел свидетельствует об определенной устойчивости осредненных дискретных величин $S_{\Pi}(\Omega)$.

Границы надежности полученного осредненного спектра могут быть оценены из следующих соображений. Перегрузки центра тяжести вертолета, вызванные турбулентным состоянием атмосферы, с достаточной точностью можно представить периодической функцией, т. е.

$$\Delta n(t) = a \sin(\omega t + \varphi). \quad (20)$$

Тогда корреляционную функцию для этого случая можно записать в виде

$$R(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T a^2 \sin(\omega t + \varphi) \sin(\omega t + \omega\tau + \varphi) dt \quad (21)$$

или после выполнения тригонометрических преобразований

$$R(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T \frac{a^2}{2} [\cos \omega\tau - \cos(2\omega t + \omega\tau + 2\varphi)] dt.$$

Выполняя интегрирование выражения (20), получаем

$$R(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{a^2}{2} \left\{ \cos \omega \tau - \frac{1}{2T} \left[\frac{\sin(2\omega T + \omega \tau + 2\varphi) + \sin(2\omega T - \omega \tau - 2\varphi)}{2\omega} \right] \right\} = \\ = \frac{a^2}{2} \cos \omega \tau. \quad (22)$$

Так как рассматриваемая функция перегрузок содержит периодическую составляющую, изменяющуюся с угловой частотой ω_0 , то при $T \rightarrow \infty$ корреляционная функция будет содержать составляющую

$$R_{\omega_0}(\tau) = \frac{a^2}{2} \cos \omega_0 \tau.$$

Однако так как при исследованиях атмосферы обычно ограничиваются конечным промежутком времени, то выражение для корреляционной функции следует записать в виде

$$R_{\omega_0}(\tau) = \frac{a^2}{2} \left[\cos \omega_0 \tau - \frac{1}{2T} \times \right. \\ \left. \times \frac{\sin(2\omega_0 T + \omega_0 \tau + 2\varphi_0) + \sin(2\omega_0 T - \omega_0 \tau - 2\varphi_0)}{2\omega_0} \right]. \quad (23)$$

Второй член в квадратных скобках выражения (23) характеризует величину ошибки, которая может быть допущена вследствие того, что вместо бесконечного рассматривается конечный промежуток T .

Эта ошибка имеет порядок $\frac{1}{\omega_0 T}$.

Рассмотрим конкретную запись перегрузок вертолета, соответствующую некоторому промежутку времени T . Для удобства разделим промежуток времени T на N весьма малых интервалов Δ (в нашем случае $\Delta = 0,5$ сек) так, чтобы функция $n(t)$ мало изменялась на протяжении интервала Δ , т. е. положим

$$T = N\Delta \quad (24)$$

и будем придавать t и τ дискретные значения, кратные Δ , т. е. положим

$$\left. \begin{aligned} t &= \nu \Delta \text{ при } \nu = 1, 2, \dots \\ \tau &= \mu \Delta \text{ при } \mu = 0, 1, \dots \end{aligned} \right\} \quad (25)$$

Так как в формуле (23) при данном μ используется интервал $(N - \mu)\Delta$, а не $N\Delta$, то с учетом того, что $\omega_0 T = \frac{2\pi}{T_0} T$, имеем

$$\omega_0 T = \frac{2\pi}{T_0} (N - \mu) \Delta. \quad (26)$$

Соотношение (26) позволяет оценить величину τ при заданном промежутке времени T с заранее определенной ошибкой в вычислении корреляционной функции.

Таким образом, если ошибка не должна превышать, например, 2%, то можно записать следующее соотношение:

$$\frac{2\pi}{T_0} (N - \mu) \Delta \geq 50 \quad (27)$$

или

$$N\Delta - \mu\Delta \geq 8T_0, \quad (28)$$

откуда следует, что $N\Delta$ должно быть равно по меньшей мере $10T_0$, причем $\mu\Delta$ в этом случае не должно превышать $2T_0$, т. е.

$$\mu\Delta \leq \frac{1}{5} N\Delta \quad (29)$$

или

$$\mu \leq 0,2 \frac{T}{\Delta}. \quad (30)$$

Следовательно, при $T=120$ сек. и $\Delta=0,5$ сек. имеем $\mu=48$ т. е. корреляционная функция для промежутка записи перегрузок в 120 сек. может быть вычислена с погрешностью $\pm 2\%$ для интервала времени $\tau=24$ сек. Эта величина определяет нижнюю границу надежности спектра, которая, согласно исследованиям Блекмана и Тьюки [11], может быть вычислена с помощью соотношения $\frac{10\pi}{\tau v}$, где v — средняя воздушная горизонтальная скорость вертолета. В этом случае она определяется волновым числом $\Omega=4,4 \cdot 10^{-2}$ рад/м.

Волновое число, определяющее верхнюю границу надежности спектра перегрузок, связано с интервалом времени, через который снимались данные перегрузок с акселерограмм для построения корреляционной функции. В данном исследовании $\Delta=0,5$ сек., тогда верхняя граница надежности спектра определяется выражением $\frac{\pi}{\Delta v}$, а волновое число $\Omega=2,1 \cdot 10^{-1}$ рад/м.

Эмпирическая передаточная функция вертолета

Ранее были рассмотрены вопросы получения, обработки и анализа одной из важнейших характеристик случайного процесса — спектральной плотности. Методика вычисления этой характеристики достаточно подробно изложена в работах автора [1, 3]. В результате обработки получены спектры пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра и распределения перегрузок вертолета. Условия эксперимента (см табл. 1 и 2) позволяют отнести полученные характеристики к одному моменту (интервалу) времени.

Если рассматривать вертолет с установленным на нем акселерометром как линейную динамическую систему, на вход которой подан сигнал в виде случайной величины вертикального порыва ветра, а на выходе системы зарегистрирован сигнал в виде перегрузки вертолета, то оказывается, сигналы на входе и выходе могут быть связаны между собой соотношением (2). Функцию $[\Phi(j\omega)]$, входящую в выражение (2), называют передаточной функцией.

В обычных исследованиях, проводимых в физике, радиотехнике и т. п., рассматриваются задачи, связанные с определением вероятностных характеристик случайной функции, получаемой на выходе динамической системы по вероятностным характеристикам функций, поступающих на вход. В исследованиях, связанных с изучением атмосферы, очень часто оказывается, что необходимо определить вероятностные характеристики случайной функции, поступающие на вход динамической системы, по вероятностным характеристикам функции, получаемым на выходе, в частности, в случае исследования атмосферы

получение характеристик турбулентности по данным перегрузок летательного аппарата.

В случае прямой и обратной задач обычно задается передаточная функция, характеризующая особенности используемой линейной динамической системы [12]. В данной работе поставлена другая задача, состоящая в том, чтобы по заданным вероятностным характеристикам случайных функций, поступающих на вход и выход системы, определить параметры динамической системы таким образом, чтобы функция, получаемая в результате исследования, наилучшим образом аппроксимировала функцию, которую желательно получить, т. е. оптимальную передаточную функцию динамической системы.

Вследствие случайного характера импульса, поступающего на вход динамической системы, условия наилучшего приближения передаточной функции к желаемой функции должны иметь вероятностный характер, определение последнего для нашего исследования чрезвычайно затруднено. Однако желаемая устойчивость эмпирической передаточной функции может быть получена на основании многократного повторения эксперимента. Эти соображения уже были приняты при определении спектров турбулентности и перегрузок.

Таблица 3

Результаты расчета передаточной функции вертолета Ка-18 по данным 17 августа 1964 г.

ω_1 рад/сек.	$\lg \Omega$	$\lg S_n(\Omega)$	$\lg S_w(\Omega)$	$[\Phi(\omega)]^{-2}$	$\Phi(\omega)$
0,063	-2,688	—	—	30803,0	0,006
0,126	-2,384	—	—	12744,9	0,009
0,157	-2,288	—	—	5644,4	0,013
0,210	-2,166	-0,058	3,498	2760,0	0,019
0,314	-1,988	-0,004	3,148	1410,0	0,027
0,628	-1,688	-0,052	2,648	501,0	0,045
0,780	-1,593	-0,112	2,448	364,0	0,052
1,047	-1,466	-0,172	2,338	324,0	0,056
1,256	-1,384	-0,222	2,208	269,0	0,061
1,570	-1,288	-0,572	1,998	380,6	0,051
2,100	-1,166	-0,752	1,818	372,0	0,052
2,510	-1,086	-0,932	1,648	380,6	0,051
3,142	-0,988	-1,052	1,528	380,6	0,051
3,500	-0,940	-1,142	1,438	380,6	0,051
4,190	-0,862	-1,242	1,328	372,0	0,052
5,500	-0,746	-1,472	1,108	380,6	0,051
6,284	-0,688	-1,622	1,018	436,0	0,048
7,000	-0,640	-1,842	0,908	562,0	0,042
8,420	-0,560	-1,992	0,828	661,0	0,039
9,000	-0,531	-2,698	0,718	661,0	0,039
9,670	-0,502	-2,818	0,608	672,4	0,038

В табл. 3 приведены значения логарифмов осредненных спектров распределения перегрузок вертолета и пульсации вертикальной компоненты скорости ветра. Оба спектра с увеличением волнового числа имеют тенденцию к спаду. Вид передаточной функции, полученной в результате расчетов с помощью соотношения (2), оказался сложным (рис. 3). Так, рассчитанная кривая характеризуется резким ростом до $\omega=1,256$ рад/сек., при этой частоте отмечается максимум, затем до величины круговой частоты $\omega=5,500$ рад/сек. передаточная функция ос-

тается постоянной, а далее наблюдается тенденция к спаду. Рассмотрим отдельные участки кривой передаточной функции.

Стремление кривой $\Phi(\omega)$ к нулю с уменьшением частоты свидетельствует о том, что для возмущений бесконечно большого масштаба наличие вертикальных скоростей не приводит к возникновению ускорений вертолета — вертолет просто переносится вместе с воздухом.

Наличие отчетливо выраженного максимума на кривой (рис. 3), очевидно, связано с особенностями статических характеристик устойчивости конструкции вертолета при этих частотах.

Наибольший интерес представляет для ряда исследований участок кривой для ω от 1,570 до 6,000 рад/сек. В этом интервале частот кривая

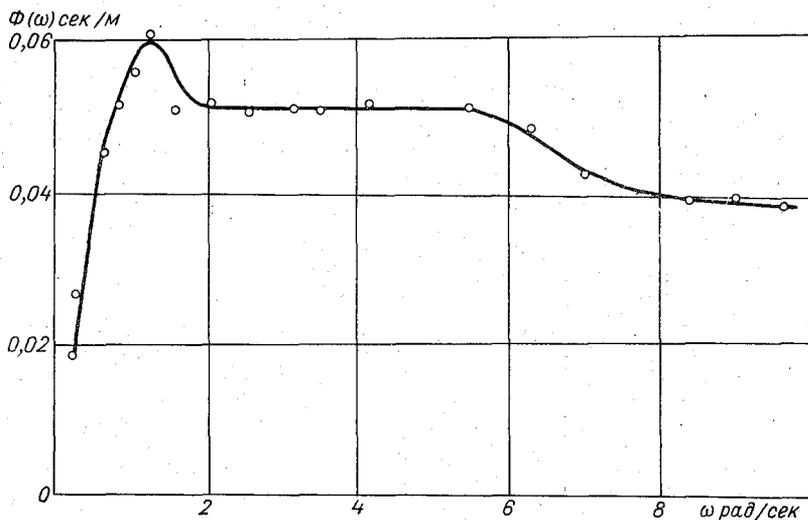


Рис. 3. Эмпирическая передаточная функция вертолета Ка-18 ($H=72$ м, $v=30,6$ м/сек.).

передаточной функции практически постоянна. В то же время экспериментальные исследования атмосферной турбулентности с помощью вертолета, выполненные автором [2], показывают, что в основном вертолеты реагируют на турбулентные образования с масштабом L от 30 до 300—360 м, причем максимум повторяемости наблюдается для масштабов в пределах 100 м. Так как этим масштабам соответствуют круговые частоты, при которых передаточная функция постоянна и равна 0,051 сек/м, то это свойство кривой (рис. 3) может быть использовано для упрощения расчетов при исследовании атмосферной турбулентности с помощью вертолета Ка-18.

Началу третьего участка кривой $\Phi(\omega)$ соответствует верхний предел надежности спектров. Этот участок характеризуется уменьшением чувствительности вертолета к вертикальным пульсациям весьма малого масштаба (соизмеримых с вертолетом и меньше). Однако это предположение является предварительным, так как необходим специальный эксперимент для изучения зависимости передаточной функции вертолета от больших частот.

В заключение автор выражает свою искреннюю признательность А. С. Дубову, который принял участие в обсуждении результатов исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А., Герман М. А. Исследование атмосферной турбулентности с помощью вертолета. Труды ГГО, вып. 171, 1965.
2. Герман М. А. Некоторые результаты исследования турбулентного режима горных районов Кавказа. Труды ГГО, вып. 171, 1965.
3. Герман М. А. Некоторые результаты экспериментального исследования структурно-энергетических характеристик турбулентности в облаках. Труды ГГО, вып. 154, 1964.
4. Гурвич А. С. Спектры пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра и их связи с микрометеорологическими условиями. Труды ИФА АН СССР, № 4, 1962.
5. Дубов А. С. К вопросу определения вертикальных скоростей ветра по данным самолетного акселерографа. Труды ГГО, вып. 81, 1959.
6. Зубковский С. Л. Экспериментальное исследование спектров пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра в свободной атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1963.
7. Солодовников В. В. Основы автоматического регулирования. Гостехиздат, М., 1954.
8. Пейн П. Р. Динамика и аэродинамика вертолета. Оборонгиз, М., 1963.
9. Гатарский В. И. Теория флуктуационных явлений при распространении волн в турбулентной атмосфере. Изд. АН СССР, 1959.
10. Трантер К. Дж. Интегральные преобразования в математической физике. Гостехиздат, М., 1956.
11. Blackman R. В., Tukey T. W. The measurement of power spectra from point of view of communications engineering. The Bell System Technical J., vol. 37, № 1, 3, 1958.
12. Press H., Meadows M. T., Hadlock J. A. A reevaluation of data atmospheric turbulence and airplane gust-loads for applications in spectral calculations. NASA report, No 1272, 1956.

И. И ЧЕСТНАЯ

ВЕТРОВОЙ РЕЖИМ В РАЙОНЕ МЫСА ХЕРСОНЕС В ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ 1962—1963 гг.

Рассматривается ветровой режим пограничного слоя в период экспедиций в районе мыса Херсонес. Попутно разбираются некоторые вопросы методического характера.

Экспедиционные работы в районе мыса Херсонес проводились Главной геофизической обсерваторией в сентябре 1962 г. и в июле — августе 1963 г. Ветровые условия пограничного слоя исследовались методом базисных шаропилотных наблюдений. Выпуски шаров-пилотов производились отдельными сериями. Серии назначались в тех случаях, когда можно было ожидать ветра с большими или умеренными скоростями. При штилях и слабых ветрах наблюдения не проводились, так как это не входило в задачи экспедиции. Систематических наблюдений при любой погоде также не велось.

Как режим, так и место и сроки наблюдений в обеих экспедициях были различными, что в сильной мере затрудняет их сравнение.

В первой экспедиции (1962 г.) место выпуска шаров-пилотов находилось рядом с местом подъема аэростата и стартовой площадкой вертолета, в средней, наиболее возвышенной части Херсонесского полуострова. Здесь же располагался и первый пункт шаропилотной базы. Второй пункт находился около мачты градиентных наблюдений.

Аэрологические наблюдения проводились в те же сроки, что и наземные (градиентные, актинометрические и др.). Причем выпуски шаров-пилотов приурочивались к середине часового интервала сроков наземных наблюдений, т. е. если наблюдения велись в течение одного часа, например, от 11 час. 30 мин. до 12 час. 30 мин., то шар-пилот выпускался в 12 час. ровно. Всего таких сроков было девять, из них три ночных (22, 02 и 04 часа) и шесть дневных (08, 10, 12, 14, 16 и 18 час.). Иногда шаропилотные наблюдения проводились также в дни, когда не было серийных наземных наблюдений, а только аэрологические 09, 12, 16 час., при погоде, которая позволяла поднимать в воздух аэростат и вертолет, т. е. при штиле или слабом ветре.

Во второй экспедиции место выпуска шаров-пилотов и оба пункта базы были на берегу моря, с двух сторон небольшой бухты. Часть шаров-пилотов выпускалась даже на море, на расстоянии 1—2 км от берега, со шлюпки. В этих случаях между берегом и шлюпкой устанавливалась радиосвязь. Наблюдения, как и в первой экспедиции, ве-

лись в одни и те же сроки с наземными, с той лишь разницей, что за часовой срок выпускался не один шар-пилот, а шесть, через каждые 10 минут. Таким образом, в течение всего часового интервала параллельно с наземными наблюдениями непрерывно велись и шаропилотные.

Наблюдения за шарами-пилотами велись двумя парами теодолитов. С помощью каждой пары наблюдение за шаром проводилось 19 минут, а иногда (тренированными наблюдателями) и 20 минут. После окончания наблюдения за первым шаром начиналось наблюдение за другим шаром, выпущенным ровно через 20 минут после первого в момент последнего отсчета, и снова через 20 минут — за третьим шаром, наблюдение за которым могло вестись и более 20 минут. С помощью второй пары теодолитов начиналось наблюдение через 10 минут после первой. Режим работы был тот же. Следовательно, каждая пара за часовой интервал вела непрерывные наблюдения за тремя последовательными шарами-пилотами. С помощью первой пары теодолитов наблюдения начинались ровно в срок, через 20 и 40 минут после начала срока, с помощью второй — через 10, 30 и 50 минут. Затем результаты всех шести наблюдений осреднялись и полученный средний профиль относился к середине часового интервала.

Сроки наблюдений также были другими по сравнению с предыдущей экспедицией. Всего было шесть сроков: три дневных (11—12 час., 12 час. 30 мин. — 13 час. 30 мин., 14—15 час.) и три ночных (0—1 час, 01 час 30 мин. — 02 часа 30 мин., 03—04 часа) с получасовыми перерывами между сроками. Поэтому и анализ материала обеих экспедиций проводился с несколько разных позиций.

В первой экспедиции основное внимание обращалось на характер профилей ветра: изменение направления и скорости с высотой и зависимость его от времени суток. Во второй экспедиции, кроме этой задачи, предполагалось решение и других.

Во время первой экспедиции направление ветра ночью (22, 02 и 04 часа) обычно мало изменялось с высотой, чаще всего наблюдался слабый левый поворот ветра, реже — правый. Иногда, преимущественно при ветрах южных направлений, ветер почти не изменялся с высотой. Утром (08, 09 и 10 час.) левый поворот ветра наблюдался сравнительно редко, а днем и вечером (12, 14, 16 и 18 час.) почти не наблюдался совсем. Преобладали случаи правого поворота или почти не меняющегося с высотой направления.

Характер изменения скорости ветра, осредненный по всем серийным наблюдениям, приведен в табл. 1.

Таблица 1

Средние профили скорости ветра (сентябрь 1962 г.)

Время, час.	H км										
	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,2	1,5	2,0	2,5	3,0
02	5,3	5,6	5,9	6,4	7,1	7,4	6,6	6,4	5,2	4,3	7,8
04	4,2	5,5	5,8	6,2	5,7	4,8	4,9	5,5	4,5	—	—
08	5,0	5,7	6,1	6,3	6,5	5,6	4,8	4,3	5,4	6,5	7,3
10	6,6	6,4	5,6	5,6	5,9	6,1	5,6	5,0	4,3	5,1	6,5
12	6,6	6,9	6,2	5,4	5,4	5,7	5,9	5,4	5,2	6,7	8,9
14	5,7	6,0	6,3	5,8	5,5	6,0	5,6	5,6	4,7	6,3	7,6
16	6,1	6,4	6,0	4,7	4,8	4,4	4,1	4,6	5,2	5,9	6,6
18	6,7	7,0	6,9	6,5	6,2	6,4	6,0	6,4	6,0	6,5	7,6
22	6,2	6,0	6,2	5,5	6,5	6,7	6,8	6,2	8,4	8,1	7,0

Как видно из табл. 1, ночью и утром (02, 04 и 08 час.), скорость ветра растет с высотой, достигая максимальных значений в слое 0,5—1,0 км (полу жирные цифры), затем убывает, достигая минимума в слое 1,5—2,5 км (курсивные цифры), после чего снова возрастает.

Днем и вечером (10, 12, 14, 16, 18 и 22 часа) характер изменения скорости уже другой. Максимальные значения наблюдаются в самом нижнем слое (100—300 м), причем высота уровня максимальных скоростей показывает определенный дневной ход. Выше этого уровня скорость ветра постепенно убывает до минимальных значений на высоте около 2 км (уменьшающейся к вечеру) и затем снова возрастает. На высоте 2,5—3 км скорость достигает своих первоначальных значений.

Следует, однако, оговориться, что все сказанное относится к выборочным дням, когда велись серийные наблюдения, т. е. заведомо исключены случаи слабых ветров и штилей.

Во второй экспедиции, как и в первой, основной задачей было исследование распределения ветра в пограничном слое в период работы экспедиции по тем трем часовым срокам, которые имелись для ночи и дня.

Направление ветра ночью довольно мало изменялось с высотой (правый поворот) и совсем не изменялось между сроками. Изменение направления ветра (в градусах) с высотой приведено в табл. 2. В ночные сроки в течение часа выпускалось четыре шара-пилота через каждые 15 минут и их результаты осреднялись для каждого срока. В табл. 2 приведены средние значения за все серии.

Таблица 2

Время, час. мин.	H км										
	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,2	1,5	2,0	2,5	3,0
0—1	054	057	062	069	081	088	071	077	072	078	082
1 30—2 30	058	059	064	072	077	081	085	084	087	080	—
3—4	056	058	062	067	078	085	066	069	063	071	—

Из таблицы видно, что до высоты 1 км направление ветра на всех уровнях не изменялось от срока к сроку. Изменение направления не выходило за пределы погрешности измерений.

В дневные сроки такое постоянство не наблюдалось и отмечались ветры разных направлений с разным характером вертикального профиля. В первый срок (11—12 час.) преобладали ветры, почти не меняющиеся с высотой (55% случаев). Во второй и третий сроки (12 час. 30 мин.—13 час. 30 мин. и 14—15 час.) уже преобладал правый поворот ветра. Иногда в более высоких слоях наблюдался левый поворот.

Средние профили скорости ветра приведены в табл. 3.

Таблица 3

Время, час. мин.	H км										
	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,2	1,5	2,0	2,5	3,0
0—1	5,9	6,5	7,0	8,0	8,3	9,0	7,4	7,3	7,4	6,3	6,8
1 30—2 30	7,6	8,7	9,2	10,4	11,2	11,2	10,0	9,3	8,8	9,0	—
3—4	8,3	9,8	10,4	11,4	11,1	9,9	9,2	8,8	8,7	8,8	—
11—12	5,8	5,9	6,0	6,4	6,8	6,6	6,6	6,8	6,2	7,2	8,6
12 30—13 30	6,8	7,3	7,2	6,8	7,0	6,8	6,6	7,1	7,8	9,0	8,6
14—15	7,9	8,1	7,7	6,9	6,4	7,1	7,7	8,1	8,6	9,0	8,6

Как видно из таблицы, ночные профили в обеих экспедициях схожи, дневные же профили заметно различаются. Во второй экспедиции максимумы и минимумы слабо выделяются, профили сглажены. Во всем слое до 2 км изменение скорости не превышает 1 м/сек., т. е. не выходит за пределы ошибок.

Как уже сказано выше, во второй экспедиции наряду с характером вертикальных профилей ветра представляло интерес разрешение и

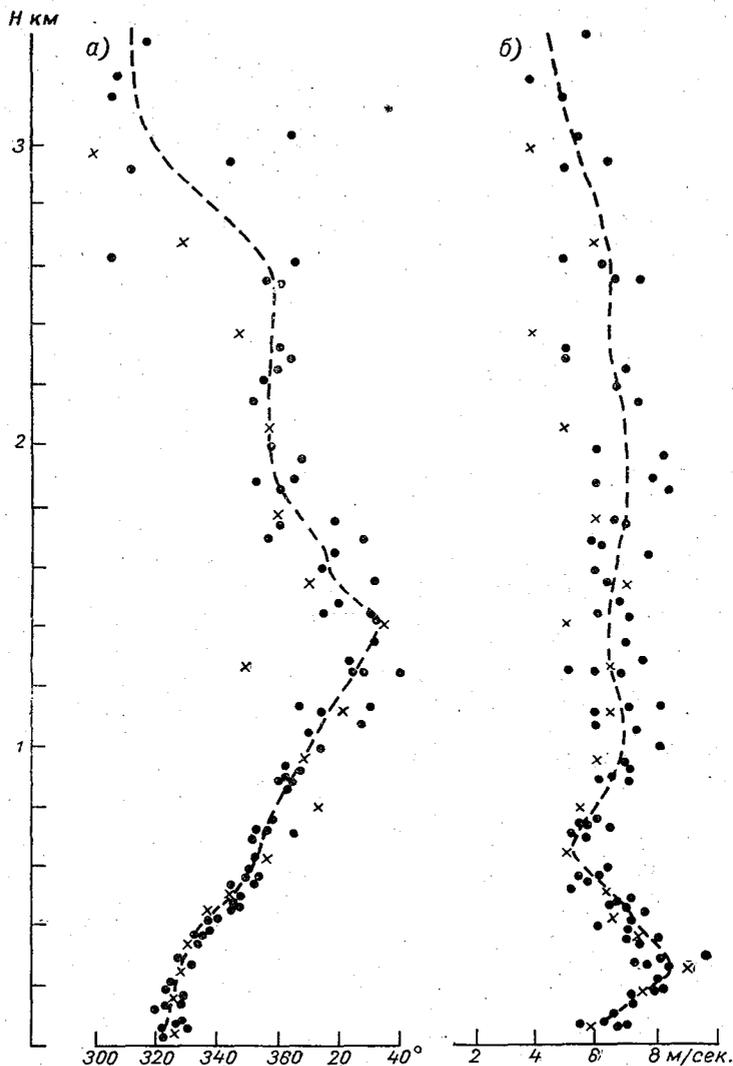


Рис. 1. Нахождение среднего часового профиля направления (а) и скорости (б) ветра. 21 июля 1963 г. 14—15 час.

других вопросов. Одним из них являлся вопрос о том, насколько отдельный шар-пилот, выпущенный в середине часового срока, может отражать средние ветровые условия за этот срок. Уже раньше говорилось, что во второй экспедиции в течение часового срока выпускалось шесть шаров-пилотов через каждые 10 минут. Затем результаты всех шести выпусков наносились точками на один график и по ним вычер-

чивался уже средний профиль. Пример такого графического осреднения показан на рис. 1. В приведенном примере разброс точек в нижнем километровом слое мал, особенно для направления ветра, и средний профиль вычерчивается здесь легко; выше 1 км высотные интервалы между точками, а также разброс точек увеличиваются. Крестиками на рис. 1 отмечен шар-пилот, выпущенный в середине часового срока. При выпуске только одного шара в срок эти точки рассматривались бы как характеризующие ветровой режим за рассматриваемый час. Если по приведенным данным провести средний профиль, то многие из этих крестиков останутся в стороне от него.

Аналогичная картина видна из табл. 4, где приведена серия из шести шаров-пилотов, наблюдение за которыми велось в течение часа (с 12 час. 30 мин. до 13 час. 30 мин.) 21 июля 1963 г. Данные отдельных шаров-пилотов довольно близки между собой, особенно на нижних уровнях, хотя направление ветра в середине срока изменилось на 20° . Данные шара-пилота, выпущенного в середине срока (13 час.); близки к среднему профилю, хотя и несколько отличаются от него.

Однако были и такие случаи, когда ветер в течение часа заметно изменялся как по направлению, так и по скорости. В таких случаях получить осредненный профиль довольно трудно. В табл. 5 приведен один из таких примеров. За время наблюдений с 11 до 12 час. 4 августа 1963 г. направление ветра изменилось на противоположное, скорость уменьшилась в несколько раз. Осредненный профиль не похож ни на один из профилей, полученных для шести выпущенных в срок шаров-пилотов, так же и данные шара-пилота, выпущенного в середине интервала (11 час. 30 мин.), отличаются от данных шаров-пилотов, выпущенных до и после него.

Вывод, к которому можно прийти на основе имеющегося материала второй экспедиции, следующий: ночью ветер в пограничном слое изменяется мало и, принимая во внимание сложность базисных шаропилотных наблюдений ночью, можно, по-видимому, сократить число ночных выпусков и данные отдельных шаров-пилотов распространять на больший промежуток времени. В экспедиции ночью выпускалось не шесть шаров-пилотов в час, как днем, а четыре. Вероятно, можно было бы без ущерба для дела сократить их число до трех или даже двух, что дало бы возможность наблюдать с помощью только одной пары теодолитов.

О дневных наблюдениях следует сказать, что осредненный профиль (как и при ночных наблюдениях), безусловно, имеет более сглаженный ход и точнее отражает средние условия, чем данные отдельного шара-пилота, на которых обычно сказывается влияние пульсации скорости и направления ветра.

И, наконец, в случае резкого изменения направления и скорости ветра в течение срока (табл. 5) ни осредненный профиль, ни данные отдельного шара-пилота не могут характеризовать средние условия за весь срок наблюдений. Это относится главным образом к тому слою, в котором происходит особенно заметное изменение ветра, в нашем примере это нижний слой. Выше этого слоя точки сближаются и уже можно говорить о средних ветровых условиях. Таких случаев было немного, они связаны с местными циркуляциями и представляют интерес с этой точки зрения — дают возможность проследить, как происходит смена циркуляций, на каких высотах, с какой скоростью и т. д.

Наконец, еще один вопрос, который было желательно решить в экспедиции, — это профиль ветра над морем. Вначале уже говорилось, что в некоторые дни выпуск шаров-пилотов производился со шлюпки.

Таблица 4

Время, час. мин.	H км											
	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,2	1,5	2,0	2,5	3,0	
12 30	340-5,4	337-7,0	338-6,8	356-5,4	353-5,5	352-8,0	004-8,7	007-8,2	—	—	—	
12 40	337-5,8	338-7,1	341-7,1	554-5,5	354-7,2	349-7,5	001-11,3	021-6,0	002-6,1	—	—	
12 50	335-5,8	335-6,6	341-6,4	351-5,2	352-6,6	354-5,6	017-6,2	012-5,8	339-4,1	307-4,1	—	
13 00	320-4,9	325-6,9	333-7,4	345-5,6	350-5,8	354-7,8	013-6,6	016-6,2	355-5,6	317-5,0	319-6,5	
13 10	323-5,4	321-6,5	339-7,2	346-5,2	350-5,8	008-5,5	034-4,6	016-5,2	330-2,7	003-3,5	—	
13 20	320-5,2	327-6,1	330-7,0	345-5,5	351-5,2	001-6,7	013-6,1	011-6,4	001-6,0	319-4,0	309-4,0	
Среднее	327-5,4	330-6,7	336-7,3	349-5,4	352-5,7	355-6,8	014-6,5	013-6,7	345-4,0	314-4,6	315-5,0	

Таблица 5

Время, час. мин.	H км											
	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,2	1,5	2,0	2,5	3,0	
11 00	046-8,2	047-8,4	046-8,8	053-7,6	063-8,5	077-4,2	075-5,5	058-12,7	043-7,0	035-7,5	050-9,5	
11 10	076-7,6	060-6,9	052-6,4	051-8,9	054-6,6	056-7,5	056-7,8	062-12,7	056-8,4	043-8,3	036-9,5	
11 20	159-4,4	150-4,6	052-4,6	047-7,0	047-10,4	056-8,5	059-8,9	063-10,0	041-8,0	040-7,6	020-8,0	
11 30	173-2,3	143-1,8	094-3,6	038-6,6	040-7,5	047-8,1	067-6,2	074-8,0	045-9,1	039-7,3	—	
11 40	198-3,8	178-2,2	122-1,5	035-4,0	034-5,9	046-6,1	057-9,4	064-11,8	037-9,1	038-8,7	022-9,8	
11 50	213-3,4	196-2,6	180-0,8	120-2,4	024-5,0	044-6,9	060-9,4	059-12,6	040-7,2	034-7,7	020-9,6	
Среднее	160-4,0	141-3,6	111-3,4	053-5,7	047-7,9	053-7,5	060-7,7	062-11,0	042-7,9	039-8,0	024-8,8	

Таблица 6

Время, час. мин.	H км											
	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,2	1,5	2,0	2,5	3,0	
12 30-13 30	355-10,5	356-9,9	003-9,8	014-9,6	024-9,7	042-9,4	046-8,6	048-9,2	—	—	—	
14-15	356-11,7	004-12,1	012-12,1	021-11,0	029-10,6	038-10,8	041-11,7	048-11,6	—	—	—	
11-12	355-3,9	345-4,3	343-5,0	354-5,3	008-5,0	020-3,6	046-2,9	067-2,5	—	—	—	
12 30-13 30	315-3,9	320-4,9	323-5,0	342-4,2	358-3,1	009-2,5	021-2,0	044-2,2	—	—	—	
14-15	298-6,8	307-7,3	309-7,3	323-5,5	326-3,5	334-2,4	002-2,8	032-4,7	—	—	—	

Для этого выбиралась погода, когда ветер дул с моря, с тем чтобы шар-пилот поднимался в воздухе, длительное время находившемся над морем. К сожалению, исключались дни с сильным ветром, так как в этом случае возникали большие затруднения в погрузке баллона с водородом на шлюпку, которая не могла подходить к берегу из-за камней, а также в наполнении шаров-пилотов (их было о борт шлюпки) и в радиосвязи между шлюпкой и берегом, которой мешал шум моря и ветра.

Имеется только два дня с такими наблюдениями, 2 и 7 августа. Первый срок 2 августа весь ушел на налаживание связи и тренировку в работе на шлюпке, сильно затрудненную усилившимся ветром. Результаты наблюдений приведены в табл. 6.

Этих наблюдений слишком мало, чтобы делать какие-нибудь выводы. В первый день скорость ветра уменьшалась с высотой, во второй день увеличивалась до некоторой высоты и затем снова убывала. Направление ветра изменялось в обоих случаях, наблюдался правый поворот.

Предполагалось также вычислить некоторые характеристики пограничного слоя над морем, такие, как коэффициент турбулентности, касательное напряжение и другие. Но в те дни, когда велись морские наблюдения, профили ветра по большинству шаров-пилотов были неподходящими для таких расчетов и было подобрано только три случая, по которым можно было попытаться вычислить коэффициент турбулентности k .

Вычисление велось по формуле Д. Л. Лайхтмана

$$k = \frac{2l (\lg e)^2}{\left(\frac{d \lg [(u_g - u)^2 + v^2]}{dz} \right)^2}$$

Обозначения здесь общепринятые. Значение числителя для широты Севастополя равно $3,8607 \cdot 10^{-5}$ сек.⁻². Расчеты велись по схеме, предложенной М. П. Чуриновой [1]. Результаты вычислений следующие:

Дата	Время, час. мин.	k м ² /сек.	H м
2 VIII	12 50	74,3	1500
2 VIII	13 45	28,2	1500
2 VIII	13 55	31,4	2000

Здесь H — высота пограничного слоя. В первом случае получилось слишком большое значение k , в двух других — обычное для пограничного слоя.

В заключение следует сказать, что материала пока имеется слишком мало для каких-либо выводов и приведенные значения могут рассматриваться только как первые вехи в этом направлении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чуринова М. П. Некоторые данные о коэффициенте турбулентности в свободной атмосфере. Труды ГГО, вып. 28, 1951.

Ю. С. ДОВГАЛЮК

К ВОПРОСУ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИВОДНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ АЭРОСТАТА И ВЕРТОЛЕТА

Описывается методика изучения приводного слоя атмосферы с помощью аэростата и вертолета. Приводятся и объясняются результаты наблюдений по распределению температуры и влажности с высотой при ветре с моря и при ветре с суши в прибрежной зоне. Даются средние данные распределения безразмерной разности температуры по высоте при горизонтальных полетах вертолета.

В летние месяцы 1962 и 1963 гг. на мысе Херсонес (г. Севастополь) проводились экспедиционные работы ГГО совместно с ЛГМИ и ГМО ЧАМ. Задачей экспедиции было изучение особенностей метеорологического режима пограничного слоя атмосферы над поверхностью моря. Наблюдения за распределением температуры, влажности и скорости ветра велись в экспедиции двумя параллельными методами: с помощью аэростата и вертолета. За время экспедиции получен большой материал аэрологических наблюдений.

Аэростатное зондирование проводилось над сушей и морем до высоты 500 м площадками. Вертолетное зондирование осуществлялось тоже площадками до высоты 500 м над сушей и до высоты 1500 м над морем. В 1962 г., кроме вышеперечисленного, проводились горизонтальные полеты вертолета на определенных высотах. Пункт аэростатного зондирования находился посередине мыса Херсонес в 2—3 км от береговой линии, выдающейся в море. При восточных, юго-восточных и северо-восточных ветрах масса воздуха приходила с суши, при всех остальных направлениях — с моря. Для изучения приводного слоя интересно было провести зондирование с судна. В 1962 г. не удалось осуществить аэростатное зондирование с судна ГМО ЧАМ «Гидрозонд» из-за непригодности его для этой цели и из-за отсутствия катера для передачи аэростата на судно. 7 и 8 августа 1963 г. была осуществлена передача малообъемного аэростата с берега на катере на экспедиционное судно «Мгла» (рис. 1).

Передача аэростата на судно и работа с ним вследствие наполнения его водородом связаны с известным риском, поэтому зондирование с судна велось только в светлое время суток. Вечером аэростат передавался на берег и пополнялся водородом. Передача аэростата на судно осуществлялась катером в штилевые дни. Аэростат крепился в кормовой части судна тросом диаметром 1,3 мм. Для подъема и спуска аэростата использовалась гидрологическая лебедка «Океан», установленная в средней части судна. Через систему блоков вдоль борта проходил трос от аэростата до лебедки. Поскольку при слабом или попутном

ветре трос ложился на мачты и надстройки судна, приходилось на время зондирования ставить блок на вершину мачты. При зондировании использовался механический метеорограф, позволяющий измерять температуру, влажность, давление и скорость ветра. Выдержка механического метеорографа на судне проводилась только с наветренной стороны у самого борта в теневой части надстройки при искусственной вен-

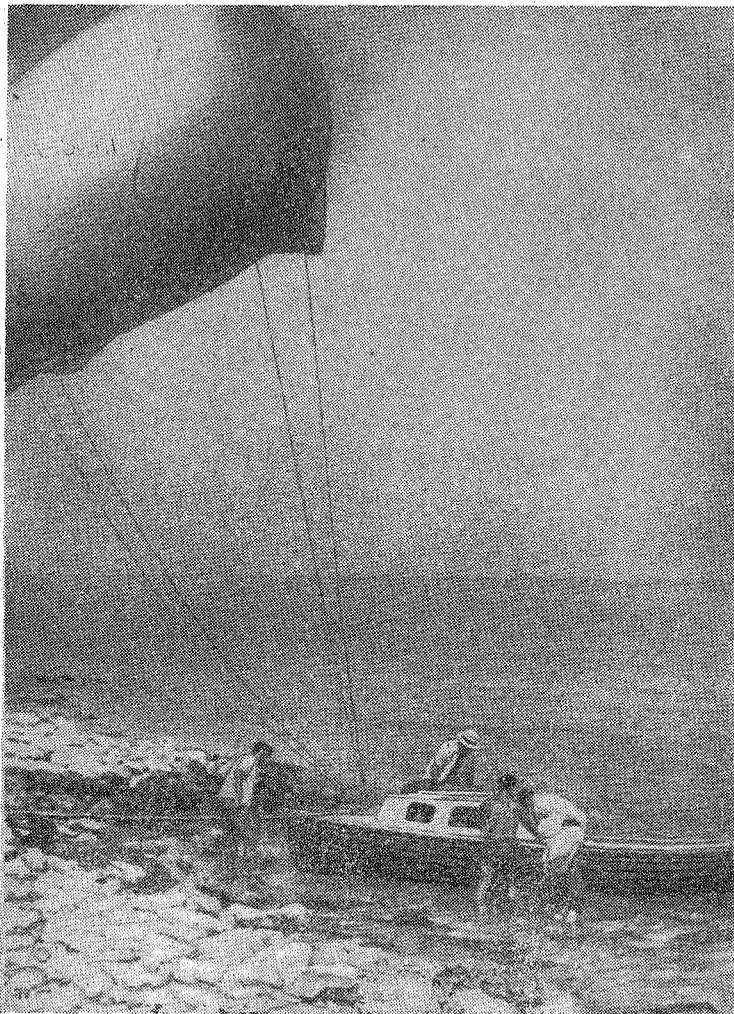


Рис. 1. Передача аэростата на катере с берега на судно «Мгла».

тиляции. Зондирование производилось площадками на высотах 25, 50, 100, 200, 400, 500 м продолжительностью 5 минут. В море было сделано шесть аэростатных зондирований.

В районе аэростатного зондирования над сушей производилось и вертолетное зондирование. Вертолет Ка-18 был оборудован электрометеорографом системы А. А. Ледоховича с оптическим самописцем К-4-51 и механическим метеорографом системы ГГО, которые записывали по-

казания температуры, влажности и давления. Одновременно проводились испытания вертолетного радиометеорографа.

Обработка материалов зондирования велась по обычной методике. Сопоставление различных аэрологических приборов дано в работах [1, 2, 3]. Выдержка аэростатной и вертолетной аппаратуры производилась в одной и той же психрометрической будке с искусственной вентиляцией. Кроме того, результаты вертолетного зондирования привязывались к показаниям 16-метровой градиентной вышки, расположенной в 500 м от взлетной площадки. Вертолет позволил нам получить не только данные зондирования над морем (до высоты 1,5 км), но и горизонтальную изменчивость температуры и влажности в прибрежной зоне при полетах вертолета по горизонтальным площадкам суша—море. Вертолет после выдержки приборов пролетал на высотах 30, 100, 200, 300 м по 6—8 минут над сушей и по 6—8 минут над морем. За это время вертолет при скорости 90 км/час уходил на расстояние 9—12 км от берега. Наблюдатель, кроме облачности, записывал на бланке скорость, направление, высоту полета и особые точки, а также время начала и конца площадки. Заданная высота выдерживалась по высотемеру визуально. Полеты каждый раз производились над градиентной вышкой. При горизонтальном полете над сушей от градиентной вышки всегда летели на восток. При полете над морем от градиентной вышки летели или по ветру или против ветра. На лентах метеорографов синхронно ставились отметки, когда пролетали над берегом, градиентной вышкой и конечными точками на суше и море. Выдержка электрометеорографа производилась следующим образом. Вертолет летал по кругу радиусом 300—500 м на уровне 2—5 м в течение 5 минут между психрометрической будкой и градиентной вышкой.

Все наблюдения за летне-осенний период были проведены в солнечные, почти безоблачные дни (за исключением единичных случаев), характерные для погодных условий данного района. Подъемы аэростата и вертолета проводились в серийные дни по твердому расписанию. Всего было проведено 104 вертолетных и 60 аэростатных подъемов за август—сентябрь 1962 г. и июль—август 1963 г.

При одновременных зондированиях на аэростате и вертолете наблюдается хорошая сходимости показаний температуры по аэростатному и вертолетному механическим метеорографам (табл. 1).

Таблица 1

Сравнение показаний температуры (град.) по аэростатному и вертолетному механическим метеорографам

		H м						
		2	25	50	100	200	300	400
21 VII 1963 г. 11 час. 10 мин.	t_a	25,9	24,4	24,4	24,8	24,5	23,6	22,7
	t_b	25,9	24,3	24,1	24,9	24,5	23,9	22,9
	Δt	0	+0,1	+0,3	-0,1	0	-0,3	-0,2
24 VII 1963 г. 14 час. 55 мин.	t_a	26,3	26,0	26,2	25,9	25,3	24,0	23,0
	t_b	26,3	26,0	26,2	25,6	24,8	23,8	22,8
	Δt	0	0	0	0,3	0,5	0,2	0,2
6 VII 1963 г. 2 часа 22 мин.	t_a	30,0	28,1	28,0	27,9	27,1	26,3	25,5
	t_b	30,0	28,4	28,3	28,0	27,0	26,3	25,7
	Δt	0	-0,3	-0,3	-0,1	0,1	0	-0,2

Рассматривались профили температуры и влажности до высоты 400 м при ветре с моря и при ветре с суши.

При ветре с суши вертикальное распределение температуры в прибрежной зоне такое же, как и на материке. В ночные сроки при восточных ветрах наблюдается 200-метровый инверсионный слой, но максимум температуры в этом случае выражен не резко (табл. 2). Теплый воздух с суши движется примерно на высоте 100—200 м. В этом случае наблюдается устойчивая стратификация. В утреннее время при ветре с суши в слое 25 м наблюдается инверсия температуры, в слое 25—100 м — изотермия температуры, в слое 100—200 м — инверсия температуры и с 200 до 400 м температура падает на 3°.

Таблица 2

Вертикальное распределение температуры (град.) и влажности (%) над мысом Херсонес при ветре с суши

H м	1 час		3 часа		4 часа		12 час.	
	t	u	t	u	t	u	t	u
Вода	24,5		24,3		24,5		24,8	
Земля	20,6	63	20,4	70	15,8	90	28,6	60
25	21,3	57	20,6	69	16,2	86	27,1	59
50	21,8	57	20,7	65	16,6	82	27,0	56
100	22,9	50	21,0	56	17,0	77	26,9	53
200	23,1	41	21,7	51	17,1	72	26,7	50
300	22,4	40	21,1	54	16,4	74	26,0	37
400	21,7	40	20,3	56	16,0	77	25,3	37

В полдень температура сильно падает с высотой до 25 м, а потом до 400 м остается практически постоянной с небольшой инверсией на высоте 300 м.

При рассмотрении вертикального распределения влажности в ночные сроки наблюдения при ветре с суши можно сказать, что ход относительной влажности тоже подчеркивает 200-метровую высоту инверсионного слоя.

Также рассматривается вертикальное распределение температуры и влажности при ветре с моря (табл. 3). Ночью влажный теплый воздух движется с моря на сушу и охлаждается на участке 2—3 км от берега до места подъема аэростата. Разность температуры воды и температуры воздуха на уровне 2 м от поверхности суши за ночные сроки при ветрах с моря составляет 2,3°. При ветре с моря в ночные сроки, так же как и при ветре с суши, наблюдаются инверсионные слои. В этом случае инверсия температуры более резко выражена, но высота слоя инверсии меньше. Например, в час ночи наблюдается инверсия температуры до высоты 50 м, а в три часа инверсионный слой увеличивается до высоты 130 м. Имеем случай устойчивой стратификации, когда теплый воздух с моря выхолаживается сушей.

Результаты наблюдений за сроки 11, 12, 14, 16 час. дают нормальное падение температуры с высотой. И только в 50-метровом слое

в эти сроки наблюдения распределение температуры воздуха связано с сильным прогревом у земной поверхности.

Таблица 3

Вертикальное распределение температуры (град.) и влажности (%) над мысом Херсонес при ветре с моря

H м	1 час		3 часа		11 час.		12 час.		14 час.		16 час.		18 час.	
	t	u	t	u	t	u	t	u	t	u	t	u	t	u
Вода	24,9		24,8		25,4		25,0		25,7		24,2		21,4	
Земля	22,6	76	22,5	65	25,0	68	27,9	49	28,3	53	25,8	64	20,7	81
25	23,4	60	22,6	61	23,6	72	26,2	49	26,9	58	24,7	67	20,1	85
50	24,9	48	22,7	57	23,1	72	25,6	47	26,4	57	24,5	68	19,8	85
100	24,7	44	23,6	52	22,6	71	25,6	43	26,2	50	23,9	68	19,3	87
150			24,8	40										
200	24,3	43	24,0	41	22,1	68	24,8	43	26,2	42	23,4	64	18,5	86
300	24,2	38	23,7	40	21,3	70	24,0	40	25,4	44	22,9	59	18,3	79
400	23,8	35	23,4	40	20,5	69	23,5	38	24,6	44	22,1	59	17,8	80

Контрасты средней температуры воды и температуры воздуха на уровне 2 м при ветре с моря приведены в табл. 3. В дневные сроки наблюдений постепенно намечается увеличение температуры воздуха с высотой. Распределение влажности с высотой при ветре с моря в ночные часы также четко подчеркивает высоту инверсионных слоев в ночное время. В час ночи влажность резко убывает (на 30%) до высоты 50 м, а далее до высоты 400 м убывает незначительно, только на 10%. В три часа ночи влажность падает на 25% до высоты 130 м, а потом практически остается постоянной, около 40%. В остальные сроки наблюдений (11, 12, 14, 16 час.), а также 18 час. влажность незначительно уменьшается с высотой. Если рассмотреть ход влажности у земной поверхности по срокам за 12, 14, 16, 18 час., то наблюдается постепенное увеличение влажности с высотой.

Результаты наблюдений аэростатного и вертолетного подъемов в море 7 и 8 августа 1963 г. приведены в табл. 4. При ветре с моря данные вертикального распределения температуры над сушей и морем 7 августа за 16 и 18 час., полученные с помощью вертолета, показывают, что только в слое 25 м наблюдаются большие градиенты температуры воздуха над сушей по сравнению с температурой воздуха над морем. Это подтверждается данными аэростатного подъема над

морем за эти же сроки наблюдения. При ветре с суши 8 августа, сравнивая показания, полученные во время подъемов на вертолете над сушей и морем, четко видим 300-метровый инверсионный слой и резкие градиенты температуры в слое 50 м. Теплый воздух, двигаясь с суши

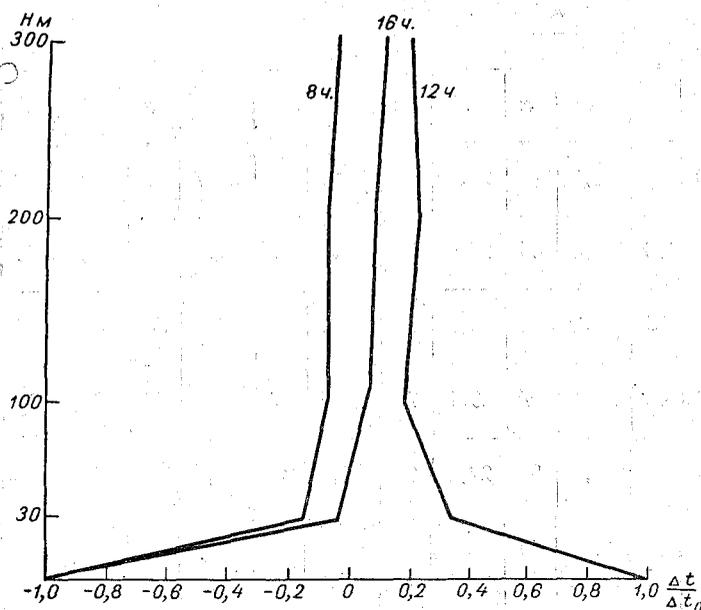


Рис. 2. Средняя зависимость $\frac{\Delta t}{\Delta t_0}$ от высоты.

на море, охлаждается над морем в слое 300 м на 3°. Данные аэростатных подъемов за это же время подтверждают данные вертолетных подъемов.

Таблица 4

Вертикальное распределение температуры (град.) при вертолетных и аэростатных подъемах над морем и сушей

Высота, м	16 ч. 15 м.	16 ч. 55 м.	16 ч. 28 м.	18 ч. 11 м.	18 ч. 40 м.	18 ч. 12 м.	12 ч. 55 м.	12 ч. 00 м.	11 ч. 26 м.	14 ч. 40 м.	14 ч. 40 м.	14 ч. 11 м.
	А	В	В	А	В	В	А	В	В	А	В	В
	море	море	суша									

Ветер с моря, 7/VIII 1963 г.

Ветер с суши, 8/VIII 1963 г.

3	25,0		26,9	24,6		25,5	25,5		28,5	26,3		27,5
25	24,7	24,9	25,0	24,2	23,2	23,5	26,3	25,4	28,0	25,8	25,2	26,0
50	24,2	24,4	24,9	24,2	23,2	23,2	26,7	26,6	27,6	25,4	25,2	24,4
100	24,8	23,8	24,1	23,9	23,0	22,6	27,1	27,8	27,5	25,0	25,0	24,3
200	27,6	24,4	25,3	25,0	22,1	22,7	27,1	27,3	27,3	26,3	26,2	26,1
300	27,3	26,4	26,5	26,4	25,0	25,0	27,1	28,5	28,6	26,8	26,2	25,6
400	26,8	26,0	26,0	26,2	24,8	24,7		28,0	28,0	26,3	26,8	25,2

Примечание. А — аэростат, В — вертолет.

Результаты анализа данных горизонтальных полетов на вертолете в 8, 12, 16 час. за сентябрь 1962 г. приведены на рис. 2. Данные распределения температуры при горизонтальных полетах суша — море обрабатывались следующим образом. При удалении на 9—12 км от берега в сторону суши на определенной высоте из показаний температуры воздуха над сушей вычитали показания температуры воздуха над морем, полученные при таком же удалении в сторону моря от берега на той же высоте полета вертолета. Условно считали, что температура воздуха над сушей на расстоянии 9—12 км от берега положительная, а температура воздуха над морем на том же расстоянии от берега отрицательная. Температуру воды условно считали отрицательной, а температуру воздуха на уровне 2 м положительной. За каждый срок наблюдения брали отношение разности температуры воздуха над морем и сушей Δt на уровне полета вертолета к разности температуры воды и температуры воздуха над сушей на уровне 2 м Δt_0 . Получили две кривые зависимости средних значений (из пяти случаев) за 8 и 16 час. для изменения температуры $\frac{\Delta t}{\Delta t_0}$ по высоте. При теплом воздухе над морем и холодном над сушей за эти сроки до высоты 100 м получена отрицательная зависимость $\frac{\Delta t}{\Delta t_0}$ от высоты. В случае теплого воздуха над сушей и холодного воздуха над морем получена положительная зависимость $\frac{\Delta t}{\Delta t_0}$ от высоты.

Результаты наблюдения показывают, что сильное изменение температуры $\frac{\Delta t}{\Delta t_0}$ с высотой происходит в стометровом слое. Следовательно, слой трансформации воздушной массы при переходе с суши на море составляет примерно 100 м. Опыт показал, что для изучения особенностей распределения метеорологических элементов приводного слоя особенно ценны результаты аэростатного зондирования с судна.

Автор выражает глубокую благодарность И. В. Васильченко за помощь при анализе материалов наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А. Методы аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы. Гидрометиздат, Л., 1961.
2. Ледохович А. А. Вертолетный электрический метеорограф. Труды ГГО, вып. 140, 1963.
3. Воронцов П. А., Селицкая В. И. Методика вертолетного зондирования атмосферы. Труды ГГО, вып. 140, 1963.

И. А. ФОМИЧЕВ, Ю. А. КУРПАКОВ, В. Ф. ПСАЛОМЩИКОВ

ТЕРМОЗОНДИРОВЩИК ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ НИЖНЕГО 500-МЕТРОВОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Рассматривается схема и принцип действия термозондировщика, предназначенного для исследования температурного режима нижнего 500-метрового слоя атмосферы. Приводятся результаты сравнения показаний термозондировщика с показаниями аспирационного психрометра М-34 и радиозонда А-22-IV на высоте 2 м. Рассматривается вопрос о точности измерения температуры термозондировщиком. Описанный в работе термозондировщик может быть использован для систематического температурного зондирования нижнего слоя атмосферы с применением вертолетов, планеров, а также привязных аэростатов и шаров.

Исследование термического режима пограничного слоя атмосферы представляет несомненный интерес для решения ряда задач физики пограничного слоя. Особое место занимают исследования нижнего слоя тропосферы толщиной в несколько сотен метров. Такие исследования могут идти по двум основным направлениям: во-первых, с применением стационарной метеорологической аппаратуры, установленной на высотных мачтах и башнях [1], во-вторых, с использованием разного рода радиозондов, метеорографов, термозондов, поднимаемых с помощью свободно несущих или привязных средств [2].

В зависимости от характера решаемой задачи, требуемой точности измерений, технических возможностей и т. д. можно в каждом отдельном случае отдать предпочтение тому или иному методу. Ниже рассматривается один из возможных методов систематического исследования термического режима нижнего 500-метрового слоя атмосферы с применением термозондировщика. Подъем термозондировщика может быть осуществлен с помощью вертолета, планера, привязного аэростата или гирлянды привязных шаров. Следует сразу же оговориться, что граница 500 м является несколько условной. Схема прямо-передающего тракта термозондировщика допускает возможность увеличения дальности связи, а следовательно, и потолка зондирования.

Термозондировщик представляет собой радиотелеметрическую систему, в которую входят датчик-термистор, радиопередающее устройство и комплекс наземной приемной и регистрирующей аппаратуры. Остановимся последовательно на устройстве и схемных особенностях отдельных узлов термозондировщика.

Радиопередающее устройство (рис. 1) конструктивно объединено в единое целое с датчиком-термистором 1, который попеременно с эталонным сопротивлением 2 включается в цепь управляющей сетки

лампы фантастронного генератора 3, являющегося амплитудным модулятором генератора излучаемых колебаний 4. Переключение термосопротивления и эталонного опорного сопротивления производится автоматически через заданный интервал времени с помощью мультивибратора 5. Для уменьшения инерции термодатчика в комплект радиопередающего устройства входит вентилятор 6. Питание всех систем устройства осуществляется от источника питания 7. Антенна радиопередающего устройства излучает высокочастотные колебания, промодулированные низкочастотной составляющей сигнала, частота которой

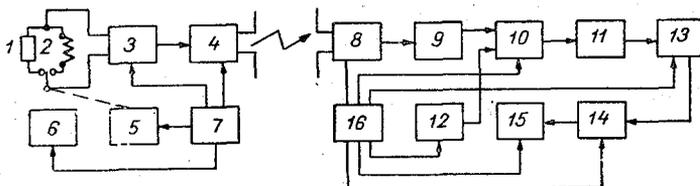


Рис. 1. Блок-схема термозондировщика.

определяется омическими сопротивлениями термодатчика и опорного сопротивления, т. е. прямо связана с температурой окружающего воздуха.

Наземная приемо-регистрирующая аппаратура состоит из приемника сигналов 8, преобразователя частоты, в состав которого входят смеситель 10, фильтры нижних частот 9, 11 и низкочастотный гетеродин 12. Применение дополнительного преобразования низкочастотной составляющей сигнала позволяет получить большие значения относительного изменения частоты на выходе преобразователя и тем самым повысить разрешающую способность регистрирующего устройства, а следовательно, и точность измерений температуры термозондировщиком

$$\delta_{\text{отн}} = \frac{\Delta f}{f_{\text{мод}} - f_{\text{гет}}}, \quad (1)$$

где $\delta_{\text{отн}}$ — относительное изменение частоты на выходе преобразователя, Δf — абсолютное изменение частоты модулирующего сигнала как функция температуры, $f_{\text{мод}}$ — среднее значение частоты модулирующего сигнала, $f_{\text{гет}}$ — частота низкочастотного гетеродина.

Выделенная преобразователем низкая частота ($f_{\text{мод}} \pm \Delta f$) — $f_{\text{гет}}$ поступает на конденсаторный измеритель частоты 13. На выходе измерителя частоты получается напряжение постоянного тока, пропорциональное по величине частоте колебаний на входе измерителя частоты. Это напряжение усиливается усилителем постоянного тока 14 и записывается самопишущим прибором 15. На ленте самописца получаем поочередную запись опорного сигнала и сигнала о температуре. Зная, какой температуре соответствует опорный сигнал (обычно перед подъемом величина опорного сопротивления устанавливается равной величине термосопротивления, т. е. соответствует температуре у поверхности земли в момент начала подъема), можно по разности опорного и температурного сигналов судить о температуре воздуха, измеренной термозондировщиком. Питание наземной аппаратуры осуществляется от источника питания 16.

Рассмотрим более подробно принципиальную электрическую схему радиопередающего устройства (рис. 2). В основу ее построения легла схема радиозонда РКЗ-1, в частности, остался неизменным первый кас-

кад — измерительный RC генератор (фантастронный генератор). Однако ввиду отсутствия в термозондировщике баропереклюателя изменена система коммутации опорного сопротивления R_4 и термосопротивления R_t . Подключение этих сопротивлений в цепь управляющей сетки лампы 2П29П осуществляется при помощи контактов реле P_1 , обмотка которого включена в коллекторную цепь одного из полупроводниковых триодов мультивибратора. Потенциометр R_8 , входящий в схему мультивибратора, дает возможность изменять в требуемых пределах соотношение длительностей опорного сигнала температуры.

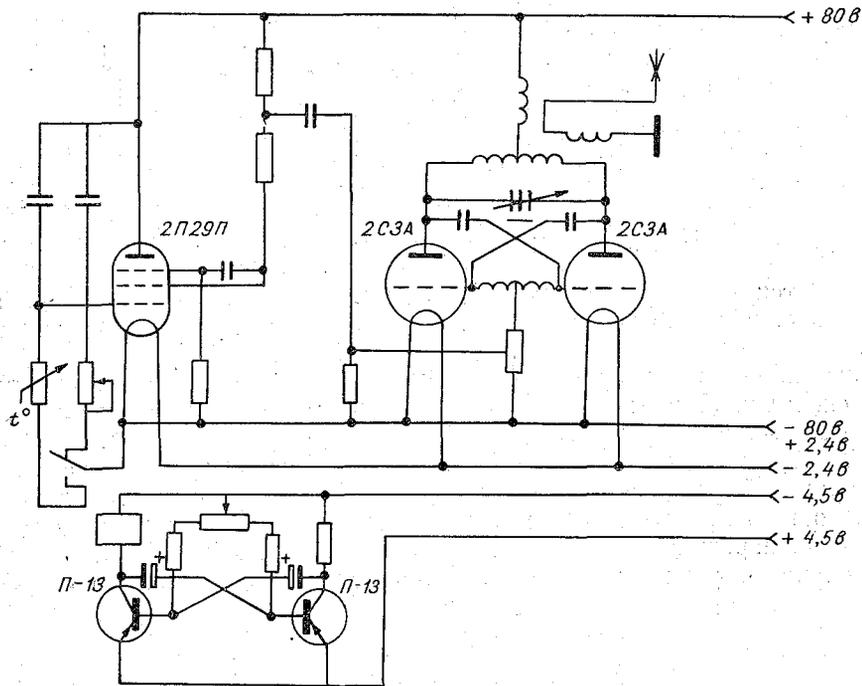


Рис. 2. Принципиальная электрическая схема радиопередающего устройства термозондировщика.

В качестве термосопротивления применен термистор КМТ-1, существенной отличительной особенностью которого по сравнению с термистром ММТ-1, используемый в радиозонде РКЗ-1, является примерно в 2 раза больший температурный коэффициент сопротивления и значительно меньший коэффициент инерции. Последнее свойство позволило снизить скорость вентиляции датчика до 1—2 м/сек. и дало возможность применить легкое и экономичное аспирационное устройство. Коэффициент инерции термодатчика при этом составляет менее 5 сек.

Температурный коэффициент сопротивления термистров КМТ-1 колеблется от —4,5 до 6,0% на 1°C , что соответствует среднему изменению частоты измерительного генератора на величину 50 герц/град. Частота модуляции измерительного генератора при температуре 0°C составляет 1500 гц, таким образом, нижний предел измерений термозондировщиком равен -30°C , верхний предел не лимитирован.

Генератор излучаемых колебаний, в отличие от генератора радиозонда РКЗ-1, собран по двухтактной схеме на триодах 2С3А, что позволило повысить мощность сигнала на выходе радиопередатчика при

одновременном повышении коэффициента полезного действия оконечного каскада. Частота излучаемых высокочастотных колебаний установлена равной 150 Мгц.

Питание радиопередающей части термозондировщика осуществляется от комплекта батарей, в который входят: анодная батарея ГБ-70 (1 шт.), батареи накала 1,6 ФМЦ «Сатурн» (2 шт.), от них можно питать и мотор вентилятора, батарея питания полупроводникового мультивибратора КБС-Л-0,50 (1 шт.). Один комплект батарей обеспечивает непрерывную работу термозондировщика в течение 20 ча-

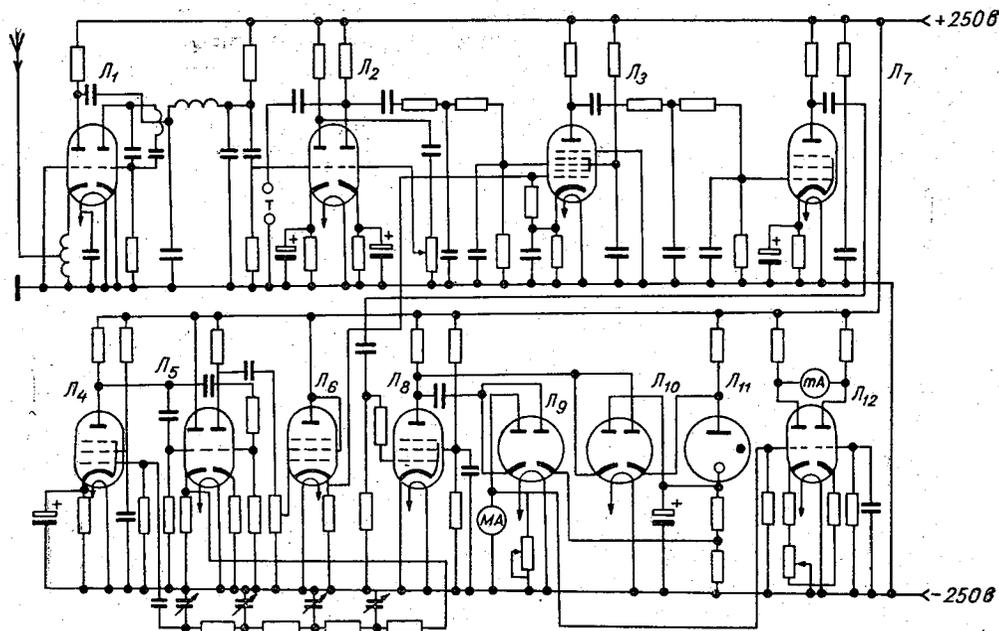


Рис. 3. Принципиальная электрическая схема наземной приемо-регистрающей аппаратуры.

сов. Полетный вес радиопередающей части термозондировщика с указанным комплектом батарей составляет около 1000 г.

Прием сигналов радиопередатчика осуществляется наземной приемо-регистрающей аппаратурой (рис. 3) на штыревую антенну. Приемник собран по сверхрегенеративной схеме на лампах L_1, L_2 . Выбор сверхрегенеративной схемы сделал возможным при достаточной чувствительности приемника (уверенный прием сигналов радиопередатчика обеспечивается на расстоянии 1000—1500 м) не прибегать к автоподстройке частоты. Гнезда T на выходе приемника служат для подключения телефона с целью контроля за принимаемой низкочастотной составляющей сигнала на слух. В случае если необходимо иметь большую дальность связи, надо применить вместо сверхрегенератора супергетеродинный приемник.

Смеситель преобразователя частоты выполнен на лампе L_3 , низкочастотный гетеродин — на лампах L_4, L_5, L_6 . Выделенный преобразователем низкочастотный сигнал после фильтрации и предварительного усиления каскадом на лампе L_7 поступает на вход измерителя частоты, собранного на лампах L_8, L_9, L_{10}, L_{11} . Постоянное напряжение с выхода измерителя частоты подается на усилитель постоянного

тока на двойном триоде L_{12} и после усиления записывается самопишущим миллиамперметром mA , включенным в анодную цепь лампы. Масштаб записи составляет 8 мм/град. Микроамперметр μA , подключенный параллельно входу усилителя постоянного тока, позволяет визуально наблюдать за изменениями температуры, особенно когда самописец выключен.

Несмотря на кажущуюся громоздкость схемы наземной приеморегистрирующей аппаратуры, практическое осуществление ее не вызывает больших трудностей и может быть упрощено за счет использования стандартной измерительной аппаратуры. Так, во время полевых испытаний термозондировщика в июне — июле 1963 г., при проведении экспериментальных работ в районе Прибалтийской ГРЭС, в схеме наземной аппаратуры вместо низкочастотного гетеродина (L_4, L_5, L_6) использовался генератор ЗГ-10, вместо измерителя частоты (L_8, L_9, L_{10}, L_{11} — частотомер ИЧ-6, вместо усилителя постоянного тока (L_{12}) и самопишущего миллиамперметра — фотоэлектронный усилитель постоянного тока Ф-16 с самописцем, входящим в его комплект.

Питание наземной аппаратуры осуществляется через выпрямитель от сети переменного тока напряжением 127/220 в.

Подъем радиопередающего устройства термозондировщика производился с помощью гирлянды из двух-трех оболочек № 100. Шары были связаны с легкой переносной лебедкой капроновой леской диаметром 1 мм. Все подъемы производились при скорости ветра у земли, не превышающей 3—4 м/сек. Выдержка термодатчика на фиксированных высотах составляла 2 мин. Высота подъема определялась по длине шнура и путем одноопунктных или базисных теодолитных наблюдений.

В период проведения экспериментальных работ было проведено сравнение показаний термозондировщика с показаниями аспирационного психрометра М-34 и радиозонда А-22-1У на уровне 2 м. Обработка результатов параллельных измерений показала, что среднее квадратичное отклонение показаний термозондировщика от показаний психрометра составляет $0,29^\circ$, от показаний радиозонда — $0,62^\circ$.

Погрешность измерения температуры термозондировщиком можно вычислить по формуле

$$\Delta t = \pm \sqrt{\Delta t_1^2 + \Delta t_2^2 + \Delta t_3^2 + \Delta t_4^2 + \Delta t_5^2}, \quad (2)$$

где Δt_1 — погрешность в измерении температуры за счет неточной установки частоты низкочастотного гетеродина,

Δt_2 — погрешность за счет измерения частоты частотомером,

Δt_3 — погрешность за счет дрейфа нуля усилителя постоянного тока,

Δt_4 — погрешность при записи самописцем,

Δt_5 — погрешность обработки.

Подставив в формулу (2) соответствующие величины погрешностей, определяемые данными используемой электронной аппаратуры, а также погрешность за счет обработки записей результатов наблюдений, получим, что погрешность термозондировщика находится в пределах $\pm 0,2^\circ$.

Практически погрешность в измерении температуры термозондировщиком может быть доведена до $\pm 0,1^\circ$ за счет усовершенствования, при некотором неизбежном усложнении наземной приеморегистрирующей аппаратуры. Усовершенствование может идти по пути: 1) повышения стабильности частоты низкочастотного гетеродина при использовании кварцевой стабилизации или каких-либо других методов;

2) повышения точности измерения частоты, для чего целесообразно перейти от конденсаторного частотомера к более точному методу измерений на биениях с последующим выходом на частотный детектор;

3) использования более чувствительного самопишущего прибора с широкой диаграммной лентой, например электронного автоматического потенциометра типа ЭПП-09, что одновременно позволило бы обойтись без усилителя постоянного тока.

Однако усовершенствование термозондировщика не должно ограничиваться только стремлением к повышению точности измерений. Наряду с борьбой за точность измерений нельзя оставлять без внимания мероприятия по дальнейшему сокращению веса радиопередающей части устройства. Богатейшие возможности в этом направлении открываются при переходе от схемы на электронных лампах к схеме на полупроводниковых триодах. Переход к такой схеме означал бы значительное уменьшение габаритов и веса радиопередающей части термозондировщика не только за счет применения малогабаритных деталей, но в первую очередь за счет дальнейшего сокращения объема и веса батарей питания.

В случае необходимости термозондировщик может быть сравнительно легко преобразован в прибор многоцелевого назначения, служащий для измерения нескольких метеорологических величин. Помимо измерения температуры, возможно, например, измерение влажности и скорости ветра. Для этого достаточно установить на поднимаемой части устройства соответствующие датчики и внести незначительные изменения в схему коммутации в цепи управляющей сетки измерительного генератора.

Из рассмотренного вышеизложенного можно сделать следующие краткие выводы:

1) термозондировщик обеспечивает измерение температуры с точностью $\pm 0,2^\circ$;

2) точность в измерении температуры может быть доведена до $\pm 0,1^\circ$ за счет использования внутренних ресурсов схемы;

3) потолок зондирования термозондировщиком прямо связан с дальностью уверенного приема сигналов радиопередатчика, составляющей в случае применения свержегенеративного приемника прямого усиления 1000—1500 м;

4) потолок зондирования может быть значительно увеличен при использовании для приема сигналов радиопередатчика супергетеродинного приемника с повышенной чувствительностью, дальность связи в этом случае может быть доведена до 20—25 км;

5) вес поднимаемой части термозондировщика с комплектом батарей, обеспечивающих его непрерывную работу в течение 20 часов, составляет около 1000 г;

6) дальнейшее снижение веса поднимаемой части связано с переходом от схемы радиопередатчика на электронных лампах к схеме на полупроводниковых триодах;

7) схема радиопередающей части допускает сравнительно несложную переделку, превращающую термозондировщик в прибор многоцелевого назначения, который может быть использован для измерения нескольких метеорологических величин;

8) подъем радиопередающей части термозондировщика может осуществляться с применением вертолетов, планеров, привязных аэростатов и шаров;

9) выгодным отличием термозондировщика от известных приборов аналогичного назначения является повышенная точность измерений,

малая инерционность датчика, сравнительно небольшой вес поднимаемой части устройства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сб. «Изучение пограничного слоя атмосферы с 300-метровой метеорологической башни». Изд-во АН СССР, М., 1963.
2. Воронцов П. А. Методы аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1961.
3. Калиновский А. Б., Пинус Н. З. Аэрология. Гидрометеиздат, Л., 1961.
4. Хахалин В. С. Современные радиозонды. Госэнергоиздат, М.—Л., 1959.
5. Мушенко П. М. К вопросу о точности термоградиентографа высотной мачты. Сб. «Исследование нижнего 300-метрового слоя атмосферы». Изд-во АН СССР, М., 1963.

В. А. ДЖОРДЖИО, М. А. ПЕТРОСЯНЦ

АЭРОСИНОПТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ БОЛТАНКИ ВЕРТОЛЕТОВ МИ-4 В ДВУХ ПОЛЕТАХ В ПРЕДГОРНОЙ И ГОРНОЙ ЧАСТЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Излагаются синоптические условия двух полетов вертолета МИ-4 в горах Средней Азии. Выявляются причины болтанки вертолетов.

Эта статья посвящена аэросиноптическим условиям болтанки вертолетов МИ-4 в полетах 18 июля 1960 г. из Ташкента в верховья реки Пскем и 6 апреля 1961 г. из Ташкента в верховья реки Магиан-Дарья. Наблюдения на борту вертолета в обоих полетах осуществлял М. А. Петросянц. Поскольку систематических наблюдений за поведением вертолета над предгорной и горной зонами в условиях Средней Азии еще не было, обработка наблюдений даже двух отдельных полетов представляет некоторый интерес.

18 июля 1960 г. вертолет МИ-4 в 13 час. 19 мин. (время здесь и далее — московское) поднялся в воздух в Ташкенте и полетел в северо-восточном направлении по долине Чирчика, постепенно увеличивая высоту.

Аэросиноптическая обстановка первого полета была следующей. Накануне (в 03 час. 17 июля) на карте АТ₃₀₀ над ЕТС наблюдался теплый высотный гребень. Ось гребня проходила от Кара-Богаз-Гола на Уральск и далее на северо-запад к Москве. Восточнее и западнее гребня располагались ложбины. Западная ложбина над Черным морем, Южной Украиной и Крымом являлась хорошо выраженной высотной депрессией.

В восточной ложбине, в бассейне Иртыша, прослеживался замкнутый циклонический центр, который был более удален от оси гребня, чем черноморская депрессия. В тылу этого циклонического центра осуществлялось арктическое вторжение на юг — на Центральный и Восточный Казахстан и на Среднюю Азию.

Через 24 часа, в 03 часа 18 июля, на карте АТ₃₀₀ описанная ситуация, в общем, продолжала удерживаться, хотя в термобарическом поле восточной и западной ложбин и произошли некоторые изменения. Черноморская депрессия сместилась на Азовское море и ослабела, депрессия над Западной Сибирью несколько углубилась. Северные и северо-западные течения на восточной периферии гребня вдоль Уральского хребта направлялись через верховья бассейна реки Урал на Аральское море и Кызылкум к западным отрогам Тянь-Шаня. Эти течения устой-

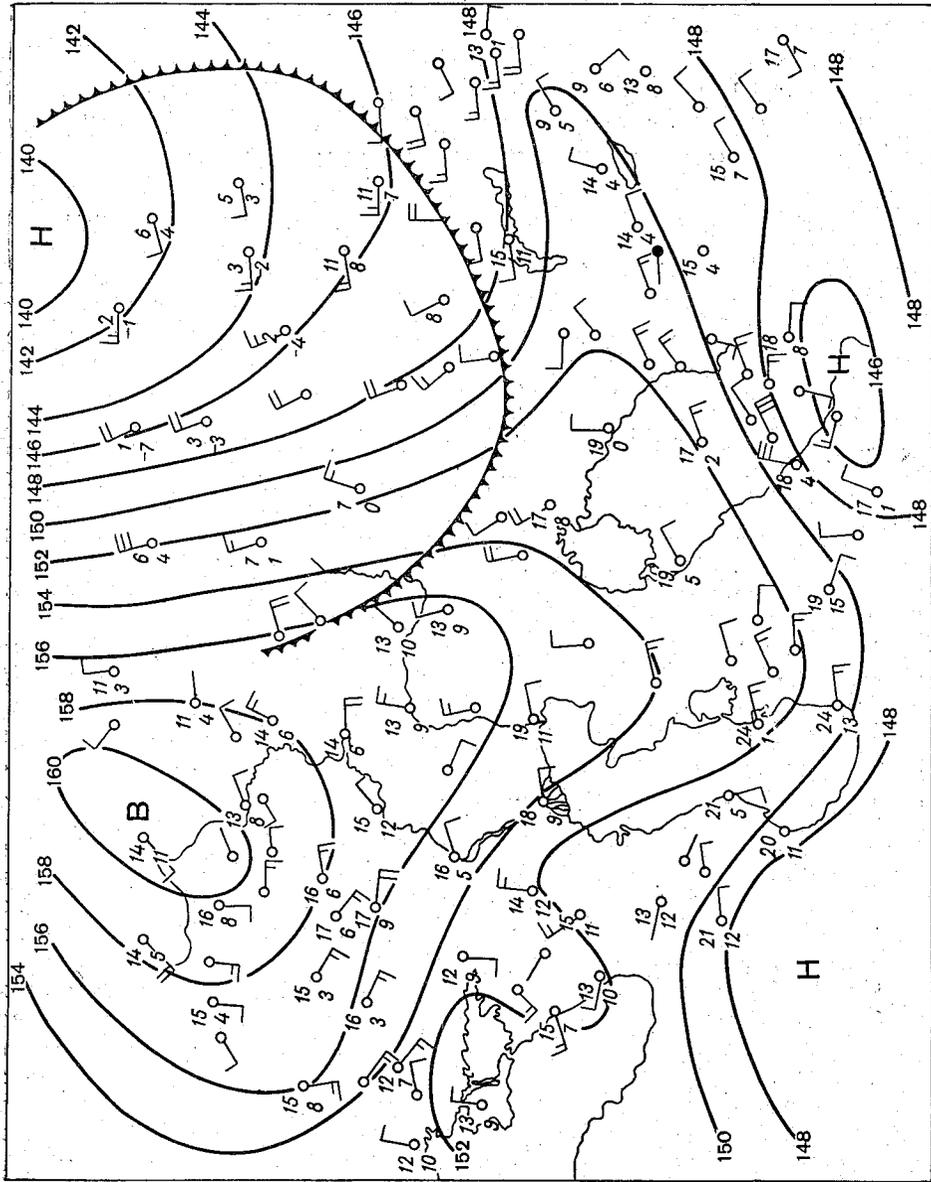


Рис. 1. Карта АТ₅₅₀ в 03 часа
18 июля 1960 г.

чиво сохранялись весь день 18 июля и наблюдались практически на всех высотах от 700 до 500 мб.

Для иллюстрации аэросиноптической обстановки полета наиболее подходящими оказались карты АТ₈₅₀, соответствующие примерно высоте 1,5 км. На них наряду с воздушными течениями свободной атмосферы отражалась также и горно-долинная циркуляция в речных долинах рек западных отрогов Тянь-Шаня. Одновременно мы пользовались приземными синоптическими картами, а также полным набором карт барической топографии, но приводим здесь только карты АТ₈₅₀ в 03 и 15 час. 18 июля 1960 г. (рис. 1 и 2).

На рис. 1 можно видеть все основные элементы синоптической ситуации:

обширный антициклон в верховьях Волги,
депрессию над Западной Сибирью,
термическую депрессию над Таджикистаном,
северо-северо-западный поток, созданный взаимодействием антициклона и депрессии, осуществляющий перенос арктического воздуха к югу.

Арктический фронт только приближается к Балхашу и Аральскому морю. Следует иметь в виду, что на земной поверхности этот холодный фронт расположен на 100—120 км южнее.

Гребень антициклона над ЕТС вытянут на Западный Казахстан и на северо-западные районы Средней Азии. От него на восток между озером Балхаш и Киргизским хребтом протягивается небольшой вторичный гребень, взаимодействие которого с термической депрессией обуславливает над районом полета в утренние часы восточные ветры.

На рис. 2 можно видеть, что вторичный гребень разрушился и зона восточных ветров над Киргизским хребтом и к северу от него ликвидировалась. Северо-восточный поток пересекает Нижнюю Сыр-Дарью, Кызылкум, Южную и Среднюю Аму-Дарью; над Южной Туркменией воздушные течения становятся восточными в системе небольшого антициклона над Каракумами и Устюртом. Над Таджикистаном и Ферганской долиной видна циклоническая ветровая система среднеазиатской термической депрессии. Она охватывается изогипсой 148 гп. джм.

Арктическое вторжение в тылу обширной депрессии над Западно-Сибирской низменностью захватило к 15 час. Центральный и Восточный Казахстан и достигло северных берегов Балхаша и Аральского моря. На фронте вторжения восточнее и западнее Аральского моря образовались циклонические волны, развились небольшие грозы и ливни. Однако анализ синоптической карты за 18 час. показывает, что к этому сроку арктический фронт не достиг района полета.

Перейдем к изложению наблюдений во время полета и их интерпретации. В 13 час. 37 мин. был пройден по курсу город Чирчик и на высоте 1,5 км наблюдалась умеренная болтанка δ_2 — покачивание с рысканием. Небо в течение всего полета было ясным. Очевидно, что режим ветра в долинах Чирчика, Пскема и Угама в начале полета, когда холодный фронт был еще далеко, определялся горно-долинной циркуляцией, которая в это время суток представляла долинными юго-западными ветрами. В начале полета в долинах Пскема, Майдантала и Ойгаинга эти ветры, несомненно, отмечались. Умеренная болтанка в начале полета объяснялась неоднородными интенсивными вертикальными движениями в восходящих по нагретым склонам гор воздушных потоках. Таким образом, это была типичная термическая болтанка. В 13 час. 47 мин. был пройден Бостандык, в 13 час. 55 мин. Ходжикент. Болтанка δ_2 продолжалась.

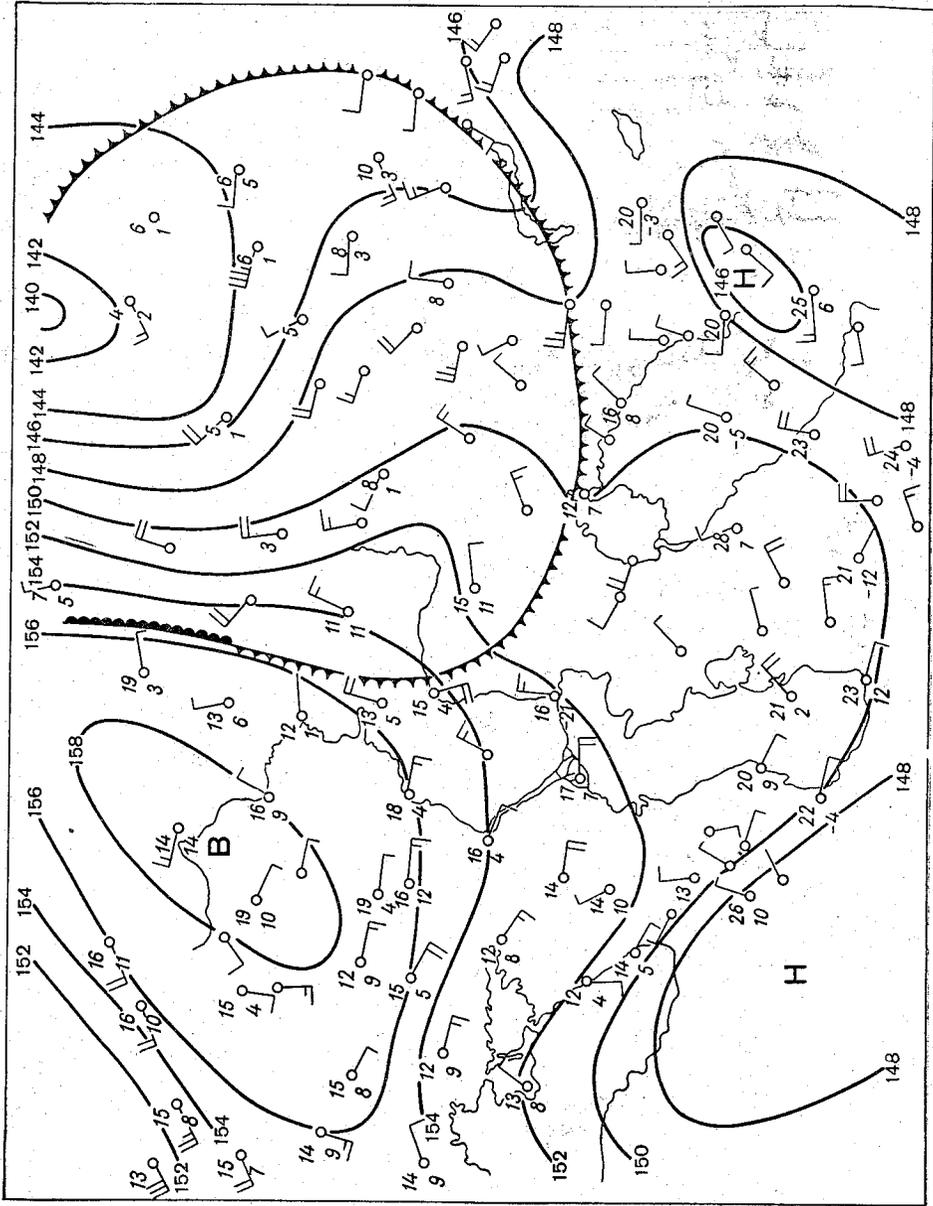


Рис. 2. Карта АТ₈₅₀ в 15 час.
18 июля 1960 г.

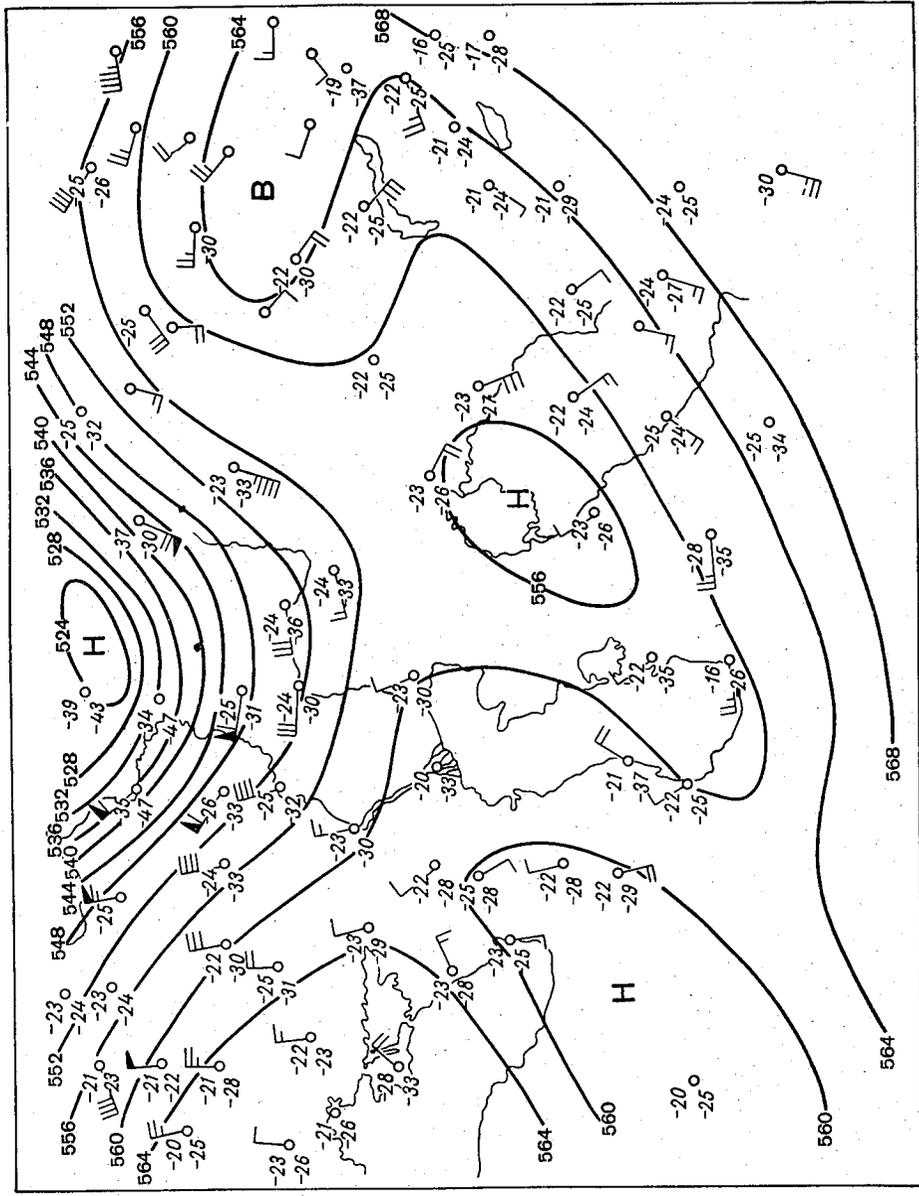


Рис. 3. Карта АТ₅₀₀ в 03 часа
6 апреля 1961 г.

К 14 час. 06 мин. вертолет на высоте 3000 м по стандарту летел по водоразделу между бассейнами рек Угама и Пскема, т. е. над Угамским хребтом. Болтанка того же характера сохраняла свою интенсивность.

В 14 час. 55 мин. был пройден поселок Пскем. После дальнейшего набора высоты до 4000 м, а затем до 4200 м по стандарту достигли перевала между Майданталом и Ойгаингом, где болтанка прекратилась. Карта АТ₇₀₀ в 15 час. (не приводится) указывает на слабые западные ветры на уровне 3 м, не превышающие 20—30 км/час.

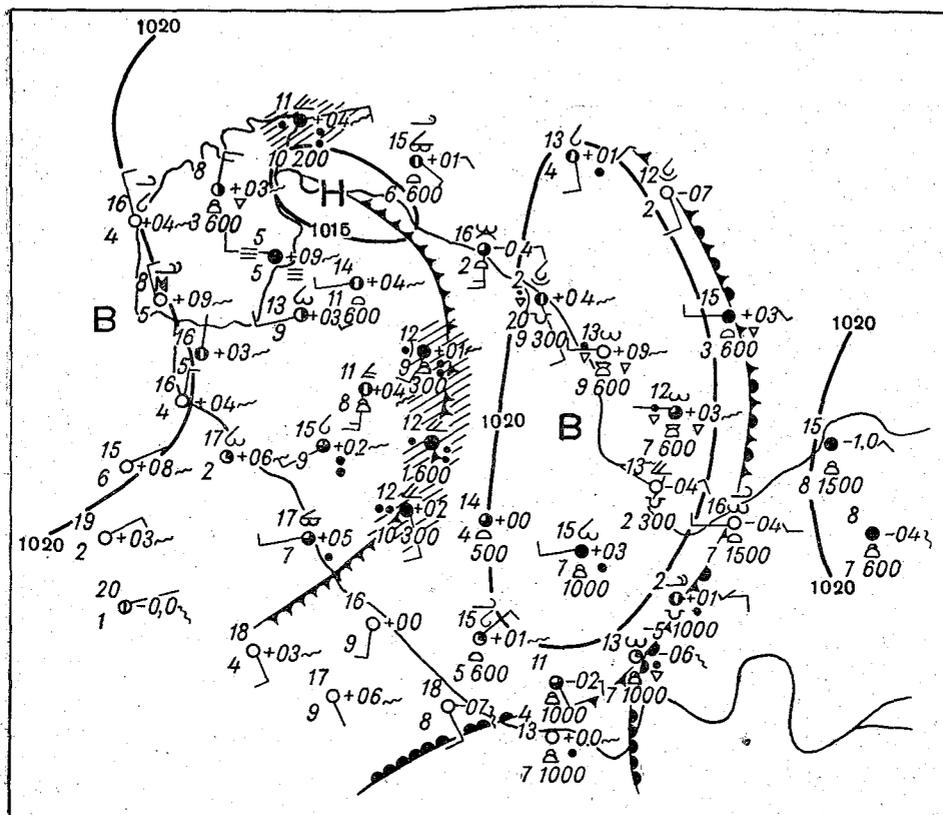


Рис. 4. Синоптическая карта в 03 часа 6 апреля 1961 г.

Над перевалом вертолет развернулся на 180° и стал снижаться, произведя посадку в Ойгаинге в 15 час. 13 мин. К этому моменту долина реки Ойгаинг уже не освещалась солнцем, конвективные движения ослабели. Поэтому полет и посадка в Ойгаинге были спокойными, болтанка прекратилась. Обратный полет в Ташкент проходил на высоте 2300—2400 м с постепенным снижением по мере приближения к пункту посадки. Полет пришелся на период затишья, который разделяет окончание долинного и начало горного ветра, и был совершенно спокойным. Посадка в Ташкенте произведена в 17 час.

3 апреля 1961 г. за три дня до второго полета в Среднюю Азию произошло западное влажное вторжение. Утром этого дня антициклон вторжения располагался своей центральной частью над югом Каспийского моря. 4 апреля антициклон захватил центральную часть Средней Азии. В предгорьях прошли дожди, почва увлажнилась.

Однако дальнейшее продвижение западного вторжения было заторможено мощным меридиональным теплым высотным гребнем, который располагался над югом Западной Сибири и над Восточным Казахстаном. Этот высотный гребень держался здесь с начала месяца и оказывал заметное блокирующее действие на западный перенос. Холодный

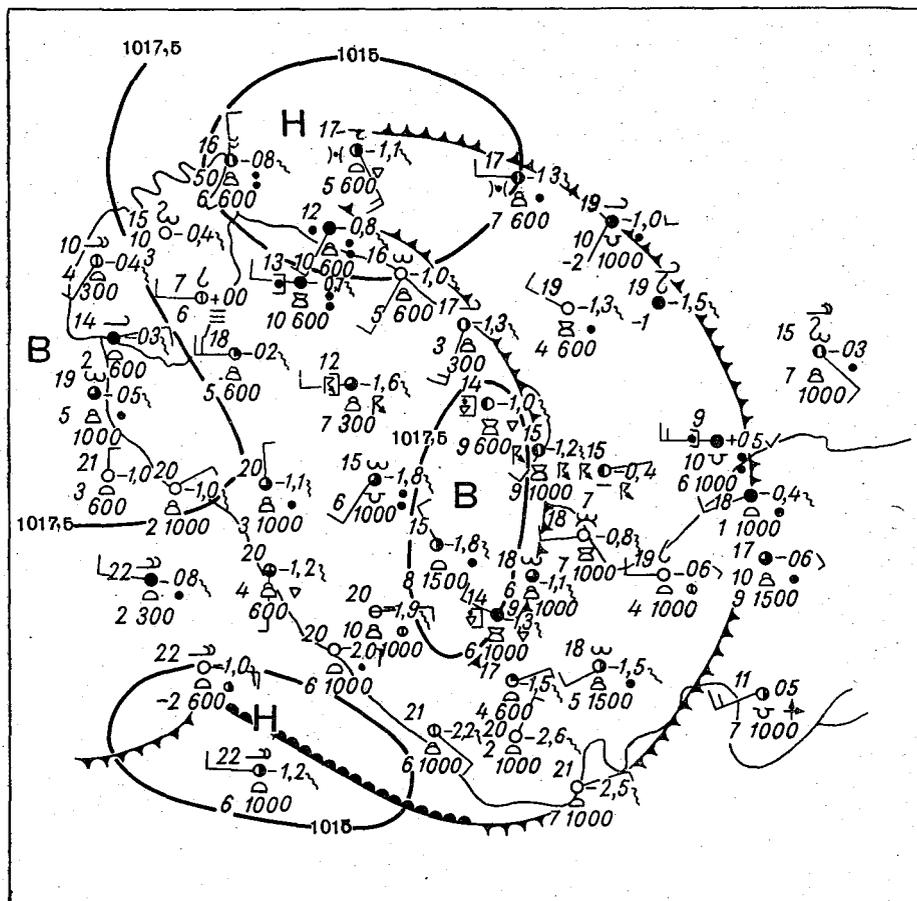


Рис. 5. Синоптическая карта в 15 час. 6 апреля 1961 г.

воздух западного вторжения не распространился далеко на восток, но захватил Северный Иран, что видно на карте OT_{1000}^{500} в 03 часа 4 апреля 1961 г. (не приводится).

Над Северным Ираном и Южным Туркменистаном образовался высокий малоподвижный циклон, который можно проследить на всех высотных картах от AT_{500} до AT_{100} включительно. Создалась ситуация, благоприятная для выхода мургабского циклона. Так как над Восточным Казахстаном и Синьцзяном продолжал удерживаться мощный теплый высотный гребень, то траектория мургабского циклона была не юго-западной, как обычно, а близкой к меридиональной, и циклон утром 5 апреля сместился на Кызылкум, а в день полета 6 апреля оказался над Аральским морем. Здесь движение циклона сильно замедлилось, а циклоническая циркуляция распространилась вверх.

На карте АТ₅₀₀ в 03 часа 6 апреля (рис. 3) видна замкнутая система циклонических изогипс над Аральским морем.

Как можно видеть из рис. 4, фронт окклюзии циклона прошел через Ташкент и расположился примерно параллельно трассе полета.

Еще один фронт, который можно считать вторичным, пересекал Кызылкум. В 15 час. 6 апреля (рис. 5) этот фронт проходил через Ташкент и вызвал здесь грозу. Над юго-восточными районами Туркмении давление сильно падало, возник еще один циклон, пока еще в стадии волны. Однако эти новые факторы уже не влияли на полет, так как он закончился в 14 час. 05 мин. посадкой в Самарканде.

Рассмотрим теперь наблюдения, проведенные во время полета. После взлета в 8 час. 50 мин. из Ташкента вертолет направился на юго-запад — к Самарканду. На высоте 1500 м по стандарту был пройден Джизак. Конвекция была хорошо развита. Можно было видеть мощные кучевые облака *Cu cong.* и даже кучево-дождевые лысые *Cb calv.* Уровень конденсации был выше уровня полета. Под облаками немного побалтывало ($\delta_1 - \delta_{1,5}$). В 10 час. 50 мин. — посадка в Самарканде. В 12 час. 25 мин. вертолет вылетел на восток-юго-восток. Полет проходил на высоте 1100 м, а с 12 час. 33 мин. — на высоте 1500 м. Вверху была значительная (9—10 баллов) облачность (кучевые и мощные кучевые облака), внизу — дымка. Полет проходил над правым берегом Зеравшана и был спокойным.

В 12 час. 38 мин. на высоте 1750 м наблюдение за облачностью дало те же результаты, болтанки по-прежнему не было. В 12 час. 45 мин. на высоте 2000 м (высоты всюду по стандарту) приблизились к нижней кромке конвективной облачности (*Cu, Cu cong.*). Было пасмурно, с просветами. Прошли плотину им. 1 Мая. Полет был почти спокойным.

В 12 час. 51 мин. над Пенджикентом на высоте 2200 м повернули на юг. Конвективная облачность уменьшилась по количеству и стала выше, нижняя ее кромка располагалась выше уровня полета. Полет был спокойным, воздух сухим. Внизу снежного покрова не было.

В 12 час. 55 мин. на высоте 2200 м прошли устье Магиан-Дарьи. Вверху кучевые облака 5—6 баллов, внизу безоблачно, дымки нет. Полет спокойный.

В 12 час. 57 мин. прошли Чорбок на высоте 2250 м. Полет спокойный. Конвективная облачность с просветами. В 13 час. вертолет пролетел над местом слияния рек Ишис и Магиан-Дарьи, в 13 час. 03 мин. — над Хурми. По-прежнему вверху значительная (—10 баллов) облачность конвективных форм (*Cu, Cu cong.*), однако болтанки нет. В 13 час. 05 мин. на высоте 2700 м данные те же. В 13 час. 08 мин. заняли высоту 3000 м. Вверху просвет между облаками, внизу ясно. Поворот на юго-восток по Магиан-Дарье. В 13 час. 12 мин. полет на высоте 3250 м, развернулись и полетели в обратном направлении.

В 13 час. 16 мин. сделали попытку пойти напрямую к Самарканду, но, встретив впереди гигантское облако *Cb*, вернулись в долину Магиан-Дарьи и обратно полетели прежним курсом. В 13 час. 30 мин. на высоте 2750 м облачность 10 баллов с просветами (кучевые и мощные кучевые). Полет происходил по Магиан-Дарье в направлении к Пенджикенту. Началась болтанка ($\delta_1 - \delta_{1,5}$), но в 13 час. 32 мин. прекратилась. Полет проходил на прежней высоте, данные по облачности те же.

В 13 час. 39 мин. при полете на высоте 2730 м можно было наблюдать интересное явление наклона нижней поверхности облаков. Прямо по вертикали над вертолетом облачная кромка была заметно выше уровня полета, в стороне же от линии полета на склонах гор нижняя граница облаков располагалась метров на 500 ниже уровня полета.

Эти наблюдения удалось сделать благодаря разрывам в конвективной облачности.

В 13 час. 40 мин. начали снижение, на высоте 2600 м ненадолго попали в конвективные облака, но заметной болтанки не обнаружилось. В 13 час. 43 мин. вертолет проходил вблизи нижней кромки горных мощных кучевых облаков *Cu cong.*, отмечалась легкая болтанка ($\delta_1 - \delta_{1,5}$). Облачные массивы вблизи производили большое впечатление, серые громады облаков высились прямо от вертолета вверх.

В 13 час. 44 мин. вошли в кучевое облако, началась болтанка (δ_2). В 13 час. 45 мин. на высоте 2350 м вышли из одного кучевого облака и вскоре попали в другое. Снова началась болтанка, наблюдались легкие провалы. Мощные кучевые облака были развиты неравномерно, их вершины отмечались то выше, то ниже уровня полета.

В 13 час. 46 мин. на высоте 2250 м болтанка продолжалась, полет проходил в подоблачном пространстве, свободном от облаков, но по бокам и выше вертолета были видны *Cu hum.*, *Cu med.*, *Cu cong.* и *Cb calv.* В 13 час. 48 мин. на высоте 2200 м вошли в кучевое облако, но болтанки не было. В 13 час. 49 мин. на высоте 2100 м и в 13 час. 52 мин. на 1800 м все еще находились в зоне кучевой облачности, внизу дымка, полет спокойный. В 13 час. 15 мин. вертолет шел под слоем слоисто-кучевых облаков, возникших в результате растекания кучевых (*Sc cumg.*). В 14 час. на высоте 1200 м полет был спокойным, вверху 8—9 баллов *Sc cumg.*, *Cu cong.* В 14 час. 04 мин. на высоте 1000 м полет спокойный, отмечалось 10 баллов *Sc cumg.*, *Cu cong.*, *Cu med.* Через несколько минут была совершена посадка в Самарканде.

Основные выводы из работы следующие:

1. В условиях летней термической депрессии умеренная болтанка в предгорьях и горных долинах Западного Тянь-Шаня может быть вызвана термической конвекцией вдоль склонов при развитой горно-долинной циркуляции.

2. В периоды смены долинного ветра горным болтанка вертолетов в горных условиях или вообще отсутствует, или очень незначительна по интенсивности.

3. При полете в умеренно развитой конвективной зоне в предгорьях вертолет, летя под облаками на уровне нижней их кромки, испытывает в основном лишь умеренную болтанку и небольшое рыскание. При полете через небольшие кучевые облака (*Cu hum.*, *Cu med.*) или под основаниями мощных кучевых облаков (*Cu cong.*) на дистанции 300—400 м от них вертолет не испытывает заметной болтанки и лишь изредка вздрагивает, предположительно при пересечении поверхностей разрыва плотности, не обнаруживаемых обычными радиозондированиями.

4. Небольшая скорость вертолета позволяет опытному пилоту маневрировать между башнями мощных кучевых облаков, избегая возможной болтанки.

*П. А. ВОРОНЦОВ, В. А. ДЖОРДЖИО, О. Г. ЗАХАРИН, Ю. Н. ОГОЛЬ,
Ю. В. ПЕТРОВ, Н. Н. РОМАНОВ*

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЛЕТА ВЕРТОЛЕТА МИ-1 В ПРЕДГОРЬЯХ И ГОРАХ ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ТЯНЬ-ШАНЯ ЛЕТОМ

Излагаются результаты анализа наблюдений болтанки вертолетов на основе 17 полетов в отрогах Западного Тянь-Шаня. Установлены классификация условий полета, распределение болтанки по площади и по высоте, а также аэросиноптические условия полетов.

1. Организация исследований

Ташкентский государственный университет имени В. И. Ленина (кафедра физики атмосферы и проблемная лаборатория по струйным течениям) в творческом содружестве с Главной геофизической обсерваторией имени А. И. Войекова (проф. Воронцов П. А.) предпринял серию экспериментальных полетов на вертолете МИ-1 с целью изучения особенностей полета в предгорьях и горах западных отрогов Тянь-Шаня. В летний период с 25 июля по 12 августа 1964 г. было произведено 17 полетов, перечень которых приводится в табл. 1.

Полеты производились в светлую часть суток с аэропорта Сергели близ Ташкента. Вертолет направлялся вверх по долине Чирчика, затем по долинам рек Чаткал, Пскем или Кок-Су в их верховьях. В каждом полете над горами достигалась допустимая безопасная высота полета для данного типа вертолета — 3000 м по стандарту. Обычно полет, за редким исключением, был беспосадочным в промежуточных пунктах. На каждый полет затрачивалось около трех часов.

Наблюдения велись по следующей программе. Каждые 5—10 минут производились отсчеты высоты (по стандарту), температуры воздуха, показаний вариометра, курса и путевой скорости вертолета. Поскольку все полеты были визуальными, то по времени прохода определенных географических пунктов определялись скорость и направление ветра. Кроме того, на борту вертолета имелся однокомпонентный акселерограф (СП-11), отмечающий перегрузки, связанные с болтанкой. Эти наблюдения вел один из наблюдателей. Другой вел визуальные наблюдения за облачностью, болтанкой и атмосферными замутнениями (дымкой, мглой, индустриальной мглой). В отдельных случаях по направлению струй дыма из фабричных труб, по движению пыли, поднятой автотранспортом, удавалось визуально определять и ветер у земли.

Таблица 1

Перечень исследовательских полетов в предгорьях и горах западных острогов Тянь-Шаня летом 1964 г. на вертолете МИ-1

Дата	№ полета	Время (московское), час. мин.		Маршрут полета	Общая синоптическая характеристика полета	Характеристика болтанки	Наблюдатели
		взлета	посадки				
20/VII	1	09 00	11 30	Долины рек Чирчик, Пскем, Ойгаинк	Термическая депрессия	Преимущественно слабая болтанка в виде отдельных толчков	Оголь Смирнова
25/VII	2	09 15	12 12	То же	Термическая депрессия, полуразмытые фронты	Слабая болтанка. Сильная мгла	Оголь Бревнова
27/VII	3	12 30	16 00	.	Теплый сектор циклонической волны. Развитие конвективной облачности	Болтанка умеренная в конвективных облаках в районе Пскем—Богустан	Прибылов Бревнова
28/VII	4	09 42	13 17	Долины рек Чирчик, Угам, Пскем, Ойгаинг	Холодное вторжение усилило конвекцию и нарушило горно-долинную циркуляцию	На фоне слабой болтанки отдельные толчки в связи с орографической конвекцией	Оголь Петров
29/VII	5	07 32	10 34	Долины рек Чирчик, Угам, через Угамский и Пскемский хребты в долины рек Коксу, Чирчик	Циклоническая волна на фронте вторжения над районами полета	Преимущественно спокойный полет, отдельные вспышки слабой болтанки	Петров Васильева
29/VII	6	11 58	15 15	Долины рек Чирчик, Пскем, Ойгаинг	То же	Болтанка при сильном встречном ветре	Петров Володина
30/VII	7	07 27	10 20	Долины рек Чирчик, Угам, через Угамский и Пскемский хребты в долины рек Коксу, Бричмулла, Чирчик	Полет в предфронтальной ситуации приближения холодного фронта с сильными ветрами и пыльными бурями	Только слабая болтанка. Перед посадкой в Сергели умеренная до сильной болтанка при прохождении холодного фронта	Оголь Исамухамедова

Дата	№ полета	Время (московское), час. мин.		Маршрут полета	Общая синоптическая характеристика полета	Характеристика болтанки	Наблюдатели
		взлета	посадки				
30 VII	8	13 15	16 07	Долины рек Чирчик, Чаткал, Коксу, Чирчик	Полет в предфронтальной ситуации приближения холодного фронта с сильными ветрами и пыльными бурями	На отдельных участках фронта общая неустойчивость полета (полет беспокойный)	Володина Петров
1 VIII	9	11 20	14 42	Долины рек Чирчик, Чаткал, через Пскемский хребет в долины рек Пскем, Чирчик	Развитие конвективной облачности после прохождения холодного фронта	Преимущественно спокойный полет	Оголь Ляпина
3 VIII	10	10 32	13 59	Долины рек Чирчик, Коксу, Чаткал, через Пскемский хребет в долины рек Угам, Чирчик	Район полетов в теплом секторе циклона, Конвекция над горами	Отдельные периоды умеренной беспокойной болтанки	Оголь Захарин
5 VIII	11	10 40	13 52	Долины рек Чирчик, Угам, через Угамский хребет в долины рек Пскем, Чирчик	Размывание фронтов. Развитие термической депрессии	Преимущественно спокойный полет	Ляпина Шпотов
6 VIII	12	11 00	14 05	Долины рек Чирчик, Угам (туда и обратно), Пскем (туда и обратно), Чирчик	Широкий теплый сектор циклона над Казахстаном. Слабые северные ветры	Болтанка от слабой до умеренной. Периоды неустойчивого полета	Петров Захарин
7 VIII	13	07 59	10 56	Долины рек Чирчик, Чаткал, Коксу, Бричмулла, Чирчик	Сначала предфронтальная ситуация, затем прохождение холодного фронта западного вторжения	Преимущественно слабая болтанка, вибрации и рыскание, иногда отдельные броски	Романов Оголь
7 VIII	14	12 33	15 36	Долины рек Чирчик, Угам, Пскем, Чирчик	То же	На фоне слабой болтанки периоды усиления с рысканием и покачиваниями	Романов Васильева

Дата	№ полета	Время (московское), час. мин.		Маршрут полета	Общая синоптическая характеристика полета	Характеристика болтанки	Наблюдатели
		взлета	посадки				
8 VIII	15	10 20	13 30	Долины рек Чирчик, Пскем, Чаткал, Чирчик	Район полетов на южной периферии приземного антициклонального гребня. На высоте 3 км уже западный перенос	Умеренная болтанка	Джорджио Ляпина
11 VIII	16	12 07	15 24	Долины рек Чирчик, Коксу, Ойгаинг, Пскем, Чирчик	Антициклональный режим	Преимущественно спокойный полет с периодами очень слабой болтанки	Ляпина Кем
12 VIII	17	10 08	13 11	Долины рек Чирчик, Чаткал, Чирчик	Хорошо развитая термическая депрессия над Средней Азией	Частая, но преимущественно слабая болтанка	Петров Иванова

При окончательной аэросиноптической обработке использовались шаропилотные и радиозондовые наблюдения Ташкента, а также карты барической топографии АТ₈₅₀, АТ₇₀₀, АТ₅₀₀ и приземные синоптические карты (в основные сроки и в промежутках между ними — кольцевые карты) Ташкентского бюро погоды.

Главной задачей было установить физические причины болтанки, проверить правильность оценки ее интенсивности и разобраться в различных ее внешних проявлениях (покачивание, опускание и поднятие, рыскание и т. д.). Пространственная метеорологическая информация была явно недостаточной (наблюдений приземных станций в горных долинах почти не было, аэрологические карты страдали некоторой схематичностью), поэтому не всегда удавалось ответить на все возникавшие вопросы достаточно полно.

Участвовавший в полетах персонал в большинстве случаев не имел большого опыта и учился на ходу. Однако система обсуждения на семинарах кафедры каждого из полетов снимала разногласия, выравнивала индивидуальные различия в качественной оценке интенсивности и характера болтанки, а также и других наблюдений и в конечном итоге обеспечила в первом приближении однородность и известную надежность наблюдений.

2. Особенности болтанки вертолетов в предгорьях и горных долинах

Можно полагать, что вертолет меньше подвержен болтанке, чем поршневой самолет, и болтанка его имеет своеобразный характер.

Во время исследовательских полетов на вертолетах МИ-1 над западными отрогами Тянь-Шаня в долинах рек Черчика, Чаткала, Пскема и Ангрена отмечались следующие характеристики болтанки и других воздействий воздушных течений на летательный аппарат:

1. Полет абсолютно спокойный.
2. Едва уловимое потряхивание или дрожание (вибрация вертолета).
3. Легкие боковые покачивания — колебания малой амплитуды вокруг продольной оси вертолета, которая удерживается на линии полета (реже — маятникообразные колебания вокруг точки подвеса).
4. Слабое рыскание — колебания малой амплитуды вокруг вертикальной оси вертолета с угловыми отклонениями в $10-15^\circ$.
5. Небольшой односторонний снос всего вертолета вправо или влево от линии полета (иногда имеющий характер бокового броска).
6. Одностороннее отклонение продольной оси вертолета от линии полета (снос хвоста вправо или влево) в горизонтальной плоскости.
7. Периодические боковые сдвиги вертолета из стороны в сторону. В отличие от п. 4, вертолет периодически сносится как целое то вправо, то влево.
8. Отдельные слабые бросочки или толчки вниз, реже вверх. Толчки иногда отрывисты, иногда более плавны. Отрывистость и интенсивность — разные характеристики. Толчок может быть слабым, но отрывистым, сильным, но плавным.
9. Систематические периодические колебания вертолета в вертикальной плоскости (ритмические опускания и подъемы всего вертолета в целом), иногда воспринимаемые как многократные вертикальные толчки или бросочки.
10. Общая неустойчивость полета — толчки, получаемые вертолетом с разных направлений (толчки или бросочки как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях или в плоскости любого наклона). Этот тип колебаний вертолета представляет комбинацию типов, указанных в п. 7 и 9.
11. Тяга вверх. Общий не резкий подъем вертолета под влиянием восходящих потоков, нередко орографического характера.
12. Тяга вниз. То же, что в п. 11, но вниз.

Нередко несколько видов болтанки наблюдаются одновременно (например, рыскание и вертикальные толчки, боковые покачивания и отдельные вертикальные толчки, покачивание, рыскание и вертикальные толчки и т. п.).

Несмотря на большое разнообразие воздействий турбулентности и вертикальных движений атмосферы на полет вертолета следует заметить в качестве общего впечатления, что поздним летом в сухих предгорьях при отсутствии резких фронтов и конвективных облаков преобладают спокойные условия полета и лишь изредка болтанка достигает интенсивности ($\delta_{1,5} - \delta_2$).

3. Характеристика орографических влияний на полет вертолета

Обычно трасса вертолета прокладывается по осевой линии горной долины. Во многих случаях полет проходит на высоте, которая значительно меньше, чем высота окружающих долину горных хребтов. Усло-

вия полета при этом обычно определяются воздушным потоком вдоль долины.

Режимы воздушных течений в горных долинах и на перевалах в Средней Азии давно уже изучались во время специальных аэрологических экспедиций, которые организовывались сначала по инициативе проф. В. А. Бугаева Ташкентской геофизической обсерваторией совместно с Узбекской Академией наук и Ташкентским государственным университетом, а затем по инициативе директора САНИГМИ М. А. Петросянца.

Существует обширная литература по горно-долинной циркуляции и по режиму ветра над горными перевалами. Мы не будем приводить ее подробно, ограничимся указанием на три диссертации, защищенные недавно и подводящие итоги аэрологических исследований в этом направлении. Это — защищенные в Ташкентском университете диссертации Н. Ф. Гельмгольца и С. Г. Чанышевой и защищенная в Ленинграде диссертация М. С. Шелковникова.

Работа Н. Ф. Гельмгольца, опубликованная отдельной книгой [2], посвящена горно-долинной циркуляции на северных склонах Тянь-Шаня. Работа С. Г. Чанышевой [4] опубликована частично, в виде ряда отдельных статей и подводит итоги наблюдений многочисленных аэрологических экспедиций в горах и предгорьях Средней Азии.

Работа М. С. Шелковникова посвящена исследованиям горно-долинной циркуляции на Северном Кавказе.

Как известно, нормальная горно-долинная циркуляция хорошо развита в спокойных синоптических ситуациях и, пользуясь тремя перечисленными выше работами, можно по общей конфигурации долин, их ориентации в отношении преобладающих воздушных течений и по ряду других параметров, как это делают М. А. Петросянец и С. Г. Чанышева [5], определить хотя бы ориентировочно типичный ветровой режим той или иной долины.

В общем же, при нормальном режиме горно-долинной циркуляции вертолеты испытывают болтанку редко и отмечается она обычно только на смене верхней компоненты горно-долинной циркуляции (противотока) вышележащими течениями, обусловленными общесиноптической обстановкой (высотные ложбины и гребни и т. п.). Но и здесь болтанка может возникнуть лишь при сравнительно больших скоростях ветра (20—25 м/сек) и заметных вертикальных сдвигах.

Следует иметь в виду, что неравномерное нагревание горных склонов по краям долины может вызвать поперечную циркуляцию. Эта циркуляция болтанки не вызовет, но будет у нагретых склонов создавать тягу вверх, у холодных — вниз, а в некоторых случаях и своеобразное «притягивание» вертолета к горным склонам.

Рассмотрим теперь, что же будет происходить при нарушении нормальной горно-долинной циркуляции в спокойную погоду. Нарушения эти, грубо говоря, могут быть четырех видов.

1. Приближение циклона по равнине к устьевым частям горных долин. Оно создает режим высасывания воздуха из горных долин. Из-за разностей барических градиентов создаются ветровые течения, направленные вниз по долине, орография их усиливает. Для каждой долины можно сделать соответствующие прогностические графики, связывающие положение и интенсивность циклона с силой ветра в каждой долине по типу прогностических графиков М. В. Бурковой [1] для урсатьевского ветра в горле Ферганской долины. Недавно те же графики были приспособлены Тайлаковым для прогноза сильных ветров в Учкургане.

Если режим высасывания наблюдается днем, то дневные долинные ветры быстро подавляются сильными ветрами, направленными вниз по долине. Если же это происходит ночью, то горный ветер как бы складывается с долинным ветром.

2. Приближение фронтов холодных вторжений также создает в системе предфронтальных воздушных течений режим высасывания из горных долин, но не менее интенсивен и более кратковремен, чем в случаях приближения циклона.

3. Проникновение холодных вторжений в устьевые части горных долин и дальнейшее их распространение вверх по долинам также нарушает горно-долинную циркуляцию. В дневные часы западные или юго-западные ветры вторжения складываются с долинными, ночью в какой-то мере ослабляются горными ветрами, но почти всегда подавляют последние.

4. Проникновение мощных холодных вторжений с севера в верхние части горных долин и связанные с ними усиления нисходящих потоков также нарушают горно-долинную циркуляцию. Если это происходит ночью, то фиксируется необычное усиление горного ветра. Днем же опускающиеся вниз по долине воздушные течения северного вторжения вступают в противоречие с долинными ветрами. В месте их столкновения на фронте вторжения, опускающегося с гор, может наблюдаться сильная турбулентность.

В некоторых случаях зона борьбы противоположных течений становится видимой в виде облачных всплесков или фонтанов. Примеры их приведены на снимках Б. Л. Дзержевского (рис. 114, 115), помещенных в «Атласе облаков» А. Х. Хргиана [3].

Во время летних полетов было замечено преобладание болтанки в местах впадения боковых долин в основную долину, а также в местах внезапного расширения или сужения долин. Приведем некоторые примеры.

В полете № 4 28 июля в 11 час. 30 мин. на высоте 2700 м в точке сочленения основной и боковой долин был отмечен толчок $\delta_{1,5}$, в 12 час. 03 мин. в том же полете на 2000 м после пролета Пскема наблюдалось кратковременное усиление болтанки до δ_2 , а в 12 час. 26 мин. на 1900 м при выходе из Пскемской долины на траверзе Бричмуллы было отмечено внезапное усиление почти прекратившейся болтанки до δ_1 .

В полете № 8 30 июля в 14 час. 06 мин. на 2000 м в зоне резкого сужения Чаткальской долины отмечалось усиление болтанки до $\delta_{1,5}$ — δ_2 . Полет был весьма неустойчивым, наблюдалось одновременно потряхивание, покачивание, сильное рыскание носом. В 14 час. 49 мин. на высоте 2500 м в месте слияния рек были отмечены сильная мгла, болтанка δ_1 — $\delta_{1,5}$ (толчки, непрерывное покачивание).

В полете № 9 1 августа при выходе из узкого ущелья Чаткала в котловину в 12 час. 34 мин. на высоте 2500 м наблюдались вертикальные бросочки вниз и вверх.

В полете № 11 5 августа в 11 час. 37 мин. по долине Утама на высоте более 1 км сужение долины сопровождалось усилением болтанки. Интересны наблюдения в том же полете в 11 час. 47 мин. на высоте 2600 м. Расширение долины сопровождалось затягиванием вертолета вниз, менялся и характер болтанки: в узком месте — вертикальные толчки, в расширенном — покачивания с боку на бок. В том же полете по долине Коксу в 12 час. 18 мин. на высоте 1300 м снова сужение долины сопровождалось усилением болтанки.

В полете № 12 6 июля по долине Угама на высоте 950 м в 11 час. 41 мин. против Хумсана в боковой долине был отмечен толчок $\delta_{1,5}$ и при выходе из долины Угама в долину Чирчика, при возвращении в 13 час. 18 мин. на высоте 900 м снова толчок δ_1 .

В полете № 13 7 августа в 8 час. 57 мин. на высоте 1500 м над местом слияния Чаткала и Коксу наблюдалась кратковременная болтанка δ_1 .

В полете № 15 8 августа в 11 час. 16 мин. на высоте 1450 м по долине Чаткала против входа в боковой сай отмечена болтанка $\delta_1 - \delta_2$, в 11 час. 29 мин. на высоте 1930 м против ущелья — болтанка $\delta_2 - \delta_{2,5}$. Во время обратного полета при входе в расширенную часть долины в 11 час. 58 мин. на высоте 1700 м болтанка $\delta_{1,5} - \delta_2$, в 12 час. 27 мин. на 1550 м при входе в узость болтанка $\delta_1 - \delta_{1,5}$.

В полете № 16 11 августа в 14 час. 01 мин. на высоте 1240 м перед расширением долины был отмечен односекундный бросок вниз.

При полете № 17 12 августа в 11 час. 16 мин. на высоте 1300 м в месте впадения Серкесая в Чаткал — внезапный бросок $\delta_1 - \delta_{1,5}$, в 11 час. 20 мин. на 1250 м тяга вниз снова бросок $\delta_1 - \delta_{1,5}$. Затем в 11 час. 48 мин. на высоте 1550 м и наблюдалось усиление болтанки против ущелья, в 11 час. 52 мин. на 1450 м — тяга вниз, сопровождаемая потряхиванием ($\delta_{1,5}$).

Далее приводим примеры болтанки над хребтами и перевалами. В полете № 5 29 июля над Угамским хребтом кучевые средние облака (Си мед.). При пересечении хребта в 8 час. 51 мин. на высоте 2780 м усиление болтанки до δ_1 с толчками и бросками.

В полете № 9 1 августа в 12 час. 58 мин. при полете над перевалом к реке Коксу на высоте 3100 м болтанка $\delta_1 - \delta_{1,5}$.

В полете № 13 7 августа на высоте 2500 м в 9 час. 17 мин. на подступах к Пскемскому хребту, по-видимому, под влиянием поперечной циркуляции секундное засасывание вниз, затем болтанка $\delta_1 - \delta_{1,5}$ боковое и килевое покачивание, усиливающиеся до $\delta_{1,5}$. В 9 час. 20 мин. над Пскемским хребтом боковая болтанка и на высоте 2420 м небольшой бросок вертолета на 5—10 м, затем снова болтанка $\delta_1 - \delta_{1,5}$. В 9 час. 46 мин. на высоте 2500 м над р. Коксу болтанка $\delta_1 - \delta_{1,5}$.

В следующем полете № 14 в этот день в 13 час. 59 мин. при пересечении Угамского хребта болтанка $\delta_1 - \delta_{1,5}$.

В ряде случаев полеты вертолетов над горными долинами сопровождаются произвольным подъемом (тяга вверх) или опусканием (тяга вниз), с которыми пилоту приходится бороться.

В полете № 10 3 августа в 12 час. 35 мин. по долине Угама на высоте 2900 м машин тянуло вверх. Через 5 минут в 12 час. 40 мин. при снижении на 200 м на высоте 2700 м заметная болтанка δ_2 , отмеченный в 12 час. 42 мин. нисходящий поток сменился на той же высоте полета в 12 час. 43 мин. восходящим. При снижении только на 50 м в 12 час. 45 мин. на высоте 2650 м множественная болтанка $\delta_1 - \delta_{1,5}$ вертикальные толчки, покачивание, рыскание. В 12 час. 48 мин. над Кзыл-Талом на высоте 2650 м мощный восходящий поток.

В полете № 12 6 августа на 1250 м от 11 час. 49 мин. до 12 час. 02 мин. в течение 4 минут наблюдается тяга вниз при болтанке δ_1 . Этот процесс повторяется в 12 час. 32 мин., когда на 1300 м наблюдается неравномерная тяга вниз, сопровождаемая общей неустойчивостью полета (одновременная болтанка разных видов). Наконец в 12 час. 34 мин. на 1200 м перед сужением ущелья снова тяга вверх, в результате которой высота полета изменилась на 50 м. В 12 час. 36 мин. на 1250 м неупорядоченная болтанка δ_1 .

Следует отметить, что характер подстилающей поверхности также влияет на болтанку вертолета. Например, в полете № 14 7 августа в 13 час. 02 мин. на высоте 860 м над верхней богарой качания вертолета достигли интенсивности δ_2 .

4. Суммарная характеристика географического и вертикального распределения болтанки

На рис. 1 представлена схема горных хребтов и речных долин западных отрогов Тянь-Шаня, над которыми проводились исследовательские полеты. На эту схему условными значками нанесены оценки болтанки по следующей детальной шкале, применявшейся ташкентской летающей группой при исследовании болтанки самолетов ТУ-104 и ИЛ-18.

Основу этой шкалы составляет обычная четырехбалльная система: δ_1 — слабая болтанка, δ_2 — умеренная, δ_3 — сильная, δ_4 — штормовая. В эту систему были введены промежуточные баллы: $\delta_{0,5}$, $\delta_{1,5}$, $\delta_{2,5}$, а также δ_0 — следы болтанки.

На рис. 2 представлено распределение всех случаев болтанки по высоте. Горизонтальный масштаб здесь такой же, как и на рис. 1, так что между точками того и другого рисунка имеется взаимно-однозначное соответствие.

Рассматривая географическое распределение болтанки, мы видим, что наиболее часто более высокие баллы болтанки ($\delta_{1,5}$, δ_2 и $\delta_{2,5}$) наблюдаются над долиной Чаткала примерно от впадения Серкеса до Янги-Базара. На втором месте идет среднее течение Пскема, на третьем — нижние течения Майдантала и Ойгаинга. Четвертое место делится между верхним и нижним течениями Угама, нижним течением Пскема, бассейном Коксу и, наконец, верхним течением Чирчика от города Чирчик до Газалкента и далее вверх до Бричмуллы и места слияния Чаткала и Пскема. Самая южная часть вертолетной трассы от г. Чирчика до Сергели характеризуется весьма слабой болтанкой (δ_0 и $\delta_{0,5}$). Единственный случай заметной болтанки (δ_2 — $\delta_{2,5}$) здесь связан с предфронтальной ситуацией при приближении холодного фронта с пыльными бурями и грозами.

Обращаясь к вертикальному распределению болтанки, представленному на рис. 2, мы видим, что вся совокупность точек, обозначающих болтанку, наклонена снизу слева — вверх направо. Это естественно, так как по оси абсцисс, в сущности, нанесены географические долготы, долины рек направлены в общем с юго-запада на северо-восток, местность повышается в том же направлении и высота полета также повышается по мере углубления в горы. Чаткальский максимум интенсивности располагается на высоте от 1200 до 1700 м, хотя отдельное пятно болтанки 8 августа наблюдается несколько выше (1700—1800 м). Максимум на среднем Пскеме отмечен на высоте от 2000 до 2100 м. Максимум на верхнем Пскеме и нижних течениях Ойгаинга и Майдантала наблюдается на высоте от 2400 до 3000 м. Остальные географические районы преимущественной болтанки той или иной силы также легко усмотреть на графике вертикального распределения болтанки.

Заметим, что схема на рис. 2 не отражает подлинного вертикального распределения болтанки от земли до 3000 м, так как вертикальных зондирований во всем указанном слое не было. Условия погоды на этой схеме относятся лишь к определенному интервалу высот.

Следует далее подчеркнуть, что материала 17 полетов явно недостаточно для таких построений и что наши выводы о географическом

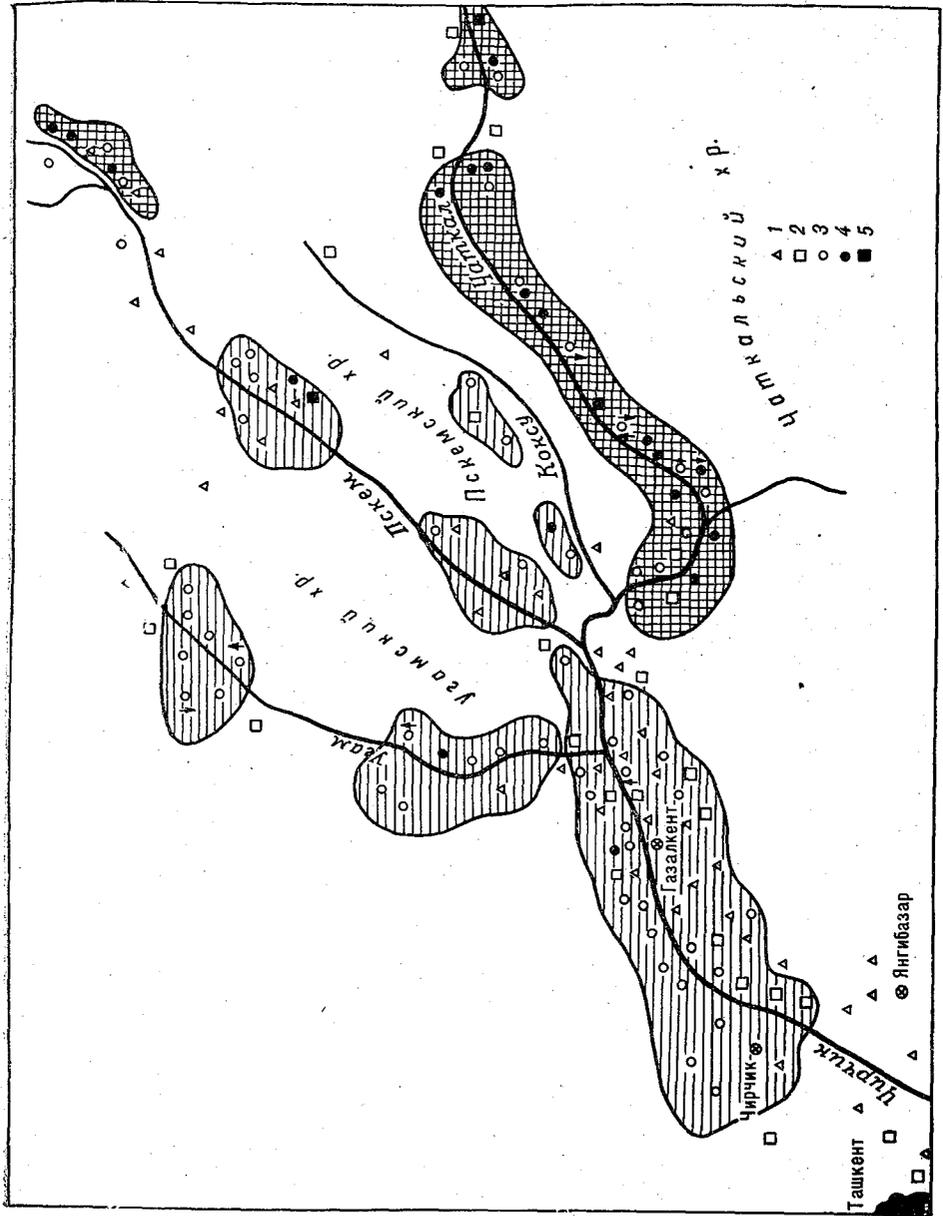


Рис. 1. Географическое распределение болтанки вертолетов МИ-1 над западными отрогами Тянь-Шаня летом. 1 — следы болтанки (δ_0), 2 и 3 — слабая болтанка ($\delta_{0,5} - \delta_1$), 4 и 5 — умеренная болтанка ($\delta_{1,5} - \delta_2$).

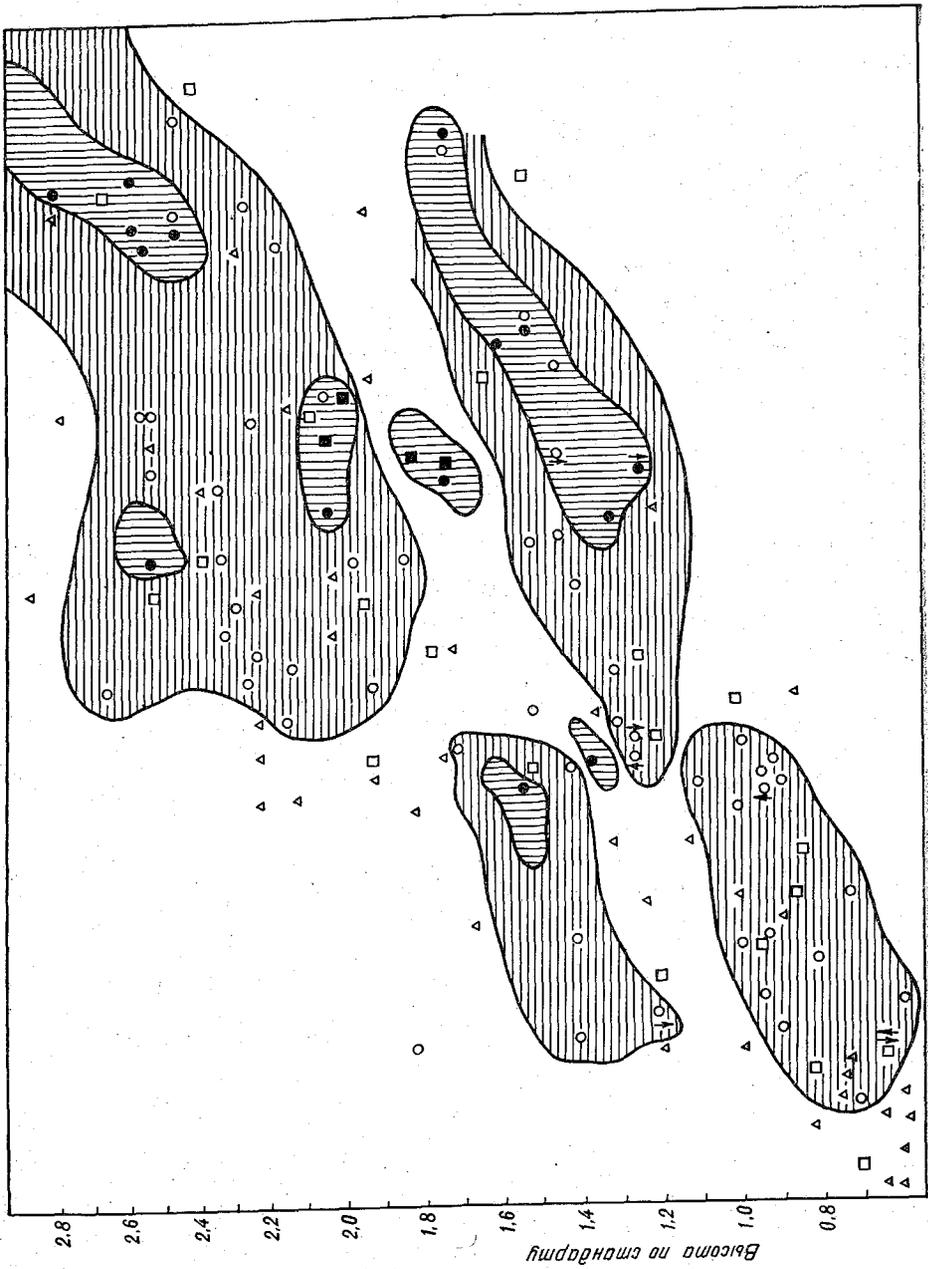


Рис. 2. Распределение болтаны по высоте.
Усл. обозначения см. рис. 1.

и пространственном распределении болтанки вертолетов носят самый предварительный характер.

Система полетов вертолетов по горным долинам предопределена соответствующими инструкциями, исходящими из распределения населенных пунктов и т. п. Вертолеты летают там, где этого требует хозяйственная деятельность человека, и против этого возражать трудно. Однако для исследования взаимодействия с горным рельефом воздушных течений разной интенсивности и разных направлений при различных синоптических ситуациях необходимы полеты не только по горным долинам, но и в свободной атмосфере над горными хребтами в непосредственной близости к последним и на различных высотах над ними. Такие полеты на первом этапе исследований осуществить не удалось.

Общее впечатление от ограниченного числа летних полетов в горных долинах западных отрогов Тянь-Шаня, и преимущественно в спокойные летние синоптические ситуации, таково, что болтанка вертолетов не достигает большой интенсивности и, в общем, не опасна.

5. Анализ некоторых синоптических ситуаций с болтанкой вертолетов над западными отрогами Тянь-Шаня

Рассмотрим некоторые типичные синоптические ситуации с болтанкой вертолетов над западными отрогами Тянь-Шаня.

Полет № 3 27 июля. В нижнем течении Иртыша располагался центральный циклон, в тыл ему вторгался двумя порциями холодный воздух. Поэтому на рис. 3, представляющем синоптическую карту в 15 час. 27 июля, мы обнаруживаем два основных фронта. Более южный из них образовал над Ферганской долиной и районом полетов циклоническую волну. Холодный фронт циклонической волны сопровождался конвективной облачностью и небольшими грозами. В вершине волны и над горами также была развита конвективная облачность.

Болтанка (δ_1) началась в 13 час. 25 мин. (время всюду московское) на высоте 2500 м после пролета Богустана при полете в горы. При той же почти интенсивности болтанка продолжалась до Ойгаинга (13 час. 56 мин.). На этом участке полета наблюдалась хорошо развитая конвективная облачность. Внизу в Ойгаинге наблюдавшийся востоко-юго-восточный ветер 11 м/сек. сменился в 13 час. на западо-юго-западный 25 м/сек., вечером была гроза, ветер юго-юго-западный 20 м/сек. Дневные и вечерние грозы отмечал также Пскем.

После разворота (14 час.), когда вертолет лег на обратный курс и немного снизился, между Богустаном и Пскемом вблизи основания мощного кучево-дождевого облака он подвергался тому типу болтанки, который мы называем общей неустойчивостью полета (толчки и броски по вертикали и сбоку, рыскание и т. д.). На высоте 2000 м в 14 час. 33 мин. над Пскемом вертолет попал в дождь. Правая (западная) сторона долины была закрыта облачностью, вершины гор также покрыты ею. Пришлось огибать Сб по левой стороне долины.

Полет № 4 28 июля. Район полетов был пройден с севера прежним арктическим фронтом. Над Аральским морем и Кызылкумом произошел приземный антициклогенез. Холодное вторжение нарушило горно-долинную циркуляцию. Днем появились в верховьях долины северо-восточные ветры. В Ойгаинге весь день наблюдались сильные (20—25 м/сек.) юго-западные ветры. Вертикальная неустойчивость арктического воздуха привела к развитию над горами конвективной облачности (Cu med., Cu cong., Cb). Пскем и Чарвак отме-

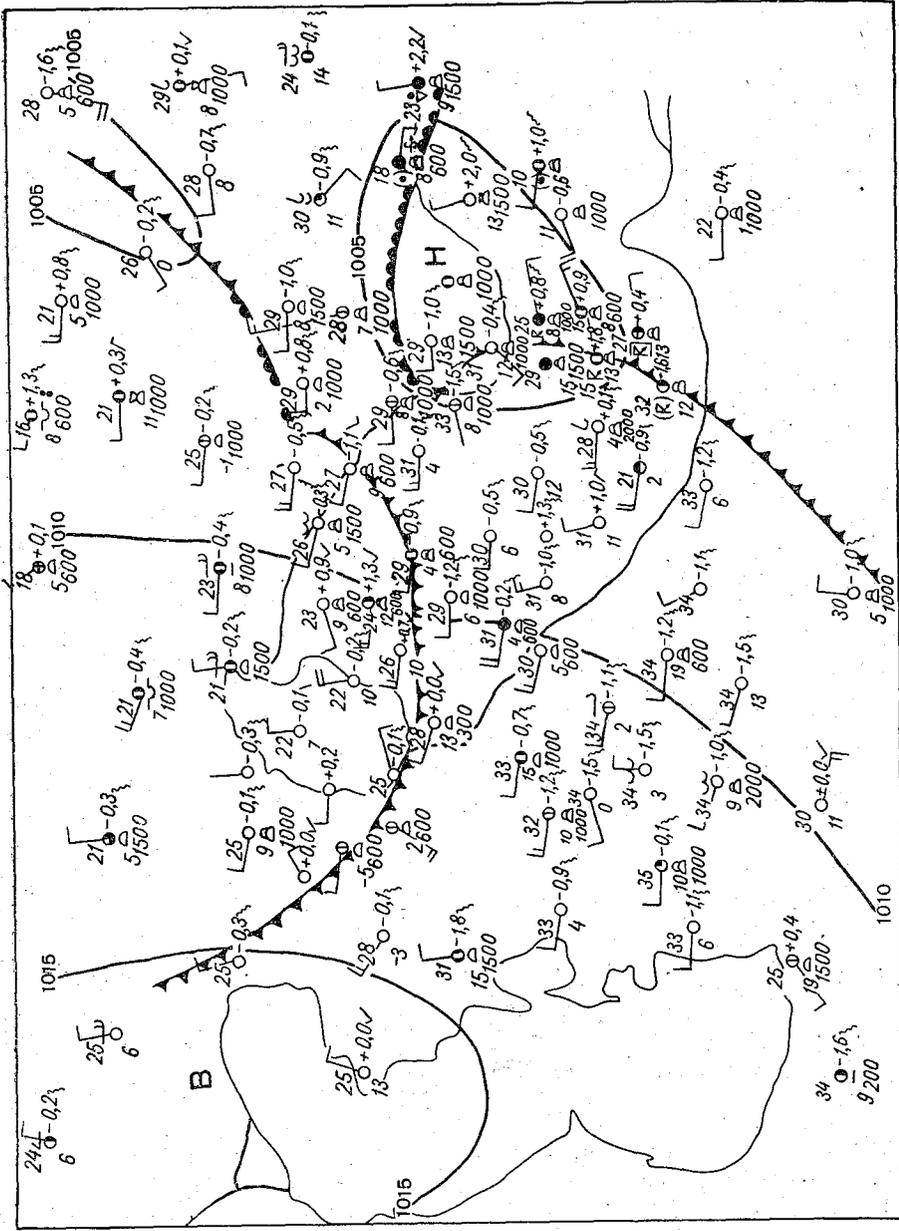


Рис. 3. Синогическая карта в 15 час. 27 июля 1964 г.

тили днем и вечером отдаленную грозу. На фоне в общем слабой болтанки наблюдались отдельные толчки в связи с орографической конвекцией. Наиболее сильными из них были довольно частые толчки ($\delta_{1,5} - \delta_2$) в 11 час. 38 мин. на высоте 2700 м в районе Ойгаинга, наблюдавшиеся на общем фоне покачиваний при облачности $Su\ med.$, $Su\ cong.$, которой были закрыты вершины гор. Были отмечены также Ss , связанные, вероятно, с наковальнями Sb .

В 12 час. 03 мин. уже после пролета Пскема на высоте 2560 м имело место вторичное кратковременное усиление болтанки до δ_2 . Мы

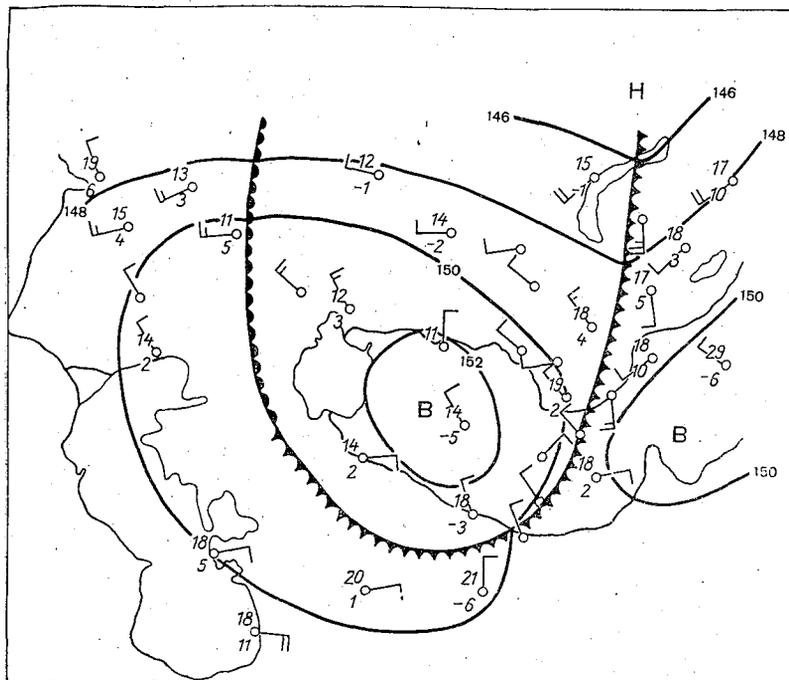


Рис. 4. Карта AT_{850} в 15 час. 28 июля 1964 г.

связываем его с турбулентностью в месте встречи северо-восточных ветров вторжения и долинных юго-западных и южных ветров. Ситуацию иллюстрирует рис. 4, на котором представлена карта AT_{850} в 15 час. 28 июля. Для большей тщательности анализа изогипсы проведены через 2 гп. дкм. Разрывы в поле ветра хорошо определяют положение фронта. Вторжение маломощное по вертикали (до 2,0—2,5 км). Уже на карте AT_{700} , которую мы не приводим, в районе полетов преобладают западные ветры.

Полет № 8 30 июля характеризовался умеренной болтанкой (δ_2) на снижении в Сергелях в 16 час. 08 мин. на высоте около 100 м, вскоре после прохождения холодного фронта. Плотные As закрывали все небо, лишь на юго-западе над Янги-Юлем имелись просветы. Порывы ветра достигали 15 м/сек. Через несколько минут после посадки началась пыльная буря, видимость ухудшилась до 1,5—2 км. Рисунок 5 иллюстрирует этот случай.

Полет № 10 3 августа. Циклон над пустыней Бет-Пак-Дала, как показывает карта AT_{850} в 15 час. 3 августа (рис. 6), начал окклюдироваться. Его холодный фронт проходил через район полетов, затем

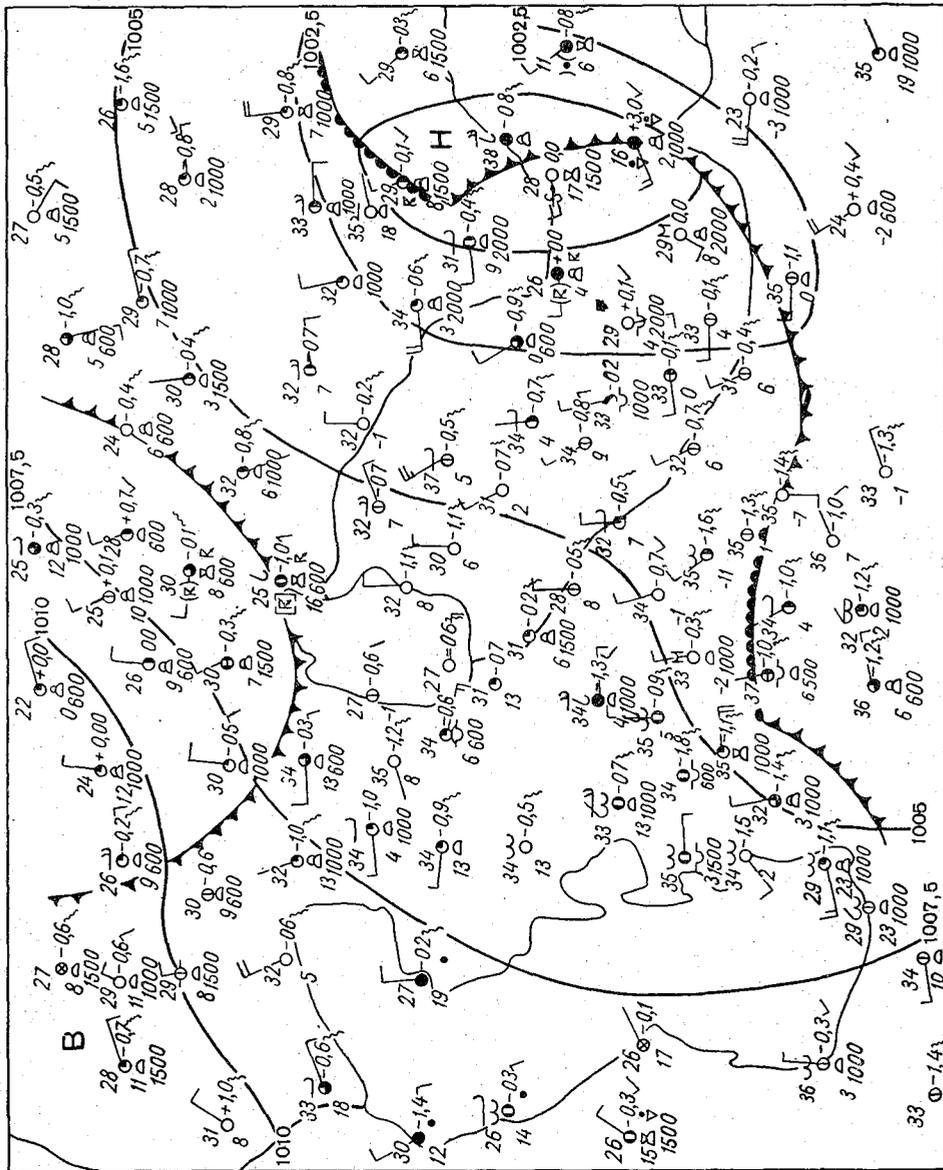


Рис. 5. Синоптическая карта
в 15 час. 30 июля 1964 г.

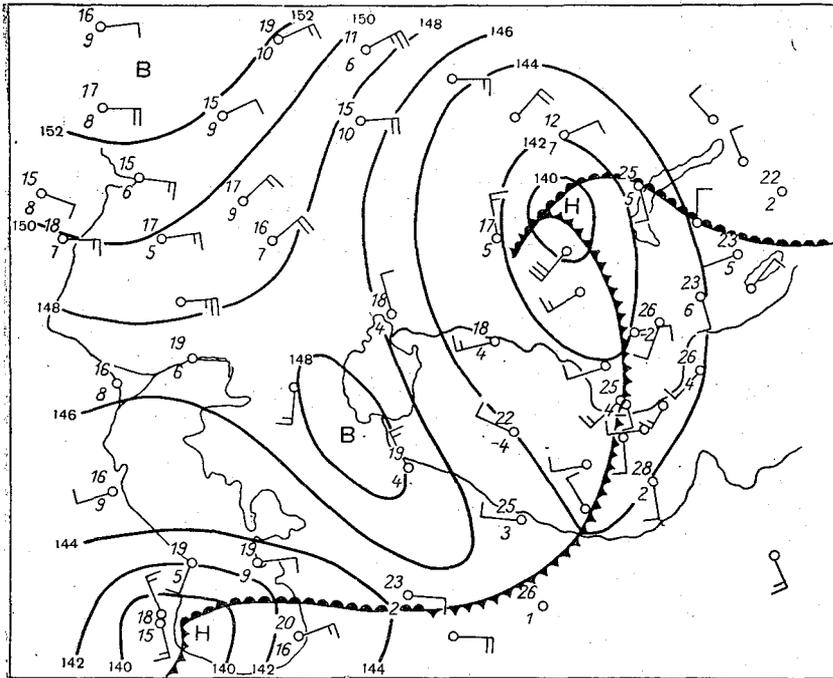


Рис. 6. Карта АТ₈₅₀ в 15 час. 3 августа 1964 г.

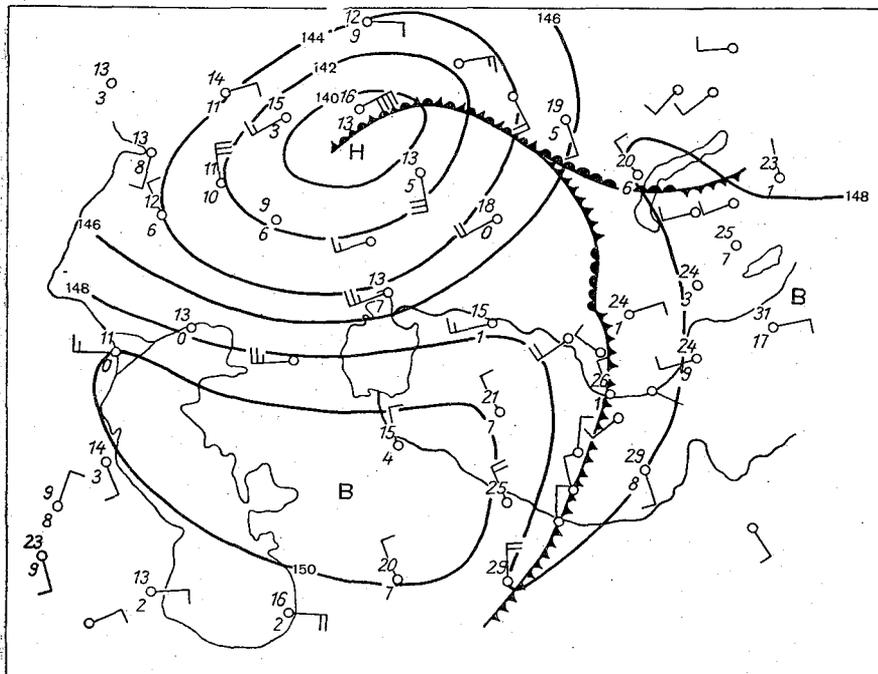


Рис. 7. Карта АТ₈₅₀ в 15 час. 7 августа 1964 г.

пересекал Аму-Дарью немного севернее Чарджоу и становился теплым фронтом циклона над югом Каспийского моря. Фронтальные температурные контрасты достигали 7—8°. Только над зондирующими станциями Чарджоу и Ашхабад благодаря процессам оседания температурные контрасты были ослаблены и фронт лучше прослеживался по повороту ветра.

Полет № 14 7 августа. Прохождение холодного фронта западного вторжения через район полетов иллюстрируется картой АТ₈₅₀

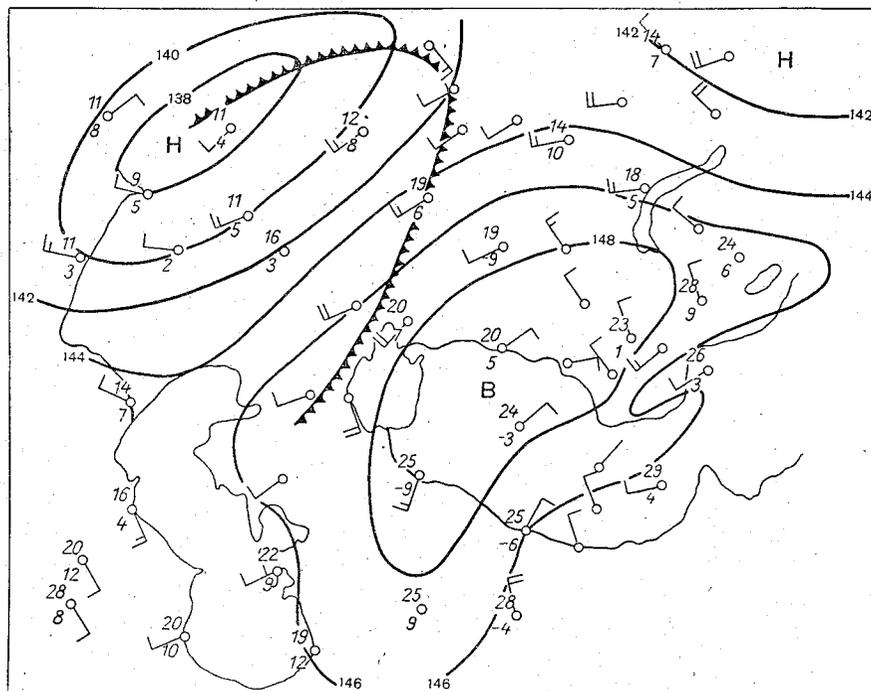


Рис. 8. Карта АТ₈₅₀ в 15 час. 11 августа 1964 г.

в 15 час. 7 августа (рис. 7). На фоне слабой болтанки наблюдались кратковременные, но многочисленные периоды ее усиления до $\delta_{1,5} - \delta_2$ с рысканием и покачиваниями.

Полет № 16 11 августа. В заключение приведем пример антициклональной ситуации над районом полета (рис. 8), когда наблюдался очень спокойный полет с редкими периодами очень слабой болтанки.

6. Основные выводы

Несмотря на малое число полетов, которое делает наши выводы предварительными, все же некоторые заключения о характере летней болтанки в предгорьях и горных долинах отрогов Западного Тянь-Шаня можно сделать.

1. Попытка систематизировать воздействие атмосферных движений на вертолет в полете дала очень большое разнообразие реакций вертолета. Мы обнаружили 12 типов этих реакций (см. п. 2).

2. Болтанка в период с 20 июля по 12 августа 1964 г. была преимущественно слабой до умеренной. Сильной болтанки почти не было.

3. В горных долинах отрогов Западного Тянь-Шаня установлено четыре вида процессов, нарушающих нормальную горно-долинную циркуляцию:

а) режим высасывания при приближении циклона на равнине к предгорьям;

б) префронтальный режим высасывания при приближении холодных фронтов вторжения;

в) режим нагнетания при проникновении холодных вторжений в устьевые (широкие) части горных долин;

г) проникновение мощных холодных вторжений с севера в верхние части горных долин.

4. Борьба противоположных течений при установлении того или иного рода синоптических процессов наиболее интересна с точки зрения интенсивной турбулизации атмосферы.

5. Сильные ветры по горным долинам всегда сопровождаются болтанкой.

6. Резкое изменение поперечного сечения горной долины сопровождается усилением болтанки, а в некоторых случаях тягой вертолета вверх или вниз.

7. Полеты над перевалами и горными хребтами обычно сопровождаются болтанкой.

8. Построенная сборная географическая схема распределения болтанки по основным горным долинам и связанная с ней схема вертикального распределения болтанки обнаруживают излюбленные места более сильной болтанки, так же как и места (и соответственно высотные уровни) более спокойного полета.

9. Приводится разбор семи типичных синоптических ситуаций, характеризующихся болтанкой того или иного рода. Это может быть полезным для синоптика, обслуживающего полеты вертолетов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буркова М. В. О краткосрочном прогнозе сильного восточного ветра в районе Урсатьевской. Труды САНИГМИ, вып. 4 (19), 1961.
2. Гельмгольц Н. В. Горно-долинная циркуляция северных склонов Тянь-Шаня. Гидрометеоздат, Л., 1963.
3. Хргиан А. Х. Атлас облаков. Гидрометеоздат, Л., 1957.
4. Чанышева С. Г. Местные ветры Средней Азии. Гидрометеоздат, Л., 1963.
5. Петросянц М. А., Чанышева С. Г. Некоторые закономерности горно-долинной циркуляции. Метеорология и гидрология, № 9, 1963.

*П. А. ВОРОНЦОВ, В. А. ДЖОРДЖИО,
О. Г. ЗАХАРИН, Ю. Н. ОГОЛЬ,
Ю. В. ПЕТРОВ, Н. Н. РОМАНОВ*

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЛЕТА ВЕРТОЛЕТОВ НАД ПУСТЫНЯМИ СРЕДНЕЙ АЗИИ ЛЕТОМ

Обобщены результаты исследования условий полета вертолета МИ-1 над районом Газли в сентябре 1964 г. Исходными данными являлись наблюдения в 80 полетах. Установлены: суточный ход, слоистость зон болтанки, а также связь условий полета с определенными метеорологическими факторами и синоптической обстановкой.

1. Введение

В последнее время появился ряд работ, посвященных метеорологическим условиям полетов вертолетов преимущественно над горами и в прибрежной полосе Крыма и Кавказа [1, 3, 2], вопросам метеорологического обслуживания вертолетных рейсов и т. д.

В данной статье рассматриваются некоторые вопросы, связанные с полетами вертолетов над южной частью пустыни Кызылкум.

Полеты проводились на вертолете МИ-1 в экспедиционных условиях в конце августа и в сентябре 1964 г. Вертолет был придан аэрологической экспедиции Ташкентского государственного университета имени В. И. Ленина. Экспедиция базировалась в Газли и имела основной задачей исследование аэрологических условий прохождения ультракоротких волн на радиорелейных линиях Главгаза СССР.

Полеты вертолета МИ-1 из поселка Газли Бухарской области проводились почти во всех направлениях: на восток — в сторону Бухарского оазиса, на север — в сторону хребта Кельджук-Тау (максимальная отметка 700 м над ур. м.), на запад — в глубь песков Кызылкума, а также и вблизи поселка Газли. Серьезным недостатком явилось отсутствие разрешения на ночные полеты. Почти ежедневно в светлое время суток — от восхода до захода солнца — совершалось три — пять зондирующих полетов до высот 1,5—2 км. К сожалению, выполнение основной задачи требовало частых полетов, поэтому увеличения высотности до 3 км, которое требовалось для исследований болтанки и атмосферных возмущений, осуществить не удалось. Длительность каждого полета составляла 1,5—2 часа. Всего в течение 21 дня было совершено 80 полетов, что составляет в среднем четыре полета в день.

Вертолетные зондирования распределялись в течение светлого времени суток следующим образом.

Подъем I — в 4—5 час. (время здесь и далее — московское), так что зондирование начиналось еще перед восходом солнца.

Подъем II — около 7 час.

Подъем III — в 10 час., это зондирование характеризовало предполуденные условия.

Подъем IV — в 13 час., послеполуденное зондирование.

Подъем V — в 16 час., в вечерних условиях незадолго перед заходом солнца.

Такое распределение зондирований во времени давало возможность в ранних полетах захватить еще ночные инверсии, затем проследить их распад, переход к условиям дневной конвекции и, наконец, охарактеризовать вечернее ее ослабление. Наблюдения велись по довольно обширной программе с проведением 19 площадок на следующих высотах: 0,025; 0,050; 0,075; 0,10; 0,15; 0,20; 0,25; 0,30; 0,35; 0,40; 0,45; 0,50; 0,60; 0,70; 0,80; 0,90; 1,0; 1,20 и 1,50 км.

К вертолету был прикреплен метеорограф № 18 системы ГГО, приспособленный к вертолетным зондированиям.

На борту вертолета наблюдения вели два бортаэролога. Каждые 4—5 минут записывались: высота по стандарту, курс, путевая скорость вертолета, показания вариометра, температура воздуха¹ и визуальные наблюдения над облачностью, атмосферными замутнениями и поведением вертолета в полете (болтанкой). Этим наблюдениям придавалось очень большое значение, и в случае необходимости (существенные изменения, появление новых явлений) они производились чаще чем через 4—5 минут. Одновременно с вертолетными наблюдениями, но более часто (12 раз в сутки) велись базисные шаропилотные наблюдения, градиентные наблюдения на двухметровой мачте и измерения при помощи самописцев, расположенных на нескольких площадках 106-метровой радиорелейной мачты. Велись также обычные метеорологические и актинометрические наблюдения.

Обширный комплекс всех перечисленных наблюдений позволяет полагать, что нижний полуторакилометровый слой атмосферы над Газли был изучен довольно детально. Полный перечень всех наблюдений дан в табл. 1. Там же приводится и краткая характеристика болтанки.

Необходимо сказать несколько слов о характере подстилающей поверхности в районе работы экспедиции. Это — типичная песчаная пустыня (с альбедо около 35%), поросшая редкой растительностью, выгорающей летом. Барханы в 60 км от поселка Газли достигают высоты 5—6 м, в непосредственной близости от поселка их высота 0,5—1,5 м. Грунтовые дороги сильно разбиты и являются перманентным источником запыления нижних слоев атмосферы. Очень часты пыльные вихри и смерчи [5].

Следует заметить, что по своей сухости и запыленности сентябрь в районе Газли мало отличается от свойственного среднеазиатским пустыням засушливого, жаркого и пыльного лета. Общая характеристика синоптических процессов за период исследования болтанки дана в работе Н. Н. Романова [4]. Сентябрь 1964 г. в районе Газли мало отличался от многолетней нормы.

2. Методы обработки наблюдений над болтанкой

Оценка интенсивности болтанки вертолета производилась по трехбалльной шкале, которая была пополнена промежуточными величинами [6].

¹ Данные о ней служили для контроля записей метеорографа.

Перечень вертолетных зондирований Газлинской аэрологической экспедиции
ТашГУ 30 августа — 23 сентября 1964 г.

Дата	№ по- лета	Время, час. мин.		Общая характеристика болтанки вертолета	Бортаэрологи
		взлета	посадки		
30 VIII	1	06 06	07 52	Полет спокойный	Петров Ляпина, Тямаев Прибылов, Захарин
	2	10 26	12 13	То же	
	3	15 54	17 29	„	
31 VIII	4	05 00	06 41	„	Ляпина, Петров, Прибылов Тямаев, Захарин
	5	07 39	09 24	Мощный нижний слой бол- танки	
	6	11 20	12 57	То же	
1 IX	7	13 45	15 27	Болтанка достигла δ_2	Ляпина Прибылов, Прибылова Захарин, Прибылов
	8	03 45	05 44	Почти спокойный полет	
	9	05 24	07 05	Неспокойный полет	
2 IX	10	10 10	11 47	Болтанка при сильном ветре, рыскание, броски	Петров, Ляпина Прибылов, Кудышкин Захарин, Смирнова
	11	13 12	14 46	Броски и покачивания	
	12	15 47	17 23	Вертикальные потоки	
3 IX	13	04 05	05 50	Полет спокойный	Ляпина, Оголь Петров, Тямаев, Прибылов Захарин, Оголь
	14	06 47	08 28	Полет спокойный	
	15	11 57	13 22	Вертикальные потоки	
4 IX	16	14 25	16 05	Слабая болтанка	Петров, Тямаев Володина, Тямаев Прибылов, Ляпина
	17	04 03	05 43	Полет спокойный, сильные нисходящие потоки	
	18	06 47	08 22	Полет спокойный	
5 IX	19	09 45	11 18	Сильные нисходящие потоки до 6 м/сек., по определе- нию пилота	Петров, Оголь Володина, Варфоломеев Ляпина, Тямаев
	20	12 26	14 03	Частая смена восходящих и нисходящих потоков	
	21	14 59	16 37	Болтанка δ_2	
5 IX	22	04 12	05 53	Полет спокойный	Тямаев Петров, Ляпина Захарин, Прибылов Соловейчик, Тямаев
	23	06 46	08 23	То же	
	24	10 45	12 20	Четыре слоя болтанки, по- лет при сильном ветре	
5 IX	25	13 07	14 49	То же	Тямаев Прибылов, Прибылова Захарин, Оголь
	26	15 39	17 15	„	
	27	04 10	05 53	Полет спокойный	
	28	07 28	08 59	Четыре слоя болтанки, мощ- ные восходящие потоки, болтанка δ_3	Захарин, Прибылов Ляпина, Прибылова

Дата	№ полета	Время, час. мин.		Общая характеристика болтанки вертолета	Боргазрологи
		взлета	посадки		
	29	10 02	11 35	Четыре слоя болтанки, мощные восходящие потоки, болтанка δ_3	Володина, Петров
	30	12 35	14 15	То же	Прибылов, Тямаев
6 IX	31	04 03	05 38	Полет спокойный	Петров, Тямаев
	32	07 14	08 42	То же	Ляпина, Володина
	33	09 45	11 05	Четыре слоя болтанки до δ_3	Прибылов, Тямаев
8 IX	34	10 40	12 10	Четыре слоя болтанки до $\delta_{2,5}$	Прибылов, Ляпина
	35	13 06	14 34	Мощные восходящие потоки	Петров, Оголь
	36	15 26	16 52	Полет спокойный	Ляпина, Тямаев
9 IX	37	04 09	05 51	То же	Захарин, Ляпина
	38	07 20	08 55	Мощный нижний слой умеренной болтанки	Прибылов, Прибылова
12 IX	39	04 11	05 56	Полет спокойный	Ляпина, Прибылова
	40	06 39	08 13	То же	Прибылов, Захарин
	41	09 18	11 05	Восходящие потоки. Перед посадкой в течение 10 сек. болтанка δ_2	Петров, Оголь
	42	12 10	13 44	Нарастающая болтанка до $\delta_{2,5} - \delta_3$	Ляпина, Варфоломеев
	43	14 51	16 22	Болтанка до $\delta_{1,5} - \delta_2$	Захарин, Осадчая
13 IX	44	04 57	06 38	Полет спокойный	Прибылов, Юнусов
	45	07 28	09 05	То же	Захарин, Варфоломеев
	46	09 49	11 30	Восходящие потоки, взбросы вверх до 25 м, болтанка δ_2	Петров, Акманов
	47	12 31	13 57	Болтанка δ_2	Прибылов, Прибылова
15 IX	48	04 15	06 00	Полет спокойный	Захарин, Аврамова
	49	06 53	08 43	На фоне спокойного полета болтанка δ_1 на высоте 2000 м	Петров, Ляпина
	50	09 31	11 19	Болтанка δ_2 на 100 м	Прибылов, Сартбаев
	51	12 16	13 56	Смешанная болтанка	Ляпина, Петров
	52	14 38	16 15	Сильный ветер, рыскание, качание	Захарин, Кудышкин
16 IX	53	04 12	05 52	Полет спокойный	Ляпина, Петров
	54	06 36	08 14	Упорная болтанка небольшой интенсивности: покачивания, рывки, рыскания	Захарин, Варфоломеев
17 IX	55	04 13	06 03	Четыре слоя болтанки	Прибылов, Прибылова

Дата	№ по- лета	Время, час. мин.		Общая характеристика болтанки вертолета	Бортаэрологи
		взлета	посадки		
18 IX	56	07 50	09 21	Сильные вертикальные потоки δ_2 . Бросок вниз до 3 м	Петров, Ельцов
	57	13 42	15 19	Резкие броски $\delta_2 - \delta_{2,5}$	Прибылов, Варфоломеев
	58	04 30	05 56	Полет спокойный	Ляпина, Варфоломеев
	59	06 38	08 04	Болтанка δ_1 — раскачивание. Мощный нижний слой болтанки	Прибылов, Тужилин
	60	08 48	10 21	Неустойчивый полет, болтанка $\delta_{1,5} - \delta_2$	Петров, Захарин
	61	11 02	12 49	Сильные нисходящие потоки, болтанка δ_2	Ляпина, Оголь
19 IX	62	04 33	06 05	Полет спокойный	Петров, Ляпина
20 IX	63	11 43	13 19	На общем фоне болтанки $\delta_{1,5} - \delta_2$ броски δ_3	Прибылов, Каримов
	64	05 00	06 25	С утра беспокойный полет, болтанка $\delta_1 - \delta_{1,5}$	Захарин, Прибылов
	65	07 12	08 44	Спокойный полет	Ляпина, Цой
	66	09 26	10 58	Три слоя болтанки. Сильные восходящие потоки δ_3	Захарин, Петров
21 IX	67	11 52	13 52	То же	Володина, Солодкий
	68	14 32	16 08	Сильный ветер, полет „бокком“, лететь тяжело	Петров, Кудышкин
	69	04 28	06 30	Полет спокойный	Петров, Ляпин
	70	07 57	09 27	Легкая болтанка δ_0	Володина, Ельцов
	71	10 18	11 50	Мощный нижний слой болтанки $\delta_{1,5} - \delta_2$	Захарин, Прибылов
22 IX	72	12 36	13 58	Болтанка $\delta_{2,5} - \delta_3$	Оголь, Ляпина
	73	04 15	05 45	Полет спокойный	Захарин, Прибылова
	74	06 50	08 16	Почти спокойный полет	Петров, Аврамова
	75	08 47	10 20	То же	Ляпина, Смирнова
23 IX	76	04 19	06 25	Неспокойный воздух — вибрация, „дрожь“	Володина, Петров
	77	07 07	08 46	Три слоя болтанки. Полет по „булыжной мостовой“ $\delta_1 - \delta_{1,5}$	Ляпина, Прибылов
	78	09 23	10 50	Многократно болтанка $\delta_3 - \delta_{2,5}$, покачивание, броски, провалы	Захарин, Петров
	79	11 31	12 53	То же	Прибылов, Прибылова
	80	13 55	15 26	Рыскание	Ляпина, Захарин

В качестве основного рабочего метода при исследовании болтанки вертолетов над пустыней были применены временные вертикальные разрезы, характеризующие условия полетов во время всех трех — пяти зондирований в этот день. Эти разрезы строились на прозрачной бумаге и накладывались на выполненный в том же масштабе на

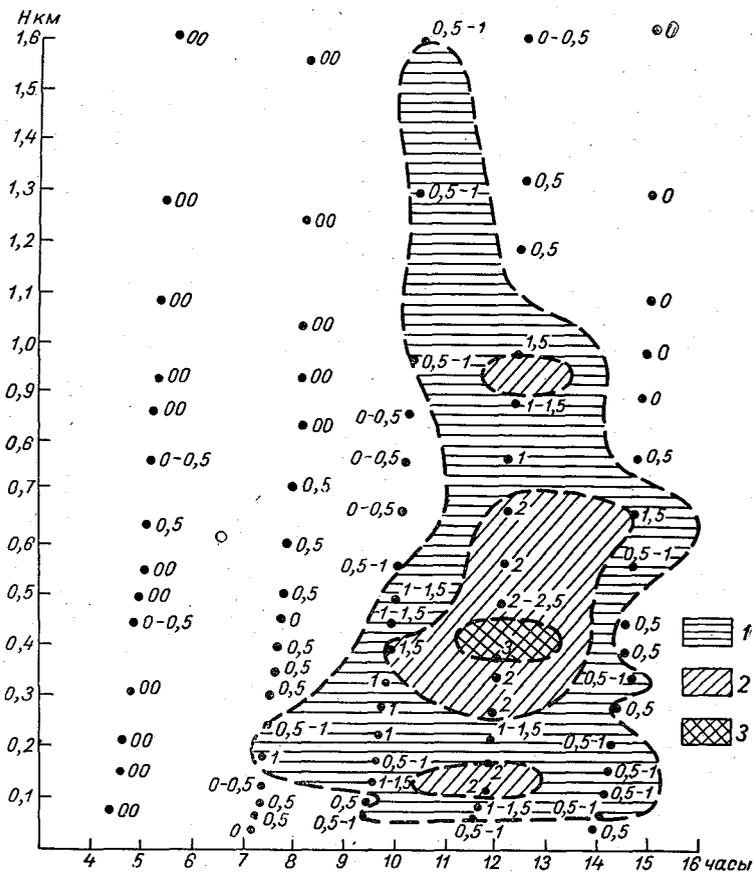


Рис. 1. Пример временного разреза болтанки в течение дня 23 сентября 1964 г.

1 — слабая болтанка, 2 — умеренная, 3 — сильная.

обычной бумаге временной вертикальный разрез температурного и ветрового полей, а также поля упругости водяного пара. На другом листе прозрачной бумаги наносились в том же масштабе наблюдения над атмосферными замутнениями: вертикальным распределением мглы, дымки и т. п. На всех временных разрезах по абсциссе отложено время (московское), по ординате — высота над поверхностью земли.

Накладывая все эти временные разрезы один на другой, а также учитывая детали синоптических процессов, можно было провести комплексный аэросиноптический анализ болтанки и других особенностей полета вертолета путем сопоставления этих особенностей с инверсиями, изотермиями, слоями малых градиентов, сверхадиабатических градиентов, слоями сильного вертикального сдвига или поворота ветра и т. п.

Нет возможности привести полностью все эти разрезы, но в качестве иллюстрации на рис. 1 представлен временной вертикальный разрез болтанки по результатам пяти зондирований.

3. Суточный ход болтанки

Суточный ход болтанки вертолета над пустыней всегда был хорошо выражен. Как правило, в ранние утренние часы обычно наблюдался совершенно спокойный полет. Во время подъема II (около 7—8 час.) наблюдалось некоторое более или менее беспокойное поведение вертолета на высотах 100—200 м, выражающееся в очень слабом покачивании и едва уловимых толчках. Выше 200 м полет обычно проходил в идеальных условиях.

Затем в околополуденные часы во всем полутораклометровом слое происходило скачкообразное нарастание турбулентности, что существенно сказывалось на режиме полета во время подъема III. Инверсии и задерживающие слои были разрушены, свободно действовала летняя конвекция над нагретой пустыней. Максимальная интенсивность болтанки отмечалась около 12—13 час. (подъем IV) и, наконец, происходил медленный спад интенсивности болтанки к вечеру во время последнего подъема V.

Вновь приходится пожалеть, что выполнение основной задачи экспедиции — исследование распространения ультракоротких радиоволн — не позволило поднимать вертолет МИ-1 до его потолка (3 км) и, таким образом, изучить суточные колебания верхней границы конвективного слоя над пустыней.

Полеты на самолетах позволяют утверждать, что в жаркое лето над пустынями Средней Азии высота верхней границы конвекции, о которой можно судить по сильной термической болтанке, может превышать 3 км. Поэтому для изучения болтанки над пустынями летом требуется вертолет с потолком не меньше 5 км.

4. Слоистость болтанки над пустыней

Как указывалось в п. 3, в процессе суточного хода после смены ночного режима дневным болтанка почти сразу охватывает весь полутораклометровый зондируемый слой. Однако интенсивность ее на разных высотах не одинакова. Можно выделить отдельные зоны повышенной турбулентности, представляющие собой как бы ячейки, в которых она концентрируется.

Рассмотрение всех построенных нами временных вертикальных разрезов болтанки позволяет утверждать, что основные ячейки обычно располагаются на высотах 100—500 и 700—1000 м, образуя, таким образом, две главные зоны повышенной турбулентности. При этом, располагаясь в указанных интервалах высот, эти зоны, как правило, имеют вертикальную мощность лишь 100—200 м. По интенсивности ячейки болтанки мало отличаются одна от другой, хотя всегда есть главная — с наибольшим баллом болтанки. Болтанка в них обычно имеет интенсивность $\delta_{1,5} - \delta_2$, т. е. умеренная, реже встречается сильная болтанка ($\delta_{2,5} - \delta_3$). Более детальный анализ, итоги которого излагаются в следующем разделе, однако, показывает, что от поверхности земли до высоты 1,5 км нередко наблюдается не два, а четыре слоя болтанки.

5. Среднее распределение болтанки по вертикали над районом Газли летом

Была предпринята попытка дать среднюю картину распределения болтанки по вертикали и по времени суток над Газли. Для этой цели был составлен своеобразный «сборный» временной разрез болтанки. На лист прозрачной бумаги с координатной системой — высота по ординате и часы суток по абсциссе — последовательно наносились

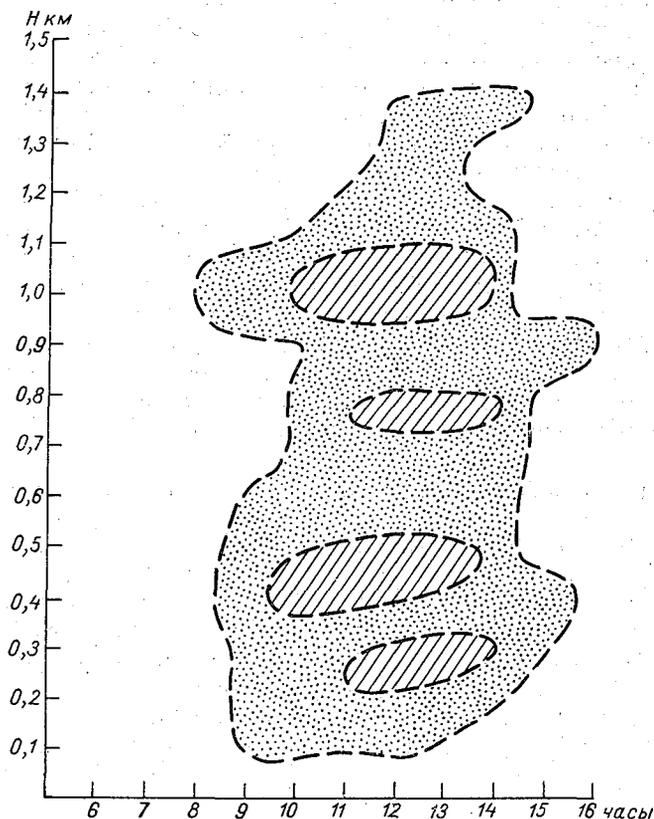


Рис. 2. Среднее распределение умеренной и сильной болтанок над Газли за период с 30 августа по 23 сентября 1964 г., по данным вертолетного зондирования.

контуры болтанки с баллом $\delta_{1,5} - \delta_2$ и выше из индивидуальных временных разрезов.

Получилось причудливое наложение многих эллипсообразных разных кривых, охватывающих разные площади, на различной высоте и даже с различной ориентацией в пространстве. В конечном счете удалось оконтурить места наибольшей повторяемости и наметить примерные средние размеры эллипсов. Как уже сказано, оказалось, что областей наибольшей повторяемости не две, а четыре (рис. 2).

Можно было бы предположить, что имеются две системы, состоящие каждая из двух очагов, но одна парная система расположена выше, другая — ниже. Но проверка по индивидуальным вертикальным разрезам болтанки не подтвердила эту гипотезу. Во-первых, имеются дни, когда в результате дневных зондирований выделяются сразу четыре

слоя с повышенной интенсивностью болтанки, как это было 4, 5, 6, 8 и 17 сентября, или три слоя, как это было 20 и 23 сентября. Во-вторых, нижние два слоя, по-видимому, иногда сливаются в один мощный слой, как это было 31 августа, 9, 18 и 21 сентября.

Сильно искривленная пунктирная линия оконтуривает внешние границы всех эллипсов, вместе взятых. Внутри этой пунктирной зоны имеем болтанку $\delta_{1,5}$ и сильнее. Вне этого контура болтанка $\delta_{1,5}$ ни разу не наблюдалась. Четыре ядра (по осредненным данным) внутри пунктирного контура представляют зоны наибольшей повторяемости болтанки ($\geq \delta_{1,5}$). По шкале времени они ограничены периодом от 10 до 14 час. (московское время), т. е. периодом наибольшего развития конвекции. По вертикали они расположены следующим образом (снизу вверх): ближайший к земле первый слой — от 200 до 325 м, второй слой — от 400 до 525 м, третий слой — от 700 до 800 м. и четвертый (верхний) слой — от 900 до 1100 м.

Второй и четвертый слои более мощные и построены по большему числу случаев, чем первый и третий. Это были слои преимущественной болтанки. Интервалы между такими слоями, а именно: 1) от 525 до 700 м и 2) от 800 до 900 м, в особенности первый, можно рассматривать как эшелоны полета, менее подверженные болтанке, если допустить, что район Газли вообще характерен для подобных пустынных ландшафтов. Следует помнить о грубой приближенности этих выводов, основанных лишь на 80 вертолетных зондированиях, из которых одна треть (26) являются почти спокойными или совершенно спокойными.

6. Характерные особенности болтанки вертолета МИ-1

В работе того же коллектива авторов [7], посвященной условиям болтанки вертолетов в предгорьях, горах и горных долинах западных отрогов Тянь-Шаня летом, рассматриваются 12 типов болтанки, точнее сказать, 12 видов поведения вертолета в различных атмосферных условиях. Оказалось, что большинство из них наблюдается и над пустыней. Поэтому не будем повторять их описаний здесь.

Обычно над пустыней примерно до высоты 600—700 м при болтанке вертолета имеем почти непрерывные толчки, броски и провалы, иногда достигающие 30—50 м по вертикали, и сравнительно несильное раскачивание в горизонтальной плоскости.

Выше 600—700 м вертикальные отклонения от нормального режима полета уменьшаются, уступая место преимущественно дрожанию, раскачиванию и рысканию. Однако встречается и чисто самолетный тип болтанки, наиболее полно выражающийся термином «езда по булыжной мостовой».

Наибольший интерес представляет смешанная болтанка, когда одновременно наблюдается несколько разных ее типов.

7. Полет вертолета при сильном ветре и больших вертикальных температурных градиентах в нижнем слое тропосферы

При полете вертолета в таких условиях болтанка обычно усиливается. Приведем два примера.

В полете № 10 1 сентября сначала был взят курс на север. Дул сильный (для вертолета) юго-восточный (120°) ветер, достигавший 80 км/час. После подъема на 50 м взяли курс 135° , т. е. почти против ветра. Сильный ветер нес навстречу пыль, видимость резко снизилась. Вертолет рыскал, управление им было затруднено. На высоте 200 м

ветер усилился, к рысканию добавилась качка, полет стал беспокойным, а на 350 м болтанка достигла интенсивности δ_2 . На высоте 400 м ветер стал западным, но не уменьшил своей силы, на 700 м болтанка снова достигла δ_2 . Вертолет рыскал и раскачивался. Вертикальный сдвиг ветра, связанный с поворотом ветра, а также термодинамическая неустойчивость приземного слоя послужили причиной болтанки вертолета в этом случае.

В полете № 25 в 13 час. 07 мин. 4 сентября на высоте 200 м и выше (вплоть до 1000 м) очень сильный встречный ветер обусловил болтанку $\delta_1 - \delta_2$.

8. Восходящие и нисходящие движения в атмосфере над пустыней и их влияние на полет вертолета

При полетах над Газли, помимо обычной болтанки, неоднократно отмечались сравнительно устойчивые вертикальные потоки различных знаков, определяемые не только по показаниям вариометра, но и по свидетельствам пилота (например, «машину тянет вверх, трудно удержать горизонтальную площадку»).

Например, в полете № 12 в 15 час. 47 мин. 1 сентября были сделаны следующие наблюдения. У земли сильный ветер, параллельный трассе полета. В 15 час. 58 мин. — высота около 100 м, машину тянет вверх; на высоте 125 м в течение 20 сек. машину тянет вверх, болтанка δ_2 .

В 16 час. 10 мин. на высоте 225 м болтанка δ_1 в течение 10 сек. Отмечаются нисходящие потоки. По словам пилота, приходится держать машину, рвущуюся вниз. Далее был отмечен в 16 час. 27 мин. на высоте около 425 м нисходящий поток, а в 16 час. 32 мин. на 500 м восходящий поток.

В 17 час. 04 мин. на высоте 1500 м снова самопроизвольный подъем вертолета.

В полете № 15 в 11 час. 57 мин. 2 сентября — снова ряд наблюдений вертикальных потоков: в 12 час. 09 мин. на высоте между 75 и 100 м машину тянет вниз в течение 20 сек., вверх — в течение 5 сек., на высоте 100 м снова нисходящий поток, между 250 и 300 м повторное его появление, на высоте 300 м при болтанке δ_1 машину тянет вниз, но на высоте 350 м отмечается болтанка $\delta_{0,5}$ — покачивание, машину тянет вверх.

В полете № 17 в 4 часа 03 мин. 3 сентября на высоте 200 м зафиксирован нисходящий поток, на 900 и 1200 м он повторяется. Очевидно, что нисходящие потоки являются компенсаторами восходящих, о которых можно судить по быстрому росту конвективной облачности. Пилот отмечает, что сильные восходящие потоки достигали 6 м/сек.

В полете № 56 17 сентября в 8 час. 28 мин. на уровне 250 м зафиксирована потеря высоты на 40 м, а в 8 час. 32 мин. на высоте 350 м — на 30 м; нисходящие потоки сопровождаются болтанкой $\delta_{1,5} - \delta_2$.

В полете № 61 18 сентября на высоте 250 м в 11 час. 29 мин. и на 300 м в 11 час. 33 мин. отмечены сильные нисходящие потоки, которые приходится преодолевать при наборе высоты. Болтанка δ_1 в горизонтальной и вертикальной плоскостях.

Приведенные выше многочисленные факты восходящих и нисходящих потоков, эффективно воздействующих на вертолет, заставляют считать их обыденным свойством нижних слоев воздуха над пустыней в условиях летней жары.

9. Примеры аэросиноптических ситуаций, вызывавших заметную болтанку вертолетов над Газли

В этом разделе мы рассмотрим ряд конкретных примеров, иллюстрируя некоторые из них синоптическими и аэрологическими картами.

1 сентября на район Газли с севера и северо-востока распространились потоки прежнего сибирского воздуха, произошло усиление

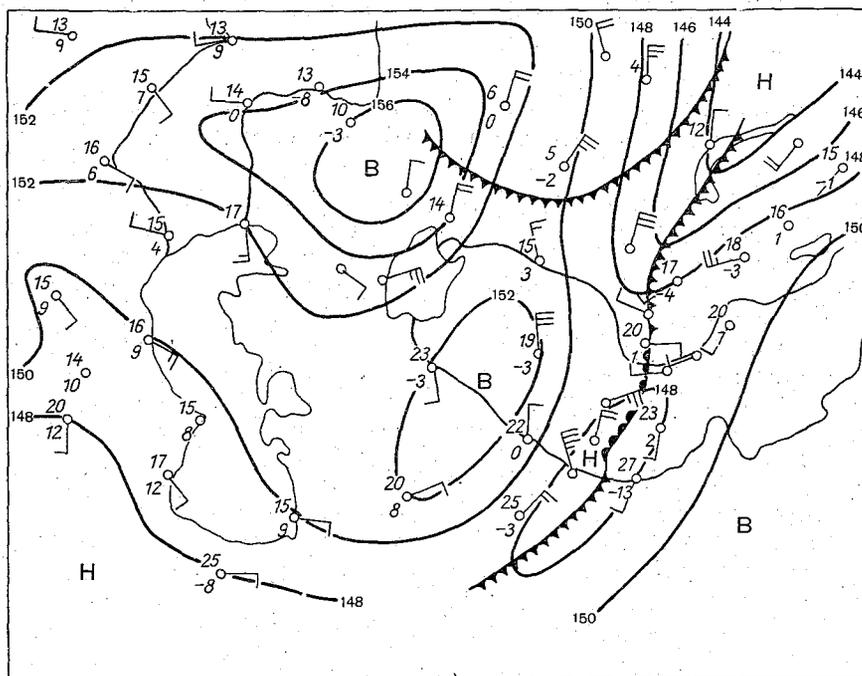


Рис. 3. Карта AT_{850} в 03 часа 1 сентября 1964 г.

северных ветров над Кызылкумом, хорошо прослеживающееся на картах AT_{850} и AT_{700} . Выше на карте AT_{500} это уже были северо-западные потоки. Таким образом, энергичное левое вращение ветра говорит об адвекции холода. Холодная масса над пустыней должна прогреться снизу и увеличивать свою неустойчивость.

Утренний полет был еще почти спокойным, но уже в 5 час. 24 мин. появились признаки неустойчивости: покачивания и вибрации ($\delta_{0,5}$). Только на высоте 300 м болтанка достигла интенсивности $\delta_{1,5}$.

Дневные полеты отмечали болтанку $\delta_2 - \delta_{1,5}$. В последнем за этот день полете болтанка уже не ослабевала. Этот пример иллюстрируется картой AT_{850} (рис. 3).

5 сентября через Среднюю Азию прошло вялое северо-западное вторжение, оставившее над равниной *As fl.*, *As lent.* и другие облака среднего яруса; фронт располагался на юге Средней Азии параллельно изогипсам. Его можно было видеть на карте AT_{700} за 03 часа (рис. 4), где, как и на вышележащих картах (AT_{500} и др.), наблюдался хорошо выраженный западный перенос. Данные зондирования Чарджоу (примерно на одной широте с Газли) в 21 час 4 сентября обнаружили фронтальную изотермию в слое от 2900 до 3400 м. Между приземной

инверсией на высоте 400 м и фронтальной изотермией вертикальный температурный градиент превышал влажноадиабатический. Как показывают вертолетные зондирования, изотермический слой утром 5 сентября держался на высоте от 600 до 800 м.

По мере подъема солнца над горизонтом и продвижения фронта далее к югу верхняя фронтальная изотермия приподнималась, а нижняя распалась. Это придало распределению болтанки над Газли в этот день очень своеобразный характер. Утренние полеты были почти

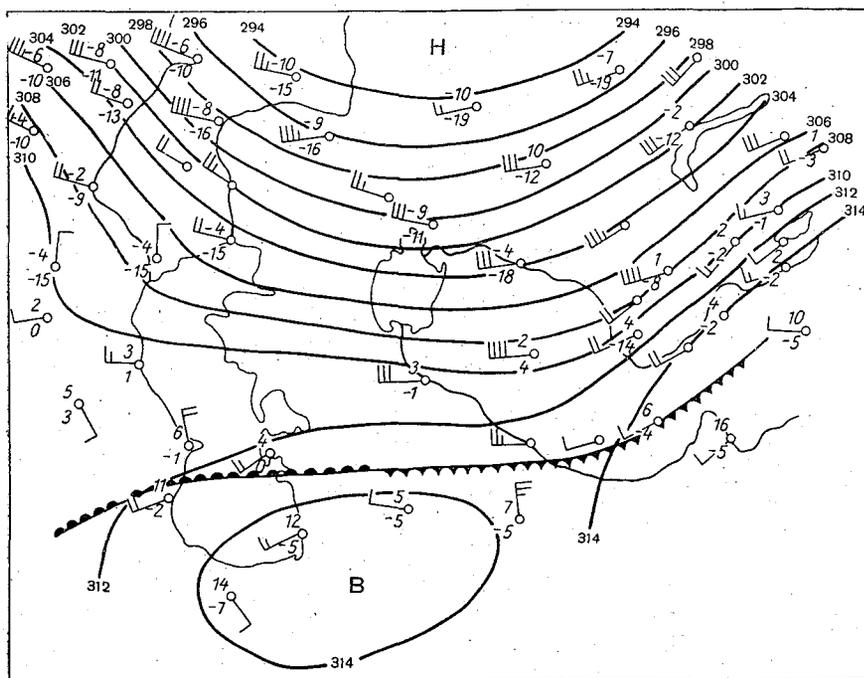


Рис. 4. Карта AT_{700} в 03 часа 5 сентября 1964 г.

спокойными. Полет в 10 час. 02 мин. имел переходный характер — уже начиналась болтанка, заторможенная инверсиями. Зато дневное вертолетное зондирование отметило довольно значительную болтанку. Конвекция вступила в свои права. Болтанка δ_1 началась в 12 час. 52 мин. на высоте 100 м и на 150 м усилилась до δ_2 . Было заметно правильное чередование восходящих и нисходящих потоков, броски стали резкими (δ_2) и на высоте 300 м в 13 час. 12 мин. некоторые из них достигали силы δ_3 . На уровне 400 м был зарегистрирован мощный выброс вверх (δ_3). Далее началось постепенное ослабление болтанки с высотой ($\delta_2 - \delta_{1,5} - \delta_1$) и в 13 час. 58 мин. на 1500 м она уже не отмечалась.

Развитие вертикальной неустойчивости продолжалось и на следующий день 6 сентября. Вялый циклон с юга Каспийского моря пришел на Среднюю Сыр-Дарью в стадии окклюзии, и его верхний холодный фронт, как показывает рис. 5, стимулировал развитие в дневные часы кучево-дождевых облаков в полосе от Дарвазы до Дарганаты и Бухары. После спокойных полетов в 4 часа 03 мин. и в 7 час. 14 мин.

болтанка началась в полете в 9 час. 45 мин. уже с 50 м в виде мягких поднятий и опусканий вертолета (δ_1), на высоте 150 м произошел переход к более резким броскам (δ_2). На высотах 300 и 350 м также была отмечена болтанка (δ_2). Облачность увеличилась до 7—10 баллов (Сс, Sc и Ac) и 9—10 (Cs). Горизонт был размыт, и капли дождя появились на смотровом окне.

Затем был короткий высотный интервал спокойного полета на высотах 550—650 м, и снова началась болтанка δ_2 , возросшая на высоте 1000 м до δ_3 . Это были попеременные броски вверх и вниз. Наконец

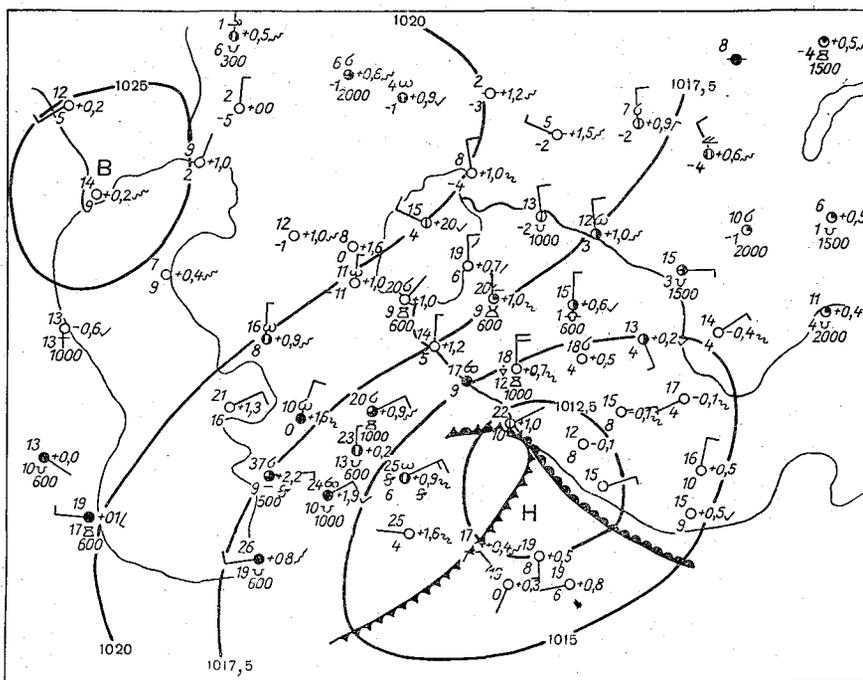


Рис. 5. Синоптическая карта в 03 часа 6 сентября 1964 г.

на уровне 1200 м зафиксирована еще одна вспышка болтанки δ_2 , ослабевшая к 1500 м до δ_1 .

8 сентября сухой холодный фронт проходил с северо-востока через район Газли. Радиозонд в Чарджоу отметил его в 03 часа в виде инверсии на высоте 900 м. Вертолетное зондирование № 34 (10 час. 40 мин.) обнаружило небольшую инверсию на уровне 700 м, № 35 (13 час. 06 мин.) дало лишь большой слой малых градиентов на высоте от 700 до 1000 м и № 36 (15 час. 26 мин.) — снова небольшой задерживающий слой на высоте от 700 до 750 м.

Первое вертолетное зондирование отмечало болтанку при наборе высоты с бросками до δ_2 на высоте 150 м, δ_2 на 250 м, δ_1 — $\delta_{1,5}$ на 350 м, $\delta_{1,5}$ — δ_2 на 400 м и $\delta_{1,5}$ на 450 м. В зоне предполагаемого фронта на высоте 700 м болтанка достигла δ_2 — $\delta_{2,5}$. Подчеркивается хорошая видимость в пришедшем с северо-востока полярном сибирском воздухе. Отчасти это связано и с оседанием. Поэтому последующие два вертолетных зондирования обнаружили инверсии, несмотря на дневное время, и были преимущественно спокойными.

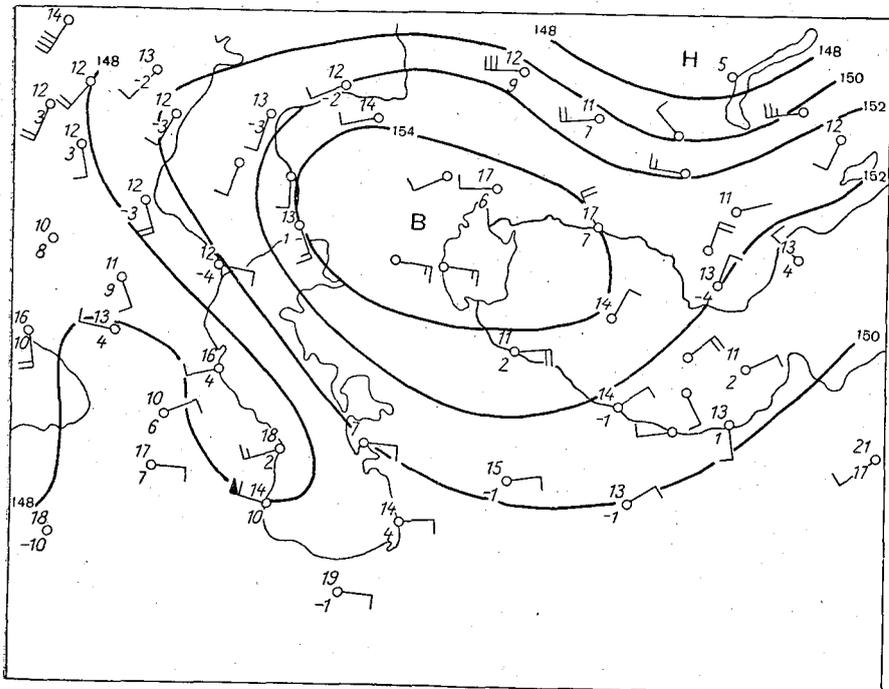


Рис. 6. Карта АТ₈₅₀ в 03 часа 19 сентября 1964 г.

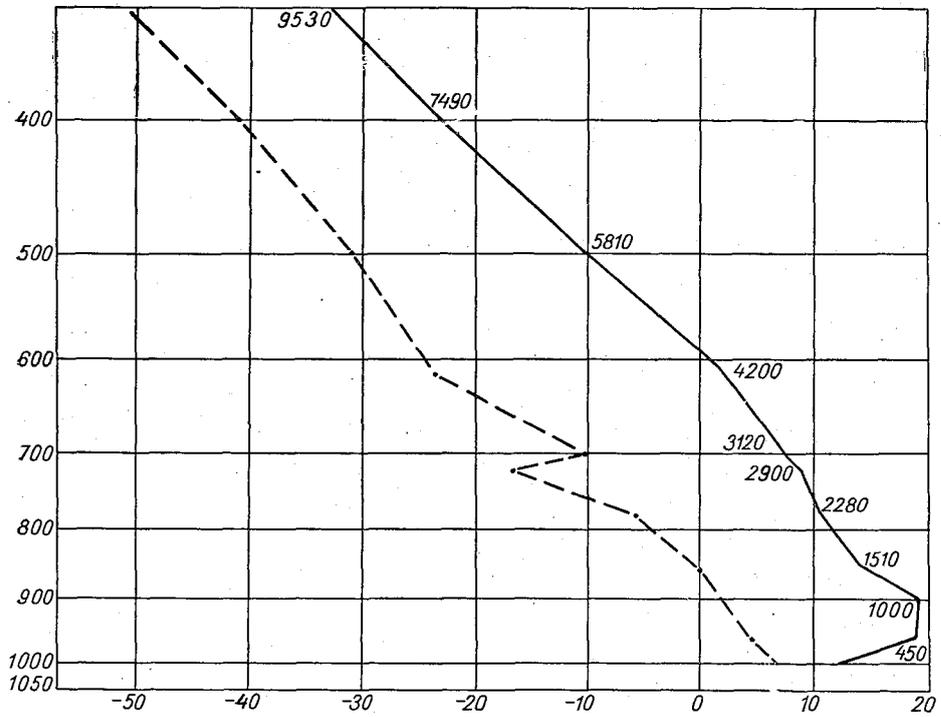


Рис. 7. Эмаграмма зондирования в Чарджоу в 03 часа 19 сентября 1964 г.

19 сентября снова произошел сравнительно мелкий заток сибирского воздуха с северо-востока. Мы можем видеть его на карте АТ₈₅₀ в 03 часа 19 сентября (рис. 6) и на эмаграмме Чарджоу за тот же срок, где обнаруживается изотермия (рис. 7). В районе полетов отмечалась умеренная пыльная буря. Фронт был ниже поверхности 850 мб, поэтому на карте АТ₈₅₀ он не показан.

Утренний полет № 62 в 04 часа 33 мин. был спокойным, дневной № 63 в 11 час. 43 мин. был задержан до такого позднего времени из-за пыльной бури. В этом полете болтанка началась сразу же после взлета и не прекращалась до максимальной точки подъема — 1500 м. Общий фон составляла хаотическая болтанка $\delta_{1,5} - \delta_2$, лишь изредка ослабевавшая до δ_1 . На этом фоне отмечались отдельные, более выдающиеся броски. На высоте 50 м в 11 час. 53 мин. был отмечен бросок вниз и сразу вверх (δ_2) при показаниях вариометра $\pm 2,0$ м/сек. На высоте 100 м в 12 час. преобладала боковая качка δ_2 , а в 12 час. 04 мин. на 150 м отмечались броски попеременно вверх и вниз и более резкие боковые вправо и влево (δ_2), на высоте 200 м один из них достиг интенсивности δ_3 . На 250 м в 12 час. 12 мин. вариометр показывал +3,0 м/сек., вертолет давило вниз, он с трудом в 12 час. 16 мин. достиг 300 м, чтобы после сильного броска в 12 час. 20 мин. на 50 м вниз снова очутиться на покинутой им площадке 250 м.

Еще один такой же резкий бросок на высоте 700 м оценивался как $\delta_{2,5}$. Это был очень интересный по болтанке полет.

10. Основные выводы

1. Установлен четко выраженный суточный ход болтанки с минимумом в ранние утренние часы и максимумом после полудня.

2. На полет вертолета в пустынных условиях летом в основном влияет сильный дневной перегрев подстилающей поверхности и прилегающих к ней слоев воздуха; развивается сильная конвекция и болтанка вертолета может достигать интенсивности $\delta_{2,5} - \delta_3$. В это время полет наиболее неприятен для пассажиров.

3. В ранние утренние часы, когда еще сохраняются многочисленные задерживающие слои, инверсии и изотермии, полет спокоен, и именно эти часы следует выбирать для пассажирских вертолетных перевозок над пустынями.

4. Установлена слоистость болтанки вертолетов над пустынями летом. Найдены четыре слоя с более сильной болтанкой и эшелоны более спокойного полета между ними.

Дана общая схема среднего распределения по вертикали и времени суток болтанки, составленная по 80 вертолетным зондированиям.

5. Подчеркивается влияние восходящих и нисходящих движений в нижних слоях тропосферы над пустыней на нормальный полет вертолета и приведены многочисленные факты вынужденных изменений высоты полета по этой причине.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А. Вопросы методики вертолетного зондирования. Труды ГГО, вып. 140, 1963.
2. Воронцов П. А. Методика аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1961.
3. Васильев А. А. Метеорологические условия атмосферной турбулентности, вызывающие болтанку вертолетов на горных трассах Крыма и Кавказа. Труды ГГО, вып. 171, 1965.

4. Романов Н. Н. Аэросиноптическая характеристика периода работ Газлинской аэрологической экспедиции ТашГУ (1—25 сентября 1964 г.). См. настоящий сборник.
5. Романов Н. Н., Ляпина О. А., Прибылова И. А. О пыльных бурях в районе Газли в сентябре 1964 г. См. настоящий сборник.
6. Буркова М. В. [и др.]. Некоторые итоги изучения болтанки самолетов ТУ-104 на трассе Ташкент—Москва. Материалы науч. конференции по авиационной метеорологии. Гидрометеониздат, М., 1963.
7. Воронцов П. А. [и др.]. Некоторые особенности полета вертолетов в предгорьях и горах западных отрогов Тянь-Шаня летом. См. настоящий сборник.

Н. Н. РОМАНОВ

АЭРОСИНОПТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДА РАБОТ ГАЗЛИНСКОЙ АЭРОЛОГИЧЕСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ ТашГУ

(1—25 сентября 1964 г.)

Рассматриваются синоптические условия в сентябре 1964 г. в нижней половине тропосферы над равнинами Средней Азии в период вертикального вертолетного зондирования в районе Газли. В синоптическом отношении сентябрь 1964 г. был близок к средней картине.

Сентябрь в Средней Азии, как известно [1], является, по существу, еще летним месяцем. В нем отчетливо выражены типичные летние процессы, протекающие, как правило, на вялом барическом фоне. Такие процессы оказываются господствующими. Однако изредка планетарная высотная фронтальная зона (ПВФЗ) с активными фронтами в ней даже в сентябре смещается в итоге крупных макросиноптических преобразований на районы Кавказа и Средней Азии. Тогда смены погоды приобретают более резкий характер, несмотря на то, что активные процессы трансформации воздушных масс, вторгающихся в Среднюю Азию из более северных широт, и высокий уровень конденсации приводят к ослаблению или разрушению фронтальных облачных полей. В целом же сентябрь в Средней Азии характеризуется преимущественно ясной, сухой и относительно спокойной погодой.

Анализ всех аэросиноптических данных за сентябрь 1964 г. показал, что его синоптическая структура близка к средней картине, т. е. не имеет резких аномальных отклонений.

Ниже приводятся некоторые данные, вкратце характеризующие основные синоптические процессы рассматриваемого месяца. Знание синоптического фона, на котором производились экспедиционные измерения в районе Газли, совершенно необходимо для более полного и надежного истолкования собранного экспедиционного материала.

Главная задача, ставившаяся перед экспедицией, состояла в том, чтобы разработать и уточнить методику аэрологических измерений в нижних слоях тропосферы над пустыней с целью выяснения метеорологических параметров, наиболее сильно воздействующих на проходимость УКВ на радиорелейных линиях. В соответствии с этим в синоптическом обзоре основное внимание обращается на процессы нижней половины тропосферы (от земли до поверхности 500 мб). Кроме того, естественно, при рассмотрении всех синоптических процессов прежде всего имелся в виду район экспедиции.

Ниже приводятся краткие сведения о сущности синоптических процессов в отдельные дни.

1 сентября. Над Средней Азией располагается южная периферия антициклона, которая окаймляется размывающимся за счет трансформации воздушных масс холодным фронтом, проходящим через низовья Сыр-Дарьи на Балхаш. В дневные часы происходило оживление термической депрессии [1] и район Газли оказывался на северо-западной ее периферии. В средней тропосфере в соответствии с приземной ситуацией через западную половину Средней Азии простирается меридиональный гребень, к востоку от которого лежит ложбина с осью через Восточный Казахстан на Тянь-Шань.

Над всей Средней Азией господствует ясная погода. Район Газли располагается в области северо-восточных потоков, обусловленных в нижних слоях вышеуказанным барическим полем.

2 сентября. Практически полностью размывшийся холодный фронт проходит через Газли. Осуществляется быстрый переход от южной периферии антициклона к юго-западной. В северной половине Средней Азии в нижних слоях сохраняется северо-восточный заток быстро прогреваемых прежде холодных воздушных масс. Ясная погода удерживается, не считая небольших полей кучевых облаков хорошей погоды. К исходу суток наметился выход вялого, типичного для позднего лета южнокаспийского циклона.

3 сентября. Средняя Азия находится под влиянием юго-восточной и южной частей высотной макроложбины. Юго-западная периферия антициклона разрушается и сменяется очень размывтым южнокаспийским циклоном, плохо выраженным во всех полях метеорологических элементов (как это и бывает в сентябре). Над Газли по-прежнему удерживается ясная погода. Лишь в дневные часы местами отмечаются высокие отдельные группы кучевых облаков хорошей погоды. Однако тыловая часть упомянутой высотной ложбины сигнализирует об угрозе северо-западного холодного вторжения слабой интенсивности.

4—5 сентября. Осуществилось размывающееся северо-западное холодное вторжение. Через Газли оно прошло 4 сентября. Сопровождалось это вторжение усилениями и соответствующими поворотами ветра, предфронтальными и фронтальными пыльными бурями¹, похолоданием на 5—7° и незначительной облачностью. Антициклон вторжения в отличие от обычного смещения образовал в тылу за холодным фронтом лишь гребень, простиравшийся через Западную Туркмению и Устюрт на центральные районы Средней Азии. Во второй половине суток 5 сентября этот гребень сместился к северу, и район экспедиции оказался на южной периферии полосы повышенного давления.

К утру 5 сентября, когда холодное вторжение уже завершалось, в средней и верхней тропосфере сложились отчетливые циркуляционные условия, известные под названием нормальной высотной фронтальной зоны. Она сформировалась в итоге взаимодействия высотного антициклона с центром над Южным Ираном и крупной ложбиной, связанной с холодным вторжением и располагающейся в умеренных и высоких широтах.

6 сентября. На высотных картах макросиноптическая обстановка сохраняется. В нижних слоях фиксируется отдаленная восточная периферия антициклона, сравнительно быстро переходящая в юго-восточную. Иначе говоря, на северные и центральные районы Средней

¹ Пыльным бурям посвящена отдельная статья, помещенная в этом выпуске.

Азии продолжается заток более свежих воздушных масс с преобладанием северной составляющей ветра. Такой заток сопровождался некоторым оживлением легких форм конвективной и высоко-кучевой облачности преимущественно в дневные часы.

7 сентября. Нормальная высотная фронтальная зона сохраняется, однако ложбина, формирующая холодную часть зоны, постепенно выхолаживается. Условия в тылу этой ложбины обеспечивают очередное вторжение на Казахстан. Соответствующий этому антициклон вторжения смещается через Аральское море на Восточный Казахстан, образуя над районом экспедиции свою юго-восточную, южную и затем юго-западную периферию. Это вновь приводит к преобладанию ясной и малооблачной погоды с ветрами преимущественно северной четверти.

8 сентября. Высотная ситуация нормальной фронтальной зоны в общем сохраняется прежней. В нижних слоях прослеживается отдаленная юго-западная периферия антициклона с центром над Алтаем. Днем юго-западная периферия антициклона для Газли уже потеряла смысл и этот район теперь находится под воздействием очень размытых волновых возмущений над югом Средней Азии. Одновременно на Казахстан происходит очередное вялое холодное вторжение. Указанные волновые возмущения местами сопровождаются облачностью до 5—9 баллов с незначительными очень кратковременными ливневыми дождями. Слабый дождь был зафиксирован в районе экспедиции в 22 часа 45 мин. московского времени.

9 сентября. Происходит заток сравнительно свежих масс воздуха по южной периферии антициклона упомянутого накануне холодного вторжения и в тылу вялых волн. На уровне 500 мб над Средней Азией прослеживается южная часть пологой меридиональной ложбины и, следовательно, преобладание зонального переноса. В районе экспедиции удерживается хорошая ясная погода.

10 сентября. Осуществляется обычный переход от южной периферии антициклона к юго-западной. Центральная часть антициклона смещается через северную половину Казахстана на восток. Над Газли преобладает северо-восточный заток при ясной погоде. На уровне 500 мб над Средней Азией — северная периферия гребня, идущего от высотного антициклона, центр которого располагается над южным Ираном (одно из ядер в полосе высотного субтропического максимума). Такая обстановка на высотах сохраняется еще двое последних суток.

11—12 сентября. Отмечается типичная юго-западная периферия антициклона, постепенно ослабевающая, со спокойной погодой. К исходу указанного срока периферия антициклона разрушается, устанавливается слабоградиентное невыразительное барическое поле без каких бы то ни было признаков фронтов. Намечается переход к термической депрессии, которая в сентябре иногда еще проявляет себя. Одновременно через Каспийское море входит слабо развитое западное холодное вторжение.

13 сентября. Прохождение быстро размывающихся фронтов западного вторжения. Соответствующий ему антициклон быстро ослабевает и смещается на Юго-Западный Казахстан. О вялости процесса говорит и картина на картах барической топографии, отражающих над Средней Азией плоский гребень на северной периферии субтропического антициклона.

14 сентября. Размытое барическое поле, энергичная трансформация воздушных масс, собственно, так и не успевших внести суще-

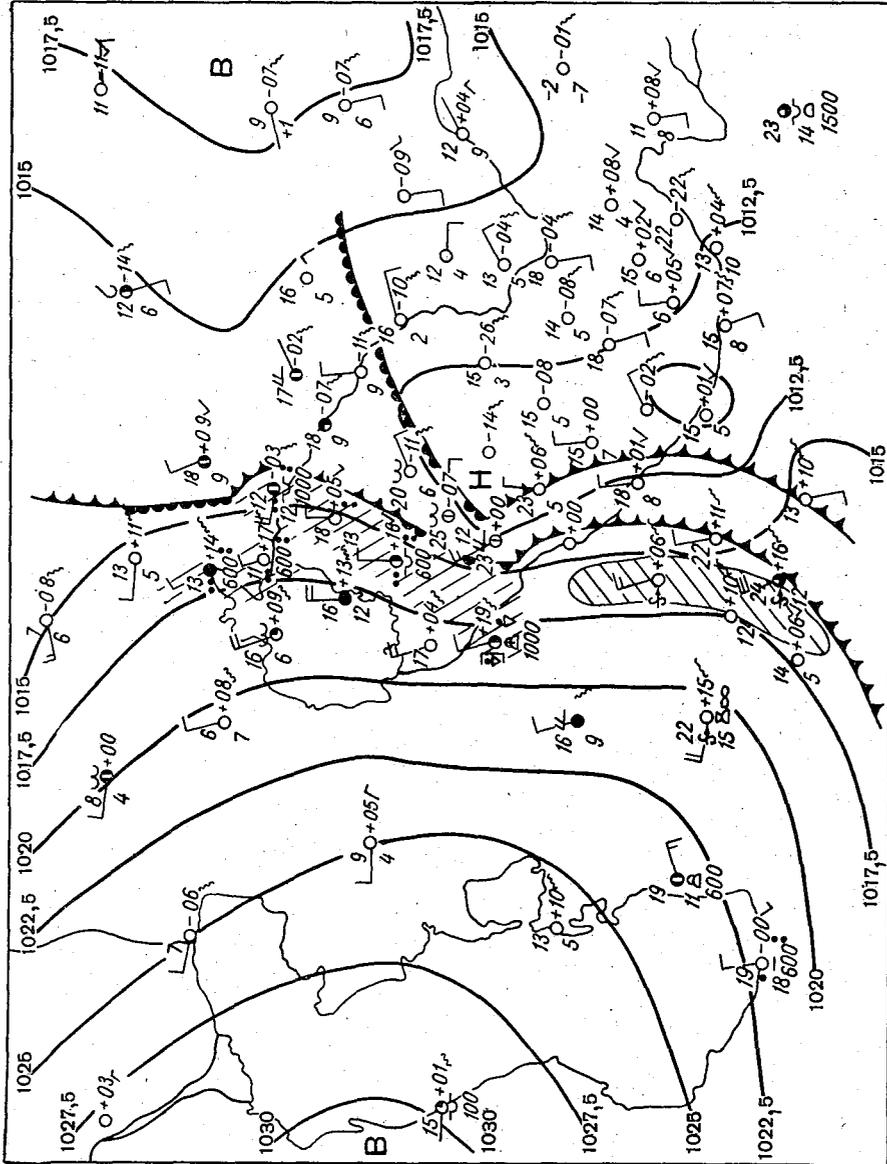


Рис. 1. Приземная синоптическая карта в 03 часа 16 сентября 1964 г.

ственных изменений в погоду. На высотах сохраняется обстановка, имевшая место накануне.

15 сентября. Все аэросиноптические данные говорят об энергичном западном (с тенденцией перехода к северо-западному) вторжении, холодный фронт которого утром уже отчетливо проявлял себя на западе Средней Азии. В Газли еще безоблачно, удерживается размытая северо-западная периферия термической депрессии с центром над Афганистаном. В два синоптических срока вблизи Газли отмечались небольшие циклонические центры, являющиеся частями дробящейся депрессии. В районе экспедиции и в ближайших окрестностях пока сохраняется безоблачная погода, но начинаются вспышки передфронтальных пыльных бурь.

16 сентября. Сильное северо-западное холодное вторжение проходит по равнинам, в том числе и через Газли. Целый ансамбль свойственных ему явлений пронесется над пустынями, в корне меняя общий характер погоды [1]. В этот день в экспедиционном дневнике была сделана, в частности, и такая запись: «В 4 часа утра подул западный ветер, понес песок, а к 9 часам погода разыгралась не на шутку. Ветер воет, свистит, сплошная пыль! Вылет вертолета отложен. Видимость упала до 500, а временами до 100—200 м. Такая пыльная буря впервые за все время нашего пребывания».

Порывы западного, а затем и северо-западного ветра достигали 20 м/сек. Местами прошли дожди, столь редкие для равнин в это время года.

Ситуация в разгар вторжения схематически показана на рис. 1.

17 сентября. Холодный фронт вторжения проходит в горах востока Средней Азии, а отчетливо развитый (уже по осеннему) антициклон, как и следует быть, входит на среднеазиатские равнины. В районе экспедиции спокойная хорошая погода.

18 сентября. Тыл высотной ложбины и низкий антициклон под ней располагаются над Средней Азией. Холодное вторжение закончилось. Начинается распад (дробление) антициклона на отдельные ядра в результате еще сильного дневного прогрева. Образовавшаяся в итоге фронтальных и зафронтальных пыльных бурь адвективная пыльная мгла теперь перенесена далеко к востоку, над районом экспедиции воздух очистился и при слабых неустойчивых ветрах создались еще более благоприятные условия для ночного радиационного выхолаживания. С точки зрения проходимости УКВ полезно заметить, что в этот день температурные инверсии развивались в сравнительно чистом воздухе и влиянием мглы можно пренебречь.

19 сентября. Происходит ослабление антициклона вторжения, над Газли располагается его юго-западная периферия, а во второй половине суток — северо-западная часть микротермической депрессии с центром над районом Карши. Сложилась благоприятная обстановка для развития ветров восточного и северо-восточного направлений с мелкомасштабными пыльными бурями.

20 сентября. Разрушается юго-западная периферия антициклона. Барическое поле при ясной погоде становится вялым и размытым. Над восточной частью Средней Азии имеются признаки термической депрессии.

21—22 сентября. В районах Газли — Карши на фоне по-прежнему размытого барического поля спорадически возникают мелкомасштабные центрики термической депрессии, несколько оживляющие ветер в дневные часы. На высотах формируется ультраполярная ложбина, достигающая своей юго-западной частью района Газли.

23—24 сентября. Общий характер синоптической обстановки сохраняется. Район Газли находится под воздействием южной части полосы повышенного давления над Казахстаном и северо-западной периферии переднеазиатской термической депрессии. Поблизости к Газли, так же как и в предшествующие дни, иногда отмечались в барическом поле мелкие циклонические центры, являющиеся отдельными очагами термической депрессии.

25—27 сентября. Над районом экспедиции отдаленная юго-западная периферия антициклона. Практически полностью безоблачная спокойная обстановка.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сб. «Синоптические процессы Средней Азии». Изд. АН УзССР, Ташкент, 1957.

О. А. ЛЯПИНА, Н. Н. РОМАНОВ,
Ю. И. ПРИБЫЛОВ

АТМОСФЕРНЫЕ ЗАМУТНЕНИЯ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ С ВЕРТОЛЕТА В РАЙОНЕ ГАЗЛИ

На основании 80 вертолетных подъемов, выполненных в сентябре 1964 г. аэрологической экспедицией ТашГУ, приводятся некоторые данные о распределении мглы над районом Газли. Характеристики мглы сопоставлены с режимом температуры, влажности и ветра в зондировавшемся слое.

Для решения основной задачи, стоящей перед экспедицией, — выяснение метеорологических условий проходимости УКВ в нижних слоях тропосферы — естественным было, помимо температурного и ветрового зондирования, выполнить также наблюдения за мглой. Последняя, как известно¹, почти всегда имеется в нижней тропосфере в Средней Азии летом. Эта статья и посвящена некоторым итогам изучения распределения мглы над районом Газли в пределах высот (до 1500, а изредка до 3000 м), до которых проводилось зондирование вертолетом МИ-1. За время экспедиции было проделано 80 вертолетных зондирований в светлое время суток. Визуальные наблюдения за мглой проводил один из двух бортаэрологов, согласовывая свои соображения с пилотом. Особое внимание обращалось на вертикальное распределение мглы и ее слоистую структуру. Насколько было возможно, определялись все области заметного ее сгущения или ослабления, имея в виду, что именно такие неравномерности являются наиболее существенными для прохождения УКВ.

За время экспедиции был отмечен лишь один день (9 сентября), когда горизонт был абсолютно чист, мглы не было во всем полуторакилометровом слое. Яркий цвет неба указывал на то, что мглы не было и в более высоких слоях. Отсутствие мглы в этот день можно объяснить тем, что на район экспедиции происходил медленный заток свежего умеренного воздуха, не успевшего еще запылиться за время предшествовавшей ночи [3]. Во все остальные дни о наличии мглы можно было судить даже с земли по типичному в этих случаях белесому цвету неба и по тому, что небосвод у горизонта был окрашен до большей или меньшей высоты либо в красновато-коричневый, либо в молочно-серый цвет, в зависимости от положения солнца. Если мгла была многослойной, то это хорошо было видно во время восхода или заката, когда слои мглы виднелись как четкие темные полосы на солнечном диске.

¹ См. [1, 2] и указанную в [1] литературу.

Следует отметить, что интенсивная пыльная мгла у земной поверхности с видимостью менее 10 км, по-видимому, бывает не так уж часто. Из 80 подъемов лишь пять производились при видимости у земли 10 км и менее. В первых трех подъемах (10 час. 07 мин., 13 час. 12 мин., 15 час. 47 мин.) 1 сентября отмечена видимость около 10 км, в остальных двух (14 час. 55 мин. 3 сентября и 11 час. 43 мин.

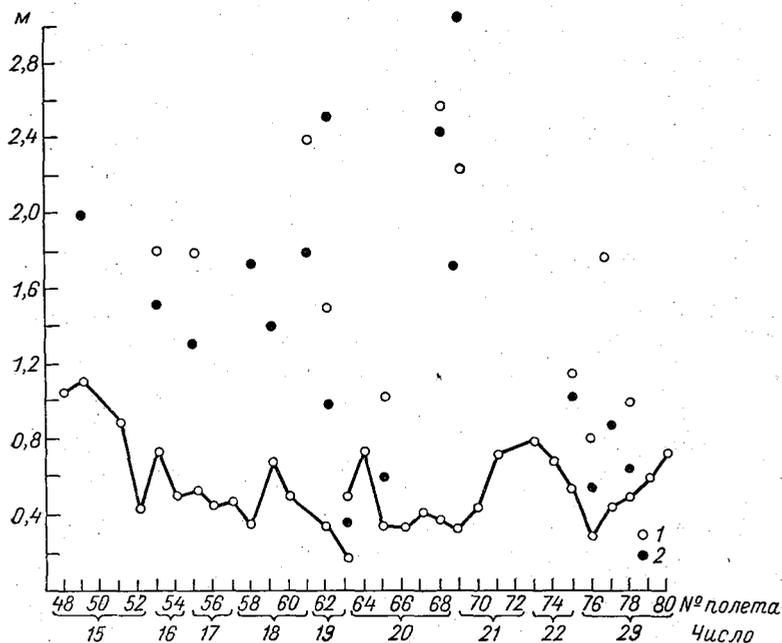


Рис. 1. Распределение мгли над районом Газли с 15 по 23 сентября 1964 г. по данным вертолетных зондирований.
1 — нижняя граница мгли, 2 — верхняя граница мгли.

19 сентября) — 4—6 км. Зондирования 1 сентября происходили при порывистом ветре 6—8 м/сек., отмечались пыльные и песчаные поземки, непрерывно образовывались пыльные вихри. Ю. Н. Оголь отметила в 16 час. 05 мин. московского времени с высоты 150 м одновременное существование 10 пыльных вихрей.

Указанные выше два других подъема производились сразу после пыльных бурь, когда сила ветра спадала до 6—8 м/сек.

Было подмечено, что приземная горизонтальная видимость в основном зависит от силы ветра у земли. Она быстро улучшается с уменьшением его скорости и наоборот.

Вообще же видимость в районе Газли была преимущественно хорошей. Из 80 зондирований 23 начинались при видимости у земли 75 км (ориентиром служил хр. Кельджуктау на север от пункта наблюдений), в бланках остальных 52 подъемов отмечена видимость более 10 км. Часть наблюдателей, исходя из практических соображений, которыми руководствуются пилоты вертолетов, считала достаточным отмечать видимость либо больше, либо меньше 10 км, не вдаваясь в более подробные детали.

Из записей визуальных наблюдений, произведенных с борта вертолета, следует, что при подъеме вертолет неизменно попадал в слой приподнятой мглы, исключая подъем 9 сентября. Нижняя граница мглы в большинстве случаев лежит в слое от 100 до 500 м над поверхностью земли (рис. 1, 2). Говорить о нижней границе мглы можно до некоторой степени ориентировочно, ибо часто переход от незамутненного слоя к замутненному совершался более или менее плавно. Условно

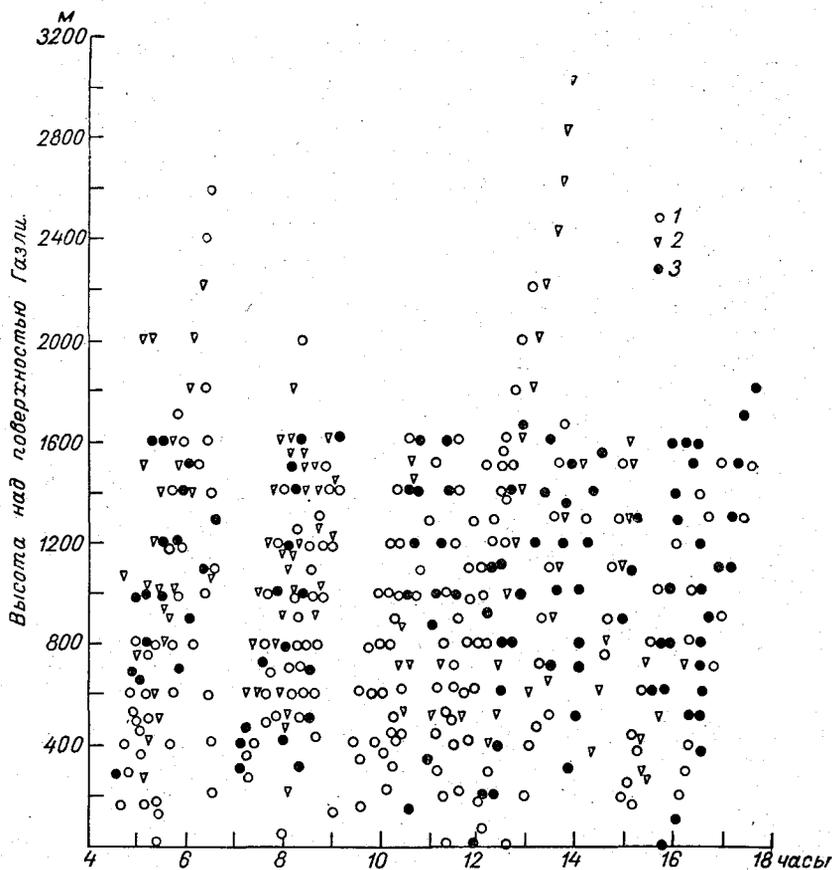


Рис. 2. Вертикальное распределение мглы в районе Газли в различные часы дня (время московское).

1 — слабая мгла с видимостью более 10 км, 2 — мгла с видимостью около 10 км, 3 — мгла с видимостью 4—10 км.

нижней границей мглы считалась высота, на которой наблюдатель отмечал заметное ухудшение видимости.

Предпринималась попытка выяснить суточный ход нижней границы мглы. Ярко выраженного суточного хода обнаружить не удалось. Все же была замечена тенденция к тому, что утром нижняя граница располагалась несколько выше дневной.

Эта особенность суточного хода была выражена в различные дни далеко не одинаково отчетливо. Было замечено, что в сравнительно спокойных условиях (при малых скоростях ветра накануне) нижняя граница мглы Газли располагается утром выше, чем после дней с умеренными и сильными ветрами. Снижение нижней границы запыленного слоя днем обеспечивалось развитием локальных пыльных

бурь и вихрей как в Газли, так и в его окрестностях и последующим переносом пыли по горизонтали ветром. Ночью же таких условий обычно нет и поэтому с утра обнаруживается мгла, состоящая из более мелких пылинок, оставшаяся после предыдущих сильных запылений.

Верхняя граница мглы была достигнута лишь в четырех подъемах и располагалась она на уровнях от 1500 до 3200 м. Во всех остальных случаях вертолет не выходил из пределов запыленного слоя тропосферы.

Очень часто (едва ли не во всех случаях) в пределах прозондированных высот фиксировались слои уплотнения мглы. Такие слои лежат на самых различных высотах без какой-либо явной закономерности. Иногда отмечалось до трех—пяти подобных слоев. Толщина их колеблется в пределах от нескольких десятков метров до 200—500 м.

На нижней границе мглы характерно ослабление как положительных, так и отрицательных вертикальных градиентов температуры. Из 71 случая достаточно уверенного определения нижней границы подобное изменение температурного градиента было в 47 случаях. В 17 случаях никаких изменений в ходе градиента на нижней границе не обнаружено, в остальных семи случаях градиенты на границе мглы возрастали.

На верхней же границе отдельных слоев мглы часто наблюдались задерживающие слои (инверсии температуры и слои с уменьшенными градиентами).

Комплексный анализ распределения по вертикали мглы, ветра и влажности показал, что в этом отношении никаких связей не существует.

В заключение подчеркнем, что если в Ташкенте и его окрестностях в июле и августе мгла отмечалась от земли и обычно убывала с высотой [1, 4], то в Газли, напротив, преобладали условия с явно поднятой мглой. Причины этого будут предметом особой работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ляпина О. А., Оголь Ю. Н., Романов Н. Н. Атмосферные замутнения по наблюдениям с вертолета в предгорьях и горах западного Тянь-Шаня. См. настоящий сборник.
2. Романов Н. Н., Ляпина О. А., Прибылова И. А. О пыльных бурях в районе Газли в сентябре 1964 г. См. настоящий сборник.
3. Ромапов Н. Н. Аэросиноптическая характеристика периода работ Газлинской аэрологической экспедиции. См. настоящий сборник.
4. Романов Н. Н. Пыльные бури в Средней Азии. Изд. СамГУ, Ташкент, 1960.

О. А. ЛЯПИНА, Ю. Н. ОГОЛЬ,
Н. Н. РОМАНОВ

АТМОСФЕРНЫЕ ЗАМУТНЕНИЯ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ С ВЕРТОЛЕТА В ПРЕДГОРЬЯХ И ГОРАХ ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ТЯНЬ-ШАНЯ

На основании 17 вертикально-горизонтальных вертолетных зондирований в верхней части бассейна реки Чирчик и составляющих его рек приводятся характеристики атмосферной пыльной мглы.

Атмосферная мгла — обычное явление в жаркое время года в Средней Азии. Мгла образуется как в результате формирования местных тропических воздушных масс, так и в итоге ее переноса на большие расстояния после развития интенсивных пыльных бурь [1, 3, 6].

Если мгла чисто местного происхождения, образующаяся в результате летнего конвективного перемешивания в нижнем слое тропосферы, обычно не достигает большой интенсивности, то адвективная пыльная мгла, даже после окончания пыльных бурь, нередко ухудшает видимость до нескольких сотен и даже десятков метров [6]. Однако и местная мгла, или, как нередко называют ее, мгла термической депрессии, распределяется по площади далеко не равномерно, образуя очаги более высокого запыления или, напротив, области с удовлетворительной видимостью. Распределение видимости во мгле осложняется, в частности, развитием местных циркуляций в предгорьях и на окраинах горных массивов. Если же на мглу местного происхождения налагается, кроме того, еще и адвективная мгла, то распределение видимости в итоге оказывается особенно причудливым.

Динамика видимости во мгле, играющая весьма важную роль, изучена еще далеко не достаточно. Мало было выполнено работ и по аэрологическим исследованиям мглы. В этом направлении, если не считать единичных наблюдений и работ [4, 7, 8 и др.], сделано еще очень мало. Многочисленные наблюдения за верхней границей мглы, произведенные с бортов рейсовых самолетов ТУ-104 и ИЛ-18, к сожалению, пока еще не обработаны.

Следует иметь в виду, что в районах крупных промышленных центров весьма значительный вклад в общее атмосферное помутнение вносят также и аэрозоли индустриального происхождения [5].

В соответствии с вышеуказанным становится совершенно ясно, что необходимо использовать любые средства для более подробного изучения атмосферных помутнений в нижних слоях атмосферы. В этом

отношении весьма удобным оказывается вертолетное зондирование, значение которого весьма убедительно показано П. А. Воронцовым в работе [2].

В июле и августе 1964 г. сотрудниками кафедры физики атмосферы и проблемной лаборатории по струйным течениям ТашГУ было выполнено 17 полетов на вертолете МИ-1. Полеты происходили в направлении от аэропорта Сергели (вблизи Ташкента) вверх по долине реки Чирчик до устьев слагающих его рек: Угама, Пскема, Коксу и Чаткала и далее вверх по указанным рекам, насколько позволяли технические возможности вертолета. Район полетов схематически показан

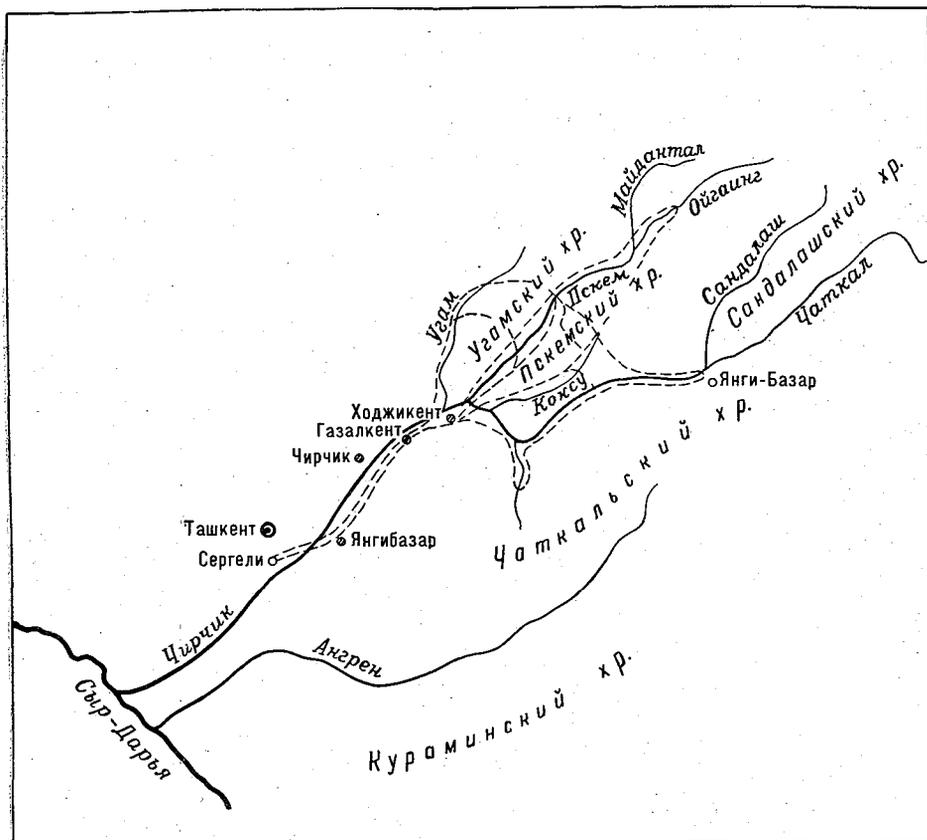


Рис. 1. Схема района вертолетного зондирования в западных отрогах Тянь-Шаня.

на рис. 1. В процессе выполнения этой работы производилось изучение метеорологических условий полета вертолета в горах. В этой статье излагаются некоторые итоги наблюдений за мглой.

Так как два полета происходили в условиях значительной облачности с дождями (28 и 29 июля), в результате чего наблюдения за мглой были недостаточно надежными, то излагаемые ниже соображения основываются на анализе результатов 15 полетов.

На подробной синоптической характеристике полетов мы не останавливаемся, так как необходимые данные приводятся в статье, посвященной болтанке вертолетов в тех же полетах, помещенной в на-

а далее уже в горном районе — в основном на высотах 1500—3000 м. Видимость, однако, оценивалась не только на уровне полета, а с учетом и нижележащих помутнений. Опыт полетов как на вертолетах, так и на самолетах показывает, что если летом мгла над Чирчикской долиной отмечается на уровне полета, то почти всегда она будет и в нижележащих слоях.

Как видно (рис. 2 и 3), за период вертолетного зондирования интенсивной мглы в исследуемом районе и не отмечалось. Видимость,

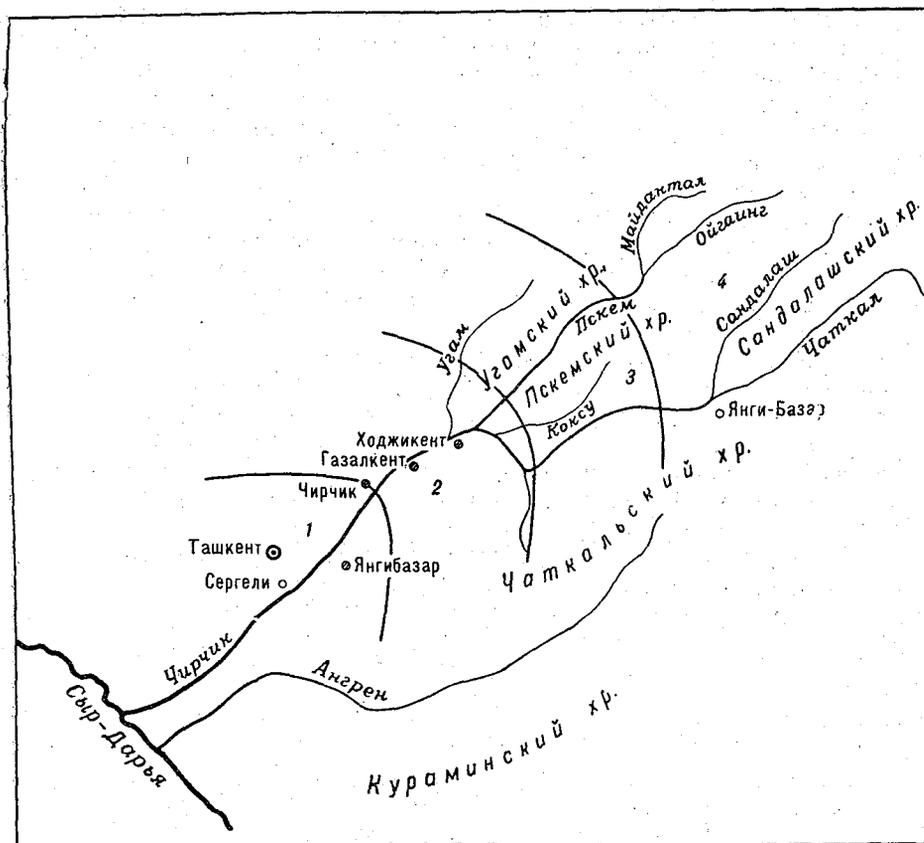


Рис. 3. Схематическое представление интенсивности мглы над бассейном Чирчика. Преобладает полетная видимость: 1) 4—10 км, 2) 10—20 км, 3) более 20 км, 4) более 50 км.

как правило, была более 4 км. Это вполне характерно для большинства летних дней. Указанным диапазоном видимости и характеризуется обычная местная мгла в западных предгорьях Тянь-Шаня.

Верхняя граница мглы вертолетами не была достигнута, хотя в ряде случаев полеты на высоте 3000 м проходили уже явно в верхней, весьма разреженной части слоя мглы, так что за верхнюю границу можно было считать высоту 3200—3700 м. В некоторые дни полетов верхняя граница мглы была измерена самолетами. Так, например, 25 июля во время разведки погоды самолетом была зафиксирована мгла до 6000 м, что представляется маловероятным для синоптической обстановки в этот день. Верхняя граница, по нашему мнению, здесь завышена на 1,5—2 км. Два других донесения с самолетов

(8 августа верхняя граница до 4500—5000 м и 11 августа до 4000 м) представляются вполне правдоподобными.

На рис. 3, на котором опущены второстепенные детали, показано фактическое распределение мглы по площади, охваченной вертолетными полетами. Наиболее сильное помутнение отмечается над Ташкентом и его окрестностями. Это помутнение некоторые пилоты называют аэрозольной линзой благодаря ее специфической линзообразной форме, которая хорошо рассматривается с расстояний 80—100 км. Мгла чисто природного происхождения сливается с индустриальными аэрозолями Ташкента и Чирчика, образуя область наиболее сильного ухудшения видимости. В некоторых случаях такая комбинация помутнений снижает посадочную видимость до 1—2 км, а изредка даже меньше 1 км.

Вверх по долине Чирчика мгла при вялых синоптических процессах постепенно ослабевает, но наличие ее в воздухе определяется вполне уверенно.

Полетами доказан локальный перенос мглы горно-долинными ветрами, правда, в сравнительно небольшом диапазоне высот их деятельности. Во второй половине дня видимость в верховьях долин несколько хуже, чем в первой половине. К сожалению, вылеты рано утром организовать не удалось.

В ряде полетов было замечено, что видимость в горах в сторону Таласской долины значительно лучше, чем в сторону Ферганской долины (по наблюдениям из районов Пскема, Қоксу и Чаткала). Здесь мы имеем еще одно доказательство того, что в среднем долины Тянь-Шаня, выходящие на северо-запад и север, запылены в значительно меньшей степени (там мало дней со значительной мглой), чем долины, обращенные к западу и особенно к юго-западу. В районах Ферганской, Ангренской, Чирчикской долин и в ряде других как местная, так и принесенная мгла подолгу застаивается в нижних 2—3 км, не находя выхода в другие места из-за слабых летних ветров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сб. «Синоптические процессы Средней Азии». Изд. АН УзССР, Ташкент, 1957.
2. Воронцов П. А. Методы аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы. Гидрометиздат, Л., 1961.
3. Джорджио В. А. Адвективная мгла в Ташкенте, связанная с пыльными бурями в пустынях. Труды САГУ, вып. 3, Ташкент, 1952.
4. Кандауров П. Н., Ляпина О. А. К вопросу о ядрах конденсации в Ташкенте. Научные труды ТашГУ, вып. 225, Ташкент, 1963.
5. Козик Е. М., Неушкин А. И. Промышленный дым и ухудшение видимости в Ташкентском аэропорту. Научные труды ТашГУ, вып. 259, Ташкент, 1964.
6. Романов Н. Н. Пыльные бури в Средней Азии. Изд. СамГУ, Ташкент, 1960.
7. Саидназаров Х. Э. Замутнение воздуха над задерживающими слоями и внутри их в свободной атмосфере над Средней Азией по данным самолетных зондирований Ташкента и Ашхабада. Научные труды ТашГУ, вып. 259, Ташкент, 1964.
8. Саидназаров Х. Э. Мгла тропического воздуха над Средней Азией. Научные труды ТашГУ, вып. 225, Ташкент, 1963.

ПРИЛОЖЕНИЕ
Вертикально-горизонтальное распределение мглы по данным полетов вертолетов в июле — августе 1964 г.

Дата	№ по- лета	Время полета (московское), час. мин.	Маршрут	от Сергели до Янг- базара	В долине Чирчика	В долине Чаткала	В долине Пскема	В долине Утама	В долине Коксу
20 VII	1	10 00—11 30	Сергели — Пскем — Ойга- инг — Сергели	∞ (5—10) 0,4—1,1	∞ (10—20) 1,1—2,7		—		
25 VII	2	09 15—12 12	Сергели — Пскем — Ойга- инг — Сергели	∞ (5—10) 0,4—1,0	∞ (10—20) 1,0—1,5		∞ (10—20) 1,5—2,1		
29 VII	5	07 32—10 34	Сергели — Утам — Пскем — Коксу — Сергели	∞ (8—10) 0,4—0,8	∞ (6—10) 0,8 1,0		∞ (6—8) 3,0—3,2	—	∞ (8—10) 1,0—3,2
29 VII	6	11 58—15 15	Сергели — Пскем — Ойгаинг— Пскем — Утам — Сергели	∞ ($>$ 10) 0,4—1,2	∞ ($>$ 10) 1,2—1,25		∞ ($>$ 10) 1,25—1,45		
30 VII	7	07 27—10 20	Сергели — Утам — Пскем — Коксу — Сергели	∞ (4—15—20) 0,4—1,2	∞ (20—30) 1,2—1,75			∞ (10—20) 1,8—3,2	
30 VII	8	13 15—16 07	Сергели — Чаткал — Коксу — Сергели	∞ ($>$ 10) 0,4—0,8	∞ ($>$ 10) 0,8—1,8	—			
1 VIII	9	11 20—14 42	Сергели — Чаткал — Пскем — Сергели	∞ (10—20) 0,4—0,8	∞ ($>$ 10) 0,8—2,3	∞ (10—20) 2,3—3,1	∞ (—10) 3,1—2,0		
3 VIII	10	10 32—13 59	Сергели — Коксу — Чаткал — Пскем — Сергели	∞ (6—10) 0,4—1,3	∞ ($>$ 10) 1,3—2,0	—	—		—
5 VIII	11	10 40—13 52	Сергели — Утам — Пскем — Сергели	∞ (10) 0,4—0,8	—		—		
6 VIII	12	11 00—14 05	Сергели — Утам — Пскем — Сергели	∞ ($>$ 10) 0,4—0,9	—		—		
7 VIII	13	07 59—10 56	Сергели — Чаткал — Коксу — Сергели	∞ (10—15) 0,4—0,9	∞° — ∞° 0,9—2,0	∞° 2:0—2,6			∞° 2,2
7 VIII	14	12 33—15 36	Сергели — Утам — Пскем — Сергели	∞ (8—10) 0,4—0,9	∞ (8—10) 0,9—1,0		∞ 2,3—1,2		∞° 1,0—2,3
8 VIII	15	10 20—13 30	Сергели — Чаткал — Сер- гели	∞ (15—20) 0,4—0,5	∞ ($>$ 10) 0,5—1,5	∞ 1,5—1,6			
11 VIII	16	12 07—15 24	Сергели — Коксу — Ойга- инг — Пскем — Сергели	∞ (20) 0,4—0,9	∞ ($>$ 10) 0,9—1,5		∞ 2,0—2,9		
12 VIII	17	10 08—13 11	Сергели — Чаткал — Серке- сай — Сергели	∞ (4—6) 0,4—0,8	∞ (4—6) 0,8—1,6	∞ 1,6—2,0	∞ 2,5—2,9		

Примечание. Цифры в скобках означают полетную видимость в км, цифры под знаком ∞ — уровень полета вертолета по стан-
дарту.

*Н. Н. РОМАНОВ, О. А. ЛЯПИНА,
И. Л. ПРИБЫЛОВА*

О ПЫЛЬНЫХ БУРЯХ В РАЙОНЕ ГАЗЛИ В СЕНТЯБРЕ 1964 г.

Излагаются результаты наблюдений за пыльными бурями, развивавшимися в районе Газли за время работы аэрологической экспедиции ТашГУ в сентябре 1964 г.

Как известно, пыльные бури, особенно интенсивные, относятся к числу явлений весьма значительных. Представляют они вполне определенный интерес и с точки зрения проходимости ультракоротких радиоволн. В частности, имеются достоверные данные, говорящие о сильных ослаблениях принимаемого радиосигнала, вызванных отражениями и резкими колебаниями показателя преломления на границах различно запыленных объемов в нижней тропосфере. Очень сильные пыльные бури могут привести к полному прекращению радиорелейной связи на УКВ.

Несмотря на то что пыльные бури в Средней Азии ранее исследовались рядом авторов [1, 2], все же очень многое в их природе остается еще не ясным.

В этой статье вкратце рассматриваются случаи пыльных бурь, отмеченных аэрологической экспедицией в районе Газли за время с 1 по 25 сентября 1964 г.

Из работы [2], основанной на пятилетнем ряде наблюдений, следует, что окрестности Газли характеризуются относительно пониженной повторяемостью пыльных бурь по сравнению с другими районами Средней Азии. В среднем здесь развивается пять-шесть значительных бурь за сентябрь. Газлинские пыльные бури, кроме того, менее интенсивны, чем, например, бури Туркмении. Заметим, между прочим, что к юго-востоку от Газли в районе Карши—Мубарека располагается один из основных источников запыления в Средней Азии, в котором пыльные бури развиваются в сентябре в 5—6 раз чаще, чем в Газли.

В сентябре 1964 г. экспедицией зафиксировано шесть пыльных бурь, что близко к средним значениям. Причем сильная буря осуществилась лишь однажды (16 сентября), а остальные явно не превышали даже средней интенсивности.

Первая буря была отмечена 3 сентября. Началась она около 12 час. местного времени. Характерно, что пыль и песок налетали валами, видимость в которых резко падала до 100—200 м. Вне таких сгустков видимость достигала 3—4 км. Проносились валы с сильно повышенной плотностью пыли хаотически, без какой-либо регулярной

В. А. ВОЛОДИНА, Н. Н. РОМАНОВ,
С. А. ЧЕРНИК

О ЛЕТНИХ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ИНВЕРСИЯХ НАД ПУСТЫНЕЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ ПО ВЕРТОЛЕТНЫМ И РАДИОЗОНДОВЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

Приводятся характеристики инверсий в конце лета над пустынями Средней Азии, полученные на основании анализа вертолетных и радиозондовых наблюдений.

Как известно, температурные инверсии относятся к числу таких структурных характеристик тропосферы, которые создают благоприятные условия для отражений и преломлений как акустических, так и электромагнитных волн. Например, в зависимости от распределения температуры с высотой будут создаваться те или иные условия проходимости УКВ на радиорелейных линиях. Особый интерес представляют резкие неоднородности в тропосфере, в частности, задерживающие слои, обсуждаемые в этой статье.

В конце августа и в сентябре 1964 г. в районе Газли проводилась аэрологическая экспедиция. Нижний полуторакилометровый слой исследовался с помощью вертолета МИ-1. Подъемы вертолета осуществлялись в светлое время суток: от восхода солнца до заката. В течение дня производилось от двух до пяти подъемов. При нормальных условиях работы первое зондирование производилось около 4 час. московского времени, затем следовали подъемы в 7, 10, 12 и 15 час.

В качестве самописца, регистрирующего изменения давления, температуры и влажности воздуха, использовался вертолетный метеорограф конструкции Главной геофизической обсерватории (№ 18). Метеорограф крепился впереди вертолета на специальной раме, рекомендованной и испытанной сотрудниками ГГО [1].

Длительность каждого подъема составляла около 1,5 часа. Обычно подъемы производились до 1500 м с трехминутными площадками на уровнях 25, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1200 и 1500 м. Горизонтальная скорость полета составляла 80—110 км/час, вертикальная вне площадок 2—4 м/сек.

В итоге проведенной экспедиции было получено 77 зондирований, которые и послужили исходным материалом для данной работы.

Для более детального анализа задерживающих слоев, помимо результатов вертолетного зондирования, использовались также данные градиентных наблюдений в приземном слое 0—2 м и наблюдений на 106-метровой радиорелейной вышке.

Нами преследовалась цель: дать приближенную картину (так как зондирование проводилось только в светлое время суток) развития и разрушения задерживающих слоев в районе Газли в сентябре, их повторяемость, мощность, глубины, а также выяснить и другие особенности летнего температурного режима в нижней тропосфере над пустыней. Под мощностью, как и обычно, мы понимали толщину задерживающего слоя, а под глубиной — разность температур на верхней и нижней границах.

В табл. 1 показано наличие инверсий или изотермий по срокам в дни, когда осуществлялось вертолетное зондирование атмосферы.

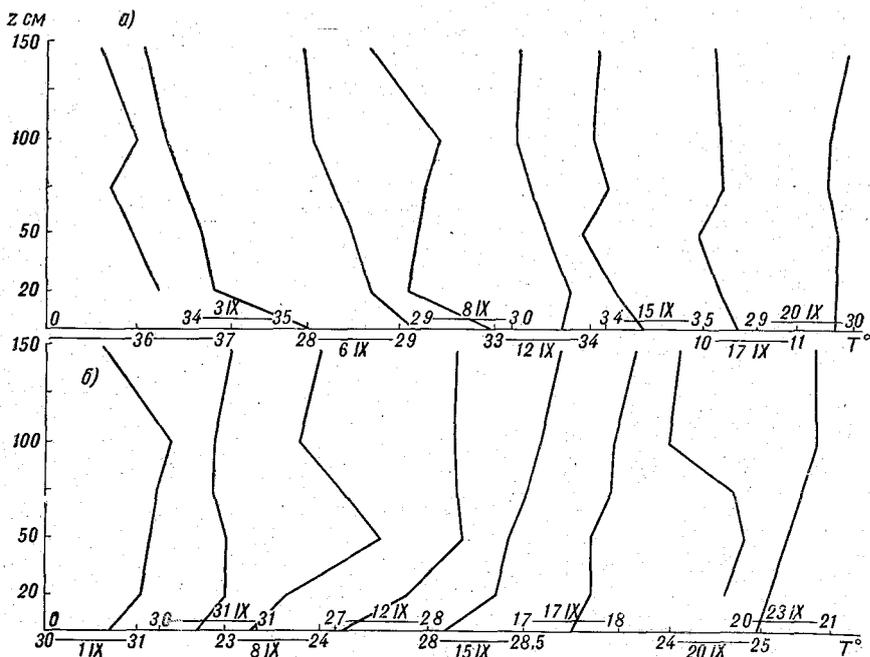


Рис. 1. Вертикальные профили температуры.

а — за 16 час.; б — за 18 час.

Шкала температуры дана отдельно для каждой кривой.

Знак (х) указывает на то, что в отмеченный день и срок было произведено зондирование атмосферы, но не был зафиксирован задерживающий слой. Отсутствие каких-либо отметок свидетельствует о том, что в данный день и срок зондирование не производилось.

Как видно из таблицы, все первые утренние подъемы отмечали инверсию температуры, над которой обычно наблюдалась изотермия. В некоторых подъемах отмечалось два инверсионных слоя, разделенных слоем с положительным градиентом температуры. Следующее по времени зондирование также обычно фиксировало задерживающие слои, но рост температуры в них был значительно слабее, чем в более ранних подъемах.

Дневные полеты с 10 по 15 час. московского времени в редких случаях обнаруживали задерживающие слои, которые находились уже на некоторой высоте над поверхностью земли.

Подъемы, осуществленные около 15—16 час., отмечали формирующийся у земной поверхности задерживающий слой. Развитие приземных температурных инверсий начиналось около 16 час. в самом нижнем

приземном слое, в среднем до высоты 35 м (табл. 2), причем, согласно градиентным наблюдениям, однако, образование инверсий начиналось не у поверхности земли, а, как показывает рис. 1 а, на высоте 20—50 см. На рис. 1 а представлены кривые изменения температуры с высотой в нижнем полутораметровом слое воздуха за 16 час. Измерения температуры производились синхронно на высотах 20, 50, 75, 100 и 150 см с помощью аспирационных психрометров. Из восьми кривых только две кривые за 3 и 6 сентября не отражают повышения температуры в полутораметровом слое. Оба случая относятся к дням, когда холодный фронт прошел через район экспедиции [2] и еще продолжался заток холодного воздуха со скоростями 7—8 м/сек. [3], препятствовавший развитию инверсий.

Таблица 1

Число инверсий и изотермий в нижнем полутораклометровом слое тропосферы в конце августа и в сентябре 1964 года в районе Газли

Дата	Часы															
	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12	12—13	13—14	14—15	15—16			
30 VIII				из ин										ин		
31 VIII			ин		х					из				ин		
1 IX	ин		ин из					х						ин из		
2 IX				ин				х			из			ин		
3 IX		ин из			ин из		ин							ин		
4 IX		ин из		из				х		х			х	из		
5 IX		ин из			из		х			х						
6 IX		ин из			ин из		ин									
8 IX									ин					ин		
9 IX		ин			ин											
12 IX		ин из		ин из			ин из			х			из			
13 IX		ин из			ин из		из			ин						
15 IX		ин из		ин из			ин			х			х			
16 IX		ин из		ин						х						
17 IX		ин из			ин						ин					
18 IX		ин из		ин		х			из							
19 IX		ин							х	ин						
20 IX			ин		ин		х						х			
21 IX		ин			ин из			ин		х						
22 IX		ин из		ин		ин										
23 IX		ин из			ин из		х		х				х			

В следующий срок наблюдений, т. е. в 18 час., инверсия начиналась уже у самой земной поверхности (рис. 1 б), но проследить ее верхнюю границу не представлялось возможным, так как в это время вертолет не поднимался из-за наступления сумерек.

Наиболее глубокие инверсии, судя по градиентным наблюдениям, отмечались около 4 час. утра.

Обычно первые подъемы вертолета осуществлялись в начале 5 часа и лишь 1 раз (1 сентября) удалось осуществить взлет до 4 час. утра. Во время этого зондирования приземная инверсия простиралась до высоты 220 м, повышение температуры от поверхности земли до верхней границы составило 11,3°. Интересно отметить, что наиболее интенсивное нарастание температуры с высотой было в нижнем 100-метровом слое (9,3°) и лишь на 2° повысилась температура в следующих 100 метрах.

Средние и максимальные характеристики приземных (А) и приподнятых (Б) температурных инверсий и изотермий за сентябрь 1964 г. в районе Газли

Часы	Средняя глубина инверсий, град.		Средняя мощность инверсий, м		Максимальная глубина инверсий и дата		Максимальная мощность инверсий и дата		Средняя мощность изотермий, м		Максимальная мощность изотермий и дата	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
3—4	11,3		220		11,3 1 IX		220 1 IX					
4—5	6,8	1,3	120	122	12,6 13 IX	4,1 6 IX	220 3 IX	330 19 IX		76		230 16 IX
5—6	6,7		140		11,9 31 VIII		220 20 IX					
6—7	0,8	2,5	85	156	4,0 22 IX	5,2 16 IX	120 22 IX	290 2 IX	60	100	60 4 IX	230 15 IX
7—8	1,3	1,2	88	148	1,9 3 IX	3,9 17 IX	180 13 IX	360 17 IX		79		170 3 IX
8—9		0,3		30		0,4 22 IX		50 22 IX				
9—10	0,6	0,3	65	60	0,7 3 IX	0,4 6 IX	90 12 IX	80 6 IX		40		40 13 IX
10—11		0,2		40		0,3 8 IX		30 8 IX				
11—12		0,7		50		0,7 20 IX		50 20 IX		47		60 31 VIII
12—13		0,4		30		0,5 13 IX		50 13 IX				
13—14		0,4		40		0,4 17 IX		40 17 IX		60		60 1 IX
14—15		1,0		135		1,0 2 IX		270 2 IX				
15—16	0,6	0,2	35	20	1,1 1 IX	0,2 30 VIII	60 1 IX	20 30 VIII		40		60 1 IX

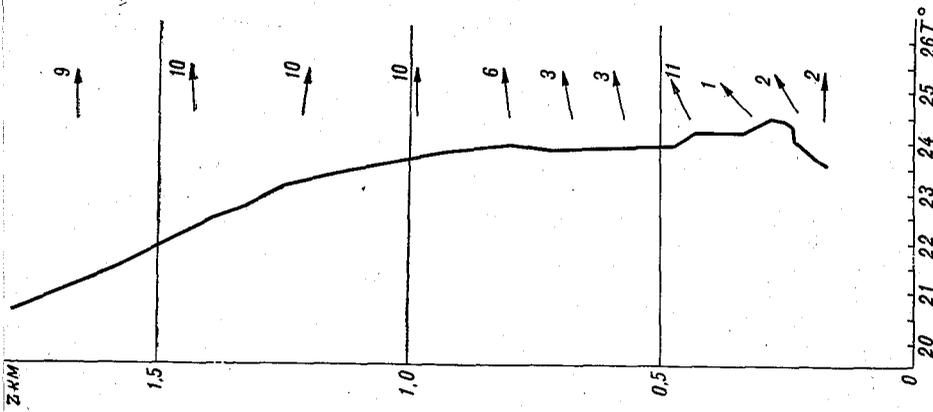


Рис. 3. Вертикальный профиль температуры, наблюдавшийся в 7 час. 46 мин. 3 сентября 1964 г. над районом Газли.

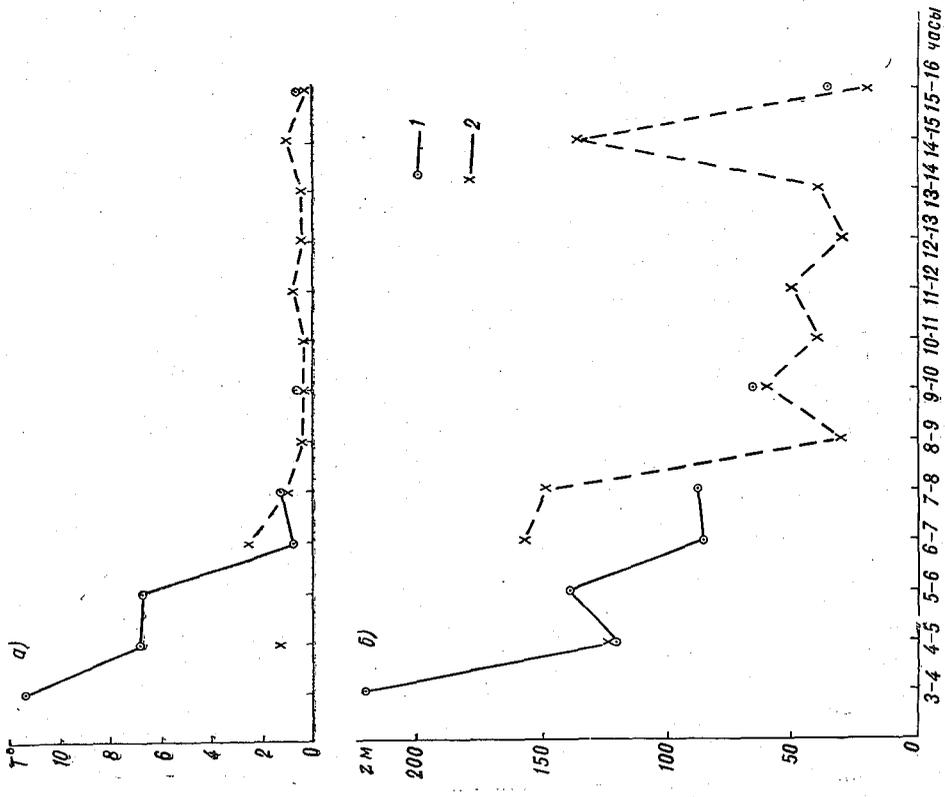


Рис. 2. Полуугольный ход средней мощности (1) и средней глубины (а) приземных (1) и приподнятых (2) инверсий.

В среднем мощность наблюдаемых приземных инверсий в утренние сроки (4—6 час.) невелика — порядка 60—120 м (табл. 2, рис. 2), но глубина их довольно значительная (6,7—6,8°). Такое нарастание температуры в слое 60—120 м должно вносить весьма ощутимые изменения в рефракционные и отражательные свойства приземных слоев атмосферы.

В 6—8 час. утра толщина приземных инверсий (85—88 м) почти вдвое меньше, чем в 4—6 час., и прирост температуры в них значительно слабее (около 1°).

В утренние сроки переход от роста температуры к падению обычно происходит через изотермию, средняя мощность которой составляет 76—100 м. Примером такого распределения температуры может служить рис. 3, на котором также показано (стрелками) распределение направления и скорости ветра. Часты случаи, когда наблюдаются две инверсии, разделенные изотермией или слоем с положительным градиентом температуры.

Существование приподнятых инверсий, вероятно, обусловлено наличием в воздухе большого количества пыли, которая является источником тепла днем и источником радиационного охлаждения ночью.

К 9—10 час. утра приземные инверсии разрушались, приподнятые же инверсии можно было наблюдать и в дневное время, но такие случаи были единичными. Мощность приподнятых инверсий наибольшая в утренние часы (122—156 м), днем и вечером она равна 30—60 м, глубина их составляет утром 1,2—2,5°, днем и вечером 0,2—1,0°.

Абсолютные значения мощностей приземных инверсий в сентябре в Газли колебались от 90 (12 апреля) до 220 м (1, 3 и 20 сентября), приподнятых — от 30 (8 сентября) до 330 м (19 сентября).

Максимальные значения глубин приземных инверсий были наибольшими в 4—6 час. (12,6° и 11,9° соответственно 13 сентября и 31 августа), наименьшими в 9—10 час. (0,7° 3 сентября). В приподнятых инверсиях рост температуры с высотой колебался от 0,2° (30 августа) до 5,2° (16 сентября). Средняя мощность приподнятых инверсий составляла 20—79 м, в отдельные дни была от 20 (4 сентября) до 230 м (16 сентября).

В табл. 3 представлена повторяемость глубин инверсий и повторяемость мощностей инверсий и изотермий, выраженная числом случаев. Как видно из табл. 3, в утренние часы задерживающие слои были более мощные: максимум повторяемости приходился на слой 0—20 м, в отдельных случаях отмечались слои толщиной 200—300 м. Днем и вечером даже приподнятые инверсии и изотермии представляли собой тонкие слои толщиной менее 100 м. Приподнятые инверсии преимущественно наблюдались в нижнем 500-метровом слое, как это видно из табл. 4.

Глубина приземных инверсий в утренние часы чаще всего была заключена в пределах 4—10°, в отдельных случаях составляла 12° и более. В приподнятых инверсиях рост температуры обычно не превышал 4°.

Чтобы яснее представить себе перестройку температурного поля от ночного режима к дневному, рассмотрим временной разрез за 20 сентября 1964 г., который представлен на рис. 4. По оси абсцисс отложено время (московское), по оси ординат — высота над поверхностью земли, сплошными линиями даны термоизоуплеты. Из рисунка следует, что в 5 час. приземная инверсия была наиболее глубокой (7,6°) и наиболее мощной (220 м), чем в последующие сроки, причем в нижней половине инверсионного слоя прирост температуры (5,5°) был значительно

Таблица 3

Распределение числа случаев инвервалов глубин и мощностей приземных и приподнятых (числа в скобках) температурных инверсий и изотермий за сентябрь 1964 г. в районе Газли

Часы	Инверсии												Мощность изотермии, м									
	Мощность, м				Глубина, град.								0—100			101—200			201—300			
	0—100	101—200	201—300	301—400	0—2	2,1—4	4,1—6	6,1—8	8,1—10	10,1—12	12,1—14											
3—4			1		(12)	1 (3)	4 (1)	4	5	1					(12)	(2)	(1)					
4—5	8 (9)	6 (4)	1 (2)	(1)						1					(1)	(1)	(1)					
5—6	1	1	1		1		1	1														
6—7	3 (2)	1 (4)	(2)		3 (4)	1 (3)	(1)								1 (3)		(1)					
7—8	3 (2)	1 (4)	(1)	(1)	4 (6)	(2)									(5)	(3)						
8—9	(2)				(2)																	
9—10	2 (2)				2 (2)											(2)						
10—11	(2)				(2)																	
11—12	(1)				(1)																	
12—13	(2)				(2)																	
13—14	(1)				(1)																	
14—15	(1)		(1)		(2)																	
15—16	2 (1)				2 (1)										(3)	(1)	(3)					

больше прироста, наблюдаемого в верхней половине ($2,1^\circ$). Развитию глубоких инверсий до больших высот препятствовал ветер, который над поверхностью земли имел скорости порядка 10—15 м/сек. Между 5 и 7 час. инверсия разрушилась. В 7 час. 13 мин. (во втором подъеме)

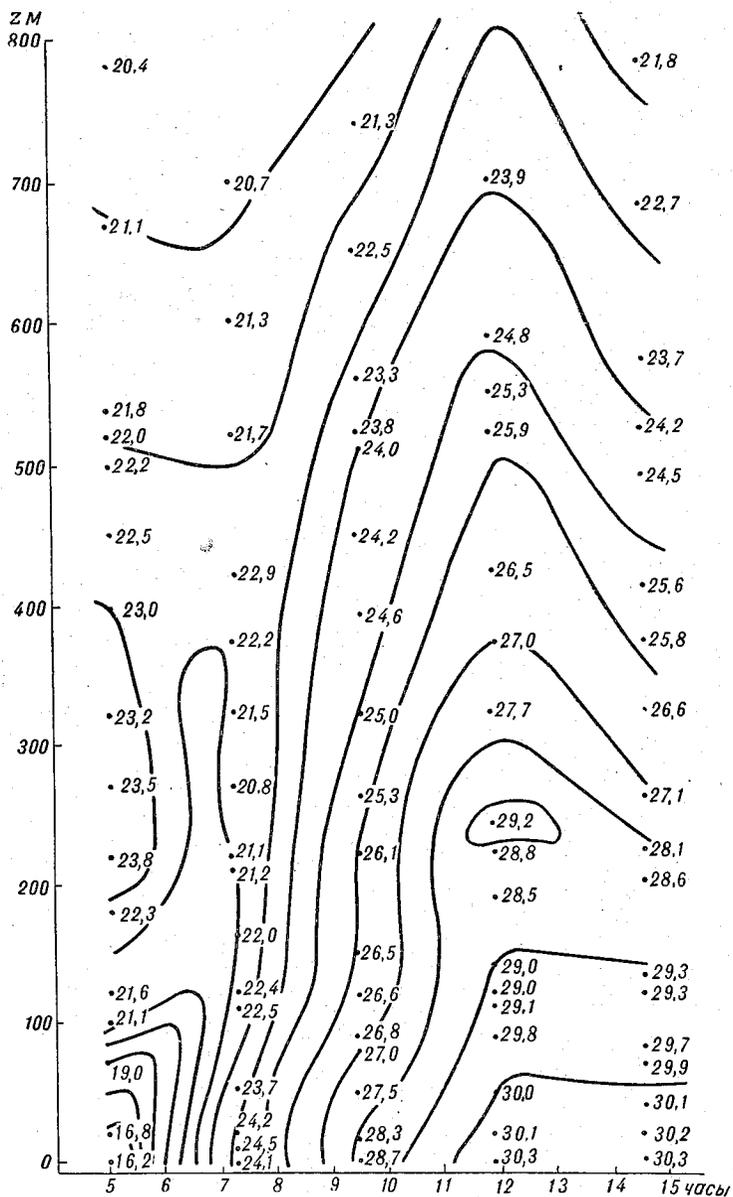


Рис. 4. Термоизоплеты воздуха за 20 сентября 1964 г.

тонкий инверсионный слой еще сохранился у самой земли и более мощная, но менее глубокая ($2,1^\circ$) инверсия наблюдалась на высоте 320—420 м над поверхностью земли. Весь слой от 100 до 400 м был почти изотермичен, температура в нем колебалась в пределах 2° . В нижних 200 м с 5 до 7 час. 13 мин. воздух потеплел, выше 200 м, наоборот,

продолжалось его охлаждение. Такое распределение температуры было обусловлено слабо развитым турбулентным обменом и наличием большого количества пыли в этих слоях.

Таблица 4

Повторяемость (число случаев) высоты нижней и верхней (числа в скобках) границ приподнятых инверсий по срокам в различных слоях над поверхностью земли

Часы	Слой, м												
	Земля—100	101—200	201—300	301—400	401—500	501—600	601—700	701—800	801—900	901—1000	1001—1200	1201—1400	1401—1600
3—4													
4—5	2	3(2)	3(3)	3(4)	(2)		1	1(1)	1	1(1)	(2)		1(1)
5—6													
6—7	1	5(1)	1(3)	(2)	(1)								
7—8		1	3(2)	1(1)	(2)	1	(1)	1		(1)	2	(1)	(1)
8—9	1(1)	1	(1)										
9—10	1(1)				1	(1)							
10—11	1(1)				1(1)								
11—12	1		(1)										
12—13	1(1)				1(1)								
13—14			1(1)										
14—15										1	(1)	1	(1)
15—16		1	(1)										

Следующие два зондирования наглядно иллюстрируют интенсивный нагрев атмосферы до высоты 1000 м и более (термоизоплеты резко поднимаются вверх). Особенно сильно прогревались нижние 300 м, здесь температура у земли повышалась на 14,1°, на уровне 100 м — на 9°, на 200 м — на 8°, на 300 м — на 6°, в верхней части 1000-метрового слоя повышение температуры составляло 2—3°. Во вторую половину дня в нижних 200 м температура почти не менялась, выше 200 м с ослаблением турбулентного обмена температура начала резко снижаться (рис. 4). Вблизи земли температура почти постоянна: 30,3; 30,2; 30,1°.

Около 16 час. (судя по другим аналогичным разрезам) началось формирование приземной инверсии.

Имеет смысл теперь сравнить полученные результаты с регулярными радиозондовыми измерениями в конце лета и начале осени (с августа по октябрь включительно).

На основании радиозондирования в Ташкенте, Тамды и на ст. Аральское Море (четыре зондирования в сутки) проанализированы все приземные инверсии. В табл. 5, 6 и 7 приведены все приземные инверсии и изотермии на упомянутых трех станциях Средней Азии.

Ознакомление с указанными таблицами показывает, насколько часты температурные инверсии на равнинах Средней Азии в летние месяцы. Действительно, в августе они отмечаются едва ли не каждую ночь. В Ташкенте к 6 час. местного времени было зафиксировано 34 задерживающих приземных слоя (табл. 5), а к 24 час. — 30.

Таблица 5

Приземные инверсии и изотермии в нижних слоях тропосферы
на станциях Ташкент, Тамды и Аральское Море в августе 1962 г.
в стандартные сроки зондирования

Число	Ташкент				Тамды				Аральское Море			
	03	09	15	21	03	09	15	21	03	09	15	21
1	ин из			ин	ин			из	—			ин
2	ин			ин	из			ин	ин			—
3	ин			ин	ин			—	—			из
4	ин			—	ин из			—	—			из
5	—			—	—			ин	—			—
6	ин из			ин	ин			ин	ин			—
7	ин из			ин	ин			—	—		ин	—
8	ин		из	ин	—			—	ин			ин
9	ин			ин	ин			—	ин			ин
10	ин			ин	ин			—	ин			ин
11	ин			ин	—			из	ин		ин	ин
12	ин			ин	—			—	ин	ин		ин
13	ин			ин	ин			ин	ин	ин	из	из
					из			ин	из			
14	ин из			ин	ин из			—	—			ин
15	ин			ин	ин			ин	ин			ин
16	ин			ин	ин			—	—		ин	ин
17	ин			ин	ин			—	из			ин
18	ин			ин	—			—	ин			ин
19	ин из			ин	из ин			—	ин			ин
20	ин			ин	—			—	ин	ин	ин	—
21	ин			ин	—			ин	ин	ин	ин	ин
22	ин			ин	ин			ин	ин			ин
23	—			ин	—	из	из	ин	ин		ин	—
24	ин			из ин	ин			ин	—			—
25	ин		из	из	—			—	—			ин
26	ин			ин	—			—	ин			ин
27	ин			ин	ин			ин	ин			—
28	ин			ин	ин			ин	ин		ин	ин
29	ин			ин	ин			—	ин			ин
30	ин			ин	ин			ин	ин			ин
31	ин			ин	ин			ин	ин	ин	ин	ин
Всего:												
ин	29	—	—	28	20	—	—	13	21	4	7	20
из	5	—	2	2	5	1	1	2	2	—	1	3

Днем, как и должно быть (насколько позволяют судить радиозонды) в летнее время, инверсии и изотермии практически исключаются. Лишь дважды в Ташкенте отмечена изотермия в 15 час. (18 час. местного декретного времени).

Примерно та же картина и в Тамды (табл. 5), но здесь соответственно числа в 03 и 21 час. составляют 25 и 15. Мало чем отличаются и данные по Аральскому морю (табл. 5), если учесть, что там разница между московским временем и местным заметно меньше, чем, скажем, в Ташкенте.

Примерно аналогичную картину дают материалы радиозондирования и в начале осени (табл. 6 и 7). Как общая повторяемость, так и суточный ход, насколько об этом позволяют судить четырехразовые радиозондовые подъемы, носят тот же характер, что и в августе.

Приземные инверсии и изотермии в нижних слоях тропосферы
на станциях Ташкент, Тамды и Аральское Море в сентябре 1962 г.
в стандартные сроки зондирования

Число	Ташкент				Тамды				Аральское Море			
	03	09	15	21	03	09	15	21	03	09	15	21
1	ин			ин	—			ин	ин			ин
2	ин			ин из	ин			из	ин	из		ин
3	ин			ин	ин			ин	ин	ин		—
4	ин			ин из	—			ин	ин			ин
5	ин			ин	ин			ин	—			из
6	ин			ин	—			—	—			—
7	ин			ин	ин			—	ин			—
8	ин			ин	—			ин				ин
9	ин			ин	ин			ин	ин			ин
10	ин			ин	ин			ин	ин			ин
11	ин			ин	ин			ин	ин			ин
12	—			ин	ин			ин	ин из			ин
13	ин			ин	ин			ин	ин	ин		ин
14	ин			ин	ин			—	ин			—
15	ин			ин	ин			—	ин			ин
16	ин		из	ин из	—			ин	ин			из
17	ин			ин	ин			—	ин			из ин
18	ин			—	ин			ин	ин			—
19	—			ин	ин			—	—			ин
20	ин			ин	ин			из	ин			ин
21	ин			ин	ин			из	ин			ин
22	ин			ин	—			—	ин			ин
23	ин			ин	—			ин	ин			ин
24	ин			ин	—			ин	ин			ин
25	ин			ин	из			из	ин			ин
26	ин			ин	ин			из	ин	ин	ин	ин
27	ин			ин	ин			ин	ин			ин
28	ин			ин	ин			ин	ин			ин
29	ин			ин из	из			из	ин			ин
30	ин			ин	—			—	ин			ин из
Всего:												
ин	28	—	—	29	19	—	—	16	26	3	2	23
из	—	—	1	4	2	—	—	6	1	1	—	4

Сопоставление повторяемостей задерживающих слоев, полученных по вертолетным данным и по данным радиозондирования, дает следующее. При вертолетном зондировании каждый утренний и вечерний подъемы (4—5 и 15—16 час.) фиксировали разрушающийся или формирующийся задерживающий слой над районом Газли. Над Тамды, расположенной в аналогичных условиях, в 03 час. в отдельные дни, составившие за месяц декаду, отсутствуют сведения о приземных инверсиях полностью. Вероятно, радиозонд, обладающий значительно меньшей чувствительностью, не реагировал на слабые инверсии, в то время как вертолетное зондирование, особенно пополненное градиентными измерениями, довольно детально улавливало изменения температуры в нижнем 100-метровом слое.

В табл. 8 приведены средние и максимальные характеристики приземных температурных инверсий за три месяца в Ташкенте, Тамды и Аральском Море. Как видно, в среднем глубина инверсий достигает

5 и даже 8°, а максимальные значения составляют 10—11°. По вертолетным же данным в Газли глубины приземных инверсий оказались большими, чем в Тамдах, в среднем на 3°.

Таблица 7

Приземные инверсии и изотермии в нижних слоях тропосферы на станциях Ташкент, Тамды и Аральское Море в октябре 1962 г. в стандартные сроки зондирования

Число	Ташкент				Тамды				Аральское Море			
	03	09	15	21	03	09	15	21	03	09	15	21
1	ин			ин	—			—	ин			ин
2	ин			ин	ин			ин	ин			ин
3	ин из			ин	ин			ин	ин			ин
4	ин			ин	ин			ин	ин			ин
5	ин			ин	ин			ин	ин		ин	ин
6	ин			ин	ин			ин	ин		ин	ин
7	ин			ин	ин			ин	ин		ин	ин
8	ин			ин	ин	ин		ин	—		—	ин
9	ин			ин	ин			ин	—		ин	ин
10	ин			ин	ин			ин	ин		—	—
11	ин			—	—			—	ин		—	—
12	—			ин	ин			—	—		—	из
13	ин			ин	ин			из	ин		из	—
14	ин			ин	ин			ин	ин		ин	ин
15	ин			ин из	ин			—	ин		—	ин
16	ин			ин	ин			—	из		ин	ин
17	ин			ин	ин			—	—		—	ин
18	ин		ин	—	—			—	ин		—	ин
19	—			ин	—			—	из		—	—
20	ин			ин	—			—	—		—	ин
21	ин из			ин из	ин			ин	ин	из	ин	ин
22	ин			ин	—			—	ин		—	—
23	—			—	—			ин	—		—	—
24	—			—	ин			ин	—		из	—
25	из			ин	—			—	—		—	—
26	ин			ин	—			—	—		—	—
27	ин			ин	ин			—	—		—	ин
28	ин			ин	—			ин	ин		—	ин
29	ин			ин	ин			—	ин		—	ин
30	ин			ин	ин из			ин	ин		—	ин
31	ин			ин	—			ин	—		—	—
Всего:												
ин	26	—	1	27	20	1	—	16	19	—	6	20
из	3	—	—	2	1	—	—	1	2	1	2	1

Что касается мощности инверсий над Ташкентом, Тамды и Аральским Морем, то она колеблется в среднем от 170 до 400 м, а максимальные значения, судя только по исследованным трем месяцам, до 800 м и более. Мощность инверсий рано утром больше, чем вечером (сравните данные за 03 и 21 час.). Аналогичную картину нарастания инверсий от вечера к утру мы видели и в Газли, однако средние и максимальные мощности в Газли были значительно меньше.

Из табл. 9 можно видеть, что наиболее часты инверсии мощностью от 100 до 400 м (около 82% от общего их числа). Значительно реже инверсии мощностью до 100 м (около 5%). Остальная доля инверсий

обладает мощностью более 400 м. Таким образом, ночные температурные инверсии, отмечаемые даже относительно грубо радиозондами на равнинах Средней Азии почти ежедневно в конце лета и в начале осени, полностью захватывают слои тропосферы, используемые для ретрансляции ультракоротковолновых передач.

Таблица 8

Средние и максимальные характеристики приземных температурных инверсий за три месяца в Ташкенте, Тамды и Аральском Море

Станция	Часы	Средняя глубина инверсии, град.	Средняя мощность инверсии, м	Максимальная глубина и дата	Максимальная мощность и дата	
Август 1962 г.						
Ташкент	3	6,3	321	9,5	29 VIII 600	29 VIII
	9	—	—	—	—	—
	15	—	—	—	—	—
Тамды	21	5,0	339	8,2	29 VIII 600	2 VII
	3	2,4	305	4,8	29 VIII 840	27 VIII
	9	—	—	—	—	—
Аральское Море	15	—	—	—	—	—
	21	2,2	235	5,0	13 VIII 360	27 VIII
	3	4,3	265	7,2	23 VIII 530	28 VIII
Аральское Море	9	1,7	225	3,5	31 VIII 270	20 VIII
	15	8,2	188	3,3	16 VIII 300	28 VIII
	21	3,5	243	9,5	21 VIII 440	9 VIII
	3	—	—	—	—	—
Сентябрь 1962 г.						
Ташкент	3	7,0	320	9,7	3 IX 517	10 IX
	9	—	—	—	—	—
	15	—	—	—	—	—
Тамды	21	7,8	229	8,2	13 IX 420	7 IX
	3	3,7	413	7,5	12 IX 760	9 IX
	9	—	—	—	—	—
Аральское Море	15	—	—	—	—	—
	21	2,7	236	5,6	13 IX 390	27 IX
	3	5,4	303	11,3	12 IX 630	26 IX
Аральское Море	9	3,1	183	6,5	26 IX 250	26 IX
	15	1,0	170	1,3	1 IX 180	1 IX
	21	3,2	188	7,1	11 IX 440	9 IX
	3	—	—	—	—	—
Октябрь 1962 г.						
Ташкент	3	6,1	249	9,2	11 X 390	30 X
	9	—	—	—	—	—
	15	—	—	—	—	—
Тамды	21	4,8	241	9,2	10 X 770	20 X
	3	3,1	376	7,7	21 X 1110	29 X
	9	—	—	—	—	—
Аральское Море	15	—	—	—	—	—
	21	2,2	248	5,7	21 X 490	10 X
	3	4,7	196	9,6	3 X 350	22 X
Аральское Море	9	—	—	—	—	—
	15	1,3	148	2,4	21 X 210	7 X
	21	3,4	160	5,0	5 X 280	30 X

Таблица 9

Распределение интервалов мощности приземных температурных инверсий в августе, сентябре и октябре 1962 г.

Станция	Часы	Интервалы мощности, м								
		0-100	101-200	201-300	301-400	401-500	501-600	601-700	701-800	801 и более
Август										
Ташкент	03		9	11	6	1	5	1		
	09									
	15	2								
Тамды	21		3	13	7	2	5			
	03	2	2	10	6	3		1	1	
	09				1					
Аральское Море	15		4	8	2	1				
	21									
	03	1	6	9	3	3	1			
Аральское Море	09		1	3						
	15	1	4	2	1					
	21	5	7	7	3	1				
Сентябрь										
Ташкент	03		4	14	4	4	1			
	09									
	15			1						
Тамды	21	2	8	18	1	3			1	
	03		5	4	4	3	3	1	1	
	09									
Аральское Море	15		7	11	3	1				
	21									
	03		3	15	2	5		1		
Аральское Море	09	1		2	1					
	15		2							
	21	3	16	4	2	2				
Октябрь										
Ташкент	03	1	7	15	6		1			
	09									
	15		1							
Тамды	21		14	11	2	1			1	
	03		3	8	4	1	4		1	
	09		1							
Аральское Море	15		3	12	1	1				
	21									
	03	2	9	8	2					
Аральское Море	09	1								
	15	1	5	2						
	21	2	16	3						
Всего		24	140	191	61	32	20	4	2	3

Таблица 10

Распределение интервалов глубины приземных температурных инверсий в августе, сентябре и октябре 1962 г.

Станция	Часы	Интервалы глубин инверсий, град.					
		0-2	2,1-4	4,1-6	6,1-8	8,1-10	10,1-12
Август							
Ташкент	03	6	2	10	9	6	—
	09						
	15	2					
Тамды	21	5	6	10	8	1	
	03	14	8	3	—	—	—
	09	1					
Аральское Море	15						
	21	10	4	1			
	03	5	6	9	3		
Аральское Море	09	3	1	—	—		
	15	3	5				
	21	8	8	5	1	1	
Сентябрь							
Ташкент	03	—	—	4	7	10	—
	09	—					
	15	1					
Тамды	21	6	9	10	7	1	
	03	6	7	5	3		
	09						
Аральское Море	15						
	21	12	5	4			
	03	4	5	9	5	3	1
Аральское Море	09	2	1	—	1		
	15	2					
	21	7	13	6	1		
Октябрь							
Ташкент	03	5	4	10	8	3	
	09						
	15	1					
Тамды	21	6	7	9	4	3	
	03	8	7	5	1		
	09	1					
Аральское Море	15						
	21	10	5	2			
	03	6	5	5	1	4	
Аральское Море	09	1					
	15	7	1				
	21	3	11	6	1		
Всего		145	120	113	60	32	1

Повторяемость инверсий различной глубины показана в табл. 10. Чаще всего фиксировались инверсии с глубиной до 2° (около 31%), с глубиной $2,1-4^{\circ}$ — около 25%, чуть реже отмечались глубины в интервале $4,1-6^{\circ}$, в 2 раза реже — в интервале $6,1-8^{\circ}$ и т. д. Следовательно, около $\frac{4}{5}$ всех инверсий обладали глубинами до 6° .

Сопоставляя радиозондовые результаты с данными, полученными при вертолетном зондировании над районом Газли, можно видеть, что утром инверсионный рост температуры в приземном слое значительно больше, достигает часто $8-10^{\circ}$, а нередко даже $12-14^{\circ}$.

Преобладающая же мощность приземных инверсий над Газли (по вертолету) оказалась раза в два меньше, чем в Тамды (по радиозонду). Вероятно, образованию более мощных приземных инверсий в ночное время над Газли препятствовали ветры, имевшие часто на высоте 200 м скорости порядка 10 м/сек. Но, помимо этого, немаловажную роль играет и инерция температурного датчика радиозонда, за счет чего верхняя граница инверсии может быть завышена.

На формирование температурного режима в районе Газли, безусловно, большое влияние оказывала также мгла, ежедневно наблюдавшаяся над местом зондирования [4].

Из вышеизложенного вытекают следующие выводы:

1. В сентябре 1964 г. над районом Газли каждой ночью развивались радиационные приземные инверсии температуры.
2. Начало формирования сентябрьских приземных инверсий наступает около 16 час. московского времени, разрушение их происходит в интервале от 5 до 8 час., начиная от земли.
3. Средняя мощность приземных инверсий нарастает от вечера (35 м) к утру (100—120 м), максимальная может достигать 200—300 м.
4. Средняя глубина инверсии утром порядка $6-7^{\circ}$, вечером $0,6^{\circ}$.
5. Переход от роста температуры к падению чаще всего осуществляется через изотермию, толщина которой составляет 40—100 м.
6. Приподнятые инверсии преимущественно наблюдаются в нижнем 500-метровом слое. Глубина их невелика, вечером $0,2^{\circ}$ в слое 0—20 м, утром $1,2-2,5^{\circ}$ в слое 122—156 м.
7. Согласно данным радиозондирования, над равниной Средней Азии наиболее часты приземные инверсии мощностью в среднем от 100 до 400 м, которые в Ташкенте имеют более высокую повторяемость, чем в Аральском Море и Тамды.
8. Над Ташкентом, Аральским Морем и Тамды преобладают инверсии с глубиной до 2° (около 31%) и от $2,1$ до 4° (около 25%). Глубина их и мощность нарастают от вечера к утру, так же как и в Газли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вопросы методики вертолетного зондирования, под ред. П. А. Воронцова. Труды ГГО, вып. 140, 1963.
2. Романов Н. Н. Аэросиноптическая характеристика периода работ Газлинской аэрологической экспедиции ТашГУ (1—25 сентября 1964 г.). См. настоящий сборник.
3. Джорджио В. А. [и др.]. О режиме ветра над пустыней в районе Газли. См. настоящий сборник.
4. Ляпина О. А., Романов Н. Н., Прибылов Ю. И. Атмосферные замутнения по наблюдениям с вертолета в районе Газли. См. настоящий сборник.

П. А. ВОРОНЦОВ, Н. Н. РОМАНОВ,
И. Ф. МЕДВЕДЕВА, О. А. КУДЫШКИН

О ВЕРТИКАЛЬНЫХ ГРАДИЕНТАХ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ НАД ПУСТЫНЕЙ ПО ГРАДИЕНТНЫМ И ВЕРТОЛЕТНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

Приводятся значения вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха, полученные на основании градиентных и вертолетных измерений в районе Газли.

Величины вертикальных градиентов основных метеорологических элементов и особенно распределение градиентов по высоте являются главными факторами, определяющими траекторию радиолуча в диапазоне ультракоротких волн. Значения вертикальных градиентов некоторых метеорологических элементов входят непосредственно в расчетные формулы градиента показателя преломления. В соответствии с этим очевидна практическая значимость конкретных данных градиентов в различных физико-географических условиях.

В этой статье приводятся характеристики градиентов температуры, относительной влажности и упругости водяных паров, полученные аэрологической экспедицией Ташкентского государственного университета, которая работала в районе Газли в сентябре 1964 г.

Градиенты всех элементов для всех высот рассчитывались, как обычно, по отношению к 100 м. Всюду имеются в виду вертикальные градиенты.

1. Градиенты температуры. В приземном двухметровом слое наиболее часты градиенты температуры от 10 до 500°. Причем в этом диапазоне величины находятся как положительные, так и отрицательные градиенты в соответствии с условиями глубокой инверсии ночью или большим перегревом днем. Помимо наиболее частых значений, нередко фиксировались градиенты, значительно превышающие 500°/100 м. Так, например, в ряде серий были измерены градиенты до 1500°. Весьма редкими и неустойчивыми во времени бывают градиенты в пределах 0—1°.

От 2 до 100 м величина температурного градиента резко убывает. В слое от 2 до 22 м (площадки на радиорелейной вышке, где производились измерения) градиенты не превышали 40°, составляя в среднем 10—15°, а в слое от 22 до 52 м они в большинстве случаев составляют 2—3°, но изредка достигают значений 10—15°.

В слое 50—1500 м градиенты, естественно, убывают, но в отдельных случаях достигают нескольких градусов. Характеристики градиентов этого слоя показаны на рис. 1.

2. Упругость водяного пара. От поверхности земли до 2 м как преобладающие, так и максимальные значения градиентов упругости лежат в точно таких же пределах, как и градиенты температуры. Наиболее высоких значений градиенты достигают в вечерние часы в связи с формированием инверсии.

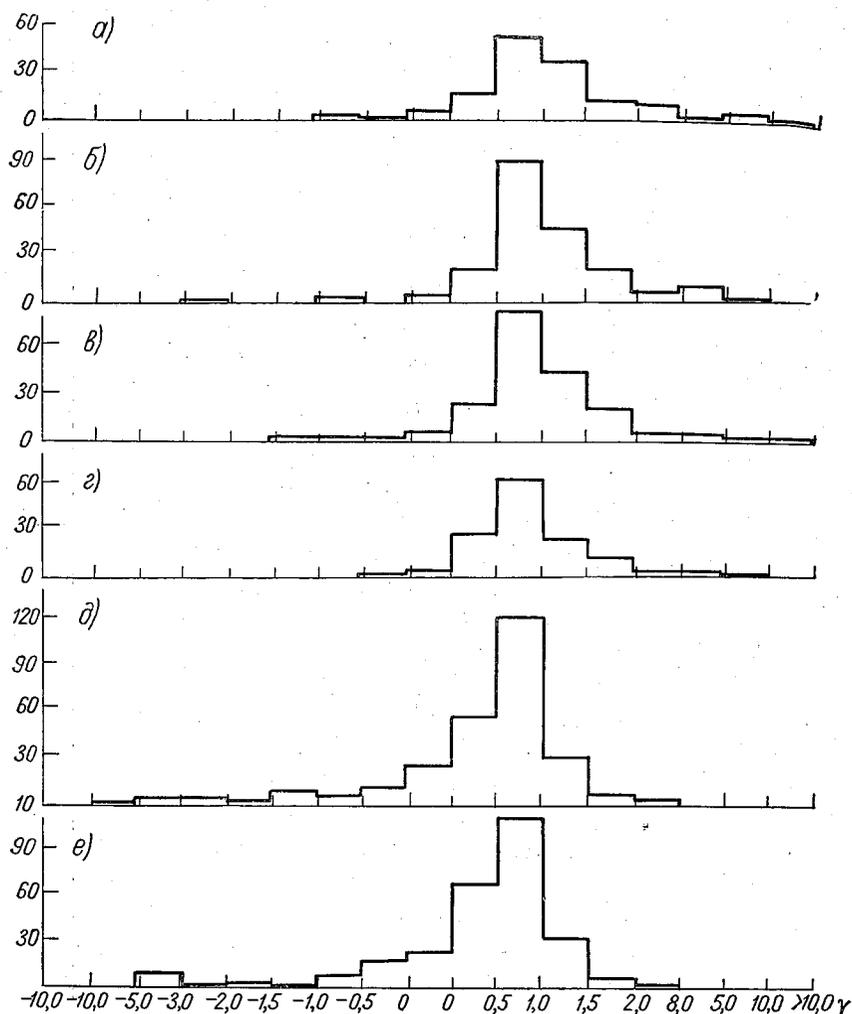


Рис. 1. Распределение величины градиентов температуры в различные часы суток в слое 50—1500 м по вертолетным зондированиям в Газли в сентябре 1964 г.

а) 14—16 час., б) 12—14 час., в) 10—12 час., г) 8—10 час., д) 6—8 час., е) 4—6 час.

В слое от 2 до 100 м вполне надежных измерений влажности было недостаточно, и поэтому данные для этого слоя не приводятся. Слой вертолетного зондирования (частично захватывающий и слои ниже 100 м) характеризуется данными табл. 1, не требующими особых пояснений.

3. Относительная влажность. В соответствии с ходом температуры в приземном слое формируются и очень высокие значения градиентов относительной влажности, которые лежат здесь в пределах

50—2500 (в расчете на 100 м). На втором месте по повторяемости идут градиенты от 0 до 1. Интересно, что величины от 2 до 50 не отмечались ни разу.

Распределение значений вертикального градиента упругости водяного пара по вертолетным зондированиям в сентябре 1964 г. в Газли (число случаев)

Время, часы	-3,00, -2,01	-2,00, -1,51	-1,50, -1,01	-1,00, -0,61	-0,60, -0,41	-0,40, -0,21	-0,20, -0,01	0,00	0,01—0,20	0,21—0,40	0,41—0,60	0,61—1,00	1,01—1,50	1,51—2,00	2,01—3,00	3,01—4,00
04—06	1	1	7	2	4	5	22	11	46	23	11	12	6	1		
06—08	2	2	2	5	7	2	18	15	40	33	11	6	2	2	1	
08—10			2		1	7	11	8	25	11	8	1	2			
10—12			2		2	2	10	9	47	9	4	2	2		1	
12—14		1		1	6	4	10	8	32	16	2	10	2			1
14—16				3	4	3	5	5	35	7	3	2	2	1		
Высота, м	-3,00, -2,01	-2,00, -1,51	-1,50, -1,01	-1,00, -0,61	-0,60, -0,41	-0,40, -0,21	-0,20, -0,01	0,00	0,01—0,20	0,21—0,40	0,41—0,60	0,61—1,00	1,01—1,50	1,51—2,00	2,01—3,00	3,01—4,00
300	1	2	6	6	8	6	4	7	8	4	8	3	9	3	2	1
400	1		1	1	3	2	11	7	24	15	5	5	3	1		
500		2	2	1	6	1	6	11	22	12	7	7	1	1		
700	1			3	4	7	12	5	22	12	7	3	1			
1000			1		2	5	12	4	34	16	2	1				
1200						1	13	9	32	13	5	2	2			
1500			1		1		8	5	45	10	4	2	2			
600—1800							10	8	35	17	1	1				

В вышележащих слоях до 1500 м характер распределения градиентов относительной влажности в общем такой же, как и градиентов температуры.

В. А. ДЖОРДЖИО, Ю. Н. ОГОЛЬ,
И. Л. ПРИБЫЛОВА, Н. Н. РОМАНОВ

О РЕЖИМЕ ВЕТРА НАД ПУСТЫНЕЙ В РАЙОНЕ ГАЗЛИ

В сентябре 1964 г. около Газли аэрологической экспедицией ТашГУ было произведено 10 суточных серий шаропилотных базисных измерений. Измерения ветра в сериях осуществлялись через 2 часа. Установлены характеристики ветра на различных высотах при типичных для позднего лета синоптических процессах, а также суточный ход вертикального сдвига ветра в приземном слое тропосферы.

Господство западного переноса, точнее говоря, западных и юго-западных ветров в свободной атмосфере над Средней Азией достаточно хорошо известно. Эти направления почти постоянно обнаруживаются на ежедневных картах барической топографии выше 700 мб. Уверенно доказывается их преобладание и аэроклиматографией.

Иначе обстоит дело в нижней части тропосферы, где ветры обусловлены низкими [1] циклонами и антициклонами, фронтами, а также сильно проявляющимися орографическими воздействиями, которые могут в некоторой мере сказываться даже в столь отдаленных от крупных гор районах, как Газли.

В этом районе в приземных слоях наиболее существенный вклад вносят различного типа холодные вторжения с предшествующими им процессами (например, циклонические прорывы с юга), периферии антициклонов, создающие порой затяжные периоды однообразного режима ветра (чаще северо-восточного и восточного). Летом в Газли весьма заметно влияние пульсирующей термической депрессии, кстати, создающей здесь также режим с значительной северной составляющей.

Кроме того, как известно, на пустынных равнинах летом сильно проявляет себя суточный ход ветра, определяемый, по-видимому, главным образом интенсивностью вертикального обмена количеством движения между приземными и над ними расположенными слоями.

Если в общих чертах климатические характеристики ветра для районов Бухары — Газли, основанные на обычных сетевых наблюдениях, можно считать известными [2], то аэрологическая структура ветра в нижних слоях над среднеазиатскими пустынями изучена еще далеко не достаточно, что вынуждает использовать всякую возможность для ликвидации этого пробела.

В конце августа и в сентябре 1964 г. Ташкентским Государственным университетом им. В. И. Ленина была проведена аэрометеорологическая экспедиция в районе Газли с целью исследования метеорологических факторов, определяющих проходимость ультракоротких радиоволн на радиорелейной линии. В этой статье кратко излагаются

результаты экспедиционных шаропилотных измерений ветра. За время работы экспедиции было проведено 10 базисных суточных серий. Шары-пилоты выпускались через 2 часа. Серии следовали друг за другом через 1—2 суток. Измерения ветра производились до максимально возможной высоты. Помимо обычной статистической обработки, все серии для удобства анализа были представлены в виде временных вертикальных разрезов.

Структура ветра в нижних слоях, где он обладает большей изменчивостью, исследовалась более подробно. В связи с этим масштаб высот на временном разрезе выбирался неравномерным. До высоты 2 км 1 см на разрезе соответствовал 100 м, от 2 до 5 км — 200 м, и далее 5 см на разрезе соответствовало 2 км высоты.

Изучение ветрового режима в районе Газли показало, что над равнинами этот режим значительно проще, чем в горах и предгорьях. Но и здесь (на равнинах) отчетливо выделяется нижний слой (примерно до 3 км), в котором отмечаются быстрые и значительные изменения ветра, обусловленные эволюцией низких барических систем, фронтами и вертикальным обменом. В вышерасположенных слоях временные изменения ветра происходят так, что практически постоянно сохраняется большая или меньшая западная слагающая ветра, т. е. наблюдается обычная для этих высот в Средней Азии картина.

В первой серии (1—2 сентября) на протяжении всего периода измерений господствовали северо-восточные ветры до высоты 3 км, а к концу серии до 2 км. Выше был зафиксирован переход к северо-западному направлению. Это распределение становится легко объяснимым, если учесть суть синоптических процессов [3]. Хорошо развитая южная периферия антициклона, перемещавшегося через Казахстан, и обеспечила над обширным районом равнины Средней Азии устойчивые северо-восточные ветры. Плавное левое вращение ветра с высотой с соответствующей ему адвекцией холода хорошо проявляется лишь на высотах более 2 км. Впрочем, внизу оно в значительной степени компенсируется правым вращением, вызванным турбулентным трением.

Обратим внимание на одну весьма важную деталь. У земли в этой серии ночные скорости ветра в 3—4 раза были слабее дневных¹. На высотах же 100—200 м картина явно обратная. Ночью примерно в 2 раза скорости больше дневных. В этом, несомненно, проявляется обмен количеством движения, резко усиливающийся днем и практически исчезающий ночью. Первая серия проходила на мало возмущенном синоптическом фоне, и поэтому эффекты вертикального обмена выступают в достаточно чистом виде.

Вторая серия измерений была проведена 3—4 сентября, т. е. через сутки после окончания первой. В соответствии с синоптическими процессами в эти дни [3] без труда обнаруживаем, что до 15 час. 3 сентября ветры обуславливались разрушающейся юго-западной периферией антициклона, а в последующие часы произошел резкий переход к северо-западным ветрам с их усилением. Это результат размытого в полях облачности северо-западного холодного вторжения и следующей за фронтом восточной периферии барического гребня, простирающегося от Южной Украины на Западную Туркмению. Вертикальный сдвиг ветра в приземных слоях был здесь несколько ослаблен фронтом.

¹ Напомним, что в работе всюду, если это не оговаривается особо, принято московское время.

Третья серия (5—6 сентября). Преобладание ветров с восточной составляющей в нижних слоях в первой половине серии обусловлено барическим гребнем, простиравшимся на Среднюю Азию с северо-запада. Сохраняющееся левое вращение с высотой свидетельствует о продолжающейся слабой холодной адвекции, а незначительные скорости ветра — о вялости синоптического процесса. Та же синоптическая обстановка определяет ветры и в конце серии. Незначительные пульсации восточной части барического гребня (по интенсивности и расположению) вызвали смену ветров от юго-восточных направлений к северо-западным и в заключение к северо-восточным. Циркуляция выше 2 км отражает нижнюю часть нормальной ПВФЗ [3].

Четвертая серия (8—9 сентября). Здесь отчетливо обнаруживался устойчивый северо-восточный режим в нижних слоях, переходящий затем левым вращением в зональный поток в средней и верхней тропосфере. Северо-восточные ветры соответствуют южной и юго-западной перифериям антициклона.

Поле ветра в этой серии не было возмущено атмосферными фронтами и суточный ход распределения скоростей ветра в приземных слоях вновь проявляется со всей отчетливостью: слабые изменения с высотой в дневные часы и резкие скачки ночью.

Пятая серия (12—13 сентября) характеризовалась явным преобладанием северо-восточных и северо-западных ветров, обусловленных отдаленной периферией термической депрессии и втягом в нее прохладных воздушных масс с запада на северо-запад. Наблюдался и здесь суточный ход сдвигов в приземном слое. С 10 до 18 час. от поверхности земли до высоты 50 м ветры нарастали всего лишь на 1—2 м/сек., тогда как с 20 до 04 час. (ночью) на том же интервале высоты скорость нарастала на 9—12 м/сек.

Шестая серия (15—16 сентября). Вновь устойчивый северо-восточный поток, переходящий выше 2 км левым вращением в северо-западный и западный. Эта серия показательна для специфики ветров перед холодными западными и северо-западными вторжениями ветра летом. Заметим, что утром 16 сентября через район экспедиции уже началось прохождение холодного фронта [3]. Ветровой разрез в последний срок наблюдения уже дает признаки вторжения, но до этого срока никакого вращения ветра, обычного для зимы и переходных сезонов и соответствующего приближению фронта, не обнаруживается. Циркуляция термической депрессии оказывается очень устойчивой и взламывается лишь непосредственно вторгающейся воздушной массой, когда ветры депрессии быстрым скачком переходят к ветрам вторжения (северо-восточные или северные ветры переходят сразу в западные и северо-западные). Дело в том, что летом в Средней Азии холодные вторжения часто осуществляются в предшествующую ему область пониженного давления, и поэтому передняя часть ложбины, связанной с холодным фронтом, оказывается размытой. Создается как бы однобортная ложбина с хорошо развитым тылом. Нередко за холодным фронтом попросту быстро перемещается гребневая структура барического поля с повышенными градиентами. Она-то и создает вместе с неустойчивой стратификацией холодного воздуха зафронтальную штормовую зону с порывистыми ветрами и пыльными бурями. Если же термическая депрессия отсутствует или выражена очень слабо, то соответствующая холодному фронту ложбина отражается на синоптических картах более определенно и вращение ветра на равнинных станциях при приближении и прохождении фронта осуществляется обычным образом, т. е. сначала постепенно от восточных к юго-восточ-

ным и южным, а затем скачком уже на фронте к западным или северо-западным. В этой серии также отчетлив суточный ход вертикальных сдвигов ветра в приземном слое. Ветры до высоты 1,5 км показаны на рис. 1.

Седьмая серия (17—18 сентября) выполнялась в простой обстановке. На протяжении этих суток происходило вхождение антициклона вторжения на равнины Средней Азии, что вновь обусловило

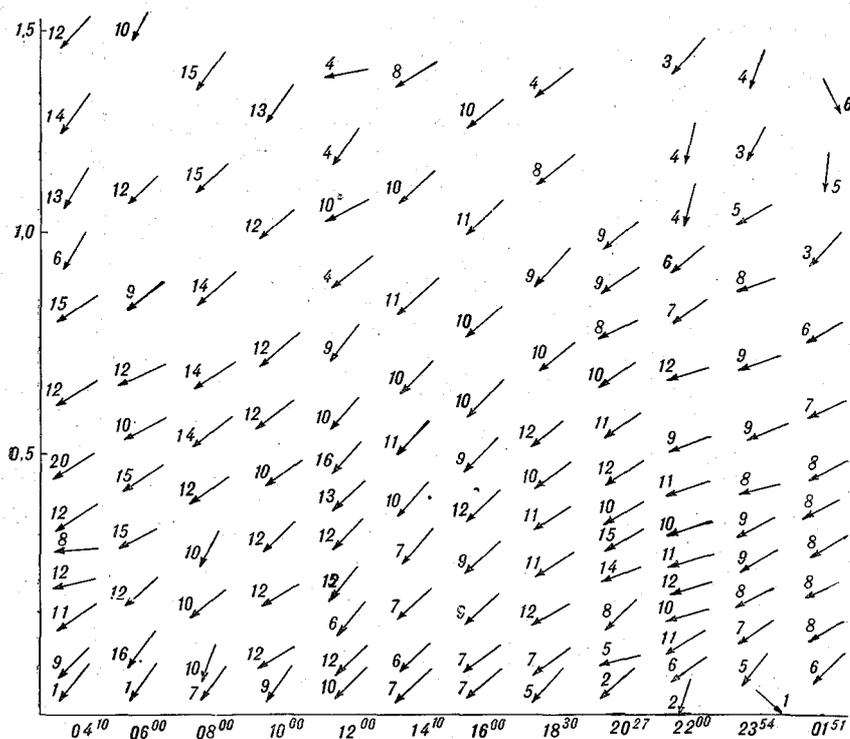


Рис. 1. Ветры над Газли в серии измерений 15—16 сентября 1964 г. (вырезка из временного вертикального разреза, ветры выше 1,5 км здесь не приводятся).

преобладание северных ветров в нижней части тропосферы и северо-западных в средней и верхней тропосфере. Во все сроки наблюдений имело место левое вращение ветра с высотой, обусловленное продолжающейся адвекцией холода.

В восьмой серии (19 сентября) ветры определялись отчетливо развитой южной периферией антициклона и возрождением северной периферии термической депрессии. Усиленные барические градиенты (последствия прошедшего до этого холодного вторжения) и обеспечили северо-восточный поток значительной силы. Суточный ход сдвигов ветра в приземном слое, уже обсуждавшийся выше, весьма отчетливо проявлял себя и здесь.

Девятая серия (20—21 сентября). Сначала господствовала юго-западная периферия антициклона (северо-восточные ветры в нижних слоях), а затем мелкомасштабный очаг термической депрессии (один из ее центров) вблизи района экспедиции обусловил северные и северо-западные ветры.

Десятая серия (23—24 сентября) в нижних слоях отчетливо подтверждает взаимодействие южной части антициклональной полосы, проходящей через Казахстан, и северной периферии термической депрессии. Ночью депрессия несколько угасает и северо-восточные ветры определяются антициклоном, днем же, наоборот, активизация и расширение по площади депрессии создает более оживленный режим северо-западных ветров.

Обзор всех экспедиционных измерений ветра показывает, что в циркуляционном отношении район Газли в сентябре 1964 г. был близок к норме и не обладал какими-либо резкими аномалиями. Таким образом, экспедиционные данные можно рассматривать как достаточно характерные лишь для среднего многолетнего состояния. В этом можно убедиться, если сравнить ветры в сентябре 1964 г. с многолетним ветровым режимом, описание которого можно найти в монографиях по климату Средней Азии [2].

Действительно, на равнинных станциях, наиболее близких к Газли, с июля по октябрь преобладают северо-восточные и восточные ветры. Примерно такую же картину дают и экспедиционные измерения в Газли для сентября (табл. 1).

Таблица 1

Повторяемость (число случаев) направлений ветра по высотам

H м									H м								
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Земля	24	27	7	2	—	1	7	5	700	35	45	10	1	3	1	6	3
100	37	41	11	4	2	1	6	7	800	36	44	9	1	2	3	10	6
200	33	48	11	5	2	1	5	3	900	38	44	9	2	1	8	6	7
300	36	42	14	3	2	2	6	3	1000	40	35	12	—	1	4	8	8
400	37	39	14	1	4	3	6	3	1200	36	31	13	1	1	1	13	12
500	36	46	10	1	4	2	7	5	1500	25	25	14	—	—	2	16	24
600	36	45	10	1	4	2	6	5	Всего	449	512	144	22	26	31	102	91

Подводя итоги, подчеркнем, что распределение ветров в указанных выше сериях достаточно полно объясняется с общесиноптической точки зрения и каких-либо чисто локальных циркуляций в Газли (в сентябре) не обнаружено. Однако не исключена возможность, что в другие сезоны (например, при резких циклонических прорывах) какие-либо местные особенности в приземных ветрах над Газли все же будут иметь место.

Слои резких обращений ветра за время экспедиции отмечались лишь в единичных случаях, не представляющих практического интереса. Вертикальные сдвиги направлений ветра меняются с высотой сравнительно плавно, обуславливаясь обычными факторами — трением и характером адвекции температуры. Вертикальные сдвиги направлений, рассчитанные на 100 м, в нижних 1500 м колеблются в пределах 0—15°. Разумеется, наиболее значительные вращения ветра с высотой отмечены в самых нижних слоях.

Что касается распределения скоростей ветра по высоте, то здесь следует указать на два обстоятельства.

Во-первых, как днем, так и ночью положительные и отрицательные сдвиги ветра (нарастания или ослабления ветра по высоте) имеют обычно слоистую, но весьма причудливую структуру, меняющуюся к тому же и ото дня ко дню. Какой-либо регулярности в расположении

этих слоев и их временного изменения не обнаружено. Установлено, однако, что наибольшие сдвиги расположены, как правило, в нижних 100—200 м. В качестве примера на рис. 2 показано распределение положительных и отрицательных сдвигов ветра. По вертикали отложена высота, по горизонтали — сроки шаропилотных измерений. Вертикальные отрезки и числа около них означают слои наибольших сдвигов. По-видимому, такая сложная картина определяется по крайней мере четырьмя факторами: барическим полем, вертикальным об-

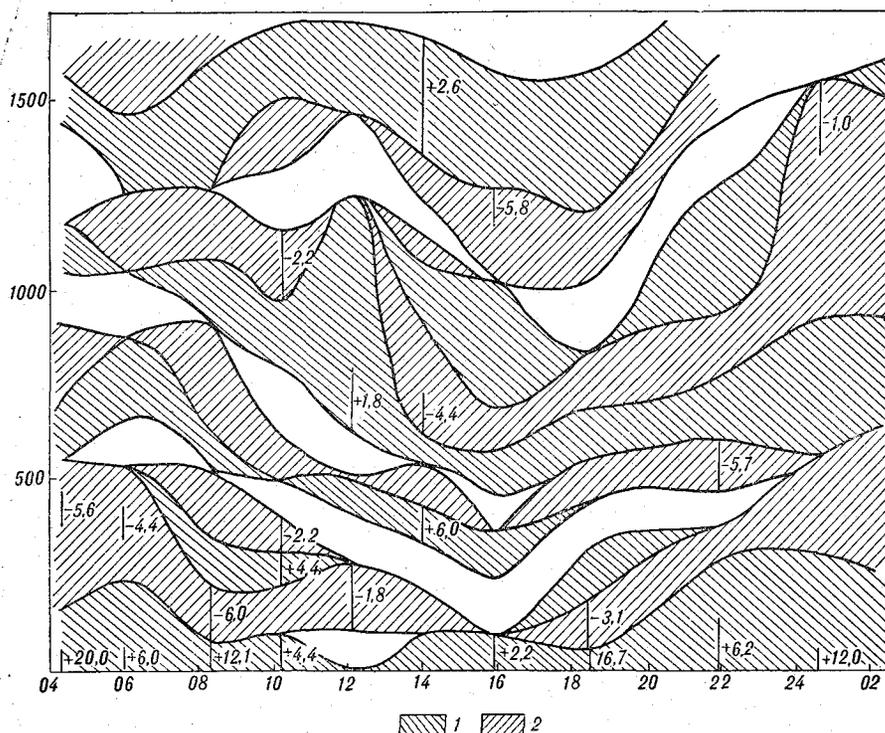


Рис. 2. Распределение вертикальных сдвигов ветра в районе Газли в сентябре 1964 г.

1 — положительные сдвиги (нарастание с высотой), 2 — отрицательные сдвиги.

меном, характером адвекции тепла и динамикой инверсий. В некоторых случаях добавляют свой вклад остатки фронтов, нередко отмечающихся на перифериях антициклонов, проходящих через Казахстан. По-видимому, в холодном полугодии над Газли вертикальное распределение ветра в нижних слоях имеет более простую структуру.

Во-вторых, как уже упоминалось в обзорах серий, в приземном слое высотой 100—200 м вертикальный сдвиг обладает весьма отчетливым суточным ходом, оставаясь в подавляющем большинстве случаев положительным.

Несколько сглаженная кривая суточного хода вертикального сдвига в приземных слоях показана на рис. 3. Вертикальные сдвиги в каждой серии приводились к 100 м. Осреднение произведено для каждого срока измерения по всем 10 сериям. Несмотря на прохождение размытых холодных фронтов во время некоторых серий [3] и развитие других мелких синоптических возмущений, суточный ход оказался отчет-

ливо выраженным. В часы наиболее сильно развитого вертикального обмена сдвиг минимальный и наоборот.

Наиболее энергичное выравнивание скоростей ветра по высоте происходит в нижних 100—300 м. Передача кинетической энергии из более высоких слоев менее заметна, несмотря на то что, судя по занылению летом, термодинамическая конвекция над пустынями достигает 3, а иногда и 4—4,5 км. Можно считать, что ветры еще более высоких слоев уже не играют никакой роли в суточном ходе ветра у земли, который отчетливо характеризуется резким ослаблением ночью и усилением днем. Дневной ветер, кроме того, обладает хорошо выраженной порывистостью.

Если на высотах 200—300 м над пустыней отмечаются ветры до 10—15 м/сек., то суточный ход вертикального обмена (а следовательно, и ветра) даже в спокойную синоптическую обстановку обеспечивает вспышки дневных пыльных бурь, пыльного или песчаного поземка и многочисленных пыльных вихрей. Когда же на указанных высотах ветры не превышают 7—8 м/сек., то пыльные бури не развиваются, так как у земли не создается необходимая для этого минимальная пороговая скорость.

Заметим в заключение, что в многочисленных аэрологических экспедициях, проведенных ранее в горах и предгорьях Средней Азии сотрудниками Института математики, САНИГМИ и ТашГУ, подобного резкого суточного хода вертикального сдвига в нижнем слое не обнаруживалось.

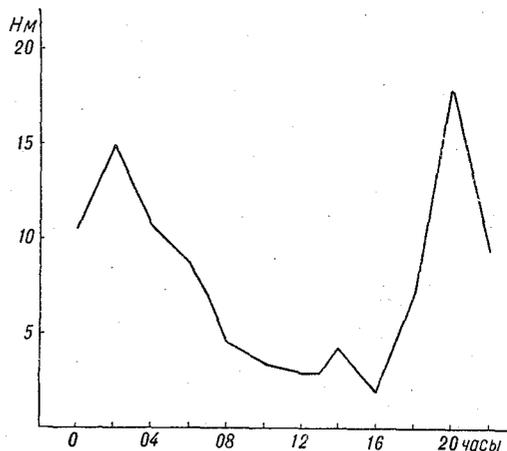


Рис. 3. Кривая суточного хода вертикального сдвига ветра в приземном слое в Газли (по средним данным за 10 серий в сентябре 1964 г.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугаев В. А. [и др.]. Синоптические процессы Средней Азии. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1957.
2. Челпанова О. М. Климат СССР, вып. 3, Средняя Азия. Гидрометеиздат, Л., 1963.
3. Ромаиов Н. Н. Аэросиноптическая характеристика периода работ Газлинской аэрологической экспедиции ТашГУ (1—25 сентября 1964 г.). См. настоящий сборник.

П. А. ВОРОНЦОВ, Н. Н. РОМАНОВ,
И. Ф. МЕДВЕДЕВА, О. А. КУДЫШКИН,
Т. САРТБАЕВ, Г. С. ВАСИЛЬЕВА

СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА ПО ГРАДИЕНТНЫМ И ВЕРТОЛЕТНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ НАД ПУСТЫНЕЙ

На основе серийных метеорологических измерений в слое 0—106 м и дневных вертолетных зондирований до высоты 1500 м рассматриваются некоторые характеристики температуры и влажности в сентябре 1964 г. в районе Газли.

1. Аэрологической экспедицией Ташкентского государственного университета в период с 30 августа по 25 сентября производилось изучение структуры нижней тропосферы с точки зрения выяснения метеорологических факторов, которые могут быть существенными для проходимости ультракоротких волн на радиорелейной линии.

В этой статье приводятся некоторые результаты, характеризующие особенности суточного хода температуры и влажности воздуха в нижнем слое высотой до 1500 м. Исходными данными служили серийные круглосуточные градиентные измерения в слое 0—2 м (10 серий), измерения самописцами и дистанционными метеорологическими станциями, размещенными на разных этажах радиорелейной мачты высотой 106 м, и дневные вертолетные зондирования до высоты 1500 м (иногда до 3000 м) специальным метеорографом ГГО (№ 18). Градиентные измерения выполнялись на высотах 1, 20, 50, 75, 100, 150 и 200 см. Вертолетное зондирование производилось обычным путем на избранных площадках.

Рассмотрим вкратце особенности суточных колебаний температуры, относительной влажности и упругости водяного пара.

2. Температурный режим в Газли во многих отношениях оказался по своим характеристикам близким к режиму в Пахта-Арале и Махталы [1, 2]. Однако выявлены и некоторые отличия.

В двухметровом слое на всех указанных выше высотах температура обнаруживает обычный, не требующий особых пояснений, суточный ход (с минимумом перед восходом солнца и максимумом после полудня), но относительное расположение температурных кривых, построенных для каждой высоты в отдельности, обнаруживает существенные особенности.

В начале дня (6—8 час. местного времени) кривые суточного хода температуры почти сливаются друг с другом и расхождения оказываются чуть больше пределов точности измерений (рис. 1). Однако

в последующие дневные часы (с 8 до 18 час. местного времени) температуры на всех высотах уже сильно отличаются друг от друга. При этом в часы максимума температуры, который приходится на период 14—16 час., наиболее высоких значений достигает температура на высоте 1 см. В это время температура воздуха внизу оказывается на

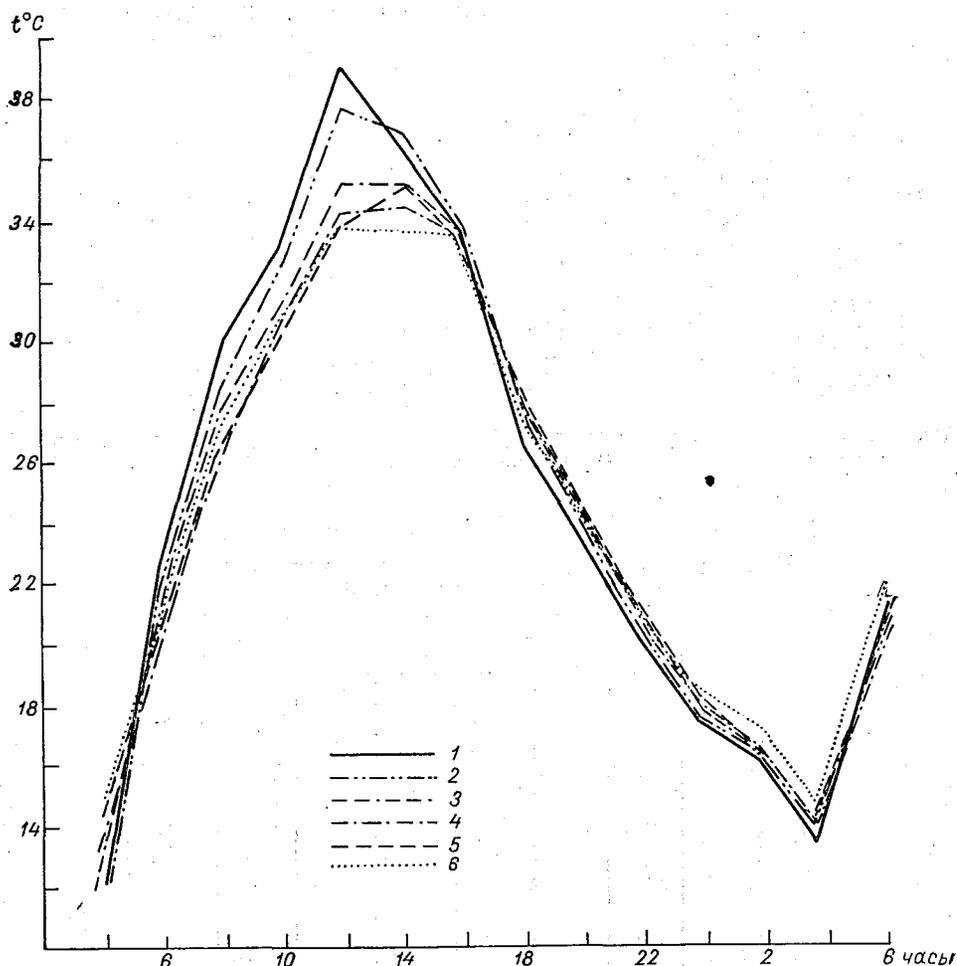


Рис. 1. Типичный суточный ход температуры на разных высотах в двухметровом слое (12—13 сентября 1964 г.).

1 — 0 м; 2 — 0,2 м; 3 — 0,5 м; 4 — 1 м; 5 — 1,5 м; 6 — 2 м.

4—6° выше температуры в психрометрической будке. Есть основания полагать, что это различие может быть еще больше.

К вечеру различия в температурах в рассматриваемом слое сглаживаются, что иллюстрируется последовательным сближением кривых. Это можно видеть на рис. 1, который приводится в качестве типичного примера.

Ночью по мере развития радиационного выхолаживания распределение температуры принимает инверсионный характер, т. е. температура нарастает снизу вверх. Таким образом, ночная летняя радиационная инверсия, отмечающаяся часто даже по утренним радиозондовым

подъемам, теперь более подробно освещается учащенными градиентными наблюдениями. Наиболее часто развитие инверсии начинается с самых нижних приземных слоев. На рис. 2 показан типичный в этом отношении пример. Периоды изотермий чаще всего приходится на 7—8 и 18—19 час. местного времени. Более подробно инверсии рассмотрены в [3].

Средние температуры в двухметровом слое для каждого срока измерения показаны в табл. 1, а средние амплитуды — в табл. 2.

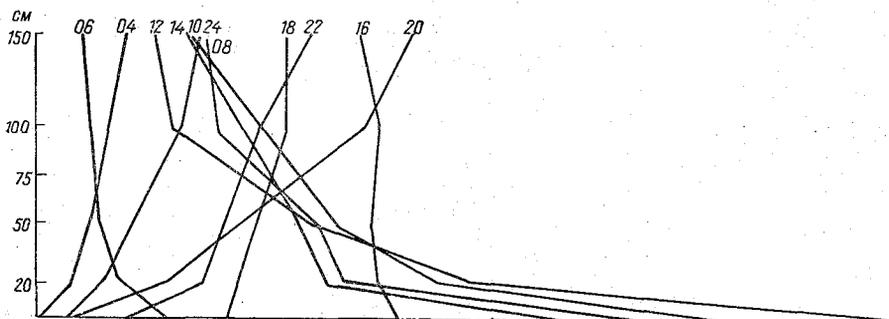


Рис. 2. Суточный ход вертикальных профилей температуры в двухметровом слое (23 сентября 1964 г.).

Таблица 1

Распределение средних температур в нижнем двухметровом слое атмосферы в районе Газли (1—24 сентября 1964 г.)

Часы	H см						
	1	20	50	75	100	150	200
4	14,4	14,0	14,4	15,0	14,5	14,5	14,3
6	20,4	19,7	17,8	20,8	19,6	20,1	20,4
8	29,2	27,7	26,6	29,7	26,0	26,8	25,8
10	32,1	30,4	29,8	32,4	29,0	29,8	28,7
12	34,8	32,8	31,8	33,9	31,4	32,0	30,8
14	35,0	32,8	33,2	33,9	31,8	32,3	31,0
16	30,8	30,6	30,2	20,8	30,1	29,9	29,9
18	24,9	25,2	25,5	25,9	25,5	25,6	24,9
20	21,4	22,2	21,9	23,8	22,1	23,1	22,4
22	18,8	19,2	19,6	21,2	20,1	19,8	20,0
24	16,7	16,8	17,2	17,8	17,4	17,5	17,6
2	14,6	15,2	15,4	15,9	15,7	15,8	16,0

Таблица 2

Средние амплитуды температуры в Газли в сентябре 1964 г. по 10 сериям измерений

Высота, см	1	20	50	75	100	150	200
Средняя амплитуда, град.	23,1	20,4	19,3	19,4	18,6	18,4	17,1

На высоте 22,14 м амплитуда составила 12,4°, а на 52,4 м была равна 11,9° (по измерениям на радиорелейной мачте).

Напомним, что Б. А. Айзенштамом и М. В. Зуевым в Пахта-Арале для полупустынной зоны были получены амплитуды от 21,6° на высоте 15 см до 16,8° на высоте 3 м [1].

Явно заметных закономерных сдвигов наступления дневного максимума по высоте в Газли обнаружить не удалось. В отличие от результатов, полученных в [1], в Газли дневное падение температуры с высотой происходит быстрее, чем по логарифмическому закону. По-видимому, это вызвано тем, что в слое до 60 см формируются особенно большие сверхадиабатические градиенты [4].

Так как, помимо холодного вторжения 16 сентября, других очень резких синоптических процессов за время экспедиции не происходило, то полученные характеристики в сентябре можно считать достаточно показательными для района Газли.

Если в нижней части слоя 0—1500 м суточные колебания температуры представляются достаточно обычными, то в верхней половине обнаружена одна интересная особенность, состоящая в следующем.

Суточный ход температуры с постепенно убывающей амплитудой обнаружен (насколько можно судить по дневным вертолетным зондированиям) и на высотах 1000—1500 м. Но наряду с этим иногда в дневные часы весь температурный режим перестраивался настолько энергично, что на высотах 1000—1500 м днем температуры оказывались ниже утренних. Это отнюдь не означает, что дневной нагрев на этих высотах отсутствует. Он, разумеется, проявляется постоянно. Но дневное нагревание погашалось двумя другими факторами. При очень сильно развитом вертикальном перемешивании иногда днем устанавливались градиенты, весьма близкие к сухоадиабатическим (а внизу, как указывалось, большие сверхадиабатические). Наступавшее в итоге адиабатическое охлаждение на уровнях от 1000 до 1500 м в таких случаях перекрывало дневной нагрев на этих высотах.

Вторая причина, вызывающая несколько меньший эффект, состоит в том, что днем либо на северо-западной периферии термической депрессии, либо на южной и юго-западной периферии антициклона на этих высотах возрастают скорости ветра. Таким образом, начинается более интенсивный подток воздушных масс с севера, обычно более холодных. Сложение обоих эффектов приводит в итоге к настолько значительному снижению температуры, что днем она оказывается ниже утренней. Пример, иллюстрирующий этот факт, показан на рис. 3.

Не исключена возможность и того, что значительное запыление на высотах 1000—1500 м также вносит свой термодинамический вклад, хотя и значительно менее эффективный.

Таблица 3

Изменение относительной влажности в серии измерений
15—16 сентября 1964 г. в Газли

Часы	H см							Часы	H см						
	1	20	50	75	100	150	200		1	20	50	75	100	150	200
15 сентября								8	18	17	16	16	16	15	14
								20	47	37	26	24	22	24	25
								22	51	41	31	31	29	28	27
								24	57	43	37	35	35	34	33
4	35	32	28	27	27	25	26	16 сентября							
6	23	20	17	17	17	17	15	2	62	51	43	35	35	35	44
8	12	10	10	12	10	10	9	4	49	45	42	41	40	38	32
10	15	12	12	15	13	12	12	6	35	32	32	33	32	32	33
12	14	12	12	14	15	13	13								
14	10	13	13	14	13	14	17								
16	25	21	20	21	21	20	20								

3. Относительная влажность особого интереса не представляет. Суточных ход ее обычен (обратный ходу температуры). Типичные значения относительной влажности по данным одной серии показаны в табл. 3, а средние амплитуды — в табл. 4.

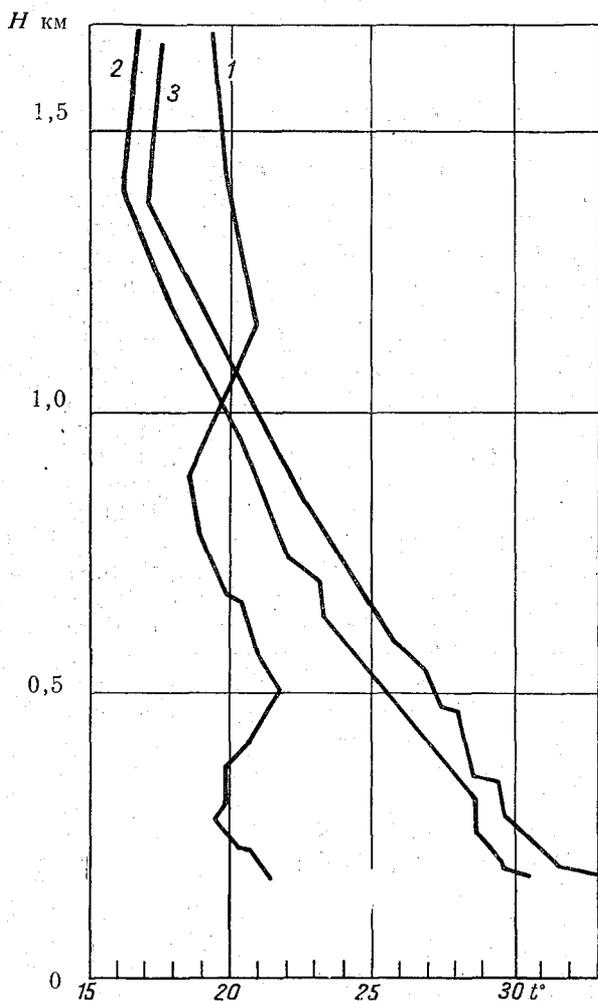


Рис. 3. Кривые стратификации температуры по вертикальным зондированиям (2 сентября 1964 г.).

1 — № 14, 6 час. 47 мин.; 2 — № 15, 11 час. 57 мин.;
3 — № 16, 14 час. 25 мин.

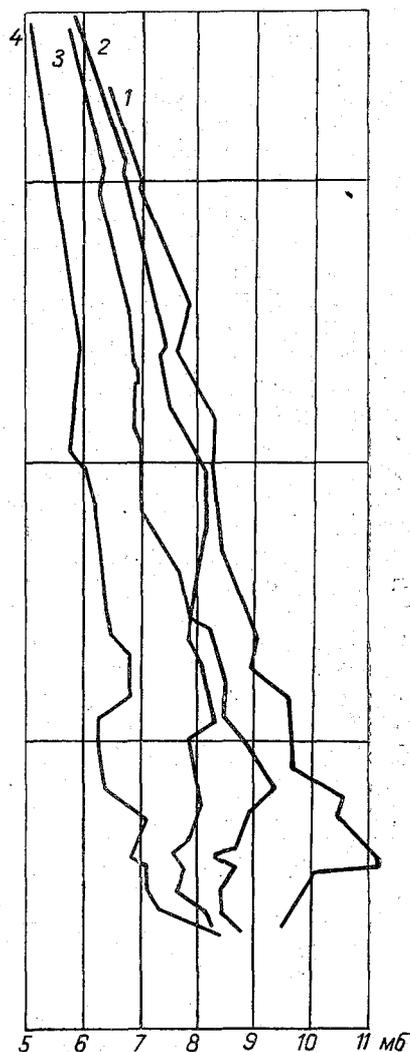


Рис. 4. Распределение упругости водяного пара в Газли (20 сентября 1964 г.).

1 — № 64, 5 час.; 2 — № 66, 9 час. 26 мин.;
3 — № 67, 11 час. 57 мин.; 4 — № 69, 14 час. 32 мин.

Таблица 4

Средние амплитуды относительной влажности в Газли в сентябре 1964 г.

Высота, м	0,01	0,2	0,5	0,75	1	1,5	2	22,14	52,5
Средняя амплитуда, %	33	25	25	25	24	24	23	24	19

Максимум относительной влажности внизу отмечен около 5—6 час. (местного времени), а на высотах от 52 до 106 м — от 2 до 6 час., ми-

нимум (около 10%) соответственно от 13 до 15 час. внизу и от 14 до 16 час. с 52 до 106 м.

В вышележащих слоях картина более сложная, но в основном характер суточного хода такой же.

4. Упругость водяных паров для примера показана в табл. 5. Суточный ход этой величины выражен менее отчетливо. Минимальные значения (около 4 мб) отмечены ночью и повышенные (около 8 мб) — днем. Ночью обычно имеется слабое убывание с высотой в слое 0—106 м, днем же упругость меняется в пределах ошибок измерения внизу, но до высоты 1500 м обнаруживается обычное падение с высотой (рис. 4). Средние амплитуды упругости за период экспедиции показаны в табл. 6.

Таблица 5

Изменение упругости водяного пара (мб) в серии измерений
20—21 сентября 1964 г. в Газли

Часы	H см							Часы	H см						
	1	20	50	75	100	150	200		1	20	50	75	100	150	200
20 сентября								18	8,0	7,4	7,7	7,7	7,8	8,2	10,3
								20	8,4	8,1	7,8	8,2	7,8	8,0	7,9
								22	8,4	8,4	8,0	8,1	8,1	8,5	8,6
								24	8,8	8,9	8,5	8,8	8,6	8,6	9,1
4	10,0	9,9	9,8	9,9	9,8	9,9	10,3	21 сентября							
6	10,2	9,9	9,8	10,2	9,7	9,7	9,8								
8	9,6	9,5	8,8	10,0	9,0	9,8	10,6								
10	12,2	11,3	8,9	11,1	9,0	9,6	9,6								
12	8,0	8,3	8,6	9,1	8,5	9,5	9,1								
14	8,7	8,9	8,2	8,7	8,7	10,7	11,1								
16	8,3	7,8	7,4	7,5	7,6	8,4	10,8								
															2
								4	9,3	9,8	9,0	8,7	9,4	8,9	8,8

Таблица 6

Средние амплитуды упругости водяных паров в сентябре 1964 г. в Газли

Высота, м	1	20	50	75	100	150	200
Средняя амплитуда, мб	4,0	4,0	3,5	3,4	3,4	3,3	4,2

Таким образом, в Газли амплитуды упругости несколько ниже, чем в Пахта-Арале [1], где они были измерены в пределах 5,1—4,6 мб в трехметровом нижнем слое.

На протяжении суток иногда формируются и сравнительно быстро разрушаются мелкие инверсионные слои, отраженные на кривых вертикального распределения упругости.

Упругость водяных паров и относительная влажность отчетливо отражали прохождение холодного вторжения 16 сентября. Изменения этих элементов перед фронтом и после его прохождения имели общеизвестный характер.

ЛИТЕРАТУРА

1. Труды ГГО, вып. 39 (101), 1953.
2. Воронцов П. А., Огнева Т. А., Серова Н. В. Формирование температурного режима почвы и воздуха. Труды ГГО, вып. 107, 1961.
3. Володина В. А., Романов Н. Н., Черник С. А. О летних температурных инверсиях над пустыней Средней Азии по вертолетным и радиозондовым наблюдениям. См. настоящий сборник.
4. Воронцов П. А. [и др.]. О вертикальных градиентах температуры и влажности над пустыней по градиентным и вертолетным наблюдениям. См. настоящий сборник.

СОДЕРЖАНИЕ

П. А. Воронцов. Современное состояние экспериментальных исследований горных подветренных волн и некоторые рекомендации по их диагнозу и прогнозу	3
П. А. Воронцов, М. А. Герман. К исследованию атмосферной турбулентности с помощью планеров	24
П. А. Воронцов. Исследование термиков с помощью планеров	38
К. И. Шашков. Строение термиков по наблюдениям пилота-планериста	54
М. А. Герман. К вопросу определения вертикальных пульсаций скорости ветра по акселерографическим записям перегрузок центра тяжести вертолета Ка-18	64
И. И. Честная. Ветровой режим в районе мыса Херсонес в период наблюдений 1962—1963 гг.	80
Ю. С. Довгалоюк. К вопросу исследования приводного слоя атмосферы с помощью аэростата и вертолета	87
И. А. Фомичев, Ю. А. Курпаков, В. Ф. Псаломщиков. Термозондировщик для исследования нижнего 500-метрового слоя атмосферы	94
В. А. Джорджио, М. А. Петросянц. Аэросиноптический анализ болтанки вертолетов МИ-4 в двух полетах в предгорной и горной частях Средней Азии	101
П. А. Воронцов, В. А. Джорджио, О. Г. Захарин, Ю. Н. Оголь, Ю. В. Петров, Н. Н. Романов. Некоторые особенности полета вертолета МИ-1 в предгорьях и горах западных отрогов Тянь-Шаня летом	110
П. А. Воронцов, В. А. Джорджио, О. Г. Захарин, Ю. Н. Оголь, Ю. В. Петров, Н. Н. Романов. Некоторые особенности полета вертолетов над пустынями Средней Азии летом	128
Н. Н. Романов. Аэросиноптическая характеристика периода работ Газлинской аэрологической экспедиции ТашГУ (1—25 сентября 1964 г.)	144
О. А. Ляпина, Н. Н. Романов, Ю. И. Прибылов. Атмосферные замутнения по наблюдениям с вертолета в районе Газли	150
О. А. Ляпина, Ю. Н. Оголь, Н. Н. Романов. Атмосферные замутнения по наблюдениям с вертолета в предгорьях и горах западных отрогов Тянь-Шаня	154
Н. Н. Романов, О. А. Ляпина, И. Л. Прибылова. О пыльных бурях в районе Газли в сентябре 1964 г.	160
В. А. Володина, Н. Н. Романов, С. А. Черник. О летних температурных инверсиях над пустыней Средней Азии по вертолетным и радиозондовым наблюдениям	163
П. А. Воронцов, Н. Н. Романов, И. Ф. Медведева, О. А. Кудышкин. О вертикальных градиентах температуры и влажности над пустыней по градиентным и вертолетным наблюдениям	178
В. А. Джорджио, Ю. Н. Оголь, И. Л. Прибылова, Н. Н. Романов. О режиме ветра над пустыней в районе Газли	181
П. А. Воронцов, Н. Н. Романов, И. Ф. Медведева, О. А. Кудышкин, Т. Сартбаев, Г. С. Васильева. Суточный ход температуры и влажности воздуха по градиентным и вертолетным наблюдениям над пустыней	188

ТРУДЫ ГГО, вып. 189

Исследование пограничного слоя атмосферы с помощью вертолетов и планеров

Редактор *Г. И. Слабкович*. Техн. редактор *М. Я. Флаум*. Корректоры: *В. С. Игнатова*, *Б. А. Мини*,
К. И. Розина

Сдано в набор 24/V 1966 г.

Бумага 70×108¹/₁₆.

Тираж 625 экз.

Гидрометеорологическое издательство.

Бум. л. 6,125.

М-20907.

Заказ 1287. Цена 1 руб. 09 коп.

Подписано к печати 29/IX 1966 г.

Прив. печ. л. 17,15.

Уч.-изд. л. 15,62.

Индекс МЛ-164.

Ленинград В-53, 2-я линия, д. № 23.

Ленинградская типография № 12 им. М. И. Лоханкова Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР. Ленинград, ул. Правды, 15.

**НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО**

в 1966 году выпускает следующие книги

Катасев Л. А. Исследование метеоров в атмосфере земли фотографическим методом. 65 коп.

Коковин Н. С., канд. физ.-мат. наук. Радиотелеметрия зондирования атмосферы. 65 коп.

Борисенков Е. П., канд. физ.-мат. наук, Кондратьев К. Я., д-р физ.-мат. наук, Морозкин А. А. Практическое использование данных метеорологических спутников. 1 р. 40 коп.

Швидковский Е. Г., д-р физ.-мат. наук, Ивановский А. И., канд. физ.-мат. наук. Кинетическая теория верхней атмосферы. 70 коп.

Заказы на эти книги направляйте по адресу: Ленинград, В-53, 2-я линия, д. 23, Гидрометеиздат. Книги будут высланы наложенным платежом через магазин № 17 «Ленкниготорга».

Гидрометеиздат