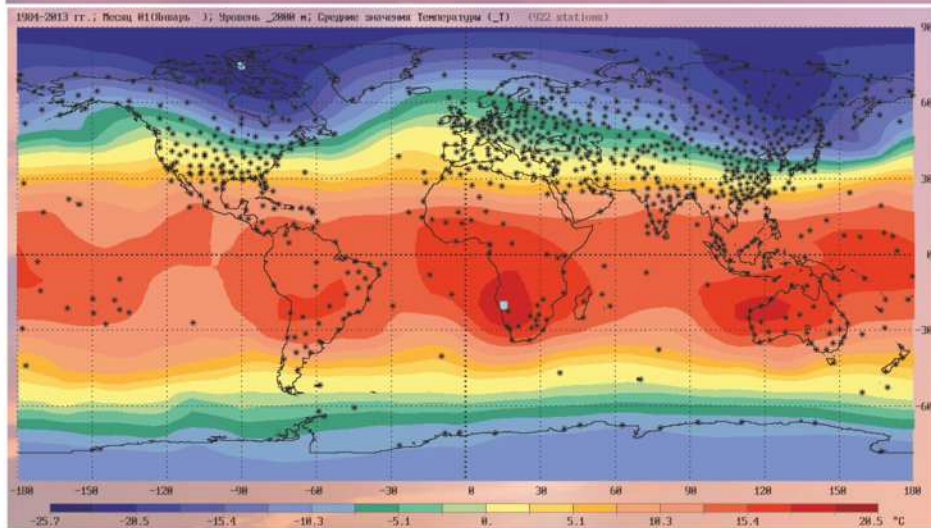


О.А. Алдухов, И.В. Черных

МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

ТОМ 1

КОНТРОЛЬ КАЧЕСТВА И ОБРАБОТКА ДАННЫХ



ОБНИНСК 2013

Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации

Федеральная служба по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды
(Росгидромет)

Всероссийский научно-исследовательский институт
гидрометеорологической информации – Мировой центр данных

О.А. Алдухов, И.В. Черных

МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

ТОМ 1

КОНТРОЛЬ КАЧЕСТВА И ОБРАБОТКА ДАННЫХ

ОБНИНСК
2013

Ministry of Ecology and Natural Resources of the Russian Federation
Federal Service for Hydrometeorology
and Environmental Monitoring
(Roshydromet)

All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information –
World Data Centre

O.A. Alduchov and I.V. Chernykh

METHODS OF ANALYSIS AND INTERPRETATION OF THE ATMOSPHERE RADIOSONDE OBSERVATIONS DATA

VOLUME 1

**QUALITY CONTROL
AND DATA PROCESSING**

OBNINSK
2013

Алдухов О.А., Черных И.В.

**МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ
РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ**

ISBN 978–5–901579–39–8 (Обнинск, ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»)

ISBN 978–5–901579–40–4 (том 1)

Рецензенты:

д. ф.-м. н. Ф. Ф. *Брюхань* (ООО «Научно-производственное объединение «Гидротехпроект»);

А. П. *Кац* (Научно-технический центр радиозондирования Федерального государственного бюджетного учреждения «Центральная аэрологическая обсерватория»);

д. ф.-м. н. А. А. *Стерин*, д. г. н. Б. Г. *Шерстюков* (Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных» (ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»)).

В первом томе основное внимание уделено описанию принципов контроля качества гидрометеорологической информации, методов комплексного контроля качества данных радиозондирования, их применению к глобальному аэрологическому массиву, данным по погранслою, трехмерных корреляционных функций основных аэрологических величин свободной атмосферы с целью улучшению качества прогноза, а также методы восстановления/использования неполных радиозондовых наблюдений для температуры и влажности при расчете климата и оценок его изменений.

Во втором томе описан метод Черных–Ескридж (СЕ-метод) определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы, а также результатам применения метода для изучения температурно-влажностного расслоения атмосферы, климатических изменений параметров облачных слоев.

Предназначена для специалистов в гидрометеорологии.

Volume 1 of the monograph «Methods of analysis and interpretation of the atmosphere radiosonde observations data» by O. A. Alduchov and I. V. Chernykh is connected with the description of quality control of upper air parameters principals and methods, its applications for global aerological dataset, planetary boundary layer dataset, for improving of forecast quality. The methods of using not complete temperature and humidity radiosonde observations for climatic study are included too.

Volume 2 of the monograph «Methods of analysis and interpretation of the atmosphere radiosonde soundings data» by O. A. Alduchov and I. V. Chernykh includes description of Chernykh–Eskridge method (CE-method) for determination of cloud amount and level from temperature and humidity radiosonde observations profiles. The results about climatic changes of cloud layers parameters are discussed also.

The monograph is interested for specialists of hydrometeorology.

ISBN 978–5–901579–39–8

ISBN 978–5–901579–40–4

ПРЕДИСЛОВИЕ

Атмосфера, будучи одной из составных частей климатической системы, играет особую роль среды, где происходят процессы самых различных пространственных и временных масштабов. В условиях меняющегося климата знания о характере всего комплекса этих процессов чрезвычайно важны.

Радиозондовые данные на протяжении нескольких десятилетий были и остаются одним из важнейших источников информации о состоянии атмосферы. В предлагаемой монографии О.А. Алдухова и И.В. Черных обобщен многолетний опыт авторов в области обработки, анализа и интерпретации данных исторических и текущих радиозондовых наблюдений.

Монография состоит из двух томов. Такое разбиение вполне оправдано, если учесть большой объем материалов и их логичную разделимость на материалы в области контроля и обработки радиозондовых данных (содержание первого тома) и материалы по интерпретации радиозондовых данных, в первую очередь для восстановления характеристик облачного покрова (содержание второго тома).

Как и другие виды гидрометеорологических данных, аэрологические радиозондовые наблюдения не свободны от ошибок, им присущи искажения, вызванные самыми различными причинами. Имеются несоответствия между параметрами, включенными в массивы метаинформации, и результатами пересчетов этих параметров на основе собственно данных радиозондирования (в первую очередь это касается высот и географических координат пунктов радиозондирования).

В первой части монографии последовательно изложены особенности радиозондовых данных, источники и характер возникающих в них ошибок, методы и результаты обработки аэрологических данных, формирования на их основе глобальных массивов данных, их анализа, контроля и использования для различных целей, включая прогноз погоды, оценку климатических трендов, решение прикладных задач аэроклиматологии для свободной атмосферы и для пограничного слоя.

Рассматриваются методы и результаты комплексного контроля при создании глобального аэрологического массива KAPDC (CARDS: Comprehensive Aerological Reference Data Set). Эти же методы комплексного контроля получили развитие в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» при создании глобальных массивов АЭРОСТАБ (и в последние годы – их аналога – массива АЭРОСТАС).

Изложены методы и опыт совместного контроля аэрологических и приземных метеорологических данных, построения массивов данных по пограничному слою. С целью улучшения качества прогноза одним из авторов проведен цикл работ по расчетам трехмерных корреляционных функций в атмосфере на основе данных по глобальной сети станций, и результаты этих работ также приведены в первой части монографии.

Вполне закономерен подход к оценке климатических трендов не по средним месячным (или сезонным) значениям, а с использованием данных

срочных наблюдений. Современные вычислительные мощности позволяют выполнять такие расчеты, а преимуществом таких методов является учет неполноты комплектов наблюдений, что для свободной атмосферы актуально, особенно для нижней стратосферы.

Впечатляющие результаты касаются уточнения характеристик массивов метаданных на основе данных наблюдений. Эти результаты важны и с методической точки зрения, они демонстрируют необходимость критического отношения к массивам метаданных (которые зачастую воспринимаются как истина) и целесообразность взаимопроверок данных и метаданных.

Облачный покров является важнейшей погодо- и климатоопределяющей характеристикой атмосферы, но имеющиеся методы оценки его параметров обладают теми или иными ограничениями. Вторая часть монографии посвящена описанию авторского СЕ-метода определения границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным при радиозондировании атмосферы. Много внимания уделено его сопоставлению с другими методами, возможностям и ограничениям при его использовании. Приводятся результаты многолетней работы с радиозондовыми данными, в ходе которой проведены климатологические исследования облачных слоев.

Несмотря на разнообразие направлений исследований авторов, составивших основу монографии, она отличается цельностью и логичностью компоновки, основательной и глубокой проработкой и доведением до конечных результатов по каждому из направлений.

Монография представляет собой труд, научный и практический уровень большинства результатов которого определяет мировой или ему соответствует. Нет сомнений в полезности ее, в первую очередь для специалистов в области обработки данных, улучшения их качества. Немало полезного найдут в монографии ученые, работающие в области анализа и моделирования климата атмосферы.

*Зам. директора ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»
по научной работе, д.ф.-м.н.*

А.М. Стерин

ВВЕДЕНИЕ

Результаты метеорологических и аэрологических наблюдений используются для решения многих оперативных задач, включая прогноз погоды [103].

Измерения параметров атмосферы проводятся ежедневно во всем мире на метеорологических, аэрологических и океанографических станциях. Почти все данные собираются в региональных центрах в специальные наборы данных, которые могут использоваться для многих целей, например для изучения изменения климата и динамики атмосферы и океанов.

Наблюдательная сеть Росгидромета состоит из наземной и спутниковой подсистем. Наземная подсистема обеспечивает проведение более 20 программ наблюдений – метеорологических, аэрологических (высотного зондирования), климатических, гидрологических, морских, геофизических и др. По состоянию на 1 января 2011 года подсистема наземных наблюдений Росгидромета насчитывала 1877 стационарных станций и 3110 постов [103].

Все большее значение при решении задач оперативной гидрометеорологии, мониторинга состояния окружающей среды, накопления и анализа рядов данных по геофизическим параметрам, характеризующим климат Земли и его изменения, приобретают данные измерений полярно-орбитальных и геостационарных спутников дистанционного зондирования Земли [1, 29, 65].

Для анализа долговременных изменений окружающей среды необходимо наличие многолетних рядов данных наблюдений. В Федеральном государственном бюджетном учреждении «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных» (ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД») Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды формируется архивный фонд данных о состоянии окружающей среды, ее загрязнении [81, 88]. В Федеральном государственном бюджетном учреждении «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» (ФГБУ «НИЦ «Планета») ведется архив спутниковых данных, который является разделом Госфонда РФ спутниковой информации (поддерживается на регулярной основе с 1979 г.) [29]. Данные наблюдений, содержащихся в архивах Госфонда РФ, являются основой для изучения долговременных изменений окружающей среды.

К сожалению, все наборы данных содержат ошибки в данных или/и метаданных в связи с неизбежным «шумом» на многих этапах обработки результатов наблюдений (передача данных, хранение и т.д.). Очень важно использовать данные наблюдений с минимальными ошибками, потому что использование ошибочных данных может привести к неправильным выводам. Например, вводимые в прогностическую модель неточные начальные данные из-за нелинейности атмосферных процессов могут привести к существенным ошибкам в описании эволюции атмосферы на интервале прогноза [103].

Основным способом удаления ошибок из любого массива данных является использование процедуры контроля качества до их анализа.

Постоянное увеличение быстродействия компьютеров позволяет использовать более сложные и чувствительные процедуры контроля качества. Важно понять принципы используемых методов контроля качества и их способности отвергать ошибочные данные и сохранять правильные данные.

Анализ данных аэрологических наблюдений имеет свою специфику по отношению ко многим другим метеорологическим наблюдениям, т. к. на многих высотах в атмосфере имеется множество пропущенных наблюдений. Основные причины этого – недостаточная высота подъема радиозондов, а также технологии радиозондовых наблюдений, производства оболочек зондов и датчиков измерения параметров атмосферы, реальных температур, влажности и ветра [61].

Пренебрежение неполными вертикальными профилями или их неправильный учет может вести к абсурдным результатам анализа, к потере весьма дорогостоящих наблюдений. С целью решения проблемы более надежного использования неполных по высоте профилей для расчетов климата и оценок его изменений О.А. Алдуховым был разработан метод «продолжения» таких профилей для температуры и влажности.

Обычные методы анализа трендов основаны на использовании среднемесячных значений [93]. Такой подход весьма обоснован для наблюдений метеорологических величин на наземных метеорологических станциях, где наблюдения проводятся каждые четыре или восемь часов практически без пропусков. В таких случаях каждый месяц равномерно освещен наблюдениями и имеет равный вес при оценке трендов. Но для нерегулярных наблюдений требуется сделать выбор, сколько наблюдений в течение месяца достаточно для получения достоверных среднемесячных значений, и как эти наблюдения должны быть распределены внутри месяца. Примерами таких неполных данных являются радиозондовые наблюдения на высоких уровнях. Использование очень жестких критериев для отбора подходящих месяцев ведет к вычеркиванию важных и дорогих наблюдений. В то же время использование очень слабых критериев может привести к неправильным оценкам трендов и выводам о многолетней изменчивости.

Поэтому актуальной является задача вычисления трендов с использованием всех доступных наблюдений, не делая при этом неправильных выводов на основе редких данных. Для решения этой задачи был разработан «точечный» метод расчета линейных трендов, основанный на использовании срочных наблюдений с учетом возможных корреляций наблюдений во времени [26].

При геоэкономическом обосновании строительства атомных и тепловых электростанций для оценки условий атмосферной дисперсии необходимы аэрологические данные в пограничном слое атмосферы. Данные стандартного радиозондирования атмосферы могут быть использованы для оценки параметров пограничного слоя атмосферы после их специальной обработки. Точность их вычисления в значительной степени зависит от выбора метода интерполяции. С целью улучшения качества данных в пограничном слое разработана методика расчета параметров пограничного слоя по данным радиозондирования и их контроля [17].

Данная работа посвящена описанию разработанных или улучшенных авторами методов контроля, анализа и интерпретации аэрологической информации. Результаты получены в итоге многолетней работы с данными наблюдений радиозондирования. Том 1 подготовлен О.А. Алдуховым и посвящен методам контроля качества гидрометеорологических данных и их применению, а также методам, позволяющим использовать неполные данные. Том 2 подготовлен И.В. Черных и посвящен определению облачных слоев по радиозондовым профилям температуры и влажности и климатическим изменениям их параметров (интерпретации данных радиозондирования).

Том 1 монографии состоит из введения, шести глав и заключения.

В главе 1 дается понятие об аэрологической информации, ее качестве, приводятся ее особенности, анализируются источники ошибок, а также пространственных и временных неоднородностей в значениях метеорологических параметров, полученных при радиозондировании атмосферы по глобальной сети аэрологических станций, излагаются основные принципы контроля гидрометеорологической и аэрологической информации.

Описанию методов контроля аэрологических массивов, в частности глобального аэрологического массива КАРДС (CARDS – Comprehensive Aerological Reference Data Set) [118], посвящена вторая глава. Используются материалы работ, выполненных совместно с Р.Е. Ескриджем (NCDC, Национальный климатический центр данных, США).

Примеры применения методов комплексного контроля качества к метеорологическим массивам и к массивам данных по пограничному слою атмосферы приведены в главах 3 и 4. Главы основаны на работах, выполненных совместно с А.Ф. Брюхань.

Исследование трехмерных корреляционных функций основных аэрологических величин свободной атмосферы, полученных в результате расчета по аэрологическим наблюдениям по глобальной сети аэрологических станций с целью улучшения качества прогноза, описывается в главе 5. В основу текста этой главы легли работы, выполненные вместе с В.А. Гординым и А.Н. Багровым.

Методам использования неполных профилей радиозондирования при климатических исследованиях посвящена глава 6.

Результаты работы были представлены на международных совещаниях и конференциях.

Работы по контролю качества аэрологических массивов были поддержаны Федеральной службой по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидрометом), Национальным климатическим центром данных, США (НКЦД) в рамках международного проекта по созданию массива данных КАРДС под эгидой ВМО, грантом Сороса (Z1000), грантом Американского фонда гражданских исследований и развития CRDF.

Работы по продолжению неполных профилей и методам расчета трендов поддержаны подпрограммой «Определение изменений в окружающей среде Антарктики в условиях меняющегося климата» Федеральной целевой программы «Мировой океан» и проектом РФФИ № 07-05-00264.

Также исследования были поддержаны грантами РФФИ: № 01-05-64748, 04-05-97207, 95-05-15267а, 98-05-64492, 01-05-65285, 01-05-96287, 02-05-64088, 07-05-96402, выполнявшимися под руководством д. ф.-м. н. В.А. Гордина, д. ф.-м. н. В.И. Иванова и д. ф.-м. н. А.М. Стерина.

Авторы выражают сердечную благодарность В.Г. Блинову, В.Н. Копылову, А.М. Стерину, С.Г. Сивачку, А.В. Хохловой за поддержку, В.А. Гордину, Ф.Ф. Брюхань, Н.А. Зайцевой, А.П. Кац, А.М. Стерину, Б.Г. Шерстюкову – за полезные обсуждения, советы и замечания, позволившие улучшить текст монографии.

Авторы заранее приносят благодарность читателям, высказавшим свои замечания или предложения по улучшению содержания монографии.

ДАННЫЕ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ, ИХ КАЧЕСТВО И ПРИНЦИПЫ КОНТРОЛЯ

Регулярные радиозондовые измерения начались в середине 1940-х годов и в течение 30 лет были единственным источником для получения профилей основных аэрологических величин: давления, температуры, влажности и ветра [61].

Напомним, что радиозондом называется радиотехнический прибор, поднимаемый в атмосферу на свободно летящем шаре. Он служит для измерения физических величин, характеризующих состояние атмосферы на разных высотах, и передачи результатов измерений в виде телеметрической информации на наземную станцию слежения. Первый в мире успешный запуск радиозонда был осуществлен П.А. Молчановым 30 января 1930 г. [61]. Данные радиозондирования остаются одним из основных источников информации об атмосфере, ее температурно-влажностном и ветровом режиме [62].

В настоящее время в разных странах создана специальная сеть пунктов радиозондирования, на каждом из которых подъемы приборов осуществляются ежедневно в определенное время 1–4 раза в сутки. Сеть аэрологических станций в СССР являлась составной частью Государственной системы наблюдений и контроля природной среды и климата и включала свыше 220 станций [61]. Всего в мире насчитывается около 900 станций, из которых около 700 размещено в Северном полушарии. Результатом деятельности аэрологической сети являются оперативные сведения о состоянии атмосферы в слое от земной поверхности до высоты 30–32 км. Эта информация находит применение в двух основных формах: оперативной, включающей данные радиозондирования в виде аэрологических телеграмм, и режимно-справочной – в виде архивных данных (станционных – по станциям, срочных – по срокам наблюдений, в узлах сетки – интерполированных и т.д.) [58, 61].

Для определения изменений климата атмосферы и развития климатических моделей был создан массив данных параметров свободной атмосферы КАРДС, основанный на аэрологических наблюдениях [118, 137, 193]. Он был создан в результате совместного проекта по созданию глобального проконтролированного массива данных радиозондовых наблюдений Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД) и Национального климатического центра данных США под эгидой ВМО. Массив КАРДС являлся уникальным по полноте радиозондовых наблюдений: и на момент создания он содержал более 23 миллионов радиозондовых наблюдений по 2662 радиозондовым станциям (включая закрытые и перенесенные станции). После его создания массив регулярно пополняется за счет добавления текущих наблюдений.

Поскольку правильность выводов, получаемых при анализе данных, находится в зависимости от качества данных и наличия в них ошибок, то

необходимым этапом обработки массивов результатов гидрометеорологических наблюдений оказывается контроль их качества [4, 10, 32, 51, 52, 58, 106, 111, 112, 118, 138, 140].

1.1. Качество гидрометеорологической информации

Качество гидрометеорологической информации – есть совокупность свойств этой информации, обуславливающих ее способность удовлетворять определенные потребности ее потребителей [10].

К основным свойствам, определяющим потребительские качества гидрометеорологических данных, относятся следующие: отсутствие в данных грубых ошибок, связанных с нарушением форматов и синтаксиса, с наличием неверных (искаженных) значений; удобный для пользователя способ организации данных, формат записи и состав данных, их полнота (наличие данных по определенным интервалам пространства и времени) и однородность (в смысле их происхождения и одинаковой структуры ошибок наблюдения); наличие информации о величине и структуре ошибок наблюдения, а также необходимая и достаточная степень избыточности [10].

Обнаружение ошибок, связанных с нарушением формата и синтаксиса, является задачей синтаксического контроля, а ошибок, связанных с искажением значений, – задачей семантического контроля.

Способ организации данных, формат записи и состав данных – это весьма важный момент, который может иметь решающее значение для пользователя. Например, применительно к аэрологическим данным, сейчас существуют два основных типа организации массивов данных: синоптический (за один момент времени – много станций) и постанционный (по одной станции – за все моменты времени). Для пользователя изменить организацию массива часто оказывается весьма трудоемкой задачей. Формат записей – переменной или фиксированной длины, а также символьный или двоичный формат – тоже может оказаться проблемой для пользователя, т.к. он часто является специалистом в анализе данных, а не в их обработке/преобразовании.

Полнота данных – это свойство данных, зависящее от технических и организационных сторон деятельности наблюдательной сети. Наличие данных измерений за период проводимых наблюдений является одним из признаков наилучшего качества массивов наблюдений [10].

Пользователь в основном заинтересован в получении однородных и наиболее точных данных, т.е. с минимальной ошибкой наблюдения и ее минимальной изменчивостью. Задача центров накопления данных – обеспечить, по возможности, такую однородность, например, объединением в один массив именно однородных данных, или применением специальных алгоритмов обработки данных с учетом наших знаний о неоднородности тех или иных данных [10].

Информация о величине и структуре ошибок наблюдения должна интересовать пользователя и сопровождать любой массив гидрометеорологических данных.

Необходимая и достаточная степень избыточности – важнейшее свойство, связанное с уровнем наших знаний о тех или иных гидрометеорологических процессах, независимых по отношению к каждому конкретному массиву гидрометеорологических наблюдений. Свойство избыточности массива данных состоит в существовании и нашем знании определенных закономерностей и зависимостей в распределении гидрометеорологических величин. Всякий массив данных должен обладать определенной избыточностью для привязки к уже известным фактам и теориям, но не должен быть слишком избыточен, так как тогда он теряет научную ценность, поскольку содержит слишком мало новой информации о наблюдаемых явлениях и процессах. Свойство избыточности есть важнейший фактор для семантического контроля качества массивов данных.

А теперь несколько слов об уровнях данных. Данные, полученные от наблюдателя, безусловно, должны храниться в первоизданном виде; носитель информации может меняться, но ни один символ/значение нельзя изменять, за исключением явно очевидных и подтвержденных наблюдателем случаев. Это «базисный», или «нулевой», уровень данных. Это «сырой» материал для многих возможных интерпретаций, например для возврата назад в случае обнаружения каких-то проблем с интерпретацией данных этого уровня, что маловероятно при квалифицированной работе, но не исключено.

Однако, поскольку «базисный/нулевой» уровень данных наблюдений заведомо не может обеспечить наилучшее качество данных наблюдений для пользователя в смысле как минимум отсутствия грубых ошибок, разного формата записей, состава данных, однородности данных, то, естественно, возникает вопрос о следующем «рабочем», или «первичном», уровне представления данных, который должен соответствовать нынешнему уровню наших знаний о гидрометеорологических явлениях и процессах. Этот «первичный» уровень должен состоять из проконтролированных/откорректированных данных и описаний алгоритмов контроля/коррекции данных на текущий момент времени (текущий момент нашего понимания гидрометеорологических явлений и процессов). Этот уровень данных теоретически может изменяться с учетом прогресса в нашем понимании гидрометеорологических процессов и явлений. Однако ясно, что эти изменения происходят не слишком часто.

1.2. Классификации ошибок в данных

Измерения параметров атмосферы и океана проводятся ежедневно во всем мире на метеорологических и океанографических станциях. Все полученные данные собираются в региональных центрах в специальные наборы данных. Эти наборы данных могут использоваться для многих целей, в том числе для изучения изменчивости и динамики атмосферы и океанов. Очень важно использовать наблюдения с минимальными ошибками, потому что использование ошибочных данных может привести к неправильным выводам.

К сожалению, все наборы данных содержат ошибки в данных или/и метаданных в связи с неизбежным «шумом» на многих этапах обработки

данных (наблюдение, хранение, передача данных и т.д.). Основным способом удаления ошибок из любого набора данных является использование процедуры контроля качества (КК) до анализа данных.

Природа и характер ошибок

До рассмотрения конкретных процедур КК необходимо понять, какие ошибки надо обнаружить. По природе происхождения ошибки в радиозондовых данных можно классифицировать на ошибки наблюдений и грубые ошибки, которые по характеру, статистическому поведению можно разделить на случайные и систематические.

Ошибки наблюдений производятся в результате использования методов принятия результатов наблюдений (датчики, технологии обработки данных и т.д.) и обычно невелики по своим масштабам. Ошибки аэрологических наблюдений имеются вследствие неточности измерений параметров атмосферы, таких как температура, относительная влажность и давление. Количество и статистическая структура ошибок наблюдений определяется качеством наблюдений. Эти ошибки не могут быть обнаружены никаким КК, но их свойства (включая свойства датчиков) могут быть изучены с помощью методов статистического анализа и должны приниматься во внимание в ходе какого-либо анализа данных. Ошибки наблюдений обычно имеют постоянные статистические свойства, и, изучая их структуру, можно оценить эти ошибки. Есть многие другие вопросы, подлежащие рассмотрению в связи с ошибками наблюдения, такие, как шкала вертикальная, горизонтальная, микро-, мезо- или макрошкала. В настоящей работе они не рассматриваются.

Важно различать случайные и систематические ошибки наблюдений [153, 156]. Они различаются по их средним значениям, которые равны нулю для случайных ошибок и отличны от нуля – для систематических.

Случайные ошибки – стохастические и непредсказуемые (малые или большие). Такие ошибки являются своего рода белым шумом в данных. Значительная часть ошибок наблюдений относится к этому классу случайных ошибок. Большие случайные ошибки (т.е. выше уровня ошибок наблюдений) являются ошибками, которые КК методы призваны найти и исправить.

Причиной систематических ошибок в данных наблюдений в основном являются не отвечающие требованиям или ошибочные действия при проведении радиозондовых наблюдений, изменения инструментов, или изменения в процедуре обработки данных. Эти действия вносят вклад в систематические ошибки (не обязательно постоянные во времени и пространстве) в данных наблюдений. Присутствие этих ошибок приводит к отклонениям в данных. Если эти ошибки большие, они обычно обнаруживаются на ранних стадиях анализа данных. Если эти ошибки малые, они могут быть обнаружены только при анализе длинных временных рядов вместе со сравнением информации из других источников и анализе протоколов КК. Выявление систематических ошибок очень важно для анализа данных. Во временных рядах они могут быть определены благодаря использованию подробной истории станции, физико-математических моделей и/или статистических

методов. Определение и удаление этих ошибок является сложным, но необходимым шагом в анализе климатических изменений.

Важная проблема ошибок наблюдений, относящихся к классу отклонений, разрешима не КК методами. Например, радиационные ошибки/отклонения могут быть удалены из радиозондовых временных рядов, используя метод, разработанный Луэрсом и Ескриджем [167, 168].

В противовес ошибкам наблюдений, грубые ошибки обусловлены ошибками на многих этапах наблюдения данных (неисправные приборы), их передачи (кодирование/декодирование), обработки и хранения. Опыт показывает, что от 5 до 20 % аэрологических наблюдений профилей содержат грубые ошибки [117, 148]. Процент зависит от региона и периода наблюдения. Грубые ошибки являются чрезвычайно разнообразными: состав, величина и происхождение отдельных типов ошибок меняется с каждым набором данных. Они могут быть очень маленькими и неотличимы от ошибок наблюдений, или их величина может быть такого же размера или больше, чем подлинные значения. Грубые ошибки могут значительно исказить результаты любого анализа данных. Обнаружение и удаление/коррекция случайных грубых ошибок является главной целью КК аэрологических данных.

Из этого обсуждения следует, что основной темой для методов КК являются случайные, грубые ошибки, большие, чем ошибки наблюдений. Систематические ошибки (наблюдений или грубые) обычно не будут обнаруживаться процедурами КК. Наконец, случайные ошибки наблюдений обнаруживаются/изучаются при анализе временных рядов или специальных экспедиционных исследованиях.

Структура ошибок наблюдения геопотенциальной высоты и температуры

Выше отмечалось, что результаты радиозондовых наблюдений остаются пока основным источником информации о состоянии атмосферы. Однако известно, что эти результаты всегда содержат некоторые ошибки наблюдений, которые обусловлены принципиальной невозможностью абсолютно точно измерить истинные параметры атмосферы. Кроме этих ошибок, результаты аэрологических наблюдений могут содержать так называемые грубые ошибки, вызванные погрешностями на этапах получения, обработки и хранения информации. Но грубые ошибки могут и должны быть исключены при КК информации. Исключение же ошибок наблюдения невозможно, но их наличие необходимо учитывать при анализе информации, поэтому изучение структуры истинных полей аэрологических величин предполагает необходимость изучения структуры ошибок наблюдения этих величин. Причем в последнее время по мере разработки новых методов усвоения метеорологической информации существенно возросла актуальность количественных оценок не только дисперсий ошибок наблюдения, но и их корреляционной структуры [10, 128, 164].

Структура ошибок наблюдения зависит от соответствия масштабов объекта непосредственного наблюдения и объекта анализа по результатам

наблюдения. Как правило, объектом анализа результатов радиозондовых наблюдений (объектом наблюдения сети аэрологических станций) являются атмосферные процессы, минимальный масштаб которых составляет несколько сотен километров в пространстве (по горизонтали) и 6–12 часов во времени [10, 122]. В процессе же одного зондирования атмосферы приборами радиозонда измеряются параметры атмосферных процессов масштаба нескольких десятков метров в пространстве и нескольких секунд во времени [10, 76]. Поэтому, кроме инструментальной ошибки $\varepsilon f_{инстр}$ (погрешности показаний приборов при измерении величины f), ошибка радиозондовых наблюдений εf содержит так называемую ошибку метода наблюдения $\varepsilon f_{мет}$

$$\varepsilon f = \varepsilon f_{инстр} + \varepsilon f_{мет}. \quad (1.1)$$

Одновременный запуск двух и более радиозондов из одного пункта позволяет свести ошибку метода наблюдения к минимуму, поскольку в этом случае на показаниях приборов сказываются одни и те же неоднородности полей аэрологических величин. Это позволяет использовать метод спаренных подъемов для исследования инструментальных ошибок радиозондов [10, 71]. Величина же полной ошибки наблюдения может быть определена методом экстраполяции на нуль ковариационной функции, рассчитанной по наблюдаемым значениям аэрологических величин [10, 85].

По своему характеру ошибки наблюдения метеорологических величин можно представить как сумму систематических и случайных ошибок

$$\varepsilon f = \varepsilon f_{случ} + \varepsilon f_{сист}, \quad (1.2)$$

где под систематической ошибкой понимается постоянная или детерминированным образом изменяющаяся в пространстве и (или) во времени ошибка, а под случайной – ошибка, которая изменяется в пространстве и (или) времени случайным при каждом наблюдении образом и может быть определена только в статистическом смысле [10, 76, 153]. При этом систематическая ошибка обычно соотносится с определенной конструкцией метеорологического прибора (или способом наблюдения) и характеризует отклонение истинного значения наблюдаемой величины от значения, полученного осреднением наблюдений этой величины с помощью множества приборов данной конструкции (или множества наблюдений этой величины данным способом). Случайная же ошибка характеризует разброс наблюдаемых значений вокруг этого среднего.

Определять явным образом величину систематических ошибок нельзя, так как для этого необходимо знать истинные значения наблюдаемых величин. В частности, при аэрологических наблюдениях могут быть определены только систематические разности показаний систем зондирования атмосферы [10, 144, 162], которые, впрочем, только и нужны при решении многих задач, так как постоянные в пространстве и (или) времени систематические ошибки не искажают изменчивости наблюдаемых величин [10, 156]. При анализе результатов наблюдения по глобальной сети аэрологических станций, оснащенной радиозондами разных конструкций и разных заводских серий, систематическую ошибку, присущую каждой системе

радиозондирования, можно рассматривать как случайную, по крайней мере, между группами станций, поэтому, как правило, систематическая ошибка радиозондовых наблюдений полагается равной нулю и предполагается независимость по горизонтали и времени ошибок радиозондовых наблюдений [10, 164].

Радиозондовые наблюдения являются частным случаем совокупных наблюдений, когда величина, подлежащая измерению, связана известной зависимостью с несколькими величинами, получающимися в результате прямых измерений [10, 85]. Такие важнейшие аэрологические величины, как температура (T) и геопотенциальная высота (H) изобарических поверхностей, не измеряются непосредственно, а рассчитываются на аэрологической станции по температурному профилю и профилю влажности, которые строятся по измеренному радиозондом давлению (метод радиозондирования «температура–давление» – радиозонды РЗ-049, А-22 и многие зарубежные радиозонды [10, 78]) или по радиолокационной высоте радиозонда (метод «температура–высота» – радиозонды РКЗ-2, РКЗ-5 [79]), а также измеренным на аэрологической станции давлению (P_0), температуре (T_0) и влажности. При этом значения температуры (T_i) на изобарических поверхностях P_i (i – номер слоя снизу вверх, $i = 1, \dots, n$) снимаются с графика профиля температуры, а соответствующие значения H рассчитываются как сумма геопотенциальной высоты предыдущей поверхности и толщины слоя (h_{i-1}^i) между поверхностями, начиная от поверхности земли, имеющей высоту H_0 над уровнем моря:

$$H_i = H_{i-1} + h_{i-1}^i, \quad i = 1, \dots, n. \quad (1.3)$$

Толщины h_{i-1}^i слоев между каждой парой изобарических поверхностей вычисляются по барометрической формуле через среднюю температуру слоя $\overline{T_{i-1}^i}$, которая определяется как среднее значение температуры на ограничивающих слой изобарических поверхностях с учетом влажности (используются виртуальные поправки к температуре) и особых точек профиля температуры

$$h_{i-1}^i = -\frac{R}{g} \overline{T_{i-1}^i} \ln \frac{P_{i-1}}{P_i}, \quad (1.4)$$

где R – газовая постоянная; g – ускорение силы тяжести.

Разница в методиках расчета T и H на изобарических поверхностях между методами «температура–давление» и «температура–высота» состоит в том, что во втором методе все вычисления опосредуются расчетом давления на стандартных высотах по той же барометрической формуле [10, 78].

В соответствии с такой методикой расчета значений T и H на изобарических поверхностях ошибки наблюдения εT_i и εH_i зависят от точности показаний каждого из используемых при радиозондировании датчиков и определяются ошибками наблюдения температуры, давления и влажности на аэрологической станции, а также ошибками наблюдений температуры, давления и влажности датчиками радиозонда и ошибками измерения радиолокационной высоты радиозонда. При рассмотрении ошибок наблюдений εT_i и

εH_i оказывается возможным выделить такую составляющую этих ошибок, как ошибки радиозондирования [10, 71, 156], которые случайны и независимы во времени и по горизонтали в пространстве (т.е. от одного зондирования к другому), но являются систематическими в вертикальном направлении для каждого зондирования. Наличие этого рода ошибок обусловлено целым рядом причин.

Ошибки показаний датчиков температуры и влажности радиозонда (или ошибки измерения радиолокационной высоты радиозонда) в соответствии с (1.2) также имеют систематическую и случайную составляющие:

$$\varepsilon F = \varepsilon F_{\text{сист}} + \varepsilon F_{\text{случ}}. \quad (1.5)$$

Наличие систематической составляющей $\varepsilon F_{\text{сист}}$ этих датчиков приводит к появлению соответствующей систематической по вертикали составляющей ошибок наблюдения εT_i (и εH_i , где i – номер изобарической поверхности), и которая является функцией систематической составляющей ошибки показаний соответствующих датчиков

$$\varepsilon T_i(\varepsilon F_{\text{сист}}) = a_i^F \cdot \varepsilon F_{\text{сист}}, \quad (1.6)$$

где коэффициенты a_i^F зависят от метеопараметра F и типа радиозонда (метода вычисления «температура–давление», «температура–высота»).

Приведенные в табл. 1.1 значения следует рассматривать как соответствующие значения коэффициентов a_i^F .

Таблица 1.1

Ошибки в значениях метеопараметров (числитель), обусловленные ошибками разных датчиков (для стандартной атмосферы), влекущие ошибки в значениях геопотенциальной высоты H , гПм (знаменатель), на стандартных изобарических поверхностях.

1 – метод «температура–давление»; 2 – метод «температура–высота»

Изобарическая поверхность, гПа	Температура, °С, радиозондом		Давление, гПа, радиозондом	Высота, %, радиозонда	Температура, °С, на станции		Давление, гПа, на станции	
	1	2			1	2	1	2
10	$\frac{1,0}{135,1}$	$\frac{1,2}{136,0}$	$\frac{-0,6}{-11,0}$	$\frac{-0,1}{-2,9}$	$\frac{0,0}{0,2}$	$\frac{0,0}{0,3}$	$\frac{0,0}{8,3}$	$\frac{0,0}{6,6}$
20	$\frac{1,0}{114,8}$	$\frac{1,1}{111,8}$	$\frac{-0,3}{-1,3}$	$\frac{-0,1}{-8,5}$	$\frac{0,0}{0,2}$	$\frac{0,0}{0,3}$	$\frac{0,0}{8,3}$	$\frac{0,0}{6,4}$
30	$\frac{1,0}{102,9}$	$\frac{1,1}{98,6}$	$\frac{-0,2}{1,8}$	$\frac{-0,1}{-11,2}$	$\frac{0,0}{0,2}$	$\frac{0,0}{0,3}$	$\frac{0,0}{8,3}$	$\frac{0,0}{6,3}$
50	$\frac{1,0}{78,9}$	$\frac{1,1}{82,4}$	$\frac{-0,1}{4,3}$	$\frac{-0,1}{-14,0}$	$\frac{0,0}{0,2}$	$\frac{0,0}{0,3}$	$\frac{0,0}{8,3}$	$\frac{0,0}{6,3}$
70	$\frac{1,0}{78,1}$	$\frac{1,0}{72,3}$	$\frac{0,0}{4,6}$	$\frac{0,0}{-14,2}$	$\frac{0,0}{0,2}$	$\frac{0,0}{0,3}$	$\frac{0,0}{8,3}$	$\frac{0,0}{6,3}$
100	$\frac{1,0}{67,6}$	$\frac{1,0}{61,9}$	$\frac{0,0}{4,6}$	$\frac{0,0}{-14,2}$	$\frac{0,0}{0,2}$	$\frac{0,0}{0,3}$	$\frac{0,0}{8,3}$	$\frac{0,0}{6,3}$
150	$\frac{1,0}{55,8}$	$\frac{1,0}{50,0}$	$\frac{0,0}{4,6}$	$\frac{0,0}{-14,2}$	$\frac{0,0}{0,2}$	$\frac{0,0}{0,3}$	$\frac{0,0}{8,3}$	$\frac{0,0}{6,3}$
200	$\frac{1,0}{47,3}$	$\frac{1,0}{41,6}$	$\frac{0,0}{4,6}$	$\frac{-0,1}{-13,9}$	$\frac{0,0}{0,2}$	$\frac{0,0}{0,3}$	$\frac{0,0}{8,3}$	$\frac{0,0}{6,3}$

Изобарическая поверхность, гПа	Температура, °С, радиозондом		Давление, гПа, радиозон- дом	Высота, %, радиозон- зонта	Температура, °С, на станции		Давление, гПа, на станции	
	1	2			1	2	1	2
250	1,0 40,8	0,8 35,6	0,0 4,1	0,1 -11,1	0,0 0,2	0,0 0,3	0,0 8,3	0,0 6,3
300	1,0 35,5	0,8 31,3	0,1 3,3	0,1 -8,4	0,0 0,2	0,0 0,3	0,0 8,3	0,0 6,5
400	1,0 27,0	0,8 24,5	0,1 2,2	0,1 -4,8	0,0 0,2	0,0 0,3	0,0 8,3	0,0 6,9
500	1,0 20,5	0,9 19,1	0,1 1,5	0,1 -2,7	0,0 0,2	0,0 0,3	0,0 8,3	-0,1 7,3
700	1,0 10,6	0,9 10,0	0,1 0,7	0,1 -0,7	0,0 0,2	0,0 0,3	0,0 8,3	-0,1 7,7
850	1,0 4,9	1,0 4,7	0,1 0,3	0,0 -0,1	0,0 0,2	0,0 0,3	0,0 8,3	-0,1 8,1
1000	1,0 0,2	0,6 0,2	0,1 0,0	0,0 0,0	0,0 0,2	0,4 0,2	0,0 8,3	-0,1 8,3

Случайные ошибки измерения температуры (εT_0) и давления (εP_0) на аэрологической станции также порождают систематические по вертикали составляющие ошибки наблюдения εT_i , поскольку эти величины используются для «привязки» всего профиля температуры. Реакция εT_i и εH_i на эти ошибки также приведена в табл. 1.1. В табл. 1.2 приведены параметры случайных и систематических ошибок составляющих датчиков по [10, 71, 76].

Таблица 1.2

Среднеквадратические значения для ошибки показаний датчиков, используемых для измерения исходных значений температуры T , °С, давления P , гПа, и высоты радиозонда, гпм, и состоящей из систематической и случайной составляющих

	Среднеквадратическая ошибка	Систематическая составляющая	Случайная составляющая
Температура на аэрологической станции, °С	0,5	—	0,5
Давление на аэрологической станции, гПа	0,2	—	0,2
Давление радиозондом А-22-IV, гПа	3,6	2,9	2,2
Высота радиозонда РКЗ, % высоты	1	0,7	0,7
Температура радиозондом А-22-IV, °С	0,52	0,36	0,38
Температура радиозондом РКЗ, °С	0,49	0,44	0,22

Систематические по вертикали составляющие ошибок наблюдения εT_i (и εH_i) порождаются также такими постоянно действующими на радиозонд факторами, как солнечная радиация и движение радиозонда [10, 71]. Радиационная ошибка зависит в основном от высоты солнца над горизонтом и в среднем в настоящее время (с 1964 г.) учитывается при наблюдениях [10, 78, 79]. Однако различия в солнечной радиации, определяемые условиями погоды и подстилающей поверхностью, приводят к тому, что не учитываемая радиационная ошибка составляет около 10 % наблюдаемых значений температуры на больших высотах на каждой изобарической поверхности и носит, как правило, систематический характер [10, 71]. Движение радиозонда при измерении переменных параметров среды вызывает появление инерционных ошибок, которые могут иметь систематический характер. Но как отмечается в [10, 71], изменчивость вертикального градиента температуры и скорости подъема радиозонда приводит к невозможности правильного учета этой ошибки, что позволяет рассматривать ее как случайную. Вопрос о смещении зонда по горизонтали при подъеме подробно обсуждается в [172].

Таким образом, ошибку наблюдения εT_i на каждой изобарической поверхности можно рассматривать как сумму систематических и случайных по вертикали ошибок

$$\varepsilon T_i = \sum_{k=1}^n a_i^{F_k} \cdot F_k + \varepsilon T_{i\text{случ}}, \quad (1.7)$$

где суммирование проводится по $k = 1, \dots, n$, где k – номер метеовеличины F_k , порождающей k -ю систематическую по вертикали составляющую ошибки εT_i : систематическую ошибку датчика температуры радиозонда; систематическую ошибку датчика давления радиозонда (или систематическую ошибку измерения радиолокационной высоты); случайную ошибку измерения давления на станции; случайную ошибку измерения температуры на станции; систематическую ошибку учета солнечной радиации, коэффициенты $a_i^{F_k}$ определены из (1.6). Значения $\varepsilon T_{i\text{случ}}$ из (1.7), кроме случайных ошибок собственно датчика температуры, включают в себя случайные ошибки всех других используемых при радиозондировании датчиков, а также ошибки, порождаемые локальной неоднородностью наблюдаемых объектов, инерционные ошибки и многие другие.

Будем считать, что перечисленные случайные (по времени или горизонтали) значения εF независимы между собой, имеют нулевое среднее и среднеквадратическое значение из табл. 1.2. Будем считать, что среднее значение εT_i равно нулю, а среднеквадратическое значение равно $\sigma_{\varepsilon T_i}$. Тогда корреляционные матрицы ошибок наблюдения температуры на i -м и j -м уровнях

$$\mu(\varepsilon T_i, \varepsilon T_j) = \frac{\overline{\varepsilon T_i \varepsilon T_j}}{\sigma_{\varepsilon T_i} \sigma_{\varepsilon T_j}} = \frac{\sum_{k=1}^n a_i^{F_k} a_j^{F_k} \sigma_{\varepsilon F_k}^2}{\sigma_{\varepsilon T_i} \sigma_{\varepsilon T_j}}, \quad (1.8)$$

где k – номер метеовеличины F_k , порождающей k -ю систематическую по вертикали составляющую ошибки εT_i .

Наиболее полные сведения об ошибках наблюдения температуры радиозондами А-22 и РКЗ, полученные путем экстраполяции по высоте временной ковариационной функции, приведены в [10, 85] для стандартных высот, начиная с 1 км. Значения ошибок наблюдения из этой работы, проинтерполированные на изобарические поверхности, приведены в табл. 1.3. Очевидно, ошибки в пограничном (а тем более приземном) слое определяются не столько инструментальными ошибками, которые здесь невелики, сколько неоднородностью полей, обусловленной влиянием поверхности земли, поэтому для изобарической поверхности 1000 гПа принята одинаковая для обоих зондов ошибка наблюдения из [10, 70].

Рассчитанные по (1.8) корреляционные матрицы ошибок наблюдения температуры приведены в табл. 1.3 (радиационная ошибка взята из [10, 78] для высоты солнца над горизонтом 30°).

Таблица 1.3

Коэффициент корреляции (×100) и среднеквадратические значения (°С) ошибок наблюдения температуры T радиозондами А-22 и РКЗ

$\sigma_{\varepsilon T_i}$	1000 2,2	850 0,6	700 0,6	500 0,7	400 0,8	300 0,9	250 1,0	200 1,0	150 1,0	100 1,1	70 1,1	50 1,2	30 1,5	20 1,8	10 2,4
А-22															
1000	100														
850	18	100													
700	18	59	100												
500	15	51	51	100											
400	13	45	45	38	100										
300	12	40	80	34	30	100									
250	11	36	36	31	27	24	100								
200	06	22	22	19	16	14	13	100							
150	06	22	22	19	16	14	13	13	100						
100	06	20	20	17	15	13	12	12	12	100					
70	06	20	20	17	15	13	12	12	12	11	100				
50	02	06	06	05	05	04	04	11	11	10	10	100			
30	-01	-04	-04	-04	-03	-03	-03	09	09	08	08	17	100		
20	-04	-12	-12	-10	-09	-08	-07	08	08	08	08	20	26	100	
10	-07	-23	-23	-20	-17	-15	-14	05	05	05	05	20	29	38	100
РКЗ															
$\sigma_{\varepsilon T_i}$	1000 2,2	850 0,6	700 0,6	500 0,7	400 0,8	300 0,9	250 0,9	200 0,9	150 0,9	100 0,9	70 1,0	50 1,0	30 1,1	20 1,2	10 2,0
1000	100														
850	17	100													
700	17	56	100												
500	14	48	48	100											
400	13	42	42	36	100										
300	11	37	37	32	28	100									
250	11	37	37	32	28	25	100								
200	11	37	37	32	28	25	25	100							
150	11	36	36	31	27	24	24	25	100						
100	11	37	37	31	27	24	25	25	25	100					
70	10	33	33	28	25	22	22	22	23	23	100				
50	10	32	32	28	24	22	22	22	23	23	21	100			
30	09	30	30	26	23	20	21	21	22	22	21	22	100		
20	09	28	28	24	21	19	20	20	21	21	20	22	23	100	
10	05	17	17	15	13	12	12	13	13	13	13	14	15	17	100

Рассмотрим теперь выражение (1.4) для определения h_{i-1}^i . Как отмечалось ранее, средняя температура слоя (T_{i-1}^i) между двумя изобарическими поверхностями рассчитывается на аэрологической станции как среднее значение температуры на ограничивающих слой поверхностях с учетом виртуальных поправок и особых точек профиля температуры. Будем считать, что ошибка расчета значения T_{i-1}^i определяется полусуммой ошибок наблюдения температуры на границах слоя, т.е. предположим, что ошибки определения виртуальных поправок и особых точек профиля температуры не влияют на ошибку расчета средней температуры слоя. Это предположение имеет под собой то основание, что среднее квадратическое значение вклада виртуальных поправок и особых точек профиля температуры невелики (табл. 1.4), и тем более должны быть малы ошибки расчета этого вклада.

Таблица 1.4

**Среднеквадратическое значение (°C) вклада виртуальных поправок и особых точек профиля в среднюю температуру слоя.
Данные по 696 аэрологическим сообщениям станций мира
от 15 октября 1979 г., 00 GMT**

Слой, гПа											
1000–850	850–700	700–500	500–400	400–300	300–250	250–200	200–150	150–100	100–70	70–50	50–30
2,9	1,9	1,7	1,7	1,6	1,9	1,9	2,0	1,9	2,3	2,9	2,2

Таким образом, ошибка расчета толщины слоя равна

$$\varepsilon h_{i-1}^i = B_{i-1}^i + (\varepsilon T_{i-1} + \varepsilon T_i), \quad (1.9)$$

где

$$B_{i-1}^i = \frac{R}{2g} \ln \frac{P_{i-1}}{P_i}. \quad (1.10)$$

Тогда ошибка наблюдения геопотенциальной высоты изобарической поверхности равна

$$\varepsilon H_i = B_0^i \varepsilon T_0 + \sum_{k=1}^{i-1} B_{k-1}^{k+1} \varepsilon T_k + B_{i-1}^i \varepsilon T_i + \varepsilon H_0. \quad (1.11)$$

Отсюда следует (из-за суммирования ошибок по температуре), что εH_i практически полностью определяется ошибками εT_i . Это позволяет, зная дисперсии и коэффициенты корреляции температуры, рассчитать дисперсии и коэффициенты ошибок наблюдения геопотенциальной высоты (табл. 1.5).

При анализе разностей наблюдение – прогноз в [154], на которую ссылаются авторы работ [10, 128, 164] и приводят полученные там результаты, методом эмпирических ортогональных функций рассчитаны коэффициенты корреляции ошибок наблюдения H и T (табл. 1.6). Как показывает сравнение общих частей матриц корреляций, рассчитанных в настоящей работе и приведенных в табл. 1.6, имеет место хорошее качественное согласие результатов. Количественные различия, особенно для малых коэффициентов

корреляции, могут быть обусловлены разными конструкциями радиозондов, для которых выполнялся анализ в том и другом случае, а также погрешностями использованной эмпирической информации.

Таблица 1.5

Коэффициент корреляции ($\times 100$) и среднеквадратические значения (гпм) ошибок наблюдения геопотенциальной высоты радиозондами А-22 и РКЗ

$\sigma_{\varepsilon T_i}$	1000 2	850 6	700 8	500 12	400 15	300 19	250 22	200 25	150 38	100 33	70 37	50 41	30 47	20 53	10 73
А-22															
1000	100														
850	50	100													
700	41	93	100												
500	28	75	92	100											
400	23	67	86	98	100										
300	19	61	80	93	97	100									
250	17	57	78	90	95	99	100								
200	15	55	75	88	92	96	98	100							
150	14	52	72	85	89	92	94	98	100						
100	12	48	67	80	84	87	89	92	97	100					
70	11	45	64	77	80	83	85	88	92	98	100				
50	10	43	61	73	77	79	81	84	88	94	98	100			
30	09	37	54	64	67	70	71	74	79	85	90	95	100		
20	08	31	45	53	56	58	59	62	68	75	80	85	96	100	
10	05	17	23	27	28	29	30	34	40	48	53	60	75	87	100
РКЗ															
$\sigma_{\varepsilon T_i}$	1000 2	850 6	700 8	500 12	400 15	300 19	250 21	200 24	150 28	100 34	70 39	50 44	30 52	20 59	10 73
1000	100														
850	50	100													
700	41	93	100												
500	28	75	92	100											
400	23	67	85	98	100										
300	19	60	79	92	97	100									
250	17	57	77	90	94	99	100								
200	15	54	75	88	93	97	99	100							
150	14	51	72	86	90	94	96	99	100						
100	12	48	70	84	88	91	93	95	98	100					
70	11	46	68	82	86	89	91	93	96	99	100				
50	10	45	67	81	85	88	89	91	94	97	99	100			
30	09	43	65	79	82	85	87	89	91	94	96	98	100		
20	08	42	63	77	81	83	85	86	89	91	93	95	99	100	
10	07	38	58	72	75	78	79	81	83	85	87	89	92	95	100

Таблица 1.6

Коэффициент автокорреляции ($\times 100$) ошибок наблюдения H и T

Р, гПа	Р, гПа								
	850	700	500	400	300	250	200	150	100
H									
850	100								
700	72	100							
500	56	74	100						
400	48	69	91	100					
300	45	63	84	92	100				
250	42	60	80	85	84	100			
200	38	56	76	79	88	96	100		
150	38	56	76	80	87	92	96	100	
100	41	56	71	76	79	75	74	83	100
T									
850	100								
700	91	100							
500	-21	126*	100						
400	5	-30	76	100					
300	8	-47	27	20	100				
250	-0	25	-24	-12	22	100			
200	4	-10	15	17	-15	-10	100		
150	-1	1	8	18	27	29	38	100	
100	-2	-16	-12	-11	50	77	21	22	100

Примечание. * – это значение, очевидно, ошибочно и должно быть отбраковано.

Следует отметить, полученные корреляционные матрицы ошибок наблюдения εT и εH являются теоретическими оценками, полученными при определенных предположениях, учитывающих, как представляется, основные влияющие факторы. Очевидно, в каждом конкретном случае те или иные дополнительные факторы, а также вариации учетных факторов могут несколько изменить вид корреляционных матриц.

1.3. Принципы контроля качества гидрометеорологической информации

Основным способом удаления ошибок из любого набора данных является использование процедуры контроля качества (КК) до анализа данных.

Постоянное увеличение быстродействия компьютера позволяет использовать более сложные и чувствительные процедуры КК. Тем не менее важно понять основные принципы используемых методов КК и их способности отвергать ошибочные данные и сохранять правильные данные.

Эта задача особенно важна для исторических глобальных наборов данных, например массива данных КАРДС [138], который содержит данные из множества источников и, следовательно, большое количество ошибок. Наборы данных, такие, как КАРДС, содержат очень длинные временные ряды, которые включают ряд видов климатических условий, разные сроки наблюдений и изменение в работе сети наблюдений. Это делает задачу КК таких исторических глобальных наборов данных намного более сложной, по сравнению с процедурами КК для оперативных данных. Например, в Национальном климатическом центре США в процедурах КК учитывается только текущее состояние сети наблюдений и их единственной целью является получение наилучшего прогноза погоды. Легко обнаружить очень грубую ошибку, но важная и сложная задача заключается в том, чтобы сделать правильное решение, когда величина ошибки находится на уровне вероятных данных: это ошибочное наблюдение или фактическое экстремальное событие? Этот процесс принятия решения является особенно трудным для глобальных наборов данных и особенно важен для наборов данных, предназначенных для использования в научных исследованиях, например при определении климатических трендов.

Все процедуры КК основываются на избыточности информации в данных, включая общую сумму человеческих знаний о физических процессах в атмосфере. Чем больше избыточности содержится в данных, тем больше наша способность контроля качества данных. С другой стороны, чем больше избыточность, тем менее эти данные важны для общества, потому что большая часть информации уже известна из других источников. Таким образом, при разработке методов КК надо сохранять равновесие между старым, хорошо известным знанием, и новым знанием, накопленным в наборе данных, контролируемом на качество. Известным примером является большая скорость ветра в струйных течениях, впервые обнаруженная во время Второй мировой войны. Эти наблюдения были признаны ошибочными на протяжении нескольких лет. Для любой процедуры КК можно выделить три логических этапа: обнаружение ошибки, ее локализация и исправление. Для простых методов КК некоторые шаги могут быть объединены.

Наиболее сложная проблема при разработке любого алгоритма КК состоит в противоположных требованиях первого и третьего этапов, которые необходимы для обеспечения точной оценки в каждой точке данных. Данные на соседних точках будут контролироваться на качество (сравниваться между их известной зависимостью), следовательно, чем больше данных используется, тем более трудным будет второй этап локализации ошибки, потому что мы не знаем заранее, какой элемент данных является ошибочным. Это означает, что надо сохранять разумный баланс между использованием очень точных методов интерполяции с использованием данных из многих станций или уровней зондирования и использованием простых и неточных методов с использованием меньшего количества точек данных.

Следующая важная проблема заключается в том, чтобы сохранить равновесие между числом признанных правильными ошибочных значений и количеством отклоненных (забракованных) правильных значений. Цель

заключается в том, чтобы свести к минимуму оба числа. Если использовать очень «сильные» критерии во время КК, можно значительно снизить количество принятых ошибочных значений, но в то же время многие правильные наблюдения будут забракованы. Если используются «мягкие» критерии, то многие ошибочные значения могут быть допущены как правильные. Эти ошибки называются, соответственно, α - и β -ошибками (с точки зрения статистических гипотез) алгоритма принятия решения (АПР).

Все эти соображения показывают, что проблема контроля качества данных является логически сложной и трудной задачей, потому что надо принимать во внимание множество противоречивых факторов, чтобы в максимальной степени удалить «мусор» из набора данных и свести к минимуму му отбраковку правильных значений.

1.3.1. Контроль качества с одним критерием

Задачей КК является классификация, то есть задача: каждое контролируемое значение отнести, как правило, к одному из двух классов, правильных или ошибочных значений. В основе каждого метода КК лежит критерий классификации – правило, которое используется для отнесения значения в каждый класс. Наиболее широко используемый подход в КК для метеорологических данных состоит в определении функции $g(f_i, A_{f_i})$, где f_i – значение, которое следует проконтролировать с помощью КК, и A_{f_i} представляет собой набор дополнительной информации, необходимой для процедуры КК.

Затем на основании определенной функции $g(f_i, A_{f_i})$ специалист / компьютер способен принять решение о корректности или ошибочности каждого значения f_i с помощью простых правил, включенных в алгоритм принятия решений:

$$\begin{cases} \text{если } |g(f_i, A_{f_i})| > g_0, & \text{тогда } f_i \text{ ошибочное;} \\ \text{если } |g(f_i, A_{f_i})| \leq g_0, & \text{тогда } f_i \text{ правильное.} \end{cases} \quad (1.12)$$

Здесь для простоты предполагается симметрия около нуля для функции $g(f, A_f)$. В действительности, допустимые пределы слева и справа могут быть не $-g_0$ и g_0 значения, а любые значения g_1 и g_2 .

Классы методов контроля

Возможные методы КК различаются в зависимости от функции g и набора дополнительных сведений A_{f_i} , которые используются при контроле значения f_i . Например, функция g может быть контролируемым значением на основе контроля на физические пределы, и набором A_{f_i} могут быть либо глобальные пределы для значения f или региональные/сезонные ограничения для значения f_i . На основе практического опыта, климатической информации известно, что температура в свободной атмосфере (до 30 км) находится в диапазоне от -120 до $+80$ °C (набор A_{f_i} содержит глобальные

физические ограничения). Но если мы рассматриваем в качестве примера значение температуры на изобарической поверхности 500 гПа (T_{500}) в Вене, то диапазон допустимых физических пределов может сократиться от -45 до -5 °С (набор A_f содержит местные физические ограничения, независимо от годовой изменчивости). Однако, так как в Вене имеет место значительная внутригодовая изменчивость, для каждого месяца могут быть использованы конкретные физические ограничения (см. рис. 1.1, сплошные линии – для ежемесячных физических пределов).

Функция g может быть отклонением от климатических среднемесячных значений, в то время как набор A_{f_i} включает в себя известные среднемесячные значения, изменчивость и предположения о распределении наблюдаемых значений f_i относительно среднего значения (например, нормально-го распределения наблюдаемых значений, см. рис. 1.1, пунктирные линии).

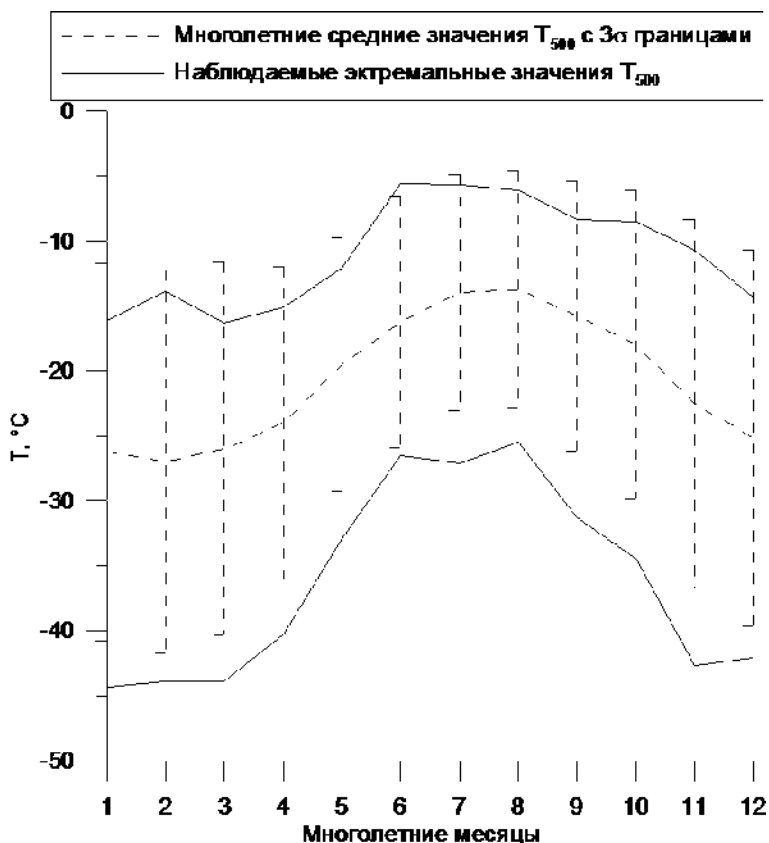


Рис. 1.1. Климатические (физические ограничения или среднее/вариации) методы КК для значения T на уровне давления 500 гПа в Вене (индекс станции – 11035)

Оба метода КК (на физические пределы и отклонения от среднего значения) базируются на использовании только климатической (глобальной или локальной) информации и могут определять ошибки с очень большими величинами только потому, что эти проверки не принимают во внимание текущие погодные условия. Давайте обозначим эти методы как $g(f_i, C_{f_i})$, где набор C_{f_i} представляет собой использование климатических данных. Сила климатических проверок состоит в высокой надежности при принятии правильного решения.

Если значения вокруг контролируемой точки используются в процессе принятия решений (например температур T в Вене), тогда «ворота» для ошибки будут намного меньше. Обозначим эти методы $g(f_i, C_{f_i}, B_{f_i})$, где набор C_{f_i} обозначает использование климатической информации и набор B_{f_i} обозначает использование текущих наблюдений на соседних точках. К примеру, можно протестировать отклонения каждого T от интерполированного значения из соседних станций на том же уровне (горизонтальная проверка), от наблюдения на том же уровне в ближайший час (временная проверка), от значения на ближайшем вертикальном уровне в тот же час (вертикальная проверка) или от значения какой-либо термодинамической связи в тот же час (например гидростатическая проверка).

Хороший обзор различных КК методов для метеорологических и особенно для аэрологических данных содержится в [148]. Примеры оценок среднеквадратических значений невязок («случайных помех», «шума» каждого метода КК) для правильных T -значений для различных методов КК показаны на рис. 1.2 за период 1964–2003 гг. на основе оптимальной интерполяции (ОИ) [45]. Она является предпочтительным методом для использования в КК по двум причинам: во-первых, оптимальная оценка производится в смысле сведения к минимуму среднеквадратического отклонения, и, во-вторых, дает ожидаемую ошибку интерполяции, основанную на известных статистических свойствах интерполированных значений. При этом статистические свойства – средние, дисперсии и корреляционные функции должны быть известны. Эти оценки могут зависеть от месяца, высоты и расположения ближайших наблюдений/данных, используемых при расчете интерполированного значения (рис. 1.2).

Легко увидеть, что при использовании оценок оптимальной интерполяции в КК могут использоваться очень «узкие» ворота (g_0 значения) для температур в Вене, по сравнению с климатическими проверками (рис. 1.1).

Теоретически и практически лучшие «предсказания» для каждого T -значения в Вене производятся на основе четырехмерной интерполяции с использованием данных из всех (в любом направлении) соседних точек данных. Заметим, что АПР должен принимать во внимание следующую проблему: наше предположение о правильности данных (набор B_T), используемых в интерполяции, может быть неправильным. Если используемые для интерполяции данные в любой из соседних точек ошибочные, то «большие» невязки получаются даже в случае, когда рассматриваемое контролируемое значение является на самом деле правильным. Таким образом, использование текущих данных в КК дает значительные преимущества

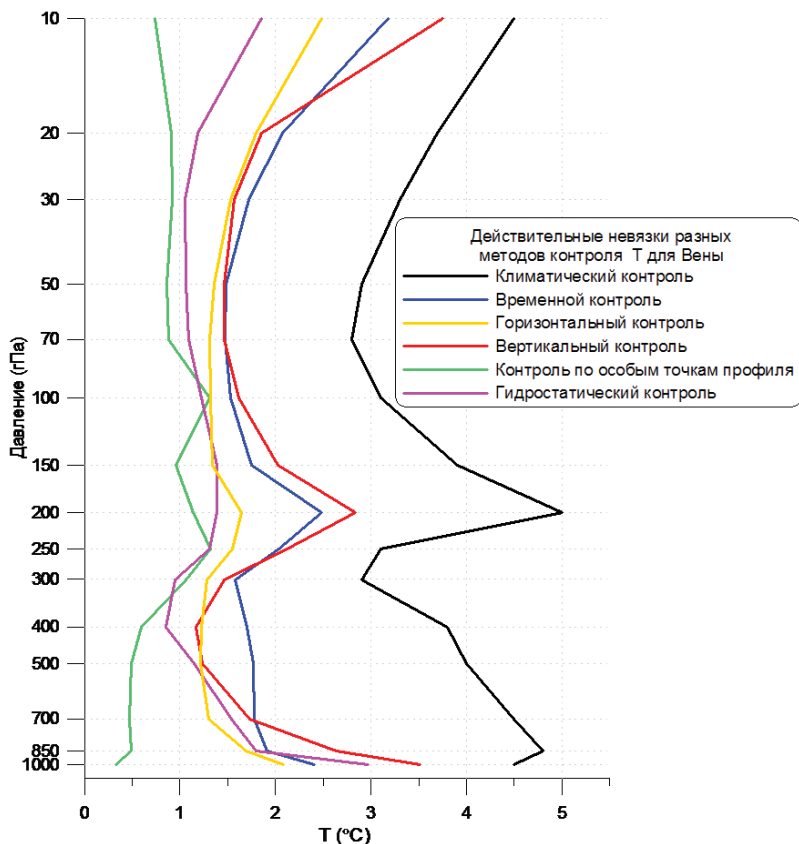


Рис. 1.2. Распределение среднеквадратических значений невязок для различных простых КК методов для температур в Вене

с точки зрения обнаружения ошибок из-за более высокой чувствительности таких методов КК, но в то же время возникают многие проблемы в локализации ошибки.

Следовательно, должен сохраняться баланс между очень точными методами и использованием минимального количества влияющих точек, который позволит свести к минимуму число случаев, при которых производятся большие невязки не из-за ошибки в значении, о котором идет речь, а из-за ошибки во влияющей точке. Это является причиной для проведения интерполяции в каждом направлении отдельно (горизонтальном, вертикальном и временном), что минимизирует количество точек, используемых в интерполяции.



Рис. 1.3. Предполагаемое распределение вероятности правильности значения f_i для метода КК согласно АПР (1.12)

Принятие решений для простых методов контроля

Принципиальное предположение, сделанное в алгоритме принятия решений (1.1) для любого метода КК, состоит в том, что вероятность P того, что значение f_i является правильным, равна 1, если значение функции $g(f_i, A_{f_i})$, где $A_{f_i} = C_{f_i}$ или $A_{f_i} = \{C_{f_i}, B_{f_i}\}$ находится в интервале $[-g_0, g_0]$, и $P \equiv 0$, если значение $g(f_i, A_{f_i})$ находится за пределами этого интервала (см. рис. 1.3).

Алгоритм принятия решений (1.12) является довольно грубой и не совсем естественной гипотезой по отношению к метеорологическим данным. Трудно согласиться, что значения f_i и f_j принадлежат к противоположным классам, если значение $g(f_i, A_{f_i})$ является немного меньше, чем критическое значение g_0 , а $g(f_j, A_{f_j})$ несколько больше. Например, почему наблюдаемая температура $-27,8^\circ\text{C}$ относится к классу правильных значений, в то же время как $-27,9^\circ\text{C}$ относится к классу ошибочных значений? Очевидно, что использование критического значения g_0 в действительности состоит в разделении диапазона значений g -функции на две области: первой, в которой значение переменной f_i имеет высокую вероятность быть правильным, и второй, где оно имеет низкую вероятность быть правильным. В действительности вероятность того, что значение переменной f_i правильное, зависит от того, что функция $g(f_i, A_{f_i})$ не ступенчатая функция, как показано на рис. 1.3, а гладкая функция, как показано на рис. 1.4.

Принцип разграничения методов КК 1-го типа, которые используют проконтролированные или климатические данные, и методов КК 2-го типа, которые используют взаимную согласованность между наблюдаемыми метеорологическими данными, основанную на проверке гидростатических, горизонтальных и временных соотношений, показан на рис. 1.2. Различие заключается, во-первых, в том, что КК методы 1-го типа обычно способны обнаруживать только очень грубые ошибки в данных, потому что они не используют текущие наблюдения, а только исторические сведения. Во-вторых, методы 1-го типа имеют значительно более плоское распределение вероятностей корректности вокруг критических значений g_0 и $-g_0$, что означает больший процент неверных решений, например альфа- и бета-ошибки,

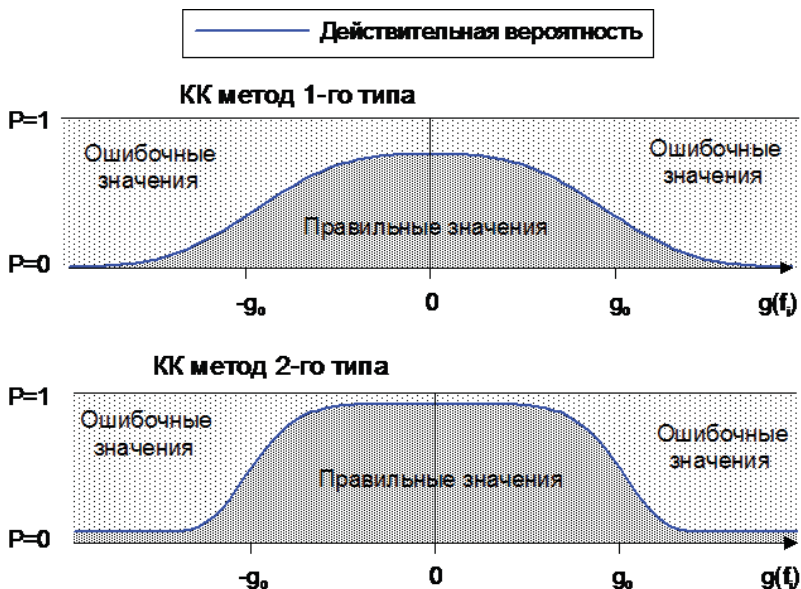


Рис. 1.4. Распределения вероятностей для корректности f_i -значений
для КК методов 1-го и 2-го типов

описанные ниже. В-третьих, методы 1-го типа не могут гарантировать правильность контролируемых значений, которые имеют небольшое значение $g(f_i, A_{fi})$. Наконец, сильной стороной методов 1-го типа является то, что они обнаруживают грубые ошибки с высокой вероятностью, так как при проверке они используют данные, которые уже прошли процедуру контроля качества. В противовес методам 1-го типа, методы 2-го типа иногда делают неправильное решение даже для очень больших ошибок, потому что ошибки могут присутствовать в соседних наблюдениях.

В применении КК методов к метеорологическим данным опыт показывает, что даже если наблюдаемое значение f_i идентично климатическому среднему значению, правильность значения не гарантирована. Например, явно ошибочными являются временные ряды, где все значения температуры, за исключением одного, о котором идет речь, являются значительно выше среднего значения. Аналогично для температур и геопотенциальных высот, удовлетворяющих гидростатическому уравнению, не гарантировано, что все наблюдаемые значения верны, как, например, все значения могут быть ошибочны из-за систематической ошибки температуры на всех уровнях или постоянной ошибки во всех значениях высот геопотенциала. Удовлетворение гидростатическому уравнению дает только надежду, что значения будут правильными и вероятность их корректности явно выше, чем когда зондирование не проходит тест гидростатического уравнения.

Использование АПР (1.12), когда распределение вероятностей для корректности меняется плавно, как на рис. 1.4, приводит к двум нежелательным классам данных: правильные значения, которые классифицируются как ошибочные значения, и ошибочные значения, которые классифицируются как правильные значения. Эти ошибки называются, соответственно, α - и β -ошибками (с точки зрения статистических гипотез) АПР. На рис. 1.5 эти два класса представляют области, отмеченные α и β , и ограниченные красными и синими линиями.

Оба нежелательные класса могут существенно повлиять на качество данных. Ясно, что в рамках простых методов КК, основанных на АПР (1.12), любые попытки уменьшить количество неправильно отклоненных правильных данных, расширяя критическое значение g_0 , приводят к принятию большего количества ошибочных значений. Попытки уменьшить количество неправильно принятых ошибочных значений, уменьшая значение g_0 , приводят к увеличению числа отклоненных правильных значений. Оба подхода имеют недостатки. Единственное решение заключается в сведении к минимуму количества α - и β -ошибок.

Попытка использовать последовательно несколько различных КК методов не решает эту проблему. Если критические значения g_0^m ($m=1,2,\dots$) устанавливаются для каждого метода КК, то количество отклоненных правильных значений будет увеличиваться. Вполне возможно, что может увеличиваться только число α -ошибок. Это приведет к значительному сокращению

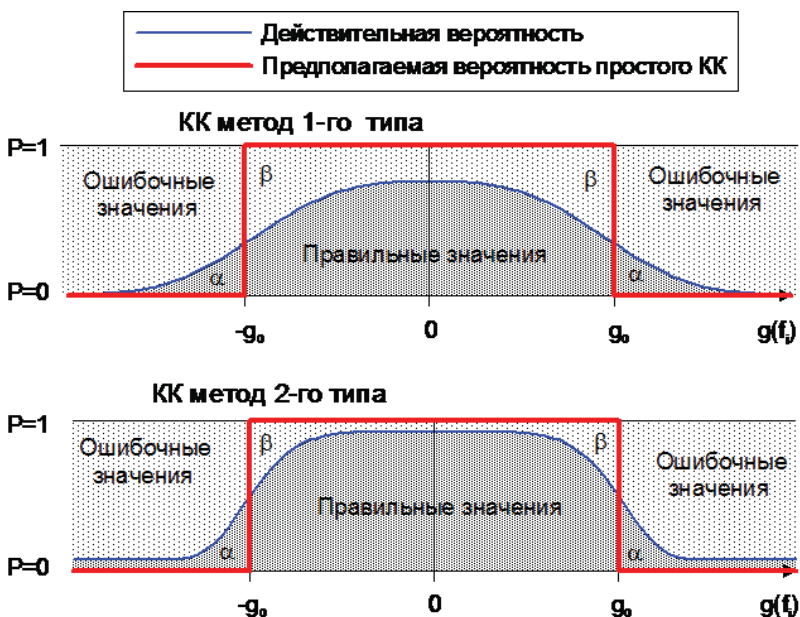


Рис. 1.5. Альфа- и бета-ошибки из простого АПР

имеющихся данных и потере многих интересных ситуаций. Если значения $g_0^{\#}$ увеличены, это приведет к увеличению количества ошибочных значений, принятых каждым КК методом, и увеличению количества β -ошибок.

Для того чтобы сократить α - и β -ошибки КК метода (1.12), может быть введен класс сомнительных значений. Вероятность правильности этих значений является недостаточно высокой, чтобы принять их как правильные, и не очень низкой для их отклонения как ошибочных (см. рис. 1.6). Теперь модель АПР основана на

$$\begin{cases} \text{если } |g(f_i)| > g_2, \text{ тогда } f_i \text{ ошибочно,} \\ \text{если } g_1 < |g(f_i)| \leq g_2, \text{ тогда } f_i \text{ сомнительно,} \\ \text{если } |g(f_i)| \leq g_1, \text{ тогда } f_i \text{ правильное.} \end{cases} \quad (1.13)$$

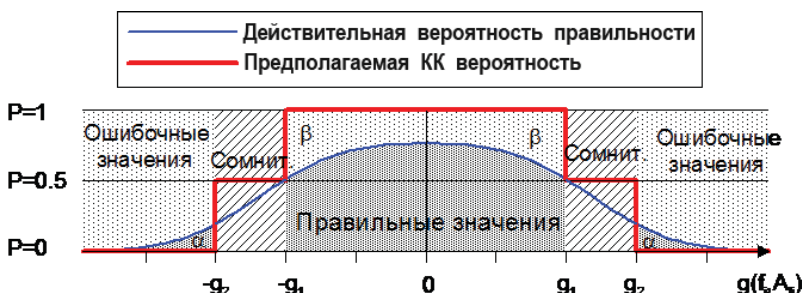


Рис. 1.6. Предполагаемое распределение вероятностей корректности для АПР (1.13) с дополнительным классом сомнительных данных

Однако изменения, принятые в (1.13), не решают эту проблему полностью, потому что α - и β -ошибки простого АПР до сих пор существуют, хотя их число сокращается. Модель (1.13) просто задерживает принятие решения о правильности данных путем создания класса сомнительных значений для следующего КК метода, который необходим, т. к. у нас все еще есть некоторые неклассифицированные значения, которые будут производить α - и β -ошибки.

С помощью простых АПР (1.12) или (1.13) практически невозможно точно разделить наблюдаемые метеорологические данные на классы правильных и ошибочных значений.

1.3.2. Комплексный контроль качества

Идея методов комплексного контроля качества (ККК) была предложена Гандиным [44, 46] в 1962 г. и развивалась им в 1963–1993 гг. Это блестящая, но простая идея: собираются выходные данные из многих простых методов КК и затем принимается решение на основе одновременного анализа

результатов всех КК. Работа Гандина была расширена и применена к данным аэрологических наблюдений [4–6, 28, 34, 83, 116, 133–136].

Принципиальным различием между ККК и простыми методами КК является понимание того, что не существует простых тестов, таких, как (1.12) или (1.13), которые будут давать приемлемые результаты, и что необходимы гораздо более сложные тесты. Эта сложная логика называется алгоритмом принятия решений (АПР). Он основан на всестороннем анализе многих простых методов КК, являющихся компонентами ККК, и принимает во внимание характеристики каждого из них.

Надо понимать, что «однажды созданный» ККК не является панацеей от всех возможных ошибок из-за непредсказуемой природы ошибок. В действительности все возможные ошибки могут быть обнаружены с помощью ККК совместно с анализом специалиста результатов/протоколов ККК и внесения поправок/добавлений к АПР.

Для разработки АПР надо понять тип ошибок, которые надо обнаружить. Например, развивая АПР для температуры (T) и геопотенциальной высоты (H) из наблюдений радиозондов, в программе должно быть признано, что возможными ошибками являются:

- искаженные наблюдения H и T на большинстве стандартных изобарических поверхностей, искажение сообщений из-за неправильного кодирования/декодирования или сочетание многих независимых ошибок;
- ошибки в координатах зондирования, то есть зондирование отнесено к неправильной точке наблюдения;
- ошибка датчиков радиозонда, начиная с любого низкого или среднего уровня;
- сдвиг всех H выше определенного уровня на постоянную величину из-за неправильной оценки толщины между смежными стандартными изобарических поверхностями;
- искаженные значения H ;
- искаженные значения T .

Реакция компонентов ККК метода (простых методов КК) должна быть понята для каждой ошибки. Например, в табл. 1.7 приведены реакции различных ККК компонентов (δT_{hydr} – гидростатической проверки, δT_{horiz} – горизонтальной проверки, δT_{time} – временной проверки, δT_{vert} – вертикальной проверки с использованием обязательных уровней и δT_{sign} – вертикальной проверки с использованием особых уровней) для простой ошибки τ температуры на i -й изобарической поверхности. Кроме того, следует отметить, что влияния этих ошибок могут быть найдены в результатах ККК для соседних станций (горизонтальный контроль), для соседних сроков наблюдений (временной контроль) и для особых уровней (вертикальный контроль на особых уровнях с использованием данных на стандартных уровнях).

Теперь должна быть решена обратная задача, которая состоит в обнаружении наличия ошибки и правильной локализации ошибки с помощью ККК невязок. В результате ККК правильно классифицирует данные в наборы

правильных и ошибочных значений с достаточно большей точностью, то есть он значительно уменьшает количество α - и β -ошибок (рис. 1.7).

Таблица 1.7

Реакция различных компонентов ККК на ошибки τ в T_i .
Символ ε представляет собой «шум» в методе КК

Уровни	$\delta T_{\text{гидр.}}$	$\delta T_{\text{гориз.}}$	$\delta T_{\text{врем.}}$	$\delta T_{\text{верт.}}$	$\delta T_{\text{особ. т.}}$
...	ε $\tau \cdot b_{i+1} + \varepsilon$ $-\tau \cdot b_i + \varepsilon$ ε ε	ε	ε	ε	ε
$i+2$		ε	ε	ε	ε
$i+1$		ε	ε	$-\tau \cdot a_{i+1} + \varepsilon$	ε
I		$\tau + \varepsilon$	$\tau + \varepsilon$	$\tau + \varepsilon$	$\tau + \varepsilon$
$i-1$		ε	ε	$-\tau \cdot a_{i+1} + \varepsilon$	ε
$i-2$		ε	ε	ε	ε
...		ε	ε	ε	ε

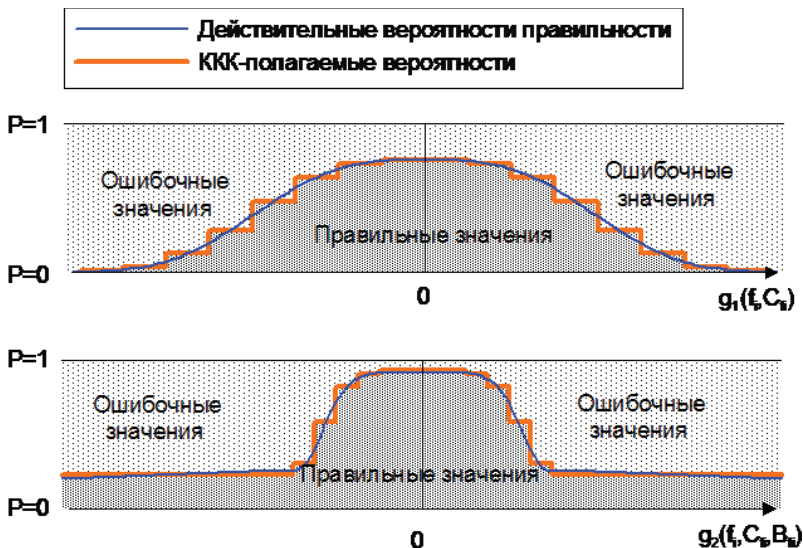


Рис. 1.7. Теоретическое распределение вероятностей корректности f_i для компонента ККК

Области α - и β -ошибок (набор криволинейных треугольников между действительной вероятностью корректности и предполагаемой ККК вероятностью) по-прежнему существуют, но включают гораздо меньшие области на рис. 1.7, т.к. ККК более точно аппроксимирует фактическое распределение вероятности корректности для каждой переменной. Это стало возможным потому, что ККК имеет возможность использовать несколько

критических значений g_0 для каждого компонента ККК в зависимости от результатов других компонентов ККК. Кроме того, эти значения g_0 могут быть намного меньше, по сравнению с автономным применением какого-либо одного метода КК. Все ошибки рассматриваются с различных точек зрения, прежде чем значение отклоняется как ошибочное. С помощью набора простых методов ККК не допускает, чтобы какой-либо один метод принял неправильное решение.

Теоретически, чем больше компонентов, используемых в ККК, тем ближе будет аппроксимированная вероятность к действительной вероятности правильности измерения. Единственное ограничение заключается в нашей способности развить правильный АПР для нескольких компонентов ККК. К сожалению, это непросто. Важная часть ККК – алгоритм принятия решений – должна быть разработана на основе теории и опыта работы с данными. Чтобы быть успешным, АПР должен принимать во внимание сложные связи между различными компонентами ККК. Таким образом, разработка АПР – это как наука, так и искусство.

Выводы

Все гидрометеорологические данные перед использованием должны пройти контроль качества. КК метод зависит от того, как будут использоваться данные. Сравнительно небольшое количество данных для местного или оперативного использования может быть проконтролировано с помощью простых методов КК, основанных на простом критерии качества. Создание глобального набора данных, предназначенного для широкого научного использования, требует использования очень сложного метода КК. Во-первых, качество данных должно быть достаточно высоким, чтобы были возможны исследования экстремальных событий. Во-вторых, исходные данные очень сложные из-за различных резолуций в пространстве и времени, возможных климатических изменений, изменений в датчиках и изменений в процедурах обработки данных в случайное время. В настоящее время единственным возможным решением является использование методов ККК.

Основными принципами контроля качества являются следующие:

1. Любой метод КК, основанный на одном критерии, всегда произведит много α - и β -ошибок.
2. Последовательное использование простых методов КК является полезным только в том случае, когда хотят гарантировать, что ни одно ошибочное значение не принято как правильное. Следствием этого является то, что много правильных значений будет исключено как ошибочные. Очевидно, что такие методы контроля качества данных подходят для определенных ситуаций.
3. Единственным способом найти универсальное решение является применение методов ККК с использованием всех знаний о соответствующих процессах, включая физические и статистические характеристики. Разработчик ККК должен быть осторожен с использованием любых гипотетических

знаний или выражением недоверия к данным, т. к. это может привести к отбраковке правильных данных (струйные течения, озоновая дыра).

4. Чем больше компонентов, используемых в ККК, тем более надежными должны быть результаты, ограниченные возможностью разрабатывать правильные АПР для многих ККК компонентов.

5. ККК должен содержать методы КК с использованием как климатических, так и текущих данных. К методам КК аэрологических данных относятся климатические проверки и методы, основанные на пространственно-временных и взаимно согласованных авто- и кросскорреляциях наблюдаемых данных для всех переменных.

6. ККК следует использовать наиболее чувствительные компоненты КК для обнаружения ошибок в любом подмножестве данных. В то же время они должны разделять значения на подмножества с минимумом общих членов (лучшим случаем является одно значение в пересекаемых наборах), чтобы в подмножестве сомнительных значений точно определить ошибочное значение.

7. Все ошибочные значения, определенные при помощи любого компонента ККК, должны проходить процедуру восстановления, используя результаты других компонентов ККК.

8. Все потенциально правильные значения на основе решения любого компонента ККК должны быть проверены всеми остальными компонентами ККК.

9. Из-за неоднородности характеристик атмосферы весьма желательно, чтобы гарантировать надежные результаты КК, использовать статистические свойства, определенные по данным каждой станции.

10. Важное значение имеет постоянный мониторинг процесса ККК, т. к. в данных будут проявляться неучтенные ошибки, потребуются изменения в АПР, поскольку ККК может обнаруживать только ошибки известные или предполагаемые.

МЕТОДЫ КОНТРОЛЯ КАЧЕСТВА ГЛОБАЛЬНОГО АЭРОЛОГИЧЕСКОГО МАССИВА КАРДС

Как отмечалось выше, целью проекта КАРДС являлось создание глобального наиболее полного проконтролированного аэрологического массива, основанного на данных радиозондовых наблюдений, пригодного для оценок климатических моделей и определения глобальных изменений климата на основе эмпирических данных. Он является совместным проектом Национального климатического центра США и Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеоинформации – Мирового центра данных. Массив КАРДС был определен как базовый массив для исследования климата [140]. Официальным продолжением проекта КАРДС является проект Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA) (<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/igra/>) [141, 142].

IGRA содержит данные наблюдений, полученные с помощью радиозондов и шаров-пилотов (pilot balloon) на более чем 1500 глобально распределенных станциях. Доступны наблюдения для стандартных изобарических поверхностей, уровня подстилающей поверхности, тропопаузы и уровней особых точек для давления, температуры, геопотенциальной высоты, направления и скорости ветра. Полный период наблюдений – с 1938 г. по настоящее время, и зависит от станции. Массив для каждой станции ежедневно пополняется и доступен бесплатно на сайте <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/igra/>.

При использовании метеорологических данных должно быть принято во внимание наличие в них ошибок. Определение и удаление ошибок особенно важно при любом анализе изменений климата, так как искажения (ошибки) в сети наблюдений и метеорологических наблюдениях могут существенно влиять на оценки изменения климата.

Для использования ККК очень важен выбор компонентов контроля качества. Для аэрологических данных полезно проверять наблюдения для взаимной совместимости с соседними зондированиями (временной контроль), с соседними высотами (вертикальный контроль), с данными на соседних станциях (горизонтальный контроль). Следовательно, эти типы контроля должны быть его компонентами для аэрологических данных. Для анализа климатических изменений горизонтальный контроль особенно важен, так как он выявит систематические ошибки наблюдений на отдельных аэрологических станциях.

Временной, вертикальный и горизонтальный контроль обычно основаны на интерполяции наблюдаемых данных на станции, которые уже были проверены. Сравнение проводится между результатом интерполяции и значениями аэрологических наблюдаемых данных.

Очень важно в КК аэрологических данных удостовериться, что зондирование внутренне согласовано. Основным критерием согласованности

для геопотенциальной высоты (H), температуры (T) и давления (P) является требование выполнения уравнения гидростатики. Оно является одним из наиболее эффективных КК методов для данных радиозондирования.

Контроль на внутреннюю согласованность геопотенциальной высоты, температуры и характеристик ветра возможен благодаря проверке данных на удовлетворение уравнений геострофического и термического ветра [47].

Способность контроля качества определять и локализовать ошибки в данных зависит от умения точного предсказания значения обсуждаемой величины и использования нескольких независимых ее предсказаний. Чем более аккуратно может быть вычислена (предсказана) обсуждаемая величина, тем меньшие ошибки могут быть определены. Если существует только одно предсказанное значение наблюдения, то нельзя быть уверенным, какое значение ошибочно – наблюденное или предсказанное, или, возможно, оба. Как правило, чтобы вычислить предсказанное значение наблюдения, должны быть использованы сомнительные наблюдения. Следовательно, необходимо иметь несколько независимых предсказаний для каждого наблюдения, чтобы точно определить ошибочные наблюдения.

Для контроля качества данных радиозондирования в массиве КАРДС был развит метод ККК, который позволяет нам контролировать геопотенциальную высоту, температуру, скорость и направление ветра, влажность на стандартных изобарических поверхностях и уровнях особых точек. Его частью являются следующие критерии:

- сравнение наблюденных данных на стандартных изобарических поверхностях с результатом горизонтальной ОИ данных других станций;
- сравнение наблюденных данных на стандартных изобарических поверхностях с результатом вертикальной интерполяции данных;
- проверка согласованности данных на стандартных изобарических поверхностях и уровнях особых точек для каждого профиля;
- проверка того, что геопотенциальная высота и температура удовлетворяют уравнению гидростатики на стандартных изобарических поверхностях;
- сравнение геострофического ветра и реального ветра на стандартных изобарических поверхностях;
- сравнение термического ветра с реальным ветром на стандартных изобарических поверхностях.

Во всех этих случаях важны формулы интерполяции и численного дифференцирования.

2.1. Методы контроля качества с одним критерием

Главной целью КК аэрологических данных является обнаружение и удаление/ коррекция случайных грубых ошибок.

Процедура КК может быть логически определена как следующая: контролируемое значение приписывается к одному из нескольких классов (подмножеств), на которые разделен набор наблюдений. Обычно данные делятся на два класса: класс правильных значений и класс ошибочных значений.

Ошибки в процедуре контроля качества (ККО – ошибки контроля качества) имеют место, когда проконтролированное значение относится к неправильному классу. Существует два различных типа ККО: имеют место ККО первого типа, когда ошибочное значение отнесено к классу правильных значений, в ККО второго типа правильное значение отнесено к классу ошибочных значений. Ясно, что наличие таких ошибок очень нежелательно, так как они могут исказить любой анализ данных.

Несложно разработать процедуру КК, которая минимизирует ошибки контроля качества или их тип. Например, можно применить контроль на физические пределы внутри достаточно больших пределов или «ворот». Это минимизирует ошибки второго типа. Достаточно большие пределы будут гарантировать, что правильное значение не будет принято за ошибочное. Однако многие ошибочные значения будут считаться правильными. Чтобы минимизировать ошибки КК первого типа достаточно использовать такую процедуру с очень узкими пределами. Все ошибочные значения будут удалены, но многие правильные значения будут неправильно отнесены к ошибочным.

Основная проблема в развитии надежной процедуры КК – развитие методов, которые минимизируют оба типа ККО. Как было отмечено в главе 1, практический опыт показывает, что процедура КК из одного критерия не может минимизировать ККО с текущим уровнем избыточности аэрологических данных. Таким образом, должны быть разработаны более сложные методы контроля качества данных об атмосфере.

КК методы для данных радиозондирования основаны на некоторой избыточности в самих данных. Избыточность в данных обусловлена природными законами, которые определяют пространственно-временное распределение параметров атмосферы. Наличие статистических, динамических и термодинамических законов ведет к наличию пространственных и временных корреляций для каждой термодинамической переменной и взаимозависимостям между этими переменными. Чем больше взаимосвязей может быть определено, тем лучше данные могут быть проконтролированы.

Наиболее простым и наиболее широко используемым методом контроля качества аэрологических данных является *контроль на допустимые значения*. Этот метод основан на климатологической информации. Например, набор данных о температуре может быть проверен на основе наших знаний, что в нижней атмосфере температура изменяется от -80 до 50 °C. Но этот тип КК может определять только большие грубые ошибки. Естественным расширением этого КК метода является специализация контроля для различных высот в атмосфере, сезонов, года и различного расположения.

Следующим шагом по сложности является *использование знаний о статистиках* для каждой переменной для развития контроля качества. Наблюденное значение сравнивается со средним значением и стандартным отклонением. Этот тип КК будет иметь большие границы для ошибок.

Более продвинутые методы КК, которые имеют более узкие «ворота» для грубых ошибок и основаны на *непрерывности параметров атмосферы* (например, соседние значения должны быть близкими к проверяемому,

в частности, модуль производной метеопараметра по пространству или времени должен быть мал, а также должна быть соблюдена непрерывность поля в пространстве и времени), на физических соотношениях, таких, как, например, **гидростатическое уравнение**. Продвинутое методы КК включают горизонтальный, вертикальный и временной контроль данных. В этих методах значение наблюдения проверяется с помощью интерполяции из соседних уровней (вертикальный контроль), из соседних станций (горизонтальный контроль) или из последовательных зондирований (временной контроль). Интерполированное значение f_i сравнивается с наблюдаемым значением f_0 . Если абсолютное значение разницы δf , называемое действительной невязкой и определенное как

$$\delta f = |f_0 - f_i| \quad (2.1)$$

мало, тогда f_0 рассматривается как правильное. Если δf большая, принимаем, что f_0 ошибочно. Чтобы использовать этот тест, должен быть развит критерий, устанавливающий приемлемые значения для δf .

Метод интерполяции данных играет существенную роль в КК аэрологических данных. Как отмечалось выше, ОИ аэрологических данных является предпочтительной для использования в процедурах контроля качества [45, 46]. Она позволяет не только аккуратно интерполировать данные наилучшим образом в смысле минимизации среднеквадратического значения для нормально распределенных величин, но и дает оценку точности интерполяции в каждой точке наблюдения. Эти оценки ошибки используются в процедурах контроля качества, чтобы определить приемлемые значения для разницы δf между интерполированным и наблюдаемым значениями. ОИ имеет другие важные достоинства по сравнению с другими методами интерполяции. В частности, ее достоинство состоит в том, что статистики контролируемых величин для каждой переменной, которую надо оптимально интерполировать, уже известны из исторических данных. Следовательно, процедуры КК могут учитывать историческое поведение величин, подлежащих контролю. Чем более детальные и достоверные статистики использованы в интерполяции, тем более вероятно, что локальное поведение переменной будет трактоваться правильно.

Существуют другие методы, используемые для интерполяции или экстраполяции данных, например сплайновая, полиномиальная интерполяции и т.д. Однако интерполяции с их помощью могут дать плохой результат, т.к. они обыкновенно основаны на некоторых предположениях о распределении данных, которые не справедливы для всех состояний атмосферы. ОИ, которая использует наши знания об атмосфере, очень редко дает неточную интерполяцию данных. Подробно вопрос о сплайновой интерполяции рассмотрен в главе 4.

Использование неполной или неправильной статистической структуры атмосферы будет ограничивать точность ОИ. Ее методы реагируют не на все возможные типы ошибок, что может привести к увеличению разброса действительных невязок, которые могут возрастать из-за использования некоторых ошибочных данных при интерполяции. В свою очередь увеличение

разброса действительных невязок делает более трудным принятие решения об ошибочности или правильности значения.

Очень важная группа КК методов для аэрологических данных использует *законы физики атмосферы* для проверки одного или более аэрологических наблюдений. Например, один из наиболее эффективных методов КК для геопотенциальной высоты и температуры основан на гидростатическом уравнении. Чтобы проверить данные о ветре, могут быть использованы методы КК, основанные на сравнении реального ветра с геострофическим или температурным ветром.

Каждый упомянутый выше метод КК основан на использовании только простых соотношений или уравнения и реагирует только на определенные типы ошибок, или имеет низкую чувствительность к грубым ошибкам, или не точно локализует ошибочные значения. Центры по обработке аэрологических данных используют методы КК последовательно на различных стадиях обработки данных.

2.2. Схемы комплексного контроля качества

Комплексный (многокомпонентный) контроль качества метеорологических данных был впервые предложен Гандиным [45, 47] и его идеи были развиты им в дальнейших работах [6, 28, 83]. Это был новый и общий подход к решению проблемы контроля качества метеорологических данных. Гандин привнес идею комбинировать простые методы КК (компоненты ККК) через алгоритм принятия решения, который при работе логически должен быть похож на работу человека. В результате эта комплексная система привела к возросшей чувствительности к ошибкам, улучшенному определению ошибок и отличному принятию решения. ККК минимизирует число ошибок контроля качества обоих типов без ухудшения положительных свойств каждого компонента.

Существует небольшое различие между использованием процедур контроля в рамках ККК и индивидуальным использованием каждой процедуры контроля. Критерий, который является основой процедуры контроля, используется для проверки данных. Когда определено сомнительное значение, АПР взвешивает анализ каждого компонента ККК и делает заключение о том, является ли значение правильным или ошибочным, основываясь на совместном анализе всех компонент ККК. Такая процедура допускает использование значительно меньших границ в каждом компоненте.

Существует огромное разнообразие ошибок, и каждый компонент ККК имеет различную чувствительность к этим ошибкам. Следовательно, наиболее сложной и важной задачей в построении ККК является разработка АПР. На основе анализа ошибок, данного каждым индивидуальным ККК компонентом, он должен взвесить результаты в каждом случае и принять решение.

Массивы данных могут быть организованы во временном формате или в синоптическом. Организация данных должна быть учтена, так как развитие ККК требует выбора соответствующих компонент. Аэрологические данные – это данные за один срок и обычно по всему земному шару. С данными

в синоптическом формате возможно использование различных технологий горизонтального контроля и почти невозможно использовать методы временного контроля. С временными рядами можно применять различные временные методы КК и невозможно применять горизонтальный контроль. К данным, организованным как в синоптическом, так и в временном форматах, возможно применять методы вертикального КК. Исходный массив КАРДС организован в синоптическом формате.

Гидростатическое уравнение – наиболее мощное соотношение для использования в проверках КК для геопотенциальной высоты и температуры. Оно может быть использовано в данных как в синоптическом, так и в временном форматах.

Горизонтальная интерполяция, геострофические и температурные соотношения для ветра могут быть применены к данным о ветре в синоптическом виде. Данные о ветре в виде временных рядов могут быть только интерполированы во времени.

Для развития методов КК должна быть известна статистическая структура атмосферы. Ее вычисление является сложной и требующей большого количества времени исследователя и компьютерного времени задачей. Дополнительная сложность в разработке этих КК методов заключается в том, что статистическая структура обычно дается только для стандартных изобарических поверхностей. Следует заметить, что прогресс в развитии методов КК был в основном благодаря требованиям прогноза погоды, для которого нужны данные на стандартных изобарических поверхностях очень высокого качества. Это объясняет, почему больше всего улучшены методы контроля качества данных именно на них.

Естественным шагом является развитие КК методов с проверкой данных на стандартных изобарических поверхностях и данных на уровнях особых точек. Использование этих типов КК ограничено фактом, что данные на уровнях особых точек сами могут содержать ошибки и эти данные должны быть проконтролированы. По этой причине наиболее продвинутые методы КК для данных на стандартных изобарических поверхностях основаны на использовании данных с других стандартных изобарических поверхностей и не используют данные с уровней особых точек. После контроля основных уровней с использованием данных со стандартных изобарических поверхностей эти данные будут использоваться для контроля данных на уровнях особых точек. Практика показывает, что использование данных со стандартных изобарических поверхностей часто очень полезно для КК данных на уровнях особых точек для сложных ситуаций, таких, как тропопауза или пограничный слой.

Существует избыточность данных наблюдений на стандартных изобарических поверхностях, которая имеет типичный горизонтальный масштаб 300–500 км, вертикальный масштаб – 1,5–3,0 км и временной масштаб – 6–12 часов. Используя эту избыточность данных, ККК может с большой вероятностью определять грубые ошибки температуры от 5 до 10 °С, ошибки геопотенциальной высоты в пределах 30–60 гпм, ошибки скорости ветра в интервале 10–15 м/с и дефицита точки росы от 10 до 15 °С. Так как

проконтролированные значения на стандартных изобарических поверхностях имеют вышеупомянутую точность, невозможно давать радиозондовые профили с большей точностью. Точность профиля определяется точностью его наименее точного элемента. Следовательно, точность проконтролированных данных на уровнях особых точек определяется точностью данных на стандартных изобарических поверхностях. Чтобы контролировать данные на уровнях особых точек с такой же точностью, как данные на стандартных изобарических поверхностях, достаточно (но отнюдь не обязательно, можно использовать более изощренные вертикальные формулы) использовать простые методы интерполяции, такие, как линейная интерполяция. Использование простых методов возможно потому, что расстояние интерполяции между особыми уровнями и стандартными уровнями составляет приблизительно половину расстояния интерполяции между стандартными изобарическими поверхностями.

Итак, для контроля качества аэрологических наблюдений в файлах, организованных в синоптическом формате, рекомендуется метод комплексного контроля, состоящий из следующих компонентов:

- гидростатический контроль качества для температуры T и геопотенциальной высоты H на стандартных изобарических поверхностях;
- горизонтальный контроль T на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ значений T из соседних станций;
- горизонтальный контроль H на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ значений H из соседних станций;
- горизонтальный контроль H на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ толщины между стандартными изобарическими поверхностями на соседних станциях;
- вертикальный контроль T на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ значений T на соседних стандартных изобарических поверхностях;
- вертикальный контроль H на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ значений H из соседних стандартных изобарических поверхностей;
- горизонтальный контроль компонент ветра на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ значений компонент ветра из соседних станций;
- вертикальный контроль компонент ветра на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ данных на соседних стандартных изобарических поверхностях;
- контроль компонентов геострофического ветра на стандартных изобарических поверхностях, основанный на оптимальном дифференцировании H с соседних станций;
- контроль компонентов термического ветра на стандартных изобарических поверхностях, основанный на оптимальном дифференцировании T с соседних станций и соседних изобарических поверхностей;
- горизонтальный контроль влажности на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ ее значений из соседних станций;

- вертикальный контроль влажности на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ ее значений на соседних стандартных изобарических поверхностях;
- вертикальный контроль T на уровнях особых точек, основанный на ЛИ значений T из соседних стандартных изобарических поверхностей;
- вертикальный контроль H на уровнях особых точек, основанный на ЛИ значений H из соседних стандартных изобарических поверхностей;
- вертикальный контроль ветра на уровнях особых точек, основанный на ЛИ значений ветра на соседних стандартных изобарических поверхностях;
- вертикальный контроль влажности на уровнях особых точек, основанный на ЛИ ее значений с соседних стандартных изобарических поверхностей.

Для контроля качества аэрологических наблюдений в постанционных файлах (временных рядах) рекомендуется метод ККК контроля, состоящий из следующих компонентов:

- гидростатический контроль T и H на стандартных изобарических поверхностях;
- временной контроль T на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ значений наблюдений T в соседние сроки;
- временной контроль H на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ значений наблюдений H в соседние сроки;
- временной контроль геопотенциальной толщины на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ толщины между стандартными изобарическими поверхностями из соседних сроков;
- вертикальный контроль T на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ значений T с соседних стандартных уровней;
- вертикальный контроль H на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ значений H из соседних стандартных изобарических поверхностей;
- временной контроль компонент ветра на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ значений наблюдений компонент ветра в соседние сроки;
- вертикальный контроль компонент ветра на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ данных из соседних стандартных изобарических поверхностей;
- временной контроль влажности на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ значений ее наблюдений в соседние сроки;
- вертикальный контроль влажности на стандартных изобарических поверхностях, основанный на ОИ ее значений с соседних стандартных изобарических поверхностей;
- вертикальный контроль T на уровнях особых точек, основанный на ЛИ значений T с соседних стандартных изобарических поверхностей;
- вертикальный контроль H на уровнях особых точек, основанный на ЛИ значений H с соседних стандартных изобарических поверхностей;

- вертикальный контроль ветра на уровнях особых точек, основанный на ЛИ значений ветра на соседних стандартных изобарических поверхностях;

- вертикальный контроль влажности на уровнях особых точек, основанный на ЛИ ее значений из соседних стандартных уровней.

Две предложенные схемы для ККК данных, организованных постанционно и в синоптическом формате, будут давать нам возможность определять многие типы грубых ошибок в аэрологических данных. Исключение какого-нибудь из этих компонент ККК уменьшит нашу способность определять эти ошибки.

Гидростатическая проверка КК, как было замечено выше, является очень мощным методом КК данных для геопотенциальной высоты и температуры. Она дает совместный контроль T и H и гидростатическое уравнение может быть использовано для вычисления правильных T и H . Однако гидростатический КК не реагирует на определенные типы ошибок в данных. Он не может локализовать ошибочные значения на верхнем или нижнем уровне зондирования и не будет определять некоторые комбинации ошибок.

Практика показывает, что гидростатический КК будет определять и исправлять приблизительно 55 % ошибок в значениях T и H на стандартных изобарических поверхностях. Достоинством этого метода является отсутствие ложных браков.

Работа авторов с реальными данными глобальной аэрологической сети показала, что гидростатический КК вместе с горизонтальным контролем для данных, организованных в синоптическом формате, и временным контролем данных в постанционном формате значительно улучшает нашу способность определять и локализовывать ошибки. Горизонтальный контроль дает огромное улучшение при частой сети аэрологических станций, а временной – на станциях с частыми наблюдениями. Для редких в горизонтальном и временном масштабе массивов горизонтальный и временной контроль имеют приблизительно такую же результативность, как и климатическая проверка, и они могут определять только очень большие ошибки. Иногда методы горизонтального и временного контроля основаны на интерполяции, использующей геопотенциальную высоту предпочтительнее, чем геопотенциальную толщину. Изменение интерполяции с геопотенциальной высоты на толщину улучшает определение ошибок до такой степени, что горизонтальный и временной КК становятся почти такими же чувствительными, как гидростатический. Но горизонтальная и временная интерполяция геопотенциальной высоты позволяет определять некоторые ошибки, которые интерполяция относительной геопотенциальной высоты (толщины) не может определить, например искажение всех высот на постоянное значение. Следовательно, все эти методы должны быть частью процедуры контроля качества.

Вертикальный контроль довольно полезен, когда данные редки в пространстве и во времени. Так как распределение стандартных изобарических поверхностей постоянно, способность вертикального контроля в определении ошибок на стандартных изобарических поверхностях зависит

в основном от переменной и ее поведения (статистик). Чувствительность вертикального контроля определять ошибки в геопотенциальной толщине и температуре близка к чувствительности гидростатического КК. Это справедливо даже для H вследствие высокой корреляции между значениями для соседних стандартных изобарических поверхностей.

В трудных ситуациях, таких, как тропопауза, пограничный слой, и где локальные условия сильно влияют на данные, очень полезно использовать данные о температуре на уровнях особых точек с использованием ЛИ значений с ближайших по вертикали точек наблюдения. Детально вопрос об интерполяции данных в пограничном слое рассмотрен в главе 4.

ККК данных о геопотенциальной толщине и температуре с комбинацией гидростатического, горизонтального, временного и вертикального контроля позволяет ККК определять ошибки при плотной и редкой сети радиозондовых станций. Использование горизонтальной и временной интерполяции геопотенциальной толщины очень чувствительно, когда использовано в комбинации с другими компонентами КК.

Схема ККК для данных о ветре использует горизонтальный, вертикальный или временной КК. Для ветра не существует соотношения, такого как гидростатическое уравнение. Следовательно, способность определять ошибки в данных о ветре относительно низкая. Для редкой сети радиозондовых станций методами КК являются вертикальный и климатический контроль. Для плотной сети при синоптически сформированных данных определение ошибок может быть улучшено благодаря использованию контроля геострофического и термического ветра. Проверки соотношений, основанных на формулах геострофического и термического ветра, дают небольшое улучшение КК ветра. Важно, что эти соотношения дают дополнительную проверку на согласованность данных о геопотенциальной высоте, температуре и ветре. Данные о ветре также проверяются с использованием данных на уровнях особых точек.

Методы для контроля данных о влажности ограничены. Могут быть использованы комбинации горизонтального, вертикального или временного контроля. Возможность этих методов ограничена вследствие высокой изменчивости влажности в атмосфере и большого числа больших ошибок в наблюдениях влажности при низких температурах. Небольшого улучшения можно добиться дополнительным использованием простого статистического компонента, который основан на корреляциях влажности и температуры.

Важно использовать данные на уровнях особых точек для контроля данных о влажности, т.к., во-первых, мало других выборов, и, во-вторых, влажность сильно изменчива в вертикальном направлении.

Итак, процедура ККК проверяет данные на стандартных изобарических поверхностях, затем выполняет вертикальный КК температуры, влажности и ветра на уровнях особых точек, используя проверенные данные со стандартных изобарических поверхностей.

Примеры реакций компонентов ККК на различные простые грубые ошибки в данных на стандартных изобарических поверхностях показаны в табл. 2.1.

Таблица может быть расширена включением полных соотношений между действительными невязками компонентов ККК для локализации и определения величины ошибки. Это будет формировать хорошую основу для построения АПР. Он решает обратную задачу предсказания правильного значения ошибки и местоположения ошибки на основе действительных невязок компонентов ККК.

Таблица 2.1

Реакция ККК компонентов на различные типы грубых ошибок на стандартных изобарических поверхностях. Первый символ в типе ошибки: *H* – горизонтальный контроль, *V* – вертикальный, *G* – геострофический, *T* – термический, *S* – с использованием уровней особых точек. Второй символ обозначает: *H* – геопотенциальная высота, *h* – толщина, *T* – температура, *W* – ветер, *R* – влажность.
«» – гидростатический контроль.**
«+» указывает на наличие реакции, «±» – наличие слабой реакции, и «–» ее отсутствие

	Типы грубых ошибок	**	HH	Hh	VH	HT	VT	ST	HW	VW	GW	TW	SW	HR	VR	TR	SR
1	Ошибка в местоположении станции	–	+	+	±	+	±	–	+	±	+	+	–	+	±	–	–
2	Ошибка наблюдения в <i>T</i>	–	+	+	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
3	Ошибка вычислений <i>H</i>	+	±	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
4	Искажение отдельного значения <i>H</i>	+	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
5	Искажение отдельного значения <i>T</i>	–	–	–	–	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–
6	Искажение отдельного значения <i>S</i> или <i>A</i> ветра	–	–	–	–	–	–	–	+	+	+	+	+	–	–	–	–
7	Искажение отдельного значения <i>R</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	+	+	+	+

2.3. Компоненты комплексного контроля качества

2.3.1. Гидростатический контроль качества

Интегрирование гидростатического уравнения

$$\frac{\partial H}{\partial P} = -\frac{RT_v}{gP}, \quad (2.2)$$

где *H* – геопотенциальная высота; *P* – давление; *R* – газовая постоянная для сухого воздуха; *g* – ускорение гравитации; *T_v* – виртуальная температура для слоя между двумя стандартными изобарическими поверхностями с

давлением P_i и P_{i+1} и в предположении, что T_v и ускорение гравитации – постоянные в этом слое, дает гипсометрическое уравнение

$$H_{i+1} - H_i = \frac{R}{g} T_{v_i}^{i+1} \ln \frac{P_i}{P_{i+1}}, \quad (2.3)$$

где $T_{v_i}^{i+1}$ – средняя виртуальная температура для слоя $P_i - P_{i+1}$.

Заметим, что возможны и другие разностные аппроксимации уравнения гидростатики. Преимуществом уравнения (2.3) является то, что оно используется на аэрологических станциях для вычисления геопотенциальной высоты H_i при проведении зондирования. Средняя виртуальная температура для каждого слоя вычисляется по данным о температуре и влажности на стандартных изобарических поверхностях и уровнях особых точек внутри этого слоя.

Переписывая $T_{v_i}^{i+1}$ из (2.3) в виде

$$T_i^{i+1} = (T_i + T_{i+1})/2, \quad (2.4)$$

где T_i и T_{i+1} – значения температуры на нижней и верхней стандартных изобарических поверхностях, формула для гидростатической невязки выглядит следующим образом:

$$\delta_i^{i+1} = H_{i+1} - H_i - B_i^{i+1} (T_i + T_{i+1}), \quad (2.5)$$

где

$$B_i^{i+1} = \frac{R}{2g} \ln \frac{P_i}{P_{i+1}}. \quad (2.6)$$

Невязка в (2.5) представляет погрешность, сделанную из-за использования температуры вместо виртуальной температуры вместе с переданными геопотенциальными высотами H_i и H_{i+1} .

Исследование показало, что средние значения для δ_i^{i+1} малы, по сравнению с большинством грубых ошибок для слоев между стандартными изобарическими поверхностями. Среднеквадратические значения, определенные по формуле

$$E_i^{i+1} = \sqrt{(\delta_i^{i+1})^2}, \quad (2.7)$$

малы и слабо зависят от сезона и широты.

Табл. 2.2 содержит средние и среднеквадратические значения для гидростатической невязки (2.5) для различных широтных зон и уровней между 1000 и 10 гПа на основе данных для 00 GMT 15 января 1989 года. Невязки даны в геопотенциальных метрах.

В табл. 2.3 приведены нормализованные средние и среднеквадратические значения, относящиеся к температуре ($\alpha = \delta_i^{i+1} / B_i^{i+1}$ и $\beta = E_i^{i+1} / B_i^{i+1}$). Она показывает разницу между осредненными виртуальными температурами и температурами, вычисленными по формуле (2.4), так как (2.5) не учитывает влажность и температуру на уровнях особых точек.

Таблица 2.2

**Средние и среднеквадратические значения для гидростатических
невязок (гПм), рассчитанных по глобальному набору данных
для 0 GMT, 01/15/89. N – количество наблюдений,
 α – средняя невязка для геопотенциальной высоты,
 E – среднеквадратическое значение невязок**

Слой Р, гПа	$-30^\circ \leq \text{широта} < 30^\circ$			$30^\circ \leq \text{широта} < 60^\circ$			$60^\circ \leq \text{широта}$		
	N	α	E	N	α	E	N	α	E
20–10	23	4,2	20,2	68	-4,1	39,8	11	-3,1	29,7
30–20	66	0,4	11,7	202	4,1	16,1	35	1,6	9,7
50–30	80	7,5	15,5	242	1,0	14,5	47	0,1	13,0
70–50	93	-0,7	11,8	291	1,6	10,7	60	0,2	6,6
100–70	104	-9,1	19,1	317	-1,5	10,5	73	1,4	5,8
150–100	123	-5,7	13,6	361	2,8	11,9	91	4,9	10,4
200–150	139	0,6	5,9	370	2,2	9,5	97	1,9	7,7
250–200	148	1,0	5,2	377	-0,1	6,5	102	-0,7	6,6
300–250	145	1,4	4,7	389	-0,9	5,6	103	-0,2	5,6
400–300	146	3,1	9,0	402	-0,7	6,7	102	-0,8	7,0
500–400	145	2,4	6,5	403	2,3	6,4	100	0,4	5,4
700–500	141	6,2	10,8	399	5,0	10,6	100	4,2	9,0
850–700	134	7,2	9,2	388	4,1	7,2	102	4,3	6,8
1000–850	112	7,3	11,4	195	2,6	7,1	40	7,6	11,0

Таблица 2.3

**Средние и среднеквадратические значения для гидростатических
невязок температуры, рассчитанных по глобальному набору данных
для 0 GMT, 01/15/89. N – количество наблюдений,
 α – средняя невязка для нормализованной температуры,
 β – среднеквадратические значения невязок для нормализованной
температуры**

Слой Р, гПа	$-30^\circ \leq \text{широта} < 30^\circ$			$30^\circ \leq \text{широта} < 60^\circ$			$60^\circ \leq \text{широта}$		
	N	α	β	N	α	β	N	α	β
20–10	23	0,4	2,0	68	-0,1	4,0	11	-0,3	2,9
30–20	66	0,1	1,9	202	0,5	2,2	35	0,2	1,6
50–30	80	1,0	2,0	242	0,0	1,9	47	0,0	1,7
70–50	93	-0,1	2,4	291	0,3	2,2	60	0,0	1,3
100–70	104	-1,9	3,4	317	-0,2	1,9	73	0,2	1,1
150–100	123	-0,8	2,2	361	0,4	1,9	91	0,8	1,7
200–150	139	0,2	1,4	370	0,5	2,2	97	0,4	1,8
250–200	148	0,2	1,5	377	-0,1	2,0	102	-0,2	2,0
300–250	145	0,5	1,7	389	-0,3	2,0	103	0,0	2,1
400–300	146	0,6	2,1	402	-0,1	1,6	102	-0,1	1,6
500–400	145	0,6	1,9	403	-0,7	1,9	100	0,1	1,6
700–500	141	1,3	2,2	399	0,9	2,0	100	0,8	1,8
850–700	134	2,6	3,3	388	1,4	2,5	102	1,5	2,4
1000–850	112	2,6	4,2	195	1,1	3,0	40	3,2	4,6

Рис. 2.1 демонстрирует распределение нормализованных гидростатических невязок ($\delta_i^{i+1}/\Delta_i^{i+1}$) для 850–700, 500–400 и 100–50 гПа слоев для глобального набора аэрологических данных, вычисленных при гидростатическом КК.

Данные на рис. 2.1 показывают, что правильные значения T_i , T_{i+1} и H_i , H_{i+1} будут удовлетворять условию

$$|\delta_i^{i+1}| \leq \Delta_i^{i+1} = 4,0 \cdot E_i^{i+1} \quad (2.8)$$

почти в 100 % случаев. Это означает, что, если неравенство (2.8) не удовлетворяется, то, по крайней мере, одна из величин T_i , T_{i+1} , H_i или H_{i+1} ошибочна.

Если H_i содержит ошибку χ , тогда для двух соседних уровней следующие аппроксимации могут быть найдены из (2.5)

$$\delta_{i-1}^i \approx -\delta_i^{i+1} \approx \chi. \quad (2.9)$$

Следовательно, ошибка χ может быть аппроксимирована для внутренних уровней

$$\chi = \frac{\delta_{i-1}^i - \delta_i^{i+1}}{2}, \quad (2.10)$$

и как

$$\chi = \delta_{n-1}^n, \quad (2.11)$$

и

$$\chi = -\delta_2^1 \quad (2.12)$$

для верхнего и нижнего уровней соответственно.

Для ошибки τ в значении T_i из (2.5) следует, что для двух соседних уровней

$$\delta_{i-1}^i/B_{i-1}^i \approx \delta_i^{i+1}/B_i^{i+1} \approx \tau. \quad (2.13)$$

Следовательно, ошибки τ в значении T_i для соседних уровней можно аппроксимировать как

$$\tau = \frac{\delta_{i-1}^i/B_{i-1}^i + \delta_i^{i+1}/B_i^{i+1}}{2} \quad (2.14)$$

и

$$\tau = \delta_{n-1}^n/B_{n-1}^n \quad (2.15)$$

для верхнего уровня, и

$$\tau = \delta_2^1/B_2^1 \quad (2.16)$$

для нижнего уровня.

На рис. 2.2 приведены среднеквадратические значения разниц между действительными ошибками и ошибками, вычисленными с помощью уравнений (2.10)–(2.12) и (2.14)–(2.16). Видно, что наиболее точные оценки ошибок имеют место на промежуточных уровнях с большими оценками ошибок на уровне подстилающей поверхности и высоких атмосферных уровнях. Рис. 2.2 демонстрирует, что существуют систематические ошибки в средних значениях невязки для температуры в нижних слоях. Это следствие использования температуры вместо виртуальной температуры в гидростатическом уравнении. Простой путь улучшить результаты гидростатического контроля геопотенциальной высоты и температуры – это использовать данные о влажности.

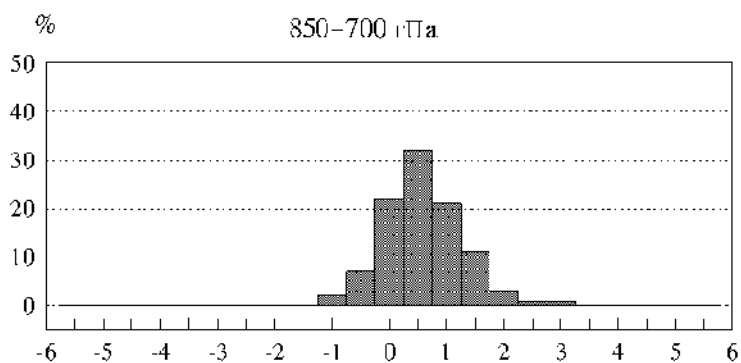
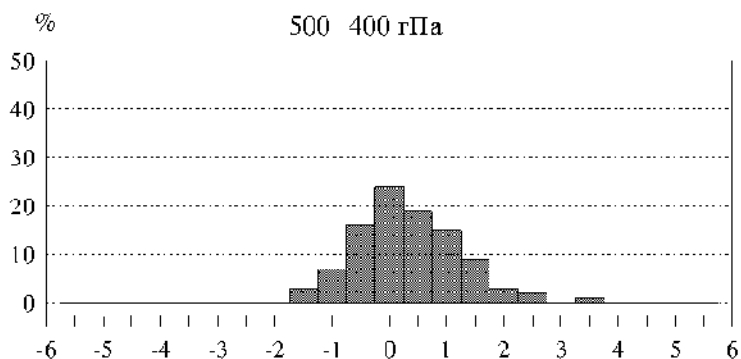
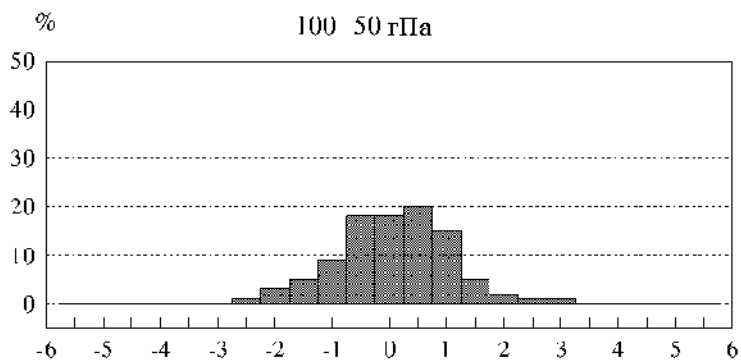


Рис. 2.1. Распределение нормализованных действительных невязок
для гидроstaticеского контроля.
КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

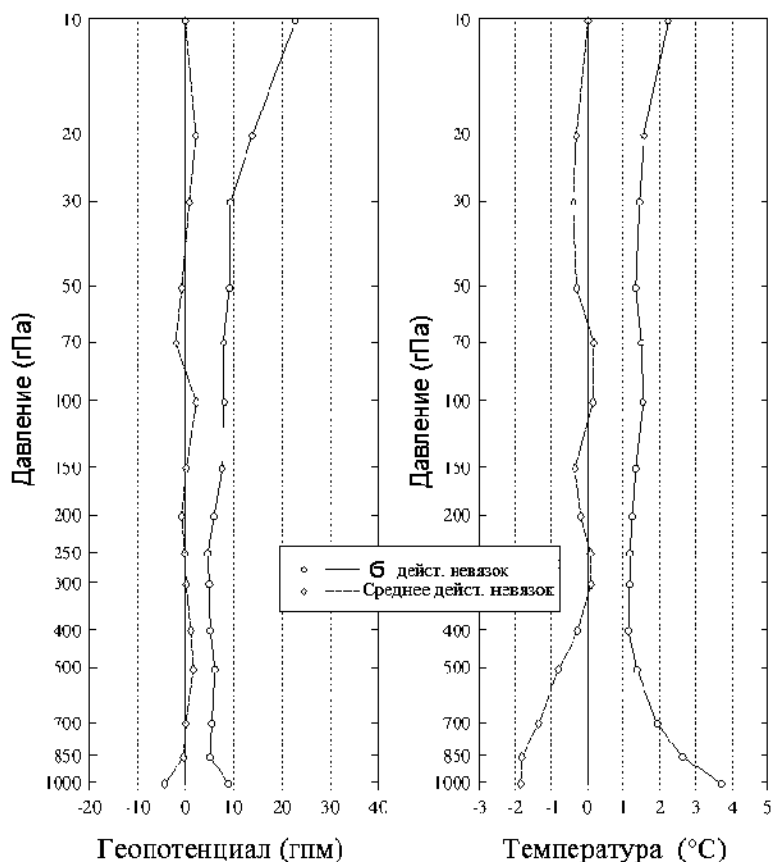


Рис. 2.2. Средние и среднеквадратические значения (б) невязок для геопотенциальной высоты и температуры, вычисленные с использованием гидростатического уравнения. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

2.3.2. Горизонтальная и вертикальная оптимальная интерполяция

Атмосферные гидродинамические переменные являются непрерывными во времени и пространстве. Следовательно, различие между двумя наблюдениями в соседних точках мало. Процедуры КК данных могут быть развиты, основываясь на этих фактах. Методы КК, основанные на непрерывности, состоят из сравнения наблюдений на стандартных изобарических поверхностях для данной станции в данное время с интерполированными

значениями из соседних станций (горизонтальный контроль), из прилежащих уровней на той же станции (вертикальный контроль) или результатами интерполяции последовательных во времени наблюдений на той же станции (временной контроль).

Как обсуждалось выше, ОИ является лучшим методом для использования в КК аэрологических данных, когда первый и второй моменты точно известны. Преимущество этого метода заключается в вычислении не только разницы между наблюдаемыми и интерполированными значениями (невязок), но и пределов их допустимых значений.

Оптимальная интерполяция в предположении отсутствия ошибок наблюдения

Пусть f'_i – отклонение от среднемесячного значения $\bar{f}_i$, где f_i представляет наблюдение в четырехмерном времени и пространстве ($i = 1, \dots, n$), σ_i – стандартное отклонение наблюдений.

Будем интерполировать или экстраполировать (в зависимости от расположения влияющих точек) f'_i ($i = 1, \dots, n$) в точку 0, используя

$$\hat{f}'_0 = \sum a_i \frac{\sigma_0}{\sigma_i} \hat{f}'_i. \quad (2.17)$$

Коэффициенты a_i , ($i = 1, \dots, n$) определены так, что квадрат среднеквадратического значения разности

$$\delta_0 = f'_0 - \hat{f}'_0 \quad (2.18)$$

минимален в каждой точке, то есть

$$E^2 = \overline{\delta_0^2} \quad (2.19)$$

будет минимизировано.

Необходимыми условиями для минимума являются

$$\frac{\partial E^2}{\partial a_i} = 0, \quad i = 1, \dots, n. \quad (2.20)$$

Используя выражения (2.17)–(2.19), найдено, что E^2 должно иметь следующую форму:

$$\begin{aligned} E^2 &= \overline{\left(f'_0 - \sum_{i=1}^n a_i \frac{\sigma_0}{\sigma_i} \right)^2} = \\ &= \overline{\left(f'^2_0 - 2 \sum_{i=1}^n a_i \frac{\sigma_0}{\sigma_i} \overline{f'_0 f'_i} + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n a_i a_j \frac{\sigma_0^2}{\sigma_i \sigma_j} \overline{f'_i f'_j} \right)} = \\ &= \left(1 - 2 \sum_{i=1}^n a_i \mu_{0i} + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n a_i a_j \mu_{ij} \right) \sigma_0^2, \end{aligned} \quad (2.21)$$

где

$$\mu_{ij} = \frac{\overline{f'_i f'_j}}{\sigma_i \sigma_j} - \quad (2.22)$$

корреляции наблюдений f в точках i и j .

Уравнение (2.20) вместе с (2.21) дают систему линейных уравнений

$$\sum_{i=1}^n a_i \mu_{ij} = \mu_{0j}, \quad j = 1, \dots, n, \quad (2.23)$$

которая решается для определения a_i . Теперь (2.17) может быть использовано, чтобы получить решение (интерполированное значение), которое есть минимум, в смысле среднеквадратического значения, разности между наблюдаемыми f' и интерполированными $\hat{f}'$ значениями.

Среднеквадратические значения разности между наблюдаемыми и интерполированными значениями могут быть вычислены с помощью ОИ. Уравнения (2.21) и (2.23) дают

$$E = \sigma_0 \left(1 - \sum_{i=1}^n a_i \mu_{0i} \right)^{0,5}. \quad (2.24)$$

Если предположено, что распределение нормально, допустимая разница или невязка Δ_0 может быть оценена, используя интерполированное и наблюдаемое значение как

$$\Delta_0 = N_f E = N_f \sigma_0 \left(1 - \sum_{i=1}^n a_i \mu_{0i} \right)^{0,5}, \quad (2.25)$$

где N_f – константа, предположительно равная 4,0, которая может быть модифицирована после анализа данных.

Метод ОИ подобен методу линейной множественной регрессии. Основная разница между ними заключается в том, что в множественной регрессии все необходимые статистические характеристики вычисляются по данным, в то время как в методе ОИ статистические свойства каждого параметра должны быть известны заранее.

Горизонтальная оптимальная интерполяция

Одной из принципиальных трудностей в использовании горизонтальной ОИ является определение набора станций, чьи данные сильно коррелируют с данными проверяемой станции. Теоретически можно взять все станции, но число радиозондовых станций очень велико (несколько сотен). В этом случае решение результирующей системы линейных уравнений для определения весов a_i будет трудным. В [47, 67] показано, что использование от четырех до восьми соседних станций в горизонтальной ОИ аэрологических величин дает наиболее точные результаты. Равномерное распределение вокруг точки интерполяции идеально.

В этой схеме КК в интерполяции будут использованы восемь станций. Среди станций, используемых при интерполяции, рассматриваются только

те, которые расположены на расстоянии не более 2000 км от данной станции. Чтобы обеспечить равномерное и симметричное распределение станций, построен круг влияния (с радиусом 2000 км) с восемью 45-градусными секторами. Из каждого сектора берется не более чем по две станции. Любые из этих 16, или менее, станций могут быть использованы в ОИ.

Восемь «влияющих» станций выбираются по следующей процедуре:

а) в каждом из восьми секторов берется станция, чьи данные имеют наибольшие корреляции с данными в исходной станции;

б) если какие-нибудь секторы пустые, тогда станции выбираются из сектора, который содержит более одной станции;

в) если число выбранных станций из восьми секторов меньше или равно восьми, тогда все станции используются в ОИ;

г) веса, действительные невязки и пределы допустимых невязок вычисляются на всех уровнях;

д) если проверяемая станция имеет данные, которые отсутствуют на одной или более из выбранных станций, тогда новый набор из восьми «влияющих» станций выбирается из 16 станций, определенных ранее. Однако рассматриваются только те станции, которые имеют данные на рассматриваемом уровне.

Интерполированные значения вычисляются по формуле:

$$\hat{f}'_0 = \sum_{i=1}^n a_i \frac{\sigma_0}{\sigma_i} f'_i, \quad n \leq 8, \quad (2.26)$$

где f'_i есть отклонение от среднемесячных значений $\bar{f}_i$; f_i обозначает наблюдения; σ_i – стандартное отклонение наблюдаемых значений от среднемесячного значения. Коэффициенты a_i вычислены по формуле

$$\sum_{i=1}^n a_i \mu_{ij} = \mu_{0j}, \quad j = 1, \dots, n, \quad (2.27)$$

где μ_{ij} – коэффициенты корреляции между j -й и i -й станциями. Следует заметить, что вычисленные коэффициенты корреляции μ_{ij} включают ошибки наблюдений.

Невязки, используемые в горизонтальном контроле, определяются как

$$\delta f_0 = f'_0 - \hat{f}'_0 \quad (2.28)$$

и

$$\Delta f_0 = N_f \cdot \varepsilon \cdot \sigma_0, \quad (2.29)$$

где

$$\varepsilon = \sqrt{1 - \sum_{i=1}^n a_i \cdot \mu_{0j}}. \quad (2.30)$$

Качество результатов использования ОИ для радиозондовых данных зависит от качества статистик для атмосферы, использованных в интерполяции. Ошибки в средних значениях, стандартных отклонениях, корреляционных функциях ведут к ошибкам в ОИ.

В текущей версии ККК был использован многолетний глобальный массив среднемесячных значений и стандартных отклонений на стандартных

изобарических поверхностях от 1000 до 10 гПа на 5×10 -градусной широтно-долготной сетке. Два набора были использованы при его создании: климатология, вычисленная во ВНИИГМИ-МЦД [84], и климатология, вычисленная в Национальном климатическом центре данных E. Gadberry [179] в 1993 г. из ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Европейский центр среднесрочных прогнозов) для 1978–1990 гг. на $2,5 \times 2,5$ -градусной широтно-долготной сетке.

Корреляционные функции для геопотенциальной высоты и температуры, использованные в (2.26), на стандартных изобарических поверхностях вычислены из соотношения

$$\mu(r) = c e^{-ar} \left(\cos br + \frac{a}{b} \sin br \right), \quad (2.31)$$

где r – расстояние между станциями в тысячах километров. Для геопотенциальной высоты $a = 0,658$, $b = 1,033$ и $c = 0,986$. Для температуры $a = 0,807$, $b = 1,190$ и $c = 0,893$ [25]. Обычно корреляционные функции используются для каждой изобарической поверхности. Практика показывает, что использование правильных корреляционных функций на каждом стандартном уровне дает более точные оценки для допустимых невязок (2.29), (2.30). Для геопотенциальной толщины использованы те же корреляционные функции, что и для геопотенциальной высоты. Вопрос о построении корреляционных функций более подробно обсуждается в главе 5.

Горизонтальная ОИ для составляющих ветра должна учитывать векторную природу ветра. Для получения интерполированных значений составляющих ветра используются обе его составляющие. Следовательно, нужны корреляционные функции для каждой составляющей ветра и кросс-корреляционные функции между U- и V-составляющими. К сожалению, набора с точными корреляционными функциями для компонентов ветра не существует. Взамен вычислен набор геострофических корреляционных функций с использованием корреляций геопотенциальной высоты (2.31). Корреляционные функции геострофического ветра определяются как

$$\mu_{uu}(r, \alpha) = c e^{-ar} \left(\cos br \sin^2 \alpha - \frac{\sin br}{b} \left(a - \frac{\cos^2 \alpha}{r} \right) \right), \quad (2.32)$$

$$\mu_{vv}(r, \alpha) = c e^{-ar} \left(\cos br \cos^2 \alpha - \frac{\sin br}{b} \left(a - \frac{\sin^2 \alpha}{r} \right) \right), \quad (2.33)$$

$$\mu_{uv}(r, \alpha) = c e^{-ar} \left(\cos br - \frac{\sin br}{b} \left(a + \frac{1}{r} \right) \right) \sin \alpha \cos \alpha, \quad (2.34)$$

где α – угол между вектором, соединяющим две радиозондовые станции, и x-осью, которая ориентирована с запада на восток; a , b , c – константы, определенные как в (2.31) для геопотенциальной высоты.

Корреляционные функции для дефицита точки росы определяются как

$$\mu(r) = 0,9 e^{-0,98r}. \quad (2.35)$$

На рис. 2.3–2.14 приведены оценки горизонтальной интерполяции, использующей глобальный набор аэрологических станций для 00 GMT 15 января 1989 года. Эти рисунки показывают точность интерполяции в терминах невязок и допустимых невязок.

Два фактора воздействуют на средние значения невязок: точность среднемесячных значений (климатология) и наличие систематических ошибок. Компоненты ветра ниже интерполируются как скаляры.

Рис. 2.3, 2.5, 2.7, 2.9, 2.11 и 2.13 демонстрируют, что средние значения невязок в основном близки к нулю, т.е. среднемесячные значения точны и не существует больших систематических ошибок в данных.

Среднеквадратические значения для действительных невязок показывают, как точно могут быть предсказаны данные с использованием горизонтальной интерполяции (например, каковы величины случайных ошибок в интерполяции). Для сравнения на этих рисунках показаны среднеквадратические значения невязок наблюдаемых и климатических значений. Рис. 2.3, 2.7, 2.9, 2.11 и 2.13 демонстрируют, что среднеквадратические значения невязок при горизонтальной ОИ намного меньше, чем климатические невязки. Разница в 3,4 раза меньше для геопотенциальной высоты (наилучший случай) и только в 1,2–1,3 раза меньше для данных о влажности (наименее горизонтально коррелированная величина).

Точность стандартных отклонений и корреляционных функций видна благодаря сравнению среднеквадратических значений для действительных невязок со значениями допустимых невязок (см. рис. 2.3, 2.5, 2.7, 2.9, 2.11 и 2.13). Маленькая разница в среднеквадратических значениях для действительных невязок и допустимых невязок означает, что в ОИ были использованы точные статистики. Рисунки показывают, что есть хорошее согласие для геопотенциальной высоты, температуры и U-компоненты ветра между действительными и допустимыми невязками, и, безусловно, слабое согласие между невязками для V-компоненты ветра и дефицита точки росы, что требует уточнения их статистической структуры.

На рис. 2.11 и 2.13 показаны вертикальные распределения среднеквадратических значений для стандартных отклонений климатических данных, которые используются для вычисления допустимых невязок. Видно, что различия между среднеквадратическими значениями для действительных и допустимых невязок очень схожи по величине с различием между среднеквадратическими значениями климатических невязок и стандартных отклонений климатических данных. Это означает, что стандартные отклонения обоих элементов (V-компоненты ветра и дефицита точки росы) неточные, и неточно представляют реальные данные. Единственным способом улучшить результаты для горизонтальной ОИ является вычисление климатических средних и стандартных отклонений с большей точностью.

Другим параметром, который описывает точность горизонтальной интерполяции, является распределение действительных невязок,

нормализованное с помощью допустимых невязок. Эти распределения представлены на рис. 2.1, 2.4, 2.6, 2.8, 2.10 и 2.12. Они показывают, что фактически все действительные невязки по отношению к допустимым невязкам находятся в интервале от -4,0 до 4,0. Поэтому можно заключить, что $N_f = 4$ правильно.

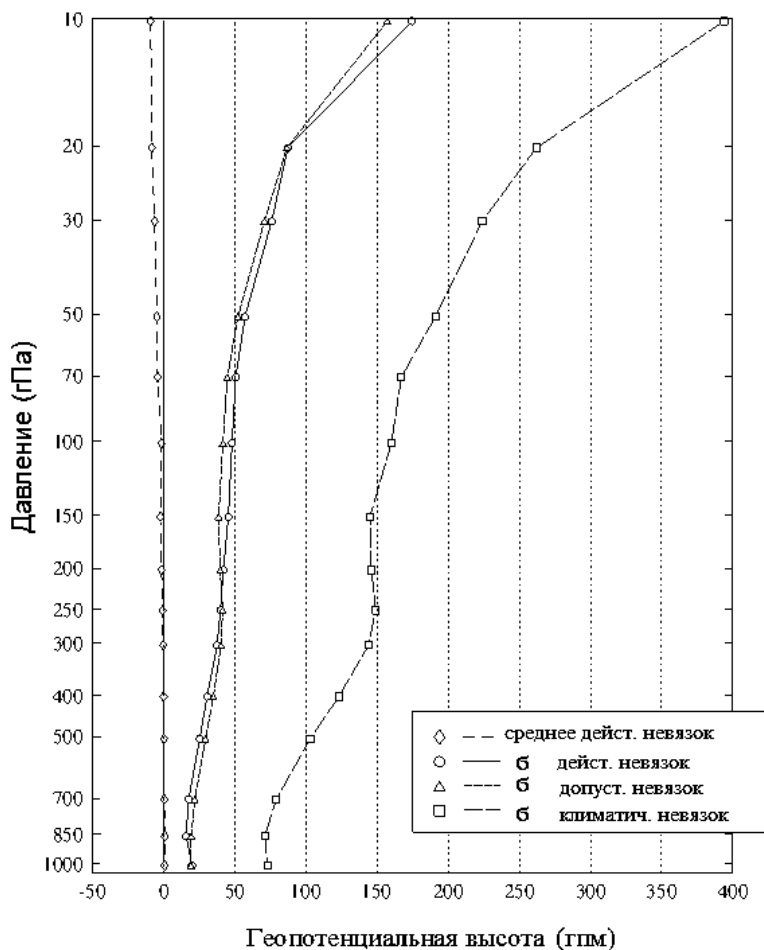


Рис. 2.3. Характеристики горизонтальной ОИ для геопотенциальной высоты. σ – среднееквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

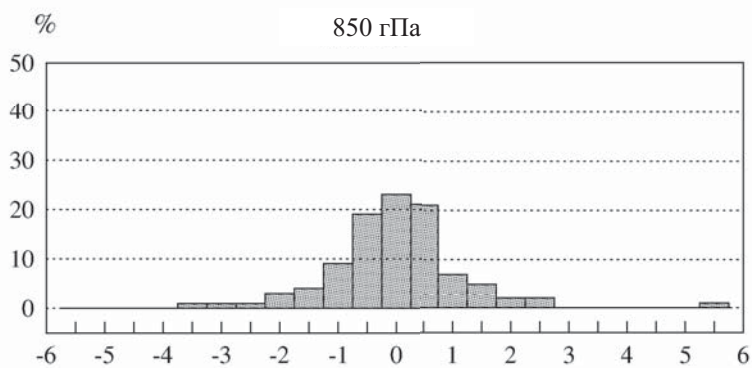
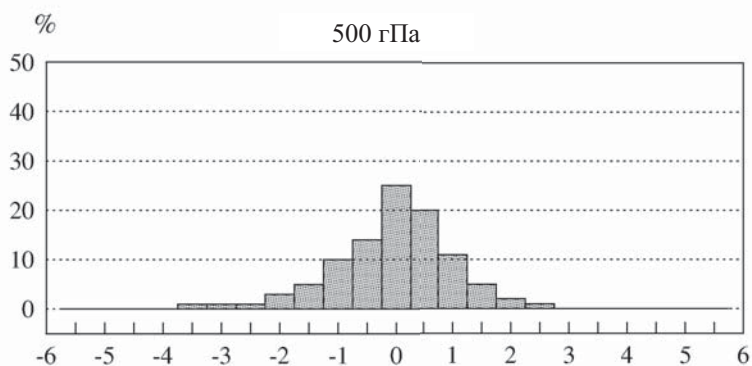
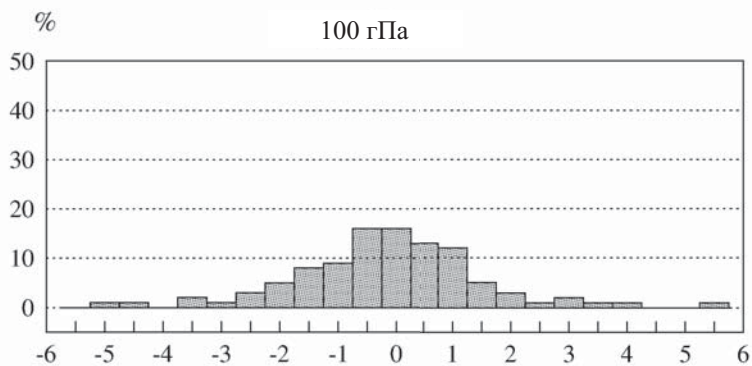


Рис. 2.4. Распределение нормализованных действительных невязок для горизонтальной ОИ геопотенциальной высоты. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

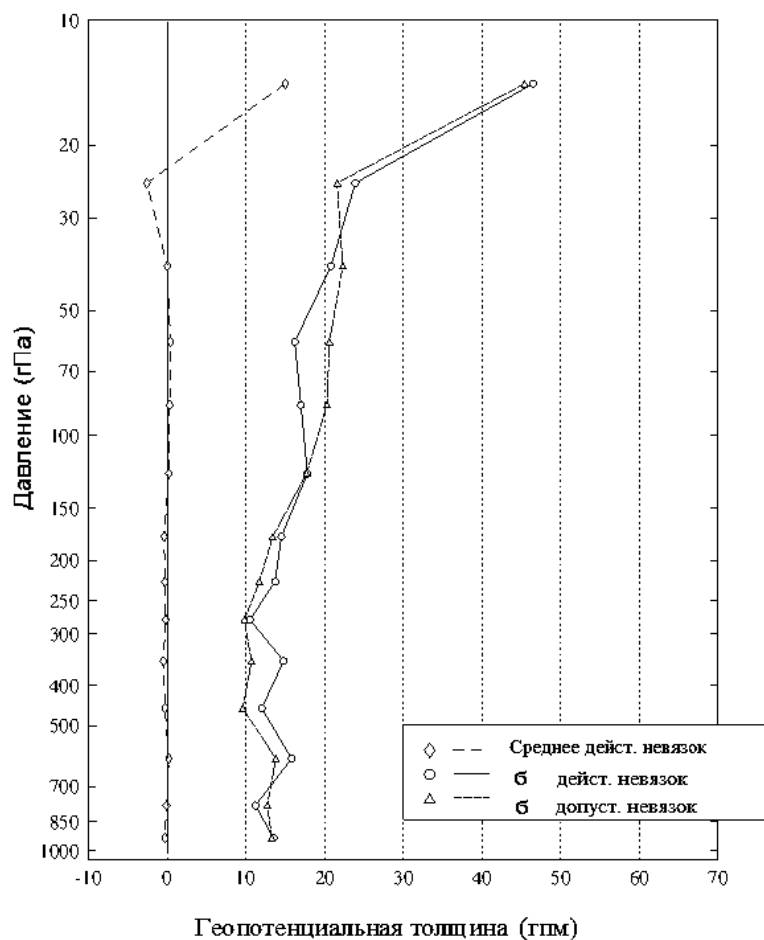


Рис. 2.5. Характеристики горизонтальной ОИ для геопотенциальной толщины слоев. б – среднее квадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

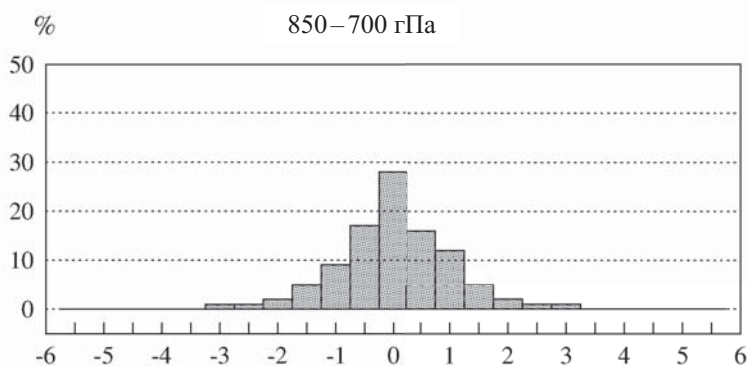
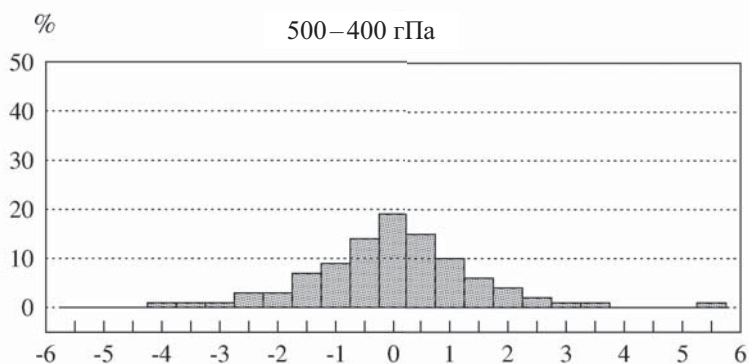
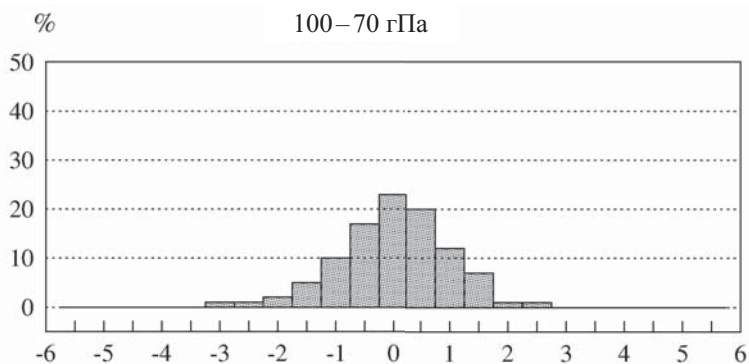


Рис. 2.6. Распределение нормализованных действительных невязок для горизонтальной ОИ геопотенциальной толщины слоев. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

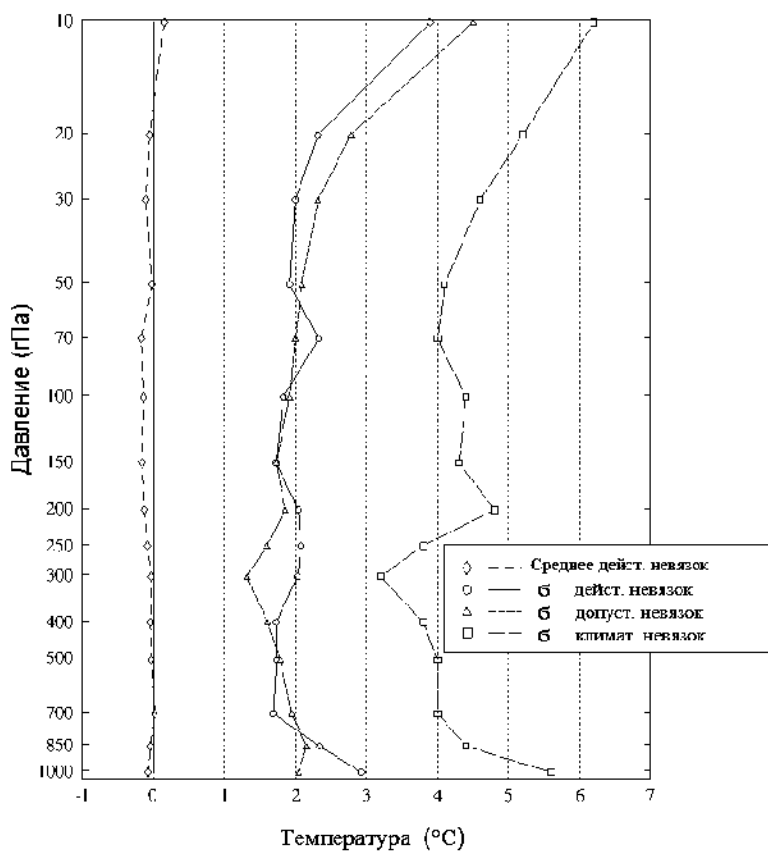


Рис. 2.7. Характеристики горизонтальной ОИ для температуры.
 б – среднеквадратическое значение, КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г.
 759 станций [118]

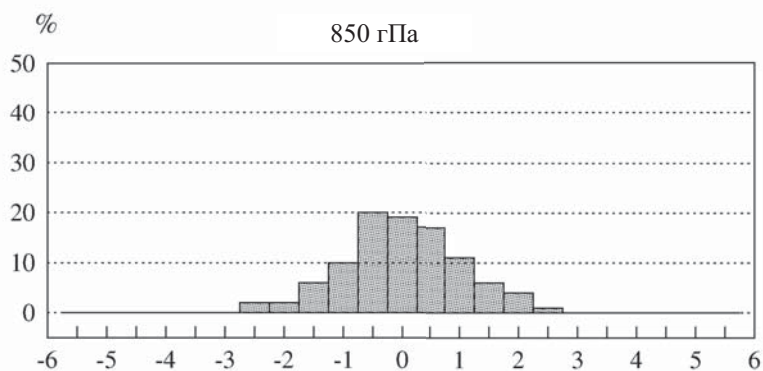
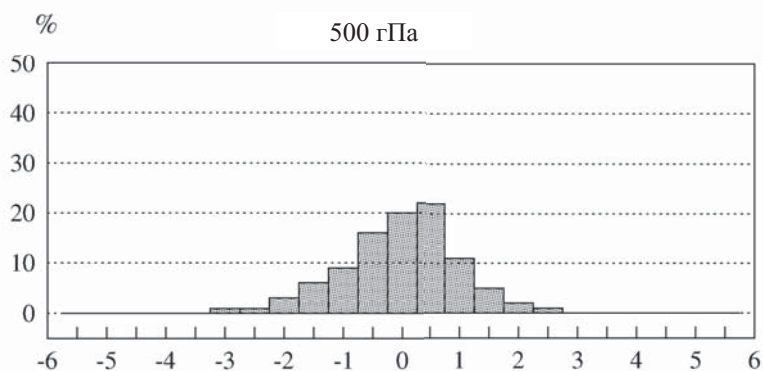
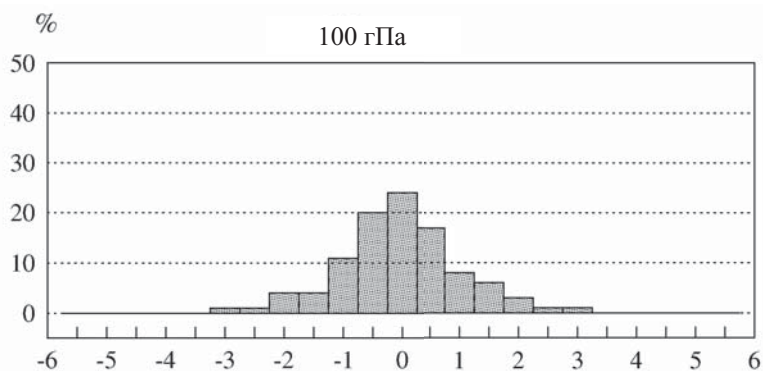


Рис. 2.8. Распределение нормализованных действительных невязок для горизонтальной ОИ температуры. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

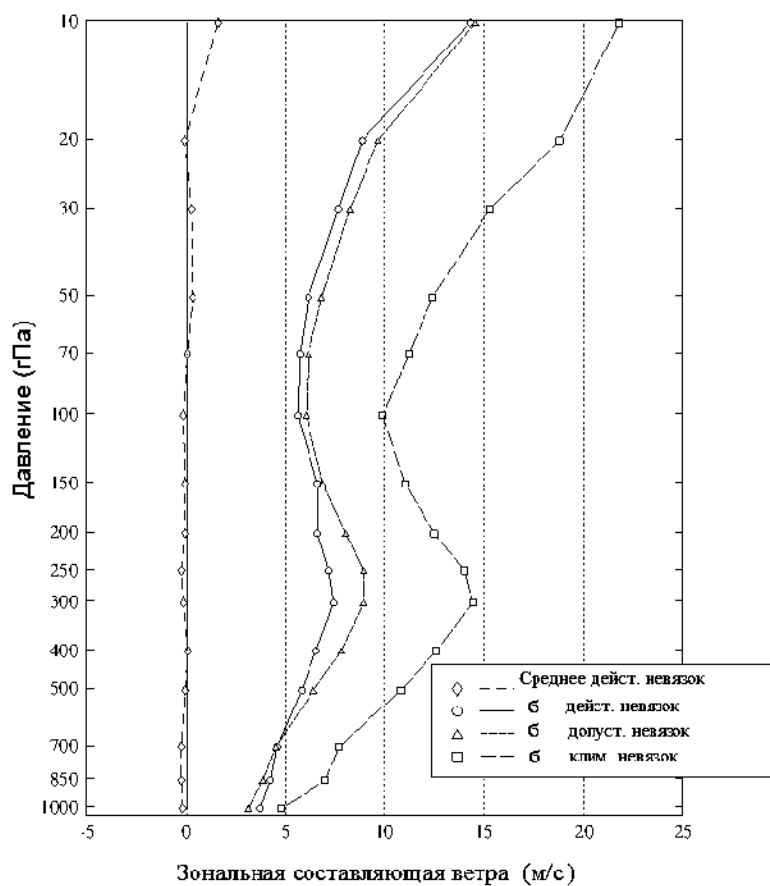


Рис. 2.9. Характеристики горизонтальной ОИ для зональной составляющей ветра. б – среднеквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

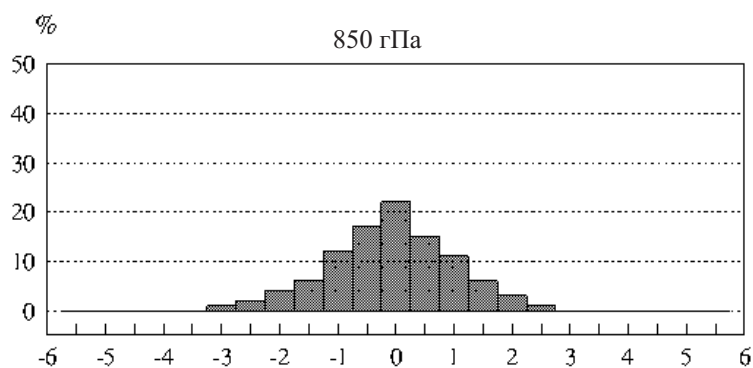
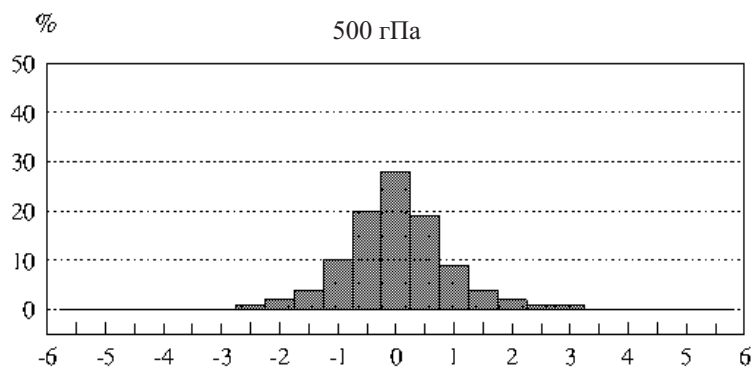
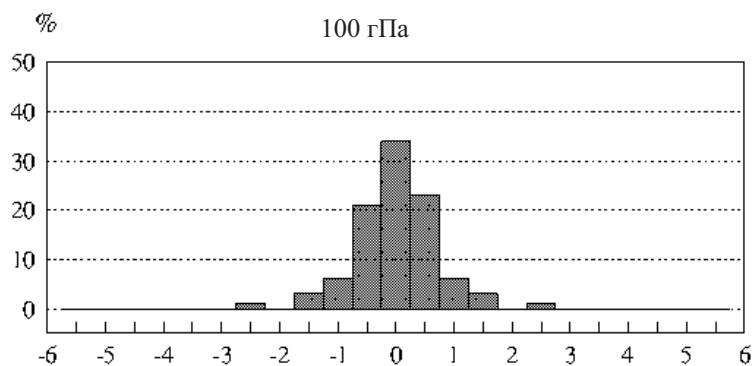


Рис. 2.10. Распределение нормализованных действительных невязок для горизонтальной ОИ зональной составляющей ветра. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

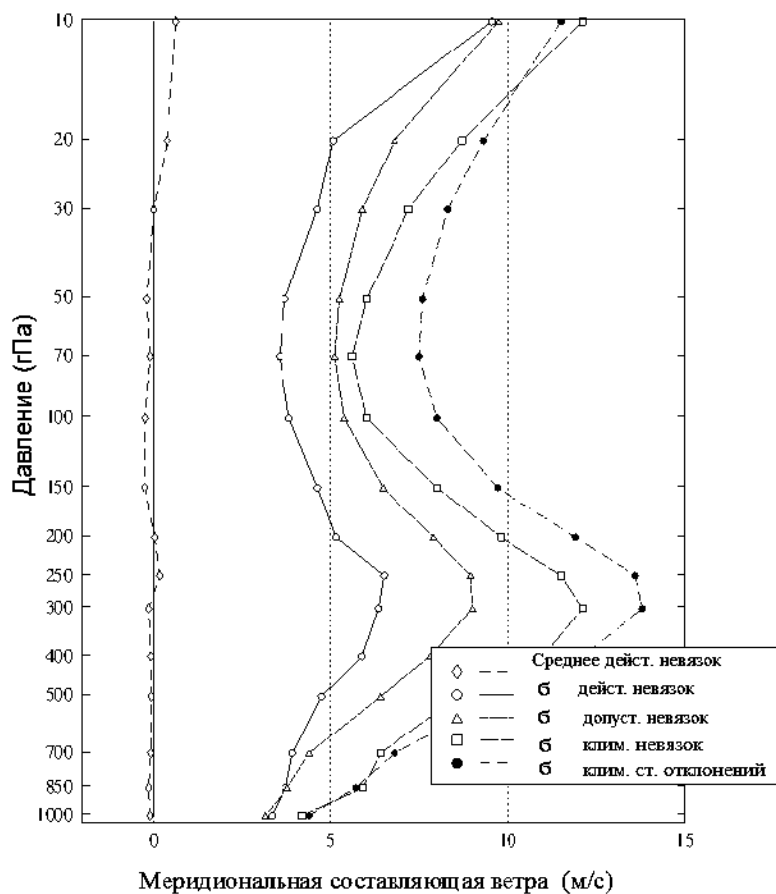


Рис. 2.11. Характеристики горизонтальной ОИ для меридиональной составляющей ветра. б – среднеквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

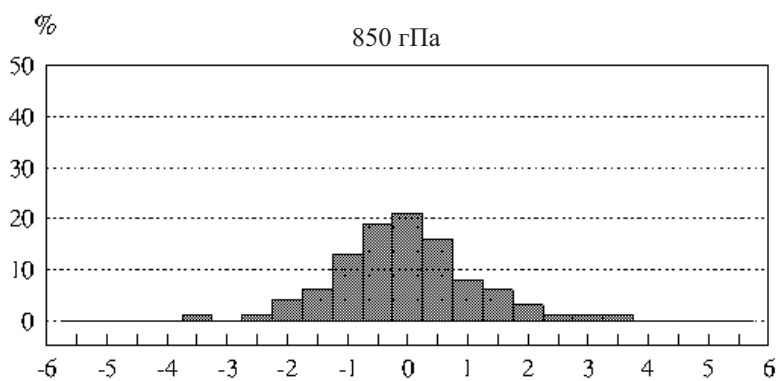
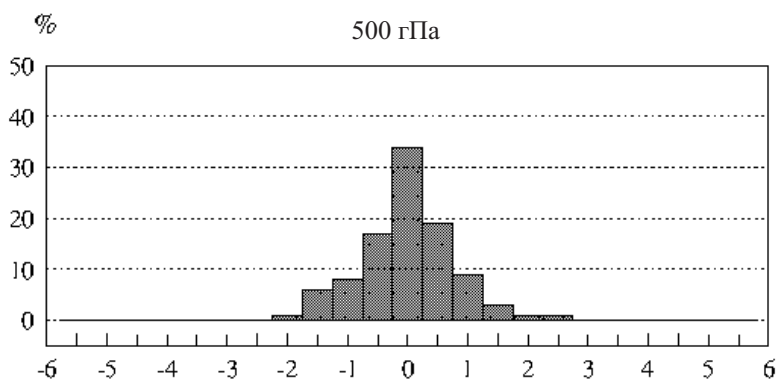
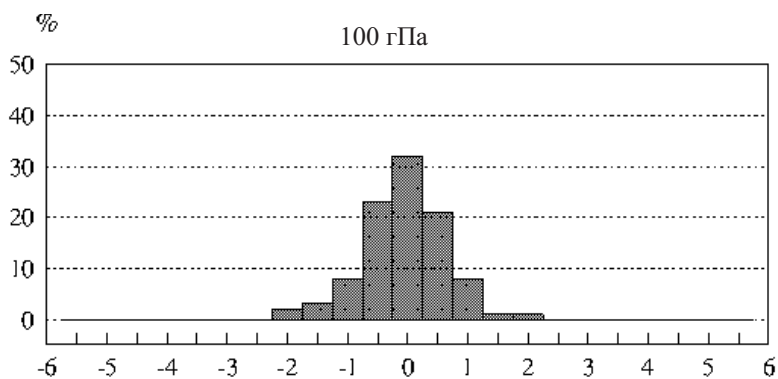


Рис. 2.12. Распределение нормализованных действительных невязок для горизонтальной ОИ меридиональной составляющей ветра. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

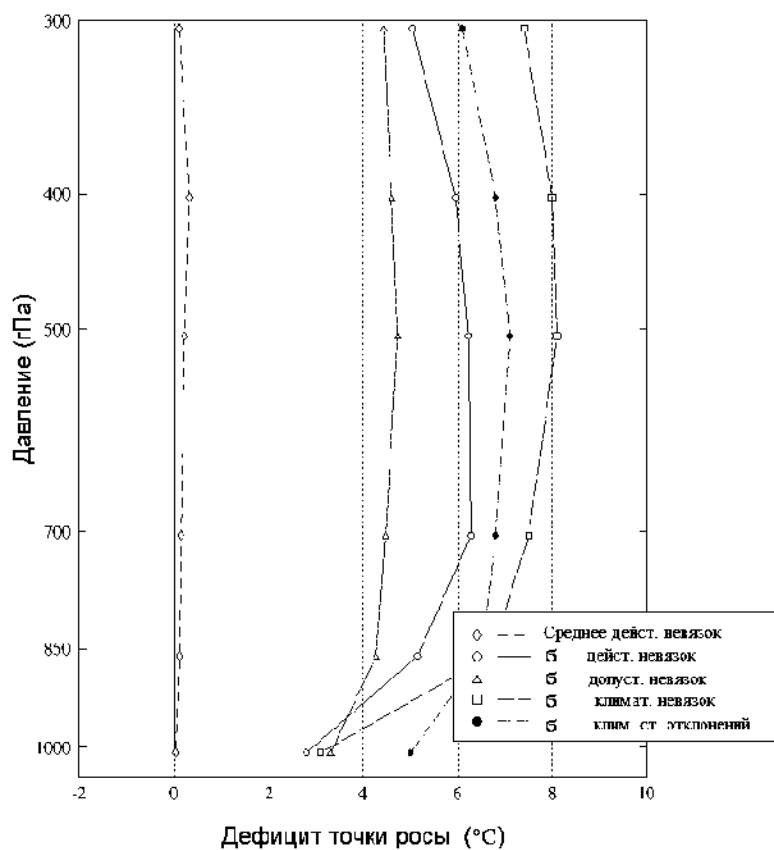


Рис. 2.13. Характеристики горизонтальной ОИ для дефицита точки росы.
 б – среднеквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г.
 759 станций [118]

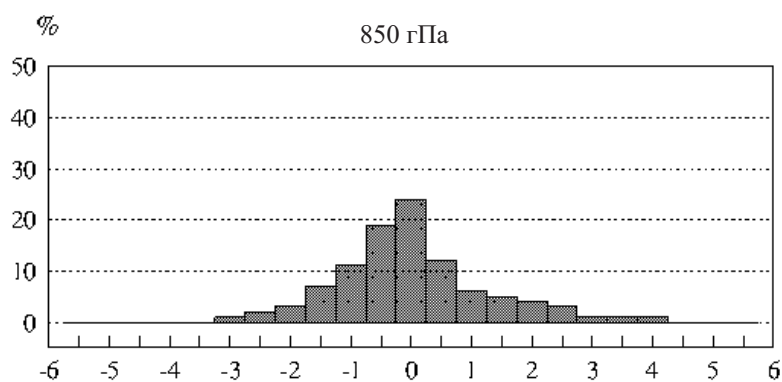
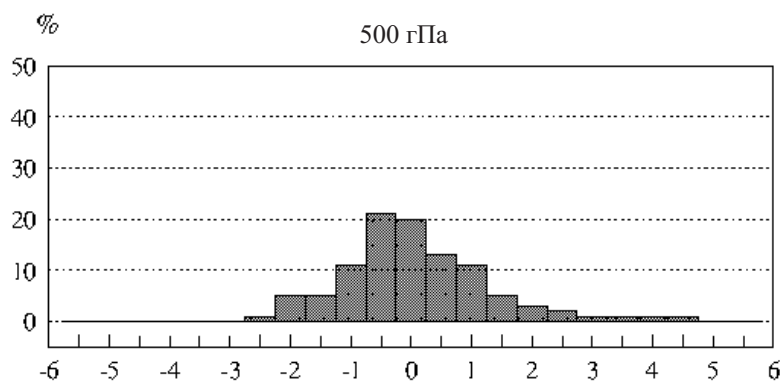
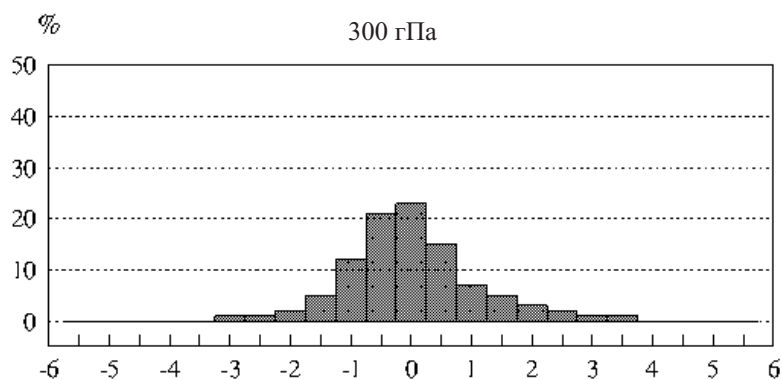


Рис. 2.14. Распределение нормализованных действительных невязок для горизонтальной ОИ дефицита точки росы. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

Вертикальная оптимальная интерполяция

Вертикальная ОИ схожа с горизонтальной. Единственным отличием является техника для выбора влияющих точек данных, и каким образом определяются коэффициенты корреляции. Для каждого наблюдаемого значения на любом внутреннем стандартном уровне данные интерполируются из ближайшего верхнего и нижнего стандартных уровней

$$\hat{f}'_i = a_{i+1}^i \frac{\sigma_i}{\sigma_{i-1}} f'_{i-1} + a_{i+1}^i \frac{\sigma_i}{\sigma_{i+1}} f'_{i+1}, \quad i = 2, \dots, n-1, \quad (2.36)$$

$$\hat{f}'_1 = a_2^1 \frac{\sigma_1}{\sigma_2} f'_2, \quad \hat{f}'_n = a_{n-1}^n \frac{\sigma_n}{\sigma_{n-1}} f'_{n-1}, \quad (2.37)$$

где f'_i – отклонение наблюдаемого значения f_i от климатического среднемесячного, $\hat{f}_i$, на i -м стандартном уровне; σ_i – климатическое стандартное отклонение; a_i^j – коэффициенты вертикальной ОИ.

Для внутренних уровней коэффициенты a_i^j находятся путем решения следующей системы линейных уравнений:

$$\begin{aligned} a_{i-1}^i + \mu_{i-1}^{i+1} a_{i+1}^i &= \mu_{i-1}^i, \\ \mu_{i-1}^{i+1} a_{i-1}^i + a_{i+1}^i &= \mu_{i+1}^i. \end{aligned} \quad (2.38)$$

Для верхнего и нижнего стандартных уровней коэффициенты определяются так:

$$\begin{aligned} a_2^1 &= \mu_2^1, \\ a_{n-1}^n &= \mu_{n-1}^n, \end{aligned} \quad (2.39)$$

где μ_i^k – коэффициент корреляции между наблюдаемыми значениями на k -й и i -й стандартными изобарическими поверхностями.

Действительные невязки вертикального КК качества определяются как

$$\delta f_i = f'_i - \hat{f}'_i, \quad (2.40)$$

и допустимые невязки есть

$$\Delta f_i = N_f \cdot \varepsilon \cdot \sigma_i, \quad (2.41)$$

где

$$\varepsilon = \sqrt{1,0 - a_{i-1}^i \mu_{i-1}^i - a_{i+1}^i \mu_{i-1}^i} \quad (2.42)$$

для внутренних уровней и

$$\varepsilon = \sqrt{1,0 - a_2^1 \mu_2^1}, \quad \varepsilon = \sqrt{1,0 - a_{n-1}^n \mu_{n-1}^n} \quad (2.43)$$

для верхней и нижней стандартных изобарических поверхностей.

Вертикальная ОИ может быть выполнена с использованием климатических среднемесячных значений, стандартных отклонений и набора коэффициентов вертикальной корреляции между стандартными изобарическими поверхностями. Если известны коэффициенты вертикальной корреляции

между стандартными изобарическими поверхностями, вертикальная ОИ может выполняться с помощью этих статистических данных. Набор корреляционных матриц вычисляется с помощью наблюдаемых значений для разных сезонов и различных широтных зон. Матрицы корреляций для всех аэрологических переменных и всех зон для зимы показаны в табл. 2.4–2.8.

Рис. 2.15–2.24 показывают точность вертикальной ОИ для различных аэрологических переменных.

Эти рисунки показывают, что, как правило, вертикальная ОИ является более точной, чем горизонтальная. Большая точность вертикальной ОИ возникает потому, что наблюдаемые значения на разных уровнях вертикального профиля имеют большую корреляцию, чем корреляция между данными на тех же уровнях между станциями радиозондирования. Вертикальная интерполяция играет весьма важную роль в определении ошибок наблюдений. В случае горизонтальной интерполяции ошибки наблюдений на различных станциях являются независимыми (или могут быть слабо коррелируемые для той же модели радиозонда). Однако ошибки наблюдений очень сильно коррелируют в вертикальной интерполяции, особенно для геопотенциальной высоты и ветра. Эти корреляции обусловлены процедурами расчетов, используемых на аэрологических станциях для геопотенциальных высот и характеристик ветра.

Вертикальная интерполяция является более точной, чем горизонтальная интерполяция для внутренних стандартных изобарических поверхностей. Исключением является дефицит точки росы. Худшие результаты интерполяции получены для верхней и нижней стандартных изобарических поверхностей, так как на этих уровнях осуществляется экстраполяция. Вертикальная интерполяция дефицита точки росы не дает точных результатов, однако они несколько лучше, чем при горизонтальной интерполяции. Это обусловлено следующим: во-первых, значения влажности не очень сильно вертикально коррелируют по сравнению с другими аэрологическими переменными; во-вторых, влажность весьма изменчива в атмосфере. Для переменных, отличных от влажности, вертикальная ОИ сравнительно точно интерполирует из данных, и точность этой интерполяции известна (это может быть видно при сравнении среднеквадратических значений действительных и допустимых невязок и распределений отношений между действительными и допустимыми невязками, показанными на рис. 2.16, 2.18, 2.20, 2.22, 2.24).

Таблица 2.4

**Вертикальные корреляции значений геопотенциальной высоты
на стандартных изобарических поверхностях (х100)**

Стандартные изобарические поверхности (гПа)															
	1000	850	700	500	400	300	250	200	150	100	70	50	30	20	10
Широта < -60°															
1000	100	93	86	71	63	57	56	54	50	44	32	26	18	12	0
850	93	100	96	82	74	67	65	63	59	50	37	28	19	15	8
700	86	96	100	92	85	79	77	75	70	60	45	36	25	20	15
500	71	82	92	100	98	94	92	88	81	68	52	44	31	27	25
400	63	74	85	98	100	98	95	91	84	71	57	50	31	29	25

Продолжение табл. 2.4

Стандартные изобарические поверхности (гПа)															
	1000	850	700	500	400	300	250	200	150	100	70	50	30	20	10
300	57	67	79	94	98	100	98	94	87	74	61	55	37	33	27
250	56	65	77	92	95	98	100	97	92	80	66	57	44	41	31
200	54	63	75	88	91	94	97	100	98	91	81	73	55	50	39
150	50	59	70	81	84	87	92	98	100	97	89	83	67	61	48
100	44	50	60	68	71	74	80	91	97	100	97	92	81	74	57
70	32	37	45	52	57	61	66	81	89	97	100	98	91	83	63
50	26	28	36	44	50	55	57	73	83	92	98	100	96	90	72
30	18	19	25	31	31	37	44	55	67	81	91	96	100	97	77
20	12	15	20	27	29	33	41	50	61	74	83	90	97	100	86
10	0	8	15	25	25	27	31	39	48	57	63	72	77	86	100
-60° ≤ Широта < -30°															
1000	100	62	46	38	31	27	23	17	10	6	0	-4	-6	-11	0
850	62	100	90	75	67	60	57	49	39	35	34	26	16	18	0
700	46	90	100	93	87	80	75	69	59	53	45	33	22	23	0
500	38	75	93	100	98	93	88	84	75	67	56	41	29	26	0
400	31	67	87	98	100	98	94	90	82	73	61	45	32	29	0
300	27	60	80	93	98	100	98	95	87	77	65	49	36	32	0
250	23	57	75	88	94	98	100	98	91	81	68	52	41	35	0
200	17	49	69	84	90	95	98	100	97	87	72	56	44	38	0
150	10	39	59	75	82	87	91	97	100	95	79	64	52	43	0
100	6	35	53	67	73	77	81	87	95	100	91	79	67	57	0
70	0	34	45	56	61	65	68	72	79	91	100	94	79	62	0
50	-4	26	33	41	45	49	52	56	64	79	94	100	92	76	0
30	-6	16	22	29	32	36	41	44	52	67	79	92	100	94	0
20	-11	18	23	26	29	32	35	38	43	57	62	76	94	100	0
10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100
-30° ≤ Широта < 30°															
1000	100	76	54	34	24	15	9	5	0	-2	0	1	3	0	7
850	76	100	87	62	47	31	23	17	12	15	16	14	14	12	14
700	54	87	100	85	70	52	43	36	31	33	33	28	27	25	22
500	34	62	85	100	94	81	73	67	60	56	50	44	39	36	35
400	24	47	70	94	100	93	87	81	74	65	56	47	41	39	37
300	15	31	52	81	93	100	97	94	87	75	63	53	47	45	42
250	9	23	43	73	87	97	100	97	92	79	66	56	48	45	42
200	5	17	36	67	81	94	97	100	96	83	68	58	49	46	41
150	0	12	31	60	74	87	92	96	100	92	76	64	52	48	41
100	-2	15	33	56	65	75	79	83	92	100	90	77	60	54	44
70	0	16	33	50	56	63	66	68	76	90	100	92	75	67	54
50	1	14	28	44	47	53	56	58	64	77	92	100	91	83	68
30	3	14	27	39	41	47	48	49	52	60	75	91	100	96	82
20	0	12	25	36	39	45	45	46	48	54	67	83	96	100	91
10	7	14	22	35	37	42	42	41	41	44	54	68	82	91	100
30° ≤ Широта < 60°															
1000	100	87	71	52	45	42	41	40	39	35	28	22	16	13	17
850	87	100	91	72	65	61	59	58	55	49	40	31	21	15	14
700	71	91	100	92	86	82	80	78	72	62	50	38	25	18	13
500	52	72	92	100	98	96	93	90	82	69	54	41	28	20	12
400	45	65	86	98	100	98	96	92	83	70	54	41	27	19	11
300	42	61	82	96	98	100	99	96	87	73	57	43	29	21	12
250	41	59	80	93	96	99	100	98	91	77	61	47	32	23	14
200	40	58	78	90	92	96	98	100	96	85	70	55	39	29	19
150	39	55	72	82	83	87	91	96	100	95	83	70	52	41	28
100	35	49	62	69	70	73	77	85	95	100	95	85	68	57	40
70	28	40	50	54	54	57	61	70	83	95	100	96	84	73	55

Окончание табл. 2.4

Стандартные изобарические поверхности (гПа)															
	1000	850	700	500	400	300	250	200	150	100	70	50	30	20	10
50	22	31	38	41	41	43	47	55	70	85	96	100	94	86	68
30	16	21	25	28	27	29	32	39	52	68	84	94	100	97	84
20	13	15	18	20	19	21	23	29	41	57	73	86	97	100	93
10	17	14	13	12	11	12	14	19	28	40	55	68	84	93	100
60° ≤ Широта															
1000	100	87	76	59	52	47	45	41	36	29	26	25	27	29	26
850	87	100	95	82	75	70	68	64	57	48	41	37	34	32	23
700	76	95	100	95	90	86	83	79	72	60	52	45	39	35	22
500	59	82	95	100	99	97	95	90	82	70	60	51	41	34	19
400	52	75	90	99	100	99	97	93	85	72	62	53	42	33	17
300	47	70	86	97	99	100	99	96	89	77	66	56	45	35	18
250	45	68	83	95	97	99	100	98	92	81	72	62	50	40	22
200	41	64	79	90	93	96	98	100	97	90	81	72	60	50	30
150	36	57	72	82	85	89	92	97	100	97	91	84	73	63	42
100	29	48	60	70	72	77	81	90	97	100	98	94	85	76	56
70	26	41	52	60	62	66	72	81	91	98	100	98	92	84	67
50	25	37	45	51	53	56	62	72	84	94	98	100	97	92	77
30	27	34	39	41	42	45	50	60	73	85	92	97	100	98	89
20	29	32	35	34	33	35	40	50	63	76	84	92	98	100	95
10	26	23	22	19	17	18	22	30	42	56	67	77	89	95	100

Таблица 2.5

**Вертикальные корреляции температуры
на стандартных изобарических поверхностях (х100)**

	1000	850	700	500	400	300	250	200	150	100	70	50	30	20	10
Широта < -60°															
1000	100	40	30	25	20	15	10	8	6	4	3	2	1	0	—
850	40	100	66	41	38	9	-16	-20	-15	-26	-25	-17	-5	-2	—
700	30	66	100	72	60	9	-39	-39	-38	-39	-35	-30	-14	1	—
500	25	41	72	100	86	7	-58	-50	-47	-48	-39	-31	-17	8	—
400	20	38	60	86	100	21	-52	-47	-47	-45	-33	-25	-3	4	—
300	15	9	9	7	21	100	30	17	2	-6	-3	-2	9	1	—
250	10	-16	-39	-58	-52	30	100	81	64	51	42	29	8	-3	—
200	8	-20	-39	-50	-47	17	81	100	79	62	44	31	5	-2	—
150	6	-15	-38	-47	-47	2	64	79	100	79	60	39	14	0	—
100	4	-26	-39	-48	-45	-6	51	62	79	100	81	61	31	11	—
70	3	-25	-35	-39	-33	-3	42	44	60	81	100	77	50	31	—
50	2	-17	-30	-31	-25	-2	29	31	39	61	77	100	68	49	—
30	1	-5	-14	-17	-3	-9	8	5	14	31	50	68	100	70	—
20	0	-2	1	8	4	1	-3	-2	0	11	31	49	70	100	—
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100
-60° ≤ Широта < -30°															
1000	100	42	29	26	32	32	13	1	-11	-24	-16	-23	-10	-22	—
850	42	100	68	46	43	34	18	-4	-29	-45	-45	-27	-3	-11	—
700	29	68	100	68	60	43	18	-9	-39	-57	-47	-29	-3	-23	—
500	26	46	68	100	83	62	25	-9	-47	-58	-47	-30	-8	-13	—
400	32	43	60	83	100	78	33	-7	-47	-57	-45	-33	-17	-22	—
300	32	34	43	62	78	100	61	9	-38	-51	-37	-31	-10	-17	—
250	13	18	18	25	33	61	100	61	-1	-32	-26	-17	-4	-1	—
200	1	-4	-9	-9	-7	9	61	100	45	-7	-11	-1	7	-1	—
150	-11	-29	-39	-47	-47	-38	-1	45	100	44	28	17	-5	2	—
100	-24	-45	-57	-58	-57	-51	-32	-7	44	100	62	45	5	14	—
70	-16	-45	-47	-47	-45	-37	-26	-11	8	62	100	59	27	24	—

Окончание табл. 2.5

	1000	850	700	500	400	300	250	200	150	100	70	50	30	20	10
50	-23	-27	-29	-30	-33	-31	-17	-1	17	45	59	100	48	46	—
30	-10	-3	-3	-8	-17	-10	-4	7	-5	5	27	48	100	47	—
20	-22	-11	-23	-13	-22	-17	-1	-1	2	14	24	46	47	100	—
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100
-30° ≤ Широта < 30°															
1000	100	35	26	6	0	1	5	8	12	10	-6	0	4	7	-4
850	35	100	42	18	14	6	9	5	11	6	-5	-1	7	10	4
700	26	42	100	38	33	24	17	14	3	-8	-7	4	9	10	-1
500	6	18	38	100	65	44	33	21	-8	-28	-14	1	6	15	9
400	0	14	33	65	100	67	43	31	-15	-33	-16	4	7	13	7
300	1	6	24	44	67	100	65	53	-10	-30	-14	9	4	10	4
250	5	9	17	33	43	65	100	61	15	-22	-13	-8	-7	1	-1
200	8	5	14	21	31	53	61	100	27	-13	-4	10	8	10	1
150	12	11	3	-8	-15	-10	15	27	100	34	13	-7	-4	-2	-12
100	10	6	-8	-28	-33	-30	-22	-13	34	100	25	0	-2	1	6
70	-6	-5	-7	-14	-16	-14	-13	-4	13	25	100	40	25	24	3
50	0	-1	4	1	4	9	-8	10	-7	0	40	100	53	39	0
30	4	7	9	6	7	4	-7	8	-4	-2	25	53	100	56	13
20	7	10	10	15	13	10	1	10	-2	1	24	39	56	100	35
10	-4	4	-1	9	7	4	-1	1	-12	6	3	0	13	35	100
30° ≤ Широта < 60°															
1000	100	61	52	44	37	20	-11	-22	-22	-18	-13	-6	0	0	-7
850	61	100	79	63	53	20	-19	-37	-31	-26	-19	-11	-4	-3	-3
700	52	79	100	81	68	23	-28	-49	-42	-36	-25	-14	-6	-5	-4
500	44	63	81	100	88	36	-28	-56	-48	-39	-28	-15	-4	-1	-7
400	37	53	68	88	100	54	-18	-51	-46	-40	-28	-14	-4	-1	-6
300	20	20	23	36	54	100	46	-1	-8	-15	-11	-3	-1	-3	-9
250	-11	-19	-28	-28	-18	46	100	63	43	22	16	9	4	0	-3
200	-22	-37	-49	-56	-51	-1	63	100	77	50	35	24	11	2	-1
150	-22	-31	-42	-48	-46	-8	43	77	100	69	54	39	19	6	-4
100	-18	-26	-36	-39	-40	-15	22	50	69	100	76	59	37	17	-3
70	-13	-19	-25	-28	-28	-11	16	35	54	76	100	77	57	37	11
50	-6	-11	-14	-15	-14	-3	9	24	39	59	77	100	74	54	17
30	0	-4	-6	-4	-4	-1	4	11	19	37	57	74	100	79	40
20	0	-3	-5	-1	-1	-3	0	2	6	17	37	54	79	100	65
10	-7	-3	-4	-7	-6	-9	-3	-1	-4	-3	11	17	40	65	100
60° ≤ Широта															
1000	100	67	60	52	45	25	0	-2	6	11	6	2	0	-3	-11
850	67	100	84	70	59	22	-11	13	1	11	4	0	-5	-10	-20
700	60	84	100	86	74	28	-16	-20	-2	8	2	-2	-8	-14	-25
500	52	70	86	100	90	39	-15	-22	-2	9	2	-2	-10	-20	-30
400	45	59	74	90	100	57	-3	-15	3	13	4	0	-9	-21	-33
300	25	22	28	39	57	100	62	36	42	42	32	22	8	-7	-23
250	0	-11	-16	-15	-3	62	100	83	73	61	53	43	28	12	3
200	-2	-13	-20	-22	-15	36	83	100	88	74	66	56	39	23	10
150	6	1	-2	-2	3	42	73	88	100	89	82	72	51	30	10
100	11	11	8	9	13	42	61	74	89	100	92	84	67	45	17
70	6	4	2	2	4	32	53	66	82	92	100	94	81	63	36
50	2	0	-2	-2	0	22	43	56	72	84	94	100	91	77	50
30	0	-5	-8	-10	-9	8	28	39	51	67	81	91	100	90	71
20	-3	-10	-14	-20	-21	-7	12	23	30	45	63	77	90	100	87
10	-11	-20	-25	-30	-33	-23	3	10	10	17	36	50	71	87	100

Таблица 2.6

**Вертикальные корреляции U-составляющей ветра на стандартных
изобарических поверхностях (х100)**

	1000	850	700	500	400	300	250	200	150	100	70	50	30	20	10
Широта < -60°															
1000	100	90	89	56	48	44	40	35	19	-47	-70	-72	-95	—	—
850	90	100	98	79	67	60	52	49	25	-19	-88	-88	-76	—	—
700	89	98	100	84	72	66	60	55	30	-4	-76	-75	-61	—	—
500	56	79	84	100	94	91	83	69	39	18	-12	-10	16	—	—
400	48	67	72	94	100	96	85	63	45	20	-19	-16	69	—	—
300	44	60	66	91	96	100	95	79	51	29	19	21	78	—	—
250	40	52	60	83	85	95	100	92	71	60	55	57	69	—	—
200	35	49	55	69	63	79	92	100	92	89	89	90	46	—	—
150	19	25	30	39	45	51	71	92	100	99	98	97	48	—	—
100	-47	-19	-4	18	20	29	60	89	99	100	99	98	42	—	—
70	-70	-88	-76	-12	-19	19	55	89	98	99	100	99	90	—	—
50	-72	-88	-75	-10	-16	21	57	90	97	98	99	100	95	85	80
30	-95	-76	-61	16	69	78	69	46	48	42	90	95	100	90	85
20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	85	90	100	90
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	80	85	90	100
-60° ≤ Широта < -30°															
1000	100	92	88	72	66	63	61	58	53	41	9	-12	4	32	—
850	92	100	95	82	76	74	73	71	67	53	18	-11	-1	31	—
700	88	95	100	94	90	89	87	82	75	59	21	-13	-17	15	—
500	72	82	94	100	98	97	93	84	73	55	21	-13	-22	6	—
400	66	76	90	98	100	98	95	86	76	57	23	-14	-23	6	—
300	63	74	89	97	98	100	98	92	82	64	30	-9	-26	6	—
250	61	73	87	93	95	98	100	97	90	74	41	1	-19	22	—
200	58	71	82	84	86	92	97	100	97	85	51	18	-20	49	—
150	53	67	75	73	76	82	90	97	100	94	64	38	21	44	—
100	41	53	59	55	57	64	74	85	94	100	85	72	67	47	—
70	9	18	21	21	23	30	41	51	64	85	100	90	79	70	—
50	-12	-11	-13	-13	-14	-9	1	18	38	72	90	100	91	83	—
30	4	-1	-17	-22	-23	-26	-19	-20	21	67	79	91	100	97	85
20	32	31	15	6	6	6	22	49	44	47	70	83	97	100	90
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	85	90	100
-30° ≤ Широта < 30°															
1000	100	80	73	31	7	-5	-8	-5	-2	1	-7	-13	-25	-35	-66
850	80	100	86	49	28	17	14	16	17	20	5	-2	-9	-20	-61
700	73	86	100	74	58	49	44	41	41	42	33	28	20	10	-36
500	31	49	74	100	93	81	75	69	66	60	53	40	33	24	2
400	7	28	58	93	100	93	88	82	77	69	63	53	52	43	22
300	-5	17	49	81	93	100	97	92	87	77	71	62	60	51	27
250	-8	14	44	75	88	97	100	97	94	83	74	66	62	52	49
200	-5	16	41	69	82	92	97	100	97	88	77	70	64	53	64
150	-2	17	41	66	77	87	94	97	100	93	84	77	70	60	75
100	1	20	42	60	69	77	83	88	93	100	95	87	79	68	69
70	-7	5	33	53	63	71	74	77	84	95	100	96	91	85	80
50	-13	-2	28	40	53	62	66	70	77	87	96	100	97	93	91
30	-25	-9	20	33	52	60	62	64	70	79	91	97	100	98	95
20	-35	-20	10	24	43	51	52	53	60	68	85	93	98	100	96
10	-66	-61	-36	2	22	27	49	64	75	69	80	91	95	96	100
30° ≤ Широта < 60°															
1000	100	90	84	72	63	50	43	35	32	24	21	21	15	14	5
850	90	100	93	79	69	55	47	38	34	28	25	25	18	18	12
700	84	93	100	92	85	73	67	59	51	43	38	36	28	29	25
500	72	79	92	100	97	90	85	78	69	59	50	46	38	40	38
400	63	69	85	97	100	96	93	86	77	65	55	51	43	45	43

Окончание табл. 2.6

	1000	850	700	500	400	300	250	200	150	100	70	50	30	20	10
300	50	55	73	90	96	100	98	93	83	71	59	53	47	47	44
250	43	47	67	85	93	98	100	97	88	75	62	56	49	50	47
200	35	38	59	78	86	93	97	100	95	83	71	64	56	59	55
150	32	34	51	69	77	83	88	95	100	93	84	77	71	71	68
100	24	28	43	59	65	71	75	83	93	100	96	91	87	84	77
70	21	25	38	50	55	59	62	71	84	96	100	97	94	91	84
50	21	25	36	46	51	53	56	64	77	91	97	100	98	95	90
30	15	18	28	38	43	47	49	56	71	87	94	98	100	98	93
20	14	18	29	40	45	47	50	59	71	84	91	95	98	100	96
10	5	12	25	38	43	44	47	55	68	77	84	90	93	96	100
60° ≤ Широта															
1000	100	85	79	62	53	54	52	48	45	34	28	13	7	24	11
850	85	100	95	83	75	67	65	66	62	44	34	19	12	27	10
700	79	95	100	95	91	84	82	82	73	51	36	18	9	21	-3
500	62	83	95	100	98	95	92	90	79	56	38	22	13	19	-3
400	53	75	91	98	100	98	96	93	80	57	38	23	12	16	-5
300	54	67	84	95	98	100	99	95	83	60	40	26	14	15	-7
250	52	65	82	92	96	99	100	97	85	64	45	31	19	17	-1
200	48	66	82	90	93	95	97	100	94	76	57	43	30	30	9
150	45	62	73	79	80	83	85	94	100	91	77	62	49	47	26
100	34	44	51	56	57	60	64	76	91	100	94	89	76	73	57
70	28	34	36	38	38	40	45	57	77	94	100	98	88	86	77
50	13	19	18	22	23	26	31	43	62	89	98	100	97	93	81
30	7	12	9	13	12	14	19	30	49	76	88	97	100	97	86
20	24	27	21	19	16	15	17	30	47	73	86	93	97	100	91
10	11	10	-3	-3	-5	-7	-1	9	26	57	77	81	86	91	100

Таблица 2.7

**Вертикальные корреляции V-составляющей ветра
на стандартных изобарических поверхностях (x100)**

	1000	850	700	500	400	300	250	200	150	100	70	50	30	20	10
Широта < -60°															
1000	100	90	89	56	48	44	40	35	19	-47	-70	-72	-95	—	—
850	90	100	98	79	67	60	52	49	25	-19	-88	-88	-76	—	—
700	89	98	100	84	72	66	60	55	30	-4	-76	-75	-61	—	—
500	56	79	84	100	94	91	83	69	39	18	-12	-10	16	—	—
400	48	67	72	94	100	96	85	63	45	20	-19	-16	69	—	—
300	44	60	66	91	96	100	95	79	51	29	19	21	78	—	—
250	40	52	60	83	85	95	100	92	71	60	55	57	69	—	—
200	35	49	55	69	63	79	92	100	92	89	89	90	46	—	—
150	19	25	30	39	45	51	71	92	100	99	98	97	48	—	—
100	-47	-19	-4	18	20	29	60	89	99	100	99	98	42	—	—
70	-70	-88	-76	-12	-19	19	55	89	98	99	100	99	90	—	—
50	-72	-88	-75	-10	-16	21	57	90	97	98	99	100	95	85	80
30	-95	-76	-61	16	69	78	69	46	48	42	90	95	100	90	85
20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	85	90	100	90
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	80	85	90	100
-60° ≤ Широта < -30°															
1000	100	92	88	72	66	63	61	58	53	41	9	-12	4	32	—
850	92	100	95	82	76	74	73	71	67	53	18	-11	-1	31	—
700	88	95	100	94	90	89	87	82	75	59	21	-13	-17	15	—
500	72	82	94	100	98	97	93	84	73	55	21	-13	-22	6	—
400	66	76	90	98	100	98	95	86	76	57	23	-14	-23	6	—
300	63	74	89	97	98	100	98	92	82	64	30	-9	-26	6	—
250	61	73	87	93	95	98	100	97	90	74	41	1	-19	22	—

Окончание табл. 2.7

	1000	850	700	500	400	300	250	200	150	100	70	50	30	20	10
200	58	71	82	84	86	92	97	100	97	85	51	18	-20	49	—
150	53	67	75	73	76	82	90	97	100	94	64	38	21	44	—
100	41	53	59	55	57	64	74	85	94	100	85	72	67	47	—
70	9	18	21	21	23	30	41	51	64	85	100	90	79	70	—
50	-12	-11	-13	-13	-14	-9	1	18	38	72	90	100	91	83	—
30	4	-1	-17	-22	-23	-26	-19	-20	21	67	79	91	100	97	85
20	32	31	15	6	6	6	22	49	44	47	70	83	97	100	90
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	85	90	100
-30° ≤ Широта < 30°															
1000	100	80	73	31	7	-5	-8	-5	-2	2	-7	-13	-25	-35	-66
850	80	100	86	49	28	17	14	16	17	20	5	-2	-9	-20	-61
700	73	86	100	74	58	49	44	41	41	42	33	28	20	10	-36
500	31	49	74	100	93	81	75	69	66	60	53	40	33	24	2
400	7	28	58	93	100	93	88	82	77	69	63	53	52	43	22
300	-5	17	49	81	93	100	97	92	87	77	71	62	60	51	27
250	-8	14	44	75	88	97	100	97	94	83	74	66	62	52	49
200	-5	16	41	69	82	92	97	100	97	88	77	70	64	53	64
150	-2	17	41	66	77	87	94	97	100	93	84	77	70	60	75
100	2	20	42	60	69	77	83	88	93	100	95	87	79	68	69
70	-7	5	33	53	63	71	74	77	84	95	100	96	91	85	80
50	-13	-2	28	40	53	62	66	70	77	87	96	100	97	93	91
30	-25	-9	20	33	52	60	62	64	70	79	91	97	100	98	95
20	-35	-20	10	24	43	51	52	53	60	68	85	93	98	100	96
10	-66	-61	-36	2	22	27	49	64	75	69	80	91	95	96	100
30° ≤ Широта < 60°															
1000	100	90	84	72	63	50	43	35	32	24	21	21	14	14	5
850	90	100	93	79	69	55	47	38	34	28	25	25	18	18	12
700	84	93	100	92	85	73	67	59	51	43	38	36	28	29	25
500	72	79	92	100	97	90	85	78	69	59	50	46	38	40	38
400	63	69	85	97	100	96	93	86	77	65	55	51	43	45	43
300	50	55	73	90	96	100	98	93	83	71	59	53	47	47	44
250	43	47	67	85	93	98	100	97	88	75	62	56	49	50	47
200	35	38	59	78	86	93	97	100	95	83	71	64	56	59	55
150	32	34	51	69	77	83	88	95	100	93	84	77	71	71	68
100	24	28	43	59	65	71	75	83	93	100	96	91	87	84	77
70	21	25	38	50	55	59	62	71	84	96	100	97	94	91	84
50	21	25	36	46	51	53	56	64	77	91	97	100	98	95	90
30	14	18	28	38	43	47	49	56	71	87	94	98	100	98	93
20	14	18	29	40	45	47	50	59	71	84	91	95	98	100	96
10	5	12	25	38	43	44	47	55	68	77	84	90	93	96	100
60° ≤ Широта															
1000	100	85	79	62	53	44	42	41	40	34	28	13	7	24	11
850	85	100	95	83	75	67	65	66	62	44	34	19	12	27	10
700	79	95	100	95	91	84	82	82	73	51	36	18	9	21	-3
500	62	83	95	100	98	95	92	90	79	56	38	22	13	19	-3
400	53	75	91	98	100	98	96	93	80	57	38	23	12	16	-5
300	44	67	84	95	98	100	99	95	83	60	40	26	14	15	-7
250	42	65	82	92	96	99	100	97	85	64	45	31	19	17	-1
200	41	66	82	90	93	95	97	100	94	76	57	43	30	30	9
150	40	62	73	79	80	83	85	94	100	91	77	62	49	47	26
100	34	44	51	56	57	60	64	76	91	100	94	89	76	73	57
70	28	34	36	38	38	40	45	57	77	94	100	98	88	86	77
50	13	19	18	22	23	26	31	43	62	89	98	100	97	93	81
30	7	12	9	13	12	14	19	30	49	76	88	97	100	97	86
20	24	27	21	19	16	15	17	30	47	73	86	93	97	100	91
10	11	10	-3	-3	-5	-7	-1	9	26	57	77	81	86	91	100

Таблица 2.8

**Вертикальные корреляции значений дефицита точки росы
на стандартных изобарических поверхностях ($\times 100$)**

Стандартные уровни, гПа	Стандартные уровни, гПа					
	1000	850	700	500	400	300
Широта < -60°						
1000	100	40	30	20	18	15
850	40	100	39	34	30	6
700	30	39	100	64	55	7
500	20	34	64	100	79	8
400	18	30	55	79	100	50
300	15	6	7	8	50	100
$-60^\circ \leq \text{Широта} < -30^\circ$						
1000	100	-2	49	40	38	48
850	-2	100	0	-34	-19	-42
700	49	0	100	51	32	31
500	40	-34	51	100	72	70
400	38	-19	32	72	100	79
300	48	-42	31	70	79	100
$-30^\circ \leq \text{Широта} < 30^\circ$						
1000	100	5	0	-8	-22	-25
850	5	100	32	23	27	39
700	0	32	100	30	45	39
500	-8	23	30	100	59	38
400	-22	27	45	59	100	71
300	-25	39	39	38	71	100
$30^\circ \leq \text{Широта} < 60^\circ$						
1000	100	39	32	29	37	29
850	39	100	45	30	26	16
700	32	45	100	47	41	42
500	29	30	47	100	83	69
400	37	26	41	83	100	85
300	29	16	42	69	85	100
$60^\circ \leq \text{Широта}$						
1000	100	52	23	32	27	23
850	52	100	32	22	1	22
700	23	32	100	38	54	58
500	32	22	38	100	73	83
400	27	1	54	73	100	88
300	23	22	58	83	88	100

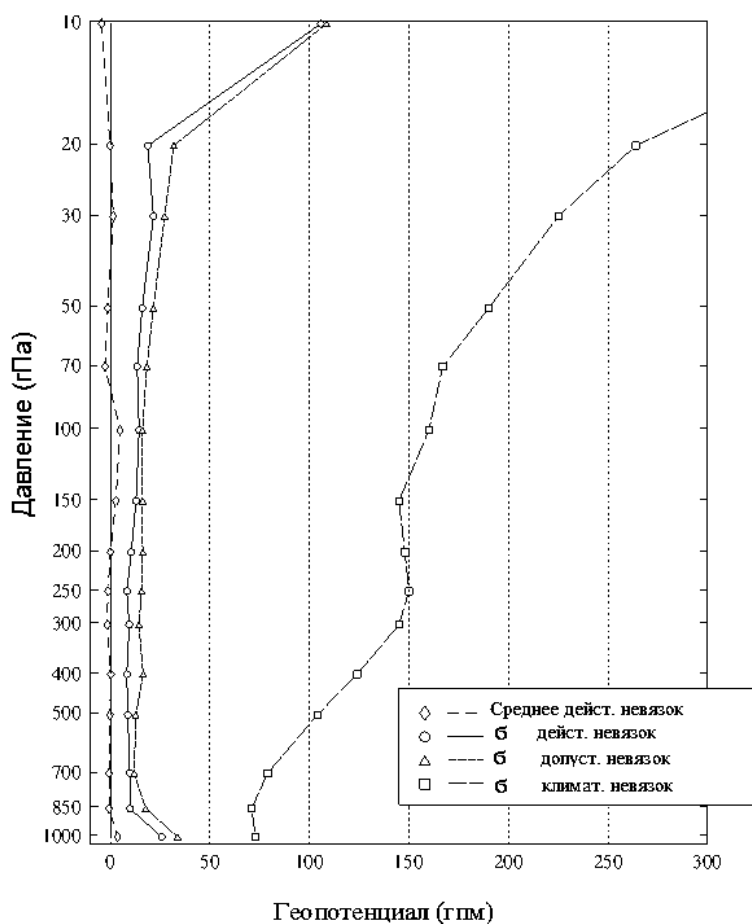


Рис. 2.15. Характеристики вертикальной ОИ для геопотенциальной высоты. σ – среднеквадратическое значение. КАРДС.
00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

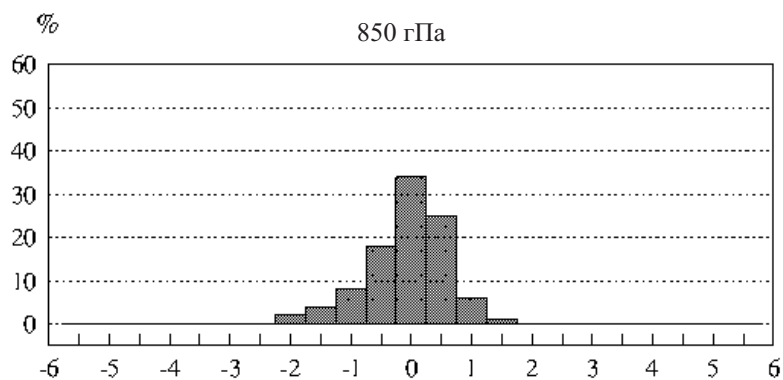
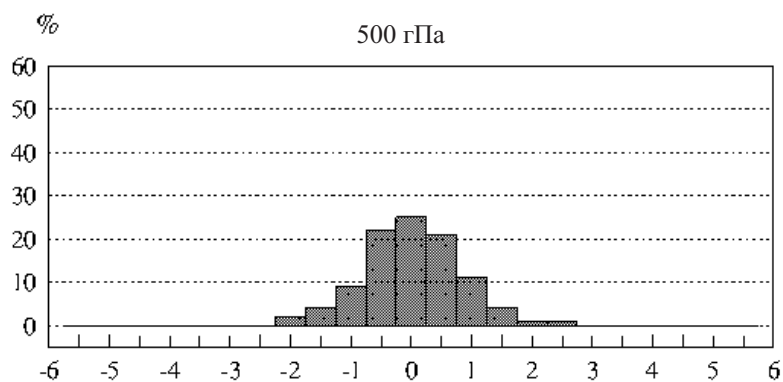
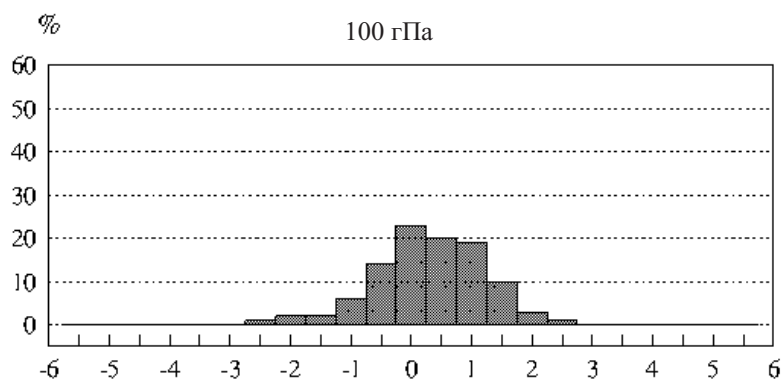


Рис. 2.16. Распределение нормализованных действительных невязок для вертикальной ОИ геопотенциальной высоты. КАРДС.
00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

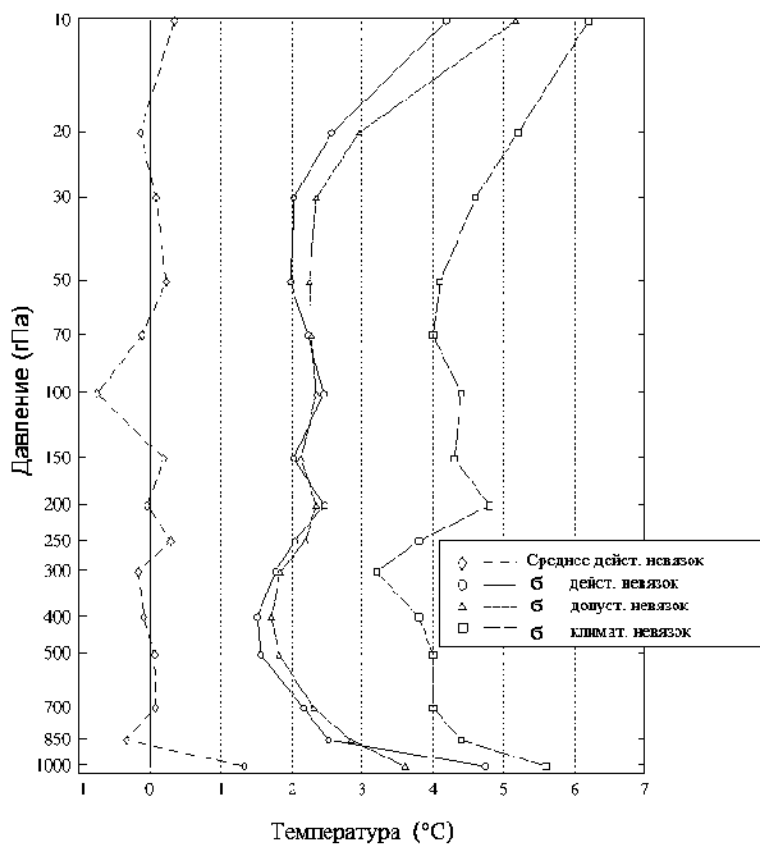


Рис. 2.17. Характеристики вертикальной ОИ для температуры.
 б – среднеквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г.
 759 станций [118]

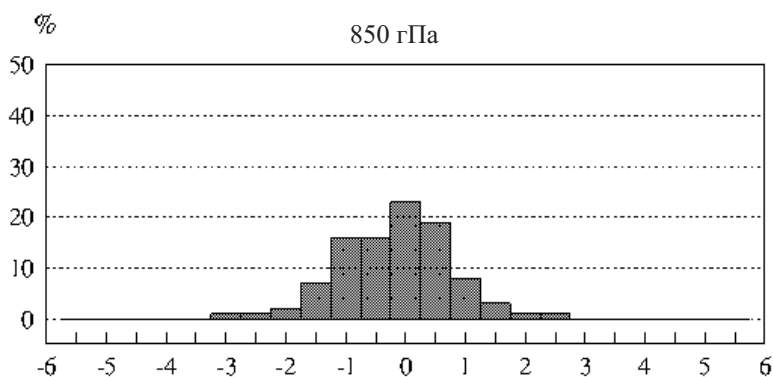
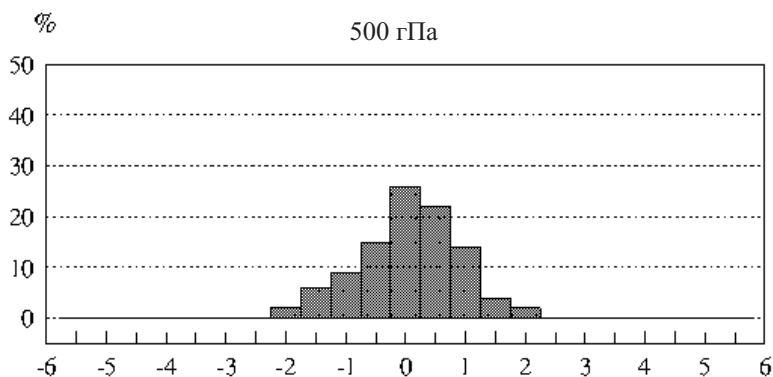
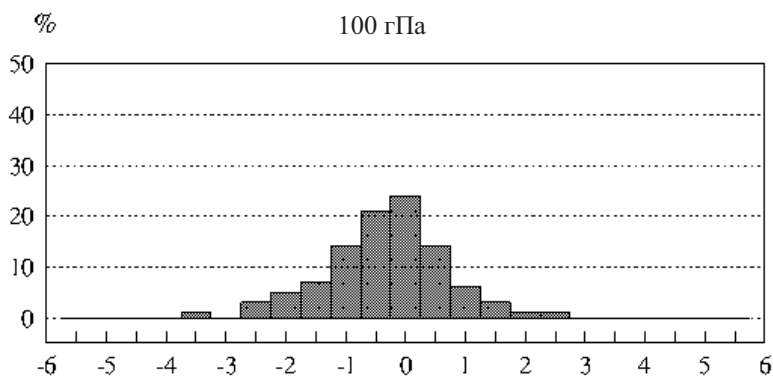


Рис. 2.18. Распределение нормализованных действительных невязок для вертикальной ОИ температуры. КАРДС.
00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

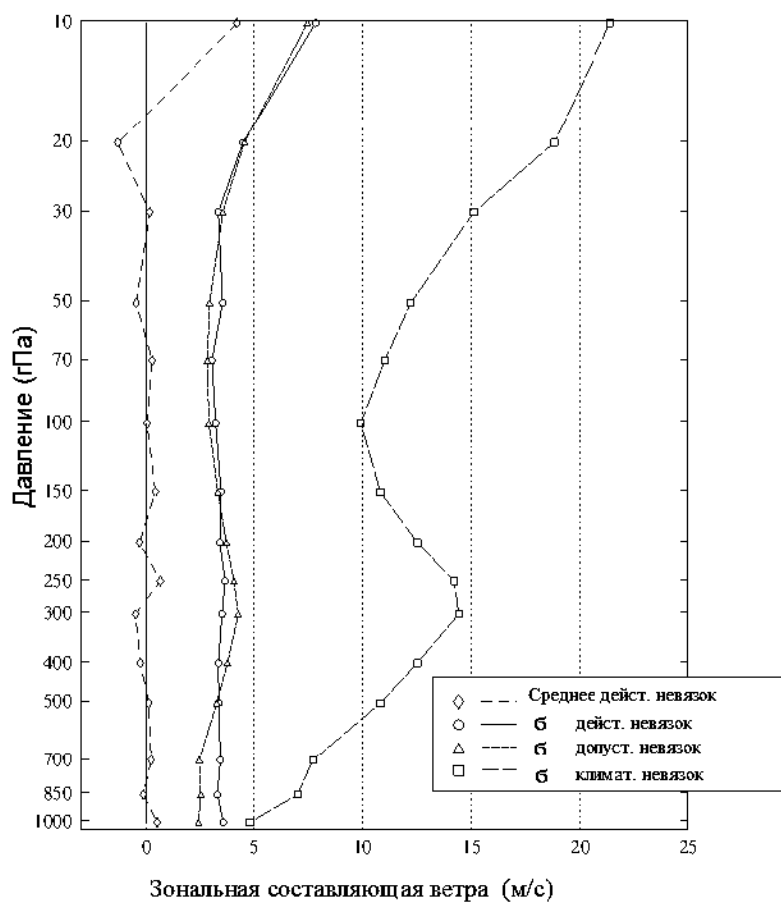


Рис. 2.19. Характеристики вертикальной ОИ для зональной составляющей ветра. σ – среднеквадратическое значение. КАРДС.
00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

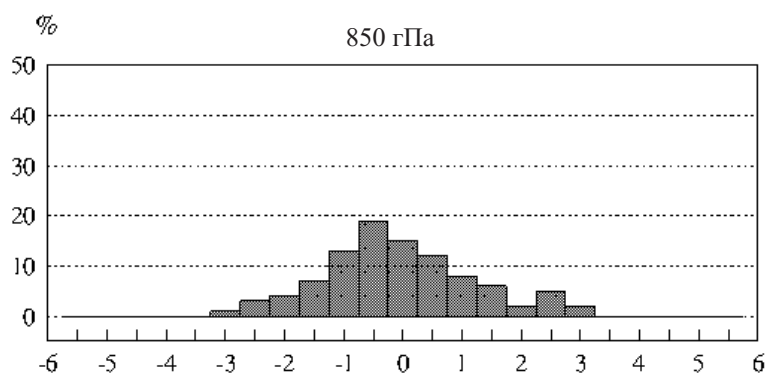
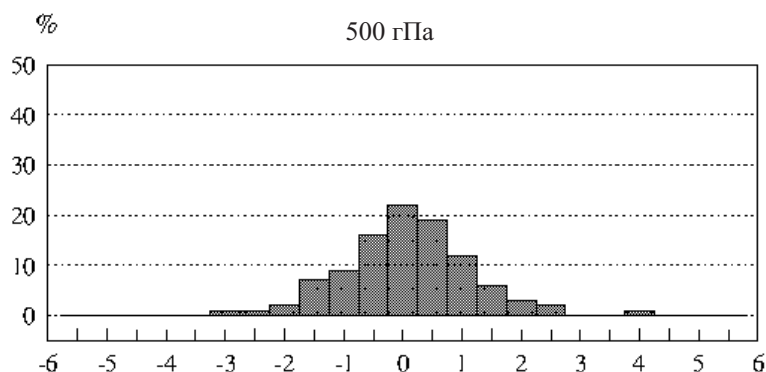
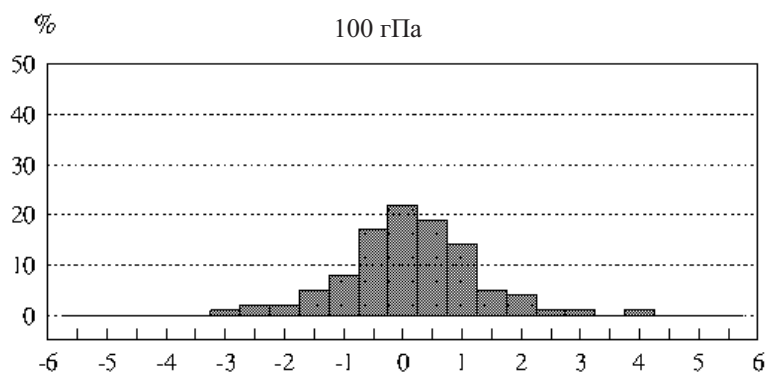


Рис. 2.20. Распределение нормализованных действительных невязок для вертикальной ОИ зональной составляющей ветра. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

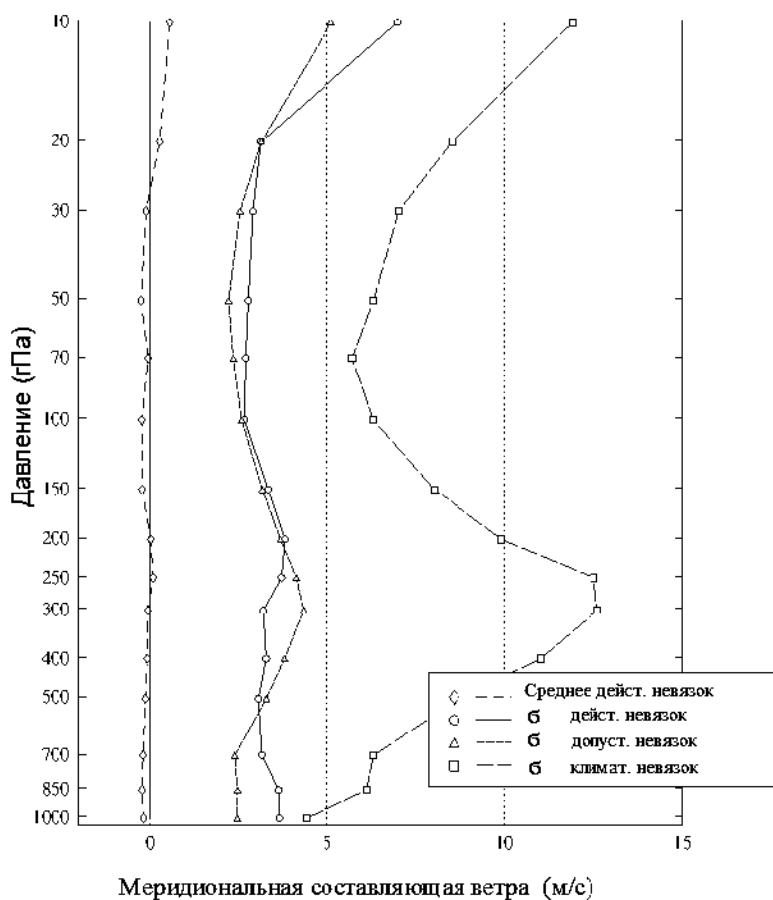


Рис. 2.21. Характеристики вертикальной ОИ для меридиональной составляющей ветра. б – среднееквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

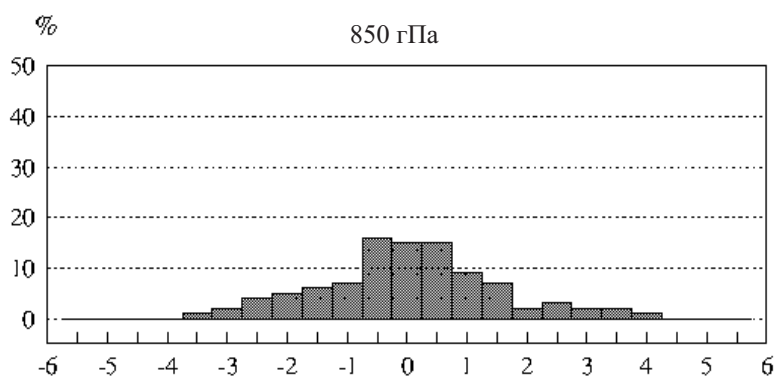
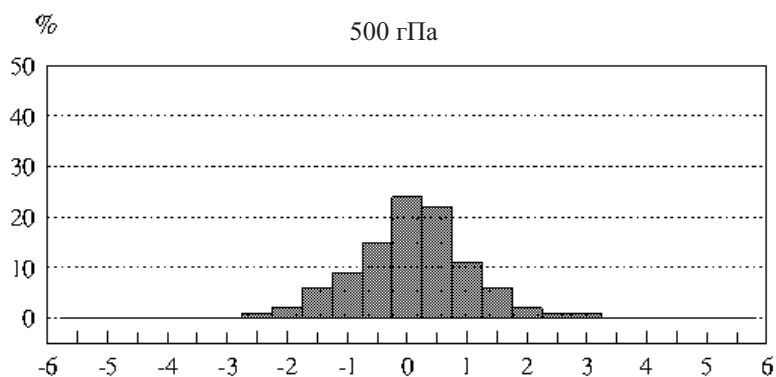
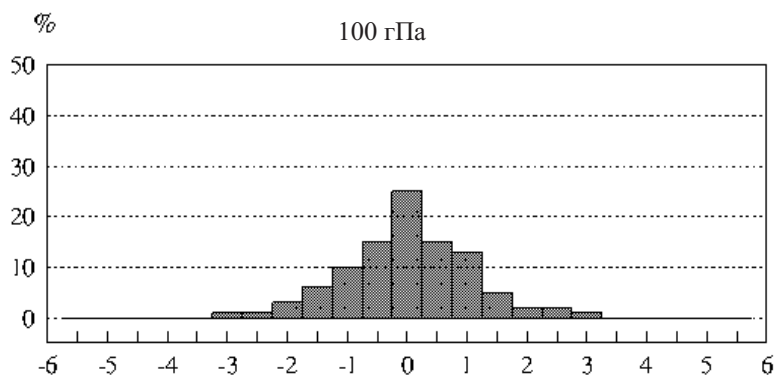


Рис. 2.22. Распределение нормализованных действительных невязок для вертикальной ОИ меридиональной составляющей ветра. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118].

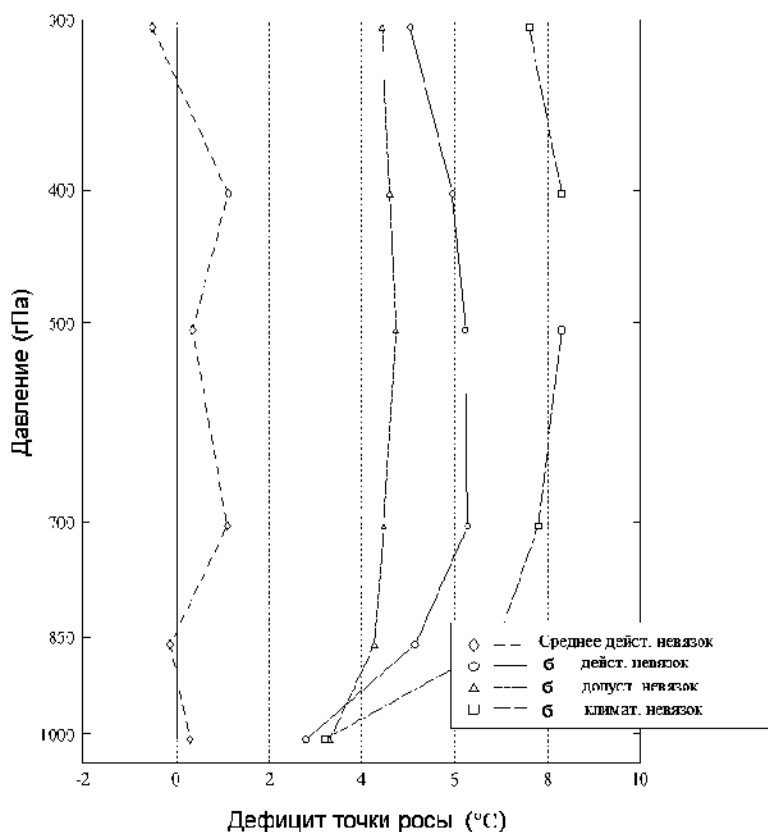


Рис. 2.23. Характеристики вертикальной ОИ для дефицита точки росы.
 σ – среднееквадратическое значение. КАРДС.
 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

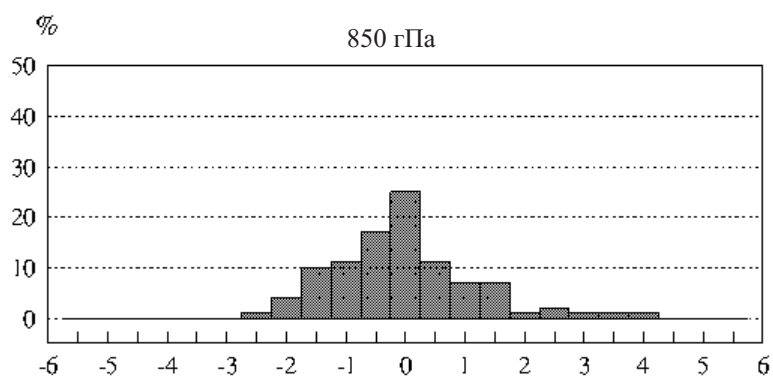
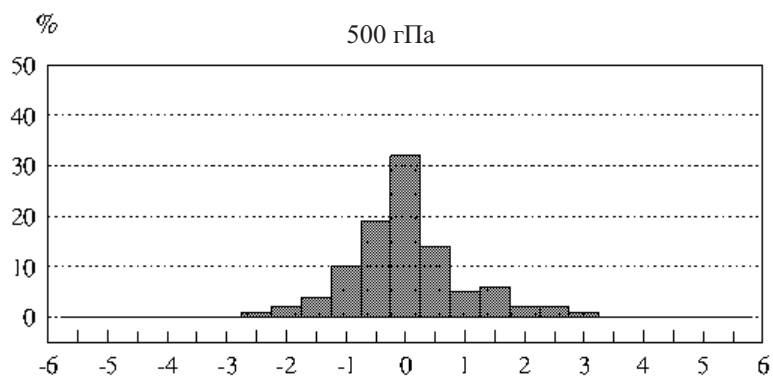
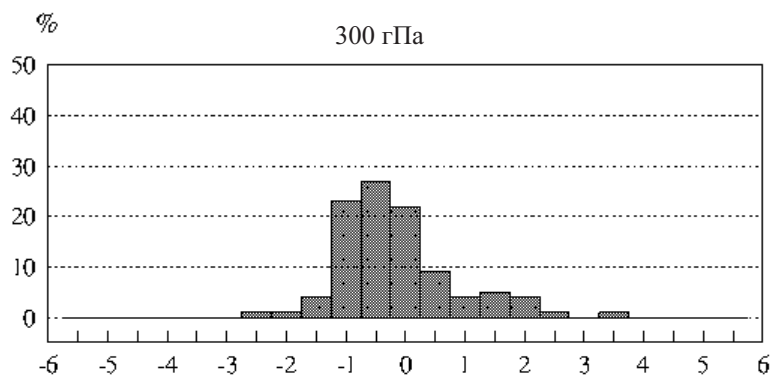


Рис. 2.24. Распределение нормализованных действительных невязок для вертикальной ОИ дефицита точки росы. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

2.3.3. Геоострофические соотношения

Проверка геоострофического ветра основана на том предположении, что геоострофический ветер должен быть близок к реальному ветру в свободной атмосфере. Интерполяция значений характеристик ветра на каждой стандартной изобарической поверхности для каждой станции осуществляется с использованием метода оптимальной дифференциации с данными окружающих станций [47]. Зональная и меридиональная компоненты геоострофического ветра на станции рассчитываются по формулам

$$\begin{aligned}\hat{u}'_{gi} &= \sum_{j=1}^n a_j \frac{\sigma_{ugi}}{\sigma_{Hij}} H'_{ij}, \\ \hat{v}'_{gi} &= \sum_{j=1}^n b_j \frac{\sigma_{vgi}}{\sigma_{Hij}} H'_{ij}, \\ j &= 1, \dots, n,\end{aligned}\tag{2.44}$$

где H'_{ij} – отклонение геопотенциальной высоты от среднемесячного значения на i -м уровне и j -й станции; σ_{Hij} – стандартное отклонение высоты геопотенциала; σ_{ugi} и σ_{vgi} – стандартные отклонения зональной и меридиональной составляющих геоострофического ветра на i -м уровне; a_j и b_j – рассчитанные коэффициенты для каждой станции.

Действительные невязки для геоострофического ветра определяются следующим образом:

$$\begin{aligned}\delta u_{gi} &= u'_i - \hat{u}'_{gi}, \\ \delta v_{gi} &= v'_i - \hat{v}'_{gi},\end{aligned}\tag{2.45}$$

где u'_i и v'_i являются отклонениями реального ветра от среднемесячных значений.

Коэффициенты a_j и b_j из (2.44) рассчитываются как решения системы линейных уравнений

$$\begin{aligned}\sum_{j=1}^n a_j \mu_{kj} + a_k &= \mu_{ugk}, \\ \sum_{j=1}^n b_j \mu_{kj} + b_k &= \mu_{vgk}, \\ \text{для } k &= 1, \dots, n.\end{aligned}\tag{2.46}$$

В (2.46) μ_{kj} – коэффициент корреляции между наблюдаемыми данными для геопотенциальной высоты на i -м уровне для k -й и j -й станций; μ_{ugk} и μ_{vgk} – коэффициенты корреляции между геопотенциальной высотой на k -й станции и зональной и меридиональной компонентами геоострофического ветра на контролируемой станции.

Допустимые невязки для проверки геоострофического ветра определены как

$$\begin{aligned}\Delta u_{gi} &= \sqrt{1 - \sum_{j=1}^n a_j \mu_{ugj} \cdot \sigma_{ugj}}, \\ \Delta v_{gi} &= \sqrt{1 - \sum_{j=1}^n b_j \mu_{vgj} \cdot \sigma_{vgj}}.\end{aligned}\tag{2.47}$$

Для использования геострофической интерполяции должны быть решены две очень важные задачи. Во-первых, должна быть определена корреляционная структура геострофического ветра; во-вторых, в каждом конкретном случае необходимо определить набор соседних станций. В этой работе корреляционная структура является производной от структуры корреляций геопотенциальной высоты с использованием геострофических уравнений (2.49). Для описания структуры пространственных корреляций геопотенциальной высоты используются корреляционные функции:

$$\mu(r) = c e^{-ar} \left(\cos br + \frac{a}{b} \sin br \right), \quad (2.48)$$

где $a = 0,658$, $b = 1,033$, $c = 0,986$ [25]. Более поздним исследованиям О.А. Алдухова с В.А. Гординым корреляционных функций основных аэрологических величин посвящена глава 5.

Геострофическими уравнениями являются

$$\begin{aligned} u_g &= -A \frac{\partial H}{\partial y}, \\ v_g &= A \frac{\partial H}{\partial x}, \end{aligned} \quad (2.49)$$

где

$$A = \frac{g}{2 \omega \sin \varphi}, \quad (2.50)$$

где g – ускорение тяжести ($= 9,81$ м/с); ω – угловая скорость вращения Земли ($= 7,29 \cdot 10^{-5}$ с $^{-1}$); φ – широта. Затем из (2.48) и (2.49) имеем

$$\begin{aligned} \mu_{ug}(r, \alpha) &= -c e^{-ar} \frac{\sin br}{b} \sin \alpha, \\ \mu_{vg}(r, \alpha) &= c e^{-ar} \frac{\sin br}{b} \cos \alpha. \end{aligned} \quad (2.51)$$

Корреляции между геопотенциальной высотой и зональной и меридиональной компонентами ветра задаются (2.51), где α – угол между вектором, определенным двумя станциями, и x -осью (запад – восток); r – это расстояние между двумя точками.

Поскольку коэффициент A в (2.49) плохо определен (крайне велик) при широте φ , близкой к нулю, геострофические уравнения используются только при широте ниже -20° и выше $+20^\circ$.

Стандартные отклонения [47] рассчитываются по формулам:

$$\begin{aligned} m_{ug}(r, \alpha) &= c A^2 (a^2 + b^2) \left(\cos br \sin^2 \alpha - \frac{\sin br}{b} \left(a - \frac{\cos^2 \alpha}{r} \right) \right) \sigma_H^2, \\ m_{vg}(r, \alpha) &= c A^2 (a^2 + b^2) \left(\cos br \cos^2 \alpha - \frac{\sin br}{b} \left(a - \frac{\sin^2 \alpha}{r} \right) \right) \sigma_H^2. \end{aligned} \quad (2.52)$$

Переходя к пределу в (2.52) при $r \rightarrow 0$, получаем следующее отношение:

$$\sigma_{ugi} = \sigma_{vgi} = |A| \sqrt{a^2 + b^2} \sigma_{Hi}, \quad (2.53)$$

где σ_{Hi} – стандартное отклонение геопотенциальной высоты.

Следует отметить, что уравнения (2.48)–(2.53) – это теоретические оценки, сделанные с многочисленными предположениями. Эти уравнения используются после внесения корректировок в коэффициенты после экспериментальных расчетов.

Стандартные отклонения для зональной и меридиональной компонент геострофического ветра изменяются до

$$\sigma_{ugi} = \sigma_{vgi} = |A| 0,95 \sigma_{Hi}. \quad (2.54)$$

С помощью этого уравнения результаты получаются лучшие, чем с использованием (2.53).

Чтобы выбрать восемь соседних, «влияющих» станций для обеспечения вычислений геострофического ветра, используется процедура, которая аналогична процедуре для горизонтальной интерполяции высоты геопотенциала и температуры. «Влияющие» станции должны быть расположены в пределах 2000 км от данной станции. Чтобы найти еще и симметрично распределенные станции, строится круг влияния (радиус 2000 км) с восемью 45-градусными секторами. В каждом секторе выбирается не более чем две станции. Выбранные станции имеют наибольшие корреляции высоты геопотенциала с геострофическим ветром на данной станции. Любая из этих 16, или меньше, окружающих станций может использоваться в расчетах геострофического ветра. Ниже изложен метод выбора восьми станций, которые будут использоваться в (2.44):

а) в каждом из восьми секторов определяется станция, которая имеет наибольшие корреляции высоты геопотенциала с данными для геострофического ветра, определенными с помощью (2.51);

б) если сектор является пустым, то станция выбирается из сектора, который содержит более одной станции;

в) если число выделенных «влияющих» станций меньше или равно восьми, то все выбранные станции используются в расчетах;

г) с выбранным набором станций, веса a_j и b_j рассчитываются по (2.46) для использования в (2.44); фактические и допустимые невязки рассчитываются на этих уровнях с использованием наблюдений с каждой «влияющей» станции;

д) если на контролируемой станции есть данные, которые отсутствуют на одной или нескольких «влияющих» станциях, тогда для этого уровня будет выбран новый набор из восьми «влияющих» станций из 16 станций, определенных ранее.

На рис. 2.25–2.28 представлены результаты использования описанного выше метода для вычисления геострофического ветра.

Заметим, что для выбора «влияющих» станций весьма перспективным является кулоновский алгоритм, разработанный В.А. Гординым [55].

Рисунки показывают хорошее согласие между действительными и допустимыми невязками для U-компоненты ниже 100 гПа и V-компоненты ниже 300 гПа. Выше этих уровней согласие не очень хорошее. Это означает, что вычисленная статистическая структура ветра не совсем соответствует реальной структуре геострофического ветра. Более точные корреляционные функции геопотенциала и корреляционная функция для геострофического ветра на различных высотах улучшили бы расчеты геострофического ветра и наши оценки точности для этих вычислений. Однако использование геострофической аппроксимации реального ветра не приводит к значительному сокращению невязок в сравнении с климатической аппроксимацией (климатический контроль). Следовательно, контроль геострофического

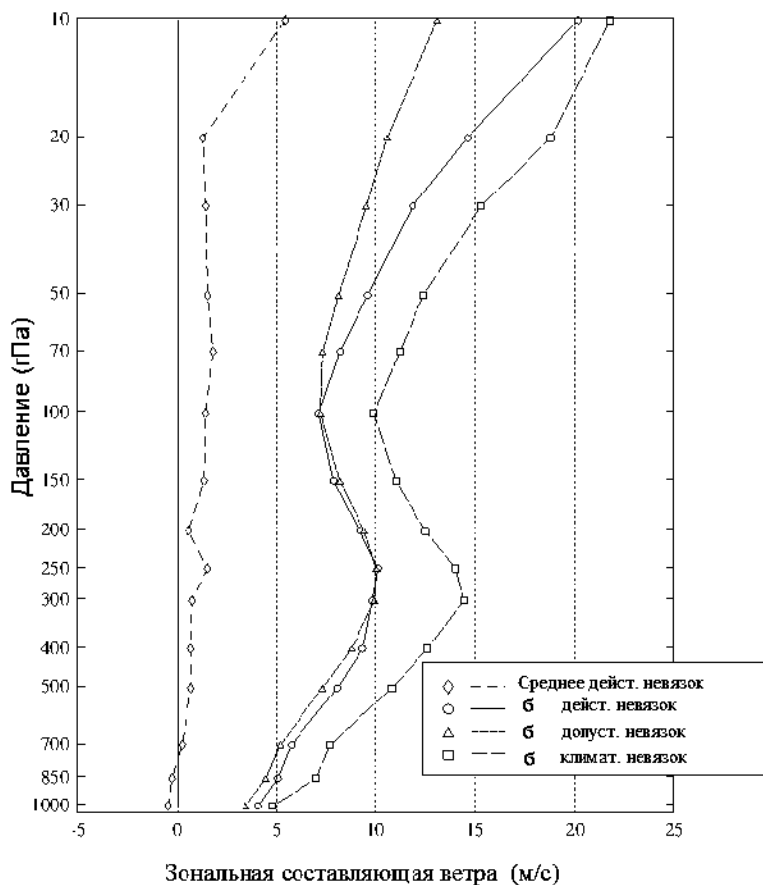


Рис. 2.25. Характеристики аппроксимации зональной составляющей геострофического ветра. σ – среднеквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

ветра может быть полезен в некоторых случаях, но эта проверка не может быть единственной основой для принятия решений об ошибке в наблюдениях ветра. Однако при комплексном контроле качества в процессе принятия решений полезна любая дополнительная информация, особенно при восстановлении пропущенных значений, когда решение принимается при согласовании всех проверяемых соотношений/связей из-за большого разнообразия причин ошибок и их локализации.

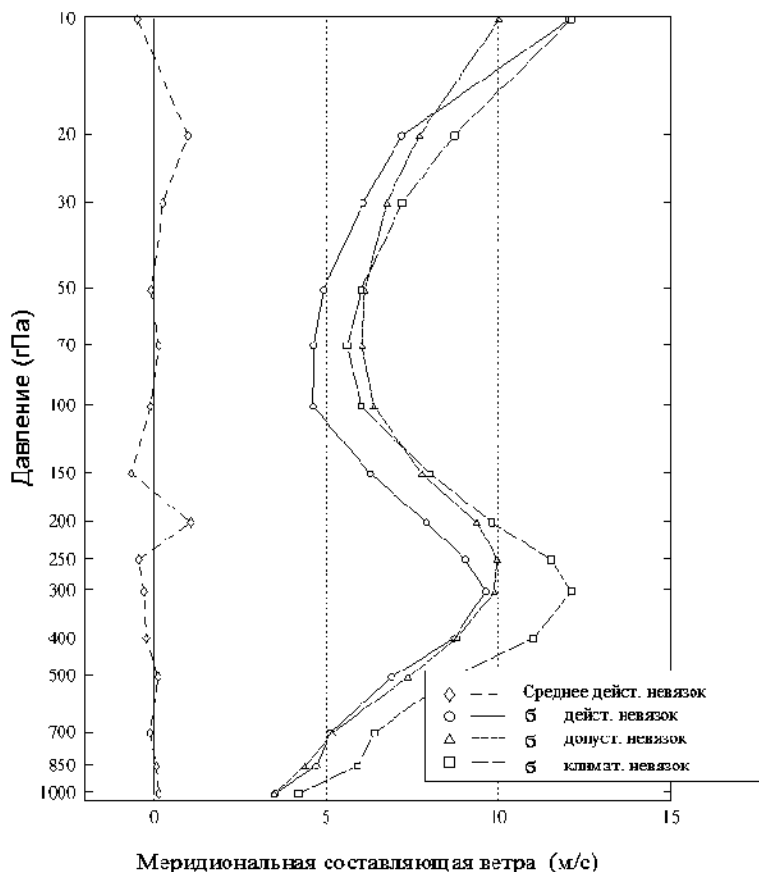


Рис. 2.26. Характеристики аппроксимации меридиональной составляющей геострофического ветра. σ – среднеквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

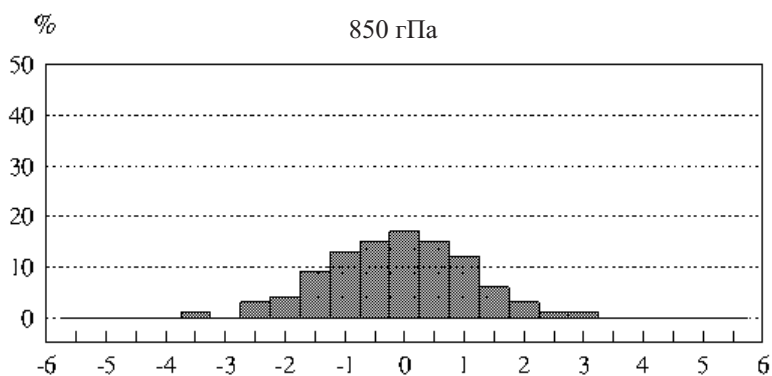
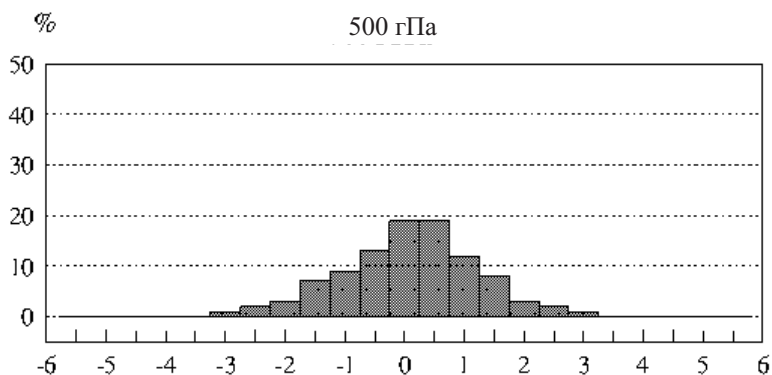
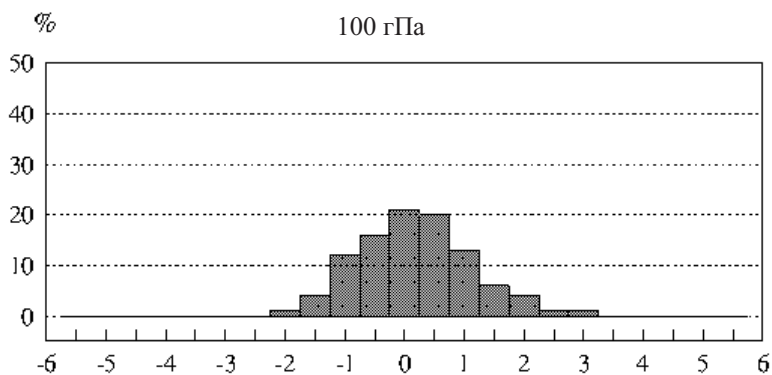


Рис. 2.27. Распределение нормализованных невязок для аппроксимации зональной составляющей геострофического ветра. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

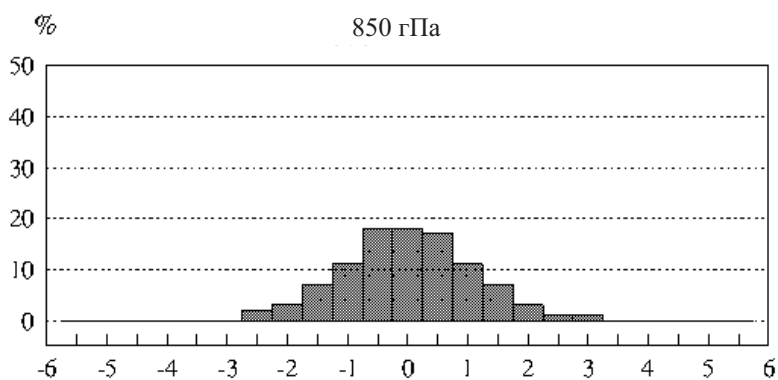
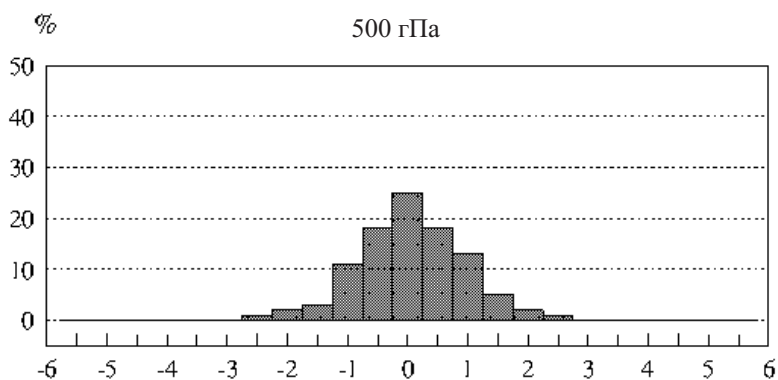
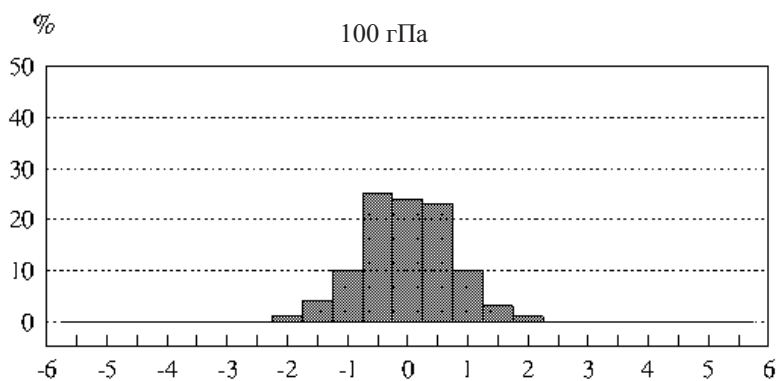


Рис. 2.28. Распределение нормализованных невязок для аппроксимации меридиональной составляющей геострофического ветра. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

2.3.4. Термические соотношения

Проверка термического ветра основана на том предположении, что геострофический ветер близок к реальному ветру в свободной атмосфере и изменения геострофического и реального ветра с высотой определяются термическим ветром. Он рассчитывается на каждой станции для слоев между стандартными уровнями с помощью оптимальной дифференциации [47] с использованием данных о температуре с соседних аэрологических станций.

Дифференцирование уравнения геострофического ветра (2.49) по отношению к $\ln(P)$ и использование гидростатического уравнения дает

$$\begin{aligned}\frac{\partial u_g}{\partial \ln P} &= -B \frac{\partial T}{\partial y}, \\ \frac{\partial v_g}{\partial \ln P} &= B \frac{\partial T}{\partial x},\end{aligned}\tag{2.55}$$

где

$$B = \frac{R}{2\omega \sin \varphi},\tag{2.56}$$

R является газовой постоянной для сухого воздуха ($= 287 \text{ м}^2/(\text{с}^2 \cdot ^\circ\text{К})$), ω – угловая скорость вращения Земли; φ – широта.

Интегрирование (2.55) дает следующее отношения для изменений геострофического ветра с высотой

$$\begin{aligned}u_{ii}^{i+1} &= \Delta u_{gi}^{i+1} = B \frac{\partial T_i^{i+1}}{\partial y} \ln \frac{P_i}{P_{i+1}}, \\ v_{ii}^{i+1} &= \Delta v_{gi}^{i+1} = -B \frac{\partial T_i^{i+1}}{\partial x} \ln \frac{P_i}{P_{i+1}},\end{aligned}\tag{2.57}$$

где u_{ii} и v_{ii} – изменения зональной и меридиональной составляющих геострофического ветра между стандартными уровнями давления P_i и P_{i+1} ; T_i^{i+1} – средняя температура слоя.

Из (2.57) изменения зонального и меридионального ветра с высотой вычисляются

$$\begin{aligned}\hat{u}_{ii}^{i+1} &= (\hat{u}'_{ii+1}/\sigma_{uii+1} + \hat{u}'_{ii}/\sigma_{uii})\sigma_{uii}^{i+1}/2, \\ \hat{v}_{ii}^{i+1} &= (\hat{v}'_{ii+1}/\sigma_{vii+1} + \hat{v}'_{ii}/\sigma_{vii})\sigma_{vii}^{i+1}/2,\end{aligned}\tag{2.58}$$

где $\hat{u}_{ii}$ и $\hat{v}_{ii}$ – линейные комбинации, определенные

$$\begin{aligned}\hat{u}'_{ii} &= \sum_{j=1}^n a_j \frac{\sigma_{uii}}{\sigma_{Tij}} T'_{ij}, \\ \hat{v}'_{ii} &= \sum_{j=1}^n b_j \frac{\sigma_{vii}}{\sigma_{Tij}} T'_{ij},\end{aligned}\tag{2.59}$$

и T'_{ij} – отклонение температуры от среднемесячного значения на i -м уровне и j -й станции; $\sigma_{T_{ij}}$ – стандартное отклонение температуры; σ_{uti} и σ_{vti} – стандартные отклонения зональной и меридиональной составляющих геострофического ветра на i -м уровне; a_j и b_j являются коэффициентами, вычисленными по данным соседних станций и

$$\begin{aligned}\sigma_{u_i^{i+1}} &= \sqrt{\sigma_{uti}^2 + \sigma_{uti+1}^2 + 2\mu_{T_{ii+1}}\sigma_{uti}\sigma_{uti+1}}/2, \\ \sigma_{v_i^{i+1}} &= \sqrt{\sigma_{vti}^2 + \sigma_{vti+1}^2 + 2\mu_{T_{ii+1}}\sigma_{vti}\sigma_{vti+1}}/2,\end{aligned}\quad (2.60)$$

где $\mu_{T_{ij}}$ – коэффициент корреляции между температурами на i -м и j -м уровнях. Действительные геострофические невязки определяются разностями

$$\begin{aligned}\delta u_{ii} &= u'_{i+1} - u'_i - \hat{u}_{ii}^{i+1}, \\ \delta v_{gi} &= v'_{i+1} - v'_i - \hat{v}_{ii}^{i+1},\end{aligned}\quad (2.61)$$

где u'_i и v'_i являются отклонениями компонент реального ветра от среднемесячных значений.

Коэффициенты a_j и b_j в (2.59) рассчитываются как решение системы линейных уравнений

$$\begin{aligned}\sum_{j=1}^n a_j \mu_{kj} + a_k &= \mu_{utk}, \\ \sum_{j=1}^n b_j \mu_{kj} + b_k &= \mu_{vtk},\end{aligned}\quad (2.62)$$

где μ_{kj} – коэффициент корреляции между наблюдаемыми значениями температуры на i -м уровне k -й и j -й станций; μ_{utk} и μ_{vtk} – коэффициенты корреляции между температурами на k -й станции и зональной и меридиональной компонентами термического ветра.

Допустимые невязки термического ветра определяются как

$$\begin{aligned}\Delta u_{ii} &= \sqrt{1 - \sum_{j=1}^n a_j \mu_{uti} \sigma_{u_i^{i+1}}}, \\ \Delta v_{ii} &= \sqrt{1 - \sum_{j=1}^n b_j \mu_{vti} \sigma_{v_i^{i+1}}}.\end{aligned}\quad (2.63)$$

Корреляционная структура термического ветра определяется из структуры корреляций температуры с использованием выведенных геострофических соотношений.

Для описания пространственной структуры корреляционной функции для температуры используется корреляционная функция

$$\mu(r) = ce^{-ar} \left(\cos br + \frac{a}{b} \sin br \right), \quad (2.64)$$

где $a = 0,658$, $b = 1,033$, $c = 0,986$ [25].

Если предполагается, что корреляционная функция однородная, тогда (2.57) и (2.64) дают следующие корреляционные функции:

$$\begin{aligned}\mu_{iu}(r, \alpha) &= ce^{-ar} \frac{\sin br}{b} \sin \alpha, \\ \mu_{iv}(r, \alpha) &= -ce^{-ar} \frac{\sin br}{b} \cos \alpha\end{aligned}\quad (2.65)$$

для корреляции между температурой и зональной и меридиональной составляющими ветра. В (2.65) α – угол между линией, соединяющей две станции (точки) и x -осью; r – расстояние между двумя станциями.

Коэффициент B в (2.56) не имеет смысла, когда широта φ близка к нулю, поэтому геострофическая проверка используется только для широт ниже -20° и выше $+20^\circ$.

Стандартные отклонения компонентов термического ветра (с использованием ковариаций температуры и определения термического ветра (аналогично процедуре для геострофического ветра) и при $g \rightarrow 0$) есть:

$$\sigma_{uti} = \sigma_{vti} = \left| B \right| \ln \frac{P_i}{P_{i+1}} \sqrt{a^2 + b^2} \sigma_{Ti}, \quad (2.66)$$

где σ_{Ti} – стандартные отклонения для температуры.

Процедура, по которой выбираются станции для использования в интерполяции, очень похожа на ту же процедуру для горизонтальной и геострофической интерполяции. «Влияющие» станции должны быть в пределах 2000 км от станции, чьи данные проверяются. Для того чтобы выбрать еще и симметрично расположенные станции, строится круг влияния (радиус 2000 км) с восемью 45-градусными секторами. В каждом секторе выбирают две станции, имеющие наибольшие корреляция между значениями термического ветра на контролируемой станции и значениями температуры на интерполируемой станции. Любые из 16 (или менее) окружающих станций могут использоваться как «влияющие» станции в расчете термического ветра.

Метод выбора станции для использования в (2.62) является таким же, какой используется в ходе геострофической проверки.

Рис. 2.29 и 2.30 демонстрируют величину ошибок, которые могут быть обнаружены с помощью соотношений для термического ветра. Видно, что для U - и V -компонентов ветра на уровнях ниже 150 гПа существует хорошее согласие между действительными и допустимыми невязками, но выше этих уровней согласие более слабое. Этот результат практически идентичен результатам контроля, основанного на геострофических соотношениях. Он подтверждает, что использованная статистическая структура ветра содержит ошибки. Она не совсем соответствует реальной структуре геострофического и термического ветра, по крайней мере, на высоких уровнях. На наш взгляд, использование различных корреляционных функций для геопотенциала и температуры (и, следовательно, различных корреляционных функций для термического ветра и геострофического ветра) для разных высот улучшит точность расчетов термического и геострофического ветра и оценки их точности (см. главу 5). В расчете термического ветра используются вертикальные корреляции температуры, и их необходимо определить более точно.

Рис. 2.29 и 2.30 показывают, что аппроксимация реального ветра термическим дает в среднем стандартные отклонения разности между

интерполированными и реальными изменениями ветра между смежными стандартными изобарическими поверхностями примерно 5 м/с. В средней тропосфере это уменьшает на 50 % стандартные отклонения, по сравнению с климатической проверкой. На других уровнях улучшение является не столь значительным, по сравнению с климатическим контролем. На рис. 2.31 и 2.32 представлено распределение нормализованных фактических невязок для аппроксимации термического ветра.

Термическая проверка полезна в тропосфере, но эта проверка не может быть основной в процессе принятия решений об ошибках в значениях ветра.

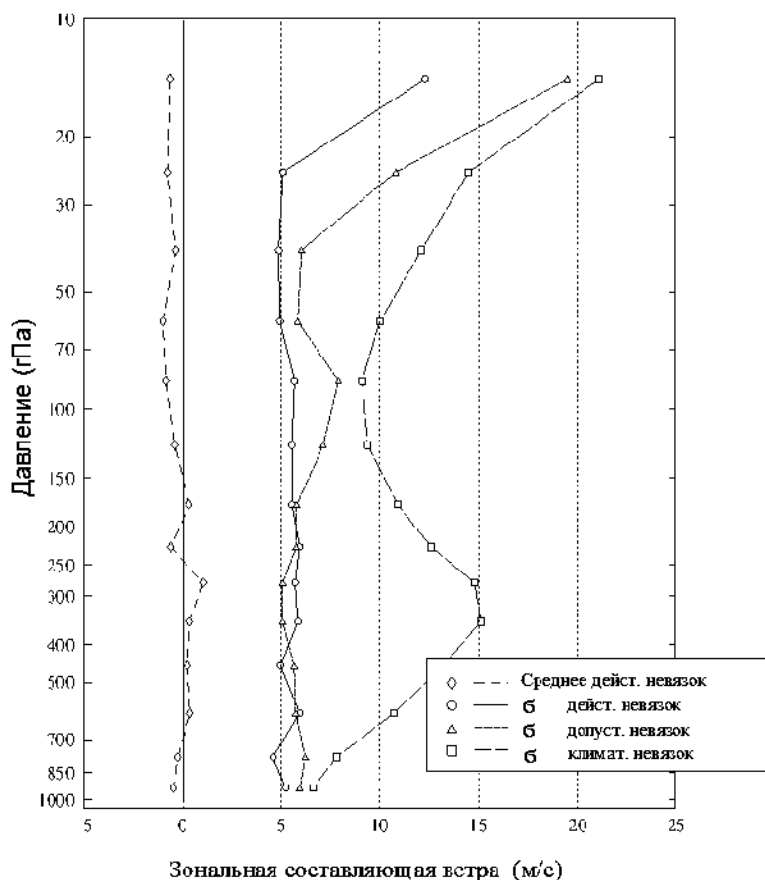


Рис. 2.29. Характеристики аппроксимации для сдвига зональной составляющей термического ветра между стандартными изобарическими поверхностями. σ – среднеквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

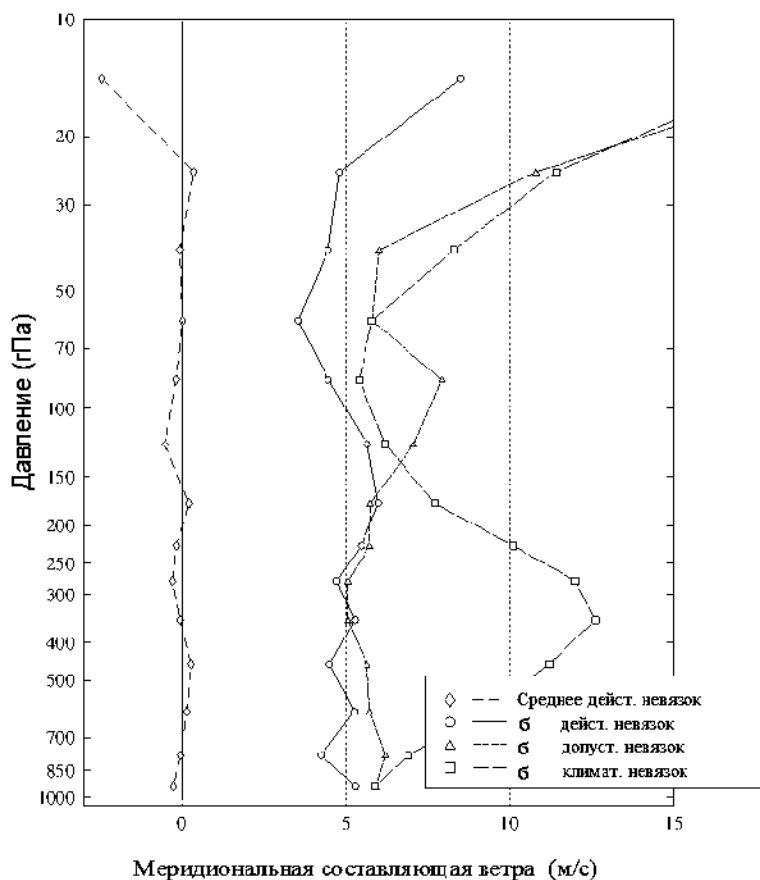


Рис. 2.30. Характеристики аппроксимации для сдвига меридиональной составляющей термического ветра между стандартными изобарическими поверхностями. σ – среднеквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

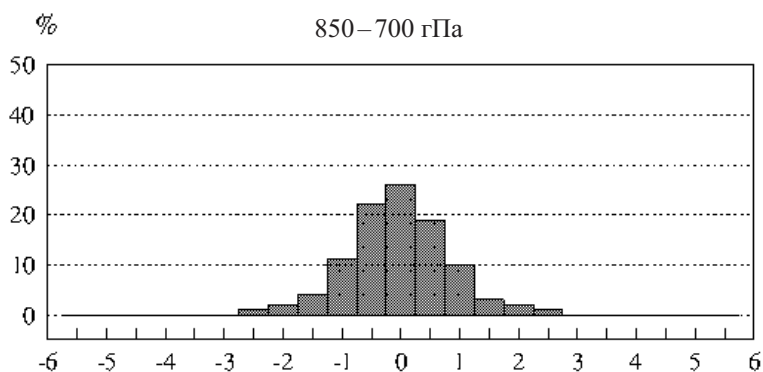
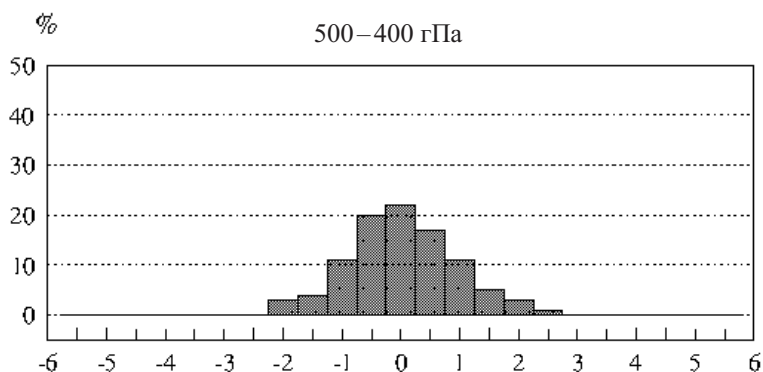
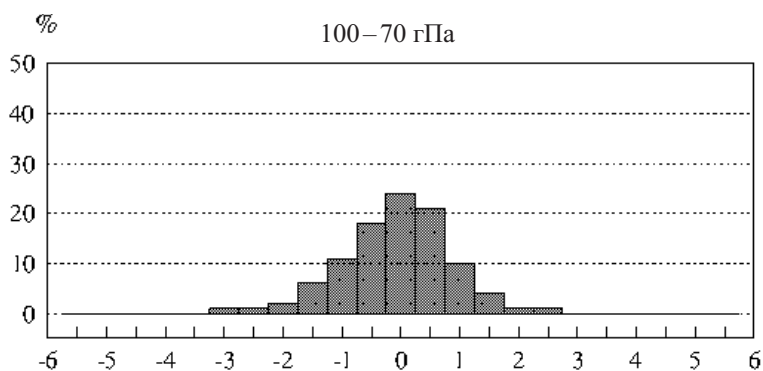


Рис. 2.31. Распределение нормализованных действительных невязок для аппроксимации сдвига зональной составляющей термического ветра между стандартными изобарическими поверхностями. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

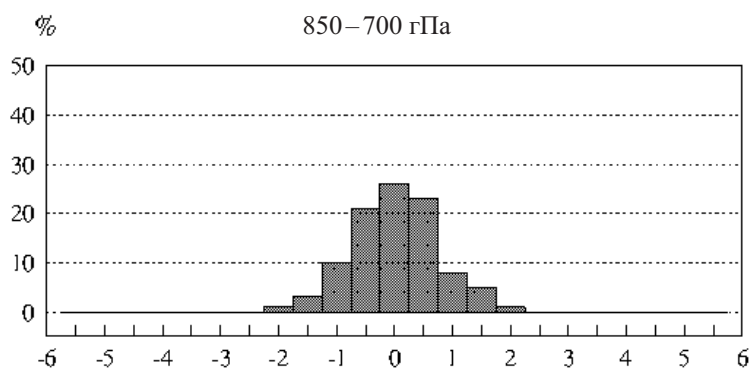
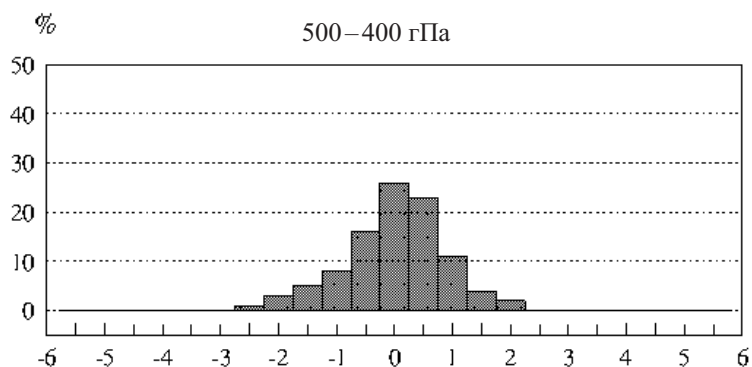
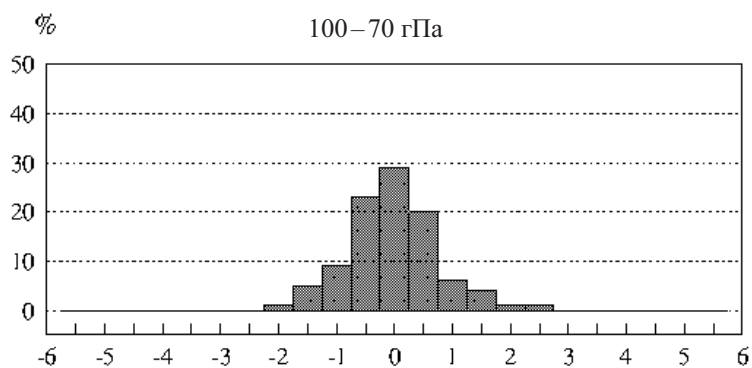


Рис. 2.32. Распределение нормализованных действительных невязок для аппроксимации сдвига меридиональной составляющей термического ветра между стандартными изобарическими поверхностями. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

2.3.5. Линейная интерполяция с уровней особых точек на стандартные изобарические поверхности

Для интерполяции данных с уровней особых точек на стандартные изобарические поверхности будем использовать линейную интерполяцию (ЛИ) в логарифмической системе координат. Это возможно вследствие определения уровней особых точек и критерия для выбора уровней особых точек при зондировании. Обычно уровни особых точек определяются как уровни, которые позволяют восстановить зондирование аэрологических переменных с помощью ЛИ с точностью до 1,0–2,0 °С для температуры, 10–15 % – для относительной влажности и 10–15 градусов – для направления ветра и около 5 м/с – для скорости ветра [79, 143]. Эти ограничения позволяют нам использовать уровни особых точек для контроля данных на стандартных изобарических поверхностях.

Предсказанное значение на стандартной изобарической поверхности, давление P_i , рассчитывается по данным на уровнях особых точек, давлению P_{s1} и P_{s2} , по формуле

$$\hat{f}_i = \frac{a_2 \cdot f_{s1} + a_1 \cdot f_{s2}}{a_1 + a_2}, \quad (2.67)$$

где коэффициенты a_1 и a_2 пропорциональны разнице геострофических высот между уровнями особых точек P_{s1} , P_{s2} и стандартной изобарической поверхностью P_i соответственно. Они рассчитываются согласно

$$a_j = \frac{R}{g} \cdot T_s \cdot \left| \ln \frac{P_{sj}}{P_i} \right|, \quad (2.68)$$

где R – газовая постоянная для сухого воздуха; g – гравитационная постоянная; T_s – средняя температура (в °K) для слоя между P_i и P_{sj} .

Уровни особых точек P_{s1} и P_{s2} выбираются ниже и выше стандартной изобарической поверхности P_i , так, чтобы расстояние между двумя уровнями особых точек ($a_1 + a_2$) составляло менее 6 км.

Рис. 2.33–2.36 представляют результаты интерполяции с уровней особых точек на стандартные изобарические поверхности для температуры, U- и V-компонентов ветра и дефицита точки росы. На рис. 2.37–2.40 показано распределение отклонения наблюдаемых значений от интерполированных значений. Точность интерполяции из уровней особых точек на стандартные изобарические поверхности имеет слабую зависимость от высоты и является лучшим методом для контроля данных на стандартных изобарических поверхностях. Слабая зависимость невязок от высоты позволяет использовать постоянные допустимые невязки для каждой аэрологической переменной. В текущей версии ККК используются следующие допустимые невязки: 3 °С – для температуры, 5 м/с – для U- и V-компонентов ветра и 5 °С – для дефицита точки росы. Эти значения были использованы при подготовке рис. 2.37–2.40. На самом деле допустимые невязки зависят от расстояния до особых уровней (см. (2.80)–(2.85)).

Было бы очень хорошо иметь КК данных на стандартных изобарических поверхностях на основе интерполяции данных с особых уровней. Но, к сожалению, лишь около 30–60 % данных о температуре, ветре и влажности на стандартных изобарических поверхностях имеют рядом данные на уровнях особых точек. Кроме того, данные на уровнях особых точек обычно не содержат данные о высоте геопотенциала, и они содержат ошибки, как и данные на стандартных изобарических поверхностях. Поэтому невозможно сделать этот метод КК основным методом в процедуре ККК. Однако нельзя не использовать этот метод в ККК аэрологических данных.

2.3.6. Линейная интерполяция со стандартных изобарических поверхностей на уровни особых точек

Данные на уровнях особых точек могут содержать ошибки и должны контролироваться. Для этого используются уже проконтролированные данные на стандартных изобарических поверхностях.

Опыт работы с данными на стандартных изобарических поверхностях показывает, что возможно обнаружить ошибки с величиной от 5–10 °С в значениях температуры, 30–60 г/м – высоты геопотенциала, 10–15 °С – дефицита точки росы, 10–20 м/с – зональной и меридиональной составляющих ветра. Это достигается с помощью методов максимально точной интерполяции и избыточности информации в аэрологических данных для КК данных в точках на сетке, сформированной наблюдениями на изобарических поверхностях. Масштаб сетки – 300–500 км в горизонтальной плоскости (типичное расстояние между соседними аэрологическими станциями) и от 1,5 до 3,0 км по вертикали (типичный интервал между стандартными изобарическими поверхностями). По данным на стандартных изобарических поверхностях, проконтролированным с этой точностью, невозможно определить вертикальный профиль соответствующей аэрологической переменной с большей точностью, чем диапазон этих ошибок. Точность всего профиля определяется наиболее низкой точностью всех аэрологических переменных, используемых для построения профиля. Таким образом, оптимальная точность в ходе КК данных на уровнях особых точек сопровождается соответствующим контролем данных на стандартных изобарических поверхностях.

Для достижения вышеупомянутой точности в КК аэрологических переменных на стандартных изобарических поверхностях должны использоваться довольно сложная интерполяция и методы принятия решения. Чтобы контролировать те же самые переменные на уровнях особых точек с примерно такой же точностью, используя уже проконтролированные данные на стандартных изобарических поверхностях, достаточно использовать интерполяцию (2.70) и простые алгоритмы принятия решений. Это объясняется тем, что расстояние между уровнями при интерполяции со стандартных изобарических поверхностей на уровень особых точек составляет менее половины расстояния между стандартными изобарическими поверхностями.

Метод КК данных на уровнях особых точек заключается в следующем: значение f_0 сравнивается с результатом ЛИ значений на двух ближайших стандартных изобарических поверхностях, полученным из

$$\hat{f}_0 = a_i \cdot f_i + a_{i+1} \cdot f_{i+1}, \quad (2.69)$$

где f_i и f_{i+1} – проконтролированные с использованием ККК значения с i -й и $i+1$ -й стандартной изобарической поверхности; a_i и a_{i+1} – коэффициенты ЛИ, определенные по формулам

$$a_i = \ln \frac{P_o}{P_{i+1}} / \ln \frac{P_i}{P_{i+1}}, \quad a_{i+1} = \ln \frac{P_i}{P_o} / \ln \frac{P_i}{P_{i+1}}, \quad (2.70)$$

и P_o – давление на уровне особых точек; P_i и P_{i+1} – давление на стандартных изобарических поверхностях.

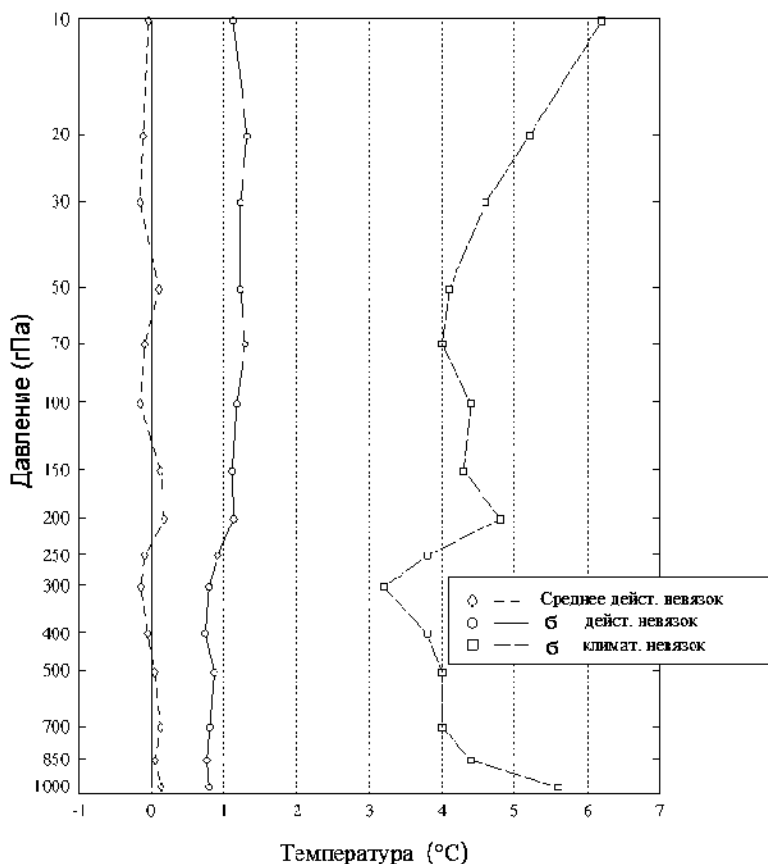


Рис. 2.33. Характеристики ЛИ температуры с уровней особых точек на стандартные изобарические поверхности. б – среднее квадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

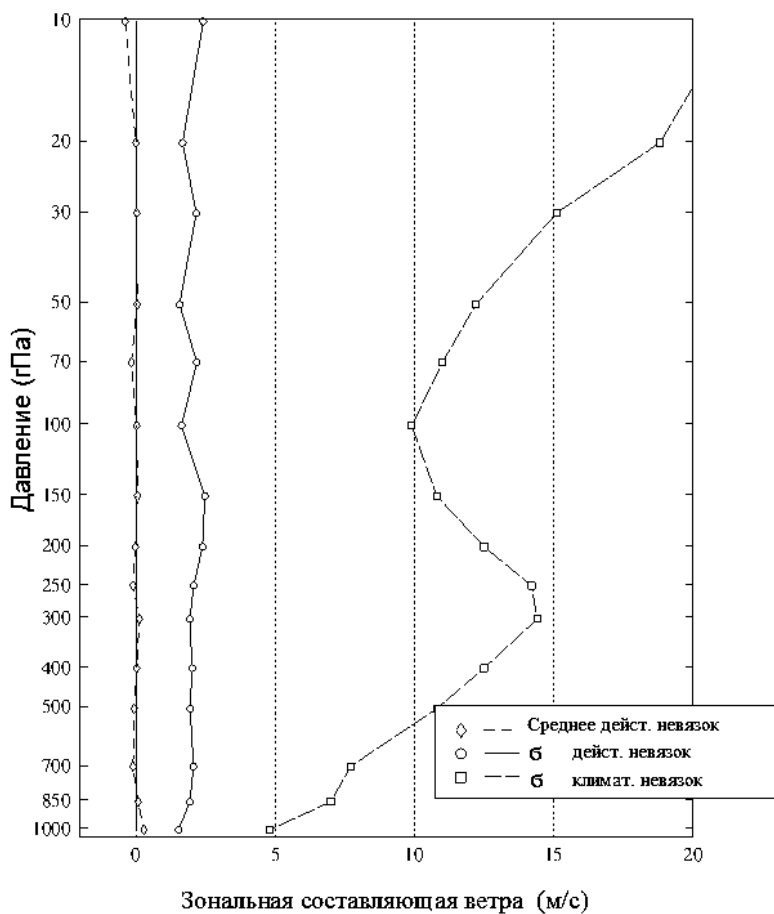


Рис. 2.34. Характеристики ЛИ зональной составляющей ветра с уровней особых точек на стандартные изобарические поверхности. σ – среднеквадратическое значение, КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

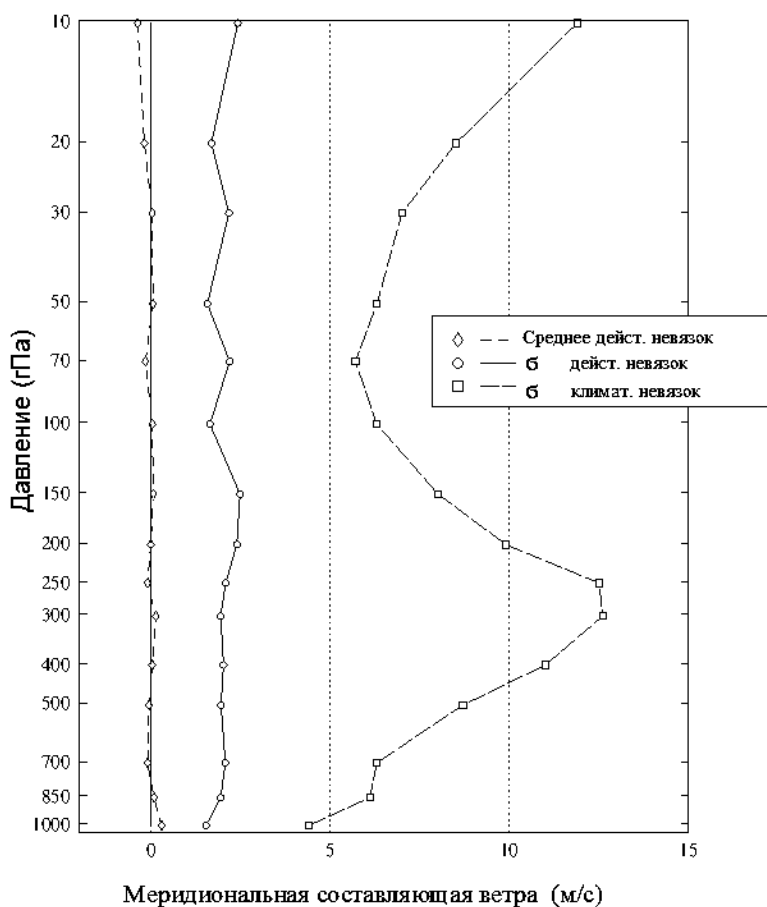


Рис. 2.35. Характеристики ЛИ меридиональной составляющей ветра с уровней особых точек на стандартные изобарические поверхности. σ – среднеквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

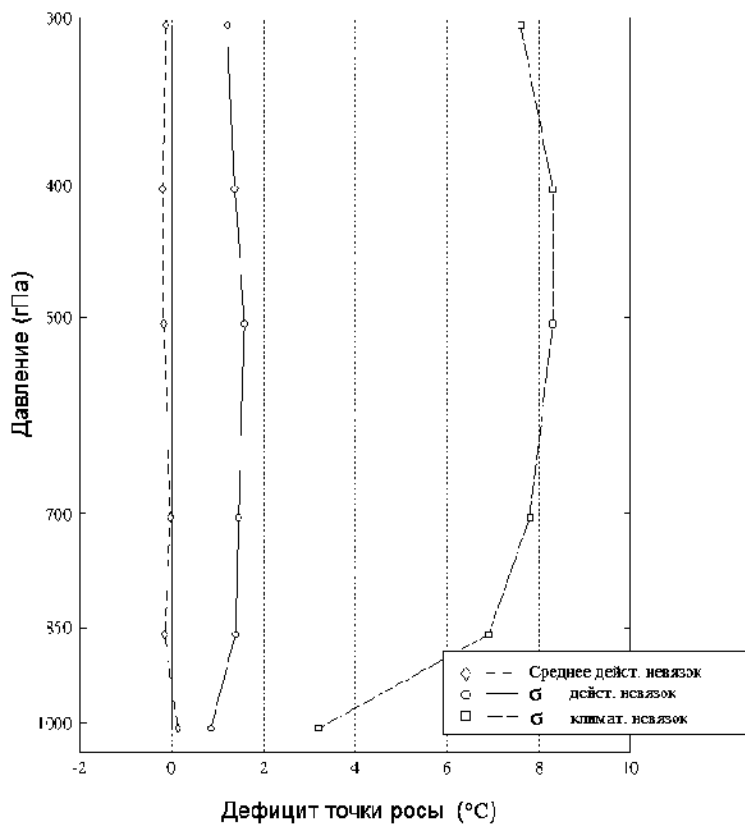


Рис. 2.36. Характеристики ЛИ дефицита точки росы с уровней особых точек на стандартные изобарические поверхности. σ – среднеквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

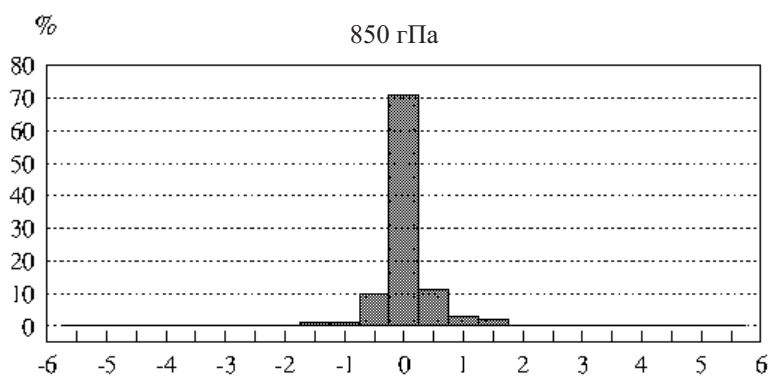
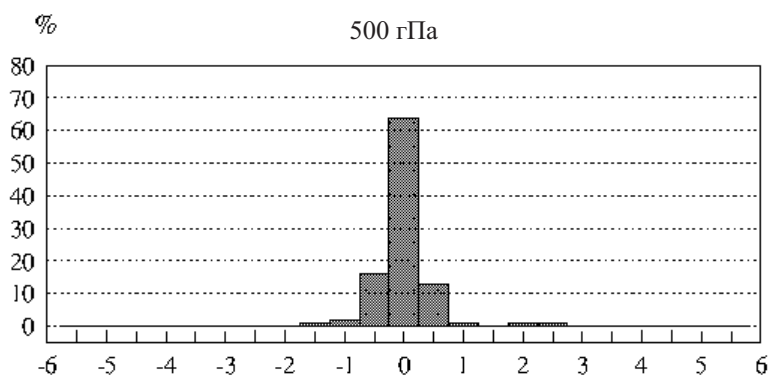
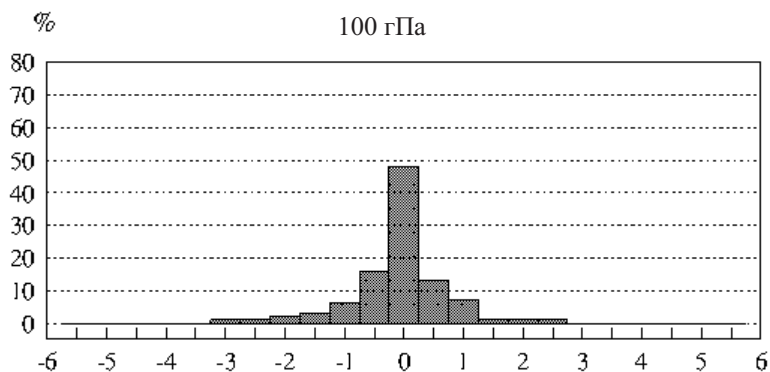


Рис. 2.37. Распределение нормализованных действительных невязок для ЛИ температуры с уровней особых точек на стандартные изобарические поверхности. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

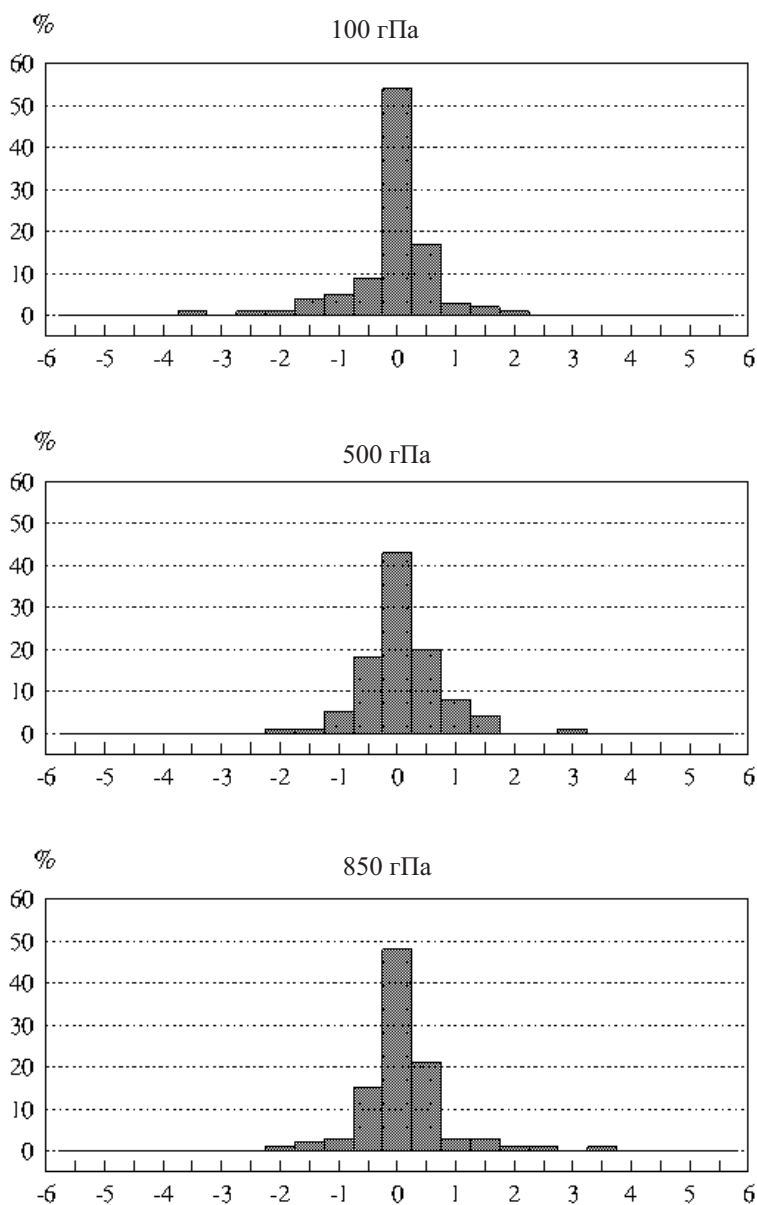


Рис. 2.38. Распределение нормализованных действительных невязок для ЛИ зональной составляющей ветра с уровней особых точек на стандартные изобарические поверхности. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

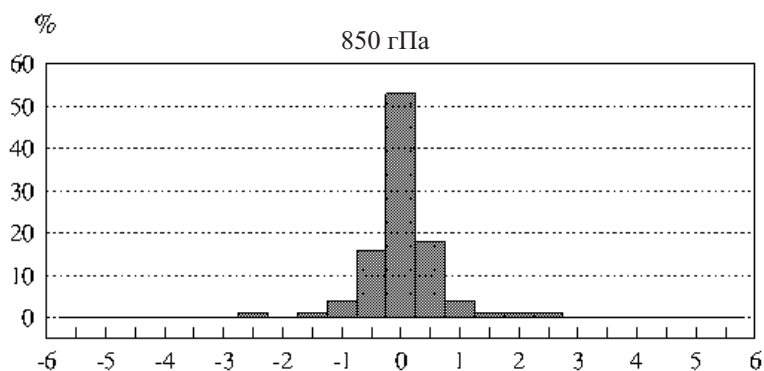
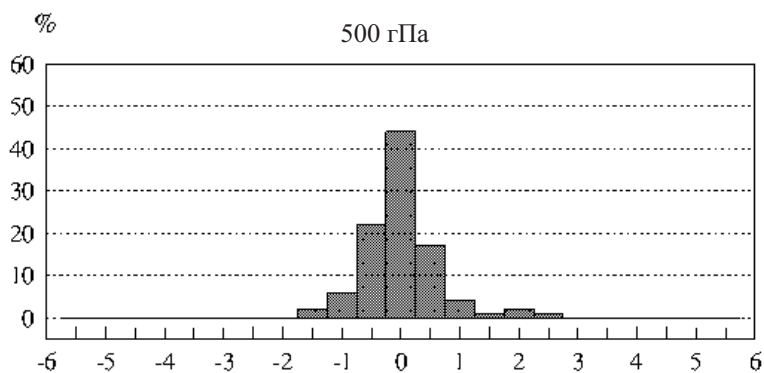
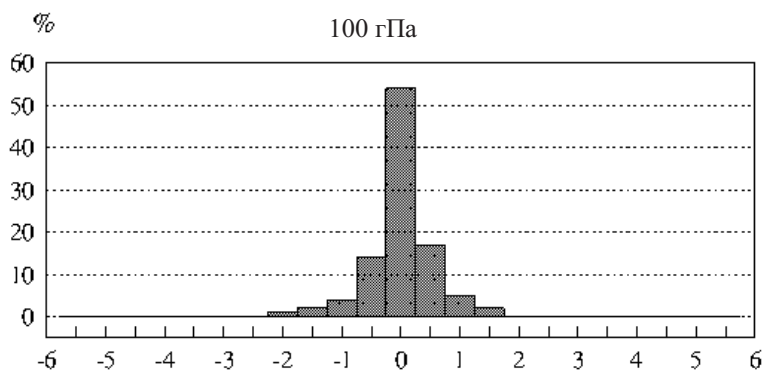


Рис. 2.39. Распределение нормализованных действительных невязок для ЛП меридиональной составляющей ветра с уровней особых точек на стандартные изобарические поверхности. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

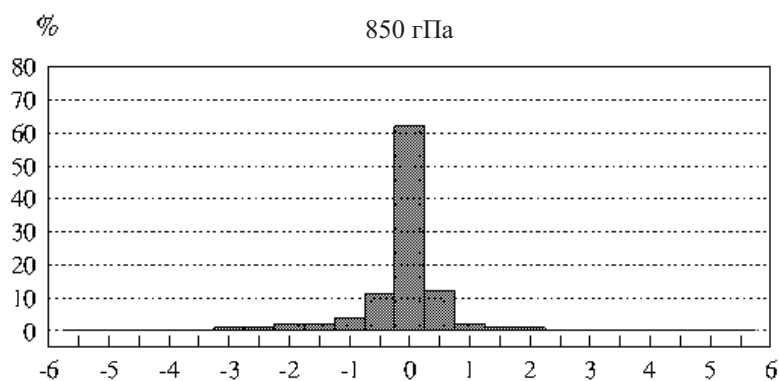
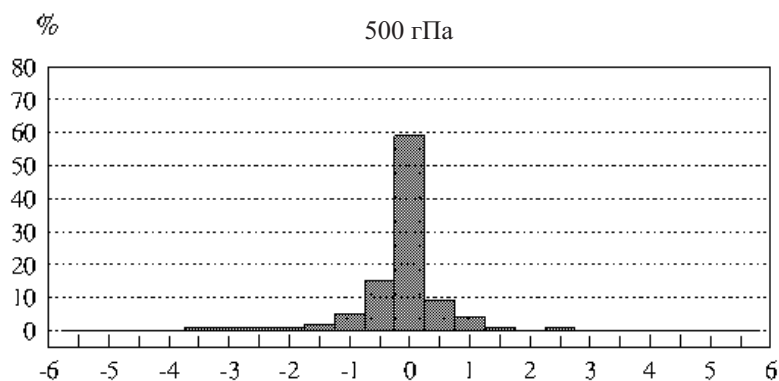
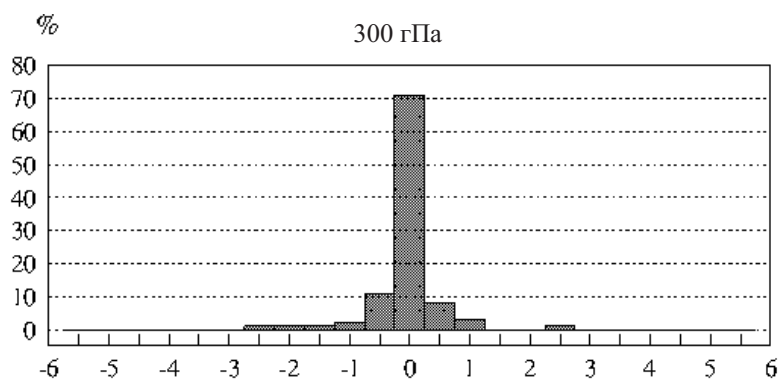


Рис. 2.40. Распределение нормализованных действительных невязок для ЛИ дефицита точки росы с уровней особых точек на стандартные изобарические поверхности. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

Действительная невязка для этого метода на уровне особых точек определяется из

$$\delta f_o = \hat{f}_o - f_o. \quad (2.71)$$

Можно предположить, что если абсолютное значение действительной невязки (2.71) большое, т.е. разница между наблюдаемым и интерполированным значением, то наблюдаемое значение является ошибочным и должно быть забраковано. С другой стороны, если абсолютное значение (2.71) мало, наблюдаемое значение правильное.

Проблемой является разработка критерия для определения, является ли действительная невязка большой или маленькой.

Чтобы определить этот критерий, рассмотрим действительную невязку (2.71) и представим ее следующим образом:

$$\begin{aligned} \delta f_o &= a_i \cdot f_i + a_{i+1} \cdot f_{i+1} - f_o = \\ &= (a_i \cdot f'_i + a_{i+1} \cdot f'_{i+1} - f') + \\ &\quad + (a_i \cdot \bar{f}_i + a_{i+1} \cdot \bar{f}_{i+1} - \bar{f}), \end{aligned} \quad (2.72)$$

где $\bar{f}$ – это среднеемесячное значение f на соответствующем уровне; f' – отклонение измеренного значения от среднеемесячного значения. Таким образом, (2.72) переходит в

$$f = \bar{f} + f'. \quad (2.73)$$

Второе слагаемое (2.73) близко к нулю и может быть проигнорировано в дальнейших вычислениях. Предполагается, что в пределах слоя между соседними стандартными изобарическими поверхностями средние значения аэрологических переменных изменяются линейно.

Рассмотрим теперь среднее квадратическое значение для действительной невязки

$$\begin{aligned} \overline{\delta f_o^2} &= \overline{f_o'^2} - 2 \cdot a_i \cdot \overline{f_o' \cdot f_i'} - 2 \cdot a_{i+1} \cdot \overline{f_o' \cdot f_{i+1}'} + \\ &\quad + a_i^2 \cdot \overline{f_i'^2} + a_{i+1}^2 \cdot \overline{f_{i+1}'^2} + 2 a_i \cdot a_{i+1} \cdot \overline{f_i' \cdot f_{i+1}'} \end{aligned} \quad (2.74)$$

и используем

$$\frac{\overline{f_a' \cdot f_b'}}{\sigma_a \cdot \sigma_b} = \frac{\overline{f_a' \cdot f_b'}}{\sigma_a \cdot \sigma_b} \cdot \sigma_a \cdot \sigma_b = \mu_{ab} \cdot \sigma_a \cdot \sigma_b, \quad (2.75)$$

где σ_a и σ_b – стандартные отклонения, а μ_{ab} – коэффициент корреляции параметра f в точках a и b .

Следовательно, (2.74) может быть написано как

$$\begin{aligned} \overline{\delta f_o^2} &= \sigma_o^2 - 2 a_i \cdot \mu_{oi} \cdot \sigma_o \cdot \sigma_i - 2 a_{i+1} \cdot \mu_{oi+1} \cdot \sigma_o \cdot \sigma_{i+1} + \\ &\quad + a_i^2 \cdot \sigma_i^2 + a_{i+1}^2 \cdot \sigma_{i+1}^2 + 2 a_i \cdot a_{i+1} \cdot \mu_{ii+1} \cdot \sigma_i \cdot \sigma_{i+1}. \end{aligned} \quad (2.76)$$

Предположим, что стандартные отклонения на соседних стандартных изобарических поверхностях и любом уровне особых точек между ними имеют приблизительно равные значения:

$$\sigma_i = \sigma_{i+1} = \sigma_o = \sigma_c. \quad (2.77)$$

Предположим, что

$$\mu_{oi} = \mu_{ii+1} + a_i \cdot (1 - \mu_{ii+1}). \quad (2.78)$$

Уравнение (2.78) означает, что коэффициент корреляции между наблюдаемыми значениями на уровнях особых точек и прилегающих стандартных изобарических поверхностях изменяется в соответствии с линейным законом в пределах от 1 до μ_{ii+1} , где μ_{ii+1} – коэффициент корреляции между наблюдаемыми значениями на i -м и $i+1$ -м стандартными уровнями.

Тогда (2.76) переходит в

$$E^2 = \overline{\delta f_o^2} = 2 \cdot a_i \cdot a_{i+1} \cdot (1 - \mu_{ii+1}) \cdot \sigma_c^2. \quad (2.79)$$

Таким образом, в каждом случае становится возможным оценить допустимую невязку с помощью формулы

$$\Delta f_o = N_f \cdot E = N_f \cdot \sqrt{2a_i \cdot a_{i+1} \cdot (1 - \mu_{ii+1})} \cdot \sigma_c. \quad (2.80)$$

Когда значение Δ превышает $|\delta f_o|$, это означает, что, скорее всего, есть ошибка в наблюдаемом значении f_o .

В заключение следует отметить, что были сделаны следующие четыре предположения в КК данных. Во-первых, предполагается, что средние значения аэрологических переменных на уровнях особых точек могут быть оценены с помощью средних значений той же переменной на прилегающих стандартных изобарических поверхностях с использованием линейного соотношения

$$\overline{f_o} = a_i \cdot \overline{f_i} + a_{i+1} \cdot \overline{f_{i+1}}. \quad (2.81)$$

В (2.81) a_i и a_{i+1} – коэффициенты, определенные в (2.70). Совершенно очевидно, что чем ближе стандартные изобарические поверхности к уровню особых точек, тем меньше допустимые невязки. Во-вторых, предполагается, что стандартные отклонения на уровне особых точек и прилегающих стандартных изобарических поверхностях (2.77) равны. Это предположение является вполне разумным, особенно когда σ_c есть усредненное значение

$$\sigma_c = \sigma_o = (\sigma_i + \sigma_{i+1})/2 \quad (2.82)$$

или даже

$$\sigma_c = \sigma_o = a_i \cdot \sigma_i + a_{i+1} \cdot \sigma_{i+1}. \quad (2.83)$$

В-третьих, предполагается, что коэффициенты корреляции между наблюдаемыми значениями на данном уровне особых точек и на прилегающих стандартных изобарических поверхностях определяются (2.78). Для небольших значений корреляционной функции корреляционная функция пропорциональна квадрату аргумента

$$\mu(\rho) = 1 - c_1 \cdot \rho^2, \quad (2.84)$$

где ρ представляет расстояние. Когда ρ не является маленьким, коэффициент корреляции пропорционален ρ (хорошо известен «закон первой степени»)

$$\mu(\rho) = 1 - c_2 \cdot \rho. \quad (2.85)$$

Применение уравнения (2.78) для стандартных изобарических поверхностей, близких к уровню особых точек, приведет к относительно небольшой ошибке при оценке коэффициента корреляции. Если поверхности так близки, что ρ очень мало, использование уравнения (2.78) приведет к занижению коэффициентов корреляции. Это полезно, поскольку позволяет использовать характеристики уровней особых точек и заниженные коэффициенты корреляции для расширения пределов для контролируемого значения в данной точке, что может быть более правильным, чем использование узких «ворот».

И, наконец, предполагается, что действительные невязки нормально распределены со средним значением в нуле. Это предположение в большинстве случаев справедливо, хотя плотность распределения действительных невязок для различных контролируемых переменных параметров может отличаться от нормального распределения. Однако эти различия могут быть учтены с помощью подбора коэффициента вариации N_j в (2.80).

Таким образом, успешное использование этого метода зависит от точности предположений. Опыт показывает, что применительно к аэрологическим данным он дает достаточно хорошие результаты. На рис. 2.41–2.48 для него показано распределение действительных и допустимых невязок. Видно, что теоретические оценки (допустимые невязки) разниц между интерполированными значениями (со стандартных изобарических поверхностей на уровень особых точек) и наблюдаемыми на этом уровне в среднем в хорошем согласии с действительными невязками.

2.4. Алгоритм принятия решения для комплексного контроля качества

Алгоритм принятия решений решает, является ли наблюдаемое значение правильным или ошибочным. АПР построен на основе анализа реагирования каждого компонента ККК на возможные ошибки для каждой наблюдаемой переменной.

2.4.1. АПР для геопотенциальной высоты и температуры на стандартных изобарических поверхностях

В наблюдаемых значениях геопотенциальной высоты и температуры на стандартных изобарических поверхностях возможны следующие типы ошибок:

- 1 – искажена высота геопотенциала на нижнем, среднем и верхнем уровнях;
- 2 – искажена температура на нижнем, среднем и верхнем уровнях;
- 3 – ошибка в расчете толщины между смежными стандартными изобарических поверхностями в результате ошибочной высоты геопотенциала над этим слоем на постоянную величину;
- 4 – нарушение правильной работы радиозонда, начиная с нижнего или среднего уровня, что привело к ошибкам температуры и соответствующих высот геопотенциала, не нарушающим гидростатического уравнения;

5 – ошибка в индексе станции (обычно индексе ВМО) или координатах станции (то есть зондирование приписано неправильной точке земного шара);

6 – неправильное кодирование и/или полное нарушение правильной работы радиозонда, а также комбинации вышеупомянутых ошибок.

Для каждого типа ошибок можно оценить действительные невязки, которые будут производиться определенной ошибкой. В табл. 2.9 показаны эти оценки. Она является необходимой для создания АПР для температуры и геопотенциала на стандартных изобарических поверхностях, так как позволяет нам решить обратную задачу: определить ошибку, учитывая значения невязки. Однако для правильных данных действительные невязки не равны в точности нулю, а содержат некоторые погрешности («шум»), обусловленные наличием инструментальных ошибок наблюдений и локальной изменчивостью атмосферы. Ниже показан «шум» для каждого компонента ККК.

Это делает создание АПР намного сложнее, потому что необходимо делать различие между «шумом» и ответом на реальные ошибки в данных.

Таблица 2.9

Реакция ККК компонентов на различные типы грубых ошибок в значениях высоты геопотенциала H и температуры T на стандартных изобарических поверхностях. «+» указывает на наличие реакции, «±» – наличие слабой реакции, «–» – отсутствует реакция, B и a – коэффициенты гидростатического и вертикального контроля соответственно. HS обозначает гидростатический контроль, HH – горизонтальный контроль геопотенциальной высоты, Hh – геопотенциальной толщины, HT – температуры, VH – вертикальный контроль геопотенциальной высоты, VT – температуры, ST – контроль температуры с использованием уровней особых точек

Тип ошибки	Уровень	HS	HH	Hh	VH	HT	VT	ST
Ошибка χ в H_1 на нижнем уровне	3	–	–	–	–	–	–	–
	2	–	–	–	$-a_1^2 \chi$	–	–	–
	1	$-\chi$	χ	$-\chi$	χ	–	–	–
Ошибка χ в H_i на внутреннем уровне	·							
	$i+1$	–	–	–	$-a_i^{i+1} \chi$	–	–	–
	i	$-\chi$	χ	$-\chi$		–	–	–
	$i-1$	χ	–	$-\chi$		–	–	–
Ошибка χ в H_n на верхнем уровне	·							
	n	χ	χ	χ	χ	–	–	–
	$n-1$	–	–	–		–	–	–
	$n-2$	–	–	–	–	–	–	–
Ошибка τ в T_1 на нижнем уровне	·							
	3	–	–	–	–	–	–	–
	2	$-B_1^2 \tau$	–	–	–	–	$-a_1^2 \tau$	–
	1	–	–	–	–	τ	τ	τ

Окончание табл. 2.9

Тип ошибки	Уровень	HS	HH	Hh	VH	HT	VT	ST
Ошибка τ в T_i на внутреннем уровне	$\cdot$							
	$i+1$	$-B_i^{i+1}\tau$	—	—	—	—	$-a_i^{i+1}\tau$	—
	i		—	—	—	τ	τ	τ
	$i-1$	$-B_i^{i-1}\tau$	—	—	—	—	$-a_i^{i-1}\tau$	—
	$\cdot$							
Ошибка τ в T_n на верхнем уровне	n	$-B_n^{n-1}\tau$		—	—	τ	τ	τ
	$n-1$	—	—	—	—	—	$-a_i^{i-1}\tau$	—
	$n-2$		—	—	—	—		—
	$\cdot$							
	$\cdot$							
Ошибка вычислений χ , начиная с H_1	3	—	χ	—	—	—	—	—
	2	—	χ	—	$\pm$	—	—	—
	1		χ		$\pm$	—	—	—
	$\cdot$							
	$\cdot$							
Ошибка вычислений χ , начиная с H_i	$i+1$	—	χ	—	—	—	—	—
	i		χ		$\pm$	—	—	—
		χ		χ		—	—	—
	$i-1$		—		$-a_i^{i-1}\chi$	—	—	—
	$\cdot$							
Сбой радиозонда, начиная с i -го уровня	$i+2$	—	+	$\pm$	$\pm$	+	$\pm$	—
	$i+1$	—	+	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	—
	i	—		$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	—
	$i-1$		—		$\pm$	—	—	—
	$\cdot$							
Ошибка в координатах станции	$\cdot$	—						
	4	—						
	3	—	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	—
	2	—	+	+	$\pm$	+	$\pm$	—
	1		+		$\pm$	+	$\pm$	—

Для обнаружения и исправления ошибок типа 1, 2 или 3, которые часто имеют место в аэрологических данных, важное значение имеет гидростатический контроль. Гидростатическая взаимосвязь является наиболее точным соотношением между высотой геопотенциала и температурой. Другие компоненты ККК имеют второстепенное значение, они используются только в тех случаях, когда гидростатический контроль не привел к принятию окончательного решения. Гидростатический КК не реагирует на ошибки типа 4 и 5. Таким образом, горизонтальный и вертикальный контроль являются основными методами для определения этих ошибок. Все методы КК реагируют на ошибки типа 6.

АПР для геопотенциала и температуры на стандартных изобарических поверхностях состоит из трех логических разделов:

- раздел принятия решения для сомнительных значений;
- раздел выявления и исправления ошибок;
- раздел для обработки оставшихся подозрительных значений.

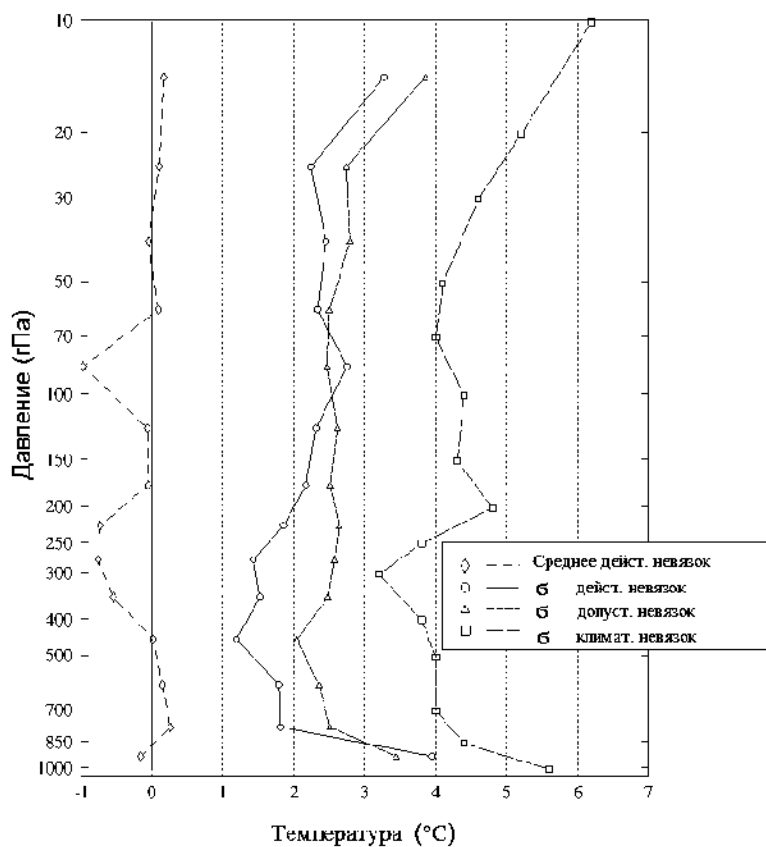


Рис. 2.41. Характеристики вертикальной ЛИ температуры со стандартных изобарических поверхностей на уровни особых точек. б – среднеквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

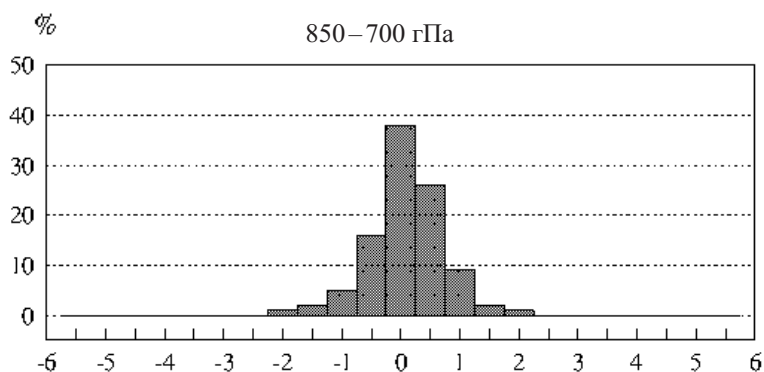
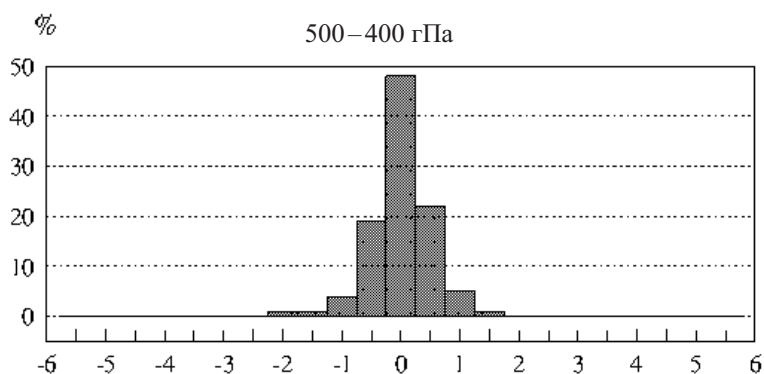
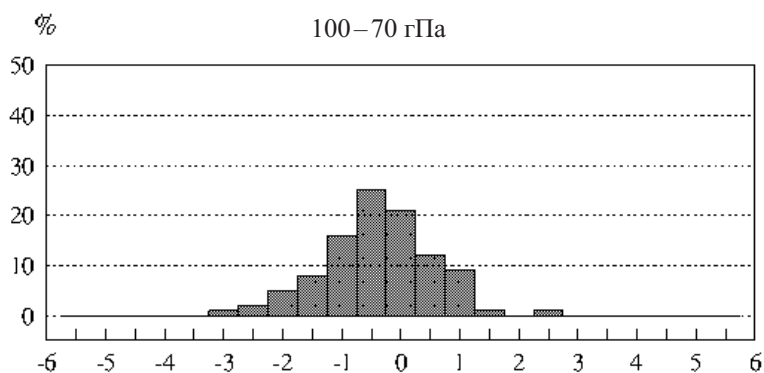


Рис. 2.42. Распределение нормализованных действительных невязок для вертикальной ЛИ температуры со стандартных изобарических поверхностей на уровни особых точек. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

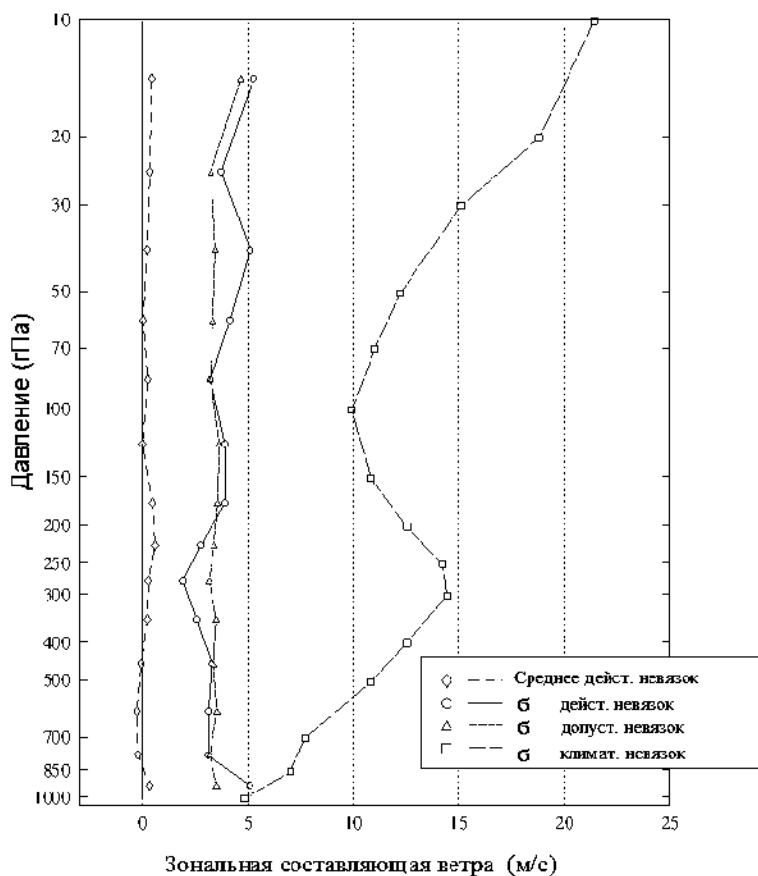


Рис. 2.43. Характеристики вертикальной ЛП зональной составляющей ветра со стандартных изобарических поверхностей на уровни особых точек. б – среднеквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

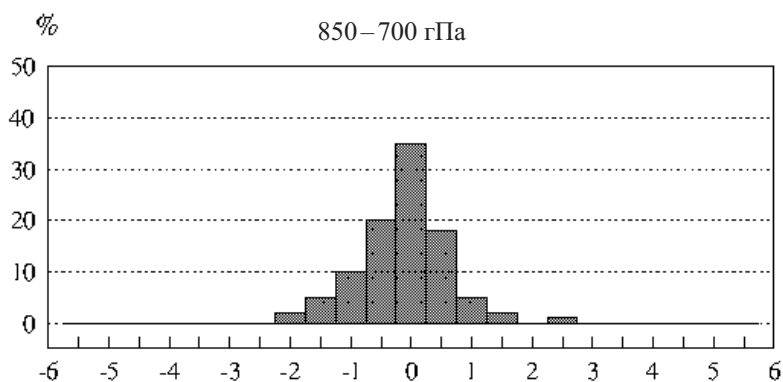
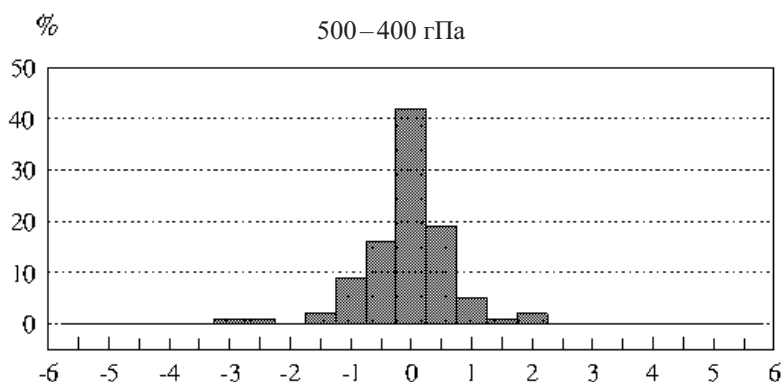
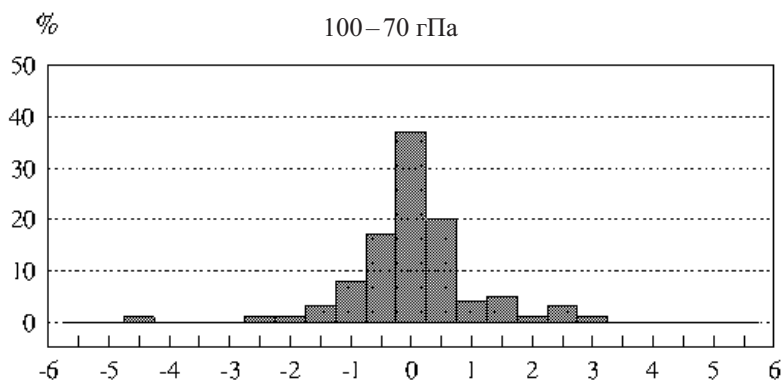


Рис. 2.44. Распределение нормализованных действительных невязок для вертикальной ЛИ зональной составляющей ветра со стандартных изобарических поверхностей на уровни особых точек. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

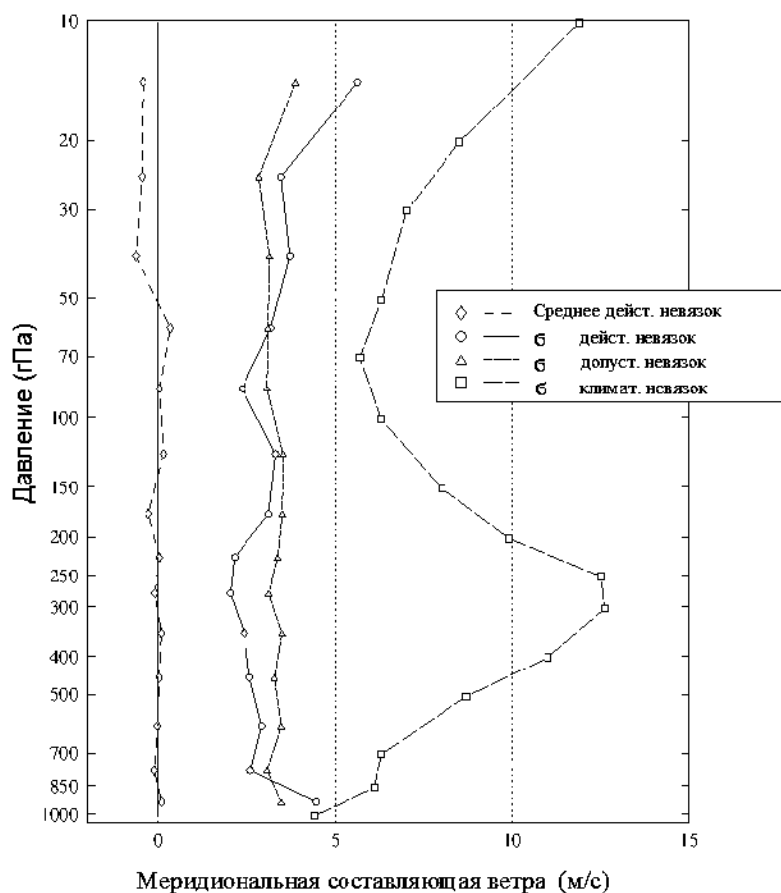


Рис. 2.45. Характеристики вертикальной ЛИ меридиональной составляющей ветра со стандартных изобарических поверхностей на уровни особых точек. σ – среднеквадратическое значение. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

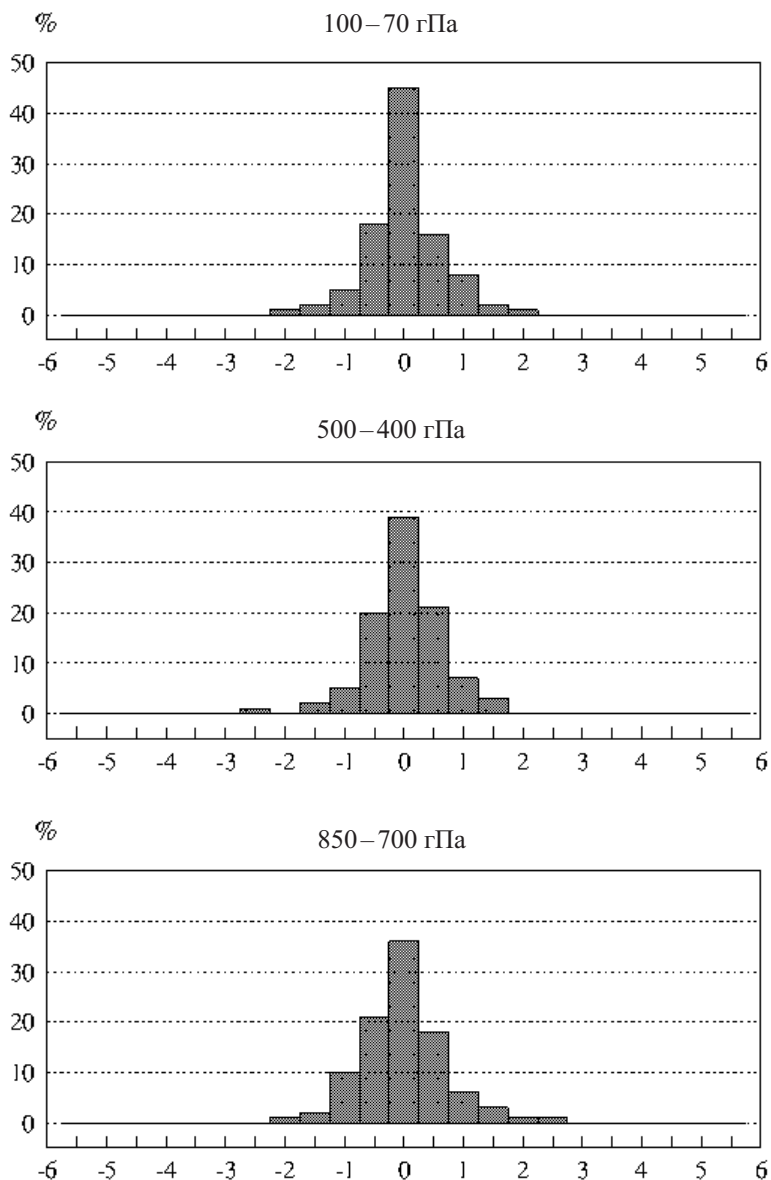


Рис. 2.46. Распределение нормализованных действительных невязок для вертикальной ЛПИ меридиональной составляющей ветра со стандартных изобарических поверхностей на уровни особых точек. КАРДС. 00 Г GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

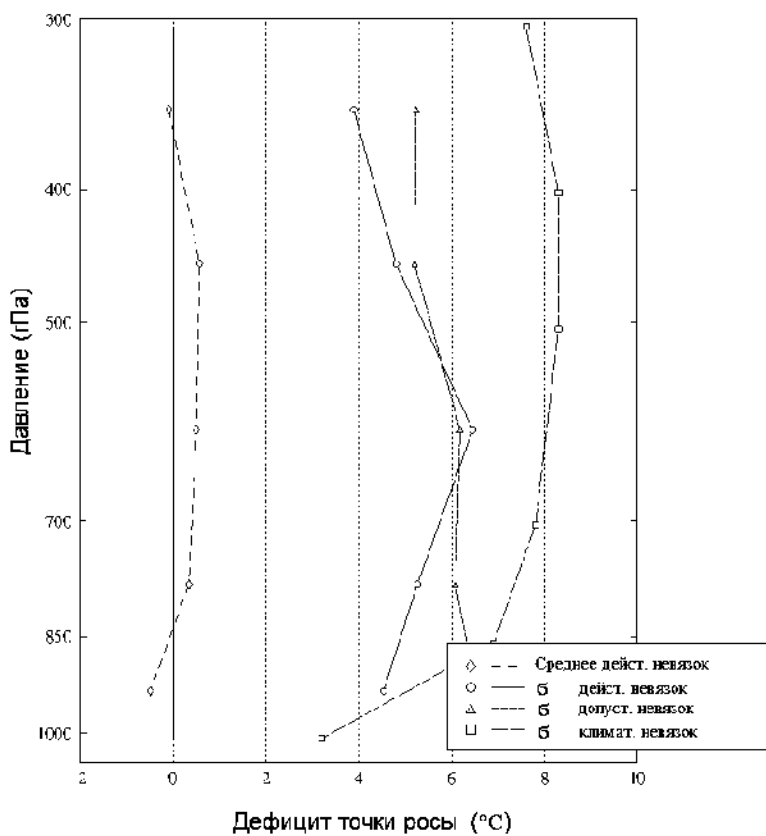


Рис. 2.47. Характеристики вертикальной ПИ для дефицита точки росы со стандартных изобарических поверхностей на уровни особых точек.
 б – среднеквадратическое значение. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г.
 759 станций [118]

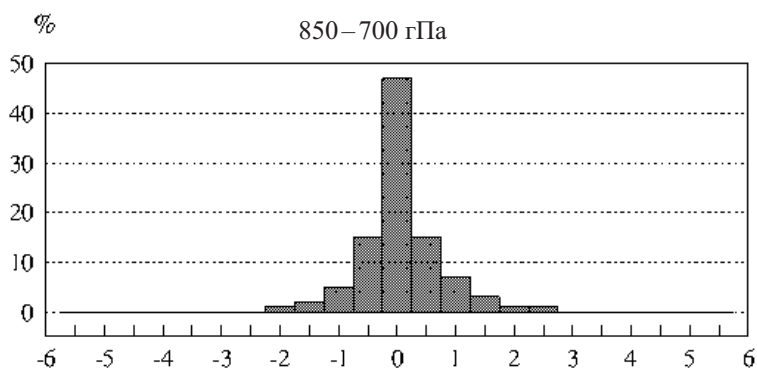
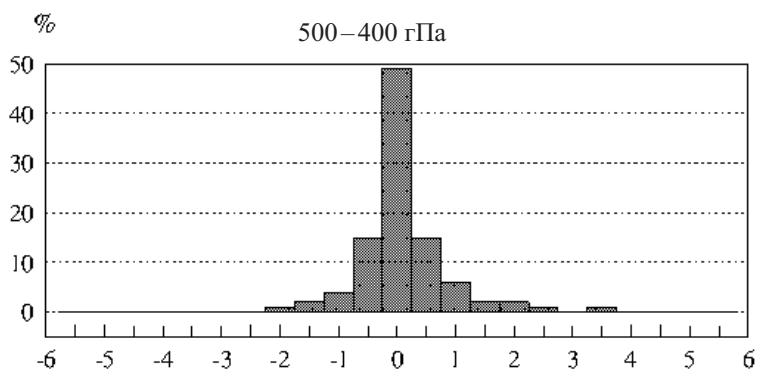
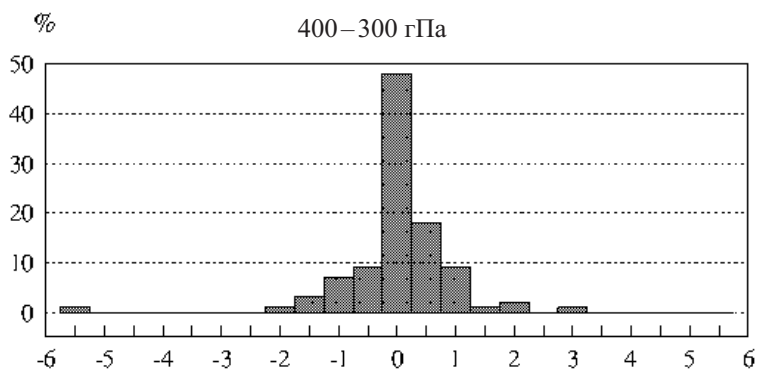


Рис. 2.48. Распределение нормализованных действительных невязок для вертикальной ЛИ дефицита точки росы со стандартных изобарических поверхностей на уровне особых точек. КАРДС. 00 GMT 15.01.1989 г. 759 станций [118]

В первом разделе АПР осуществляются проверки на превышение, по крайней мере, одной из действительных невязок соответствующую допустимую невязку:

$$\begin{aligned}
 & |\delta_i^{i+1}| > \Delta_i^{i+1}, \\
 & |\delta h_i^H| > \Delta h_i^H, \quad i = 1, \dots, n-1, \\
 & |\delta H_i^V| > \Delta H_i^V, \\
 & |\delta H_i^H| > \Delta H_i^H, \\
 & |\delta T_i^V| > \Delta T_i^V, \\
 & |\delta T_i^H| > \Delta T_i^H, \\
 & |\delta T_i^S| > \Delta T_i^S, \quad i = 1, \dots, n,
 \end{aligned} \tag{2.86}$$

где δ_i^{i+1} и Δ_i^{i+1} – действительная (рассчитанная для конкретных данных в точке) и допустимая невязки гидростатической проверки; δh_i^H и Δh_i^H – невязки для горизонтального КК толщины; δH_i^H и ΔH_i^H – невязки для горизонтального КК высот геопотенциала; δT_i^H и ΔT_i^H – невязки для горизонтального КК температур; δH_i^V и ΔH_i^V – невязки для вертикального КК высот геопотенциала; δT_i^V и ΔT_i^V – невязки для вертикального КК температур; δT_i^S и ΔT_i^S – невязки для КК температуры с использованием данных на уровне особых точек.

Если, по крайней мере, одно из неравенств (2.86) верно, предполагается, что в зондировании возможна ошибка, и АПР вступает во второй раздел, в противном случае зондирование предполагается правильным и выходим из АПР.

Во втором разделе АПР осуществляется логический анализ невязок для всех компонентов ККК от самого низкого до самого высокого уровня в каждом зондировании.

При обнаружении ошибки в T_i или H_i или толщине (ошибки типа 1, 2 или 3), T_i или H_i и соответствующие действительные невязки для всех компонентов ККК пересчитываются, принимая во внимание исправления. Зондирование затем отправляется в первый раздел АПР.

Некоторые значения H_i и T_i корректируются только после анализа величины и знака предложенных исправлений. Большинство ошибок обычно является результатом искажений одной цифры или знака в значении. В этом случае каждое исправление модифицируется некоторым допустимым значением (изменение величины ограничивается изменением одной цифры или знака). Если такое изменение невозможно, предполагается, что более чем один символ искажен в вычисленном значении, предлагаемое исправление делается округлением до ближайшего метра высоты геопотенциала и градуса – для температуры.

Если обнаружены ошибки типа 4, 5 или 6, все зондирование считается ошибочным. Исправления не делаются, и зондирование выходит из АПР.

Процедуры идентификации ошибки используют набор логических переменных S, TV, HV, hH, TH, HH и TS , которые определяются как

$$\begin{aligned}
 S(k,i) &= (|\delta_i^{i+1}| > k \cdot \Delta_i^{i+1} / 2), \\
 hH(k,i) &= (|\delta h_i^H| > k \cdot \Delta h_i^H / 2), \quad i = 1, \dots, n-1, \\
 TV(k,i) &= (|\delta T_i^V| > k \cdot \Delta T_i^V / 2), \\
 TH(k,i) &= (|\delta T_i^H| > k \cdot \Delta T_i^H / 2), \\
 TS(k,i) &= (|\delta T_i^S| > k \cdot \Delta T_i^S / 2), \\
 HV(k,i) &= (|\delta H_i^V| > k \cdot \Delta H_i^V / 2), \\
 HH(k,i) &= (|\delta H_i^H| > k \cdot \Delta H_i^H / 2), \quad i = 1, \dots, n; \quad k = 1, 2.
 \end{aligned} \tag{2.87}$$

Когда условие истинно, величина принимает значение 1 и 0 – в противном случае. В (2.87) одна буква S представляет гидростатический КК. В первой позиции знак H представляет высоту геопотенциала, h – геопотенциальную толщину, T – температуру. Во второй позиции знак H означает горизонтальный, V – вертикальный, S – уровень особых точек.

Если условия в (2.87) справедливы для $k = 1$, классификация ошибки называется «слабая» и «сильная» – для $k = 2$.

С этой системой обозначения, решение относительно существования ошибки осуществляется согласно следующим правилам и в следующем порядке.

Неправильная кодировка или полное искажение данных зондирования

Предполагается, что есть ошибка кодировки в зондировании или искажение таково, что восстановление невозможно, тогда

$$\begin{aligned}
 &\left(\sum_{i=1}^{n-1} S(2,i) \geq \frac{2n}{3} \right) \wedge \\
 &\left(\sum_{i=1}^n TH(2,i) \geq \frac{2n+2}{3} \right) \wedge \\
 &\left(\sum_{i=1}^n HH(2,i) \geq \frac{2n+2}{3} \right)
 \end{aligned} \tag{2.88}$$

правильно. В (2.88) $\wedge$ – это логический символ «и». Уравнение (2.88) удовлетворяется, если 66,6 % действительных невязок от гидростатического КК, горизонтального КК температуры и горизонтального КК высоты геопотенциала превышают допустимые невязки. Когда это правильно, зондирование считается ошибочным, и его анализ прекращается.

Ошибка в индексе станции или координатах станции

Выявление ошибок в координатах станции основано на факте, что наблюдаемые значения отличаются от климатологических значений во всей атмосфере.

Действительные невязки для горизонтального и вертикального КК определяются (см. раздел 2.3.2)

$$\delta f = f' - \hat{f}' = f' - \sum_{j=1}^k a_j f'_{j'}, \quad (2.89)$$

где f' представляет отклонение от среднемесячного значения и $\hat{f}'$ является интерполированным значением невязки от среднемесячного значения на станции.

Отклонения f' от зондирования, ошибочно назначенного на неправильное местоположение, имеют большую величину и не компенсируются значениями горизонтальной интерполяции $\hat{f}'$, полученными из влияющих станций, назначенных в правильных местоположениях. Интерполированное значение определяется как $f'_i = a_{i-1} f'_{i-1} + a_{i+1} f'_{i+1}$ для вертикального КК на промежуточных уровнях. Сумма обоих a -коэффициентов близка к 1,0. Если значения на $i-1$ -м и $i+1$ -м уровнях имеют величину D , интерполированное значение на i -м уровне будет иметь тоже значение D . Тогда наблюдаемые и интерполированные значения имеют величину D , и разница между ними равна нулю. Это означает, что действительные невязки вертикального КК на промежуточных уровнях будут близки к нулю.

Для получения отклонений интерполированных значений для вертикального КК на верхнем и нижнем уровнях используется отношение $f'_i = a f'_{j'}$. В данном случае коэффициент a приблизительно равен 0,7. Таким образом, интерполированное значение имеет величину около $0,7 \cdot D$. Таким образом, разница между наблюдаемым отклонением D и интерполированным значением $0,7 \cdot D$ равна приблизительно $0,3 \cdot D$.

Следует отметить, что климатологические нормы в атмосфере для различных регионов обычно значительно различаются в нижних слоях атмосферы. Если это так, здесь ожидаются большие значения для действительных невязок.

Гидростатический КК не должен реагировать на ошибку в расположении станции, так как гидростатическое уравнение одинаково верно для всех регионов.

По этим причинам будет принято решение об ошибке в координатах станции, если верно следующее отношение

$$\begin{aligned} & \left(\sum_{i=1}^{n-1} S(2, i) = 0 \right) \wedge \\ & \left(\sum_{i=1}^n HH(1, i) \geq \frac{2n+2}{3} \right) \wedge \\ & \left(\sum_{i=1}^n TH(i+1) \geq \frac{2n+2}{3} \right) \wedge \\ & TH(1, 1) \wedge TH(1, 2) \wedge \\ & HH(1, 1) \wedge (\delta T_1^H \cdot \delta T_2^H > 0), \end{aligned} \quad (2.90)$$

где $\wedge$ является логическим «и». Количество таких ошибок в зондированиях должно быть крайне мало.

Ошибка τ в значении T_1 или ошибка χ в значении H_1

Анализ ошибки на первом стандартном уровне проводится, если верно, по крайней мере, одно из следующих условий:

$$\begin{aligned} & S(2,1) \vee TS(2,1) \vee \\ & ((|\delta H_1^H| \geq |\delta H_2^H|) \wedge hH(1,1)) \vee \\ & ((|\delta H_1^V| \geq |\delta H_2^V|) \wedge HV(1,1)) \vee \\ & ((|\delta T_1^H| \geq |\delta T_2^H|) \wedge TH(1,1)) \vee \\ & ((|\delta T_1^V| \geq |\delta T_2^V|) \wedge TV(1,1)). \end{aligned} \quad (2.91)$$

Логические переменные S , TV , HV , hH , TH , HH и TS определены в (2.87). Символ $\vee$ – это логическое «или».

Наиболее распространенными и простыми ошибками являются ошибки в H_1 или T_1 , обнаруженные благодаря невязкам из гидростатического КК и горизонтального КК толщины или горизонтального КК высоты геопотенциала или температуры, или вертикального КК геопотенциала высоты или температуры:

$$S(2,1) \wedge hH(1,1) \wedge (|\delta H_1^H| \geq |\delta H_2^H|) \wedge (|\delta h_1^H + \delta_1^2| \leq \Delta_1^2) \quad (2.92)$$

или

$$S(2,1) \wedge HH(1,1) \wedge (|\delta H_1^H| \geq |\delta H_2^H|) \wedge (|\delta H_1^H + \delta_1^2| \leq \Delta_1^2), \quad (2.93)$$

или

$$S(2,1) \wedge TH(1,1) \wedge (|\delta T_1^H| \geq |\delta T_2^H|) \wedge (|\delta T_1^H + \delta_1^2 / B_1^2| \leq \Delta_1^2 / B_1^2), \quad (2.94)$$

или

$$S(2,1) \wedge HV(1,1) \wedge (|\delta H_1^V| \geq |\delta H_2^V|) \wedge (|\delta H_1^V + \delta_1^2| \leq \Delta_1^2), \quad (2.95)$$

или

$$S(2,1) \wedge TV(1,1) \wedge (|\delta T_1^V| \geq |\delta T_2^V|) \wedge (|\delta T_1^V - \delta_1^2 / B_1^2| \leq \Delta_1^2 / B_1^2). \quad (2.96)$$

Если выполняется одно из условий (2.92)–(2.96), ошибка в H_1 или T_1 определяется проверкой гидростатической невязки

$$\chi_1 = -\delta_1^2 \quad (2.97)$$

или

$$\tau_1 = -\delta_1^2 / B_1^2 \quad (2.98)$$

соответственно.

Вполне возможно, что искажены T_1 и H_1 и/или H_2 . Невязка из гидростатического КК, δ_1^2 обусловлена двумя или тремя ошибками и не может быть использована в определении ошибки в T_1 . Только вертикальный и горизонтальный контроль температуры используется для обнаружения и определения размера ошибки в T_1 :

$$\begin{aligned}
& (TH(1,1) \wedge (|\delta T_1^H| \geq |\delta T_2^H|)) \wedge \\
& (TV(1,1) \wedge (|\delta T_1^V| \geq |\delta T_2^V|)) \wedge \\
& (|\delta T_1^H - \delta T_1^V| \leq \Delta_1^2 / B_1^2) \wedge \\
& (TS(1,1) \wedge (|\delta T_1^S - \tau_1|) \leq \Delta_1^2 / B_1^2),
\end{aligned} \tag{2.99}$$

где

$$\tau_1 = (\delta T_1^H + \delta T_1^V) / 2 - \tag{2.100}$$

ошибка в T_1 .

Когда T_1 и H_1 и/или T_2 ошибочны, используются невязки из вертикального и горизонтального КК геопотенциала:

$$\begin{aligned}
& (hH(1,1) \wedge (|\delta H_1^H| \geq |\delta H_2^H|)) \wedge \\
& (HV(1,1) \wedge (|\delta H_1^V| \geq |\delta H_2^V|)) \wedge \\
& (|\delta H_1^H - \delta H_2^H - \delta H_1^V| \leq |\Delta_1^2|)
\end{aligned} \tag{2.101}$$

и

$$\chi_1 = (\delta H_1^H - \delta H_2^H + \delta H_1^V) / 2 \tag{2.102}$$

используется для исправления высоты геопотенциала.

Когда T_1 является ошибочным, используются следующие проверки:

$$\begin{aligned}
& (TV(1,1) \wedge (|\delta T_1^V| \geq |\delta T_2^V|)) \wedge TS(1,1) \wedge \\
& (|\delta T_1^V - \delta T_1^S| \leq \Delta_1^2 / B_1^2) \wedge \\
& (|\delta T_1^V + \delta T_1^S| / 2 \geq 2 \cdot \Delta_1^2 / B_1^2)
\end{aligned} \tag{2.103}$$

и коррекции рассчитываются путем

$$\tau = (\delta T_1^V + \delta T_1^S) / 2, \tag{2.104}$$

или следующие проверки

$$\begin{aligned}
& TH(2,1) \wedge TS(1,1) \wedge \\
& (|\delta T_1^H - \delta T_1^S| \leq \Delta_1^2 / B_1^2) \wedge \\
& (|\delta T_1^H + \delta T_1^S| / 2 \geq 2 \cdot \Delta_1^2)
\end{aligned} \tag{2.105}$$

с коррекцией, рассчитываемой

$$\tau = (\delta T_1^H + \delta T_1^S) / 2. \tag{2.106}$$

Ошибка τ_i в значении T_i или ошибка χ_i в значении H_i , или ошибка χ в последовательных значениях геопотенциальной высоты, начиная с H_i для внутренних уровней ($i = 2, \dots, n-1$)

Анализ обнаружения ошибки невязок компонентов ККК для i -го уровня произведен, если выполнено следующее условие:

$$\begin{aligned} S(2, i-1) \vee S(2, i) \vee Hh(2, i-1) \vee Hh(2, i) \vee \\ TH(2, i) \vee TV(2, i) \vee HH(2, i) \vee HV(2, i). \end{aligned} \quad (2.107)$$

Процедура начинается с проверки различных условий, связанных с наиболее распространенными и простыми отдельными ошибками в H_i и T_i . H_i считается ошибочным, если выполнено следующее условие:

$$\begin{aligned} S(1, i-1) \wedge S(1, i) \wedge (|\delta_{i-1}^i + \delta_i^{i+1}| \leq \Delta_{i-1}^i) \wedge \\ (|\chi_i| \geq \Delta_{i-1}^i) \wedge (|\chi_i - \delta h_{i-1}^i| \leq \Delta_{i-1}^i), \end{aligned} \quad (2.108)$$

где

$$\chi_i = (\delta_{i-1}^{i-1} - \delta_i^{i+1})/2 \quad (2.109)$$

есть величина ошибки в H_i .

T_i считается ошибочным, если выполняется условие:

$$\begin{aligned} S(1, i-1) \wedge S(1, i) \wedge TH(1, i) \wedge \\ (|\delta_{i-1}^i / B_{i-1} - \delta_i^{i+1} / B_i^{i+1}| \leq \Delta_{i-1}^i / B_{i-1}^i / 2) \wedge \\ (|\tau_i - \delta T_i^H| \leq \Delta_{i-1}^i / B_{i-1}^i / 2) \wedge (|\tau_i| \geq \Delta_{i-1}^i / B_{i-1}^i), \end{aligned} \quad (2.110)$$

где

$$\tau_i = (\delta_{i-1}^i / B_{i-1}^i + \delta_i^{i+1} / B_i^{i+1})/2 \quad (2.111)$$

есть величина ошибки в T_i .

Затем почти идентичные условия проверяются с помощью вертикальных невязок вместо горизонтальных.

H_i считается ошибочным, если следующее условие истинно:

$$\begin{aligned} S(1, i-1) \wedge S(1, i) \wedge (|\delta_{i-1}^i + \delta_i^{i+1}| \leq \Delta_{i-1}^i) \wedge \\ (|\chi_i| \geq \Delta_{i-1}^i) \wedge (|\chi_i - \delta H_i^V| \leq \Delta_{i-1}^i), \end{aligned} \quad (2.112)$$

где

$$\chi_i = (\delta_{i-1}^i - \delta_i^{i+1})/2 \quad (2.113)$$

есть величина ошибки в H_i .

T_i считается ошибочным, если следующее условие истинно:

$$\begin{aligned} S(1, i-1) \wedge S(1, i) \wedge TV(1, i) \wedge \\ (|\delta_{i-1}^i / B_{i-1} - \delta_i^{i+1} / B_i^{i+1}| \leq \Delta_{i-1}^i / B_{i-1}^i / 2) \wedge \\ (|\tau_i - \delta T_i^V| \leq \Delta_{i-1}^i / B_{i-1}^i / 2) \wedge (|\tau_i| \geq \Delta_{i-1}^i / B_{i-1}^i), \end{aligned} \quad (2.114)$$

где

$$\tau_i = (\delta_{i-1}^i / B_{i-1}^i + \delta_i^{i+1} / B_i^{i+1})/2 \quad (2.115)$$

есть величина ошибки в T_i .

Предполагается, что все значения H_j ($j = I, \dots, n$) имеют ошибку величины χ (рассчитанная ошибка толщины), если справедливо следующее условие:

$$\begin{aligned}
& S(1, i-1) \wedge hH(1, i-1) \wedge (S(2, i-1) \vee hH(1, i-1)) \wedge \\
& (|\delta h_i^{i+1}| \leq \Delta_i^{i+1}/2) \wedge (|\delta h_{i-1}^i - \delta_{i-1}^i| \leq \Delta_{i-1}^i) \wedge \\
& \neg(TH(1, i) \wedge TV(1, i) \wedge TS(1, i)),
\end{aligned} \tag{2.116}$$

где $\neg$ – логический оператор «не» и χ определяется

$$\chi = \delta_{i-1}^i. \tag{2.117}$$

Ниже приведены проверки, также используемые для обнаружения ошибок в температуре и геопотенциальной высоте.

H_i считается ошибочным, если выполняется условие:

$$\begin{aligned}
& Hh(1, i) \wedge HV(1, i) \wedge (Hh(2, i) \vee HV(2, i)) \wedge \\
& (|\delta h_i^{i+1} - \delta H_i^V| \leq \Delta_{i-1}^i/2)
\end{aligned} \tag{2.118}$$

и величина ошибки χ_i определяется как

$$\chi_i = (\delta h_i^{i+1} + \delta H_i^V)/2. \tag{2.119}$$

Значение T_i считается ошибочным, если справедливо условие

$$\begin{aligned}
& TH(1, i) \wedge TV(1, i) \wedge (TH(2, i) \vee TV(1, i)) \wedge \\
& (|\delta T_i^H - \delta T_i^V| \leq \Delta_i^{i+1}/B_{i-1}^i/2)
\end{aligned} \tag{2.120}$$

и

$$\tau_i = (\delta T_i^H + \delta T_i^V)/2 \tag{2.121}$$

есть величина ошибки.

Величина T_i считается ошибочной, если справедливо условие

$$\begin{aligned}
& TH(1, i) \wedge TS(1, i) \wedge (TH(2, i) \vee TS(1, i)) \wedge \\
& (|\delta T_i^H - \delta T_i^S| \leq \Delta_i^{i+1}/B_{i-1}^i/2)
\end{aligned} \tag{2.122}$$

и

$$\tau_i = (\delta T_i^H + \delta T_i^S)/2 \tag{2.123}$$

есть величина ошибки.

Значение T_i считается ошибочным, если справедливо условие

$$\begin{aligned}
& TV(1, i) \wedge TS(1, i) \wedge (TV(2, i) \vee TS(1, i)) \wedge \\
& (|\delta T_i^V - \delta T_i^S| \leq \Delta_i^{i+1}/B_{i-1}^i/2),
\end{aligned} \tag{2.124}$$

где

$$\tau_i = (\delta T_i^V + \delta T_i^S)/2 \tag{2.125}$$

есть величина ошибки.

**Ошибка τ_n в значении T_n или ошибка χ_n в значении H_n
для внутренних уровней ($i = 2, \dots, n-1$)**

Анализ невязок ККК для обнаружения ошибок на n -м уровне (верхнем уровне) выполнен, если выполняется следующее условие:

$$S(2, n-1) \vee Hh(2, n-1) \vee TH(2, n) \vee TV(2, n) \vee HH(2, n) \vee HV(2, n). \quad (2.126)$$

Процедура является проверкой на распространенные и отдельные простые ошибки в H_n и T_n с помощью горизонтального КК.

Значение H_n считается ошибочным, если справедливо условие

$$S(1, n-1) \wedge hH(1, i-1) \wedge (|\chi_n| \geq \Delta_{n-1}^n) \wedge (|\chi_n - \delta h_{n-1}^n| \leq \Delta_{n-1}^n), \quad (2.127)$$

где

$$\chi_n = \delta_n \quad - \quad (2.128)$$

величина ошибки в H_n .

Значение T_n считается ошибочным, если выполнено условие

$$S(1, n-1) \wedge TH(1, n) \wedge (|\tau_n - \delta T_n^H| \leq \Delta_{n-1}^n / B_{n-1}^n / 2) \wedge (|\tau_n| \geq \Delta_{n-1}^n / B_{n-1}^n), \quad (2.129)$$

где

$$\tau_n = \delta_{n-1}^n / B_{n-1}^n \quad - \quad (2.130)$$

величина ошибки в T_n .

Далее почти те же проверки проводятся с использованием вертикальных проверок вместо горизонтальных.

Значение H_n считается ошибочным, если справедливо условие

$$S(1, n-1) \wedge HV(1, n) \wedge (|\chi_n| \geq \Delta_{n-1}^n) \wedge (|\chi_n - \delta H_n^V| \leq \Delta_{n-1}^n / 2), \quad (2.131)$$

где

$$\chi_n = \delta_{n-1}^n \quad - \quad (2.132)$$

величина ошибки в H_n .

Величина T_n считается ошибочной, если удовлетворяется условие

$$S(1, n-1) \wedge TV(1, n) \wedge (|\tau_n - \delta T_n^V| \leq \Delta_{n-1}^n / B_{n-1}^n / 2) \wedge (|\tau_n| \geq \Delta_{n-1}^n / B_{n-1}^n), \quad (2.133)$$

где

$$\tau_n = \delta_{n-1}^n / B_{n-1}^n \quad - \quad (2.134)$$

величина ошибки в T_n .

Далее проверяются следующие условия.

Значение H_n считается ошибочным, если справедливо условие

$$Hh(1, n) \wedge HV(1, n) \wedge (Hh(2, n) \vee HV(2, n)) \wedge (|\delta h_n^{n+1} - \delta H_n^V| \leq \Delta_{n-1}^n / 2) \quad (2.135)$$

и ошибка χ_n определяется как

$$\chi_n = (\delta h_n^{n+1} + \delta H_n^V) / 2. \quad (2.136)$$

Значение T_n считается ошибочным, если справедливо условие

$$TH(1, n) \wedge TV(1, n) \wedge (TH(2, n) \vee TV(1, n)) \wedge \left(|\delta T_n^H - \delta T_n^V| \leq \Delta_i^{n+1} / B_{n-1}^n / 2 \right), \quad (2.137)$$

где

$$\tau_n = (\delta T_n^H + \delta T_n^V) / 2 - \quad (2.138)$$

величина ошибки.

Значение T_n считается ошибочным, если справедливо

$$TH(1, n) \wedge TS(1, n) \wedge (TH(2, n) \vee TS(1, n)) \wedge \left(|\delta T_n^H - \delta T_n^S| \leq \Delta_n^{n+1} / B_{n-1}^n / 2 \right), \quad (2.139)$$

где

$$\tau_n = (\delta T_n^H + \delta T_n^S) / \quad (2.140)$$

величина ошибки.

Значение T_n считается ошибочным, если справедливо условие

$$TV(1, n) \wedge TS(1, n) \wedge (TV(2, n) \vee TS(1, n)) \wedge \left(|\delta T_n^V - \delta T_n^S| \leq \Delta_n^{n+1} / B_{n-1}^n / 2 \right), \quad (2.141)$$

где

$$\tau_n = (\delta T_n^V + \delta T_n^S) / \quad (2.142)$$

величина ошибки.

Ошибки в геопотенциальных высотах, начиная с низшей стандартной изобарической поверхности

Ошибки в расчетах давления на уровне поверхности приводят к постоянной ошибке χ в геопотенциальных высотах на стандартных изобарических поверхностях H_i ($i = 1, \dots, n$). Для определения этой ошибки проверяются следующие условия:

$$\left(\sum_{i=1}^{n-1} S(2, i) = 0 \right) \wedge \neg S(1, 1) \wedge \neg S(1, 2). \quad (2.143)$$

Когда (2.143) справедливо, гидростатический КК (строгие условия) не определяет ошибку; и

$$\neg TH(1, 1) \wedge \neg TH(1, 2) \wedge \left(\sum_{i=1}^n TH(1, i) < n/3 \right) \wedge \left(\sum_{i=1}^n TH(2, i) = 0 \right), \quad (2.144)$$

когда (2.144) верно, горизонтальная проверка температуры (строгие условия) не определяет ошибку также, и если истинно

$$HH(1, 1) \wedge \left(\sum_{i=1}^n HH(2, i) \geq 1 \right) \wedge \left(\sum_{i=2}^n (|\delta H_i^H - \delta H_1^H| \leq \Delta_{12}) \geq 2n/3 \right) \wedge (|\delta H_2 - \delta H_1^H| \leq \Delta_1^2) \quad (2.145)$$

(2.145), тогда горизонтальный КК высоты геопотенциала (слабая проверка) указывает на ошибку на первом уровне и сдвиг высот для большинства стандартных уровней.

Если (2.143)–(2.145) являются верными, все значения H_i ($i = 1, \dots, n$) исправлены с помощью

$$\chi = \delta H_1^H, \quad (2.146)$$

только если выполняется условие:

$$|\chi| \geq 2 \cdot \Delta_1^2. \quad (2.147)$$

Нарушение нормальной работы радиозонда на низшем или на промежуточном уровне

Если ошибка не была определена при перечисленных выше проверках, радиозонд проверяется на неисправность.

Предполагается, что есть искажение температуры, начиная с i -го уровня, которое привело к просчету геопотенциальных высот на стандартных уровнях, если справедливы следующие три условия:

$$\sum_{j=1}^{n-1} S(2, j) = 0, \quad (2.148)$$

что справедливо означает, что гидростатический КК не выявляет ошибку;

$$TH(1, i) \wedge \left(\sum_{j=i+1}^n (\delta T_j^H \delta T_i^H > 0) \geq \frac{2 \cdot (n-i)}{3} \right), \quad (2.149)$$

что справедливо означает, что горизонтальный КК температуры указывает на постоянное смещение значений температуры для почти всех уровней выше i -го уровня;

$$\left(\sum_{j=i}^n HH(2, j) \geq 1 \right) \wedge \left(|\delta H_n^H| > \delta H_i^H \right) \wedge \left(\sum_{j=i+1}^n (\delta h_{j-1}^j \cdot \delta h_{i-1}^i > 0) \geq \frac{2 \cdot (n-1)}{3} \right), \quad (2.150)$$

что справедливо означает, что горизонтальный КК высоты геопотенциала указывает на постоянный сдвиг геопотенциальных высот для почти всех уровней.

Когда выражения (2.148)–(2.150) верны, все значения температуры, высоты геопотенциала, влажности и ветра, начиная с i -го стандартного уровня, считаются ошибочными. Исправления для температуры, геопотенциальной высоты, влажности и ветра на этих уровнях не делаются.

На этом завершается анализ невязок ККК для идентификации ошибок. Особенностью второго раздела АПР для ошибок, выявленных на первом этапе, является возможность добавления новых условий.

Если ни одно из предыдущих условий не справедливо, то переходим к третьему этапу АПР, на котором невязки анализируются для реабилитации.

На третьем этапе АПР проверяются следующие условия для каждого T_i и H_i ($i = 1, \dots, n$) для геопотенциальных высот:

$$\left((HH(2,i) \wedge HV(2,i)) \vee (HH(1,i) \wedge HV(2,i)) \right) \wedge (\delta H_i^H \cdot \delta H_i^V \geq 0) \quad (2.151)$$

и для температуры:

$$\left((TH(2,i) \wedge TV(2,i)) \vee (TH(1,i) \wedge TV(2,i)) \right) \wedge (\delta T_i^H \cdot \delta T_i^V \geq 0). \quad (2.152)$$

Если выполнены условия (2.151) или (2.152), тогда T_i или H_i объявляется сомнительным значением (это означает, что что-то не так с этими данными, однако невязки ККК не указывают, что именно неправильно).

Гидростатические невязки выявляют возможные ошибки для геопотенциальной высоты, когда справедливо

$$\left(\left(|\delta_{i-1}^i| \geq 1,5 \cdot \Delta_{i-1}^i \right) \vee \left(|\delta_i^{i+1}| \geq 1,5 \cdot \Delta_i^{i+1} \right) \right) \wedge (HH(i,1) \wedge HV(i,1)) \quad (2.153)$$

и T_i считается сомнительным, если

$$\left(\left(|\delta_{i-1}^i| \geq 1,5 \cdot \Delta_{i-1}^i \right) \vee \left(|\delta_i^{i+1}| \geq 1,5 \cdot \Delta_i^{i+1} \right) \right) \wedge (TH(i,1) \wedge TV(i,1)). \quad (2.154)$$

В АПР каждое значение T_i и H_i на стандартных изобарических поверхностях имеет флаг качества данных, приписанный к нему:

- 0 – значение не проверялось;
- 1 – правильное значение;
- 2 – сомнительное значение;
- 3 – ошибочное значение;
- 4 – значение было ошибочным и теперь исправлено.

В табл. 2.10 содержатся результаты применения ККК к глобальному массиву КАРДС. В ней показаны результаты анализа для температур и геопотенциальных высот на стандартных изобарических поверхностях.

Таблица 2.10

Распределение признаков качества ККК для значений геопотенциальной высоты (H) и температуры (T) на стандартных изобарических поверхностях. КАРДС. 00 GMT 15.01.1985 г.

P (гПа)	Входные данные		H и T на стандартных изобарических поверхностях											
			Непроверенные значения		Правильные значения		Сомнительные значения		Ошибочные значения		Исправленные значения		Вычисленные значения	
	H	T	H	T	H	T	H	T	H	T	H	T	H	T
1000	422	377	0	0	415	375	6	1	0	0	1	1	0	0
850	659	651	0	0	648	646	4	2	1	1	6	4	0	6
700	673	674	0	0	662	667	5	4	2	2	4	1	1	1
500	680	679	0	0	666	674	6	2	3	3	5	1	1	1
400	645	648	0	0	636	644	2	1	3	3	4	0	4	6
300	637	638	0	0	626	631	1	2	4	4	6	2	6	7

Окончание табл. 2.10

Р (гПа)	Входные данные		Н и Т на стандартных изобарических поверхностях											
			Непроверенные значения		Правильные значения		Сомнительные значения		Ошибочные значения		Исправленные значения		Вычисленные значения	
	Н	Т	Н	Т	Н	Т	Н	Т	Н	Т	Н	Т	Н	Т
250	624	630	0	0	615	624	0	0	4	5	5	1	6	6
200	618	622	0	0	605	617	1	0	5	6	7	0	0	1
150	596	603	0	0	586	596	1	0	5	6	4	1	2	3
100	578	587	0	0	568	580	3	2	4	5	4	0	4	0
70	497	496	0	0	484	489	4	0	4	4	5	3	1	2
50	464	465	0	0	447	459	7	0	5	5	5	1	0	1
30	391	393	0	0	384	389	0	1	3	3	4	0	0	1
20	311	310	0	0	302	305	1	0	3	3	5	2	0	2
10	106	106	0	0	103	104	1	1	0	0	2	1	0	0
Всего	7901	7879	0	0	7747	7800	42	16	46	50	67	18	25	37

2.4.2. Алгоритм принятия решения для ветра на стандартных изобарических поверхностях

В обсуждаемой версии ККК предполагается, что каждая ошибка в аэрологических наблюдениях из-за искажений скорости или/и направления ветра. Невязки ККК компонентов для ветра рассчитываются для зональной (U) и меридиональной (V) составляющих (вопрос об интерполяции ветра в полярных районах обсуждается в главе 5). Ошибки локализируются при первом анализе невязок для U и V , затем попытаемся определить, их скорость или направление (или обе величины) являются источниками ошибок.

АПР для ветра на стандартных уровнях состоит из трех логических секций:

- раздел принятия решения для сомнительных значений;
- раздел идентификации ошибки и оценки ошибки;
- раздел для обработки оставшихся сомнительных значений.

В первом разделе осуществляются проверки, «если, по крайней мере, одна из действительных невязок превышает соответствующую допустимую невязку»:

$$\begin{aligned}
 &|\delta U_i^H| > \Delta U_i^H, \\
 &|\delta V_i^H| > \Delta V_i^H, \\
 &|\delta U_i^V| > \Delta U_i^V, \\
 &|\delta V_i^V| > \Delta V_i^V, \\
 &|\delta U_i^G| > \Delta U_i^G, \\
 &|\delta V_i^G| > \Delta V_i^G, \\
 &|\delta U_i^S| > \Delta U_i^S, \\
 &|\delta V_i^S| > \Delta V_i^S, \quad i=1,...,n, \\
 &|\delta U_{ii}^{i+1}| > \Delta U_{ii}^{i+1}, \\
 &|\delta V_{ii}^{i+1}| > \Delta V_{ii}^{i+1}, \\
 &|\delta V_{ii}^{i+1}| > \Delta V_{ii}^{i+1}, \quad i=1,...,n,
 \end{aligned} \tag{2.155}$$

где действительная и допустимая невязка есть :

δU_{ii}^{i+1} и ΔU_{ii}^{i+1} – для термического КК U -составляющей,

δV_{ii}^{i+1} и ΔV_{ii}^{i+1} – для термического КК V -составляющей,

δU_i^H и ΔU_i^H – для горизонтального КК U -составляющей,

δV_i^H и ΔV_i^H – для горизонтального КК V -составляющей,

δU_i^V и ΔU_i^V – для вертикального КК U -составляющей,

δV_i^V и ΔV_i^V – для вертикального КК V -составляющей,

δU_i^G и ΔU_i^G – для геострофического КК U -составляющей,

δV_i^G и ΔV_i^G – для геострофического КК V -составляющей,

δU_i^S и ΔU_i^S – для КК с использованием уровней особых точек U -составляющей,

δV_i^S и ΔV_i^S – для КК с использованием уровней особых точек V -составляющей.

Если выполняется, по крайней мере, одно из этих неравенств, предполагается, что в зондировании возможна ошибка и АПР входит во второй раздел, в противном случае зондирование считается правильным и программа выходит из АПР.

Во втором разделе АПР логический анализ невязок и их отношений осуществляется для всех компонентов ККК от самых низких до самых высоких изобарических поверхностей для каждого зондирования.

Если ошибка в U_i или/и V_i (соответствующая ошибке в скорости, S_i , или/и направлении ветра A_i , для $i = 1, \dots, n$) обнаружена и исправлена, тогда U_i или/и V_i , и их невязки снова вычисляются для каждой компоненты ККК, и зондирование снова входит в первый раздел АПР.

Значения S_i и A_i корректируются только после анализа величины и знака предполагаемой корректировки, принимая во внимание, что большинство ошибок, обычно основано на ошибке или искажении одной цифры. Каждое исправление затем округляется таким образом, что ошибочные и исправленные значения отличаются на одну цифру или знак. Если исправить данные таким образом невозможно, предполагается, что более чем одна цифра искажена и значение корректируется на ожидаемое значение, округленное до ближайшего метра в секунду для скорости и пять градусов – для направления.

Процедуры идентификации ошибок используют набор логических переменных $UH, VH, UV, VV, UT, VT, UG, VG, US$ и VS , которые определяются следующим образом:

$$\begin{aligned}
UT(k,i) &= (|\delta U_i^{i+1}| > k \cdot \Delta U_i^{i+1}/2), \\
VT(k,i) &= (|\delta V_i^{i+1}| > k \cdot \Delta V_i^{i+1}/2), \quad i=1,...,n-1, \\
UH(k,i) &= (|\delta U_i^H| > k \cdot \Delta U_i^H/2), \\
VH(k,i) &= (|\delta V_i^H| > k \cdot \Delta V_i^H/2), \\
UV(k,i) &= (|\delta U_i^V| > k \cdot \Delta U_i^V/2), \\
VV(k,i) &= (|\delta V_i^V| > k \cdot \Delta V_i^V/2), \\
US(k,i) &= (|\delta U_i^S| > k \cdot \Delta U_i^S/2), \\
VS(k,i) &= (|\delta V_i^S| > k \cdot \Delta V_i^S/2), \\
UG(k,i) &= (|\delta U_i^G| > k \cdot \Delta U_i^G/2), \\
VG(k,i) &= (|\delta V_i^G| > k \cdot \Delta V_i^G/2), \quad i=1,...,n; \quad k=1,2.
\end{aligned} \tag{2.156}$$

Если какое-нибудь из этих условий справедливо, то переменная будет иметь значение, равное единице. В противном случае переменной присваивается значение, равное нулю.

Если тест в (2.156) выполнен для $k=1$, ошибка классифицируется как слабая и для $k=2$ как сильная.

С этими обозначениями решение относительно существования ошибки осуществляется согласно следующим правилам в описанном ниже порядке.

Если следующее условие удовлетворяется, анализ ошибок для ККК невязок на i -м уровне ($i=1,...,n$) является выполненным:

$$\begin{aligned}
&UH(2,i) \vee VH(2,i) \vee \\
&UV(2,i) \vee VV(2,i) \vee \\
&US(2,i) \vee VS(2,i).
\end{aligned} \tag{2.157}$$

Предполагается, что невязки δU_i^S и δV_i^S дают ошибки, когда выполнено условие

$$\begin{aligned}
&(US(1,i) \vee VS(1,i)) \wedge \\
&(|\delta U_i^H - \delta U_i^S| \leq |\delta U_i^H|) \wedge (|\delta V_i^H - \delta V_i^S| \leq |\delta V_i^H|) \wedge \\
&(|\delta U_i^V - \delta U_i^S| \leq |\delta U_i^V|) \wedge (|\delta V_i^V - \delta V_i^S| \leq |\delta V_i^V|).
\end{aligned} \tag{2.158}$$

Следующая задача заключается в преобразовании невязок для U - и V -составляющих в невязки для скорости S и направления A . Процедура преобразования показана на рис. 2.49 и 2.50.

Идея заключается в том, что с помощью допустимых невязок ΔU_i^S и ΔV_i^S определяется область допустимых значений ABCD для U - и V -составляющих ветра. Преобразованный ветер, его скорость и направление должны лежать в ограниченной области A'B'C'D'. С помощью δU_i^S и δV_i^S определяются ошибки в скорости ветра и направлении на стандартном уровне i (E_{S_i} и/или E_{A_i}). Скорректированные значения для S и A можно найти в A'B'C'D' с помощью условия выполнения минимальных исправлений (для примера, исправляется только скорость ветра или направление).

Если процедура, изложенная в предыдущем пункте, успешна, предполагается, что скорость ветра на i -м уровне имеет ошибку E_{S_i} и/или

присутствует ошибка E_{A_i} в направлении ветра. В противном случае осуществляется следующая проверка

$$(UH(1,i) \vee VH(1,i)) \wedge (UV(1,i) \vee (VV(1,i))) \quad (2.159)$$

и ошибка в скорости ветра и направлении определяется с помощью следующих оценок ошибок:

$$\begin{aligned} U_{ei} &= (\delta U_i^H + \delta U_i^V) / 2, \\ V_{ei} &= (\delta V_i^H + \delta V_i^V) / 2. \end{aligned} \quad (2.160)$$

Здесь процедура преобразования ошибок U_{ei} и V_{ei} в ошибки скорости E_{S_i} и/или и направления ветра E_{A_i} повторяется (см. рис. 2.49 и 2.50) с той разницей, что первичная допустимая область ABCD используется для обеих ограничивающих областей. Первая область определяется допустимой невязкой горизонтального КК (ΔU_i^H и ΔV_i^H), вторая определяется допустимой невязкой вертикального КК (ΔU_i^V и ΔV_i^V). На этом заканчивается анализ ККК невязок для идентификации возможных ошибок в данных о ветре на стандартных изобарических поверхностях. Значительной особенностью второго раздела АПР, где выявляются ошибки зондирования, является возможность добавления к АПР новых проверок ошибок, выявленных в ходе анализа данных.

Если ни один из предыдущих тестов не выполняется, зондирование входит в третий раздел АПР, где невязки анализируются для возможной реабилитации.

В третьем разделе АПР на каждого U_i и V_i ($i = 1, \dots, n$) значения проводятся следующие проверки:

$$\begin{aligned} (|\delta U_i^H| > 2,0 \cdot \Delta U_i^H, \\ (|\delta V_i^H| > 2,0 \cdot \Delta V_i^H, \\ (|\delta U_i^V| > 1,5 \cdot \Delta U_i^V, \\ (|\delta V_i^V| > 1,5 \cdot \Delta V_i^V, \quad i = 1, \dots, n, \end{aligned} \quad (2.161)$$

где δU_i^H и ΔU_i^H – невязки горизонтального КК U -составляющей,

δV_i^H и ΔV_i^H – невязки горизонтального КК V -составляющей,

δU_i^V и ΔU_i^V – невязки вертикального КК U -составляющей,

δV_i^V и ΔV_i^V – невязки вертикального КК V -составляющей.

Если любое из условий в (2.161) выполняется, тогда скорость ветра и направление на стандартной изобарической поверхности помечаются как сомнительные.

После прохождения зондирования через ККК процедуры для ветра все S_i и A_i на стандартных изобарических поверхностях имеют следующие признаки контроля качества (следует отметить, что ККК не исправляет в рассматриваемой версии любые данные о ветре):

- 0 – значение не проверялось;
- 1 – значение правильное;

2 – значение сомнительное;

3 – значение ошибочное.

В табл. 2.11 показаны результаты анализа работы ККК для скорости и направления ветра на стандартных изобарических поверхностях для глобального аэрологического массива КАРДС.

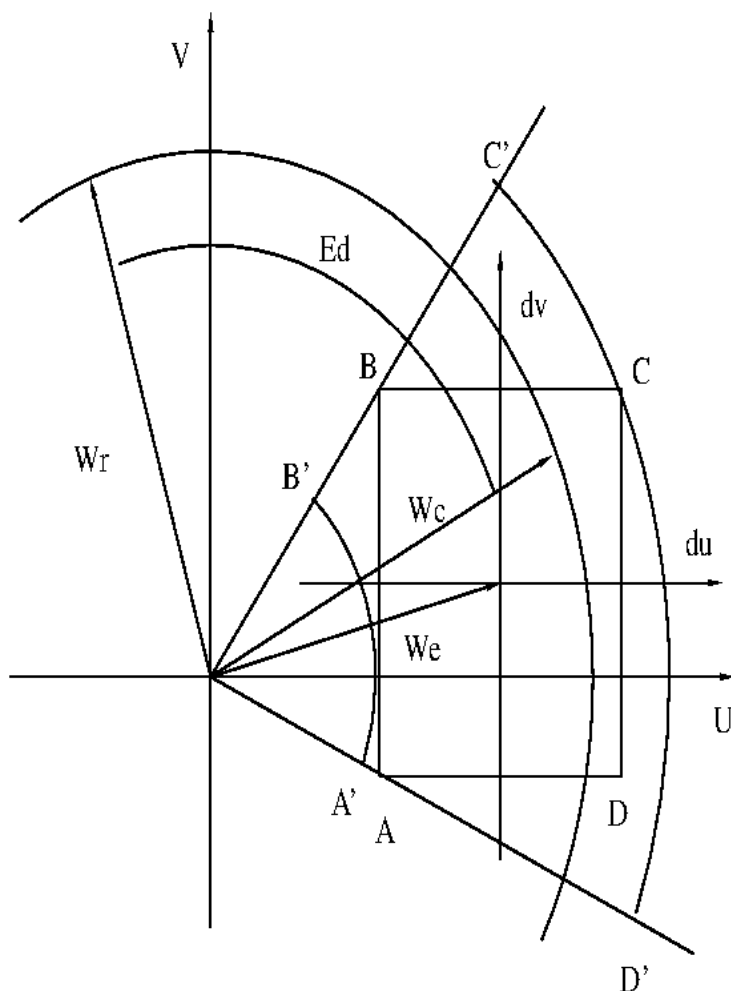


Рис. 2.49. Ошибки E_A ($E_A = E_d$ на рисунке) в направлении ветра. W_r – переданное (ошибочное) значение. W_e – ожидаемое значение ($U_e + du, V_e + dv$). W_c – исправленное (правильное) значение. $ABCD$ – допустимый круг для U и V . $A'B'C'D'$ – допустимый сектор для S и A [118]

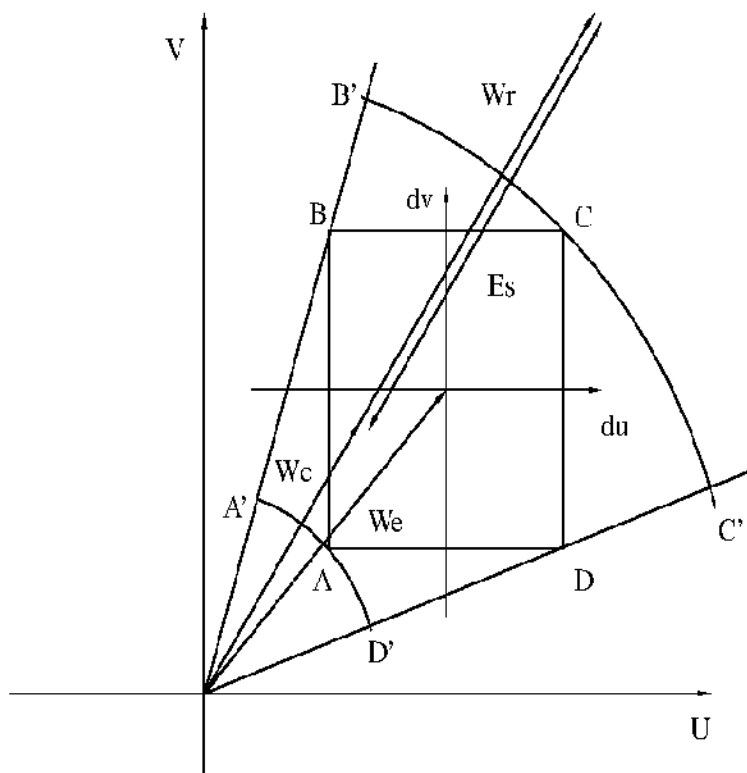


Рис. 2.50. Ошибки (Es) в скорости ветра. W_r – переданное (ошибочное) значение. W_e – ожидаемое значение ($U_e + du$, $V_e + dv$). W_c – исправленное (правильное) значение. $ABCD$ – допустимый круг для U и V . $A'B'C'D'$ – допустимый сектор для S и A [118]

Таблица 2.11

**Распределение признаков качества ККК для значений скорости (S) и направления ветра (A) на стандартных изобарических поверхностях.
КАРДС. 00 GMT 15.01.1985 г.**

Р (гПа)	Входные данные		S и A на стандартных изобарических поверхностях							
			Непроверен- ные значения		Правильные значения		Сомнительные значения		Ошибочные значения	
	S	A	S	A	S	A	S	A	S	A
1000	269	269	0	0	263	263	0	0	6	6
850	665	665	0	0	632	640	5	5	27	19
700	701	701	0	0	668	672	6	6	25	21
500	706	706	0	0	683	687	4	4	16	12
400	654	654	0	0	641	641	3	3	7	7
300	630	630	0	0	619	620	2	2	5	4
250	610	610	0	0	599	601	2	2	5	3
200	595	595	0	0	584	583	1	1	6	7
150	565	565	0	0	551	551	2	2	8	8
100	530	530	0	0	512	516	2	2	11	7
70	451	451	0	0	436	438	1	1	10	8
50	419	419	0	0	396	400	5	5	13	9
30	338	338	0	0	326	323	0	0	9	12
20	256	256	0	0	250	252	0	0	4	2
10	72	72	0	0	70	70	0	0	2	2
Всего	7461	7461	0	0	7230	7257	33	33	154	127

2.4.3. Алгоритм принятия решения для влажности на стандартных изобарических поверхностях

Необходимы исследования природы потенциальных ошибок в наблюдениях влажности. В текущей версии ККК предполагается, что каждая ошибка в аэрологических наблюдениях происходит из-за искажений цифр в численном представлении.

АПР для данных влажности на стандартных изобарических поверхностях состоит из трех разделов:

- раздел принятия решения для сомнительных значений;
- раздел идентификации ошибки и оценки ошибки;
- раздел для обработки оставшихся сомнительных значений.

В первом разделе идентифицируются потенциальные ошибки, когда, по крайней мере, одна из невязок превышает соответствующую допустимую невязку:

$$\begin{aligned}
 |\delta D_i^H| &> \Delta D_i^H, \\
 |\delta D_i^V| &> \Delta D_i^V, \\
 |\delta D_i^S| &> \Delta D_i^S, \quad i = 1, \dots, n,
 \end{aligned}
 \tag{2.162}$$

где δD_i^H и ΔD_i^H – действительные и допустимые невязки для горизонтального КК влажности;

δD_i^V и ΔD_i^V – действительные и допустимые невязки для вертикального КК влажности;

δD_i^S и ΔD_i^S – действительные и допустимые невязки для КК влажности с использованием уровней особых точек.

Если выполняется, по крайней мере, одно из этих неравенств, предполагается, что в зондировании возможна ошибка и оно входит во второй раздел АПР, в противном случае зондирование считается правильным и обработка в АПР прекращается.

Во втором разделе АПР логический анализ невязок производится от самого низкого для самого высокого уровня давления для каждого зондирования.

Процедуры идентификации ошибки используют набор логических переменных DH , DV и DS , которые определяются как

$$\begin{aligned} DH(k, i) &= (|\delta D_i^H| > k \cdot \Delta D_i^H / 2), \\ DV(k, i) &= (|\delta D_i^V| > k \cdot \Delta D_i^V / 2), \\ DS(k, i) &= (|\delta D_i^S| > k \cdot \Delta D_i^S / 2), \quad i = 1, \dots, n; \quad k = 1, 2. \end{aligned} \quad (2.163)$$

Если условие выполнено, то переменной присваивается значение единица, в противном случае – ноль.

Если обнаружена ошибка, оценивается величина исправления. Исправленное значение задается $D - d$ в уравнениях ниже. Затем логические переменные вычисляются с использованием исправления и зондирование снова входит в первый раздел АПР. Если выполняются условия в (2.163) для $k = 1$, ошибка классификации называется слабой и сильной для $k = 2$.

В этих обозначениях существование ошибки определяется согласно следующим правилам и в изложенном ниже порядке.

Анализ невязок КК компонент для обнаружения ошибок в значениях на i -м уровне ($i = 1, \dots, n$) осуществляется, если выполняется следующее условие:

$$DH(2, i) \vee DV(2, i) \vee DS(2, i). \quad (2.164)$$

Затем проводится проверка для определения типа ошибки

$$\begin{aligned} &DS(1, i) \wedge (|\delta d| \geq 7^\circ\text{C}) \wedge \\ &DV(1, i) \wedge (\delta D_i^H \cdot d > 0) \wedge \\ &DH(1, i) \wedge (\delta D_i^V \cdot d > 0), \end{aligned} \quad (2.165)$$

где

$$d = \delta D_i^S. \quad (2.166)$$

Если условия (2.165) выполнены, то исправленные значения дефицита точки росы есть $D_i - d$.

Относительная влажность R_i рассчитывается по исправленным значениям дефицита точки росы D_i и должна быть в диапазоне

$$0 \leq R_i \leq 100 \% , \quad (2.167)$$

если выполняются указанные выше условия, то предполагается, что наблюдаемые значения D_i являются ошибочными.

Следующей проверкой ошибки является

$$\begin{aligned} &UH(1,i) \wedge UV(1,i) \wedge (|d| \geq 7^\circ\text{C}) \wedge \\ &(|\delta D_i^H - \delta D_i^V| \leq 5^\circ\text{C}), \end{aligned} \quad (2.168)$$

где

$$d = (\delta D_i^H + \delta D_i^V) / 2. \quad (2.169)$$

Исправленное значение $D_i - d$ должно удовлетворять (2.167).

Если есть свидетельства из горизонтального или вертикального КК, что искажены данные о влажности на соседних станциях или смежных уровнях, то для проверки данных может использоваться особый уровень:

$$\begin{aligned} &DH(1,i) \wedge DS(1,i) \wedge (|d| \geq 7^\circ\text{C}) \wedge \\ &(\delta D_i^H \cdot d \geq 0) \end{aligned} \quad (2.170)$$

или

$$\begin{aligned} &DV(1,i) \wedge DS(1,i) \wedge (|d| \geq 7^\circ\text{C}) \wedge \\ &(\delta D_i^V \cdot d \geq 0), \end{aligned} \quad (2.171)$$

где

$$d = \delta D_i^S. \quad (2.172)$$

Вновь исправленное значение $D - d$ должно удовлетворять (2.167).

Это конец анализа невязок ККК для определения ошибок в данных влажности на стандартных уровнях. Особенность этого второго раздела АПР, где выявляются ошибки, заключается в том, что к условиям проверки в этом разделе могут добавляться новые условия для выявления ошибок.

Если тесты (2.165), (2.168), (2.170) и (2.171) не выполняются, зондирование вступает в третий раздел АПР.

В третьем разделе АПР проверяются следующие условия для $i = 1, \dots, n$:

$$\begin{aligned} &(|\delta D_i^H| > 2,0 \cdot \Delta D_i^H, \\ &(|\delta D_i^V| > 1,5 \cdot \Delta D_i^V, \\ &(R_i < 0\%) \vee (R_i > 100\%)), \quad i = 1, \dots, n, \end{aligned} \quad (2.173)$$

где δD_i^H и ΔD_i^H – действительные и допустимые невязки из горизонтального КК влажности;

δD_i^V и ΔD_i^V – действительные и допустимые невязки из вертикального КК влажности;

R_i – относительная влажность воздуха, рассчитанная из дефицита точки росы (D_i).

Если какое-либо из условий (2.173) выполнено, то значение дефицита точки росы считается сомнительным. Однако нельзя делать исправление. Данная величина помечается как сомнительная, и программа выходит из АПР.

После обработки ККК каждого зондирования дефицит точки росы (D_i), на стандартных уровнях имеет назначенный признак КК (следует отметить, что в рассматриваемой версии ККК не корректирует данные о влажности):

- 0 – значение не контролировалось;
- 1 – правильное значение;
- 2 – сомнительное значение;
- 3 – ошибочное значение.

В табл. 2.12 показаны результаты ККК данных для дефицита точки росы на стандартных уровнях для глобального аэрологического массива КАРДС. Рассматриваемая версия ККК не проверяет данные о влажности выше 300 гПа. Для этих уровней не существует климатических данных. Некоторые данные ниже 300 гПа не проконтролированы, что объясняется тем, что данные о температуре на этих уровнях ошибочные или сомнительные. В этих случаях значения влажности не могут быть проверены. (В последующих версиях данные о влажности контролируются до 100 гПа.)

Таблица 2.12

**Распределение признаков качества ККК для значений дефицита точки росы на стандартных изобарических поверхностях. КАРДС.
00 GMT 15.01.1985 г. 748 станций**

Р (гПа)	Входные данные	Влажность на стандартных изобарических поверхностях			
		Непроверенные значения	Правильные значения	Сомнительные значения	Ошибочные значения
1000	321	0	320	0	1
850	536	1	531	1	2
700	547	5	532	1	7
500	528	1	520	1	4
400	451	0	446	1	1
300	398	1	395	0	1
250	315	315	0	0	0
200	296	296	0	0	0
150	244	244	0	0	0
100	201	201	0	0	0
70	136	136	0	0	0
50	125	125	0	0	0
30	99	99	0	0	0
20	77	77	0	0	0
10	21	21	0	0	0
Всего	4295	1522	2744	4	16

2.4.4. Алгоритм принятия решения для всех элементов на уровнях особых точек

Предполагается, что ошибки в высоте геопотенциала, температуре, U - и V -составляющих ветра и влажности на уровнях особых точек из-за искажений данных.

АПР для метеорологических переменных на уровне особых точек состоит из трех частей:

- раздел принятия решения для обнаружения сомнительных данных;
- раздел выявления и исправления ошибок;
- раздел для обработки оставшихся сомнительных данных.

В первом разделе идентифицируются потенциальные ошибки, если невязка превышает допустимую невязку для данного параметра:

$$\begin{aligned} |\delta F_i^M| &> \Delta F_i^M, \\ |\delta F_i^D| &> \Delta F_i^D, \\ |\delta F_i^U| &> \Delta F_i^U, \quad i = 1, \dots, n, \end{aligned} \quad (2.174)$$

где n – количество уровней особых точек и F представляет температуру, высоту геопотенциала, влажность, U - и V -компоненты ветра;

δF_i^M и ΔF_i^M – действительная и допустимая невязки из линейной интерполяции F из соседних стандартных уровней;

δF_i^D и ΔF_i^D – действительная и допустимая невязки из линейной экстраполяции F из более высоких уровней особых точек и/или стандартных изобарических поверхностей;

δF_i^U и ΔF_i^U – действительная и допустимая невязки из линейной экстраполяции F из более низких уровней особых точек и/или стандартных изобарических поверхностей.

Если выполняется, по крайней мере, одно из этих неравенств, предполагается, что в зондировании возможна ошибка и АПР вступает во второй раздел, в противном случае зондирование считается правильным и обработка АПР прекращается.

Во втором разделе АПР производится логический анализ невязок от самых низких до самых высоких уровней давления в каждом зондировании.

Если обнаружена ошибка в F_i , производится коррекция $(F_i - d)$ и затем пересчитываются F_i и невязки и зондирование снова входит в первый раздел АПР. Процедуры идентификации ошибки используют набор логических переменных FM , FD и FU , которые определяются как

$$\begin{aligned} FM(k, i) &= \left(|\delta F_i^M| > k \cdot \Delta F_i^M / 2 \right), \\ FD(k, i) &= \left(|\delta F_i^D| > k \cdot \Delta F_i^D / 2 \right), \\ FU(k, i) &= \left(|\delta F_i^U| > k \cdot \Delta F_i^U / 2 \right), \quad i = 1, \dots, n; k = 1, 2. \end{aligned} \quad (2.175)$$

Если любое из этих условий истинно, то переменная будет равна единице. Если условие ложно, то переменная равна нулю.

Если тест (2.175) верен для $k = 1$, то ошибка классифицируются как слабая, и для $k = 2$ – как сильная.

В этих обозначениях решение относительно существования ошибки в наблюдениях на особом уровне осуществляется согласно правилам и в следующем порядке:

Первый тест делается для того, чтобы определить i -й уровень ($i = 1, \dots, n$), для которого выполнено следующее простое условие:

$$FM(1, i) \text{ есть истина.} \quad (2.176)$$

Если (2.176) истинно, то производятся следующие две проверки:

$$FM(2, i) \wedge \quad (2.177)$$

или

$$FD(2, i) \wedge (\delta F_i^D \cdot d > 0)$$

$$FM(2, i) \wedge \quad (2.178)$$

$$FU(2, i) \wedge (\delta F_i^U \cdot d > 0),$$

где

$$d = \delta F_i^M. \quad (2.179)$$

Если (2.177) или (2.178) справедливы, то ошибка в данных имеет величину d .

Следующий тест на определение ошибки:

$$FM(1, i) \wedge FD(1, i) \wedge \quad (2.180)$$

или

$$(FM(2, i) \vee FD(2, i)) \wedge (|\delta F_i^M - \delta F_i^D| \leq \Delta F_i^M)$$

$$FM(1, i) \wedge FU(1, i) \wedge \quad (2.181)$$

$$(FM(2, i) \vee FU(2, i)) \wedge$$

$$(|\delta F_i^M - \delta F_i^U| \leq \Delta F_i^M)$$

и предполагается, что ошибка равна

$$d = \delta F_i^M. \quad (2.182)$$

Последней проверкой на ошибку является

$$FU(2, i) \wedge FD(2, i) \wedge (\delta F_i^D \cdot \delta F_i^U > 0), \quad (2.183)$$

и ошибка в этом случае равна

$$d = (\delta F_i^U + \delta F_i^V) / 2. \quad (2.184)$$

Это конец анализа невязок ККК для определения возможной ошибки в наблюдениях на особом уровне. Особенность второго раздела АПР, где выявляются ошибки зондирования, состоит в том, что к условиям проверки в этом разделе могут добавляться новые условия для выявления ошибок, определенных в ходе анализа данных.

Если (2.176) справедливо и (2.177), (2.178), (2.180), (2.181) и (2.183) являются ложными, зондирование вступает в третий раздел АПР.

В третьем разделе для каждой переменной F_i проверяется следующее условие:

$$FM(2, i) \wedge (FD(1, i) \vee FU(1, i)). \quad (2.185)$$

Если это условие выполняется, то F_i на особом уровне считается сомнительным. Коррекция не производится.

После процесса ККК каждая величина F_i (высота геопотенциала, температура, ветер, влажность) на каждом уровне особых точек имеет признак контроля качества, относящийся к нему (следует отметить, что в текущей версии ККК не исправляются данные на уровне особых точек):

- 0 – значение не проверялось;
- 1 – правильное значение;
- 2 – сомнительное значение;
- 3 – ошибочное значение.

ККК обрабатывает ветер в виде составляющих. Признаки качества назначаются составляющим ветра. Они должны быть преобразованы в формат скорости и направления ветра. Преобразование является очень простой процедурой.

Во-первых, U - и V -составляющие ветра имеют признаки качества 2 (сомнительные значения). Следовательно, скорость и направление будет иметь это же значение. Во-вторых, если U - и V -составляющим ветра присвоены признаки качества 3 (ошибочное значение), то скорости и направлению присваивается это же значение признака качества.

В табл. 2.13, 2.14 и 2.15 приведены результаты анализа ККК для геопотенциальной высоты, температуры, ветра и дефицита точки росы на уровнях особых точек для КАРДС.

Таблица 2.13

**Распределение признаков качества ККК для значений геопотенциальной высоты (H) и температуры (T) на уровнях особых точек. КАРДС.
00 GMT. 15.01.1985 г. 748 станций**

P1–P2 (гПа)	Входные данные		H и T на уровнях особых точек							
			Непроверенные значения		Правильные значения		Сомнительные значения		Ошибочные значения	
	H	T	H	T	H	T	H	T	H	T
<1000	116	426	0	3	115	422	0	0	1	1
1000–850	689	1661	10	12	678	1635	0	2	1	12
850–700	621	1712	0	16	621	1691	0	0	0	5
700–500	890	1966	0	23	890	1933	0	0	0	10
500–400	317	788	0	7	317	774	0	0	0	7
400–300	278	840	0	12	278	821	0	0	0	7
300–250	99	479	0	4	99	472	0	0	0	3
250–200	185	594	0	4	185	581	0	0	0	9
200–150	355	726	0	5	355	718	0	0	0	3
150–100	329	706	0	1	329	695	0	0	0	10
100–70	223	678	0	8	223	663	0	1	0	6
70–50	197	499	0	5	197	488	0	0	0	6
50–30	245	633	0	5	245	622	0	1	0	5
30–20	152	379	0	2	152	374	0	0	0	3
20–10	186	450	1	2	183	439	1	1	1	8
>10	44	125	44	0	0	123	0	0	0	2
Всего	4926	12662	55	109	4867	12451	1	5	3	97

Таблица 2.14

Распределение ККК признаков качества для значений скорости ветра (S) и направления (A) на уровнях особых точек. КАРДС. 00 GMT 15.01.1985 г. 748 станций

P1 – P2 (гПа)	Входные данные		Ветер на уровнях особых точек							
			Непроверенные значения		Правильные значения		Сомнительные значения		Ошибочные значения	
	S	A	S	A	S	A	S	A	S	A
<1000	348	348	80	80	268	268	0	0	0	0
1000–850	1059	1059	34	34	1024	1024	0	0	1	1
850–700	950	950	17	17	933	933	0	0	0	0
700–500	1221	1221	25	25	1191	1191	0	0	5	5
500–400	498	498	12	12	486	486	0	0	0	0
400–300	590	590	21	21	567	567	0	0	2	2
300–250	367	367	13	13	348	348	2	2	4	4
250–200	447	447	10	10	429	429	3	3	5	5
200–150	555	555	10	10	537	537	0	0	8	8
150–100	534	534	9	9	516	516	6	6	3	3
100–70	381	381	14	14	366	366	0	0	2	1
70–50	269	269	2	2	266	266	0	0	1	1
50–30	347	347	13	13	332	332	0	0	2	2
30–20	232	232	5	5	224	224	1	1	2	2
20–10	212	212	0	0	211	211	0	0	1	1
>10	41	41	0	0	40	40	0	0	1	1
Всего	8051	8051	265	265	7739	7760	11	6	37	37

Таблица 2.15

Распределение признаков качества ККК для значений дефицита точки росы на уровнях особых точек. КАРДС. 00 GMT. 15.01.1985 г. 748 станций

P1 – P2 (гПа)	Входные данные	Влажность на уровнях особых точек			
		Непроверенные значения	Правильные значения	Сомнительные значения	Ошибочные значения
<1000	360	6	354	0	0
1000–850	1150	21	1129	0	0
850–700	1089	24	1063	0	2
700–500	1049	26	1017	0	6
500–400	436	9	422	0	5
400–300	464	15	445	0	4
300–250	267	206	60	0	1
250–200	249	248	0	0	1

2.5. Сравнение результатов последовательного контроля качества и ККК на примере глобального аэрологического массива IGRA

Одной из альтернатив использованию сложного АПР является последовательный контроль качества, один из вариантов которого используется в НКЦД США для контроля глобального аэрологического массива IGRA, который является продолжением проекта КАРДС (материалы о массиве IGRA приведены с сайта <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/igra/>) [141, 142].

IGRA содержит данные наблюдений, полученные с помощью радиозондов и шаров-пилотов (pilot balloon) на более чем 1500 глобально распределенных станций. Доступны наблюдения для стандартных изобарических поверхностей, уровне подстилающей поверхности, тропопаузе и уровнях особых точек для давления, температуры, геопотенциальной высоты, направления и скорости ветра. Полный период наблюдений начинается с 1938 г., продолжается по настоящее время и зависит от станции. Массив для каждой станции ежедневно пополняется и доступен бесплатно на сайте. IGRA является проконтролированным массивом.

Качество данных радиозондирования зависит от целого ряда причин: неоднородности наблюдений, проблем передачи и обработки [147, 149, 180]. В общем, процедуры обеспечения качества данных зондирования основаны на принципах внутренней согласованности, выполнении основных физических соотношений и/или на статистических методах [135, 136, 138, 158, 165]. Некоторые подходы используют алгоритм принятия решений, который учитывает результаты многочисленных тестов, в то время как другие применяют последовательность независимых проверок. Поскольку результаты работы при использовании алгоритма принятия решений и его сложность сильно зависят от количества и типов проверок, применимых к любой конкретной точке данных, последовательный подход для контроля при работе с набором данных с переменным временным и пространственным разрешением является более простым. Поэтому для контроля IGRA используется последовательный подход.

Для учета различных ошибок, которые могут присутствовать, система обеспечения качества IGRA состоит из серии специализированных алгоритмов, которые применяются последовательно. Каждая последовательная проверка делает двоичное решение о качестве значения, уровня или зондирования; либо элемент данных проходит проверку и остается доступным, или он определен как ошибочный и таким образом устанавливается отсутствующим. Как обсуждалось в [178], этот подход освобождает конечно-го пользователя от обязанности определения смысла флагов качества. Однако для пользователей, заинтересованных в принятии своих собственных двоичных решений, основанных на наших результатах оценки качества, авторами по запросу предоставляются файлы, содержащие ошибочные значения. Для всех проверок пороги, используемые для идентификации ошибочных значений, были отобраны на основе тщательной оценки как сводных статистических данных, так и конкретных примеров значений, определенных как нереальные.

Процедуры обеспечения качества IGRA могут быть сгруппированы в семь категорий:

- основные проверки на допустимость;
- проверки на правдоподобие и временную согласованность высоты уровня земли;
- проверки на внутреннюю согласованность;
- проверки для повторения значений;
- проверки, основанные на климатологии;

- проверки на вертикальную и временную согласованность температуры;
- проверки полноты данных.

Первые четыре категории исключают грубые ошибки, которые могли бы поставить под угрозу работу последующих алгоритмов. Климатологические проверки и проверки на согласованность температуры определяют выбросы на основе постанционных климатологических параметров и применимы только при наличии достаточного количества данных для расчета требуемых статистик.

Хотя все переменные являются проконтролированными, температура, давление и высота геопотенциала получают несколько более тщательное изучение в целях облегчения оперативного мониторинга климата, проводимого в НКЦД.

Более подробно с описанием алгоритма контроля можно ознакомиться на сайте <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/igra/>.

С экспериментальной целью для сравнения результатов используемых в настоящее время методов контроля глобальных массивов радиозондовых наблюдений: последовательного контроля качества (ПК) – в НКЦ США и комплексного контроля качества (ККК) – в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД – глобальный массив IGRA был проконтролирован одним из авторов в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». Ниже приведены результаты сравнения для геопотенциальной высоты, температуры и давления. Заметим, что значения дефицита точки росы и характеристик ветра в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» проходят процедуру ККК, так же как и остальные метеовеличины, и не контролируются в НКЦ США. В качестве примера использовались данные за январь за период 1960–2013 гг. Результаты приведены в табл. 2.16–2.20.

Строки в таблицах соответствуют признакам качества ПК:

- 0 – значение не контролировалось;
- В – значение прошло контроль;
- А – значение забраковано;
- 9 – значение отсутствует.

Столбцы в таблицах соответствуют признакам качества ККК:

- 0 – значение не контролировалось;
- 1 – значение прошло контроль;
- 2 – значение прошло контроль, но нет решения;
- 3 – значение забраковано;
- 4 – исходное значение ошибочно, исправлено при ККК;
- 5 – исходное значение отсутствует, восстановлено при ККК;
- 9 – значение отсутствует.

Рассмотрим более подробно результаты последовательного и ККК на примере контроля данных о температуре. Заметим, что восстановление и исправление для температуры, геопотенциальной высоты и давления проводится достоверно, в основном с точки зрения удовлетворения гидростатическому уравнению при условии согласования с другими компонентами ККК (горизонтальным и вертикальным), а для значений дефицита точки росы,

направления и скорости ветра – при надежном согласовании показаний горизонтального, вертикального и временного компонентов ККК.

Таблица 2.16

Распределение признаков качества для последовательного (НКЦ США) и ККК комплексного контроля качества (ВНИИГМИ-МЦД) для значений температуры на всех уровнях (стандартных изобарических поверхностях и уровнях особых точек). Глобальный массив IGRA. Все аэрологические станции. Январь. 2013 год

Последовательный контроль, НКЦ		Комплексный контроль качества, ВНИИГМИ-МЦД. Число случаев с каждым из признаков контроля						
Признак контроля	Число случаев / %	N 0 / %	N 1 / %	N 2 / %	N 3 / %	N 4 / %	N 5 / %	N 9 / %
0	$\frac{1739}{0,07}$	94	1603	4	17	21	0	0
В	$\frac{1539690}{62,94}$	16563	1501470	4459	12144	5054	0	0
А	$\frac{100720}{4,12}$	17074	82293	375	393	585	0	0
9	$\frac{803996}{32,87}$	0	0	44	4	6	752000	51942
Итого	$\frac{2446145}{100\%}$	$\frac{33731}{1,38}$	$\frac{1585366}{64,81}$	$\frac{4882}{0,20}$	$\frac{12558}{0,51}$	$\frac{5666}{0,23}$	$\frac{752000}{30,74}$	$\frac{51942}{2,13}$

Из данных табл. 2.16 видно, что из 1739 непроконтролированных ПК значений температуры ККК оставляет непроконтролированными только 94 значения, признает правильными 1603, сомнительными – 4, 17 – ошибочными и 21 исправляет.

Из 1 539 690 признанных достоверными ПК значений температуры ККК также определяет правильными 1 501 470 значений, непроконтролированными – 16 536, сомнительными – 4 459, ошибочными – 12 144 и 5 044 значений достоверно с точки зрения гидростатического уравнения исправляет.

Из 100 720 значений температуры, ошибочных после ПК, комплексный контроль не прошло 17 074 значения, 82 293 были признаны достоверными, 375 – сомнительными и ККК подтвердил некорректность данных только в 393 случаях, 595 значений были признаны ошибочными и достоверно с точки зрения гидростатического уравнения исправлены.

Из 803 996 отсутствующих значений после ПК 44 ККК были восстановлены, но на следующих этапах выяснилось, что они сомнительны, 4 – ошибочны (они были забракованы на следующих этапах контроля), 6 из них были пересчитаны на следующих шагах ККК, но 752 000 были достоверно восстановлены и только 51 942 признаны отсутствующими.

Таблица 2.17

Распределение признаков качества для последовательного (НКЦ США) и ККК комплексного контроля качества (ВНИИГМИ-МЦД) для значений давления на всех уровнях (стандартных изобарических поверхностях и уровнях особых точек). Глобальный массив IGRA.
Все аэрологические станции. Январь, 2013 год

Последовательный контроль, НКЦ		Комплексный контроль качества, ВНИИГМИ-МЦД. Число случаев с каждым из признаков контроля						
Признак контроля	Число случаев / %	N 0 / %	N 1 / %	N 2 / %	N 3 / %	N 4 / %	N 5 / %	N 9 / %
0	<u>2402337</u> 98,21	0	2402189	0	148	0	0	0
В	<u>38928</u> 1,59	0	38928	0	0	0	0	0
А	<u>4880</u> 0,20	0	4880	0	0	0	0	0
9	<u>0</u> 0	0	0	0	0	0	0	0
Итого	<u>2446145</u> 100%	<u>0</u> 0	<u>2445997</u> 99,99	<u>0</u> 0	<u>148</u> 0,01	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0

Таблица 2.18

Распределение признаков качества для последовательного (НКЦ США) и ККК комплексного контроля качества (ВНИИГМИ-МЦД) для значений геопотенциальной высоты на всех уровнях (стандартных изобарических поверхностях и уровнях особых точек). Глобальный массив IGRA.
Все аэрологические станции. Январь, 2013 год

Последовательный контроль, НКЦ		Комплексный контроль качества, ВНИИГМИ-МЦД. Число случаев с каждым из признаков контроля						
Признак контроля	Число случаев / %	N 0 / %	N 1 / %	N 2 / %	N 3 / %	N 4 / %	N 5 / %	N 9 / %
0	<u>35787</u> 1,46	336	28831	4	58	6558	0	0
В	<u>468158</u> 19,14	1299	448490	3761	3121	11487	0	0
А	<u>16163</u> 0,66	4	15733	71	68	287	0	0
9	<u>1926037</u> 78,74	0	0	15	2	6	1730571	195443
Итого	<u>2446145</u> 100%	<u>1639</u> 0,07	<u>493054</u> 20,16	<u>3851</u> 0,16	<u>3249</u> 0,13	<u>18338</u> 0,75	<u>1730571</u> 70,75	<u>195443</u> 7,98

Таблица 2.19

Распределение признаков качества для последовательного (НКЦ США) и ККК комплексного контроля качества (ВНИИГМИ-МЦД) для значений дефицита точки росы на всех уровнях (стандартных изобарических поверхностях и уровнях особых точек). Глобальный массив IGRA. Все аэрологические станции. Январь, 2013 год

Последовательный контроль, НКЦ		Комплексный контроль качества, ВНИИГМИ-МЦД. Число случаев с каждым из признаков контроля						
Признак контроля	Число случаев / %	N_0 / %	N_1 / %	N_2 / %	N_3 / %	N_4 / %	N_5 / %	N_9 / %
0	<u>1429056</u> 58,42	340008	1056587	19053	11785	1623	0	0
В	<u>0</u> 0	0	0	0	0	0	0	0
А	<u>0</u> 0	0	0	0	0	0	0	0
9	<u>1017089</u> 41,58	0	0	0	0	0	389892	627 197
Итого	<u>2446 145</u> 100%	<u>340008</u> 13,90	<u>1056587</u> 43,19	<u>19053</u> 0,78	<u>11785</u> 0,48	<u>1623</u> 0,07	<u>389892</u> 15,94	<u>627 197</u> 25,64

Таблица 2.20

Распределение признаков качества для последовательного (НКЦ США) и ККК комплексного контроля качества (ВНИИГМИ-МЦД) для значений пар направление/ скорость ветра на всех уровнях (стандартных изобарических поверхностях и уровнях особых точек). Глобальный массив IGRA. Все аэрологические станции. Январь, 2013 год

Последовательный контроль, НКЦ		Комплексный контроль качества, ВНИИГМИ-МЦД. Число случаев с каждым из признаков контроля						
Признак контроля	Число случаев / %	N_0 / %	N_1 / %	N_2 / %	N_3 / %	N_4 / %	N_5 / %	N_9 / %
0	<u>1409118</u> 57,61	30009	1372325	31	6751	2	0	0
В	<u>0</u> 0	0	0	0	0	0	0	0
А	<u>0</u> 0	0	0	0	0	0	0	0
9	<u>1037027</u> 42,39	0	0	0	0	0	967071	69956
Итого	<u>2446 145</u> 100%	<u>30009</u> 1,23	<u>1372325</u> 56,10	<u>31</u> 0,00	<u>6751</u> 0,28	<u>2</u> 0,00	<u>967071</u> 39,53	<u>69956</u> 2,86

Следует отметить, что вопрос о качестве данных важен также при использовании для исследования изменения климата так называемого реанализа. В отечественных и зарубежных публикациях [86, 185] отмечается, что относиться к оценкам долгопериодных изменений климата, получаемым по данным реанализа, надо с осторожностью.

Например, в [86] показано, что значения трендов температуры и удельной влажности, вычисляемые по постанционным аэрологическим данным и по данным реанализа, могут сильно отличаться и даже иметь противоположные знаки. Это обстоятельство заставляет с осторожностью относиться к оценкам долгопериодных изменений климата, получаемым по данным реанализа.

Следует отметить роль проектов реанализа и выходных продуктов этих проектов для исследования процессов в атмосфере, обнаружения изменений в различных компонентах климатической системы. Продукты реанализа сыграли и продолжают играть важную роль в интеграции коллекций наблюдений, развития методов и схем контроля данных и их четырехмерного усвоения, улучшения прогностических схем и физико-динамических моделей [86].

При этом необходимы тщательные сопоставления результатов реанализа со всевозможными данными наблюдений. Обнаруженные расхождения между данными реанализа и данными наблюдений должны служить не только поводом для выводов об ограниченности использования данных реанализа, но и основанием критически взглянуть на качество и точность данных наблюдений, используемых для сопоставлений с реанализом [86, 185].

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ КОНТРОЛЯ КАЧЕСТВА К АЭРОЛОГИЧЕСКИМ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ МАССИВАМ

В данной главе объединены результаты, в которых наибольшее значение придается контролю данных наблюдений на уровне подстилающей поверхности.

В разделе 3.1 обсуждаются вопросы экспериментальной оценки эффективности комплексного совместного контроля качества исторических массивов аэрологических и метеорологических наблюдений по сети станций России.

Результаты получены на основе программной реализации комплексного совместного контроля качества исторических массивов метеорологических и аэрологических наблюдений по сети станций России. В качестве информационной базы использовался массив данных метеорологических наблюдений ФГБУ «Тайфун» за 1996–2006 гг. по 509 станциям, отобранным для мониторинга метеорологических условий в районах 12 АЭС.

Знание правильной высоты расположения аэрологической станции (высоты запуска радиозонда) крайне важно для многих метеорологических задач, например мониторинга качества текущих аэрологических данных глобальной сети. Однако метаданные аэрологических станций часто содержат ошибочную информацию о высоте расположения станций. В процессе же самого зондирования обычно используется правильное значение высоты для построения профилей аэрологических величин по уравнению гидростатики. И путем обратных вычислений по уравнению гидростатики оказывается возможным оценить правильное значение высоты выпуска радиозонда. Используя же временные ряды таких оценок, оказывается возможным определить даты изменения высоты станции (переноса станций) для каждой отдельной станции. В разделе 3.2 изложен метод для автоматического определения высот аэрологических станций и дат их изменения [120].

3.1. Развитие автоматизированных информационных технологий комплексного контроля аэрологических, метеорологических и других видов гидрометеорологических данных

Для контроля качества данных температуры и ветра на стадии приема и записи данных метеорологических станций в базу данных ФГБУ «Тайфун» предлагается метод ККК, основанный на следующих методах контроля:

- 1) контроль на физически допустимые пределы;
- 2) климатический контроль на основе локальных климатических ста-

тистик;

- 3) кросскорреляционный контроль на основе локальных кросскорреляционных связей между температурой и составляющими ветра;
- 4) временной контроль на основе локальных временных корреляционных связей между текущими и предыдущими наблюдениями;
- 5) горизонтальный контроль на основе локальных горизонтальных корреляционных связей между наблюдениями на данной станции и соседних станциях.

3.1.1. Контроль на физически допустимые пределы

Контроль на физически допустимые пределы максимально прост и сводится к проверке выполнения условий:

а) значения температуры (T °C) следует признать заведомо ошибочным, если выполняется условие

$$(T < -60 \text{ °C}) \vee (T > 50 \text{ °C}), \quad (3.1)$$

т.е. допустимый диапазон температур для зоны АЭС, расположенных на территории России, предполагается в диапазоне от -60 до +50 °C;

б) наблюдение ветра (скорость S м/с и направление A град.) следует признать заведомо ошибочным, если выполняется условие

$$(S < 0) \vee (S > 50) \vee (A < 0) \vee (A > 360), \quad (3.2)$$

т.е. допустимый диапазон скорости ветра от 0 до 50 м/с, а направления ветра – от 0 до 360 градусов.

Уже такой простейший контроль позволяет детектировать значительное количество ошибок в массиве данных метеорологических наблюдений ФГБУ «Тайфун» за 1996–2006 гг. по 509 станциям. 391 значение из 11422431 значений температуры заведомо ошибочны и 8153 наблюдения ветра (пар S и A) из 11356778 наблюдений ветра также заведомо ошибочны. Примеры ошибок температуры и ветра, обнаруженных контролем на физические пределы, приведены в табл. 3.1 и 3.2.

Таблица 3.1

Примеры ошибочных наблюдений температуры, определенные контролем на физические пределы

Индекс станции	Дата наблюдения (ЧЧ GMT ДД.ММ. ГГГГ)	Значение температуры, °C
28611	03 GMT 01. 01.1996	-75,3
22621	18 GMT 06. 01.1996	-88,2
26887	03 GMT 03. 02.1996	-63,2
22438	00 GMT 21.04.2006	51,4
34861	06 GMT 30.04.2006	50,5
28705	00 GMT 18.05.2006	56,9

Таблица 3.2

**Примеры ошибочных наблюдений ветра, определенные контролем
на физические пределы**

Индекс станции	Дата наблюдения (ЧЧ GMT ДД.ММ. ГГГГ)	Скорость ветра, м/с	Направление ветра, град.
22003	00 GMT 23.01.1996	84	250
28722	06 GMT 23.01.1996	65	120
22123	09 GMT 23.01.1996	57	260
34601	03 GMT 16.03.1996	88	70
35217	18 GMT 21.03.2006	97	290

Судя по всему, эти ошибки обусловлены дефектами в программе раскодирования телеграмм, состоящими в том, что иногда к правильному значению модуля температуры прибавляется значение 500, если считать в десятых долях, а затем «придельвается» правильный знак. Во всяком случае, если эту процедуру проделать в обратном порядке, то получаются весьма правдоподобные значения.

3.1.2. Климатический контроль на основе локальных климатических статистик

Контроль на локальные климатические пределы (так называемый климатический контроль) также логически весьма прост и состоит в предположении закона распределения наблюдаемых значений, близкого к нормальному закону.

Если известно среднее значение наблюдаемой величины $\bar{f}$ и ее изменчивость (среднеквадратическое отклонение) σ_f , то, предполагая близость закона распределения к нормальному (а это верно для температуры и зональной и меридиональной составляющих ветра), мы можем в значительной степени быть уверенными, что наблюдаемое значение f ошибочно, если выполняется условие

$$|f - \bar{f}| > N_f \cdot \sigma_f, \quad (3.3)$$

где N_f – некий коэффициент. В частности, известно, что если величина f распределена нормально и точно известны $\bar{f}$ и σ_f , а также наблюдаемые величины f есть отражение стационарного (с неизменными во времени статистическими свойствами) процесса, то свыше 99,9 % отклонений «правильных» значений f от среднего $\bar{f}$ находится в диапазоне от $-3 \cdot \sigma_f$ до $+3 \cdot \sigma_f$. Если же это не так, то с вероятностью 0,999 это значение следует считать не принадлежащим «правильной» выборке значений f , т.е. ошибочным (в наших терминах), а с вероятностью 0,001 мы отбракуем правильное значение.

Применительно к наблюдаемым значениям метеорологических величин при использовании климатического КК принципиально важно получить максимально точные оценки средних значений и сигм. Поэтому в данном разделе используются локальные для каждой станции и каждого месяца и срока наблюдения оценки.

Второй важный момент – выбор значения коэффициента N_f в (3.3). В описанном ниже алгоритме для собственно климатического контроля предлагается использовать значение $N_f = 5,5$ на основе следующих соображений:

а) при контроле огромных массивов данных метеорологических наблюдений вероятность 0,001 отбраковки правильного значения слишком велика, ибо в этом случае при контроле, скажем, ~ 11 млн наблюдений температуры (как в нашем архиве) мы отбракуем ~ 11 тыс. правильных значений температуры, а это заведомо слишком много;

б) как бы точно мы не пытались оценить значения средних и сигм, но это всего лишь оценки, а не истинные их значения; причем оценки, выполненные по вполне короткому ряду наблюдений (всего около 10 лет, а надо иметь хотя бы лет 30);

в) следует также учитывать возможную нестационарность метеорологических условий, отмечаемую в последнее время многими учеными (потепление климата), и связанную с этим возросшую изменчивость погоды и более частое наблюдение экстремальных погодных условий;

г) климатический контроль не есть самый последний в нашем ККК методе и предназначен для отбраковки лишь заведомо ошибочных значений, чтобы упростить работу последующих более «тонких» методов контроля.

Все эти соображения вынуждают нас рекомендовать использовать для климатического контроля $N_f = 5,5$ во избежание ложной отбраковки правильных, хотя и экстремальных, наблюдений.

Применительно к ветру следует помнить, что закон о нормальности распределения применим лишь к зональной и меридиональной составляющим ветра, но никак не к его скорости и направлению. Поэтому, прежде чем использовать климатический контроль, необходимо разложить ветер на составляющие

$$\begin{cases} U = -S \cdot \sin(A) \\ V = -S \cdot \cos(A) \end{cases} \quad (3.4)$$

и уже к этим составляющим применять климатический контроль. При этом естественно предположить, что ошибка в паре (U, V) означает ошибку в паре (S, A) .

Будучи проведенным уже после контроля на физические пределы (т.е. уже после исключения 391 ошибки в температуре и 8153 ошибок в наблюдениях ветра), климатический контроль (в массиве данных метеорологических наблюдений ФГБУ «Тайфун» за 1996–2006 гг. по 509 станциям) обнаружил дополнительно 936 заведомо ошибочных значений температуры из числа 11 422 431 и 9900 ошибочных наблюдения ветра (пар (S, A)) из числа 11 356 778. Примеры ошибок температуры и ветра, обнаруженных климатическим контролем, приведены в табл. 3.3 и 3.4.

Таблица 3.3

**Примеры ошибочных наблюдений температуры,
обнаруженные климатическим контролем**

Индекс станции	Дата наблюдения (ЧЧ GMT ДД.ММ. ГГГГ)	Значение температуры, °C
33609	18 GMT 20. 01.1996	-40,1
26115	03 GMT 22. 01.1996	-30,5
33124	12 GMT 14. 09.2000	42,5
34759	21 GMT 19. 09.2000	47,7
27683	06 GMT 14. 07.2002	-24,2
27857	03 GMT 20. 07.2002	-11,8

Таблица 3.4

**Примеры ошибочных наблюдений ветра,
обнаруженные климатическим контролем**

Индекс станции	Дата наблюдения (ЧЧ GMT ДД.ММ. ГГГГ)	Скорость ветра, м/с	Направление ветра, град.
27983	03 GMT 05.01.1996	22	20
34838	12 GMT 06.01.1996	38	100
28661	15 GMT 09.01.1996	35	130
27532	06 GMT 13.03.2006	36	100
26783	21 GMT 14.03.2006	20	100
28502	06 GMT 15.03.2006	33	110

**3.1.3. Комплексный контроль на основе климатического,
кросскорреляционного, временного и горизонтального
компонентов**

Как было отмечено выше в главах 1 и 2, в рамках ККК данных решение об ошибочности или правильности данных принимается на основе показаний не одного, а нескольких методов одновременно. Поэтому важнейшей частью ККК является АПР, который эти показания анализирует и учитывает при принятии решения. Это приводит к необходимости максимальной стандартизации выразительных средств показаний каждого компонента ККК для того, чтобы АПР мог их единообразно учитывать.

Будем использовать следующий подход. Каждое контролируемое значение f_0 оценивается/аппроксимируется на основе того или иного метода (m) значением $\hat{f}_0^m$ и вычисляется *действительная невязка* σf_0^m между контролируемой величиной и его оценкой:

$$\delta f_0^m = f_0 - \hat{f}_0^m. \quad (3.5)$$

Кроме того, нам крайне важно знание дисперсии данной оценки, т.е. знание величины $(E_0^m)^2$ – среднего квадрата (как правило, в предположении, что величины σf_0^m распределены почти «нормально» с сигмой E_0^m

и нулевым средним значением, которое предположительно в наших случаях выполняется). Величина E_0^m называется *теоретической невязкой* метода контроля.

В рамках нашей методики будем использовать ККК, состоящий из четырех компонентов:

1 – климатический контроль с действительными невязками δf_0^c и теоретическими невязками E_0^c ;

2 – кросскорреляционный контроль с действительными невязками δf_0^s и теоретическими невязками E_0^s ;

3 – временной контроль с действительными невязками δf_0^t и теоретическими невязками E_0^t ;

4. горизонтальный контроль с действительными невязками δf_0^h и теоретическими невязками E_0^h .

Климатический компонент ККК

Этот контроль состоит в оценке контролируемого значения с помощью локального среднего значения

$$\hat{f}_0^c = \bar{f}_0, \quad (3.6)$$

т. е. *действительная невязка климатического компонента ККК* определяется как

$$\delta f_0^c = f_0 - \bar{f}_0. \quad (3.7)$$

При этом *теоретическая невязка* (сигма/ошибка/чувствительность) такой аппроксимации равна σ_{f_0} , т. е.

$$E_0^c = \sigma_{f_0}. \quad (3.8)$$

Значения E_0^c теоретических невязок климатического компонента ККК для T , U и V , полученные по совокупности упомянутых ранее 509 метеорологических станций за 1996–2006 гг., показаны на рис. 3.1–3.3.

Кросскорреляционный компонент ККК

Этот контроль основан на проверке согласованности контролируемого значения со значениями одновременно наблюдаемых других метеорологических величин на базе установленных ранее кросскорреляционных связей. В нашем случае речь идет о температуре и составляющих ветра, т. е. трех величинах. Поэтому для контроля каждой величины мы можем использовать две остальные.

Если мы попытаемся наиболее точно аппроксимировать контролируемое значение f_0 через другие наблюдаемые значения f_1 и f_2 по формуле

$$\hat{f}_0 = \bar{f}_0 + \left(a_1 \cdot \frac{f_1'}{\sigma_{f_1}} + a_2 \cdot \frac{f_2'}{\sigma_{f_2}} \right) \cdot \sigma_{f_0}, \quad (3.9)$$

где $f' = f - \bar{f}$ – отклонение соответствующих значений (f_0, f_1, f_2) от соответствующих этим значениям средних, а σ_f – соответствующие сигмы, то действительной невязкой кросскорреляционного компонента ККК является величина

$$\delta f_0 = f'_0 - \left(a_1 \cdot \frac{f'_1}{\sigma_{f_1}} + a_2 \cdot \frac{f'_2}{\sigma_{f_2}} \right) \cdot \sigma_{f_0} . \quad (3.10)$$

При этом возникает вопрос об оптимальном (в статистическом смысле) определении коэффициентов a_1 и a_2 с целью минимизации среднего квадрата действительной невязки $E_0^2 = \overline{(\delta f_0)^2}$.

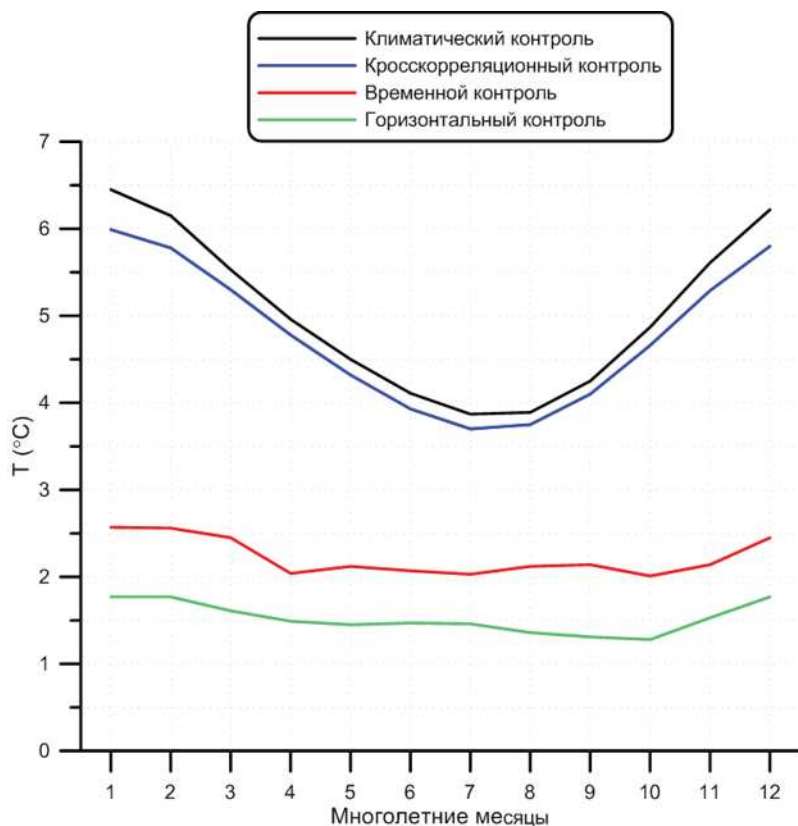


Рис. 3.1. Теоретические невязки E_0^m разных методов контроля качества T

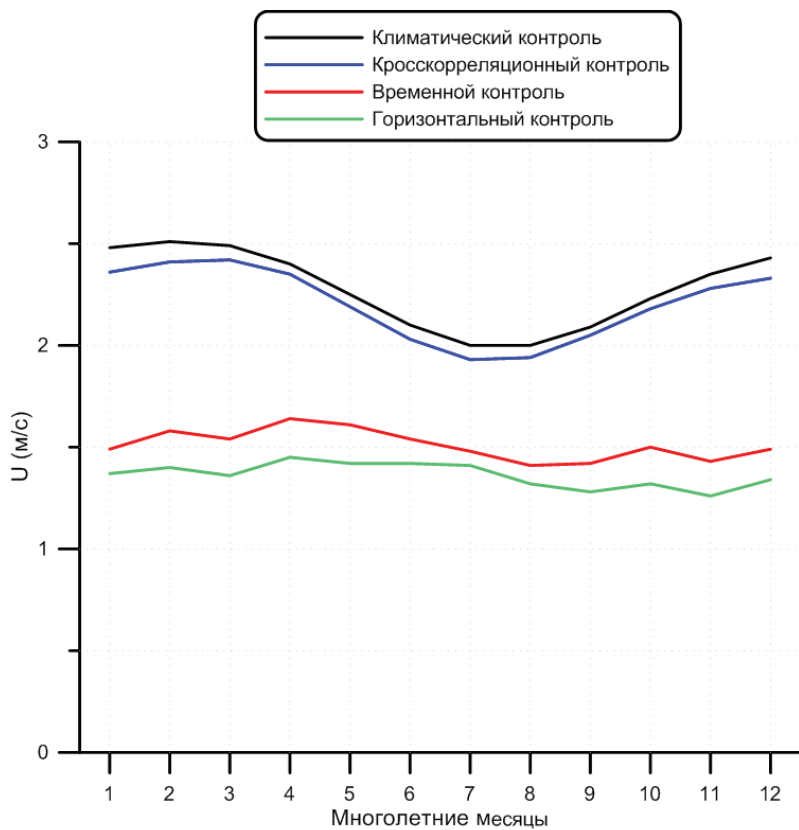


Рис. 3.2. Теоретические невязки E_0^m разных методов контроля качества U

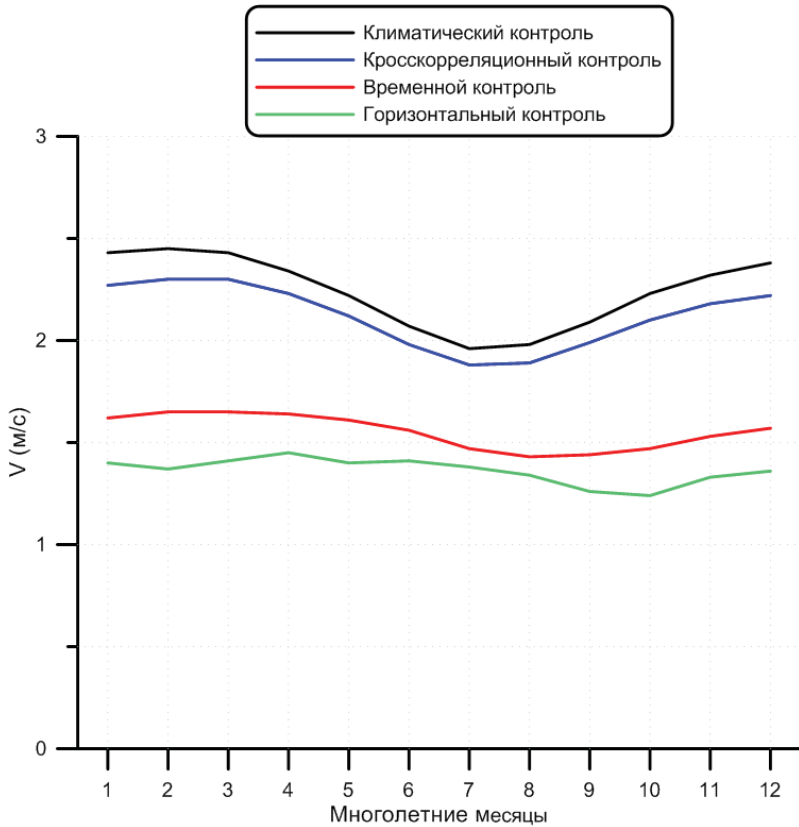


Рис. 3.3. Теоретические невязки E_0^m разных методов контроля качества V

Будем минимизировать величину

$$\varepsilon_0^2 = \frac{E_0^2}{\sigma_{f_0}^2} = \frac{\overline{(\delta f_0)^2}}{\sigma_{f_0}^2} = \overline{\left(\frac{f'_0}{\sigma_{f_0}} - a_1 \cdot \frac{f'_1}{\sigma_{f_1}} - a_2 \cdot \frac{f'_2}{\sigma_{f_2}} \right)^2} \xrightarrow{a_1, a_2} \min. \quad (3.11)$$

Получаем

$$\begin{aligned} & \frac{\overline{f'_0 \cdot f'_0}}{\sigma_{f_0} \cdot \sigma_{f_0}} - 2 \cdot a_1 \cdot \frac{\overline{f'_0 \cdot f'_1}}{\sigma_{f_0} \cdot \sigma_{f_1}} - 2 \cdot a_2 \cdot \frac{\overline{f'_0 \cdot f'_2}}{\sigma_{f_0} \cdot \sigma_{f_2}} + 2 \cdot a_1 \cdot a_2 \cdot \frac{\overline{f'_1 \cdot f'_2}}{\sigma_{f_1} \cdot \sigma_{f_2}} + \\ & + \left(a_1 \cdot \frac{\overline{f'_1}}{\sigma_{f_1}} \right)^2 + \left(a_2 \cdot \frac{\overline{f'_2}}{\sigma_{f_2}} \right)^2 \xrightarrow{a_1, a_2} \min. \end{aligned} \quad (3.12)$$

Теперь используем тот факт, что $\frac{f'_x \cdot f'_y}{\sigma_{f_x} \cdot \sigma_{f_y}}$ есть, по определению, коэффициент корреляции μ_{xy} между величинами f'_x и f'_y . После подстановки получаем

$$\varepsilon_0^2 = 1 - \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 a_i \cdot a_j \cdot \mu_{ij} \xrightarrow{a_1, a_2} \min. \quad (3.13)$$

Взяв первые производные по a_1 и a_2 , получаем систему уравнений для определения этих коэффициентов

$$\begin{cases} a_1 + a_2 \cdot \mu_{12} = \mu_{01} \\ a_1 \cdot \mu_{12} + a_2 = \mu_{02} \end{cases}, \quad (3.14)$$

из которой следует, что минимизирующие ошибку аппроксимации значения коэффициентов равны

$$\begin{cases} a_1 = \frac{\mu_{01} - \mu_{02} \cdot \mu_{12}}{1 - \mu_{12}^2} \\ a_2 = \frac{\mu_{02} - \mu_{01} \cdot \mu_{12}}{1 - \mu_{12}^2} \end{cases}. \quad (3.15)$$

Само же значение ε_0^2 теперь выражается как

$$\varepsilon_0^2 = 1 - \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 a_i \cdot a_j \cdot \mu_{ij} = 1 - a_1 \cdot \mu_{01} - a_2 \cdot \mu_{02}. \quad (3.16)$$

А это значит, что *теоретическая невязка* кросскорреляционного контроля равна

$$E_0 = \varepsilon_0 \cdot \sigma_{f_0} = \sqrt{1 - a_1 \cdot \mu_{01} - a_2 \cdot \mu_{02}} \cdot \sigma_{f_0}. \quad (3.17)$$

Таким образом, действительная невязка кросскорреляционного контроля равна

$$\delta f_0^s = f_0 - \hat{f}_0^s = f_0 - \bar{f}_0 - \left(a_1^s \cdot \frac{f'_1}{\sigma_{f_1}} + a_2^s \cdot \frac{f'_2}{\sigma_{f_2}} \right) \cdot \sigma_{f_0}, \quad (3.18)$$

а теоретическая невязка

$$E_0^s = \sqrt{1 - a_1^s \cdot \mu_{01}^s - a_2^s \cdot \mu_{02}^s} \cdot \sigma_{f_0}, \quad (3.19)$$

притом что коэффициенты a_1^s и a_2^s равны

$$\begin{cases} a_1^s = \frac{\mu_{01}^s - \mu_{02}^s \cdot \mu_{12}^s}{1 - (\mu_{12}^s)^2} \\ a_2^s = \frac{\mu_{02}^s - \mu_{01}^s \cdot \mu_{12}^s}{1 - (\mu_{12}^s)^2} \end{cases}, \quad (3.20)$$

где μ_{01}^s , μ_{02}^s и μ_{12}^s — соответствующие коэффициенты кросскорреляций между наблюдаемыми значениями f_0 , f_1 и f_2 .

Если же мы имеем только одно вспомогательное наблюдение для кросскорреляционного контроля (например, для любой составляющей ветра, когда наблюдение температуры отсутствует), то действительная невязка кросскорреляционного контроля равна

$$\delta f_0^s = f_0 - \hat{f}_0^s = f_0 - \bar{f}_0 - a_1^s \cdot \frac{f_1'}{\sigma_{f_1}} \cdot \sigma_{f_0}, \quad (3.21)$$

а теоретическая невязка

$$E_0^c = \sqrt{1 - a_1^s \cdot \mu_{01}^s} \cdot \sigma_{f_0}, \quad (3.22)$$

притом что коэффициент $a_1^s = \mu_{01}^s$.

Если же вспомогательных наблюдений для кросскорреляционного контроля нет (например, для температуры, когда наблюдение ветра отсутствует), то кросскорреляционный контроль вырождается в климатический, когда

$$\delta f_0^s = f_0 - \bar{f}_0, \quad (3.23)$$

а теоретическая невязка $E_0^s = \sigma_{f_0}$.

Значения E_0^s теоретических невязок кросскорреляционного компонента ККК для T , U и V , полученные по совокупности упомянутых выше 509 метеорологических станций за 1996–2006 гг., показаны на рис. 3.1–3.3. При сравнении этих значений со значениями невязок климатического компонента ККК видно, что они как для температуры, так и для составляющих ветра не слишком значительно различаются (притом что невязки кросскорреляционного компонента всегда меньше, чем невязки климатического компонента). Это обусловлено тем, что сами значения кросскорреляций между температурой и составляющими ветра не очень велики. Тем не менее этот компонент ККК дает некую дополнительную информацию на этапе АПР.

Временной компонент ККК

Этот контроль основан на проверке согласованности контролируемого значения со значениями ранее наблюдаемых значений тех же метеорологических величин на базе установленных ранее временных корреляционных связей (т. е. непрерывности метеорологических величин во времени).

С точки зрения здравого смысла (подтвержденного математическими исследованиями) достаточно знать 1–2 предыдущих заведомо верных наблюдения, не слишком удаленных по времени от текущего, для данной станции, чтобы сделать вывод об ошибочности или правильности текущего наблюдения. (Рассматривать более чем два ранних наблюдения особого смысла не имеет, т. к. это приводит к плохой обусловленности матриц для определения коэффициентов временной интерполяции и, соответственно, к большим погрешностям в их определении.) Поэтому остановимся на варианте, когда мы рассматриваем два предыдущих наблюдения той же метеорологической величины на той же станции в ближайшие предыдущие сроки наблюдения.

Рассуждения для временного компонента ККК по поводу оптимальных значений температуры и составляющих ветра могут быть абсолютно идентично повторены по отношению к кросскорреляционному компоненту ККК с той разницей, что f'_i ($i = 1, 2$) есть не наблюдаемые в данное время другие метеовеличины, а наблюдаемые в ближайшие предыдущие сроки величины той же самой метеовеличины.

Таким образом, временной компонент ККК сводится к тому, что его действительная невязка равна

$$\delta f_0^t = f_0 - \hat{f}_0^t = f_0 - \bar{f}_0 - \left(a_1^t \cdot \frac{f_1'}{\sigma_{f_1}} + a_2^t \cdot \frac{f_2'}{\sigma_{f_2}} \right) \cdot \sigma_{f_0}, \quad (3.24)$$

а теоретическая невязка

$$E_0^t = \sqrt{1 - a_1^t \cdot \mu_{01}^t - a_2^t \cdot \mu_{02}^t} \cdot \sigma_{f_0}, \quad (3.25)$$

где коэффициенты a_1^t и a_2^t равны

$$\begin{cases} a_1^t = \frac{\mu_{01}^t - \mu_{02}^t \cdot \mu_{12}^t}{1 - (\mu_{12}^t)^2} \\ a_2^t = \frac{\mu_{02}^t - \mu_{01}^t \cdot \mu_{12}^t}{1 - (\mu_{12}^t)^2} \end{cases}, \quad (3.26)$$

где μ_{01}^t , μ_{02}^t и μ_{12}^t – соответствующие коэффициенты временной корреляции между наблюдаемыми значениями f_0, f_1 и f_2 .

Если же мы имеем только одно вспомогательное наблюдение для временного контроля, то действительная невязка временного контроля равна

$$\delta f_0^t = f_0 - \hat{f}_0^t = f_0 - \bar{f}_0 - a_1^t \cdot \frac{f_1'}{\sigma_{f_1}} \cdot \sigma_{f_0}, \quad (3.27)$$

а теоретическая невязка

$$E_0^t = \sqrt{1 - a_1^t \cdot \mu_{01}^t} \cdot \sigma_{f_0}, \quad (3.28)$$

притом что коэффициент

$$a_1^t = \mu_{01}^t. \quad (3.29)$$

Если же вспомогательных наблюдений для временного контроля нет, то временной контроль вырождается в климатический, когда

$$\delta f_0^t = f_0 - \bar{f}_0, \quad (3.30)$$

а теоретическая невязка

$$E_0^t = \sigma_{f_0}. \quad (3.31)$$

Значения E_0^t теоретических невязок временного компонента ККК для T , U и V , полученные по совокупности упомянутых ранее

509 метеорологических станций за 1996–2006 гг., показаны на рис. 3.1–3.3. При сравнении этих значений со значениями невязок климатического и кросскорреляционного компонентов ККК видно, что они (невязки временного контроля) как для температуры, так и для составляющих ветра в 2–3 раза меньше. Это обусловлено тем, что значения временной корреляции для температуры и составляющих ветра вполне удовлетворительны. И этот компонент комплексного контроля дает серьезную дополнительную информацию на этапе АПР.

Горизонтальный компонент ККК

Этот контроль основан на проверке согласованности контролируемого значения со значениями ранее наблюдаемых значений тех же метеорологических величин на базе установленных ранее горизонтальных корреляционных связей (т.е. непрерывности метеорологических величин в пространстве – по горизонтали).

С точки зрения здравого смысла (подтвержденного математическими исследованиями) достаточно знать наблюдения на 6–8 соседних станциях, чтобы сделать вывод об ошибочности или правильности текущего наблюдения. (Но при этом надо быть уверенным в том, что показания соседних станций верны – отсюда и необходимость использования именно комплексного контроля.)

Если мы попытаемся наиболее точно аппроксимировать контролируемое значение f_0 через наблюдаемые значения f_i ($i = 1, \dots, n$) на соседних n станциях по формуле

$$\hat{f}_0 = \bar{f}_0 + \left(\sum_{i=1}^n a_i \cdot \frac{f'_i}{\sigma_{f_i}} \right) \cdot \sigma_{f_0}, \quad (3.32)$$

где $f' = f - \bar{f}$ – отклонение соответствующих наблюдений на соседних станциях ($i = 1, \dots, n$) от соответствующих средних значений, а σ_f – соответствующие сигмы, то *действительной невязкой* кросскорреляционного компонента ККК является величина

$$\delta f_0^h = f'_0 - \left(\sum_{i=1}^n a_i \cdot \frac{f'_i}{\sigma_{f_i}} \right) \cdot \sigma_{f_0}. \quad (3.33)$$

При этом возникает вопрос об оптимальном (в статистическом смысле) определении коэффициентов a_i ($i = 1, \dots, n$) с целью минимизации среднего квадрата действительной невязки $E_0^2 = \overline{(\delta f_0^h)^2}$.

Будем минимизировать величину

$$\varepsilon_0^2 = \frac{E_0^2}{\sigma_{f_0}^2} = \frac{\overline{(\delta f_0^h)^2}}{\sigma_{f_0}^2} = \overline{\left(\frac{f'_0}{\sigma_{f_0}} - \left(\sum_{i=1}^n a_i \cdot \frac{f'_i}{\sigma_{f_i}} \right) \right)^2} \xrightarrow{a_i} \min. \quad (3.34)$$

Получаем

$$\varepsilon_0^2 = \frac{\overline{f'_0 \cdot f'_0}}{\sigma_{f_0} \cdot \sigma_{f_0}} - \sum_{i=1}^n 2a_i \cdot \frac{\overline{f'_0 \cdot f'_i}}{\sigma_{f_0} \cdot \sigma_{f_i}} + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n a_i \cdot a_j \cdot \frac{\overline{f'_i \cdot f'_j}}{\sigma_{f_i} \cdot \sigma_{f_j}} \xrightarrow{a_i} \min. \quad (3.35)$$

Теперь используем тот факт, что $\frac{\overline{f'_x \cdot f'_y}}{\sigma_{f_x} \cdot \sigma_{f_y}}$ есть, по определению, коэффициент горизонтальной корреляции μ_{xy} между величинами f_x и f_y , и после подстановки получаем

$$\varepsilon_0^2 = 1 - 2 \cdot \sum_{i=1}^n a_i \cdot \mu_{0i} + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n a_i \cdot a_j \cdot \mu_{ij} \xrightarrow{a_i} \min. \quad (3.36)$$

Взяв первые производные по a_i ($i = 1, \dots, n$), получаем систему линейных уравнений для определения этих коэффициентов

$$\sum_{j=1}^n a_j \cdot \mu_{ij} = \mu_{0i}, \quad (i = 1, \dots, n), \quad (3.37)$$

решая которую, например методом Гаусса, получаем значения коэффициентов a_i ($i = 1, \dots, n$).

Само же значение ε_0^2 теперь выражается как

$$\varepsilon_0^2 = 1 - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n a_i \cdot a_j \cdot \mu_{ij} = 1 - \sum_{i=1}^n a_i \cdot \mu_{0i}. \quad (3.38)$$

А это значит, что *теоретическая невязка* горизонтального КК равна

$$E_0 = \varepsilon_0 \cdot \sigma_{f_0} = \sqrt{1 - \sum_{i=1}^n a_i \cdot \mu_{0i}} \cdot \sigma_{f_0}. \quad (3.39)$$

Таким образом, *действительная невязка* горизонтального КК равна

$$\delta f_0^s = f_0 - \hat{f}_0^s = f_0 - \bar{f}_0 - \sum_{i=1}^n a_i^h \cdot \frac{f'_i}{\sigma_{f_i}} \cdot \sigma_{f_0}, \quad (3.40)$$

а *теоретическая невязка*

$$E_0^h = \sqrt{1 - \sum_{i=1}^n a_i^h \cdot \mu_{0i}^h} \cdot \sigma_{f_0}, \quad (3.41)$$

притом что коэффициенты a_i^h ($i = 1, \dots, n$) есть решение системы линейных уравнений

$$\sum_{j=1}^n a_j^h \cdot \mu_{ij}^h = \mu_{0i}^h, \quad (i = 1, \dots, n), \quad (3.42)$$

где μ_{ij}^h – соответствующие коэффициенты горизонтальных корреляций между наблюдаемыми значениями f_i и f_j .

Значения E_0^h теоретических невязок горизонтального компонента ККК для T , U и V , полученные по совокупности упомянутых ранее 509 метеорологических станций за 1996–2006 гг., показаны на рис. 3.1–3.3. Из этих

рисунков очевидно, что именно горизонтальный контроль дает нам наибольшие возможности контроля качества данных, но при условии, что (не будем этого забывать) соседние станции дают нам верные наблюдения.

Алгоритм принятия решения ККК

АПР на основе показаний компонентов ККК есть важнейшая составляющая ККК, поскольку именно здесь производится их анализ и принимается решение о правильности или ошибочности того или иного контролируемого значения. Он должен принять во внимание показания всех компонентов ККК с учетом того, что более простые и надежные компоненты имеют худшую «чувствительность» к ошибкам в данных, а показания более «чувствительных» компонентов, использующих для оценок ближайшие в пространстве и времени наблюдения, зависят от правильности этих используемых значений, которые в свою очередь есть объект для КК.

При этом критерии каждого метода КК могут быть ужесточены при условии, что другие компоненты ККК подтверждают показания данного компонента ККК.

В частности :

а) наблюдаемое значение признается ошибочным и ему ставится в соответствие признак контроля качества «3», если одновременно выполняются условия

$$\left(\left| \delta f_0^s \right| > 4 \cdot E_0^s \right) \wedge \left(\left| \delta f_0^t \right| > 4 \cdot E_0^t \right) \wedge \left(\delta f_0^t \cdot \delta f_0^s > 0 \right), \quad (3.43)$$

т.е. велики действительные невязки кросскорреляционного и временного контроля, и обе они имеют одинаковый знак;

б) наблюдаемое значение признается ошибочным и ему ставится в соответствие признак контроля качества «3», если одновременно выполняются условия

$$\left(\left| \delta f_0^c \right| > 2 \cdot E_0^c \right) \wedge \left(\left| \delta f_0^s \right| > 2 \cdot E_0^s \right) \wedge \left(\left| \delta f_0^t \right| > 5 \cdot E_0^t \right) \wedge \left(\delta f_0^c \cdot \delta f_0^t > 0 \right) \wedge \left(\delta f_0^s \cdot \delta f_0^t > 0 \right); \quad (3.44)$$

в) наблюдаемое значение признается ошибочным и ему ставится в соответствие признак контроля качества «3», если одновременно выполняются условия

$$\left(\left| \delta f_0^c \right| > 1 \cdot E_0^c \right) \wedge \left(\left| \delta f_0^s \right| > 1 \cdot E_0^s \right) \wedge \left(\left| \delta f_0^t \right| > 7 \cdot E_0^t \right) \wedge \left(\delta f_0^c \cdot \delta f_0^t > 0 \right) \wedge \left(\delta f_0^s \cdot \delta f_0^t > 0 \right). \quad (3.45)$$

Будучи проведенным уже после контроля на физические пределы (т.е. уже после исключения 391 ошибки в температуре и 8153 ошибок в наблюдениях ветра) и после климатического контроля (т.е. после исключения дополнительных 936 ошибок в наблюдениях температуры и 9900 ошибок в наблюдениях ветра) в массиве данных метеорологических наблюдений НПО «Тайфун» за 1996–2006 гг. по 509 станциям, ККК обнаружил дополнительно

8934 ошибочных значений температуры из числа 11 422 431 и 27 375 ошибочных наблюдений ветра (пар (S, A) из числа 11 356 778). Примеры ошибок температуры и ветра, обнаруженных комплексным контролем, приведены в табл. 3.5 и 3.6.

Таблица 3.5

Примеры ошибочных наблюдений температуры, обнаруженные ККК

Индекс станции	Дата наблюдения (ЧЧ GMT ДД.ММ.ГГГГ)	Значение температуры, °C
26898	09 GMT 14.01.1996	9,5
25123	00 GMT 17.01.1996	-10,6
34504	21 GMT 31.01.1996	11,5
02984	03 GMT 24.03.2006	-17,1
22012	03 GMT 30.03.2006	-11,5
23921	05 GMT 05.06.2006	33,1

Таблица 3.6

Примеры ошибочных наблюдений ветра, определенные ККК

Индекс станции	Дата наблюдения (ЧЧ GMT ДД.ММ. ГГГГ)	Скорость ветра, м/с	Направление ветра, град.
34509	21 GMT 08.01.1996	12	90
37031	18 GMT 27.01.1996	11	100
22551	03 GMT 23.02.1996	9	10
25356	06 GMT 01.04.2006	10	320
34407	06 GMT 14.04.2006	9	180
33464	09 GMT 10.05.2006	8	270

Как результат следует отметить, что порядка 0,08 % (10 261 из 11 422 431) наблюдений температуры есть ошибочные и порядка 0,4 % (45 428 из 11 356 778) ветра есть ошибочные. Это есть заведомо не очень большие цифры с учетом того, что около 10 % аэрологических наблюдений (телеграммы TEMP и PILOT) содержат ошибочные значения (правда, при том, что аэрологические телеграммы дают информацию о всем профиле температуры и ветра – 10–50 значений по высоте).

3.1.4. Алгоритм контроля качества данных

Этот алгоритм основан на предположении, что мы контролируем текущий срок метеорологических наблюдений с учетом ранее проконтролированных предыдущих сроков наблюдения за 3 дня.

1. Считываем статистические данные по 509 (или более) станциям из файла данных (и при этом запоминаем характеристики соответствующих станций – порядковый номер в списке, индекс, координаты, название).

2. Считываем данные наблюдений за предыдущие три дня (имеем 24 наблюдения через каждые три часа) вместе с соответствующими, ранее проставленными, признаками контроля качества.

3. Считываем последовательно данные наблюдений по глобальной сети за текущий срок, подлежащие контролю и априори ставим им в соответствие признак контроля качества «0» – непроконтролированное значение.

1) Если станция (ее индекс) не попадает в число отобранных 509 метеостанций, то все наблюдения, сопровождаемые признаком качества «0», записываем на выходной носитель.

2) В противном случае продолжаем нашу работу и проводим контроль качества на физически допустимые пределы, а именно:

а) значения температуры (T °C) следует признать заведомо ошибочными, если выполняется условие (3.1), т.е. допустимый диапазон температур для зоны российских АЭС предполагается в диапазоне от -60 до +50 °C;

б) наблюдение ветра (скорость S м/с и направление A град.) следует признать заведомо ошибочным, если выполняется условие (3.2), т.е. допустимый диапазон скорости ветра от 0 до 50 м/с, а направления ветра – от 0 до 360 градусов.

3) Если значения температуры и наблюдений ветра (скорость и направление) не проходят контроль на физические пределы, то соответствующим наблюдаемым данным ставим в соответствие признак контроля качества «3» (что означает ошибочные данные).

4) Если наблюдения ветра пока сопровождаются признаком КК «0», (т.е. непроконтролированные значения), то рассчитываем составляющие ветра по формулам (3.4).

5) Для значений, сопровождаемых признаком «0», проводим климатический контроль, состоящий в том, что наблюдаемое значение f (температура или составляющие ветра) ошибочно, если выполняется условие

$$|f - \bar{f}| > 5,5 \cdot \sigma_f, \quad (3.46)$$

где $\bar{f}$ и σ_f есть соответствующие среднее значение и сигма для соответствующей величины, станции, месяца и срока наблюдений.

6) Если значения температуры и наблюдения ветра (скорость и направление) не проходят климатический контроль, то соответствующим наблюдаемым данным ставим в соответствие признак контроля качества «3» (что означает ошибочные данные) и далее их не анализируем.

7) Для тех наблюдений, которые имеют признак контроля качества «0» (т.е. для них не принято решение об ошибочности), проводим ККК, а именно:

а) имеем в виду рассчитанные ранее (или рассчитываем вновь) действительные σf_0^c (3.7) и теоретические невязки E_0^c (3.8) климатического контроля;

б) рассчитываем действительные и теоретические невязки кросс-корреляционного контроля по алгоритму:

б1) Если мы имеем два сопутствующих значения, то действительная невязка δf_0^s определяется по формуле (3.18), а теоретическая невязка E_0^s – из соотношения (3.19), притом что коэффициенты a_1^s и a_2^s удовлетворяют условию (3.20);

б2) Если же мы имеем только одно вспомогательное наблюдение для кросс-корреляционного контроля (например, для любой

составляющей ветра, когда наблюдение температуры отсутствует), то действительная невязка кросскорреляционного контроля δf_0^s определяется из соотношения (3.21), а теоретическая невязка E_0^s – из (3.22), притом что коэффициент $a_1^s = \mu_{01}^s$;

б3) Если же вспомогательных наблюдений для кросскорреляционного контроля нет (например, для температуры, когда наблюдение ветра отсутствует), то он вырождается в климатический, когда справедливо соотношение (3.23), а теоретическая невязка $E_0^s = \sigma_{f_0}^s$;

в) рассчитываем действительные и теоретические невязки временного контроля по алгоритму:

в1) Если мы имеем два сопутствующих (последовательно стоящих по времени f_1 и f_2 (но не далее чем на трое суток, ибо предварительные расчеты временных корреляций ориентированы именно не более чем на трое суток), то действительная невязка δf_0^t вычисляется по формуле (3.24), а теоретическая невязка E_0^t – по (3.25), когда коэффициенты a_1^t и a_2^t определяются из соотношения (3.26);

в2) Если же мы имеем только одно вспомогательное наблюдение для временного контроля, то действительная невязка временного контроля определяется из соотношения (3.27), а теоретическая невязка E_0^t – из (3.28), притом что коэффициент $a_1^t = \mu_{01}^t$ (3.29);

в3) Если же вспомогательных наблюдений для временного контроля нет, то временной контроль вырождается в климатический, когда δf_0^t определяется согласно (3.30), а теоретическая невязка E_0^t – по (3.31).

8) Далее следует АПР на основе климатического, кросскорреляционного и временного компонентов ККК.

В частности:

а) наблюдаемое значение признается ошибочным и ему ставится в соответствие признак контроля качества «3», если одновременно выполняются условия (3.43), т.е. велика действительная невязка δf_0^s кросскорреляционного контроля, велика действительная невязка δf_0^t временного контроля, и обе они имеют одинаковый знак;

б) наблюдаемое значение признается ошибочным и ему ставится в соответствие признак контроля качества «3», если одновременно выполняются условия (3.44);

в) наблюдаемое значение признается ошибочным и ему ставится в соответствие признак контроля качества «3», если одновременно выполняются условия (3.45).

9) Если ни одно из перечисленных условий не выполняется (т.е. признак контроля качества есть «0», а не «3»), то таким значениям ставим в соответствие признак контроля качества «1» – значение правильное.

10) Записываем проконтролированные данные на выходной носитель и переходим к пункту 3.

3.2. Мониторинг качества текущих аэрологических данных глобальной сети

Знание правильной высоты расположения аэрологической станции (высоты запуска радиозонда) крайне важно для многих метеорологических задач, например мониторинга качества текущих аэрологических данных глобальной сети. Однако метаданные аэрологических станций часто содержат ошибочную информацию о высоте расположения станций. В процессе же самого зондирования обычно используется правильное значение высоты для построения профилей аэрологических величин по уравнению гидростатики. И путем обратных вычислений по уравнению гидростатики оказывается возможным оценить правильное значение высоты выпуска радиозонда. Используя же временные ряды таких оценок, оказывается возможным определить даты изменения высоты станции (переноса станций) для каждой отдельной станции. Ниже изложен метод для автоматического определения высот аэрологических станций и дат их изменения [120].

Недокументированный перенос станции или изменение ее высоты приводит к появлению дополнительного «шума» во временных рядах наблюдений. Например, недокументированный перенос станции на 30 м выше предыдущего уровня может привести к появлению заметного отрицательного тренда в значениях температуры на уровне станции [177]. Кроме того, изменения в значении высоты станции часто соответствуют перемещению станции (изменению географических координат) и сопровождаются изменениями наземного оборудования для радиозондирования. Следовательно, изменения высоты станций часто соответствуют датам появления неоднородностей во временных рядах радиозондовых наблюдений.

К сожалению, практически все источники метаданных содержат те или иные ошибки в координатах и высоте расположения аэрологических станций. Существует много причин для такого положения дел, но главными из них, вероятно, являются ошибки при ручном вводе/наборе данных, устаревшие и несвоевременно обновленные метаданные и потери информации об истории станции. Источники текущей информации о высоте станций также содержат ошибки (например, Каталог ВМО [131] аэрологических станций, который обновляется на регулярной основе). Но, что еще более нежелательно, многие источники исторических метаданных содержат ошибки, и при этом не согласуются друг с другом. И если ошибки в высоте текущих станций теоретически еще могут быть определены и исправлены группами пользователей, как, например в Гидрометцентре России или National Center for Environmental Prediction (<http://www.ncer.noaa.gov/>), то практически невозможно определить и исправить ошибки в исторических записях из-за невозвратных потерь источников информации. Опыт создания истории станций для массива KAPДС [138, 139] доказывает это утверждение.

Таким образом, из-за ошибок в метаданных о высоте станции необходима разработка независимого метода определения высоты аэрологической станции по данным радиозондовых наблюдений. Используя временные ряды радиозондовых наблюдений оказывается возможным с высокой

степенью надежности определить периоды постоянства высот станции и сами эти высоты. Необходимая степень точности следует из того факта, что сама аэрологическая телеграмма составляется на основе правильной высоты аэрологической станции и уравнения гидростатики. Для детальных профилей правильная высота станции может быть определена с точностью до сантиметров.

3.2.1. Метод контроля высот аэрологических станций

Если зондирование содержит давление (P_0), температуру (T_0) и влажность на уровне станции, а также P_1 , T_1 , влажность и геопотенциальную высоту H_1 на ближайшем уровне, то высота уровня станции (H_0) может быть оценена из соотношения

$$\hat{H}_0 = H_1 - \frac{(T_{v0} + T_{v1})}{2} \cdot \frac{R}{g} \cdot \ln \frac{P_0}{P_1}, \quad (3.47)$$

которое следует из интегрирования уравнения гидростатики

$$\frac{\partial H}{\partial P} = - \frac{R \cdot T_v}{g \cdot P} \quad (3.48)$$

по давлению в пределах от P_0 до P_1 в предположении линейного изменения виртуальной температуры (T_v) с высотой. Здесь R – газовая постоянная сухого воздуха; g – ускорение силы тяжести; $\hat{H}_0$ – оценка высоты уровня станции.

Рассчитанные таким образом высоты являются аппроксимацией истинных высот (H_0) и могут слегка отличаться от них из-за ошибок наблюдения в значениях H , T , P и влажности, небольших вычислительных ошибок в процессе построения вертикального профиля, а также отклонения истинного профиля виртуальной температуры T_v от предполагаемого линейного. Однако отклонения рассчитанных высот от истинной высоты обычно невелики. На рис. 3.4 показано распределение стандартных отклонений ($SD_{\hat{H}}$) от средних месячных значений рассчитанных высот для 752 станций для периода с сентября 1997 года по октябрь 2000 года включительно.

Большинство аэрологических станций имеют стандартное отклонение для этого примера в диапазоне от 2 до 5 м и лишь несколько станций имеют стандартное отклонение более 10 м (см. рис. 3.4).

Расстояние между уровнем станции и ближайшим уровнем особой точки или стандартной изобарической поверхностью есть весьма важный фактор для минимизации $SD_{\hat{H}}$. Для большинства станций это расстояние находится в диапазоне 60–150 м (Америка, Европа), но для некоторых станций (Африка, Азия) превышает 1000 м.

Истинная высота аэрологической станции или изменение высоты может быть определена путем анализа временных рядов рассчитанных высот. Периоды постоянства высоты станции и ее изменения хорошо видны визуально на графиках временных рядов (см. рис. 3.5). Однако обсуждаемый

метод был разработан для определения высот станций и их изменений для массива данных КАРДС, содержащего данные более чем 2000 станций.

В предположении, что временной ряд состоит из n ($1 \leq n \leq N$) периодов постоянства высоты станции, проблема решается путем минимизации функционала

$$F(n, t_2, \dots, t_n, H_{01}, \dots, H_{0n}) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=t_i}^{t_{i+1}} (\hat{H}_{0j} - H_{0i})^2 \rightarrow \min \quad (3.49)$$

с ограничениями

$$t_i < t_{i+1}, \quad \forall i = 1, \dots, n, \quad (3.50)$$

где $\hat{H}_{0j}$ – средняя месячная рассчитанная высота; i – номер временного интервала; j – наблюдение на i -м интервале.

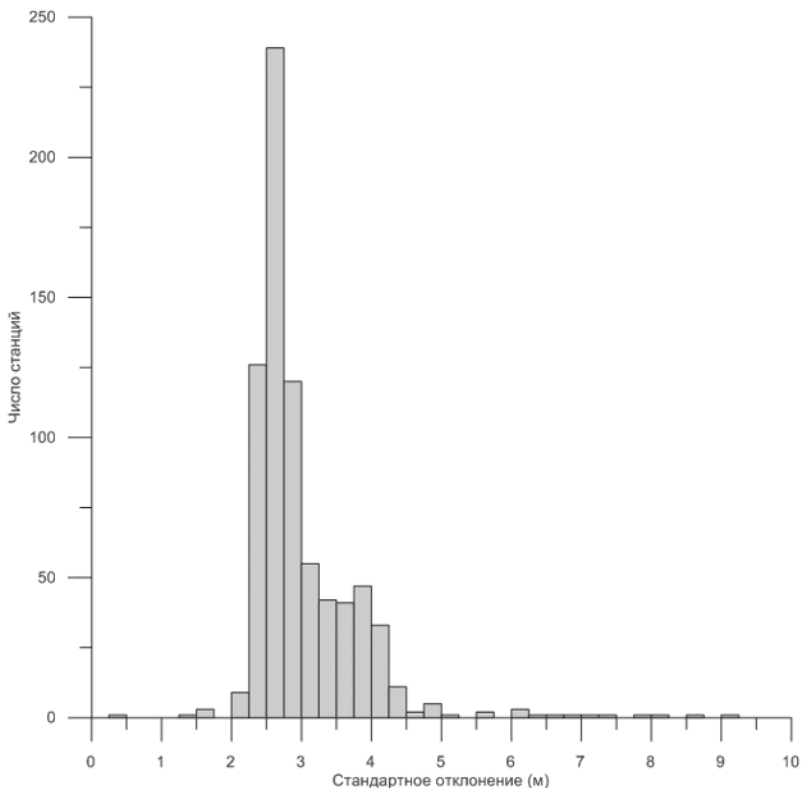


Рис. 3.4. Распределение стандартных отклонений $\overline{SD_{\hat{H}_i}}$ от средних месячных значений рассчитанных высот для 752 станций для периода с сентября 1997 года по октябрь 2000 года [120]

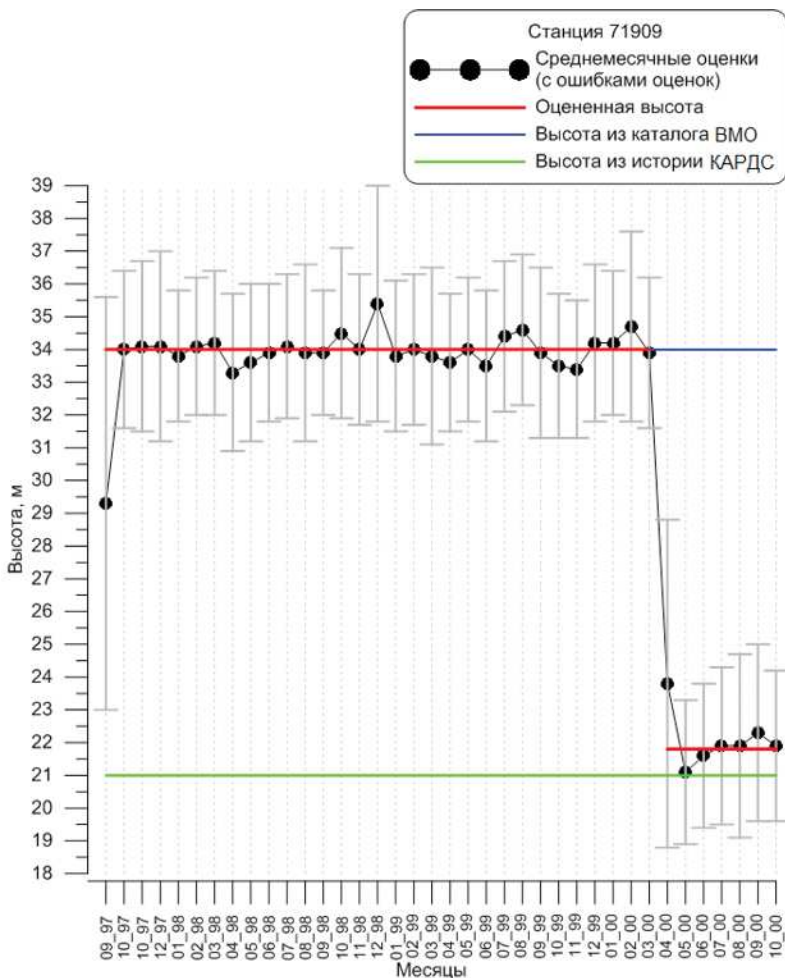


Рис. 3.5. Рассчитанные высоты для станции 71909 (Iqaluit, Канада) с сентября 1997 года по октябрь 2000 года [120]

Функционал (3.49) зависит только от $n - 1$ переменных t_i , $i = 2, \dots, n$, поскольку для каждого значения t_i , $i = 2, \dots, n$ значение H_{0i} , $i = 1, \dots, n$ определяется как

$$H_{0i} = \frac{\sum_{j=t_i}^{t_{i+1}} \widehat{H}_{0j} \cdot w_j}{\sum_{j=t_i}^{t_{i+1}} w_j}. \quad (3.51)$$

Веса (w_j) пропорциональны числу имеющихся оценок для среднего месячного значения рассчитанной высоты ($\hat{H}_{0j}$) и обратно пропорциональны стандартному отклонению ($\overline{SD_{\hat{H}_j}}$) значений $\hat{H}_0$ по отношению к $\hat{H}_{0j}$. Взвешивание (3.51) используется вместо простого осреднения, чтобы уменьшить влияние средних месячных значений, рассчитанных по малому числу оценок, а также имеющих большую изменчивость внутри месяца.

Если средние месячные значения высот относительно безошибочны, то функционал F есть выпуклая функция и имеет минимум. Следовательно, минимум (3.49) может быть найден, например, методом градиентов или методом последовательного спуска [159]. Минимум находится последовательно, начиная с $n = 1$ и далее, пока $F(n+1)$ не станет больше, чем $F(n)$. Далее, если значения (H_{0i}) для соседних интервалов времени оказываются слишком близкими друг к другу (не более 2–3 м), то число интервалов (n) уменьшается, пока не будет найден оптимум.

3.2.2. Примеры контроля метаданных

Разработанный метод был использован для радиозондовых данных, передаваемых по Global Telecommunications System (GTS) с сентября 1997 года по октябрь 2000 года для проверки эффективности его работы. Результат показывает, что для большинства аэрологических станций в Каталоге ВМО [131] рассчитанные высоты и приведенные в каталоге (HP) практически идентичны. Около 490 станций имеют разницу менее 2 м или

$$|HP - H_0| \leq 2,5 \cdot S_H, \quad (3.52)$$

где S_H – стандартное отклонение месячных средних $\hat{H}_{0j}$ за период с 1997 по 2000 год.

Но существуют станции, для которых высоты из Каталога ВМО значительно отличаются от рассчитанных высот (до нескольких сотен метров). Около 256 станций имеют разницу, превышающую 2 м и

$$|HP - H_0| > 2,5 \cdot S_H. \quad (3.53)$$

В табл. 3.7 перечислены 53 аэрологических станции, для которых высота из Каталога ВМО и рассчитанная высота отличаются более чем на 16 м (предел 16 м выбран для ограничения размера таблицы). Если высота станции менялась в период 1997–2000 гг., то только последняя высота показана в табл. 3.7. Недокументированные изменения высоты станции были зафиксированы для ряда станций. На рис. 3.5 показано, что в апреле 2000 г. высота станции 71909 (Канада) изменилась с 34 до 21,8 м. Каталог ВМО и документация КАРДС не содержат сведений об этом изменении. Также станция 78016 (Bermuda Naval Air Station) (см. рис. 3.6) изменила высоту с 4,5 до 37,5 м в июле 1999 года. И опять Каталог ВМО и КАРДС не содержат сведений об этом изменении. В качестве последнего примера, станция Vandenburg (72393), согласно Каталогу ВМО, имеет высоту 121 м. Однако рассчитанная высота – 99,8 м. История станций массива КАРДС содержит высоту 100 м для

большей части периода наблюдения, но в то же время содержит ошибочную информацию, что высота станции была 63 м для 1967–1970 гг.

Некоторые станции в Каталоге ВМО не имеют *HP*-высот, но имеют *HHA*-высоты. Табл. 3.8 содержит список станций с разницей более чем 2 м для рассчитанных высот и *HHA*-высот.

Таблица 3.7

Список станций с разницей $|HP-H_0|$ в 16 м или более между приведенной в каталоге ВМО высотой *HP* и рассчитанной высотой H_0 . (S_H – стандартное отклонение H_0 по отношению к средней месячной величине $\hat{H}_{0j}$)

Индекс ВМО	<i>HP</i> (м)	H_0 (м)	S_H (м)	$ HP-H_0 $ (м)
31004	79	679,9	1,0	600,9
57816	1014	1223,3	0,6	209,3
36870	851	659,4	1,0	191,6
33946	181	282,6	0,9	101,6
62053	132	38,1	0,7	93,9
97072	6	84,0	0,8	78,0
72662	965	1029,9	0,8	64,9
42182	216	274,1	2,6	58,1
37549	427	481,1	0,9	54,1
59431	74	126,4	2,3	52,4
68032	900	951,0	1,4	51,0
60571	773	809,7	2,2	36,7
91217	111	76,5	3,4	34,5
71815	26	60,0	0,4	34,0
29634	176	142,3	2,7	33,7
97372	108	141,3	1,2	33,3
78016	6	37,5	0,6	31,5
33658	246	215,2	1,2	30,8
70350	34	3,7	0,4	30,3
58725	192	221,4	1,4	29,4
17280	677	648,0	0,8	29,0
96315	15	43,0	0,4	28,0
37789	1113	1140,9	1,6	27,9
89662	81	53,4	0,6	27,6
47936	53	27,0	0,6	26,0
60630	293	267,0	0,9	26,0
71203	430	455,9	0,4	25,9
68110	1700	1725,6	1,3	25,6
89050	16	39,7	0,7	23,7
33791	124	100,6	1,0	23,4
89592	30	52,7	0,5	22,7
54511	55	33,0	1,0	22,0
21946	61	39,2	0,9	21,8
24507	168	189,6	1,1	21,6
57447	438	459,3	0,7	21,3
72393	121	99,9	0,6	21,1
52836	3192	3212,7	4,9	20,7

Окончание табл. 3.7

Индекс ВМО	HP (м)	H_0 (м)	S_H (м)	$ HP-H_0 $ (м)
24125	220	200,9	2,0	19,1
43150	66	47,1	2,7	18,9
56146	3394	3412,7	5,7	18,7
2185	34	15,4	1,9	18,6
56137	3307	3325,5	4,2	18,5
31369	68	49,6	0,7	18,4
41780	22	40,4	1,7	18,4
4202	77	59,0	0,4	18,0
1400	29	46,9	0,6	17,9
68461	1678	1695,8	4,2	17,8
80241	167	184,7	1,7	17,7
71907	6	23,7	0,4	17,7
63612	515	498,3	0,6	16,7
60680	1378	1361,7	0,6	16,3
91592	72	55,9	1,1	16,1
48455	20	3,9	0,5	16,1

Таблица 3.8

**Список станций с опущенной высотой HP (Каталог ВМО)
и разницей $|HHA-H_0|$ в 2 м или более между высотой HHA
и рассчитанной высотой H_0 .**

(S_H – стандартное отклонение высот H_0 по отношению к среднему
месячному значению $\hat{H}_{0j}$. HHA – либо « H = уровню земли, данному для
станций, не расположенных на аэродромах» либо « HA = официальной
высоте аэродрома, для станций, расположенных на аэродромах»)

Индекс ВМО	HHA (м)	H_0 (м)	S_H (м)	$ HHA-H_0 $ (м)
83827	180	239,4	1,3	59,4
72489	1463	1515,0	0,7	52,0
68240	1005	1039,6	1,8	34,6
85442	140	115,0	0,9	25,0
85469	69	48,1	0,6	20,9
82599	52	35,4	1,0	16,6
83780	803	813,8	1,5	10,8
85799	90	80,4	0,4	9,6
83612	567	574,6	2,2	7,6
72426	317	324,5	1,2	7,5
76225	1433	1427,3	0,9	5,7
82965	288	293,2	0,9	5,2
82400	56	51,2	0,5	4,8
85934	43	38,5	0,6	4,5
72249	196	200,3	1,2	4,3
82983	370	372,9	0,7	2,9
83746	6	8,8	0,5	2,8
82193	16	13,9	0,5	2,1
76644	9	11,1	0,5	2,1

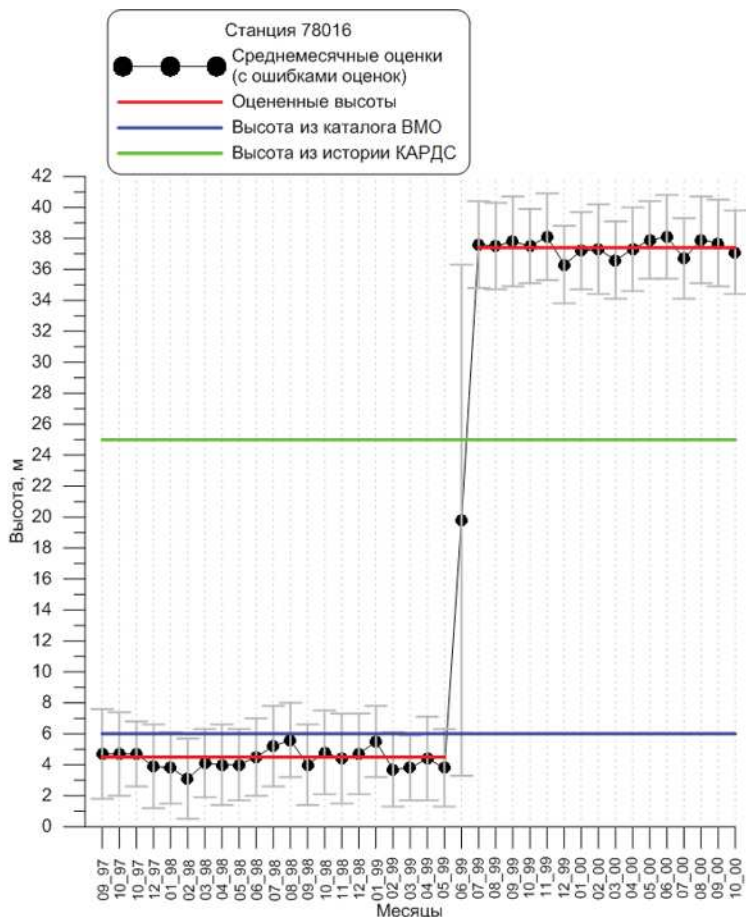


Рис. 3.6. Рассчитанные высоты для станции 78016 (Bermuda Naval) с сентября 1997 года по октябрь 2000 года [120]

Для большинства станций сезонные изменения для рассчитанных высот не просматриваются, но имеют место некоторые исключения. На рис. 3.7 показаны результаты для станции 40848 (Shiraz, Islamic Republic of Iran) и видны замечательные летние пики в рассчитанных высотах на уровне 15–16 м.

Возможны две причины для этой сезонной изменчивости: значительные сезонные отклонения температурного профиля от линейного (например глубокие температурные инверсии) и неадекватное разрешение профиля вблизи уровня станции. Например, для этой станции ближайший уровень в январе находится на высоте 65 м, а в июле – на высоте 1314 м. Но,

несмотря на то, что для этой станции имеют место проблемы, рассчитанная высота 1489,1 м весьма близка к величине, приведенной в Каталоге ВМО [131].

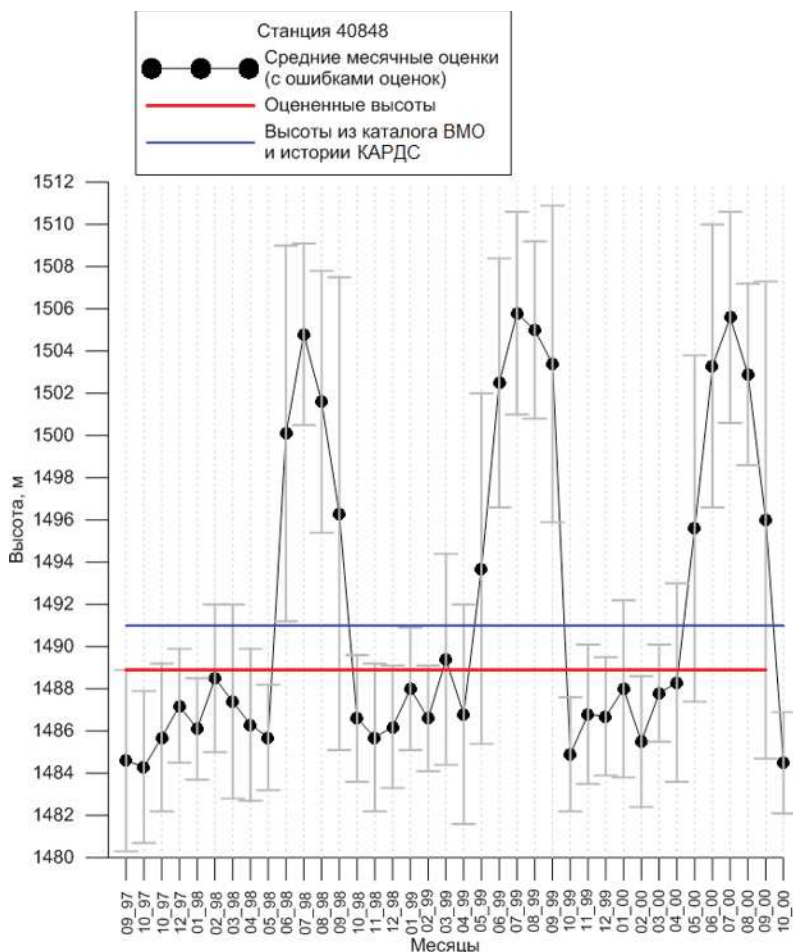


Рис. 3.7. Рассчитанные высоты для станции 40848 (Shiraz, Иран) с сентября 1997 года по октябрь 2000 года [120]

Рассчитанные высоты для 614 станций КАРДС практически идентичны высотам из Каталога ВМО [131] и истории станций КАРДС [138] (т.е. с разницей менее 2 м). Но для 901 станции высоты отличаются на 2 и более метров.

На рис. 3.8 показаны рассчитанные высоты для станции 72662 Rapid (City, South Dakota, США), и это хороший пример недокументированного изменения высоты станции.

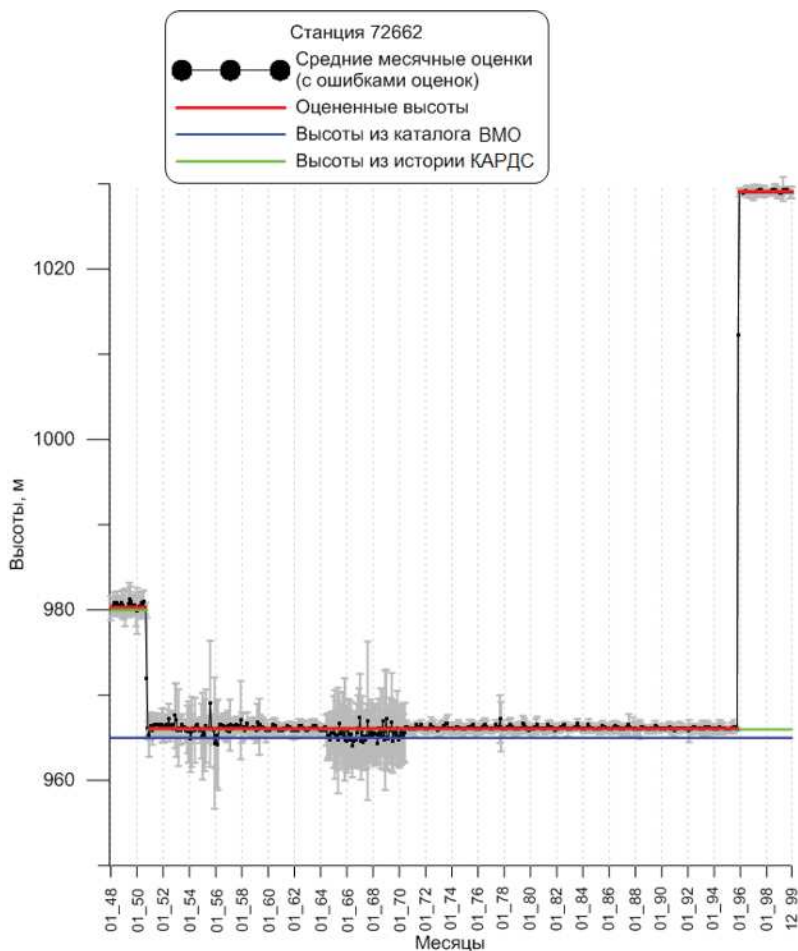


Рис. 3.8. Рассчитанные высоты для станции 72662 (Rapid City, США.) с января 1948 года по декабрь 1999 года [120]

Анализ показывает, что для этой станции имели место два изменения высоты станции с 1948 по 1999 год. Первое изменение – в ноябре 1950 года. Это изменение (с 982,3 до 966,2 м) зафиксировано в истории станций КАРДС (с 980 до 966 м). Однако второе изменение (с 966,2 до 1029,1 м) имело место в ноябре 1995 г., но ни история станций КАРДС, ни Каталог ВМО (июль, 2000) [131] не фиксируют этого второго изменения (Каталог ВМО приводит высоту 965 м для этой станции). В [138] для этой станции также держится значение 966 м.

Радиозондовые наблюдения на военных судах США по многим критериям есть пример очень высококачественных радиозондовых наблюдений. Они имеют очень малые изменчивости для рассчитанных высот $\hat{H}_0$. Высота уровня запуска зонда может быть оценена до сантиметров (см. табл. 3.9).

Таблица 3.9

**Список военных кораблей США с аэрологическими наблюдениями
(N – число наблюдений)**

Индекс КАРДС	Имя корабля	Период	N	$\overline{SD_{\hat{H}}}$ (м)	S_H (м)	S_0 (м)
99302	CORAL SEA	04.1972–06.1989	1159	0,35	0,25	12,6
99320	ORISKANY	01.1973–02.1976	267	0,33	0,18	15,7
99334	OKINAWA	04.1972–10.1985	273	0,33	0,25	19,7
99382	BELLEAU WOOD	10.1978–05.1989	298	0,34	0,22	20,6
99321	RANGER	11.1972–06.1989	500	0,34	0,22	15,6
99333	CONSTELLATION	06.1972–04.1980	576	0,31	0,23	18,6
		05.1980–05.1989				13,7
99332	ENTERPRISE	10.1971–07.1987	1588	0,36	0,23	10,6
99369	NIMITZ	06.1975–04.1989	758	0,36	0,32	10,7
99306	INDEPENDENCE	09.1975–09.1988	496	0,39	0,28	10,7
99329	KITTY HAWK	02.1972–06.1984	487	0,38	0,20	18,7
99312	MIDWAY	06.1972–03.1989	1246	0,34	0,24	14,6
99341	BLUE RIDGE	03.1973–11.1980	315	0,39	0,24	18,6
		12.1981–10.1984				9,6

В результате расчетов было определено, что для двух из 12 судов имело место изменение уровня запуска радиозондов. При этом стоит отметить, что текущая практика состоит в использовании высоты 0,0 м для всех судов. Последний столбец в табл. 3.9 дает систематическую ошибку уравнения гидростатики для кораблей США с учетом этой практики.

Разработанный метод (3.49) может быть также использован для КК наблюдений на станциях. Он может быть использован не только для определения правильной высоты станции, но и для исключения неверно идентифицированных зондирований (неверного индекса станции).

На рис. 3.9 показаны рассчитанные высоты для станции 01384 (Oslo/Gardermoen, Норвегия). Очевидно, что существует проблема с данными с мая 1958 года до июня 1964 года. Было детектировано, что все наблюдения за срок 12 GMT с мая 1958 года до апреля 1961 года имеют среднюю высоту станции около 104 м, а наблюдения за срок 12 GMT с мая 1961 года до апреля 1963 года имеют рассчитанную высоту около 35 м. В то же время все наблюдения за срок 00 GMT с мая 1958 года до июня 1964 года имеют высоту 202 м. Наиболее разумное объяснение этого противоречия состоит в том, что данные других станций за срок 12 GMT были идентифицированы как станция 01384 (Oslo, Норвегия). После исключения этих неверных данных (см. рис. 3.10) данные выглядят вполне разумно.

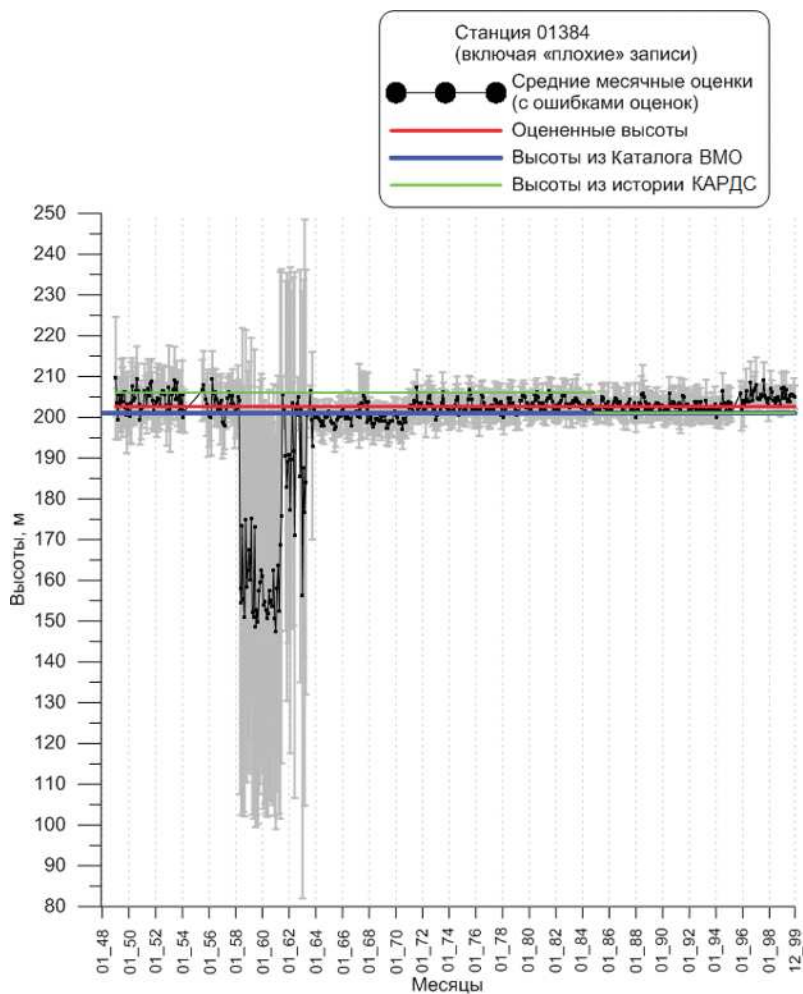


Рис. 3.9. Рассчитанные высоты для станции 01384 (Oslo/Gardermoen, Норвегия) с января 1949 года по декабрь 1999 года из первичного массива КАРДС (включая неверные записи) [120]

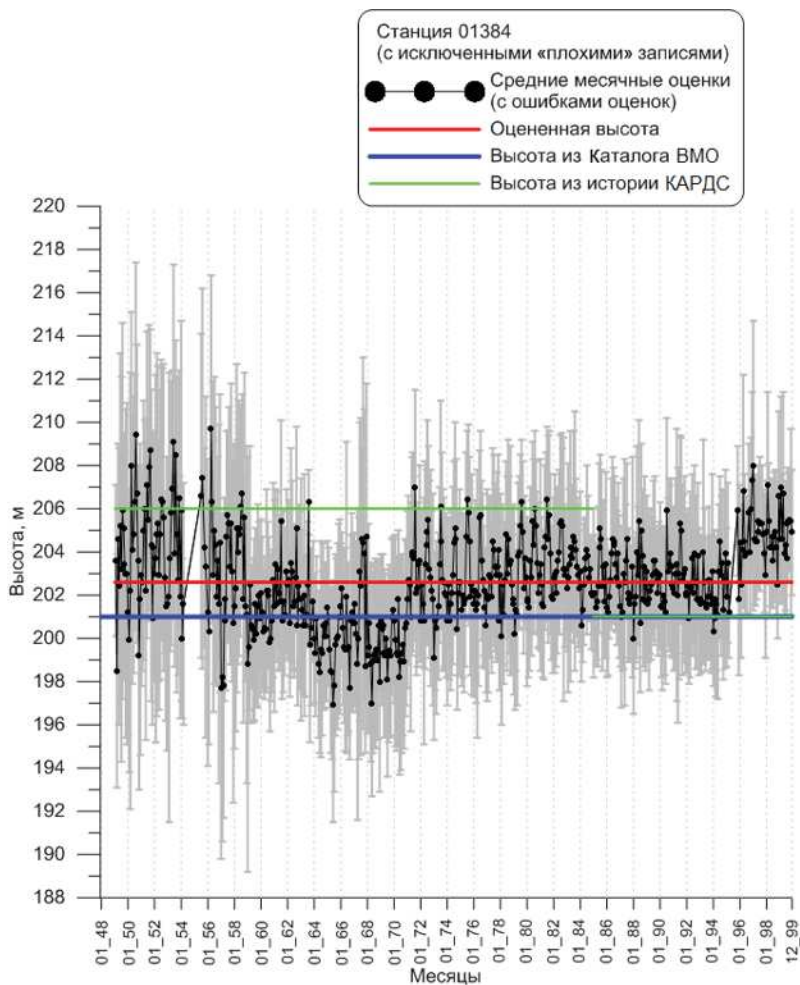


Рис. 3.10. Рассчитанные высоты для станции 01384 (Oslo/Gardermoen, Норвегия) с января 1949 года до декабря 1999 года из первичного массива КАРДС (исключая неверные записи) [120]

Заключение

Метаданные для аэрологических станций содержат ошибки для высот многих аэрологических станций. Эти неверные высоты служат источником дополнительного шума для аэрологических наблюдений и уменьшают достоверность информации.

В данной работе представлен метод контроля высот аэрологических станций в метаданных. Данные о правильных высотах и даты их изменения могут быть определены по временным рядам наблюдений. Разработанный метод при использовании в метеорологических центрах обработки данных способен сравнительно быстро идентифицировать изменение высоты аэрологической станции и оперативно вносить изменения в метаданные. Это должно вести к улучшению качества аэрологических данных.

МЕТОДЫ РАСЧЕТА И КОНТРОЛЯ ДАННЫХ ПО ПОГРАНИЧНОМУ СЛОЮ АТМОСФЕРЫ

При геоэкономическом обосновании строительства атомных и тепловых электростанций для оценки условий атмосферной дисперсии [17, 38] необходимы аэрологические данные в пограничном слое атмосферы [39, 40].

До настоящего времени в большинстве случаев расчетные аэроклиматические характеристики определялись на основе данных архива «Пог-слой», созданного во ВНИИГМИ-МЦД и содержащего результаты 4-срочных радиозондовых наблюдений по 146 станциям СССР за период 1961–1970 гг. [38, 89]. В связи с происходящими изменениями климата очевидно, что указанный 10-летний период наблюдений не может обеспечить достоверную оценку аэроклиматических характеристик пограничного слоя атмосферы, во-первых, по своей продолжительности и, во-вторых, потому, что он удален от настоящего времени более чем на 40–50 лет.

В настоящее время при использовании современных ПК практически отсутствуют ограничения на объем входных данных, который может увеличиваться по мере накопления аэрологической информации [38, 87]. В ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» накоплены проконтролированные данные [6, 118, 138] стандартного радиозондирования атмосферы за период с января 1964 по декабрь 2010 года. Они ориентированы главным образом на получение информации о состоянии свободной атмосферы [138]. Эти данные могут быть использованы для улучшения оценки параметров пограничного слоя атмосферы после их специальной обработки.

Точность расчетов параметров пограничного слоя атмосферы зависит также от выбора метода интерполяции. Ниже приводятся результаты сравнения использования различных методов интерполяции [7–10, 15] для работы с данными в пограничном слое атмосферы. Показано, что наилучшие результаты получаются с использованием метода сплайновой интерполяции на базе кубического сплайна Акимы.

Данные радиозондовых наблюдений в процессе сбора с каналов связи и накопления проходили процедуру комплексного контроля качества данных [3, 13, 14]. Для исключения негативного влияния возможно пропущенных ошибок на оцениваемые параметры пограничного слоя необходимо проведение дополнительного контроля качества данных с более детальным рассмотрением данных в рамках именно данного слоя атмосферы.

В качестве информационной базы использованы данные массива КАРДС. Расчеты проведены на примере данных для станции Нижний Новгород (56,27° с.ш., 44,00° в.д., индекс – 27553 до августа 1994 г.; и 27459 – с августа 1994 г.).

За период с января 1964 года по декабрь 2010 года по станции накоплено 77 081 (42 989 и 34 092 соответственно) аэрологическая телеграмма, которые содержат данные радиозондирования атмосферы в слое от уровня

земли до уровня изобарической поверхности 10 гПа. Это данные стандартного зондирования атмосферы, содержащие наблюдения температуры (T), геопотенциальной высоты (H), направления (A) и скорости (S) ветра, дефицита точки росы (относительной влажности, R) на стандартных изобарических поверхностях от 1000 до 10 гПа, а также данные об особых точках вертикальных профилей температуры, влажности и ветра, включая уровень земли, уровень тропопаузы и уровень максимального ветра. Данные радиозондирования атмосферы ориентированы главным образом на получение информации о состоянии свободной атмосферы. Тем не менее 34 092 аэрологических телеграммы содержат достаточно наблюдений в рамках пограничного слоя атмосферы (от 0 до 3000 м) и могут быть использованы для оценки параметров пограничного слоя. В среднем внутри этого слоя имеется 7,8 уровня наблюдения главным образом за счет особых точек вертикальных профилей температуры и ветра, т.е. уровней, где нарушается линейность изменения профилей.

Однако для того чтобы использовать эти данные для расчетов параметров, следует провести специальную обработку этих данных для учета специфики решаемой задачи. Во-первых, по имеющимся вертикальным профилям радиозондовых наблюдений необходимо получение значений температуры и ветра на стандартных высотах (в отличие от стандартных изобарических поверхностей) в рамках пограничного слоя атмосферы, и, во-вторых, необходим дополнительный контроль качества имеющихся данных с акцентом именно на пограничный слой атмосферы.

4.1. Методы интерполяции

В качестве основного метода интерполяции для работы с данными в пограничном слое атмосферы был принят метод сплайновой интерполяции на базе кубического сплайна Акимы [56, 98], который обеспечивает для большинства аэрологических параметров наиболее точную интерполяцию, т.е. интерполяцию с наименьшей погрешностью по сравнению с другими видами интерполяции.

На рис. 4.1–4.8 приведены примеры интерполяции вертикальных профилей температуры, влажности и ветра по точкам наблюдения для разных лет, сезонов и сроков.

Для того чтобы сделать вывод о предпочтении сплайна Акимы для интерполяции, были проведены определенные исследования и сравнения, которые изложены ниже.

Принятие за основу этого метода имеет под собой еще и следующие соображения.

Сначала отметим, что первая производная вдоль вертикального профиля характеризует скорость изменения наблюдаемой величины, а вторая производная отражает влияние какой-либо внешней силы (внешних факторов) на изменение этой скорости.

Очевидно, что при использовании обычной линейной интерполяции мы для каждого отрезка вертикального профиля имеем постоянные первые

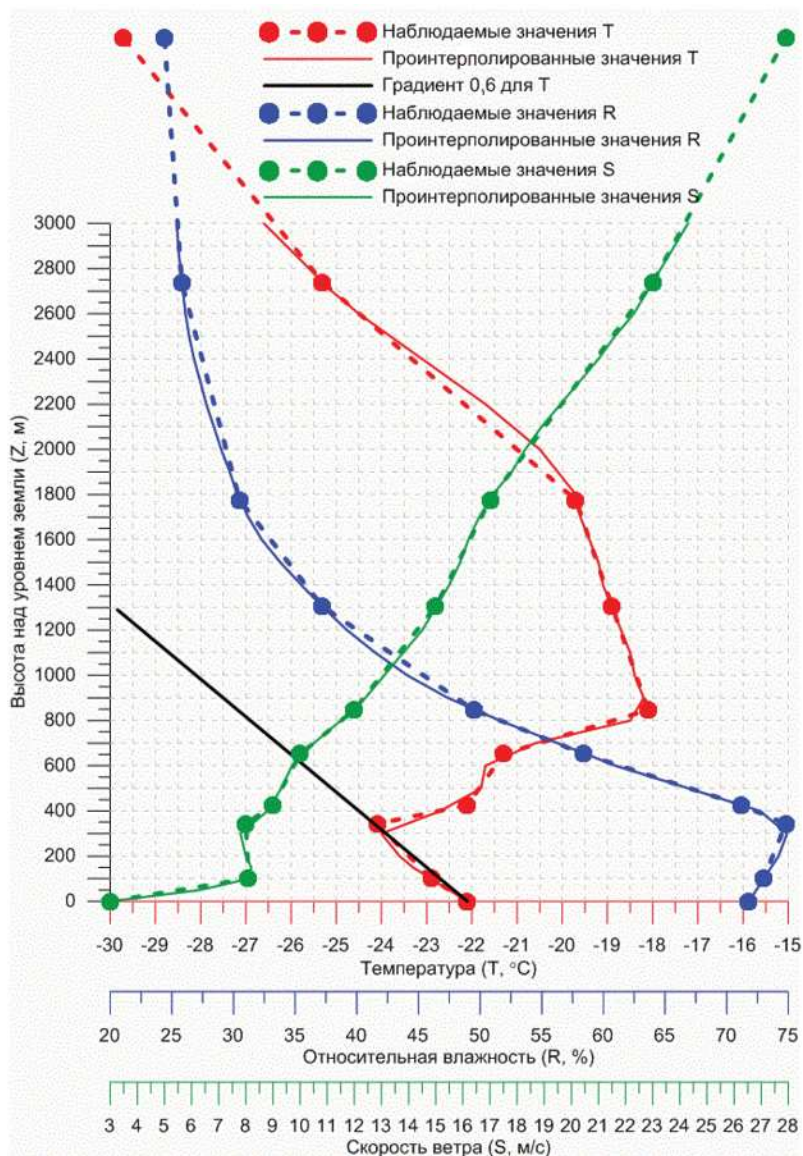


Рис. 4.1. Наблюдаемые и проинтерполированные значения температуры (T), относительной влажности (R) и скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27553. 12 GMT 19.01.1973 г. [15]

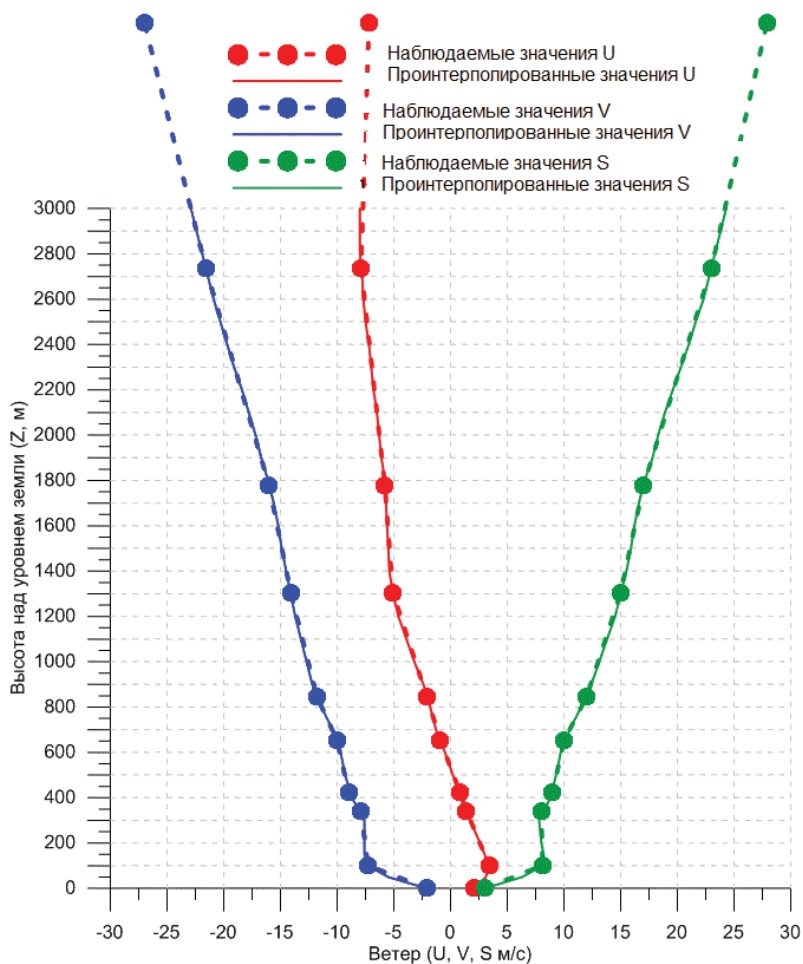


Рис. 4.2. Наблюдаемые и проинтерполированные значения зонального ветра (U), меридионального ветра (V) и скалярной скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27553. 12 GMT 19.01.1973 г. [15]

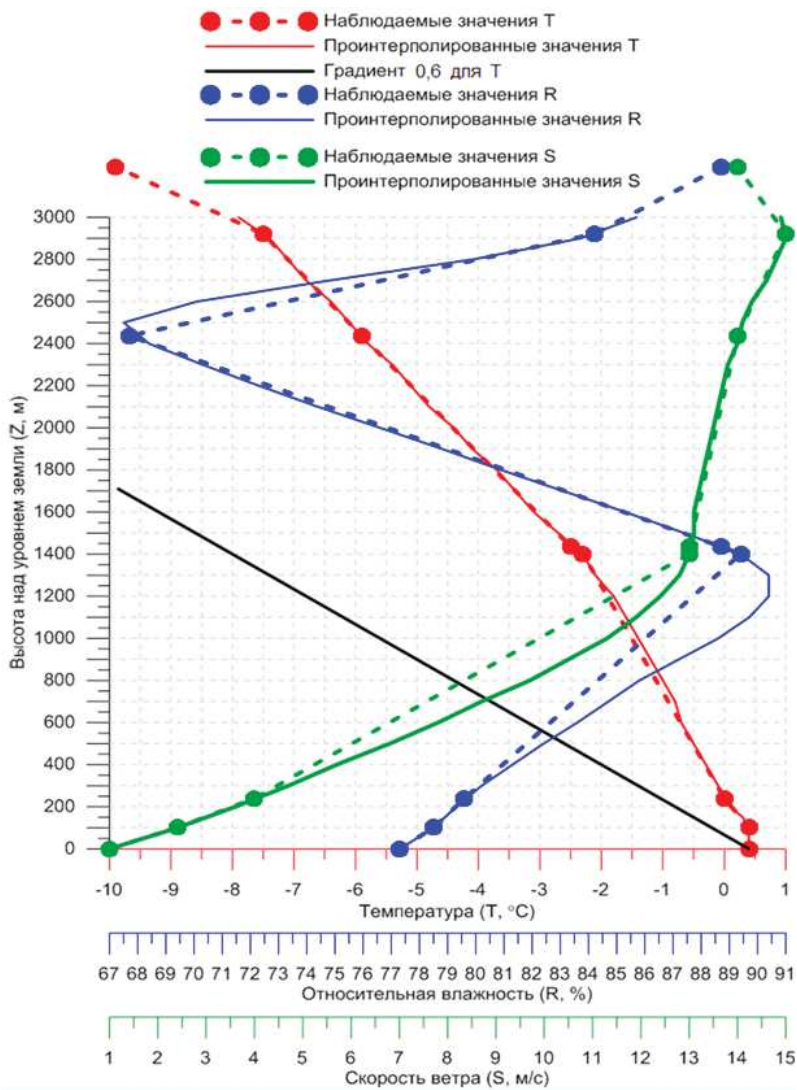


Рис. 4.3. Наблюдаемые и проинтерполированные значения температуры (T), относительной влажности (R) и скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27553. 00 GMT 01.04.1987 г. [15]

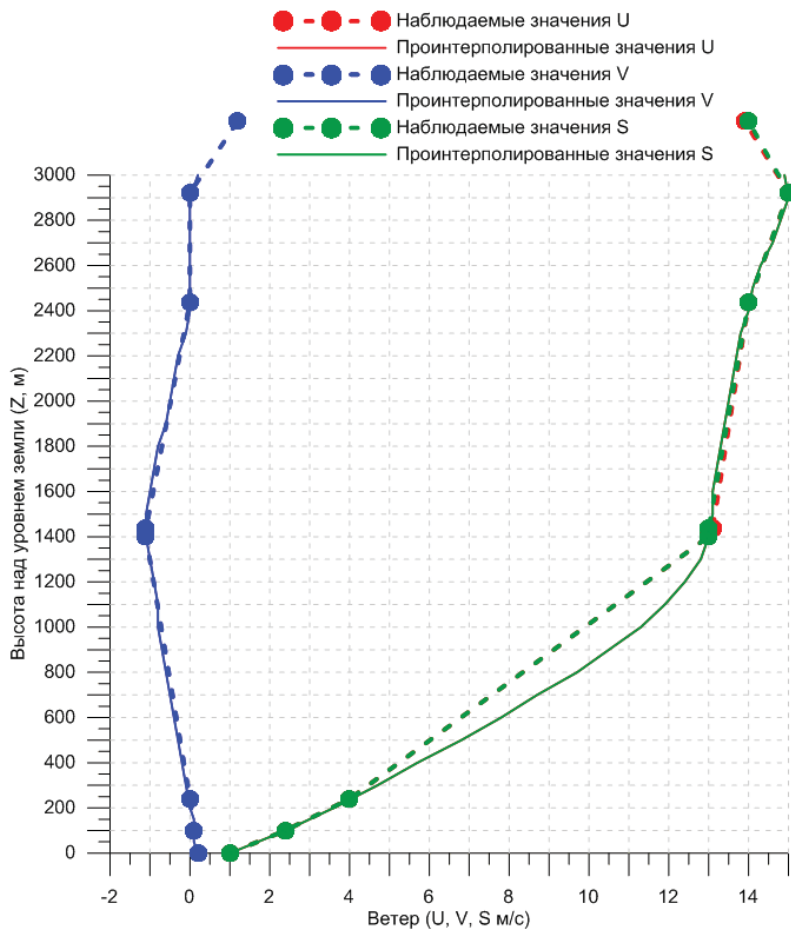


Рис. 4.4. Наблюдаемые и проинтерполированные значения зонального ветра (U), меридионального ветра (V) и скалярной скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27553. 00 GMT 01.04.1987 г. [15]

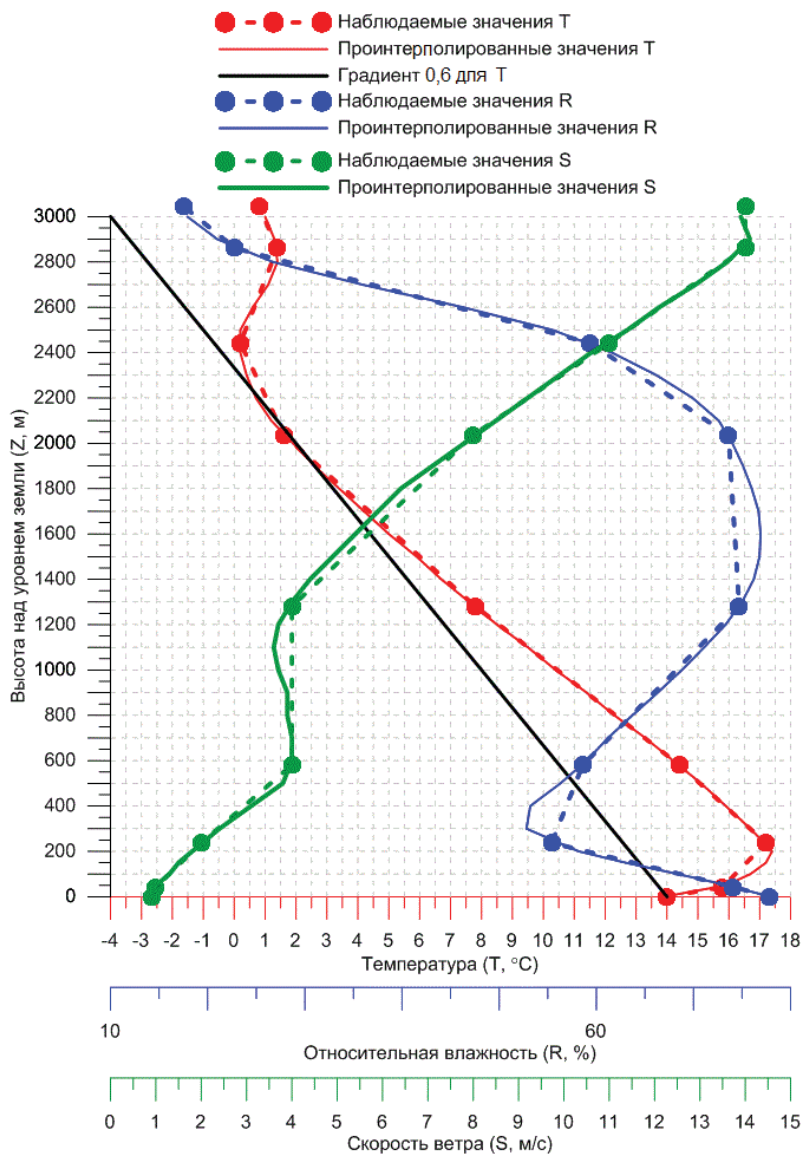


Рис. 4.5. Наблюдаемые и проинтерполированные значения температуры (T), относительной влажности (R) и скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27459. 00 GMT 16.07.1996 г. [15]

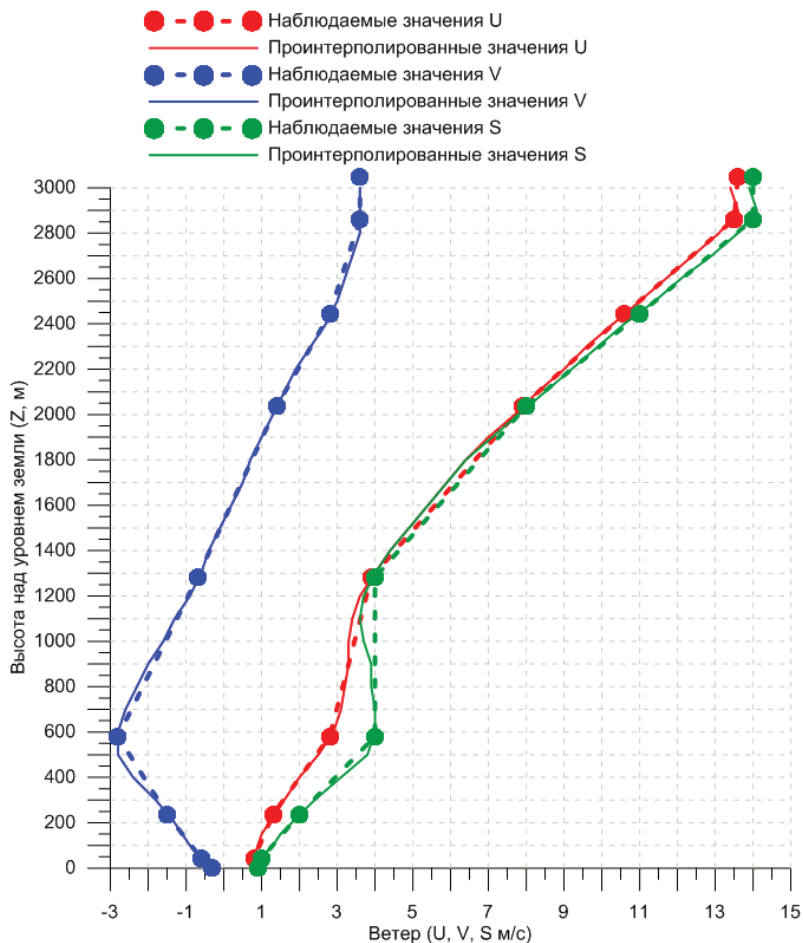


Рис. 4.6. Наблюдаемые и проинтерполированные значения зонального ветра (U), меридионального ветра (V) и скалярной скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27459. 00 GMT 16.07.1996 г. [15]

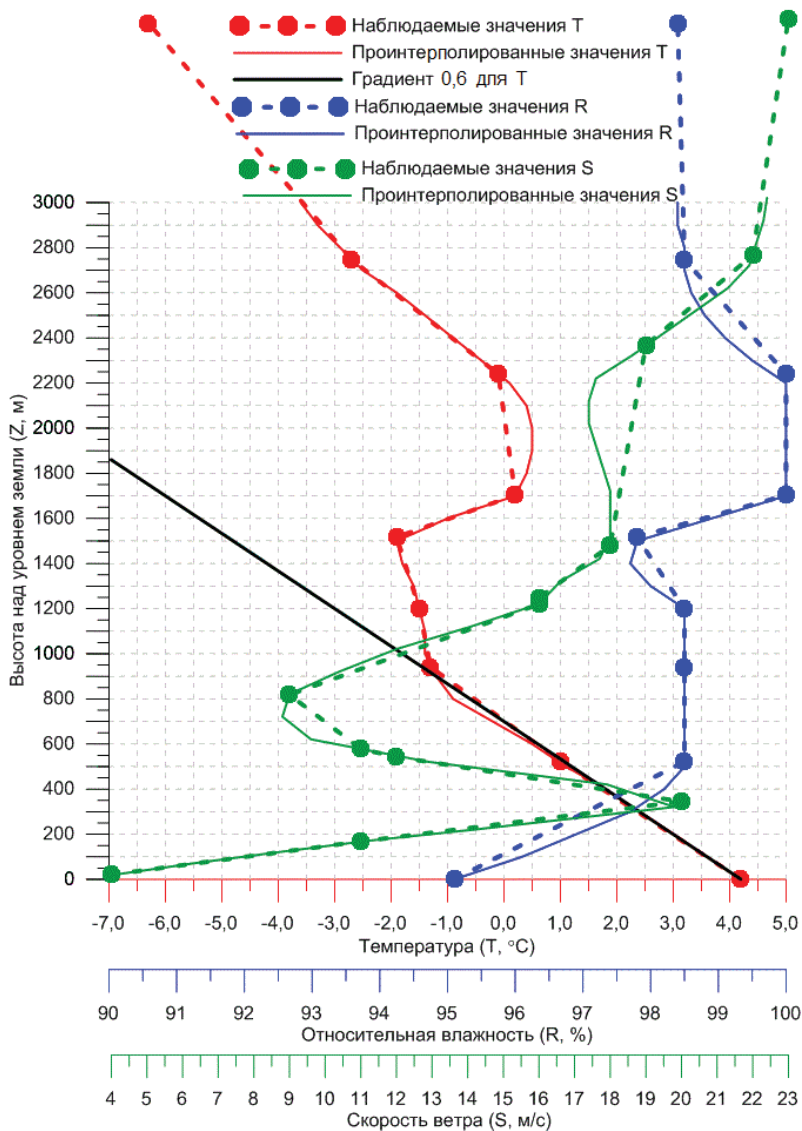


Рис. 4.7. Наблюдаемые и проинтерполированные значения температуры (T), относительной влажности (R) и скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27459. 12 GMT. 21.10.2010 г. [15]

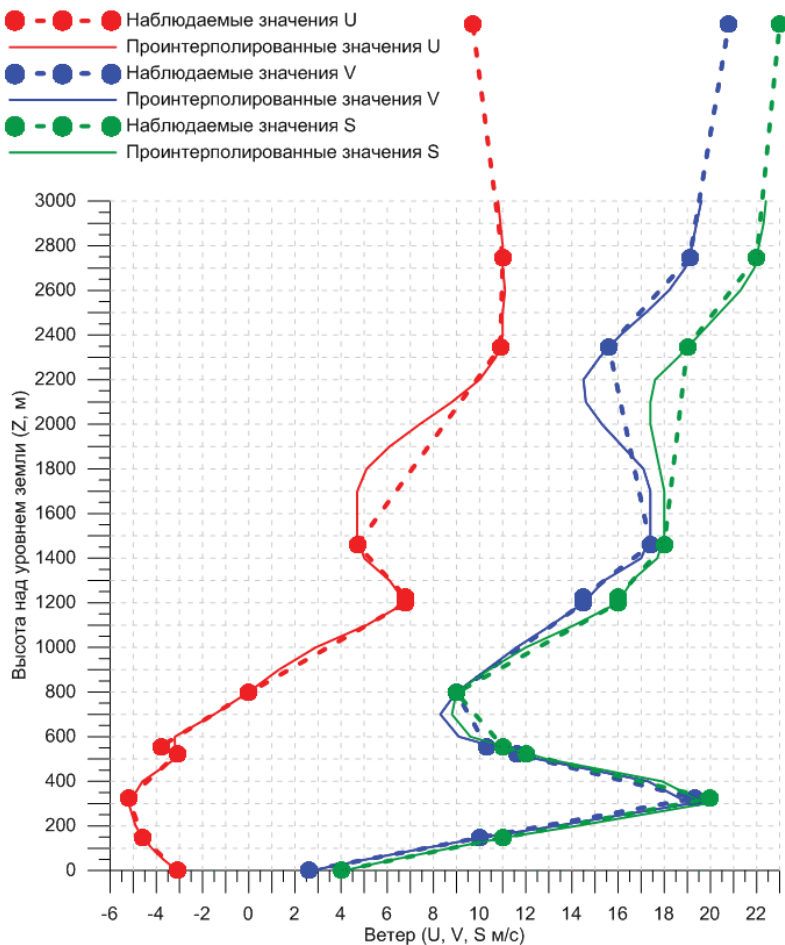


Рис. 4.8. Наблюдаемые и проинтерполированные значения зонального ветра (U), меридионального ветра (V) и скалярной скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27459. 12 GMT 21.10.2010 г. [15]

производные (т.е. постоянные скорости изменения наблюдаемой величины), которые разрывны на концах этих отрезков. Это автоматически предполагает, что на отрезках между точками наблюдения величина изменяется инерционно без воздействия каких-либо факторов (т.е. внешней силы). А вот именно в точках наблюдения на величину мгновенно воздействует какой-то фактор, и скорость изменения этой величины мгновенно меняется. Трудно

полагать, что это реалистичная картина. Но метод линейной интерполяции максимально прост в применении и логически обоснован уже тем, что мы ничего не знаем об изменении профиля наблюдаемой величины на отрезках между точками наблюдения. И, естественно, полагаем ее линейное, т. е. инерционное, изменение от одной точки наблюдения до другой.

На самом деле мы знаем, что на нашу наблюдаемую величину какие-то внешние силы/факторы воздействуют не только именно в точках наблюдения, но и на отрезках между ними. Но в общем случае мы не знаем, как именно эти силы воздействуют, а потому естественно предположить, что эти силы на отрезках между точками наблюдения меняются линейно и непрерывно на всем вертикальном интервале наблюдений от начальной до конечной точки, и величина этой силы минимальна, чтобы обеспечить именно наблюдаемые точки вертикального профиля. То есть вторая производная профиля кусочно линейна на всем интервале и интеграл ее квадрата вдоль профиля минимален при условии, что первая производная непрерывна вдоль всего наблюдаемого профиля, как и сам профиль.

Именно эти условия и обеспечивает сплайновая интерполяция. Таким образом мы получаем гладкий до первых производных (т. е. гладкий сам профиль наблюдаемой величины и профиль скорости его изменения) и непрерывный до вторых производных (т. е. непрерывное и минимальное изменение воздействующих на наблюдаемую величину сил) аппроксимирующий профиль наших точек наблюдения при условии, что этот аппроксимирующий профиль в точности обеспечивает именно наблюдаемые значения.

Из общих соображений следует, что это вполне реалистичный вариант.

4.2. Сравнение разных методов интерполяции наблюдаемых данных в пограничном слое атмосферы

Для оценки погрешностей интерполяции была использована процедура «скользящей» интерполяции, суть которой состоит в том, что для каждого вертикального профиля в слое 0–3000 м, определяемого n наблюдаемыми значениями величины $f(f_i = f(H_i), i = 1, \dots, n)$, поочередно исключаются точки $f_i, i = 2, \dots, n-1$ и по оставшимся $n-1$ (или менее, в зависимости от метода интерполяции) точкам производится интерполяция в точку H_i . Результат интерполяции $\tilde{f}_i$ сравнивается с наблюдаемым в этой точке значением f_i .

Данная процедура позволяет получить вполне объективную оценку сверху для точности будущей интерполяции со всех наблюдаемых уровней на промежуточные, поскольку среднее расстояние при интерполяции со всех имеющихся уровней на промежуточные в среднем в два раза меньше, чем при «скользящей» интерполяции, когда интерполяция производится с исключением из процесса интерполяции наблюдаемого уровня.

За основу для сравнения были приняты следующие широко используемые при работе с метеорологическими данными методы интерполяции [6–9, 14]: линейная интерполяция (ЛИ), логарифмическая интерполяция (ЛГ), оптимальная интерполяция (ОИ), интерполяция с помощью

стандартного кубического сплайна (СИ), интерполяция с помощью кубического сплайна Акимы (АИ). Каждая из них (кроме оптимальной интерполяции) использовалась в двух вариантах – применительно к самим значениям и применительно к отклонениям от норм.

Для линейной интерполяции (ЛИ) сами значения (ЛИ_а) и отклонения от норм (ЛИ_б) определяются по формулам:

$$\tilde{f}_i = f_{i-1} + a_i \cdot (f_{i+1} - f_{i-1}), \quad (4.1)$$

$$\tilde{f}_i = \bar{f}_i + f'_{i-1} + a_i \cdot (f'_{i+1} - f'_{i-1}), \quad (4.2)$$

где (и далее)

$$f'(H) = f(H) - \bar{f}(H) \quad (4.3)$$

есть отклонение от климатической нормы на уровне H ; коэффициент a_i пропорционален расстояниям между точками:

$$a_i = \frac{H_i - H_{i-1}}{H_{i+1} - H_{i-1}}. \quad (4.4)$$

Для логарифмической интерполяции (ЛГ) сами значения (ЛГ_а) и отклонения от норм (ЛГ_б) определяются по формулам:

$$\tilde{f}_i = f_{i-1} + b_i \cdot (f_{i+1} - f_{i-1}), \quad (4.5)$$

$$\tilde{f}_i = \bar{f}_i + f'_{i-1} + b_i \cdot (f'_{i+1} - f'_{i-1}). \quad (4.6)$$

Она отличается от линейной тем, что соответствующие коэффициенты b_i пропорциональны логарифму расстояний

$$b_i = \frac{\log(H_i / H_{i-1})}{\log(H_{i+1} / H_{i-1})}. \quad (4.7)$$

При оптимальной интерполяции (ОИ) [47]:

$$\tilde{f}_i = \bar{f}_i + c_{i-1}^i \cdot f'_{i-1} + c_{i+1}^i \cdot f'_{i+1} \quad (4.8)$$

коэффициенты c_{i-1}^i и c_{i+1}^i определяются как решение системы уравнений

$$\begin{cases} c_{i-1}^i + \mu_{i-1}^{i+1} \cdot c_{i+1}^i = \mu_{i-1}^i, \\ \mu_{i-1}^{i+1} \cdot c_{i-1}^i + c_{i+1}^i = \mu_{i+1}^i, \end{cases} \quad (4.9)$$

где в свою очередь μ_j^k – коэффициент корреляции между наблюдаемыми значениями величины f на высотах H_j и H_k в предположении, что корреляционная функция для каждой интерполируемой величины f в пограничном слое зависит только от расстояния r между точками и представляется в виде

$$\mu(r) = \alpha \cdot e^{-\beta \cdot r^\gamma}, \quad (4.10)$$

а параметры α , β и γ определялись методом минимизации среднеквадратических разностей между наблюдаемыми и интерполируемыми величинами. Для каждой из интерполируемых величин эти оптимальные в этом смысле параметры приведены в табл. 4.1.

Таблица 4.1

**Значения параметров корреляционной функции,
обеспечивающие минимальное среднеквадратическое расхождение
между наблюдаемыми и интерполированными значениями
для аэрологических величин в пограничном слое атмосферы**

Величина	α	β	γ
T	1,00000	0,00051	0,97828
U	0,99671	0,03440	0,85118
V	1,00000	0,00001	0,81362
R	0,99500	0,07757	1,13696

При интерполяции с помощью стандартного кубического сплайна (СИ) [56, 60, 98, 151] процедура сводилась к тому, что из n наблюдаемых на профиле значений f_i ($i = 1, \dots, n$) поочередно исключалась одна из точек f_j ($j = 2, \dots, n-1$); затем по оставшимся $n-1$ наблюдениям строился кубический сплайн с так называемыми «естественными» граничными условиями (состоящими в приравнивании к нулю вторых производных на концах профиля); и, наконец, с помощью построенного сплайна вычислялось значение $\tilde{f}_j$ в «пропущенной» точке, которое и сравнивалось с наблюдаемым в этой точке значением f_j . Данная процедура использовалась опять же в двух вариантах – применительно к самим значениям (СИ_а) и применительно к отклонениям от норм (СИ_б).

Использовалась также интерполяция с помощью кубического сплайна Акимы (АИ) [60], процедура которой в точности совпадает с предыдущей с единственной разницей, что вместо стандартного кубического сплайна использовался кубический сплайн Акимы, который обеспечивает построение более гладкого профиля по сравнению со стандартным кубическим сплайном (для которого при значительных изменениях интерполируемого параметра на близких расстояниях иногда возникают определенные осцилляции). Интерполяция со сплайном Акимы также использовалась в двух вариантах – применительно к самим значениям (АИ_а) и применительно к отклонениям от норм (АИ_б).

Таким образом, именно эти пять методов интерполяции (четыре из которых – в двух вариантах) были протестированы с целью определения метода интерполяции, обеспечивающего минимальное значение среднеквадратической разности между интерполированными и наблюдаемыми значениями.

Кроме перечисленных методов интерполяции, на самом деле были также испытаны три дополнительные модификации линейной, логарифмической и оптимальной интерполяции:

а) линейная степенная, когда коэффициент интерполяции a_i из (4.4) может иметь степенную зависимость, т. е. вместо коэффициента a_i используется модифицированный коэффициент

$$a_{mi} = (a_i)^\xi, \quad (4.11)$$

где степенной параметр ζ для каждой из интерполируемых величин определялся методом минимизации среднеквадратических разностей между наблюдаемыми и интерполированными значениями;

б) логарифмическая степенная, когда коэффициент интерполяции b_i из (4.7) может иметь степенную зависимость, т. е. вместо коэффициента b_i используется модифицированный коэффициент

$$b_{mi} = (b_i)^\mu, \quad (4.12)$$

где степенной параметр μ для каждой из интерполируемых величин определялся методом минимизации среднеквадратических разностей между наблюдаемыми и интерполированными значениями;

в) множественная ОИ, когда для каждой точки сверху и снизу используется не один, а два и более уровня, по которым проводится интерполяция.

Однако применительно к исследуемым данным наблюдений в пограничном слое каждый из этих дополнительных исследованных методов показал лишь незначительное (до нескольких процентов) улучшение по сравнению с исходным методом при значительном росте затрат вычислительных ресурсов, и потому далее не рассматривается.

Необходимые оценки были получены как для каждого месяца и каждого срока наблюдений, так и для всей совокупности наблюдений. В частности, табл. 4.2 содержит данные о точности перечисленных выше методов интерполяции применительно к значениям температуры T , зонального ветра U , меридионального ветра V и относительной влажности R в пограничном слое по совокупности всех 12 месяцев и сроков наблюдения. Достаточно очевидно, что стабильное (хотя и не очень большое) преимущество имеет метод сплайновой интерполяции по сплайну Акимы. Именно из этих соображений на этапе контроля качества (этап 1 и этап 3) используется именно этот метод интерполяции.

Таблица 4.2

Среднее значение и стандартное отклонение разностей между наблюдаемыми и интерполированными разными методами значениями для T , U , V и R в пограничном слое. N – число случаев

Метод	T , °C		U , м/с		V , м/с		R , %	
	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма
ЛИ_a	0,03	0,73	0,10	1,06	0,00	0,96	-0,01	3,69
ЛИ_b	0,00	0,71	0,01	1,03	0,01	0,96	-0,02	3,67
ЛГ_a	0,17	0,76	0,04	1,01	0,01	0,93	0,04	3,74
ЛГ_b	0,01	0,70	0,01	1,00	0,01	0,93	-0,06	3,73
ОИ_a	0,00	0,71	0,01	1,03	0,01	0,96	-0,02	3,67
СИ_a	0,00	0,80	0,01	1,18	0,01	1,07	-0,01	3,88
СИ_b	0,00	0,79	0,00	1,16	0,00	1,06	-0,01	3,88
АИ_a	0,01	0,66	0,05	0,92	0,01	0,85	0,00	3,38
АИ_b	0,00	0,66	0,01	0,91	0,01	0,85	0,00	3,38
N	257979		239898		239898		255847	

Из табл. 4.2 видно, что среднеквадратическая ошибка интерполяции достаточно близка к известным ошибкам наблюдения соответствующих величин в нижней части атмосферы. Это говорит о том, что исследованные методы интерполяции обеспечивают точность интерполяции, близкую к максимально возможной.

Приблизительно такое же соотношение между методами интерполяции и практически такие же оценки точности имеют место и для каждого срока наблюдения (см., например, табл. 4.3 для интерполяции по сплайну Акимы), с весьма малым преимуществом наблюдений за срок 06 GMT перед остальными сроками наблюдения. То есть суточный ход наблюдаемых величин практически не сказывается на точности интерполяции.

Таблица 4.3

Суточный ход средних значений и стандартных отклонений разностей между наблюдаемыми и интерполированными методом сплайна Акимы значениями для T , U , V и R в пограничном слое по всем месяцам (число случаев приблизительно пропорционально числу случаев из табл. 4.2)

Срок GMT	T , °C		U , м/с		V , м/с		R , %	
	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма
00	0,00	0,70	0,00	0,91	0,01	0,86	0,02	3,57
06	-0,01	0,63	0,01	0,89	0,00	0,82	0,00	2,99
GMT	0,00	0,66	0,01	0,91	0,00	0,83	-0,02	3,47
GMT	0,01	0,59	0,01	0,93	0,01	0,87	0,01	3,24

В то же время годовой ход для разных методов интерполяции прослеживается более очевидно (см., например, табл. 4.4 для интерполяции по сплайну Акимы). В частности, для температуры очевидный минимум ошибки интерполяции наблюдается в летние месяцы (до 0,53 °C) и максимум в зимние (до 0,77 °C). Для относительной влажности минимальная ошибка интерполяции (до 2,86 %) имеет место для наиболее холодных и сухих месяцев (январь-февраль) и максимальная (до 3,79 %) для сентября-октября. Для ветра же некоторые локальные минимумы ошибок интерполяции наблюдаются для лета и зимы и максимумы – для переходных сезонов.

Таблица 4.4

Годовой ход средних значений и стандартных отклонений разностей между наблюдаемыми и интерполированными методом сплайна Акимы значениями для T , U , V и R в пограничном слое по всем срокам (число случаев приблизительно пропорционально числу случаев из табл. 4.2)

Месяц	T , °C		U , м/с		V , м/с		R , %	
	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма
Январь	-0,00	0,77	0,01	0,89	0,01	0,82	-0,01	2,86
Февраль	0,00	0,73	0,02	0,89	0,01	0,80	-0,02	2,88
Март	0,00	0,64	0,01	0,87	0,01	0,75	0,00	3,29
Апрель	0,00	0,59	0,01	0,99	0,01	0,91	0,01	3,45
Май	0,00	0,58	0,01	0,96	0,00	0,89	0,00	3,28

Месяц	T, °C		U, м/с		V, м/с		R, %	
	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма
Июнь	0,00	0,55	0,02	0,93	0,00	0,89	0,00	3,59
Июль	0,00	0,53	0,02	0,84	0,00	0,83	0,01	3,44
Август	0,00	0,56	0,01	0,88	0,00	0,81	0,03	3,72
Сентябрь	0,00	0,61	0,01	0,91	0,00	0,86	0,02	3,78
Октябрь	0,00	0,63	0,01	0,92	0,01	0,88	0,01	3,79
Ноябрь	0,00	0,76	0,01	0,86	0,01	0,79	-0,03	3,35
Декабрь	-0,01	0,76	0,01	0,88	0,02	0,85	0,00	3,07

4.3. Контроль качества данных в пограничном слое

Накопленные данные радиозондовых наблюдений в процессе сбора с каналов связи и накопления проходили процедуру комплексного контроля качества данных, состоящую в оценке наблюдаемых значений на физические и локальные климатические пределы, оценке рассогласования наблюдений по уравниванию гидростатики атмосферы (статический контроль), согласованности наблюдений на соседних станциях для стандартных изобарических поверхностей (горизонтальный контроль), согласованности данных на изобарических поверхностях и особых точках профилей (вертикальный контроль) [6, 118]. При этом основным критерием качества данных являлись взаимно согласованные показания перечисленных выше компонентов контроля, в чем и состоит смысл именно комплексного контроля качества.

Для того чтобы исключить негативное влияние возможно пропущенных ошибок на оцениваемые параметры пограничного слоя, необходимым этапом работы является проведение дополнительного контроля качества данных с более детальным рассмотрением данных в рамках именно пограничного слоя атмосферы.

За основу была принята следующая процедура контроля качества:

1) по уже прошедшим контроль качества оригинальным значениям наблюдений из аэрологической телеграммы выполняется интерполяция наблюдений на вполне детальный набор высот H_s в рамках слоя от 0 до 3000 м над уровнем земли;

2) для набора высот H_s для каждого месяца (чтобы учесть годовой ход) и каждого стандартного срока наблюдения (чтобы учесть суточный ход) рассчитываются многолетние средние значения и стандартные отклонения для проинтерполированных значений;

3) для каждого проинтерполированного значения производится сравнение с многолетним средним значением для данного месяца и срока наблюдения; проинтерполированное значение признается ошибочным, если оно отклоняется от климатического среднего более чем на 5 соответствующих стандартных отклонений и в дальнейших расчетах не участвует; т.е. значение $f_{набл.}(H)$, наблюдаемое на высоте H , признается ошибочным, если

$$\left| f_{набл.}(H) - \bar{f}(H) \right| > 5,0 \cdot \sigma_f(H), \quad (4.13)$$

где f – одна из наблюдаемых величин (P , T , U , V или R); $\bar{f}(H)$ – среднее климатическое и $\sigma_f(H)$ – стандартное отклонение величины f для данного месяца и срока наблюдения.

Примеры рассчитанных таким образом климатических характеристик для каждого из четырех стандартных сроков наблюдения по станции Нижний Новгород для величин температуры T , зональной U и меридиональной V составляющих ветра, а также относительной влажности R для многолетнего января и многолетнего июля приведены в табл. 4.5–4.12. Здесь же приведен и список высот (практически через каждые 100 м), для которых выполнялась интерполяция.

Из этих таблиц видно, что как средние значения, так и стандартные отклонения контролируемых параметров имеют определенный суточный ход и изменяются по вертикали (порой весьма значительно, как, например, стандартные отклонения для ветра и влажности), а потому учет этих изменений в рамках изложенной процедуры контроля качества является вполне оправданным и ведет к повышению качества данных наблюдений.

В процессе процедуры контроля (этап 1 – интерполяция наблюдаемых значений на выбранный набор высот для расчета климатических характеристик, а также этап 3 – интерполяция климатических характеристик с выбранного набора высот в данную точку) используется процедура интерполяции как наблюдаемых, так и климатических данных.

Выводы

Таким образом, из многих возможных видов интерполяции был выбран метод кубических сплайнов Акимы, обеспечивающий наименьшую погрешность интерполяции для всех подлежащих оценке величин, определяющих состояние пограничного слоя. И путем применения данного метода интерполяции к штатным аэрологическим наблюдениям получены данные наблюдений температуры, ветра и влажности на всех необходимых стандартных высотах с шагом 50–100 м в слое 0–3000 м, необходимых для оценки параметров пограничного слоя. Кроме того, проинтерполированные наблюдения для расчета характеристик пограничного слоя прошли дополнительный контроль качества.

Предложенная методика расчета параметров пограничного слоя по данным радиозондирования и их контроля может быть полезна для решения различных задач, в том числе для оценки условий атмосферной дисперсии при геоэкономическом обосновании строительства атомных и тепловых электростанций, а также при климатических исследованиях.

Таблица 4.5

**Распределение параметров климатического контроля температуры (Т)
в пределах высот 0–3000 м над уровнем земли для многолетнего января
для четырех стандартных сроков наблюдения (00, 06, 12 и 18 GMT)
по станции Нижний Новгород за период 1964–2010 гг.**

Высота, м	Число наблюдений в срок GMT				Среднее значение Т, °С				Стандартное отклонение Т, °С			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	1223	334	1172	174	-10,27	-10,50	-9,41	-10,52	7,97	8,34	7,40	8,22
50	1232	337	1177	174	-10,34	-10,57	-9,71	-10,47	7,66	7,97	7,22	7,98
100	1232	337	1177	174	-10,32	-10,51	-9,84	-10,41	7,40	7,69	7,04	7,72
150	1232	337	1177	174	-10,27	-10,44	-9,95	-10,35	7,17	7,45	6,87	7,50
200	1232	337	1177	174	-10,18	-10,37	-10,02	-10,31	6,94	7,25	6,71	7,29
300	1232	337	1178	174	-9,92	-10,23	-10,00	-10,22	6,54	6,95	6,40	6,96
400	1232	337	1178	174	-9,59	-10,04	-9,80	-10,11	6,20	6,77	6,11	6,69
500	1231	337	1178	174	-9,34	-9,90	-9,56	-10,04	5,93	6,54	5,86	6,44
600	1231	337	1178	174	-9,19	-9,82	-9,37	-9,97	5,78	6,37	5,73	6,23
700	1231	337	1177	174	-9,13	-9,81	-9,28	-9,98	5,69	6,27	5,63	6,07
800	1231	336	1177	174	-9,14	-9,75	-9,29	-10,04	5,62	6,07	5,57	5,94
900	1231	336	1177	174	-9,22	-9,83	-9,37	-10,13	5,57	6,02	5,52	5,84
1000	1231	335	1177	174	-9,37	-10,02	-9,52	-10,24	5,54	5,85	5,48	5,78
1100	1231	335	1177	174	-9,59	-10,21	-9,73	-10,44	5,52	5,83	5,46	5,74
1200	1231	335	1177	174	-9,83	-10,47	-9,97	-10,73	5,51	5,81	5,44	5,72
1300	1231	336	1177	174	-10,13	-10,73	-10,25	-11,05	5,50	5,89	5,43	5,72
1400	1231	336	1177	174	-10,45	-11,11	-10,55	-11,40	5,50	5,80	5,43	5,71
1500	1231	336	1177	174	-10,79	-11,49	-10,88	-11,81	5,50	5,78	5,45	5,71
1600	1231	336	1177	174	-11,15	-11,88	-11,24	-12,23	5,49	5,77	5,47	5,70
1700	1231	337	1177	174	-11,53	-12,36	-11,62	-12,68	5,50	5,89	5,47	5,69
1800	1231	337	1177	174	-11,93	-12,79	-12,00	-13,15	5,50	5,86	5,47	5,70
1900	1231	337	1177	174	-12,35	-13,24	-12,40	-13,64	5,50	5,83	5,48	5,69
2000	1231	337	1178	174	-12,79	-13,71	-12,83	-14,14	5,50	5,80	5,51	5,70
2100	1232	337	1178	174	-13,26	-14,18	-13,28	-14,67	5,54	5,77	5,51	5,71
2200	1232	337	1178	174	-13,72	-14,66	-13,75	-15,20	5,54	5,74	5,51	5,72
2300	1232	337	1178	174	-14,20	-15,16	-14,24	-15,74	5,54	5,72	5,51	5,74
2400	1232	337	1178	174	-14,69	-15,69	-14,75	-16,28	5,55	5,70	5,52	5,76
2500	1232	337	1178	174	-15,20	-16,22	-15,25	-16,83	5,56	5,68	5,52	5,77
2600	1232	337	1178	174	-15,72	-16,74	-15,74	-17,39	5,57	5,68	5,54	5,78
2700	1231	337	1178	174	-16,25	-17,27	-16,25	-17,94	5,58	5,68	5,54	5,78
2800	1229	337	1178	174	-16,79	-17,82	-16,78	-18,48	5,59	5,68	5,54	5,78
2900	1229	337	1178	174	-17,35	-18,38	-17,32	-19,05	5,61	5,68	5,54	5,80
3000	1229	337	1178	174	-17,89	-18,95	-17,87	-19,61	5,62	5,69	5,54	5,82

Таблица 4.6

Распределение параметров климатического контроля температуры (Т) в пределах высот 0–3000 м над уровнем земли для многолетнего июля для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 GMT по станции Нижний Новгород за период 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений в срок GMT				Среднее значение Т, °С				Стандартное отклонение Т, °С			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	1203	310	1182	115	15,56	18,21	22,11	17,86	3,26	3,55	4,52	3,48
50	1260	312	1186	119	16,10	17,81	21,48	17,74	3,52	3,58	4,51	3,59
100	1260	312	1186	119	16,40	17,46	20,94	17,46	3,77	3,62	4,50	3,63
150	1260	312	1186	119	16,61	17,12	20,41	17,18	4,02	3,65	4,48	3,68
200	1260	312	1186	119	16,72	16,78	19,89	16,91	4,22	3,69	4,46	3,72
300	1260	312	1186	119	16,58	16,12	18,89	16,29	4,39	3,76	4,44	3,78
400	1260	312	1186	119	16,20	15,46	17,95	15,64	4,43	3,83	4,42	3,83
500	1260	312	1186	119	15,68	14,81	17,05	14,96	4,42	3,90	4,39	3,83
600	1260	312	1186	119	15,08	14,14	16,17	14,26	4,38	3,95	4,36	3,81
700	1260	312	1186	119	14,43	13,47	15,31	13,55	4,33	3,96	4,32	3,79
800	1260	312	1186	119	13,76	12,78	14,46	12,84	4,28	3,96	4,27	3,77
900	1260	312	1186	119	13,06	12,10	13,63	12,13	4,23	3,94	4,23	3,74
1000	1260	312	1186	119	12,36	11,42	12,82	11,41	4,19	3,90	4,18	3,71
1100	1260	312	1186	119	11,65	10,76	12,03	10,70	4,14	3,85	4,13	3,68
1200	1260	312	1186	119	10,95	10,09	11,28	10,01	4,10	3,80	4,09	3,66
1300	1260	312	1186	120	10,27	9,44	10,55	9,31	4,07	3,75	4,03	3,61
1400	1260	312	1186	120	9,59	8,80	9,83	8,65	4,04	3,70	4,01	3,56
1500	1260	312	1186	120	8,92	8,17	9,13	8,01	4,01	3,66	3,99	3,52
1600	1260	312	1185	120	8,26	7,57	8,43	7,36	3,98	3,60	3,93	3,46
1700	1260	312	1185	120	7,61	6,95	7,76	6,73	3,95	3,55	3,89	3,42
1800	1260	312	1185	120	6,97	6,34	7,12	6,11	3,91	3,50	3,85	3,38
1900	1260	312	1186	120	6,34	5,75	6,50	5,49	3,86	3,45	3,83	3,34
2000	1260	312	1186	120	5,73	5,18	5,88	4,88	3,82	3,40	3,78	3,31
2100	1260	312	1186	120	5,12	4,59	5,27	4,28	3,76	3,36	3,73	3,30
2200	1260	312	1186	120	4,53	4,01	4,69	3,68	3,71	3,32	3,66	3,29
2300	1260	312	1186	120	3,96	3,45	4,12	3,09	3,66	3,27	3,61	3,27
2400	1260	312	1186	120	3,40	2,90	3,56	2,50	3,60	3,23	3,56	3,26
2500	1260	312	1186	120	2,84	2,36	3,02	1,91	3,55	3,18	3,51	3,24
2600	1260	312	1186	120	2,28	1,83	2,49	1,33	3,50	3,15	3,46	3,21
2700	1260	312	1186	120	1,72	1,29	1,95	0,75	3,45	3,13	3,41	3,17
2800	1260	312	1186	120	1,16	0,75	1,41	0,16	3,40	3,14	3,36	3,14
2900	1260	310	1186	120	0,60	0,18	0,85	-0,43	3,35	3,12	3,32	3,13
3000	1260	310	1185	120	0,03	-0,38	0,30	-1,00	3,32	3,13	3,27	3,11

Таблица 4.7

Распределение параметров климатического контроля зональной составляющей ветра (U) в пределах высот 0–3000 м над уровнем земли для многолетнего января для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 GMT по станции Нижний Новгород за период 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений в срок GMT				Среднее значение U , м/с				Стандартное отклонение U , м/с			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	992	312	975	169	0,69	0,82	0,75	0,54	2,28	2,50	2,35	2,50
50	1017	315	993	169	1,36	1,26	1,32	0,84	3,28	3,09	3,16	2,99
100	1040	316	1010	169	1,73	1,58	1,63	1,17	3,86	3,39	3,73	3,35
150	1057	320	1034	169	2,13	2,05	1,94	1,52	4,36	4,01	4,27	3,70
200	1064	321	1042	170	2,48	2,32	2,28	1,82	4,73	4,28	4,64	4,07
300	1070	325	1046	171	3,12	2,88	2,91	2,49	5,23	4,87	5,15	4,75
400	1075	328	1048	171	3,68	3,37	3,47	2,99	5,65	5,30	5,61	5,29
500	1078	329	1051	172	4,16	3,71	3,93	3,39	5,99	5,74	6,09	5,63
600	1081	332	1051	172	4,53	4,05	4,29	3,65	6,31	6,00	6,42	5,83
700	1082	332	1053	172	4,78	4,37	4,60	3,85	6,50	6,22	6,66	5,95
800	1082	332	1053	173	4,99	4,67	4,85	4,17	6,65	6,40	6,84	6,33
900	1082	332	1053	173	5,18	4,95	5,08	4,33	6,79	6,57	7,00	6,44
1000	1082	332	1053	174	5,36	5,19	5,26	4,47	6,91	6,73	7,14	6,53
1100	1093	333	1064	174	5,54	5,38	5,39	4,58	7,02	6,85	7,27	6,64
1200	1132	335	1102	174	5,73	5,58	5,52	4,68	7,08	6,92	7,34	6,74
1300	1185	336	1150	174	5,85	5,77	5,57	4,75	7,16	7,09	7,35	6,80
1400	1202	336	1164	174	5,84	5,85	5,59	4,81	7,19	7,11	7,35	6,84
1500	1204	336	1166	174	5,86	5,94	5,64	4,87	7,21	7,12	7,33	6,90
1600	1204	336	1167	174	5,91	6,02	5,69	4,92	7,22	7,14	7,32	6,95
1700	1204	336	1167	174	5,97	6,10	5,75	4,97	7,25	7,18	7,33	7,03
1800	1204	336	1167	174	6,04	6,20	5,82	5,02	7,28	7,23	7,36	7,12
1900	1204	336	1167	174	6,13	6,29	5,90	5,07	7,33	7,29	7,41	7,23
2000	1204	336	1167	174	6,22	6,40	6,00	5,12	7,39	7,35	7,46	7,34
2100	1204	336	1167	174	6,32	6,50	6,12	5,16	7,47	7,43	7,51	7,47
2200	1204	336	1167	174	6,43	6,61	6,23	5,23	7,56	7,52	7,58	7,60
2300	1204	336	1167	174	6,54	6,72	6,35	5,29	7,65	7,61	7,65	7,75
2400	1204	336	1167	174	6,66	6,82	6,48	5,36	7,75	7,71	7,75	7,90
2500	1204	336	1167	174	6,78	6,94	6,60	5,44	7,86	7,81	7,85	8,05
2600	1207	336	1167	174	6,91	7,06	6,72	5,53	7,99	7,91	7,95	8,21
2700	1209	336	1168	174	7,03	7,16	6,84	5,62	8,07	8,00	8,05	8,35
2800	1212	337	1168	174	7,12	7,25	6,91	5,70	8,17	8,06	8,13	8,49
2900	1216	337	1168	174	7,19	7,33	6,98	5,79	8,22	8,13	8,19	8,62
3000	1217	337	1168	174	7,27	7,42	7,06	5,88	8,28	8,20	8,25	8,74

Таблица 4.8

Распределение параметров климатического контроля зональной составляющей ветра (U) в пределах высот 0–3000 м над уровнем земли для многолетнего июля для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 GMT по станции Нижний Новгород за период 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений в срок GMT				Среднее значение U , м/с				Стандартное отклонение U , м/с			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	959	297	948	104	-0,12	0,45	0,23	0,38	1,59	1,81	2,00	1,57
50	1014	298	950	104	-0,03	0,52	0,34	0,52	2,10	1,99	2,40	1,62
100	1020	298	955	104	0,08	0,59	0,46	0,64	2,50	2,14	2,72	1,74
150	1023	298	958	107	0,19	0,66	0,55	0,90	2,85	2,31	3,03	2,87
200	1030	299	961	109	0,30	0,74	0,60	1,03	3,21	2,47	3,28	3,02
300	1030	300	961	111	0,46	0,83	0,72	1,53	3,50	2,84	3,62	3,78
400	1033	301	963	113	0,61	0,98	0,84	1,80	3,79	3,26	3,91	4,25
500	1038	302	964	113	0,75	1,05	0,98	1,98	4,11	3,62	4,15	4,43
600	1047	306	969	113	0,89	1,12	1,07	2,15	4,39	4,11	4,35	4,60
700	1047	310	972	117	1,01	1,05	1,19	2,28	4,48	4,57	4,51	4,68
800	1048	310	973	117	1,15	1,13	1,25	2,39	4,59	4,79	4,64	4,82
900	1048	310	974	117	1,28	1,21	1,36	2,50	4,68	4,99	4,78	4,95
1000	1047	310	973	117	1,37	1,29	1,42	2,60	4,75	5,17	4,85	5,08
1100	1049	311	973	117	1,49	1,31	1,47	2,69	4,88	5,42	4,99	5,19
1200	1066	311	987	117	1,62	1,41	1,60	2,76	4,98	5,50	5,08	5,27
1300	1147	312	1073	120	1,84	1,51	1,93	2,83	5,10	5,56	5,29	5,27
1400	1238	312	1160	120	1,84	1,58	1,96	2,89	5,07	5,58	5,25	5,31
1500	1248	312	1170	120	1,87	1,66	1,99	2,96	5,07	5,58	5,22	5,32
1600	1248	311	1170	120	1,94	1,80	2,03	3,03	5,09	5,45	5,21	5,34
1700	1248	311	1170	120	2,00	1,87	2,08	3,09	5,11	5,45	5,21	5,36
1800	1248	311	1172	120	2,04	1,93	2,14	3,16	5,11	5,45	5,23	5,39
1900	1248	311	1172	120	2,09	2,00	2,19	3,22	5,16	5,47	5,25	5,40
2000	1248	311	1172	120	2,15	2,06	2,23	3,30	5,22	5,50	5,29	5,43
2100	1248	311	1172	120	2,20	2,12	2,28	3,36	5,29	5,54	5,33	5,47
2200	1248	311	1172	120	2,27	2,18	2,33	3,43	5,37	5,59	5,38	5,51
2300	1248	311	1172	120	2,33	2,24	2,38	3,49	5,47	5,65	5,45	5,56
2400	1248	311	1172	120	2,40	2,30	2,44	3,56	5,57	5,73	5,53	5,62
2500	1248	311	1172	120	2,47	2,36	2,50	3,62	5,67	5,80	5,62	5,69
2600	1248	311	1172	120	2,54	2,43	2,56	3,68	5,76	5,89	5,71	5,76
2700	1248	311	1172	120	2,62	2,51	2,62	3,75	5,87	5,99	5,81	5,84
2800	1249	311	1173	120	2,70	2,59	2,69	3,81	5,97	6,08	5,91	5,92
2900	1252	310	1177	120	2,79	2,57	2,77	3,86	6,05	6,31	6,00	5,99
3000	1253	310	1182	120	2,85	2,63	2,83	3,91	6,09	6,37	6,04	6,04

Таблица 4.9

Распределение параметров климатического контроля меридиональной составляющей ветра (V) в пределах высот 0–3000 м над уровнем земли для многолетнего января для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 GMT по станции Нижний Новгород за 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений в срок GMT				Среднее значение V, м/с				Стандартное отклонение V, м/с			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	992	312	975	169	0,62	0,70	0,68	0,20	1,88	2,06	1,96	2,10
50	1017	315	993	169	0,94	0,84	0,98	0,28	2,68	2,58	2,72	2,64
100	1040	316	1010	169	1,08	0,76	1,10	0,26	3,34	3,03	3,37	3,09
150	1057	320	1034	169	1,21	0,78	1,27	0,21	3,90	3,62	4,06	3,52
200	1064	321	1042	170	1,28	0,77	1,37	0,23	4,31	4,07	4,54	4,12
300	1070	325	1046	171	1,34	0,92	1,47	0,17	5,12	5,20	5,34	5,16
400	1075	328	1048	171	1,42	1,03	1,46	0,01	5,86	6,12	6,00	5,97
500	1078	329	1051	172	1,38	0,96	1,47	-0,02	6,41	6,61	6,58	6,81
600	1081	332	1051	172	1,34	1,00	1,38	-0,11	6,81	7,13	6,93	7,27
700	1082	332	1053	172	1,26	0,91	1,33	-0,16	7,07	7,40	7,26	7,58
800	1082	332	1053	173	1,19	0,82	1,23	-0,15	7,28	7,65	7,50	7,89
900	1082	332	1053	173	1,12	0,74	1,15	-0,21	7,51	7,89	7,73	8,17
1000	1082	332	1053	174	1,05	0,66	1,09	-0,09	7,73	8,12	7,96	8,78
1100	1093	333	1064	174	0,97	0,58	1,05	-0,17	7,94	8,30	8,15	9,02
1200	1132	335	1102	174	0,86	0,55	0,93	-0,24	8,12	8,43	8,36	9,19
1300	1185	336	1150	174	0,90	0,56	0,93	-0,27	8,24	8,53	8,56	9,31
1400	1202	336	1164	174	0,87	0,55	0,90	-0,31	8,30	8,57	8,57	9,38
1500	1204	336	1166	174	0,84	0,54	0,87	-0,36	8,32	8,62	8,59	9,42
1600	1204	336	1167	174	0,79	0,52	0,84	-0,42	8,36	8,68	8,61	9,46
1700	1204	336	1167	174	0,74	0,49	0,79	-0,47	8,41	8,75	8,64	9,51
1800	1204	336	1167	174	0,68	0,47	0,74	-0,53	8,46	8,83	8,68	9,56
1900	1204	336	1167	174	0,62	0,44	0,69	-0,60	8,53	8,92	8,74	9,61
2000	1204	336	1167	174	0,55	0,41	0,63	-0,68	8,62	9,01	8,81	9,67
2100	1204	336	1167	174	0,48	0,37	0,58	-0,76	8,71	9,12	8,89	9,74
2200	1204	336	1167	174	0,42	0,34	0,52	-0,85	8,81	9,23	8,99	9,81
2300	1204	336	1167	174	0,34	0,31	0,46	-0,96	8,93	9,36	9,10	9,90
2400	1204	336	1167	174	0,28	0,26	0,39	-1,06	9,05	9,49	9,22	10,00
2500	1204	336	1167	174	0,20	0,21	0,32	-1,17	9,18	9,63	9,35	10,10
2600	1207	336	1167	174	0,13	0,15	0,24	-1,27	9,31	9,77	9,49	10,22
2700	1209	336	1168	174	0,05	0,12	0,17	-1,35	9,45	9,90	9,63	10,34
2800	1212	337	1168	174	-0,03	0,10	0,11	-1,39	9,58	9,99	9,73	10,42
2900	1216	337	1168	174	-0,05	0,08	0,09	-1,43	9,66	10,06	9,80	10,51
3000	1217	337	1168	174	-0,08	0,06	0,06	-1,47	9,75	10,14	9,87	10,60

Таблица 4.10

Распределение параметров климатического контроля меридиональной составляющей ветра (V) в пределах высот 0–3000 м над уровнем земли для многолетнего июля для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 GMT по станции Нижний Новгород за 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений в срок GMT				Среднее значение V , м/с				Стандартное отклонение V , м/с			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	959	297	948	104	-0,18	-0,32	-0,43	-0,63	1,22	1,59	2,04	1,61
50	1014	298	950	104	-0,19	-0,40	-0,47	-0,72	1,79	1,86	2,45	1,78
100	1020	298	955	104	-0,25	-0,43	-0,50	-0,81	2,28	2,05	2,82	2,02
150	1023	298	958	107	-0,30	-0,46	-0,52	-0,82	2,71	2,28	3,16	2,52
200	1030	299	961	109	-0,32	-0,50	-0,53	-0,88	3,15	2,64	3,45	3,43
300	1030	300	961	111	-0,38	-0,52	-0,53	-0,76	3,66	3,17	3,82	4,34
400	1033	301	963	113	-0,42	-0,58	-0,51	-0,92	4,13	3,61	4,16	5,22
500	1038	302	964	113	-0,46	-0,58	-0,48	-1,03	4,52	4,07	4,44	5,54
600	1047	306	969	113	-0,45	-0,61	-0,42	-1,10	4,85	4,63	4,75	5,79
700	1047	310	972	117	-0,44	-0,52	-0,34	-1,10	4,99	5,08	4,95	5,96
800	1048	310	973	117	-0,44	-0,54	-0,29	-1,18	5,09	5,37	5,08	6,11
900	1048	310	974	117	-0,45	-0,55	-0,25	-1,24	5,18	5,64	5,21	6,24
1000	1047	310	973	117	-0,45	-0,55	-0,18	-1,30	5,28	5,90	5,32	6,37
1100	1049	311	973	117	-0,48	-0,54	-0,16	-1,35	5,42	6,13	5,41	6,48
1200	1066	311	987	117	-0,46	-0,50	-0,11	-1,40	5,54	6,34	5,60	6,57
1300	1147	312	1073	120	-0,49	-0,46	-0,16	-1,35	5,71	6,47	5,85	6,71
1400	1238	312	1160	120	-0,48	-0,42	-0,14	-1,35	5,73	6,54	5,88	6,74
1500	1248	312	1170	120	-0,44	-0,38	-0,10	-1,34	5,75	6,57	5,90	6,76
1600	1248	311	1170	120	-0,40	-0,35	-0,07	-1,32	5,79	6,60	5,93	6,76
1700	1248	311	1170	120	-0,37	-0,30	-0,04	-1,29	5,85	6,62	5,97	6,77
1800	1248	311	1172	120	-0,34	-0,25	-0,05	-1,26	5,91	6,64	6,10	6,78
1900	1204	336	1167	174	0,62	0,44	0,69	-0,60	8,53	8,92	8,74	9,61
2000	1204	336	1167	174	0,55	0,41	0,63	-0,68	8,62	9,01	8,81	9,67
2100	1204	336	1167	174	0,48	0,37	0,58	-0,76	8,71	9,12	8,89	9,74
2200	1204	336	1167	174	0,42	0,34	0,52	-0,85	8,81	9,23	8,99	9,81
2300	1204	336	1167	174	0,34	0,31	0,46	-0,96	8,93	9,36	9,10	9,90
2400	1204	336	1167	174	0,28	0,26	0,39	-1,06	9,05	9,49	9,22	10,00
2500	1204	336	1167	174	0,20	0,21	0,32	-1,17	9,18	9,63	9,35	10,10
2600	1207	336	1167	174	0,13	0,15	0,24	-1,27	9,31	9,77	9,49	10,22
2700	1209	336	1168	174	0,05	0,12	0,17	-1,35	9,45	9,90	9,63	10,34
2800	1212	337	1168	174	-0,03	0,10	0,11	-1,39	9,58	9,99	9,73	10,42
2900	1216	337	1168	174	-0,05	0,08	0,09	-1,43	9,66	10,06	9,80	10,51
3000	1217	337	1168	174	-0,08	0,06	0,06	-1,47	9,75	10,14	9,87	10,60

Таблица 4.11

Распределение параметров климатического контроля относительной влажности (R) в пределах высот 0–3000 м над уровнем земли для многолетнего января для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 GMT по станции Нижний Новгород за 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений в срок GMT				Среднее значение R , %				Стандартное отклонение R , %			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	1180	331	1131	171	84,05	86,53	81,05	83,98	8,98	7,79	10,07	8,39
50	1189	335	1135	171	84,02	86,02	81,38	83,78	9,20	7,91	10,09	8,35
100	1187	335	1133	170	84,10	85,76	81,62	83,83	9,28	8,02	10,19	8,14
150	1185	335	1134	170	84,04	85,48	81,73	83,73	9,56	8,25	10,55	8,25
200	1185	335	1135	170	83,91	85,19	81,84	83,57	9,98	8,58	10,91	8,44
300	1191	336	1139	170	83,34	84,43	81,80	83,29	11,51	9,72	11,95	9,01
400	1199	335	1143	170	82,62	83,82	81,43	82,97	13,09	10,65	13,29	9,78
500	1205	334	1146	170	81,61	83,21	80,77	82,60	14,73	11,53	14,70	10,59
600	1209	335	1153	172	80,47	82,31	79,65	81,70	16,25	12,90	16,46	12,17
700	1214	336	1155	172	79,26	81,28	78,53	81,13	17,63	14,29	17,95	12,98
800	1214	336	1158	172	78,06	80,18	77,49	80,47	18,75	15,71	18,96	13,83
900	1215	336	1160	173	76,86	79,26	76,37	79,32	19,76	16,68	19,89	15,34
1000	1216	335	1160	173	75,72	78,44	75,27	78,29	20,67	17,50	20,71	16,25
1100	1216	335	1160	173	74,57	77,61	74,19	77,20	21,45	18,34	21,40	17,21
1200	1218	335	1160	173	73,37	76,76	73,10	76,09	22,16	19,07	22,02	18,28
1300	1220	336	1163	173	72,28	75,86	72,03	75,07	22,72	19,68	22,51	19,05
1400	1220	336	1164	173	71,18	74,96	70,90	74,15	23,32	20,29	23,00	19,48
1500	1220	336	1164	173	70,14	74,11	69,80	73,24	23,81	20,69	23,48	19,89
1600	1220	336	1164	173	69,11	73,24	68,71	72,30	24,16	21,05	23,92	20,33
1700	1220	337	1164	173	68,13	72,43	67,67	71,43	24,47	21,40	24,35	20,86
1800	1220	337	1164	173	67,26	71,53	66,62	70,59	24,69	21,71	24,67	21,40
1900	1220	337	1164	173	66,45	70,72	65,66	69,76	24,82	21,96	24,91	21,86
2000	1220	337	1165	173	65,70	70,02	64,75	68,97	24,90	22,15	25,02	22,27
2100	1221	337	1165	173	65,01	69,34	63,91	68,22	24,97	22,41	25,06	22,59
2200	1221	337	1165	173	64,37	68,71	63,18	67,40	25,03	22,72	25,02	22,90
2300	1221	337	1165	173	63,73	68,12	62,58	66,54	25,06	22,89	25,01	23,29
2400	1221	337	1165	173	63,13	67,44	62,01	65,73	25,12	23,02	25,03	23,70
2500	1221	337	1165	173	62,65	66,91	61,50	65,00	25,16	23,21	25,03	24,06
2600	1221	337	1165	173	62,26	66,30	60,98	64,42	25,20	23,43	24,98	24,32
2700	1220	337	1163	173	61,87	65,76	60,46	63,84	25,19	23,59	24,96	24,37
2800	1218	336	1162	173	61,46	65,36	59,93	63,23	25,13	23,64	24,92	24,42
2900	1218	336	1162	173	61,05	64,85	59,48	62,78	25,06	23,63	24,93	24,41
3000	1218	336	1162	173	60,59	64,32	59,09	62,38	24,97	23,62	24,95	24,30

Таблица 4.12

Распределение параметров климатического контроля относительной влажности (R) в пределах высот 0–3000 м над уровнем земли для многолетнего июля для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 GMT по станции Нижний Новгород за период 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений в срок GMT				Среднее значение R , %				Стандартное отклонение R , %			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	1153	304	1139	113	82,94	73,16	57,00	72,51	9,90	12,86	16,35	13,02
50	1211	306	1142	117	80,69	73,10	56,97	71,95	10,67	12,83	16,34	12,82
100	1213	306	1142	117	78,60	72,97	57,29	71,65	11,72	12,79	16,31	12,49
150	1214	306	1142	117	76,64	72,84	57,69	71,50	12,80	12,77	16,25	12,26
200	1215	306	1142	117	75,04	72,70	58,15	71,34	13,74	12,79	16,19	12,09
300	1218	306	1143	117	72,98	72,42	59,16	71,23	14,76	13,00	16,06	12,03
400	1219	306	1143	117	71,85	72,20	60,33	71,37	15,12	13,28	15,96	12,02
500	1219	306	1143	117	71,32	72,02	61,48	71,72	15,20	13,52	15,93	11,81
600	1219	306	1143	117	71,12	71,88	62,58	72,21	15,08	13,69	15,80	11,53
700	1220	307	1143	117	71,16	71,63	63,79	72,77	14,93	13,89	15,52	11,27
800	1220	307	1143	117	71,46	71,56	64,91	73,48	14,60	13,75	15,22	10,97
900	1220	307	1143	117	71,89	71,50	66,06	74,15	14,23	13,63	14,90	10,74
1000	1220	307	1143	117	72,40	71,46	67,19	74,79	13,92	13,56	14,59	10,55
1100	1220	307	1143	117	72,89	71,40	68,26	75,39	13,76	13,64	14,32	10,44
1200	1220	307	1143	117	73,28	71,33	69,24	75,90	13,78	13,94	14,16	10,38
1300	1221	307	1143	118	73,57	71,22	70,10	76,19	13,94	14,31	14,06	10,29
1400	1223	307	1150	118	73,70	71,07	70,72	76,41	14,09	14,64	14,09	10,23
1500	1223	307	1150	118	73,78	70,91	71,10	76,49	14,35	14,96	14,45	10,21
1600	1223	307	1149	118	73,81	70,71	71,44	76,44	14,67	15,25	14,77	10,29
1700	1223	307	1149	118	73,76	70,50	71,56	76,42	15,07	15,50	15,27	10,48
1800	1223	307	1149	118	73,65	70,20	71,50	76,36	15,53	15,81	15,81	10,82
1900	1223	307	1150	118	73,45	69,82	71,22	76,21	15,97	16,24	16,46	11,22
2000	1223	307	1150	118	73,14	69,35	70,88	75,83	16,45	16,83	17,05	11,90
2100	1223	307	1150	118	72,76	68,93	70,44	75,47	17,00	17,44	17,62	12,80
2200	1223	307	1150	118	72,13	68,54	69,77	75,03	17,67	18,03	18,33	13,80
2300	1223	307	1150	118	71,50	68,14	69,03	74,59	18,38	18,65	19,00	14,60
2400	1223	307	1150	118	70,79	67,61	68,11	74,14	19,13	19,21	19,70	15,26
2500	1223	307	1150	118	70,10	67,31	67,28	73,68	19,84	19,53	20,38	15,84
2600	1223	307	1150	118	69,39	66,93	66,37	73,13	20,49	20,06	21,10	16,49
2700	1223	307	1150	118	68,68	66,63	65,53	72,50	21,04	20,50	21,79	17,13
2800	1222	307	1150	118	67,97	66,22	64,87	71,90	21,55	20,90	22,33	17,85
2900	1221	307	1150	118	67,21	65,79	64,17	71,46	22,00	21,27	22,64	18,58
3000	1221	307	1149	118	66,43	65,23	63,37	70,76	22,39	21,60	22,91	19,00

МЕТОДЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ С ЦЕЛЬЮ УЛУЧШЕНИЯ ПРОГНОЗА

Представление метеорологических полей как реализаций случайных полей и учет их статистических характеристик является традиционным в методах обработки метеорологической информации: контроля и интерполяции данных наблюдений в узлы правильной сетки. Этот подход, как правило, основан на оптимальной интерполяции (ОИ). Два ключевых фактора являются определяющими для ОИ-методов: алгоритм выбора влияющих (на узел сетки или на какую-то другую станцию) станций и наиболее адекватная оценка статистической структуры интерполируемых полей, включая корреляционные функции (КФ) [16, 51, 52, 151].

В первых схемах ОИ использовались простейшие аналитически заданные корреляционные функции, как правило общие для всех уровней, а экспериментальные данные использовались для подбора числовых одно-двух параметров (например радиуса корреляции) в соответствующей формуле. Важный аспект задачи: что выбирать в качестве поля первого приближения. В первых оперативных схемах ОИ использовались климатические поля (средние за сезон или месяц). Затем начали использоваться поля оперативного прогноза на момент измерений, и это привело к улучшению качества интерполяции [16, 31].

Постепенно, с накоплением метеорологических архивов, увеличением мощности компьютеров и повышением требований к детальности и точности ОИ, детализировалась и уточнялась структура корреляционных функций, [16, 67, 151, 155, 166].

При этом стала актуальной проблема положительной определенности оценок корреляционных функций. Дело в том, что корреляционные функции в соответствии с определением являются неотрицательно определенными, т. е. если рассмотреть линейный самосопряженный интегральный оператор с ядром – корреляционной функцией, то спектр такого оператора должен быть вещественным и неотрицательным. Если речь идет не о случайном поле, а о векторной случайной величине, то соответствующая корреляционная матрица должна быть неотрицательно определенной [16].

Поскольку корреляционные функции играют весьма значительную роль при оптимальной интерполяции, то стремление использовать максимально «точные» корреляционные функции с неизбежностью приводит к оценкам этих функций по «реальным» наблюдениям. Если же вместо «истинных» корреляционных функций рассматриваются их оценки по конечному числу наблюдений, то свойство неотрицательной определенности часто утрачивается из-за неравномерности распределения наблюдений по атмосфере. Что касается спектра «истинных» корреляционных функций, то он, как

правило, имеет ноль в качестве предельной точки, и поэтому даже сравнительно слабые искажения при практическом оценивании приводят к тому, что одно или несколько собственных чисел переходят в область отрицательных значений (симметричность матрицы или ядра интегрального оператора при любом «непатологическом» алгоритме имеет место, а, следовательно, вещественность спектра оценок корреляционных функций сохраняется и при неполных данных). Это в свою очередь приводит к тому, что системы линейных алгебраических уравнений, возникающие при ОИ, могут оказаться вырожденными или плохо обусловленными, а, следовательно, результат ОИ – некорректным [16] (подробнее см. [45, 52, 151]).

В [51] (см. также [52, 151]) был предложен метод оптимальной «регуляризации» оценок корреляционных матриц – введения наименьших поправок в оценки так, чтобы обеспечить положительную определенность и, более того, обусловленность не хуже данной. Затем этот метод был обобщен на случай корреляционных функций [20, 51, 121, 123, 151]. В этих работах метод отрабатывался и применялся для варианта, когда в качестве поля первого приближения использовался климат (для данного месяца) [16].

В 2000 г. проводились работы по исследованиям корреляционных функций для случая полей первого приближения, используемых в то время в Гидрометцентре России [33]. Использовался четырехлетний (1998–2001 гг.) пополняемый архив поля первого приближения и наблюдений. Иногда (из-за технологических сбоев) в качестве полей первого приближения используются не поля прогноза на 12 часов, а прогнозы с большей заблаговременностью. Архивировались именно те поля, которые использовались в ГМЦ для оперативного объективного анализа в данный срок. Предполагалось, что именно таким образом полученные корреляционные функции надлежит использовать для оперативной ОИ [16, 30, 31, 33, 52, 151].

В разделе 5.1 основное внимание уделяется не корреляционной структуре, а систематическим расхождениям между полем первого приближения и данными наблюдений и их изменчивости. Проведены оценки трехмерных полей систематических смещений и дисперсий отклонений полей прогноза от данных аэрологического зондирования. Описана разработанная процедура вариационного согласования вертикальных профилей геопотенциала и температуры в смысле гидростатики. Показано, что соответствующие поправки в поля первого приближения в объективном анализе приводят к улучшению объективного анализа геопотенциала [16].

В разделе 5.2 описываются метод и результаты оценок пространственных трехмерных авто- и кросскорреляционных функций (КФ) основных аэрологических полей (геопотенциал, температура и ветер) для свободной атмосферы от 1000 до 10 гПа по данным глобального массива радиозондовых данных. Поля предполагаются однородными и изотропными по горизонтальным переменным в рамках широтных зон. Метод обеспечивает положительную определенность полученных КФ и их взаимную согласованность. Анализируется структура ошибок аэрологических наблюдений.

В разделе 5.3 проведены оценки горизонтальной анизотропии трехмерных корреляционных функций геопотенциала, температуры и ветра.

Наибольшая анизотропия наблюдается в тропической зоне на уровне тропопавузы и выше. Причем для геопотенциала, температуры и продольного компонента ветра изолинии автокорреляционных функций, как правило, удлиняются вдоль параллелей и сжимаются вдоль меридианов, а нормальный компонент ветра практически изотропен, хотя этот компонент намного сильнее коррелирует с геопотенциальной высотой и температурой. Также построены поля направлений наибольшей горизонтальной корреляции в зависимости от широты и высоты. Возможно, эти эффекты являются следствием нелинейных резонансных волн в атмосфере Земли.

5.1. Статистические характеристики прогностических метеорологических полей и их использование для объективного анализа

Приведение фактических значений геопотенциала и температуры на изобарических поверхностях к виду, удовлетворяющему уравнению гидростатики [16]. Если значения геопотенциальной высоты H_i , $i = 1, \dots, 15$ на стандартных изобарических поверхностях $P_i = \{925, 850, \dots, 20, 10 \text{ гПа}\}$ аппроксимировать интерполяционным кубическим сплайном $H(\xi)$ (см. [52, 151]), где

$$\xi = -\frac{R}{g} \cdot \ln P, \quad (5.1)$$

то из требования выполнения уравнения гидростатики атмосферы, которое в этом случае может быть записано в форме

$$\frac{dH}{d\xi} = T, \quad (5.2)$$

следует необходимость выполнения соотношений

$$\frac{3H_{i-1}}{h_{i-1}^2} - \frac{3H_i}{h_{i-1}^2} + \frac{3H_i}{h_i^2} - \frac{3H_{i+1}}{h_i^2} + \frac{T_{i-1}}{h_{i-1}} + \frac{2T_i}{h_{i-1}} + \frac{2T_i}{h_i} + \frac{T_{i+1}}{h_i} = 0, \quad i = 2, \dots, 14, \quad (5.3)$$

где

$$h_i = \xi_{i+1} - \xi_i, \quad i = 1, \dots, 14. \quad (5.4)$$

Возможна другая версия (см. [84]). К соотношениям (5.3) могут быть добавлены соотношения

$$\begin{aligned} \frac{3 \cdot H_1}{h_1} - \frac{3 \cdot H_2}{h_1} + 2 \cdot T_1 + T_2 &= 0, \\ \frac{3 \cdot H_{14}}{h_{14}} - \frac{3 \cdot H_{15}}{h_{14}} + T_{14} + 2 \cdot T_{15} &= 0, \end{aligned} \quad (5.5)$$

обеспечивающие граничные условия для сплайна, состоящие в приравнивании к нулю вторых производных в конечных точках интервала (P_{925} , P_{10}).

Третья версия состояла в использовании соотношений

$$\frac{H_{i+1} - H_i}{h_i} = \frac{T_{i+1} + T_i}{2},$$

т. е. разностных аппроксимаций второго порядка уравнения (5.2). В численных экспериментах на реальных данных качество второй версии мало отличается от качества первой, а качество третьей – ниже.

В матричном виде соотношения (5.3) и (5.5) могут быть записаны как

$$\mathbf{A} \cdot \vec{Z} = \vec{0}, \quad (5.6)$$

где коэффициенты матрицы $\mathbf{A}$, размерности 30×15 определяются по (5.3) и (5.5), а вектор $\vec{Z} = \{H_i, T_i, i = 1, \dots, 15\}$.

Будем искать новые значения $\{H_i, T_i, i = 1, \dots, 15\}$ как решение, обеспечивающее минимум функционала

$$\left(\mathbf{B} \cdot (\vec{Z} - \vec{\tilde{Z}}), (\vec{Z} - \vec{\tilde{Z}}) \right) \rightarrow \min_{\vec{Z}} \quad (5.7)$$

с ограничениями (5.6). Здесь $\vec{\tilde{Z}}$ – исходный вектор, состоящий из наблюдаемых значений $H_i, T_i, i = 1, \dots, 15$, а $\mathbf{B}$ – диагональная матрица с коэффициентами

$$\begin{cases} b_i = \frac{1}{\sigma_{H_i}^2}, \\ b_{i+15} = \frac{1}{\sigma_{T_i}^2}, \quad i = 1, \dots, 15 \end{cases} \quad (5.8)$$

с ограничениями (5.6).

Тогда, воспользовавшись методом множителей Лагранжа, получаем линейные уравнения

$$\mathbf{B} \cdot (\vec{Z} - \vec{\tilde{Z}}) + \mathbf{A}^t \cdot \vec{\Lambda} = \vec{0}, \quad (5.9)$$

откуда

$$\vec{Z} = \vec{\tilde{Z}} - \mathbf{B}^{-1} \cdot \mathbf{A}^t \cdot \vec{\Lambda}, \quad (5.10)$$

где t – знак транспонирования.

Подставляя (5.10) в (5.6), получаем

$$\vec{\Lambda} = \left(\mathbf{A} \cdot \mathbf{B}^{-1} \cdot \mathbf{A}^t \right)^{-1} \cdot \mathbf{A} \cdot \vec{\tilde{Z}}. \quad (5.11)$$

И, наконец, подставляя (5.11) в (5.9), получаем

$$\vec{Z} = \mathbf{B}^{-1} \cdot \left[\mathbf{B} - \mathbf{A}^t \cdot \left(\mathbf{A} \cdot \mathbf{B}^{-1} \cdot \mathbf{A}^t \right)^{-1} \cdot \mathbf{A} \right] \cdot \vec{\tilde{Z}}. \quad (5.12)$$

Далее эта процедура применялась к полям первого приближения геопотенциала и температуры после введения статистических поправок в эти поля.

Смещения, дисперсии и корреляционные функции метеорологических полей [16]. Как отмечалось выше, ранее проводились работы по исследованию корреляционных функций для случая полей первого приближения, используемых в Гидрометцентре России [33] с использованием четырехлетнего (1998–2001 гг.) пополняемого архива полей первого приближения и наблюдений. Иногда (из-за технологических сбоев) в качестве поля первого приближения использовались не поля прогноза на 12 часов, а прогнозы с большей заблаговременностью. Архивировались именно те поля, которые использовались в ГМЦ для оперативного объективного анализа в данный срок. Предполагалось, что для оперативной ОИ надо использовать корреляционные функции, полученные именно так [16, 30, 31, 33, 48, 151].

В данном разделе основное внимание уделяется не корреляционной структуре, а систематическим расхождениям между полем первого приближения и данными наблюдений и их изменчивости.

В отличие от [121], здесь не производится разделение данных по месяцам, поскольку 4-летний архив в таком случае оказывается явно недостаточным для содержательных статистических оценок, и поскольку мы предполагаем, что поля прогноза достаточно адекватно описывают сезонный ход метеополей, и отклонения от них можно с определенной долей погрешности считать однородными [16].

При изучении данного архива оказалось, что отклонения наблюдений от поля первого приближения (как правило, это прогноз) имеют в некоторых случаях систематический характер, а дисперсия весьма изменчива по пространственным переменным. Некоторые из таких явлений объяснить в [16] не смогли, однако их обсуждение целесообразно.

Заметные смещения, т.е. систематические отклонения полей прогноза от данных наблюдений, привели авторов [16] к выводу о том, что учет таких систематических отклонений в поле первого приближения может улучшить качество объективного анализа ОА.

Заметим, что в качестве полей первого приближения для Северного полушария в [16] используются прогностические поля, получаемые из Метеослужбы Великобритании (Брэкнелл). Поскольку необходимые поля имеются не на всех изобарических поверхностях, на недостающие производится интерполяция или экстраполяция [33]. Наличие (как правило) в базе данных Гидрометцентра России прогностических полей с заблаговременностью 12 часов, получаемых из Брэкнелла, следующее [16]:

Изобарическая поверхность, гПа	1000	850	700	500	400	300	250	200	150	100	50
Геопотенциал	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Температура	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Ветер	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Относительная влажность	+	+	+	+							

Для Южного полушария в качестве полей первого приближения использовались поля прогноза на 12 часов по модели СМ-12 Гидрометцентра России. По данным архива за 1998–2001 гг. (пропуски были весьма

незначительны), в [16] оценили средние и среднеквадратические отклонения поля первого приближения от данных наблюдений, произведя за каждый срок наблюдения обратную интерполяцию из прогностической сетки $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ в сферической системе координат на точки аэрологических станций (табл. 5.1, рис. 5.1 и 5.2). (По причине экономии места ниже приводятся рисунки лишь для избранных величин для поверхности 500 гПа.) В частности, области больших смещений на близких изобарических поверхностях довольно близки между собой. Данные на поверхности 1000 гПа далее не используются, так как этот уровень часто расположен ниже уровня земли, т.е. данные фактически получаются экстраполяцией, и вблизи уровня земли пространственно мелкомасштабные процессы существенно активнее, чем в свободной атмосфере [20].

Хорошо известно, что и поля средних, и дисперсии существенно различны для различных географических районов, и тем более для разных изобарических поверхностей, когда речь идет об отклонениях от средних климатических значений [16, 20, 31, 45]. Однако для нас явились неожиданностью и заметные средние (систематические) отклонения поля первого приближения (т.е. прогноза) и геопотенциала, и ветра (и особенно влажности) от данных наблюдений, и сильная зависимость от географических районов и этих отклонений, и дисперсий.

Таблица 5.1

Осредненные по земному шару средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) разности между полем первого приближения и фактическими полями метеорологических величин за 1998–2001 гг. для разных изобарических поверхностей (H – геопотенциал, T – температура, U и V – зональная и меридиональная составляющие скорости ветра, D – дефицит точки росы, R – относительная влажность)

P , гПа	H , м		T , °C		U		V		D , °C		R , %	
					м/с							
10	-18,4	151,3	-1,2	4,6	-1,2	10,0	0,1	6,6	-	-	-	-
20	14,3	113,8	-1,1	4,4	-2,5	7,6	-0,1	5,4	-	-	-	-
30	28,2	74,5	-1,4	4,5	-2,5	5,3	-0,1	4,1	-	-	-	-
50	43,3	38,0	2,2	2,8	-0,1	4,2	0,0	4,0	-	-	-	-
70	19,1	32,0	1,0	2,0	0,1	3,9	0,0	4,0	-	-	-	-
100	19,0	29,7	-0,2	1,8	0,4	3,5	0,1	3,8	-	-	-	-
150	12,0	24,5	0,2	1,4	0,4	3,5	0,2	3,9	-	-	-	-
200	11,3	21,4	-0,1	1,5	0,3	3,8	0,1	4,3	-	-	-	-
250	10,9	20,8	-0,1	1,3	0,2	4,3	0,1	4,9	-	-	-	-
300	10,1	20,4	0,1	1,2	0,1	4,5	0,1	4,9	-	-	-	-
400	6,1	17,8	0,4	1,1	0,0	4,1	0,1	4,5	5,0	7,7	-18,7	23,0
500	3,7	16,0	0,3	1,1	0,0	3,5	0,0	3,9	4,6	7,9	-15,6	22,8
700	2,4	14,1	-0,2	2,0	0,0	3,2	-0,1	3,0	2,3	6,8	-8,4	21,1
850	6,0	19,0	-0,4	1,9	-0,1	3,5	-0,3	3,3	1,2	4,6	-6,1	19,2
925	9,4	22,4	-1,6	2,1	-0,3	4,0	-0,4	3,7	1,2	3,9	-6,3	17,6

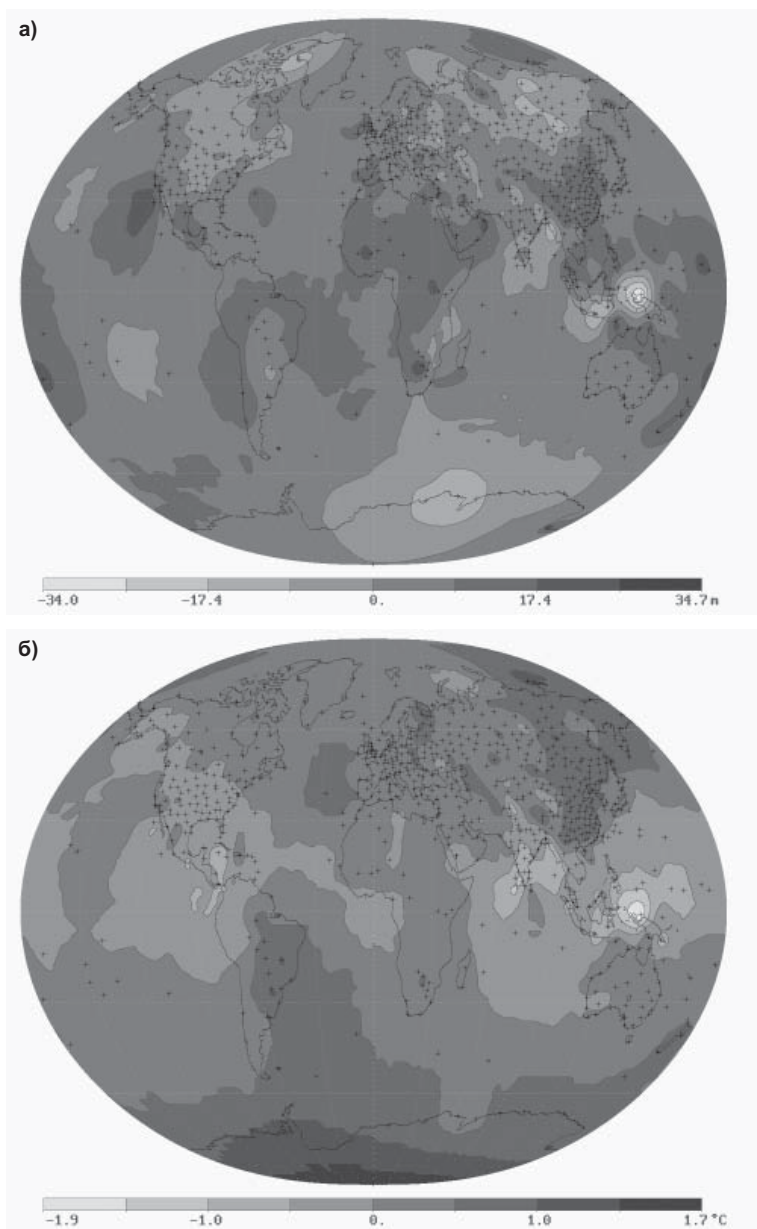


Рис. 5.1. Распределение систематических смещений прогностических полей геопотенциала (а), температуры воздуха (б) на изобарической поверхности 500 гПа. Осреднение за 1998–2001 гг. [16]

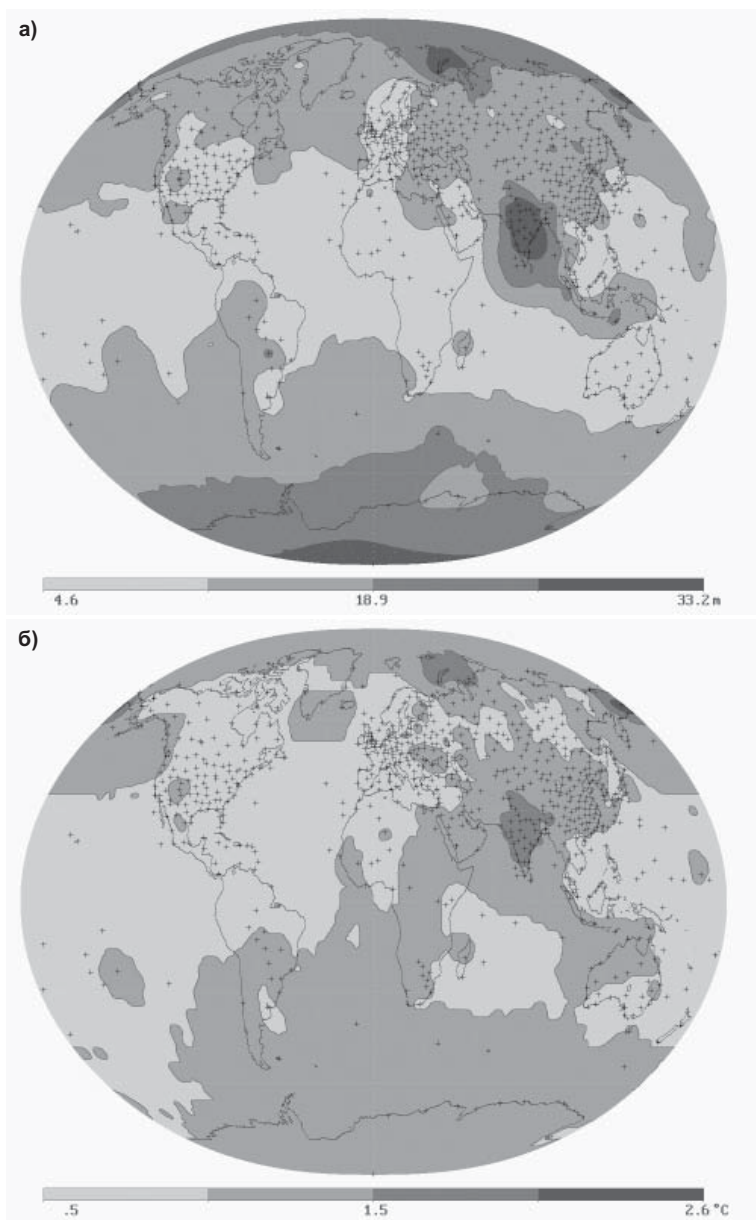


Рис. 5.2. Распределение среднеквадратической разности прогностических значений и результатов наблюдений геопотенциала (а) и температуры воздуха (б) на изобарической поверхности 500 гПа. Осреднение за 1998–2001 гг. [16]

В качестве возможного объяснения предлагается следующее [16]:

1. Имеются физические процессы (неадиабатические, мелкомасштабные), которые плохо описываются наилучшими современными прогностическими схемами. И там, где эти процессы интенсивнее, там и ошибки прогностической схемы, в том числе и систематические, больше.

2. Имеются районы с систематическими ошибками наблюдательной сети (например, если в какой-то стране используются температурные датчики, имеющие систематическое смещение, по сравнению с датчиками других стран).

3. В прогностической модели, включающей схему усвоения данных, используются не только данные зондирования с помощью радиозондов, но и данные с других платформ, в первую очередь спутниковых, которые могут иметь систематическое смещение относительно данных радиозондов.

Вклад первого фактора представляется нам наиболее значительным.

В полях систематических смещений возможен как тренд (в результате изменений, вносимых в прогностическую модель), так и годовой ход – какие-то метеорологические явления (частота которых может иметь годовой ход) прогностическая модель описывает лучше, а какие-то – хуже. Поэтому мы оценили смещения (табл. 5.2, рис. 5.3 и 5.4) за существенно более короткий период $D_{12,01}$ (здесь и далее первый индекс означает месяц, а второй – год) и их среднеквадратические отклонения (рис. 5.4) и провели эксперименты, имеющие целью выделить такие поля поправок к прогностическим полям, которые бы на последующих данных, еще не вошедших в архив для осреднения, приводили бы к наисильнейшему уменьшению смещений и дисперсий.

Таблица 5.2

Осредненные по земному шару средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) разности между полем первого приближения и фактическими полями метеорологических величин за декабрь 2001 г. для разных изобарических поверхностей (H – геопотенциал, T – температура, U и V – зональная и меридиональная составляющие скорости ветра, D – дефицит точки росы, R – относительная влажность)

P , гПа	H , м		T , °C		U		V		D , °C		R , %	
					м/с							
10	-3,9	71,1	-1,9	2,4	1,2	5,8	-0,2	5,4	-	-	-	-
20	32,0	41,5	-1,2	1,9	1,1	4,1	0,0	4,2	-	-	-	-
30	41,9	33,1	-1,2	1,7	-0,4	3,2	-0,1	4,0	-	-	-	-
50	46,7	21,2	2,1	1,5	-0,9	4,2	0,3	3,8	-	-	-	-
70	17,6	20,3	1,0	1,2	-0,6	3,9	0,3	3,5	-	-	-	-
100	14,3	16,9	0,3	1,0	0,5	3,5	0,2	3,2	-	-	-	-
150	6,2	13,5	0,1	1,0	0,1	3,5	0,2	3,2	-	-	-	-
200	6,1	12,9	-0,3	1,1	0,0	3,8	0,2	3,3	-	-	-	-
250	7,4	13,8	-0,3	0,9	-0,1	3,4	0,1	4,0	-	-	-	-
300	7,5	13,9	0,1	0,9	-0,2	3,3	0,1	4,0	-	-	-	-
400	3,4	11,6	0,6	0,9	-0,2	3,0	0,2	3,7	5,1	6,3	-21,2	19,3
500	0,4	10,6	0,4	0,8	0,0	2,5	0,2	3,0	4,8	6,1	-18,5	18,9
700	-2,1	8,9	0,3	1,0	0,0	2,7	0,0	2,5	3,2	5,3	-11,7	17,8
850	0,4	9,5	-0,8	1,5	-0,2	2,9	0,1	2,6	1,7	3,5	-7,9	14,6
925	4,3	10,6	-2,1	1,8	-0,2	2,9	0,0	2,9	1,7	3,2	-8,5	13,1

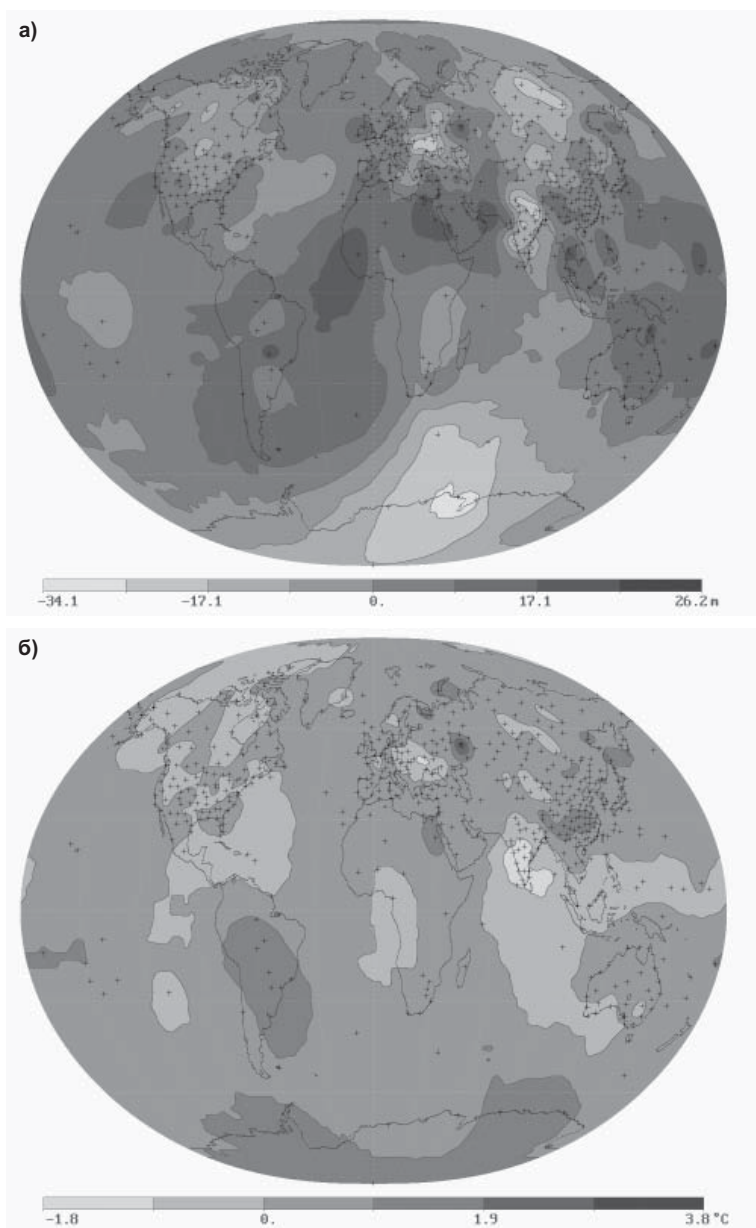


Рис. 5.3. Распределение систематического смещения $D_{12,01}$ прогностических полей геопотенциала (а) и температуры воздуха (б) на изобарической поверхности 500 гПа. Осреднение за декабрь 2001 г. [16]

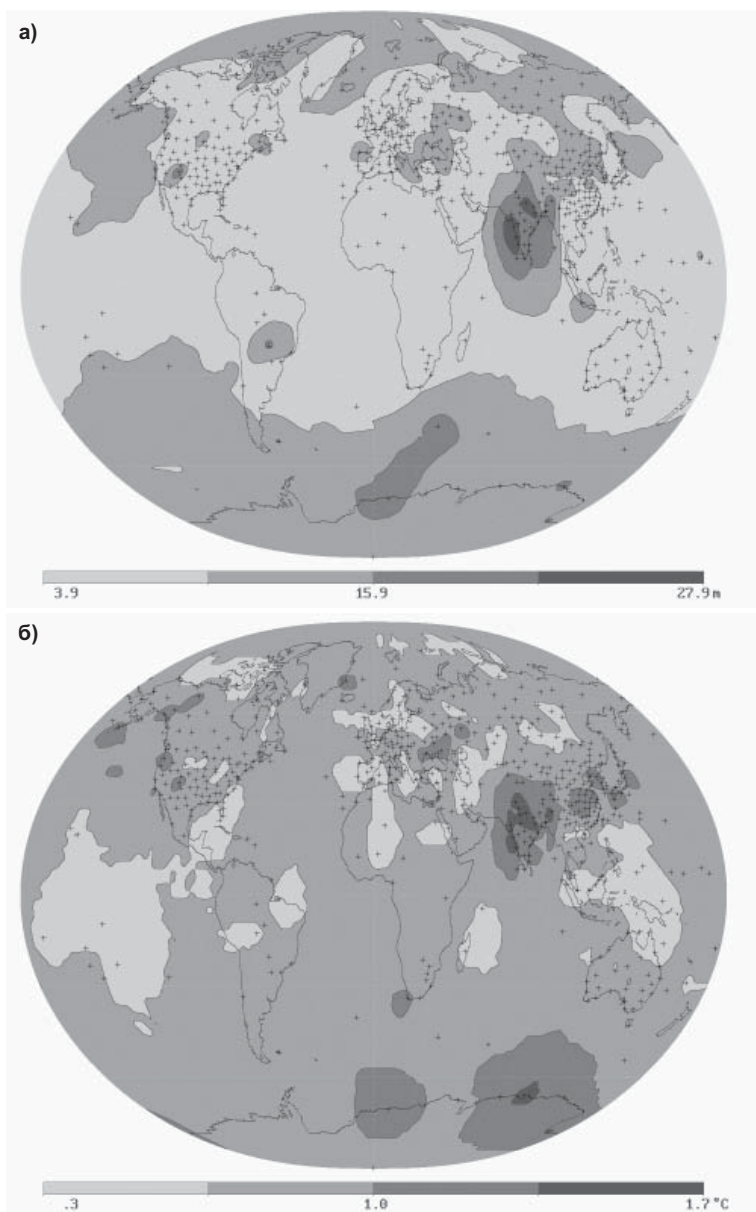


Рис. 5.4. Распределение среднеквадратической разности $SD_{12,01}$ прогностических и фактических значений геопотенциала (а) и температуры воздуха (б) на изобарической поверхности 500 гПа. Осреднение за декабрь 2001 г. [16]

Сравнивая данные табл. 5.1 и 5.2, а также рис. 5.1 и 5.3, отметим, что смещения $D_{12,01}$, как правило, больше по амплитуде, поскольку при усреднении по большому ансамблю происходит большее сглаживание. В целом география экстремальных поправок сохраняется, что подчеркивает их систематический характер и возможность устранения в будущем.

Аналогичное сравнение рис. 5.2 и 5.4 показывает, что поля $SD_{12,01}$ меньше по амплитуде – смещения $D_{12,01}$ лучше описывают ситуацию данного месяца, нежели усредненные по 4-летнему архиву. Как и для данных рис. 5.1 и 5.3, география экстремальных поправок сохраняется.

На практике нам не известны среднемесячные поля в текущем месяце. Для введения статистических поправок в поля первого приближения можно было бы использовать поправки за этот месяц прошлого года. Но приходится учитывать, что использование небольшого архива приводит к недостаточной статистической обеспеченности оценок, а возможные изменения в прогностической модели приведут к резкому изменению в поля первого приближения. В качестве такого поля поправок предлагается «нечто среднее». Были проведены следующие эксперименты, результаты которых удовлетворительные.

В качестве примера рассматривались «прогностические» поправки $DF_{12,01}$ на декабрь 2001 г., вычисленные по формуле

$$DF_{12,01} = (D_{12,00} + D_{1,01} + D_{11,01})/3.$$

Статистические параметры этих поправок приведены в табл. 5.3, а результат внесения этих поправок (а точнее – исключения «прогнозируемых» таким образом отклонений в поля первого приближения от наблюдаемых значений) для декабря 2001 г. показан в табл. 5.4 и на рис. 5.5.

Мы видим, сравнивая со смещениями, приведенными на рис. 5.1 и 5.3, что исправленные поля первого приближения в среднем намного меньше смещены относительно данных наблюдений. Но это смещение не равно нулю, поскольку поля $DF_{12,01}$ и $D_{12,01}$ не идентичны.

В то же время, поскольку мы используем постоянное поле коррекций для поля первого приближения в течение всего месяца, поля среднего квадратического отклонения для разностей между данными наблюдений и исправленным и неисправленным полем первого приближения в точности совпадают (см. рис. 5.4) [16].

Численные эксперименты. В [16] проводились эксперименты по уточнению поля первого приближения в оперативном объективном анализе (ОА). В поля первого приближения геопотенциала и ветра вводились поправки. Кроме того, поля геопотенциала и температуры подвергались согласованию в соответствии с уравнением гидростатики. При этом были оставлены без изменений и поля дисперсий для отклонений от полей первого приближения, и корреляционные функции. Однако уже при такой замене (сравнительно легкой технологически в громоздкой программе оперативного ОА) имеют место положительные изменения.

Таблица 5.3

Осредненные по земному шару средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) поправки $DF_{12,01}$ для поля первого приближения для декабря 2001 г. (H – геопотенциал, T – температура, U и V – зональная и меридиональная составляющие скорости ветра, D – дефицит точки росы, R – относительная влажность)

P, гПа	H, м		T, °C		U		V		D, °C		R, %	
					м/с							
10	-3,9	71,1	-1,9	2,4	1,2	5,8	-0,2	5,4	-	-	-	-
20	32,0	41,5	-1,2	1,9	1,1	4,1	0,0	4,2	-	-	-	-
30	41,9	33,1	-1,2	1,7	-0,4	3,2	-0,1	4,0	-	-	-	-
50	46,7	21,2	2,1	1,5	-0,9	4,2	0,3	3,8	-	-	-	-
70	17,6	20,3	1,0	1,2	-0,6	3,9	0,3	3,5	-	-	-	-
100	14,3	16,9	0,3	1,0	0,5	3,5	0,2	3,2	-	-	-	-
150	6,2	13,5	0,1	1,0	0,1	3,5	0,2	3,2	-	-	-	-
200	6,1	12,9	-0,3	1,1	0,0	3,8	0,2	3,3	-	-	-	-
250	7,4	13,8	-0,3	0,9	-0,1	3,4	0,1	4,0	-	-	-	-
300	7,5	13,9	0,1	0,9	-0,2	3,3	0,1	4,0	-	-	-	-
400	3,4	11,6	0,6	0,9	-0,2	3,0	0,2	3,7	3,9	5,6	-16,8	19,2
500	0,4	10,6	0,4	0,8	0,0	2,5	0,2	3,0	3,8	6,0	-13,8	18,1
700	-2,1	8,9	0,3	1,0	0,0	2,7	0,0	2,5	1,9	5,3	-7,9	17,5
850	0,4	9,5	-0,8	1,5	-0,2	2,9	0,1	2,6	0,9	3,4	-5,2	16,5
925	4,3	10,6	-2,1	1,8	-0,2	2,9	0,0	2,9	1,0	3,2	-5,4	15,3

Таблица 5.4

Осредненные по земному шару средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) разности для исправленных полей первого приближения для декабря 2001 г. (H – геопотенциал, T – температура, U и V – зональная и меридиональная составляющие скорости ветра, D – дефицит точки росы, R – относительная влажность)

P, гПа	H, м		T, °C		U		V		D, °C		R, %	
					м/с							
10	-2,8	71,1	-0,7	2,4	1,9	5,8	-0,3	5,4	-	-	-	-
20	24,0	41,5	0,6	1,9	2,7	4,1	0,0	4,2	-	-	-	-
30	16,0	33,1	1,0	1,7	1,3	3,2	-0,2	4,0	-	-	-	-
50	4,0	21,2	-0,1	1,5	-1,0	2,5	0,4	3,8	-	-	-	-
70	2,0	20,3	0,1	1,2	-0,5	2,6	0,1	3,5	-	-	-	-
100	-3,6	16,9	0,5	1,0	0,0	2,5	0,0	3,2	-	-	-	-
150	-3,4	13,5	-0,1	1,0	-0,2	2,6	0,1	3,2	-	-	-	-
200	-2,6	12,9	-0,2	1,1	-0,2	2,7	0,1	3,3	-	-	-	-
250	-0,6	13,8	-0,3	0,9	-0,2	3,4	0,1	4,0	-	-	-	-
300	-0,1	13,9	0,1	0,9	-0,2	3,3	0,1	4,0	-	-	-	-
400	-1,0	11,6	0,2	0,9	-0,2	3,0	0,2	3,7	1,2	6,3	-4,4	19,3
500	-1,9	10,6	0,1	0,8	-0,1	2,5	0,1	3,0	1,0	6,1	-4,7	18,9
700	-2,3	8,9	0,5	1,0	0,0	2,7	0,0	2,5	1,3	5,3	-3,7	17,8
850	-1,9	9,5	-0,4	1,5	-0,2	2,9	0,1	2,6	0,8	3,5	-2,7	14,6
925	0,2	10,6	-0,3	1,8	0,0	2,9	0,0	2,9	0,8	3,2	-3,1	13,1

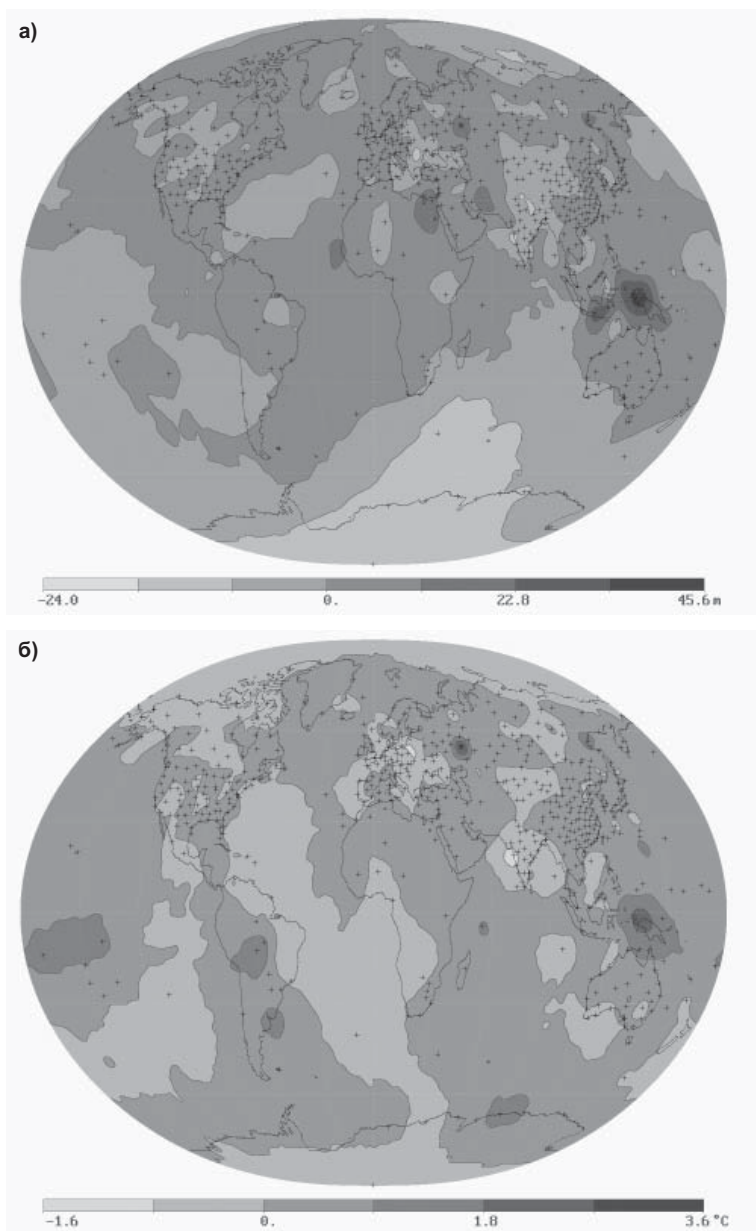


Рис. 5.5. Распределение систематических смещений исправленных прогностических полей геопотенциала (а) и температуры воздуха (б) на изобарической поверхности 500 гПа. Осреднение за декабрь 2001 г. [16]

В качестве критерия качества использовалась процедура ОА не в точки сетки, а обратно, в точки станций¹. Соответствующие результаты сравнения двух версий (оперативной и экспериментальной) ОА геопотенциала (H , м) и ветра (S , м/с) – обратная интерполяция на пропущенную станцию – следующие:

	P , гПа	925	850	700	500	300	200	100	70	50	30	20	10
H													
Оперативная версия		1,03	0,77	0,48	-0,25	-0,57	-0,43	-1,82	-0,82	-9,53	-2,26	1,32	4,44
		11,14	9,42	8,83	12,38	17,85	22,70	32,02	35,53	41,07	46,94	62,20	81,69
Экспериментальная версия		1,84	0,79	-0,51	0,54	0,47	0,48	1,38	0,97	1,94	1,62	2,40	2,28
		10,18	8,16	7,96	11,51	16,57	20,83	28,50	32,23	35,42	41,93	56,65	74,39
S													
Оперативная версия		4,75	4,34	4,24	4,70	5,65	5,53	5,08	4,90	4,61	5,57	6,49	8,70
Экспериментальная версия		4,31	4,22	4,19	4,67	5,58	5,37	5,02	4,68	4,59	6,02	6,94	8,84

(Осреднение по десяти срокам; декабрь 2001 года. Для геопотенциала числитель – среднее расхождение, знаменатель – среднеквадратическое. Поверхности 400, 250, 150 гПа не оценивались как аналогичные соседним. Дисперсии и корреляционные функции в экспериментальной версии взяты из версии официальной.)

Выбор критерия качества ОА весьма существен – если бы за таковой были приняты поля ОА, получаемые из УКМО, то наши поправки следовало бы признать вредными. Приведем сравнение результатов тех же версий объективного анализа с результатами объективного анализа Метеорологической службы Великобритании:

Изобарическая поверхность, гПа	850	700	500	300	200	100	50
Геопотенциал, Н							
Оперативная версия	-0,97 7,02	-0,68 6,42	0,79 7,77	2,79 11,09	2,52 12,45	7,06 18,25	16,04 27,08
Экспериментальная версия	0,40 8,95	-1,30 7,92	3,68 10,07	6,89 14,76	7,16 17,58	17,81 29,99	46,57 58,57
Скорость ветра, S							
Оперативная версия	1,90	1,86	2,18	3,13	3,06	2,32	1,96
Экспериментальная версия	2,09	2,02	2,28	3,27	3,27	2,66	2,78

Дело в том, что систематические ошибки в прогностических полях и полях ОА оказались согласованы между собой.

Для более полной картины приведем сравнение ОА, когда в качестве критерия качества используются поля, получаемые в Гидрометцентре России из Национального метеорологического центра США:

¹ Соответствующая программа была написана М.Д. Цырульниковым.

Изобарическая поверхность, гПа	850	700	500	300	100
N					
Оперативная версия	-	-	<u>-4,09</u>	<u>-6,63</u>	<u>-18,41</u>
	-	-	10,47	14,13	26,71
Экспериментальная версия	-	-	<u>-1,19</u>	<u>-2,52</u>	<u>-8,58</u>
	-	-	10,33	14,44	23,53
S					
Оперативная версия	3,12	3,53	-	-	-
Экспериментальная версия	3,22	3,61	-	-	-

Заключение

Обнаружилось, что в прогностических полях даже наиболее крупных метеорологических центров имеются систематические смещения и отклонения от гидростатики. Введение соответствующих поправок в поля первого приближения объективного анализа приводит к уменьшению ошибок последнего, заметному в случае геопотенциала и незначительному для скорости ветра. Наилучший предлагаемый нами вариант поправки – среднее между многолетними средними за данный месяц и осредненным смещением за предыдущий месяц данного года. Следующие этапы – учет правильных дисперсий и трехмерных многоэлементных корреляционных функций (для исправленных полей первого приближения).

5.2. Трехмерные корреляционные функции основных аэрологических величин свободной атмосферы

Для климатических исследований и метеорологических приложений (объективный анализ, контроль качества данных, исследование циркуляции свободной атмосферы) важно знание пространственных корреляций основных аэрологических величин [20, 58, 91]. Однако во многих приложениях используется одинаковая для данной метеовеличины (а порой и для нескольких) корреляционная функция (КФ) – как функция единственного аргумента, расстояния (r) по горизонтали, для всей толщи атмосферы, хотя достаточно очевидно, что наличие пограничного слоя, тропопаузы и разделение атмосферы на тропосферу и стратосферу обуславливают существенно разное поведение корреляций на разных высотах [20, 25].

Существуют разные подходы к оцениванию корреляций в атмосфере [20, 25, 58, 91, 155]. Видимо, наиболее строгий из них состоит в том, что на первом этапе для каждой пары аэрологических станций рассчитываются коэффициенты корреляции, а затем на втором этапе эти коэффициенты обобщаются по расстояниям между парами станций, направлениям между ними, регионам (например широтным поясам) и по времени года (например месяцам). Однако такой подход требует весьма длинных рядов наблюдений по каждой паре станций (и, следовательно, предположений о длительных периодах стационарности локального климата) и весьма неформальной и трудной работы по анализу и объединению рассчитанных

корреляционных коэффициентов в единые КФ. Основным же его преимуществом является возможность непосредственной проверки гипотез об однородности и изотропности корреляций по поведению локальных коэффициентов корреляции.

Делая же заранее определенные предположения об однородности и изотропии аэрологических полей по горизонтальным переменным, т.е., переходя от функции шести переменных (без учета временной координаты) к функции трех, удается использовать существенно более короткие ряды наблюдений по большому количеству станций для получения коэффициентов корреляции с той же (а порой и лучшей) точностью. Кроме того, отпадает необходимость в сложнейшем этапе обобщения рассчитанных по различным регионам корреляций, поскольку это делается автоматически в процессе вычислений. Однако при этом следует весьма внимательно отнестись к выбору области пространства и времени, для которых такие корреляции считаются, ибо в этом случае проверка гипотез однородности и изотропности возможна лишь по косвенным соображениям. Именно этот подход принят в данном разделе [20].

Промежуточный подход состоит в рассмотрении более широких, чем однородность и изотропность, гипотез о структуре КФ. Исследования [20] показали, что во внетропической зоне сделанные гипотезы вполне удовлетворительны, в то время как в тропиках корреляции вдоль параллелей существенно более дальние, нежели вдоль меридианов (см. также [130, 193]).

Важнейшим этапом построения КФ аэрологических величин является максимально точная аппроксимация рассчитанных коэффициентов корреляции функциями, которые должны удовлетворять достаточно строгим соотношениям. Речь идет о требовании неотрицательной определенности КФ любого случайного поля [13, 51, 52, 75, 114, 151]. Если не принять специальных мер, то (при практически любом способе оценки корреляций по реальным наблюдаемым данным) это требование весьма часто нарушается: во-первых, из-за пропусков в данных наблюдений на отдельных уровнях в отдельные моменты времени, и, во-вторых, из-за вынужденной кластеризации и интерполяции результатов наблюдений по пространству (в частности, не для всякого r существует пара станций, отстоящих именно на такое расстояние) [20].

Однако возросшая мощность компьютеров и обладание достаточно большим (и, по-видимому, наиболее полным в настоящее время) проконтролированным массивом аэрологических наблюдений [138] позволяют построить (и убедиться в его правильности) достаточно точное и математически строгое описание корреляционных связей аэрологических величин для тропосферы и нижней стратосферы [20].

Один из таких методов расчета и аппроксимации корреляций и полученные результаты приводятся в настоящем разделе.

Метод был применен для расчета корреляций по глобальному массиву данных КАРДС [118, 138], содержащему наиболее полное множество радиозондовых наблюдений с 1948 года и периодически пополняемому текущими данными. Для расчетов были использованы данные за 35 лет с 1964

(из соображений однородности данных и разумности используемых объемов данных) по 1998 год для сроков наблюдения 00 и 12 GMT на изобарических поверхностях от 1000 до 10 гПа для центральных месяцев сезонов (январь, апрель, июль и октябрь). Были использованы данные по 795 наиболее полно представленным данными аэрологическим станциям мира (рис. 5.6). (На самом деле использованы данные по 969 аэрологическим станциям с разными индексами, ибо за период 35 лет часть станций были закрыты и создавались новые станции. При условии, что новая станция создавалась на расстоянии не более 150 км от закрытой, мы объединяли данные старой и новой станции в единый ряд [20].)

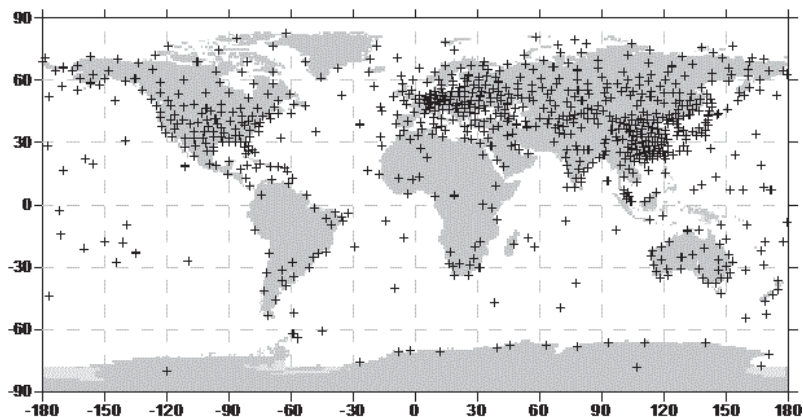


Рис. 5.6. Распределение 795 базовых аэрологических станций глобальной сети (1964–1998 гг.) [20]

5.2.1. Математические методы представления случайных полей и аппроксимации их КФ

Прежде чем излагать собственно методику расчета пространственных корреляций, приведем математические определения и результаты, которые будут использованы далее.

Гипотезы однородности и изотропности [20]. Если рассматривать атмосферу Земли как пространство $\mathbb{R}^3$, то формально КФ трехмерного поля зависит от шести координат, определяющих две точки в трехмерном пространстве. Однако использование разумных гипотез о горизонтальной однородности и изотропии аэрологических полей позволяет уменьшить число аргументов корреляционных функций.

Напомним, что центрированное случайное поле называется однородным в широком смысле, если его корреляционная функция удовлетворяет следующему условию: для любых векторов $\vec{x}, \vec{y}, \vec{h} \in \mathbb{R}^n$ выполняется равенство:

$$\mathbf{K}(\vec{x} + \vec{h}, \vec{y} + \vec{h}) = \mathbf{K}(\vec{x}, \vec{y}).$$

(При $n = 1$ обычно используется равносильный термин стационарности.)

Однородное скалярное случайное поле в пространстве $\mathbb{R}^n$ называется изотропным, если для любого преобразования $g \in \mathbf{O}(3)$ этого пространства выполняется равенство

$$\mathbf{K}(g(\vec{x}), g(\vec{y})) = \mathbf{K}(\vec{x}, \vec{y}).$$

(Напомним, что $\mathbf{O}(n)$ означает группу вращений и отражений относительно плоскостей, проходящих через начало координат, в n -мерном пространстве, а $\mathbf{SO}(n)$ – группу вращений. Подробнее об однородных случайных полях, инвариантных относительно $\mathbf{SO}(3)$ (см. [75]).)

Таким образом, КФ скалярного случайного однородного и изотропного поля зависит только от расстояния между точками $\mathbf{K}(r), r = |\vec{x} - \vec{y}|$. (На сфере расстояние между двумя точками вычисляется вдоль дуги большого круга, соединяющей $\vec{x}$ и $\vec{y}$.) Другими словами, если поле и однородно, и изотропно, то КФ инвариантна относительно любых движений пространства. Для векторного случайного поля (например поля ветра) ситуация чуть более сложная, поскольку перемещение и вращение действует одновременно и на аргумент поля, и на его значение (см., например [20, 48, 52, 53, 75, 151]).

В случае векторного поля – поля ветра – следует вычислять КФ не компонентов ветра вдоль осей координат (т.е. зонального и меридионального), а продольного и поперечного (относительно отрезка, соединяющего точки – аргументы КФ) компонентов. Эти КФ для однородного и изотропного случайного векторного поля также зависят только от r , а кросс-КФ этих компонентов тождественно равна нулю [20].

Ясно, что сами аэрологические поля не являются однородными и изотропными, хотя бы в силу существенной зависимости полей средних (так называемых климатических полей) от горизонтальных, и тем более вертикальных координат (см., например, рис. 5.7, где приведены примеры полей средних значений и полей среднеквадратических отклонений геопотенциала, температуры и горизонтальных компонентов ветра для уровня 500 гПа). Однако переход к рассмотрению аномалий полей – отклонению их значений от локальных средних – позволяет получить поля, которые обладают одним из признаков однородности – постоянным (а именно нулевым) средним. Выполнение следующего условия однородности полей – постоянства дисперсий – достигается нормировкой отклонений полей от среднего на локальное среднеквадратическое отклонение [20]:

$$f(\vec{x}, p) = \frac{F(\vec{x}, p) - \bar{F}(\vec{x}, p)}{\sigma_F(\vec{x}, p)}, \quad (5.13)$$

где $\vec{x}$ – двумерная горизонтальная координата; p – вертикальная координата (давление); $\bar{F}(\vec{x}, p)$ и $\sigma_F(\vec{x}, p)$ – многолетнее среднее и стандартное отклонение (для данного месяца) поля в точке $(\vec{x}, p)$, что позволяет

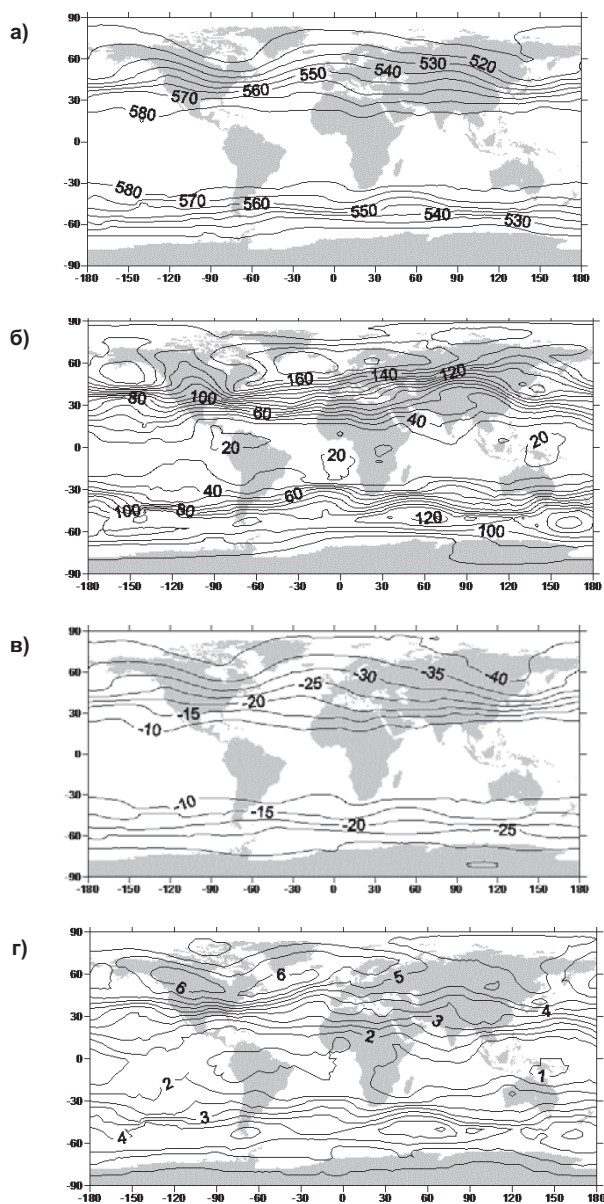


Рис. 5.7 (а–г). Поля средних значений (с.з.) и стандартных отклонений (с.о.) для изобарической поверхности 500 гПа. Январь. 1964–1998 гг.:
 (а) – с.з. геопотенциала H (гпм); (б) – с.о. геопотенциала H (гпм);
 (в) – с.з. температуры T ($^{\circ}\text{C}$); (г) – с.о. T ($^{\circ}\text{C}$) [20]

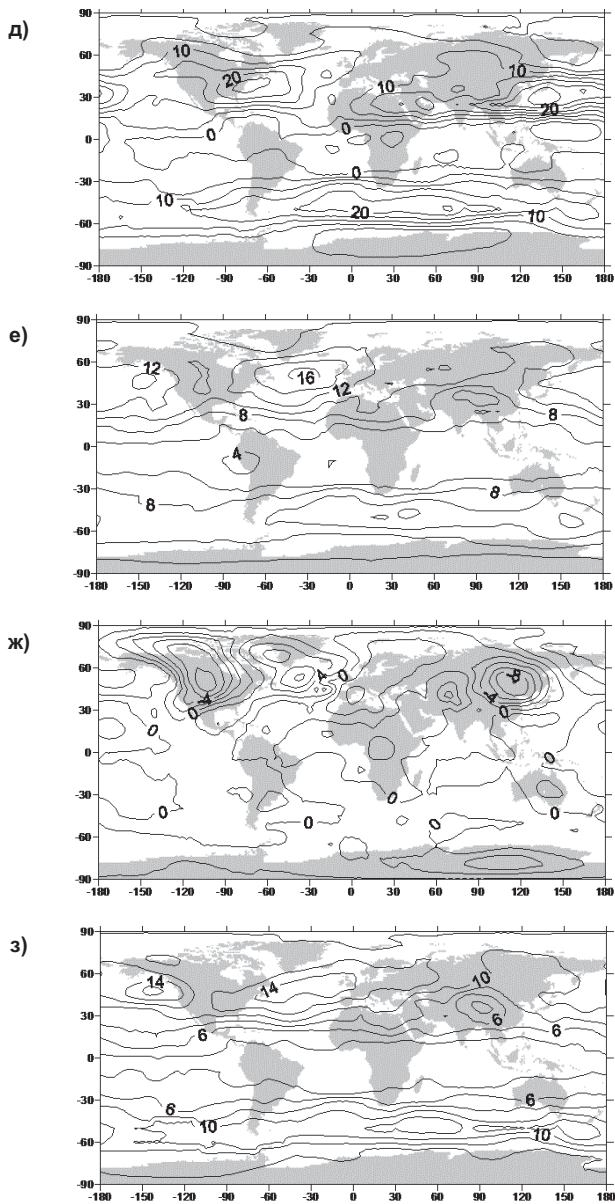


Рис. 5.7 (д–з). Поля средних значений (с.з.) и стандартных отклонений (с.о.) для изобарической поверхности 500 гПа. Январь. 1964–1998 гг.:

(д) – с.з. зонального ветра U (м/с); (е) – с.о. U (м/с);
 (ж) – с.з. меридионального ветра V (м/с); (з) – с.о. V (м/с) [20]

получить поле с постоянным нулевым средним и постоянной единичной дисперсией [20].

Применительно к этим полям для каждого из месяцев в каждой из пяти широтных зон с шагом 30 градусов (60 – для тропической зоны) и была использована гипотеза об их однородности и изотропности. При этом для крупномасштабных метеорологических полей вертикальная координата существенно неравноправна с горизонтальными, и надеяться на однородность и изотропность можно только вдоль горизонтальных координат. Погрешность гипотезы изотропности, как показывают наши эксперименты, сравнительно велика в тропической зоне (см. [90, 130, 193]). Оценке величины погрешности гипотезы и возможным модификациям этой гипотезы предполагается посвятить отдельную публикацию.

При сделанных предположениях КФ зависит от расстояния по горизонтали между двумя точками и обеих вертикальных координат (по этим последним симметрично), и вместо функции шести аргументов КФ однородного и изотропного (по горизонтали) поля зависит только от трех. При этом мы считаем, что аргумент поля лежит не на сфере, а на плоскости (что существенно упрощает дальнейшие вычисления) [20].

Теорема Бохнера. При практическом использовании КФ одним из их важнейших свойств оказывается положительная определенность. Условие положительной определенности КФ означает, что положителен спектр интегрального оператора, где в качестве ядра используется эта КФ.

Если поле однородно и изотропно, то как КФ, так и интегральный оператор с таким ядром инвариантны относительно действия группы сдвигов, вращений и отражений. Этим же свойством обладает и оператор Лапласа. Из теории линейных самосопряженных операторов следует [58, 66], что у этих двух операторов (индуцированного произвольным движением аргумента и Лапласа) общие собственные функции¹. В случае пространства $\mathbb{R}^n$ собственные функции суть экспоненты² вида $e^{i\vec{k}\vec{x}}$. Разложение по этим собственным функциям есть не что иное, как разложение в интеграл Фурье, а условие положительной определенности КФ сводится к положительности ее образа Фурье. В этом последнем утверждении и состоит теорема Бохнера для пространства $\mathbb{R}^n$.

Если рассматривается случайное поле на сфере, то инвариантная относительно поворотов скалярная КФ раскладывается по зональным сферическим функциям – полиномам Лежандра: $K(\theta) = \sum_{l=1}^{\infty} C_l \cdot P_l(\theta)$ (где θ – дуга большого круга в радианах). Теорема Бохнера дает тогда условие положительной определенности для КФ: $C_l > 0, l = 0, 1, \dots$. Если же случайное поле векторное, то вместо скалярных коэффициентов рассматриваются матричные, такие, что $C_l = C_l^*, l = 0, 1, \dots$.

¹ Это же верно и для однородных пространств широкого класса групп Ли [114].

² На самом деле речь идет об обобщенных собственных функциях и непрерывном спектре операторов (см., например [48, 49]).

В случае не только однородного, но и изотропного случайного поля на плоскости можно свести двумерное преобразование Фурье к одномерному интегральному преобразованию Фурье–Бесселя. Собственное число оператора Лапласа для мнимой экспоненты есть $-k^2$. Спектр его – кратный, и одному такому числу в случае $\mathbb{R}^2$ отвечает целая окружность (для $\mathbb{R}^3$ это была бы сфера) различных собственных функций. Из них можно построить одну собственную функцию, зависящую не от угла, а только от радиуса в полярной системе координат. Это функция Бесселя с нулевым индексом: $\mathbf{J}_0(\alpha \cdot r)$, $|k| = \alpha \geq 0$, (см. [49, 113]. Для того чтобы проверить, является ли произвольная функция $\mathbf{K} = \mathbf{K}(r)$ КФ какого-нибудь однородного и изотропного скалярного случайного поля на двумерной плоскости, нужно разложить ее в интеграл Фурье–Бесселя

$$\mathbf{S}(\alpha) = \int_0^\infty \mathbf{K}(r) \cdot \mathbf{J}_0(\alpha \cdot r) \cdot r \cdot dr$$

и убедиться, что результат преобразования $\mathbf{S}$ (спектральная плотность случайного поля) есть неотрицательная функция от α при $\alpha > 0$.

Для КФ продольного и поперечного компонентов случайного касательного векторного поля (в нашем случае – поля горизонтального ветра на одном уровне) утверждение несколько меняется. Эти компоненты – не скаляры, но они могут быть выражены через скаляры.

Всякое векторное поле на плоскости может быть представлено в виде суммы потенциального, $\mathbf{grad} \phi$, и соленоидального, $\vec{e}_z \times \mathbf{grad} \varphi$, слагаемых, где ϕ , φ – скалярные функции. Нетрудно показать [75, 151], что если случайное векторное поле однородно и изотропно, то его потенциал и функция тока суть скалярные некоррелирующие между собой случайные поля. Если же перейти (с помощью дифференцирования) от них к КФ продольного и поперечного компонентов, то с «настоящими» скалярными случайными полями (геопотенциальной высотой и температурой) коррелирует только поперечный компонент (это утверждение верно, если мы предполагаем изотропность относительно группы $\mathbf{O}(2)$, включающей не только повороты, но и отражения, и неверно, если относительно $\mathbf{SO}(2)$ – повороты без отражений) и верны (без учета нормировки) следующие формулы:

$$\mathbf{K}_{NN}(r) = -d_r^2 \cdot \mathbf{K}_{\phi\phi}; \quad \mathbf{K}_{LL}(r) = -d_r^2 \cdot \mathbf{K}_{\varphi\varphi}.$$

Таким образом, $\mathbf{K}_{NN}(r)$ и $\mathbf{K}_{LL}(r)$ следует раскладывать по функциям $\mathbf{J}_0''(\alpha \cdot r)$, а кросс-КФ поперечного компонента со скалярами – по $\mathbf{J}_0'(\alpha \cdot r)$ [20].

При любом α должна (в силу теоремы Бохнера) получиться неотрицательно определенная матрица.

Рассчитанные корреляционные матрицы состоят из 4×4 блоков, отвечающих четырем метеозлементом (значки H , T , N , L) (табл. 5.5).

Каждый блок есть матрица 16×16 , отвечающая 16 вертикальным уровням. Блоки, отвечающие кросскорреляциям H и T , а также поперечного компонента с продольным компонентом ветра – нулевые. Таким образом, положительная определенность матрицы порядка 64 «распадается» на положительную определенность матриц порядка 48 и 16.

Таблица 5.5

Блоки, составляющие полную корреляционную матрицу [20]

$H \times H$	$H \times T$	$H \times N$	0
$T \times H$	$T \times T$	$T \times N$	0
$N \times H$	$N \times T$	$N \times N$	0
0	0	0	$L \times L$

Гипотеза однородности и изотропности для реальных полей во многих широтных зонах выполняется довольно хорошо [90, 105], но не идеально. В частности, блоки, обозначенные в табл. 5.5 как нулевые, на нижних уровнях (внутри погранслоя) несколько отличны от нуля (корреляции порядка 0,1–0,2). Это означает, что, при желании учесть эти корреляции, изотропность случайного поля нужно понимать в смысле инвариантности КФ относительно вращений, но без отражений аргументов.

Теория возмущений. С целью достижения положительной определенности матричных коэффициентов при представлении КФ будут использованы некоторые результаты из теории возмущений матричных операторов.

Пусть $\mathbf{A}$ и $\mathbf{B}$ – известные симметричные матрицы и $\varepsilon \ll 1$ есть малый параметр. Пусть собственные числа $\{\lambda_k^{[0]}, k = 1, \dots, n\}$ и собственные векторы $\{\vec{e}_k^{[0]}, k = 1, \dots, n\}$ матрицы $\mathbf{A}$ определены, и мы хотим оценить (не решая заново полную проблему) собственные числа $\{\lambda_k(\varepsilon), k = 1, \dots, n\}$ «возмущенной» матрицы $\mathbf{A} + \varepsilon \cdot \mathbf{B}$. Оказывается, что они (и числа, и векторы) непрерывно зависят от ε и могут быть разложены в ряд по его степеням.

Пусть спектр $\mathbf{A}$ прост. Тогда имеет место асимптотическое разложение

$$\lambda_k(\varepsilon) = \lambda_k^{[0]} + \varepsilon \cdot \lambda_k^{[1]} + \mathbf{O}(\varepsilon^2), \quad \varepsilon \rightarrow 0,$$

$$\lambda_k^{[1]} = (\mathbf{B} \vec{e}_k, \vec{e}_k).$$

Вычисление асимптотик более высокого порядка по ε , сходимость этих асимптотических рядов, случай, когда матрицы не эрмитовы, случай кратного спектра матрицы $\mathbf{A}$, когда возможно разложение в ряды Пуизо по дробным степеням ε , бесконечномерный случай, доказательства и т. д. изложены в [50, 58, 66].

Предположим, что основная матрица $\mathbf{A}$ «почти» положительно определена и ее нужно «мало» возмутить [51, 52, 121–123, 151], так, чтобы она стала положительно определенной, т. е. выбрать такую матрицу $\mathbf{B}$, чтобы

$$\lambda_k \approx \lambda_k^{[0]} + \varepsilon \cdot \lambda_k^{[1]} \geq \quad (5.14)$$

где ε мы потом положим равным 1 и, например, $c = 0,001$. Поскольку наибольшие собственные числа матрицы $\mathbf{A}$ обычно лежат в интервале 10–100, мы получим обусловленность $10^{-4} - 10^{-5}$, что приемлемо для дальнейших вычислительных приложений. Ясно, что таких удовлетворяющих (5.14) симметричных матриц $\mathbf{B}$ много. Мы выберем такую, что

$$\text{trace}(\mathbf{B}^* \cdot \mathbf{B}) = \sum_{k,l=1}^n b_{kl}^2 \rightarrow \min \quad (5.15)$$

(или минимизируем ее норму (5.19) – см. ниже) и

$$b_{kk} = 0, \quad \forall k = 1, \dots, n. \quad (5.16)$$

Последнее условие обусловлено тем, что на диагонали возмущенной корреляционной матрицы также должны стоять единицы – возмущение не должно их менять.

Разумеется, в ограничениях минимизации мы пренебрегаем членами второго порядка малости по ε , и наша конструкция оправдывается лишь *апостериори*, когда выясняется действительная малость матрицы $\mathbf{B}$, т.е. величины (5.15), по сравнению с величиной $\text{trace}(\mathbf{A}^* \cdot \mathbf{A})$. Это в свою очередь получается потому, что исходная матрица $\mathbf{A}$ действительно почти положительно определена.

Ниже мы будем рассматривать более сложную задачу, когда регулируется (в смысле положительности спектра) не одна, а несколько матриц с общими ограничениями.

5.2.2. Алгоритм вычислений

Для 61 градации расстояния между станциями $r = \{0, 25, 75, 125, \dots, 2975 \text{ км}\}$ и 16 стандартных изобарических поверхностей с давлением $p = \{1000, 925, 850, \dots, 20, 10 \text{ гПа}\}$ по данным КАРДС за 1964–98 гг. для каждого центрального месяца сезона (январь, апрель, июль и октябрь) и для каждой широтной зоны для выбранных четырех метеополей (H – геопотенциал, T – температура, L – продольный и N – поперечный компоненты ветра) и нормированных, согласно (5.13), с помощью локальных (для каждой из 795 использованных аэрологических станций) средних и дисперсий была рассчитана трехмерная корреляционная матрица $\mathbf{K} = \{\mu(r_k, p_i, p_j)\}$ размерности $61 \times 64 \times 64$, симметричная по двум последним индексам. В результате, максимальное количество пар наблюдений, по которым проводилась оценка элементов матрицы, достигает 1 200 000 для тропосферы и средних расстояний между станциями, и нескольких сотен пар – для крайних уровней и малых расстояний.

Погрешности оценок выборочных корреляций [20]

Погрешности оценок коэффициентов корреляции зависят от числа пар наблюдений, по которым эти оценки получены. Обычно используемые формулы для выражения этих погрешностей [13, 63, 102] предполагают, что использованные при оценках пары наблюдений независимы (или некоррелированы).

Здесь же следует оговорить, что в нашем случае многие из использованных пар наблюдений нельзя считать независимыми. Во-первых, следует учитывать возможную коррелированность пар наблюдений по горизонтали, обусловленную расположением станций (например, добавление пары

наблюдений Москва–Вологда к паре Москва–Владимир за один и тот же срок наблюдения в действительности малоинформативно, в отличие от добавления пары Монреаль–Чикаго). Во-вторых, следует учитывать коррелированность использованных наблюдений во времени, ибо использовались данные наблюдений через каждые 12 часов (а использование наблюдений по одной и той же паре точек за близкие сроки наблюдения также не добавляет много новой информации). Поэтому, вообще говоря, нельзя оценить погрешности рассчитанных коэффициентов, подставляя в формулы для оценки погрешности корреляций по независимым парам наблюдений указанное выше число пар наблюдений. Однако можно воспользоваться техникой сведения числа пар зависимых наблюдений к некоторому эквивалентному числу пар независимых наблюдений, использование которых обеспечило бы ту же точность оценки выборочного коэффициента корреляции [13, 63]. Приведенные в [13] оценки для реальной сети аэрологических станций в умеренных широтах Северного полушария показывают, что набирающееся во многих градациях расстояний (с шагом 50 км) количество в 300–400 пар наблюдений, производимых за произвольный срок наблюдения (дважды в сутки), при расчетах корреляций, с учетом связности наблюдений из-за компактного расположения множества станций, эквивалентно всего 20–30 независимым парам. То есть при переходе к независимым парам использованное в наших расчетах число пар наблюдений следует уменьшить на порядок. Еще на порядок его следует уменьшить, если сделать грубое предположение, что независимость наблюдений в атмосфере во времени достигается, например, через 5 дней [13, 58, 91] (т.е. через 10 стандартных 12-часовых сроков наблюдения). Если воспользоваться такими предположениями, то число независимых пар наблюдений для расчета корреляций в нашем случае вместо 1200000 становится порядка 12000 [20].

После такой редукции числа используемых в расчете пар наблюдений мы получаем право воспользоваться формулами для оценки среднего квадратического значения ошибки оценки выборочного коэффициента корреляции по независимым парам наблюдений (в предположении нормального распределения генеральной совокупности), которая определяется дисперсией D выборочного коэффициента корреляции и смещением S . Используя формулы из [13] и пренебрегая малыми слагаемыми второго порядка по N^{-1} , получаем

$$\Delta\mu = \sqrt{(\mu - \mu_r)^2} = \sqrt{D\mu + S^2\mu} \approx \sqrt{\frac{(1 - \mu_r^2)^2}{N} + \frac{(1 - \mu_r^2) \cdot \mu_r^2}{2 \cdot N}},$$

где μ_r – истинный коэффициент корреляции, а μ – его оценка по N -независимым парам наблюдений. Подставляя сюда уменьшенное на два порядка число реально использованных в расчетах пар наблюдений и оценку КФ в качестве реальной КФ, получаем (на примере горизонтальной КФ для H_{500}), что наибольшее значение ошибки оценки коэффициента корреляции около 0,1 имеет место для малых расстояний $r \sim 25–75$ км (что обусловлено крайне малым числом аэрологических станций, расположенных на таком расстоянии). Начиная же с расстояния в 125 км, ошибка заметно уменьшается

и достигает минимума в 0,003 на расстояниях 225–375 км; на расстояниях порядка 1000 км она, плавно возрастая, достигает значения 0,01 и на этом уровне, весьма слабо возрастая (до значения 0,013), достигает конца рассматриваемого интервала в 3000 км. Весьма схожее поведение погрешностей имеет место для других поверхностей и других величин. Для крайних же уровней, где число наблюдений уменьшается, в соответствии с приведенной выше формулой увеличиваются и погрешности оценок корреляций [20].

Приведенные значения ошибок расчета выборочных коэффициентов корреляции весьма хорошо согласуются с отклонениями, возникающими при регуляризации корреляций (табл. 5.7).

Аппроксимация корреляций КФ скалярных случайных полей (геопотенциал, температура, потенциал ветра и функция тока) представляются в виде:

$$\mu^{[0]}(r, p_i, p_j) = a_0(p_i, p_j) \cdot \delta(r) + \sum_{l=1}^N a_l(p_i, p_j) \cdot \mathbf{J}_0(r \cdot d_l), \quad (5.17)$$

где $\delta(r)$ – дискретная аппроксимация функции Дирака, равная нулю всюду, кроме точки $r = 0$, где она равна 1; $\mathbf{J}_0$ – функция Бесселя 0-го порядка, N – число функций Бесселя, d_l – параметры, интерпретируемые как масштабы по горизонтали соответствующего слагаемого в представлении (выбор параметров d_l проводится в ходе численных экспериментов).

То же самое можно записать в матричном виде

$$\mathbf{K}_{nm} = \sum_{l=1}^N \mathbf{A}_{nm}^l \cdot \mathbf{J}_0(r \cdot d_l) + \mathbf{A}_{nm}^0 \cdot \delta(r), \quad (5.18)$$

где

$$\mathbf{A}^l = \{ \mathbf{A}_{mn}^l \}, \quad m, n = H, T, \phi, \varphi;$$

$$\mathbf{A}_{nm}^l \in \mathbf{MAT}(\mathbb{R}, 16)$$

– положительно определенные матрицы.

Для компонентов же векторного поля (поперечного и продольного)

$$\mathbf{K}_{NN} = -\sum \mathbf{A}_{NN}^l \cdot [\mathbf{J}_0(r \cdot d_l)]'' + \mathbf{A}_*^0 \cdot \delta(r),$$

$$\mathbf{K}_{LL} = -\sum \mathbf{A}_{LL}^l \cdot [\mathbf{J}_0(r \cdot d_l)]'' + \mathbf{A}_*^0 \cdot \delta(r).$$

В обеих формулах значения при $r = 0$ совпадают вследствие однородности и изотропности поля ветра, и матрица со звездочкой одинаковая для NN и LL [75].

Для кросс-КФ между скалярными метеозлементами и компонентами векторного поля

$$\mathbf{K}_{HN} = \sum \mathbf{A}_{HN}^l \cdot [\mathbf{J}_0(r \cdot d_l)]' = -\mathbf{K}_{NH}^t,$$

$$\mathbf{K}_{TN} = \sum \mathbf{A}_{TN}^l \cdot [\mathbf{J}_0(r \cdot d_l)]' = -\mathbf{K}_{NT}^t.$$

При этом должна быть обеспечена положительная определенность матриц разного порядка:

$$\left\| \begin{matrix} \mathbf{A}_{HH}^l & \mathbf{A}_{HT}^l & \mathbf{A}_{HN}^l \\ \mathbf{A}_{TH}^l & \mathbf{A}_{TT}^l & \mathbf{A}_{TN}^l \\ \mathbf{A}_{NH}^l & \mathbf{A}_{NT}^l & \mathbf{A}_{NN}^l \end{matrix} \right\| > 0, \quad \mathbf{A}_{LL}^l > 0, \quad \text{для } l > 0;$$

$$\left\| \begin{matrix} \mathbf{A}_{HH}^0 & \mathbf{A}_{HT}^0 \\ \mathbf{A}_{TH}^0 & \mathbf{A}_{TT}^0 \end{matrix} \right\| > 0, \quad \mathbf{A}_*^0 > 0$$

и должны выполняться условия:

$$\text{diag} \left\{ \sum_{l=0} \mathbf{A}_{HH}^l \right\} = \mathbf{E},$$

$$\text{diag} \left\{ \sum_{l=0} \mathbf{A}_{TT}^l \right\} = \mathbf{E},$$

$$\text{diag} \left\{ -\mathbf{J}_0''(0) \cdot \sum_{l=1} \mathbf{A}_{NN}^l \cdot d_l^2 + \mathbf{A}_*^0 \right\} = \mathbf{E},$$

$$\text{diag} \left\{ -\mathbf{J}_0''(0) \cdot \sum_{l=1} \mathbf{A}_{LL}^l \cdot d_l^2 + \mathbf{A}_*^0 \right\} = \mathbf{E}.$$

Для аппроксимации в пространстве матриц введем евклидову норму, учитывающую явно количество наблюдений, по которым оценивается соответствующий элемент q матрицы Q ; чем больше наблюдений, тем больше доверие к соответствующему коэффициенту:

$$\|Q\|^2 = \frac{\sum_{i,j,k} g(r_k, p_i, p_j) \cdot q^2(r_k, p_i, p_j)}{K}, \quad (5.19)$$

где $\{g(r_k, p_i, p_j)\}$ – матрица весов размером $61 \times 64 \times 64$; K – число элементов матрицы. Веса $g(r_k, p_i, p_j)$ введены, чтобы учесть, что разные коэффициенты корреляции рассчитаны по разному числу наблюдений и, вообще говоря, должны иметь разную «цену» с точки зрения точности аппроксимации тех или иных коэффициентов. Здесь возможны различные варианты, но в качестве весов выбрали отношения числа пар наблюдений, использованных для расчета соответствующего коэффициента корреляции, к среднему числу пар наблюдений для всей матрицы [20].

Поправки к матричным коэффициентам [20]. Для того чтобы матричнозначная КФ была положительно определенной, необходимо и достаточно, чтобы все матрицы $\mathbf{A}^l$, $l = 0, \dots, N$, состоящие из коэффициентов $\{a_l(p_i, p_j)\}$, были положительно определенными [13, 51, 52, 151]. Но полученные в результате аппроксимации (проекции в смысле евклидовой нормы (5.19) КФ ступенчатые по переменной r , эти матрицы для некоторых l могут иметь небольшие отрицательные собственные числа.

Причины:

- 1) разные коэффициенты корреляции рассчитываются по разному числу пар наблюдений;
- 2) дискретные представления КФ по радиусу;
- 3) погрешность аппроксимации в смысле (5.19).

В работе рассматривались несколько возможных методов достижения положительной определенности матриц.

М1). Первый из них – наиболее часто используемый метод (см., например [155, 166]), состоящий в замене отрицательных собственных значений матриц $\mathbf{A}^l$, $l = 0, \dots, 4$ на малую константу (например на $c = 0,001$) так, что

$$\text{Spec}(\mathbf{A}^l) \geq c$$

с последующей нормировкой

$$\sum_{i=0}^N a'_l(i, i) = 1, \quad \forall i,$$

где $a'_l(i, i)$ – диагональные элементы «новых» матриц после «урезания» отрицательных собственных значений при неизменных собственных векторах.

Алгоритм состоит в том, что вычисляются собственные числа и собственные векторы матриц $\mathbf{A}^l$, $l = 0, \dots, N$; в базисе из собственных векторов эти матрицы диагональны. Диагональные элементы – собственные числа; и если они меньше, чем константа c , то заменяются на c . Затем производится возврат к исходному базису и для всех i производится деление всех i -х

столбцов и всех i -х строк на величину $s_i = \sqrt{\sum_{l=0}^N a''(i, i)}$. Затем снова проводится оценка спектра и т.д. Метод логически прост, но приводит к сравнительно большим изменениям в матрицах $\mathbf{A}^l$, $l = 0, \dots, N$.

М2). Процедура минимальной коррекции матриц $\mathbf{A}_l$ до их положительной определенности [51, 52, 149] основана на теории возмущения самосопряженных операторов и состоит том, что к матрицам $\mathbf{A}^l$, $l = 0, \dots, 4$ делают-ся малые поправки $\mathbf{B}_l$, $l = 0, \dots, 4$, такие, что

$$\sum_{l=0}^N \sum_{i,j=1}^{64} b_l^2(i, j) \rightarrow \min \quad (5.20)$$

с ограничениями

$$\text{Spec}(\mathbf{A}^l + \mathbf{B}^l) \geq c \quad \forall l;$$

$$\sum_{i=0}^N b_l(i, i) = 0, \quad \forall i.$$

Эта задача решается с помощью множителей Лагранжа для задачи на экстремум с ограничениями типа равенств.

М3). Этот метод аналогичен методу **М2** с той разницей, что минимизация поправок осуществляется с учетом весовой матрицы $\mathbf{G}$ в норме (5.19):

$$\left\| (\mathbf{A}^0 + \mathbf{B}^0) \cdot \delta(r) + \sum_{l=1}^N [\mathbf{A}^0 + \mathbf{B}^0] \cdot \mathbf{J}_0(d_l \cdot r) - \mathfrak{M}(r, p_i, p_j) \right\| \rightarrow \min \quad (5.21)$$

и ограничениями

$$\text{Spec}(\mathbf{A}^l + \mathbf{B}^l) \geq c \quad \forall l \geq 0,$$

$$\sum_{i=0}^N b_l(i, i) = 0, \quad \forall i.$$

Эта задача решается аналогично задаче **M2**, но с более громоздкими вычислениями. В то же время этот метод наилучшим образом формализует задачу о наименьших поправках к оценке матричной КФ. Однако, как показали численные эксперименты, решения при подходе **M2** весьма близки к решениям **M3**, но соответствующие вычисления существенно проще [20]. Поэтому в [20] использовали подход **M2**.

Процедура минимальной коррекции матриц $\mathbf{A}^l$ до их положительной определенности предпочтительна, по сравнению с часто используемой процедурой коррекции, состоящей в простой замене отрицательных собственных чисел нулем или некоторой достаточно малой положительной константой. После применения процедуры минимальной коррекции матриц $\mathbf{A}^l$ полученные матрицы $\mathbf{A}^l + \mathbf{B}^l$ имеют собственные числа, не меньшие, чем заданная нами константа $c = 0,001$.

Поскольку используемая формула теории возмущений учитывает только члены первого порядка по ε , оказывается полезным вместо итерации $\mathbf{A}^l \rightarrow \mathbf{A}^l + \mathbf{B}^l$ применять поправку, $\mathbf{A}^l \rightarrow \mathbf{A}^l + \varepsilon \cdot \mathbf{B}^l$, где $\varepsilon = 0,10$, и продолжать 5–15 таких процедур до выполнения условия (5.15) для всех собственных чисел.

Поправки к масштабным множителям по горизонтали [20]. Процедура выбора оптимальных поправок к матричным коэффициентам $\mathbf{A}^l$, $l = 0, \dots, N$ с целью получения положительно определенных матриц, которые бы максимально точно описывали рассчитанные корреляции, в работе [20] перемежается с определением оптимальных значений масштабных множителей d_l , от которых существенно зависят эти матричные коэффициенты и поправки к ним, а также минимизируется гладкий по всем d_l функционал $\mathbf{F}[d_1, \dots, d_N]$ – поправка в смысле (5.20) или в смысле (5.21). Использовалась версия алгоритма градиентного спуска по координатам $d_1, \dots, d_N$ [20].

В табл. 5.6 приведены масштабные множители d_l , $l = 1, 2, 3, 4$ для случая, когда аппроксимируются КФ для одного, двух или всех четырех метеоэлементов. Второе число в каждой строке показывает отклонение от соответствующего по порядку корня функции Бесселя $\mathbf{J}_0$, деленного на 3000 км, который выбирался в качестве исходной точки для оптимизации d_l . Видно, что оптимальные масштабные множители d_l зависят (десятки процентов) от набора аппроксимируемых метеополей. Зависят они также от месяца и от широтного пояса.

Разумеется, в [20] проводилась оценка оптимальных масштабных множителей d_l и при меньших N . Множители, определенные для $N = 3$, лежат между приведенными в табл. 5.6. Этот результат позволяет предположить, что реальный спектр непрерывный. Множители d_l оптимальны в вычислительном смысле, но не претендуют на какой-то «физический смысл».

Таблица 5.6

Масштабные множители d_i в функциях Бесселя в оценках КФ отдельных метеозлементов и двух вариантов совместной КФ.
Умеренные широты СП. Январь [20]

	N			
	1	2	3	4
H	0,5117/-,0895	1,0721/-,3080	1,9612/-,2023	3,2315/0,2836
T	0,5314/-,0698	1,3424/-,0376	2,3258/0,1624	3,7424/0,7945
N	0,6278/0,0266	1,3033/-,0767	2,2199/0,0565	3,5985/0,6506
L	0,3802/-,2210	1,1032/-,2768	1,8486/-,3148	3,1506/0,2028
HT	0,5684/-,0328	1,2627/-,1173	2,1296/-,0338	3,2652/0,3173
HTNL	0,5080/-,0931	1,1435/-,2365	2,0536/-,1098	3,3230/0,3752

Разделение корреляций «истинных» значений наблюдаемых параметров и ошибок наблюдения [20]. Если рассмотреть наблюдаемые значения как сумму неких «истинных» значений метеовеличин и их искажений ошибками наблюдения

$$\tilde{f}(\vec{x}, p) = f(\vec{x}, p) + \xi(\vec{x}, p), \quad (5.22)$$

где под ошибками наблюдения понимается погрешность измерений синоптического масштаба данной величины за счет погрешностей приборов и из-за локальных процессов более мелкого масштаба, и предположить независимость «истинных» значений f и ошибок наблюдения ξ , то корреляции наблюдаемых значений можно записать как

$$\tilde{\mu}(r, p_i, p_j) = \frac{\overline{f_{p_i}(0) \cdot f_{p_j}(r)} + \overline{\xi_{p_i}(0) \cdot \xi_{p_j}(r)}}{\sqrt{\sigma_{f_{p_i}}^2(0) + \sigma_{\xi_{p_i}}^2(0)} \cdot \sqrt{\sigma_{f_{p_j}}^2(r) + \sigma_{\xi_{p_j}}^2(r)}}. \quad (5.23)$$

Экстраполяция при $r \rightarrow 0$ и предположение о независимости ошибок наблюдения по горизонтали (что естественно, ибо зондирование на разных станциях производится с помощью независимых приборов) позволяют получить значение выражения (5.23) в точке $r = 0$. Обозначим его через

$$\hat{\mu}(0, p_i, p_i) = \frac{\sigma_{f_{p_i}}^2}{\sigma_{f_{p_i}}^2 + \sigma_{\xi_{p_i}}^2} = S_i^2, \quad (5.24)$$

где $\hat{\mu}$ отличается от $\tilde{\mu}$ при $r = 0$ тем, что это результат экстраполяции КФ, посчитанной без учета мелкомасштабных явлений и ошибок наблюдения, а не теоретически правильное значение $\hat{\mu} = 1$, когда величина коррелирует сама с собой.

Если воспользоваться оценками (5.24), то из формулы (5.23) следует, что корреляции истинных значений наблюдаемой величины f можно оценить как

$$\mu_{ff}(r, p_i, p_j) = \frac{\tilde{\mu}(r, p_i, p_j)}{S_i \cdot S_j}, \quad (5.25)$$

а корреляции ошибок наблюдения при $r = 0$ – как

$$\mu_{\xi\xi}^{\varepsilon}(0, p_i, p_j) = \frac{\tilde{\mu}(0, p_i, p_j) - \hat{\mu}(0, p_i, p_j)}{\sqrt{(1 - S_i^2) \cdot (1 - S_j^2)}}. \quad (5.26)$$

При этом дисперсии истинных наблюдений

$$\sigma_{\tilde{p}_i}^2 = \sigma_{\hat{p}_i}^2 \cdot S_i^2, \quad (5.27)$$

а дисперсии ошибок наблюдений

$$\sigma_{\xi p_i}^2 = \sigma_{\tilde{p}_i}^2 \cdot (1 - S_i^2). \quad (5.28)$$

Ясно, что с помощью (5.24) в нашем случае, когда корреляции рассчитываются для широтной зоны и изначально учитывается неоднородность поля дисперсий наблюдаемых величин, можно получить только некие осредненные оценки для соотношений между сигмами наблюдаемых, «истинных» величин и их ошибок наблюдения. Однако при решении многих задач этих оценок вполне достаточно [20].

Если же пойти еще дальше и задаться значениями инструментальных ошибок наблюдения исследуемых величин (например из [10]), то, зная дисперсии ошибок наблюдения, которые складываются из инструментальных ошибок и ошибок, обусловленных локальной (мелкомасштабной) изменчивостью полей наблюдаемых величин

$$\zeta = \zeta_{\text{инст.}} + \zeta_{\text{лок.}},$$

и сделав предположение об их взаимной независимости, можно получить некие средние в рамках широтной зоны оценки дисперсий локальной изменчивости наблюдаемых величин

$$\sigma_{\xi_{\text{лок.}}}^2 = \sigma_{\xi}^2 - \sigma_{\xi_{\text{инст.}}}^2.$$

5.2.3. Результаты

Основной критерий качества аппроксимации первоначальной оценки матричной КФ линейной комбинацией функций Бесселя с матричными коэффициентами есть невязка в смысле квадрата нормы (5.19) (табл. 5.7). Однако не менее интересна и визуальная оценка соответствия исходных и аппроксимированных корреляций, что и демонстрируют рис. 5.8 – для горизонтальных корреляций и рис. 5.9 – для вертикальных корреляций при $r = 0$.

Здесь видно, что регуляризация (изменение с целью достижения положительной определенности КФ) приводит к сравнительно небольшим изменениям, как правило, сглаживающим изолинии. Тем самым косвенно подтверждается, что наша процедура «регуляризует», т. е. приближает КФ к истинным, физическим, подавляя мелкие осцилляции, вызванные недостаточностью (хотя используется глобальный архив за 35 лет) данных, их зашумленностью, а также погрешностью, вносимой при разбиении на градации по расстояниям с шагом 50 км.

Кроме того, сравнительно «гладкое» поведение исходных корреляций говорит, во-первых, о достаточности (при использовании предлагаемого алгоритма регуляризации) объема использованных радиозондовых наблюдений для надежной оценки пространственных корреляций. Во-вторых, поскольку для каждой градации расстояний коэффициенты корреляции рассчитывались, вообще говоря, по разным парам станций, то их сложение в сравнительно «гладкую» картинку служит косвенным подтверждением справедливости использованной гипотезы об однородности и изотропности корреляций в рамках широтных зон (по крайней мере, для умеренных широт СП) [20].

Таблица 5.7

Среднеквадратические погрешности аппроксимации рассчитанных КФ без контроля положительной определенности (столбец M0) и с обеспечением положительной определенности матриц по методам M1 и M2 [20]

Месяц	Январь			Апрель			Июль			Октябрь		
Метод	M0	M1	M2	M0	M1	M2	M0	M1	M2	M0	M1	M2
H	,0082	,0100	,0089	,0074	,0079	,0076	,0073	,0077	,0075	,0091	,0098	,0093
T	,0079	,0083	,0082	,0077	,0080	,0079	,0069	,0072	,0071	,0085	,0088	,0087
N	,0099	,0107	,0101	,0097	,0099	,0098	,0092	,0112	,0098	,0102	,0109	,0105
L	,0091	,0094	,0094	,0083	,0091	,0091	,0071	,0071	,0071	,0093	,0095	,0095
HT	,0083	,0104	,0094	,0078	,0090	,0087	,0072	,0082	,0080	,0088	,0101	,0094
HTNL	,0067	,0252	,0194	,0064	,0149	,0115	,0060	,0147	,0100	,0070	,0226	,0153

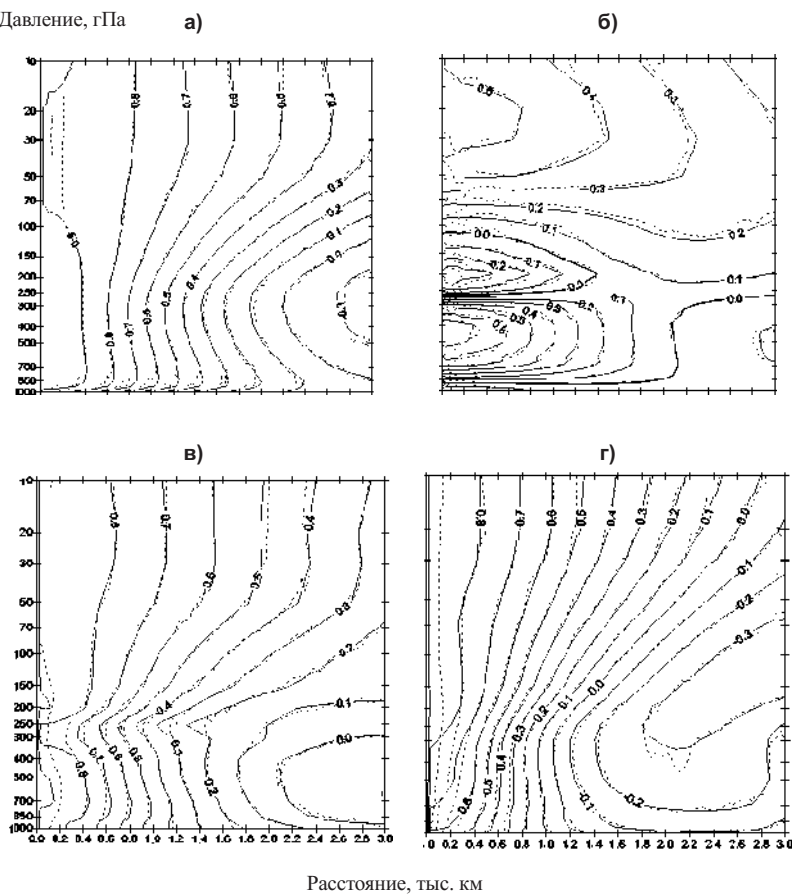
Решительно опровергается гипотеза о монотонном изменении с высотой так называемого «радиуса корреляции» – изменение и не монотонно, и различно для различных метеополей. Так корреляция температуры существенно ухудшается в районе тропопаузы – ближайшая изобарическая поверхность может оказаться и выше, и ниже тропопаузы. Если на соседних станциях тропопауза расположена по-разному – этот случай влияет на КФ в сторону уменьшения.

КФ для ветра убывает с расстоянием существенно быстрее, нежели для геопотенциала и ветра (хорошо известный факт). Для поперечного компонента наблюдаются заметные по модулю отрицательные корреляции на расстояниях, превышающих характерный радиус циклонов и антициклонов.

В целом подтверждается гипотеза о большей гладкости и больших значениях корреляции для нижних стратосферных уровней, по сравнению с тропосферой практически для всех метеовеличин. Однако, по мере приближения к крайнему верхнему уровню 10 гПа, корреляции снова уменьшаются.

Значения КФ вблизи поверхности земли существенно меньше, чем в свободной атмосфере. Это связано с эффектами пограничного слоя – атмосферные течения здесь обычно имеют меньший масштаб, чем в свободной атмосфере. Кроме того, корреляции для нижних уровней (1000 гПа и частично 925 и 850 гПа) оказываются в определенной мере условными, ибо эти уровни реально находятся над поверхностью земли только при высоком давлении.

Давление, гПа



Расстояние, тыс. км

Рис. 5.8 (а–г). Горизонтальные авто- и кросскорреляции наблюдаемых величин (на одном и том же барическом уровне). Умеренные широты СП. Январь 1964–1998 гг.: пунктир – исходные изокоррелянты; сплошная линия – аппроксимированные; (а) – а. Н; (б) – к. Н и Т; (в) – а. Т; (г) – а. поперечного ветра N [20]

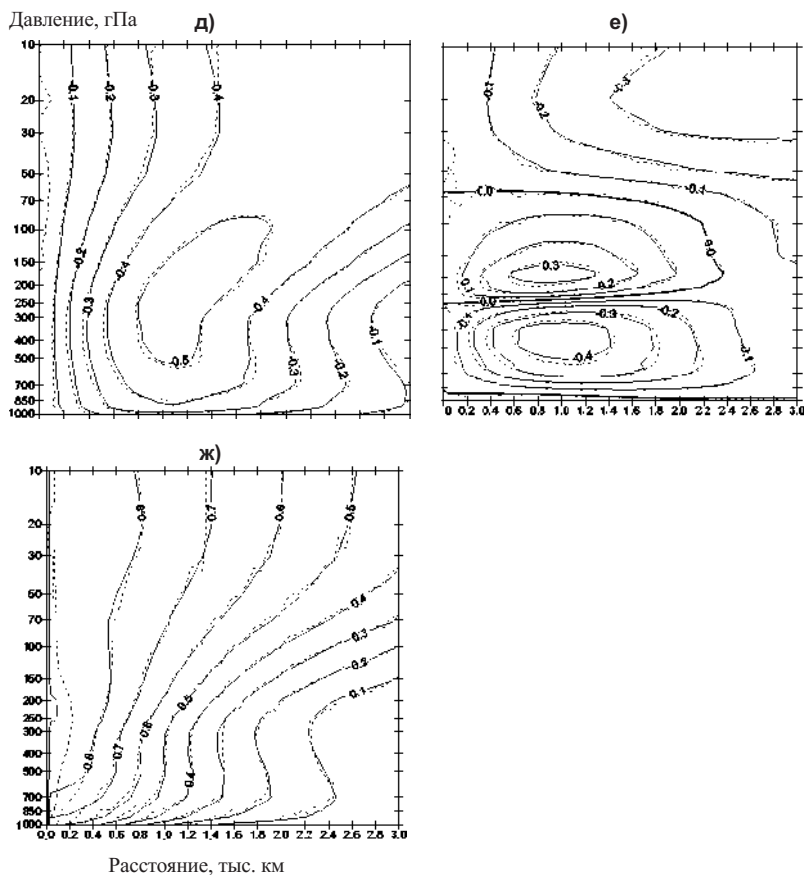


Рис. 5.8 (д–ж). Горизонтальные авто- и кросскорреляции наблюдаемых величин (на одном и том же барическом уровне). Умеренные широты СП. Январь 1964–1998 гг.: пунктир – исходные изокоррелянты; сплошная линия – аппроксимированные; (д) – к. H и N ; (е) – к. T и N ; (ж) – а. продольного ветра L [20]

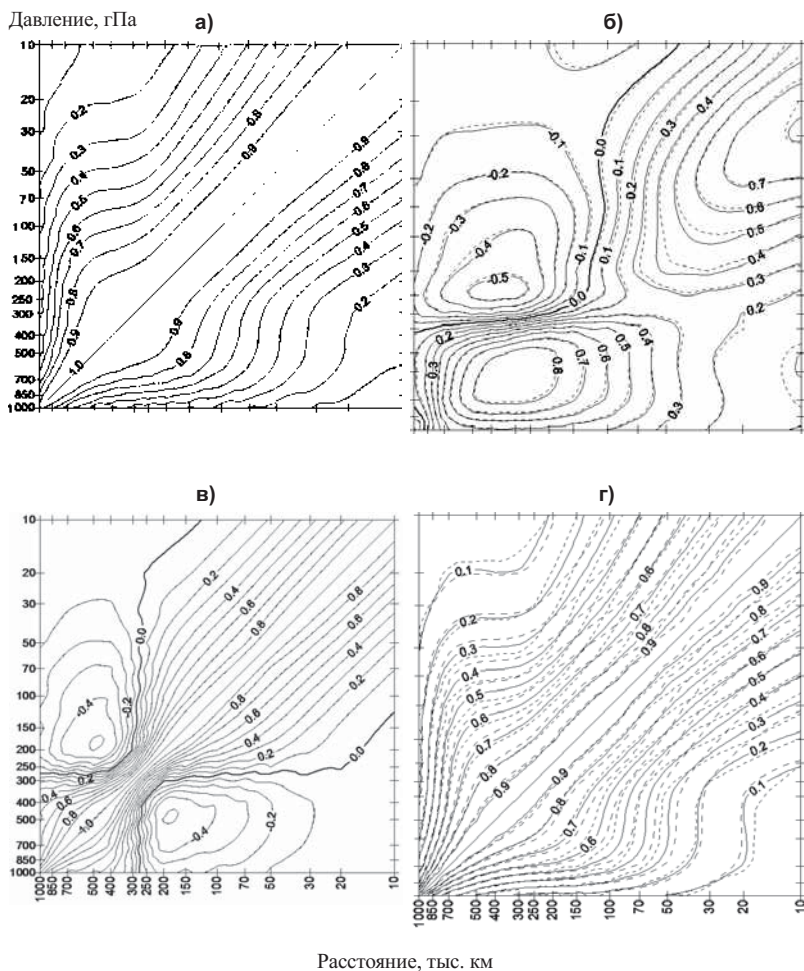


Рис. 5.9. Вертикальные авто- и кросскорреляции наблюдаемых величин при $r = 0$. Умеренные широты СП. Январь 1964–1998 гг.:
 пункт – исходные изокоррелянты; сплошная линия – аппроксимированные;
 (а) – а. Н; (б) – к. Н и Т; (в) – а. Т; (г) – а. компоненты ветра (обычный
 пункт – U, широкий пункт – V) [20]

Следует отметить, что если для свободной тропосферы основной уровень значений кросскорреляций между продольной и поперечной составляющими ветра лежит в диапазоне значений 0,00–0,06, которые, вероятно, следует считать весьма близкими к нулю (теоретическому значению), то вблизи поверхности земли (уровни 1000 и в меньшей степени 925 и 850 гПа) кросскорреляции отклоняются в область отрицательных значений и достигают -0,2, а для стратосферных уровней (100 гПа и выше) – заметных положительных значений на уровне 0,2. Таким образом, именно на этих высотах для атмосферы оказываются наиболее заметными погрешности «сильной» гипотезы изотропности (инвариантности относительно группы $O(3)$).

Использование изэнтропической или b -систем координат вместо p -системы может ослабить эффект уменьшения КФ вблизи тропопаузы и поверхности земли.

В табл. 5.7 приводятся погрешности аппроксимации рассчитанных корреляций для H , T , N и L для четырех месяцев с использованием более распространенного (**M1**) и предлагаемого (**M2**) метода регуляризации матричных коэффициентов при функциях Бесселя и Дирака, а также результаты (**M0**) без приведения к положительной определенности. Из таблицы следует, что предлагаемый метод дает ошибку примерно в полтора раза меньшую [20].

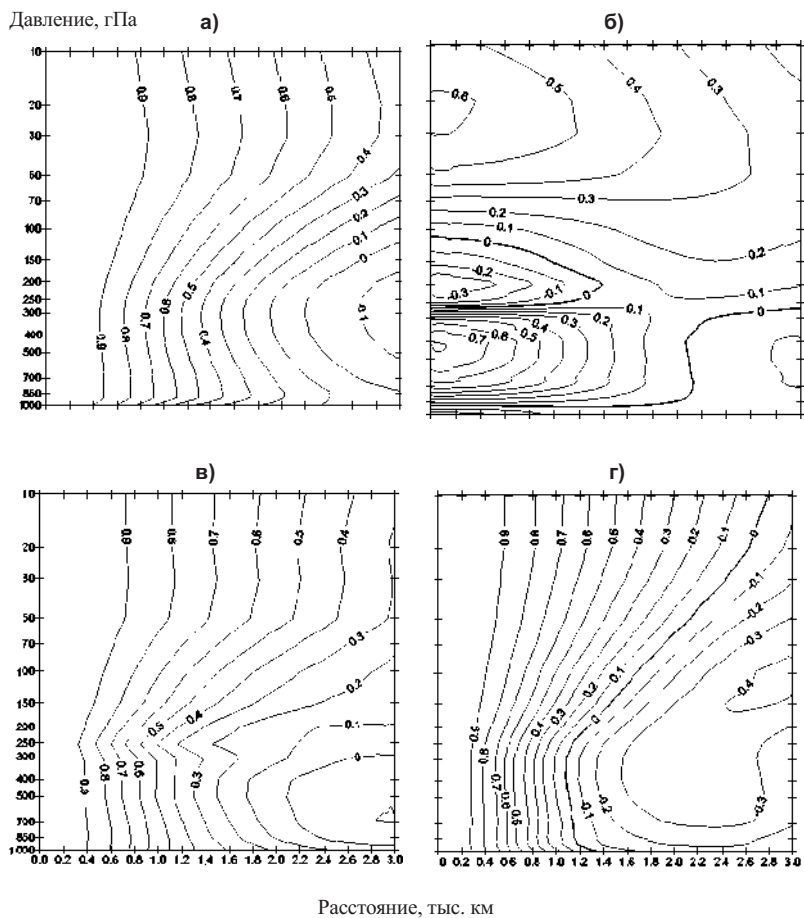
Для сравнения в табл. 5.7 приводятся результаты регуляризации КФ не только всех четырех метеополей одновременно, но и каждого из них в отдельности, а также пары – геопотенциал и температура. При этом размер матричных функций не 64, а 16 или 32 соответственно. Преимущество изложенного метода проявляется особенно при согласовании всех метеополей (последняя строка) [20].

Столбец M0, таким образом, дает возможность оценить, насколько точно ступенчатые по радиусу оценки КФ могут быть аппроксимированы комбинацией из четырех функций Бесселя и δ -функции. Два других столбца демонстрируют «плату» за обеспечение положительной определенности КФ. Метод M3 дает еще меньшую, чем метод M2, погрешность (поскольку минимизация проводится в той же норме, что и используется в настоящей таблице), но требует существенно больше ресурсов для численного решения [20].

На рис. 5.10 и 5.11 показаны «очищенные» по (5.25) от ошибок наблюдения корреляции «истинных» значений исследуемых величин, а на рис. 5.12 – корреляции ошибок наблюдения, полученные в соответствии с (5.26), которые предполагаются независимыми по горизонтали. Видно, что наличие ошибок наблюдения, как правило, занижает корреляции наблюдаемых величин, особенно на малых расстояниях, а также видно существенно разное поведение (а, значит, и влияние на наблюдаемые величины) ошибок наблюдения для разных величин [20].

Рис. 5.13 показывает соотношения между осредненными по широтной зоне дисперсиями наблюдаемых и «истинных» значений исследуемых величин, а также соотношения между инструментальными ошибками и ошибками, обусловленными локальной неоднородностью полей наблюдаемых величин, а также их суммой – полной ошибкой наблюдения. Видно, что величина инструментальной ошибки сравнима с величиной ошибки, обусловленной локальной неоднородностью полей [20].

Давление, гПа



Расстояние, тыс. км

Рис. 5.10 (а–г). Горизонтальные авто- и кросскорреляции «истинных» значений (на одном и том же барическом уровне). Умеренные широты СП. Январь 1996–1998 гг.: (а) – а. Н; (б) – к. Н и Т; (в) – а. Т; (г) – а. N [20]

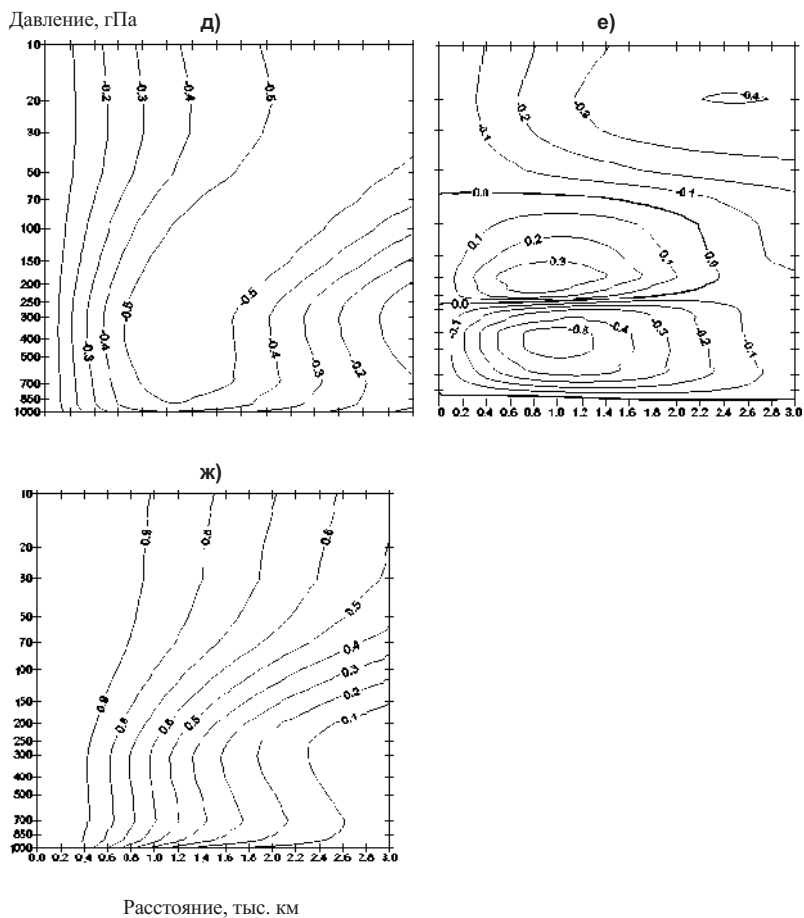


Рис. 5.10 (д–ж). Горизонтальные авто- и кросскорреляции «истинных» значений (на одном и том же барическом уровне). Умеренные широты СП. Январь 1996–1998 гг.: (д) – H и N ; (е) – T и N ; (ж) – a . L [20]

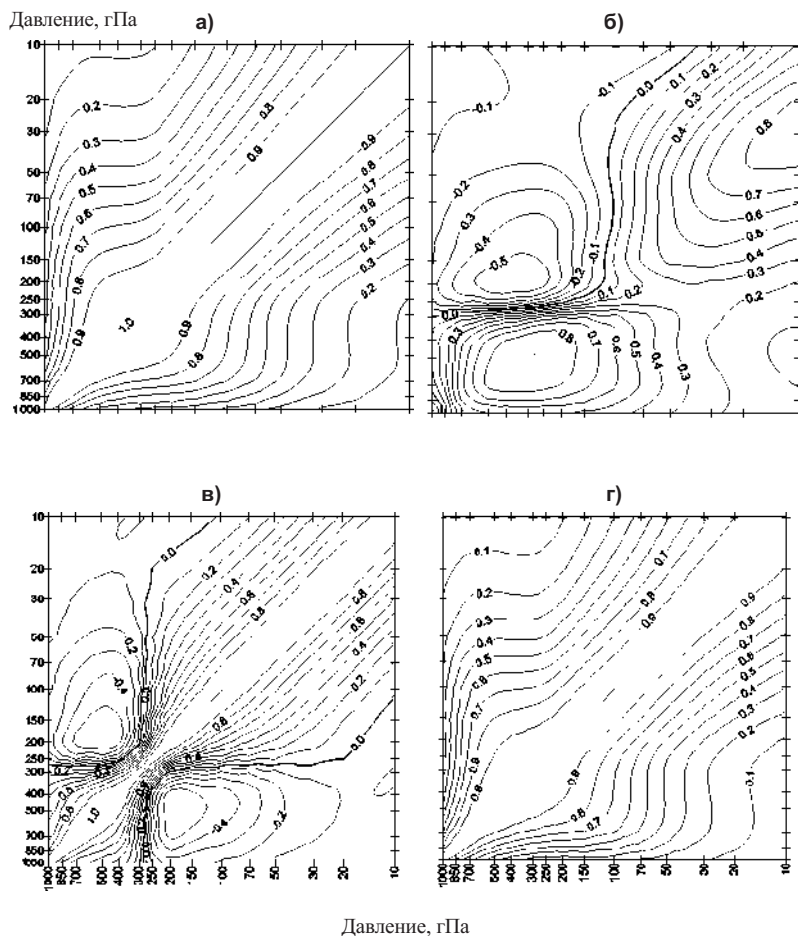


Рис. 5.11. Вертикальные авто- и кросскорреляции «истинных» значений при $r = 0$. Умеренные широты СП. Январь 1964–1998 гг.:
(а) – а. Н; (б) – к. Н и Т; (в) – а. Т; (г) – а. ветра (при $r = 0$ для продольного и поперечного компонентов они совпадают) [20]

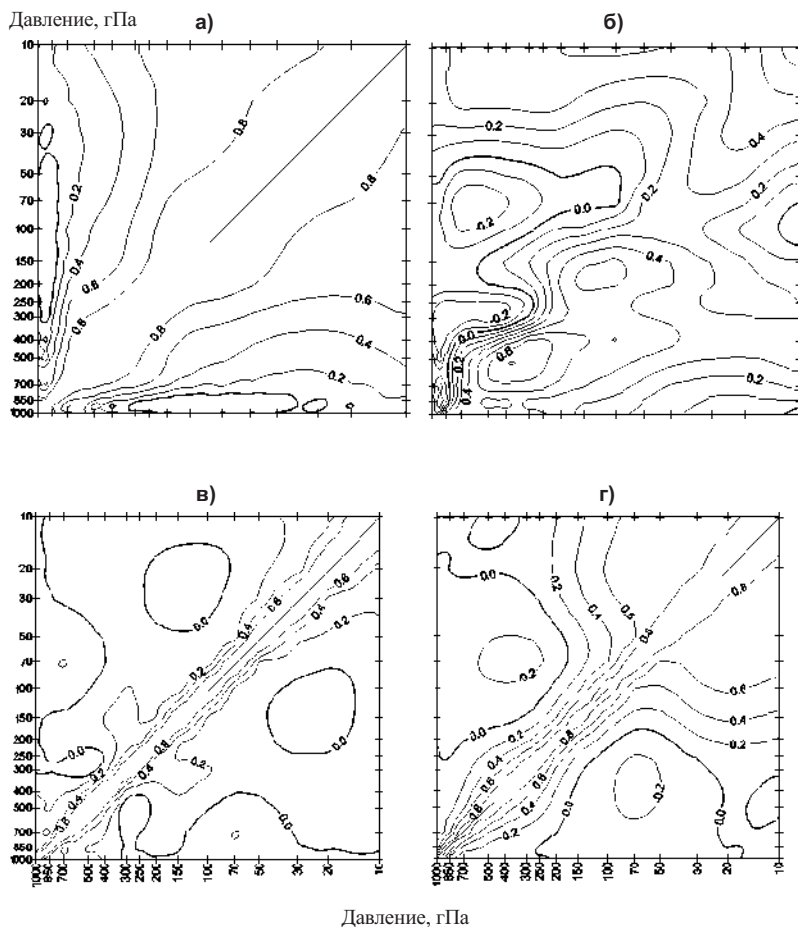


Рис. 5.12. Вертикальные авто- и кросскорреляции ошибок наблюдения.
Умеренные широты СП. Январь 1964–1998 гг.:
(а) – а.о.н. N ; (б) – к.о.н. N и T ; (в) – а. о.н. T ;
(г) – а.о.н. любого горизонтального компонента ветра [20]

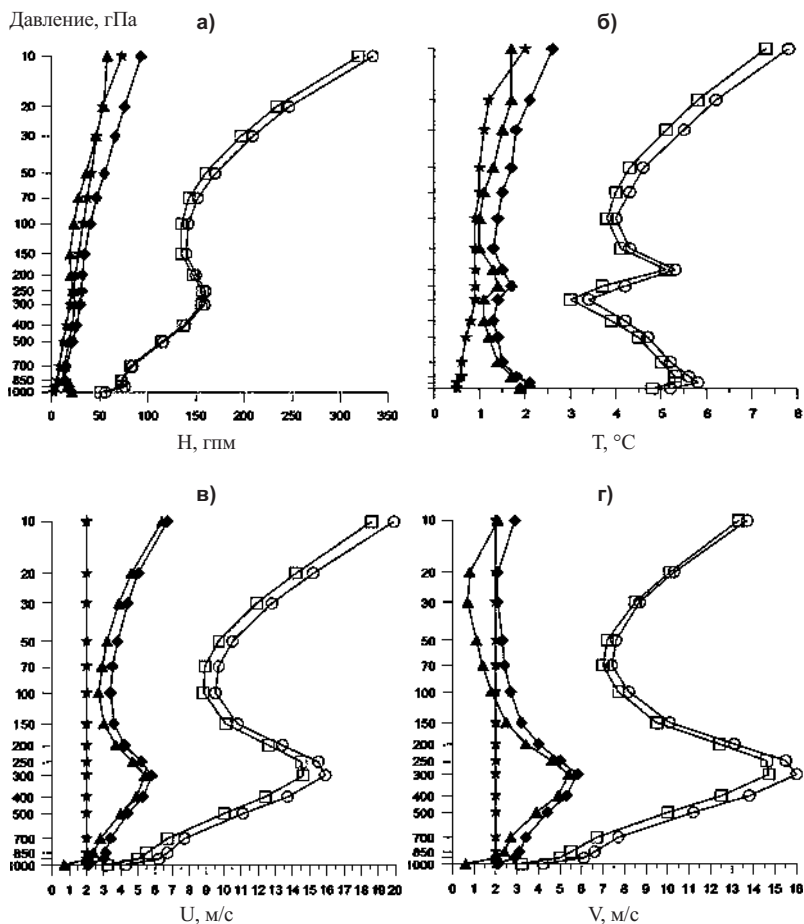


Рис. 5.13. Структура ошибок наблюдения. Умеренные широты СП. Январь 1964–1998 гг.: —○— сигма наблюдаемых значений (с ошибками наблюдений), —□— сигма истинных значений (без ошибок наблюдений), —◆— ошибка наблюдения, —▲— локальная неоднородность, —★— инструментальная ошибка. (а) — о.н. Н (гПа); (б) — о.н. Т (°C); (в) — о.н. U (м/с); (г) — о.н. V (м/с) [20]

Заключение

Методика построения КФ отработана на глобальном архиве аэрологических наблюдений за 35 лет [20]. Полученные результаты отчасти отражены данными на рисунках и в таблицах.

Аналогичная процедура может быть применена не к КФ отклонений от климата, а отклонений от полей той или иной прогностической модели, которая оперативно используется для производства полей первого приближения объективного анализа. В настоящее время такой архив прогнозов на срок наблюдений накапливается нами на магнитных носителях [20].

При моделировании атмосферной циркуляции критерием качества (например при выборе параметризации крупномасштабной турбулентности) традиционно считается адекватность описания полей средних. Однако поля дисперсий и КФ являются не менее важными статистическими характеристиками земной атмосферы, и их правильное описание той или иной моделью также должно быть включено в критерий качества. Полученные результаты, на наш взгляд, пригодны для включения в подобный критерий [20].

5.3. Оценки анизотропии корреляционной структуры полей метеорологических величин по наблюдениям глобальной аэрологической сети

При объективном анализе метеорологических полей крайне важным элементом являются корреляционные функции (КФ) этих полей. Учет реальной структуры КФ позволяет минимизировать ошибку интерполяции метеорологических наблюдений в регулярную сетку точек [21].

КФ – вторые моменты случайных полей, как и их образ Фурье – спектральные плотности, являются одной из основных (следующие после первых моментов – полей средних значений, которые часто называют климатом) статистических характеристик реальной атмосферы.

Основными гипотезами при статистической оценке КФ, использованными в метеорологической практике в течение сорока лет, являются горизонтальные однородность и изотропия анализируемых полей после надлежащей нормировки

$$f(\vec{x}, p) = \frac{F(\vec{x}, p) - \bar{F}(\vec{x}, p)}{\sigma_{F(\vec{x}, p)}},$$

где $F(\vec{x}, p)$ – случайное поле, черта означает осреднение; в знаменателе – стандартное отклонение (квадратный корень из дисперсии) $F(\vec{x}, p)$. Все необходимые понятия и теоремы, а также историю вопроса см. в [20, 151]. То, что горизонтальные и вертикальная координаты в пространстве не являются равноправными, представляется очевидным¹.

¹ Отметим [186], где указывается, что наибольший вклад в динамику земной атмосферы вносят волны, в которых имеется определенное соотношение между горизонтальным и вертикальным масштабами.

Однако некоторые данные обработки измерений показывают недостаточную обоснованность гипотезы изотропности и по горизонтальным переменным, в первую очередь в тропической зоне [21].

Весьма актуальным при усвоении аэрологических наблюдений является вопрос о возможной зависимости анизотропии наблюдаемых аэрологических величин (например, геопотенциальной высоты, температуры, ветра и т.д.) от широтного пояса, в котором расположен рассматриваемый регион [21]. Существуют и реально используются в разных исследованиях и приложениях [21, 91, 155, 166, 193] самые разные гипотезы об анизотропии аэрологических величин. Если для умеренных и полярных широт большинство исследований сходятся в том, что коэффициент анизотропии близок к 1,0 (т.е. поля аэрологических величин изотропны), то применительно к тропическим широтам оценки коэффициента анизотропии варьируются в весьма широком диапазоне.

В [21] авторы делают попытку получить оценку степени горизонтальной анизотропии аэрологических величин на основе максимально полного в настоящее время глобального массива аэрологических наблюдений. При этом следует учитывать, что оценка полной КФ как матричнозначной функции шести пространственных переменных невозможна ни на каком реальном архиве и при использовании самых современных компьютеров. Поэтому надлежит выбрать какую-то разумную гипотезу – в каком виде предполагается описывать эту анизотропию?

Модели, описывающие анизотропию случайных полей, могут включать разное число параметров. Например, если предположить, что коэффициент анизотропии отличен от 1,0, то возникает вопрос о возможной ориентированности осей эллипса корреляций в горизонтальной плоскости. Другими словами, анизотропия описывается метрическим тензором $g_{xx}dx^2 + g_{xy}dxdy + g_{yy}dy^2$, где коэффициенты удовлетворяют неравенствам $g_{xx} > 0$, $g_{yy} > 0$, $g_{xx}g_{yy} - g_{xy}^2 > 0$ и зависят от широты точки и высоты в барической системе координат. В новой метрике, которую нужно определить, соответствующее случайное поле будет изотропным, точнее – наиболее близким к изотропному. Сначала будем предполагать ориентированность этих осей вдоль широты и долготы на земном шаре, т.е., что $g_{xy} = 0$. Затем будет рассмотрена модель с произвольной ориентацией осей тензора анизотропии [21].

Исходные данные. Для получения оценок использовались данные глобального массива срочных аэрологических наблюдений КАРДС [138] за 1964–2002 гг. на стандартных изобарических поверхностях от 1000 до 10 ГПа. На рис. 5.14 показано распределение 990 базовых аэрологических станций, по которым проводились вычисления.

Территория земного шара была разбита на 16 частично пересекающихся тридцатиградусных широтных зон (60–90, 50–80, 40–70, ... -60 – -90 градусов широты). И для каждой такой зоны рассчитывались корреляции для геопотенциальной высоты (H), температуры (T), продольной (L) и поперечной (N) составляющих ветра ($\vec{S}$).

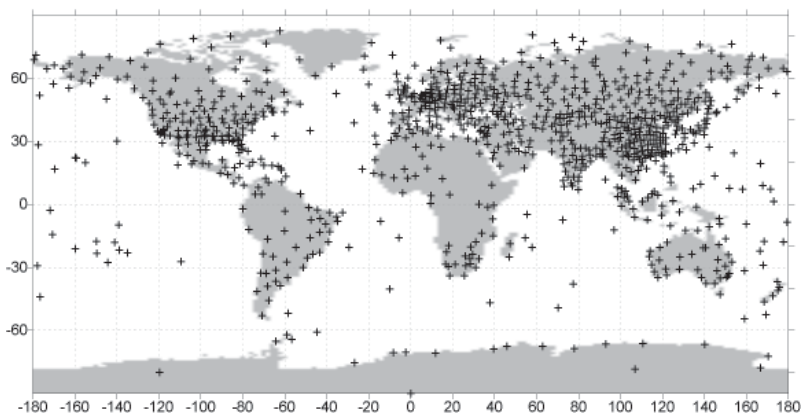


Рис. 5.14. Распределение 990 базовых аэрологических станций, использованных для расчета корреляций (20 станций для южных полярных широт, 42 – для южных умеренных, 317 – для тропических, 501 – для умеренных северных и 109 – для северных полярных широт) [21]

В рамках каждой широтной зоны принята гипотеза об однородности корреляций для каждой изобарической поверхности, т.е. для каждого фиксированного направления вектора расстояния $\vec{V}$ между станциями, предполагается зависимость корреляций только от расстояния между станциями, а не от координат станций. Таким образом, при описании корреляций мы можем перейти от системы координат XY в систему координат RA , и пространственное осреднение проводить по $\{(r_{ij}, \alpha_{ij}), i, j = 1, \dots, m\}$, где α_{ij} – есть угол между осью X и направлением вектора $\vec{V}$, соединяющего i -ю и j -ю станции, а r_{ij} – длина вектора $\vec{V}$.

Для каждой величины, каждой зоны и каждой изобарической поверхности нами был рассчитан базовый массив корреляций $\mathbf{M}$. Для этого «круг влияния» радиуса 3 тыс. км (корреляциями на большем расстоянии пренебрегаем) был разбит на сегменты с шагом 15° по углу и с шагом 50 км по радиусу. После осреднения по архиву для каждого из 1440 сегментов получаем свой элемент массива $\mathbf{M}$ – коэффициент корреляции. Осреднение производится по всем парам наблюдений, расположенным таким образом, что соответствующий вектор $\vec{V} = \vec{V}_{ij}$ принадлежит данному сегменту. Если рассматриваются и не скалярное, а n -мерное векторное случайное поле, а, значит, и кросскорреляции, то для каждого сегмента оценивается матрица порядка n . В нашем случае порядок n равен произведению числа барических уровней, т.е. 15, на число метеорологических полей, т.е. 4. Диагональные элементы матриц, отвечающих автокорреляциям, можно осреднить одновременно по векторам $\vec{V}_{ij}$ и $\vec{V}_{ji} = -\vec{V}_{ij}$. Для кросскорреляций это уже может быть неверно.

При расчете корреляций учитывались только станции внутри данной широтной зоны. Корреляции между станциями, не входящими в одну широтную зону, не учитывались при осреднении, ибо это могло привести к существенной асимметрии корреляций, когда об анализе анизотропии вести речь весьма сложно.

Число выбранных для анализа аэрологических станций для некоторых зон, а также число использованных наблюдений за многолетний январь 1964–2002 гг. показано в табл. 5.8. Из нее видно, что плотность доступных наблюдений аэрологических величин по широтным зонам и высотам весьма неравномерна. Наиболее освещенными оказываются средние слои тропосферы в умеренных широтах СП. Самые же нижние, а также самые верхние уровни атмосферы в слое от 1000 до 10 гПа для тропических широт и полярных широт СП оказываются наименее освещенными наблюдениями. (Весьма похожие цифры имеют место и для многолетнего июля 1964–2002 гг.)

Таблица 5.8

Число наблюдений (тысяч) H , T и $\bar{S}$ по 317 станциям в тропических широтах, 501 станции в умеренных широтах СП и 109 станциям в полярных широтах СП, использованных для расчета корреляций за многолетний январь 1964–2002 гг.

Р (гПа)	Тропические широты			Умеренные широты СП			Полярные широты СП		
	Н	Т	$\bar{S}$	Н	Т	$\bar{S}$	Н	Т	$\bar{S}$
10	217	220	94	2328	2339	1071	214	216	84
20	1711	1732	911	14 004	14 150	8718	1109	1112	690
30	2787	2824	1595	22 553	22 761	15 096	1870	1887	1277
50	3825	3890	2212	31 776	32 095	21 570	3032	3055	2174
70	4525	4599	2605	36 996	37 344	25 247	3877	3903	2826
100	6277	6396	3719	54 997	55 602	36 889	5723	5768	4209
150	7090	7217	4526	60 543	61 319	41 919	6447	6501	4969
200	7645	7757	5183	64 113	65 090	45 693	6823	6885	5329
250	7955	8058	5662	66 262	67 234	48 361	7026	7094	5521
300	8396	8532	6143	69 315	70 194	51 930	7235	7297	5823
400	8775	8930	6688	70 982	71 702	55 017	7383	7425	6097
500	9920	10 076	7781	75 839	76 466	59 845	7500	7530	6305
700	9933	10 051	8003	73 885	74 450	59 872	7591	7621	6408
850	8584	8640	7115	68 705	69 038	54 146	7586	7587	6167
925	6403	6450	3778	47 782	48 169	29 613	6929	6925	4164
1000	4514	4516	2582	16 819	16 841	9029	3532	3525	1979
Всего:	98 565	99 899	68 608	776 899	784 794	564 019	83 872	84 334	64 030

5.3.1. Диагональный метрический тензор

Модель (диагональный метрический тензор). Базовый массив можно создать для любого метрического тензора. Затем для такого базового массива **М** проводились аппроксимации корреляций, с учетом возможной анизотропии, путем минимизации функционала

$$L = \sum_{i=1}^{60} \sum_{j=1}^{24} \left(F(a, r'_i, \phi'_j) - c_{ij} \right)^2 \xrightarrow{a} \min, \quad (5.29)$$

где i – номер сегмента по углу, j – по радиусу; $F(*)$ – некая форма зависимости КФ (например, экспонента или комбинация функций Бесселя; подробнее см. [20]). В результате минимизации мы находим коэффициент a , такой, что после сжатия оси OX и растяжения оси OY в a раз, в новых координатах (x', y')

$$\begin{cases} x' = x / a \\ y' = y \cdot a \end{cases} \quad (5.30)$$

случайное поле, а, следовательно, и его КФ были изотропны. Здесь расстояние r'_i в новых координатах:

$$r'_i = \sqrt{(\Delta x'_i)^2 + (\Delta y'_i)^2}; \quad (5.31)$$

c_{ij} в (5.29) – оценка коэффициента корреляции для характеристик сегмента: расстояния r'_i и направления ϕ'_j между станциями в соответствии с массивом **М**.

С целью определения возможной зависимости оценки коэффициента анизотропии от вида аппроксимации $F(*)$, а также возможной неоднородности коэффициентов анизотропии по радиусу (в сегментах, отвечающих различным r' , возможны различные оценки анизотропии – этот эффект, действительно, наблюдался, но довольно слабо), были проведены эксперименты с разными формами аппроксимации:

– экспонентой

$$F(r') = b \cdot e^{-d \cdot r'}; \quad (5.32)$$

– функцией Бесселя

$$F(r') = b \cdot J_0(d \cdot r'). \quad (5.33)$$

Минимизация проводилась для автокорреляционной функции каждой из четырех рассматриваемых величин (геопотенциала H , температуры T , продольного компонента ветра L , нормального компонента¹ N), где J_0 есть функция Бесселя нулевого порядка. Кроме того, изменялись нормы в пространстве функций – помимо (5.29), использовались взвешенные суммы квадратов разностей

¹ Вдоль и поперек отрезка, соединяющего две точки, между которыми вычисляется корреляция. В предположении однородности и изотропии кросс-корреляция между продольным и поперечным компонентами тождественно равна нулю (в природе, разумеется, мала, но не равна нулю), так что нужно оценивать только автокорреляции продольного компонента с продольным и нормального с нормальным.

$$L_p = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N p_{ij} \cdot \left(F(a, r'_i, \varphi'_j) - c_{ij} \right)^2 \xrightarrow{a} \min ,$$

где

$$p_{ij} = F^2(r'_j),$$

т. е. больший вес придавался большим по абсолютной величине коэффициентам корреляции.

Поскольку для оценки КФ здесь используются «зашумленные» данные, включающие погрешности измерений, и поскольку сравнительно большие расстояния между станциями не позволяют учитывать мезомасштабные эффекты¹, константа b в формулах (5.32) и (5.33) меньше 1. Эта константа также является предметом оценки при оптимизации параметра анизотропии a .

Результаты вычислений с использованием функций Бесселя и экспоненты, а также с использованием взвешенных и невзвешенных сумм разностей, продемонстрировали слабую зависимость полученных оценок коэффициента анизотропии от формы аппроксимации и выбора метрики (взвешенности) в пространстве функций, что, на наш взгляд, свидетельствует о достоверности полученных оценок анизотропии. Наиболее существенные различия между оценками разными методами имеют место для наименее освещенных наблюдениями изобарических поверхностей (1000–925 и 20–10 гПа; см. табл. 5.8). Это значит, что даже почти 40-летнего ряда радиозондовых наблюдений (1964–2002 гг.) оказывается не вполне достаточно для надежной оценки корреляций аэрологических величин на всех изобарических поверхностях, с учетом не всегда достаточно высокого давления на высоте запуска радиозонда и не всегда достаточной высоты их подъема.

Результаты (диагональный метрический тензор).

На рис. 5.15–5.18 показаны полученные оценки коэффициента анизотропии для геопотенциальной высоты, температуры, продольной и поперечной составляющих ветра для глобальной атмосферы для многолетнего января и многолетнего июля за 1964–2002 гг. Данные для двух противоположных месяцев приведены с целью определения возможного годового хода коэффициентов анизотропии.

Из этих рисунков видно, что:

1) степень анизотропии автокорреляций для таких величин, как геопотенциальная высота, температура и продольная составляющая ветра для разных широтных зон, может существенно зависеть от высоты изобарической поверхности, хотя диапазон этих изменений для умеренных и полярных широт находится в существенно более узких пределах, чем для тропических широт;

2) с точки зрения распределения анизотропии по высотам, наибольшая степень анизотропии для H , T и L и для зимы, и для лета имеет

¹ В [20] было показано, что эти два фактора вносят примерно одинаковые погрешности в оценки КФ.

место для стратосферных уровней с максимумом в районе изобарических поверхностей 30–20 гПа;

3) с точки зрения широтного распределения, наиболее четко анизотропия для H , T и L и для зимы, и для лета выражена в тропических широтах, тогда как в умеренных и полярных широтах СП величина коэффициента анизотропии для большинства не слишком высоко расположенных изобарических поверхностей близка к 1,0;

4) при сравнении рисунков для каждой величины (H , T и L) для зимы (январь) и лета (июль), а также для Северного и Южного полушарий прослеживается определенная тенденция к усилению анизотропности корреляций в теплый период времени года (по крайней мере, для стратосферных уровней);

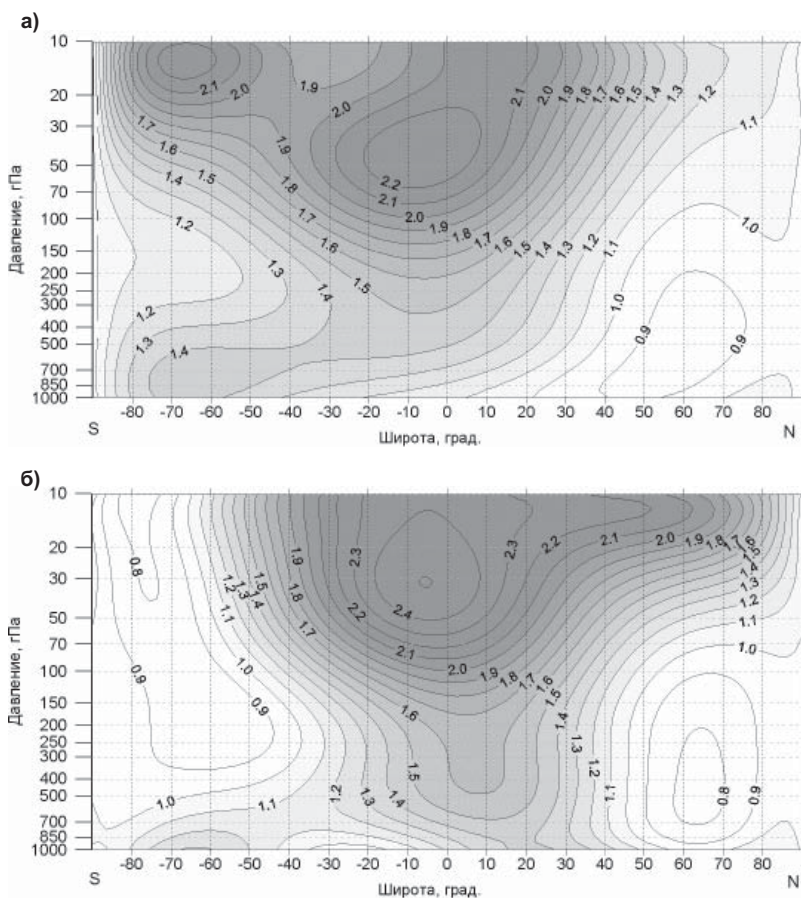


Рис. 5.15. Распределение коэффициента анизотропии для H (геопотенциал) по данным за январь (а) и июль (б). 1964–2002 гг. [21]

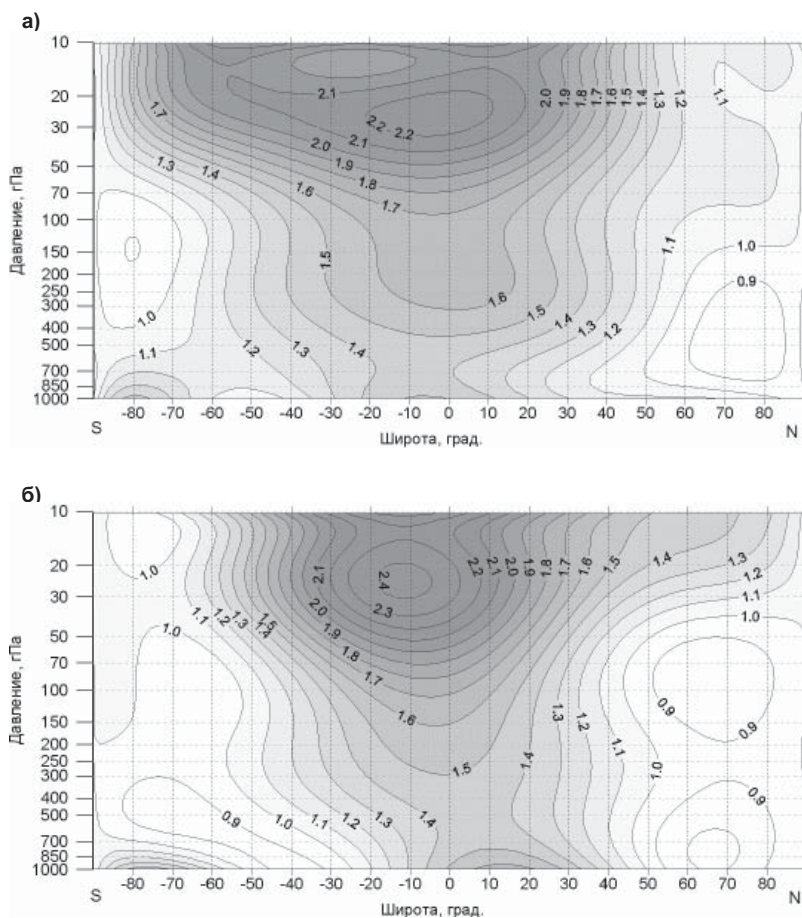


Рис. 5.16. Распределение коэффициента анизотропии для T (температуры) по данным за январь (а) и июль (б) 1964–2002 гг. [21]

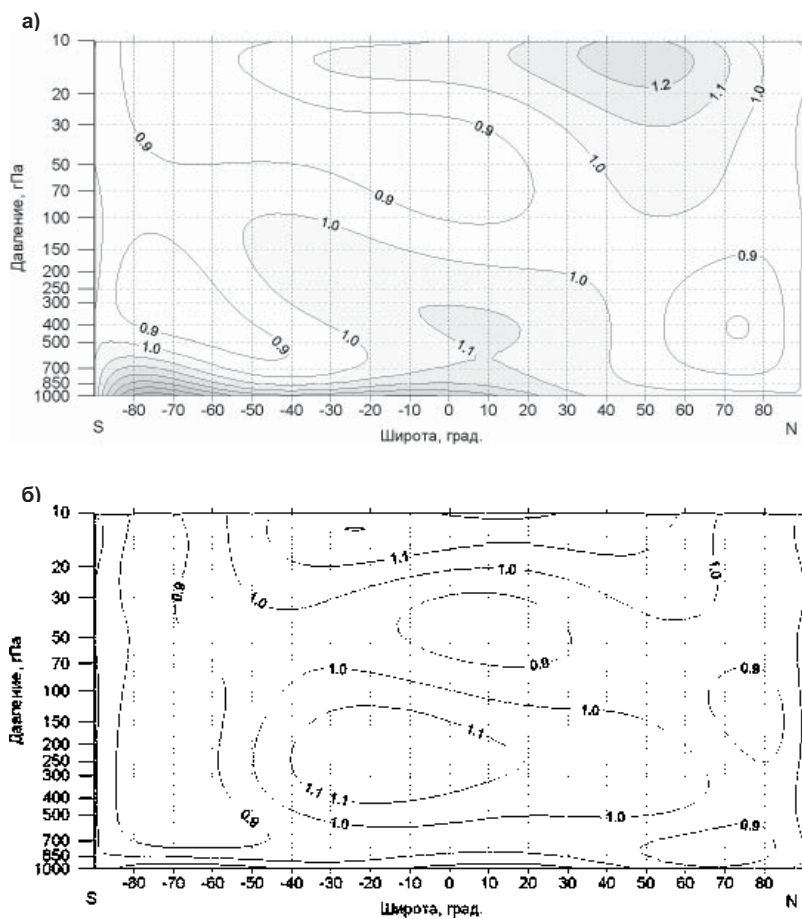


Рис. 5.17. Распределение коэффициента анизотропии для N (поперечной составляющей ветра) по данным за январь (а) и июль (б) 1964–2002 гг. [21]

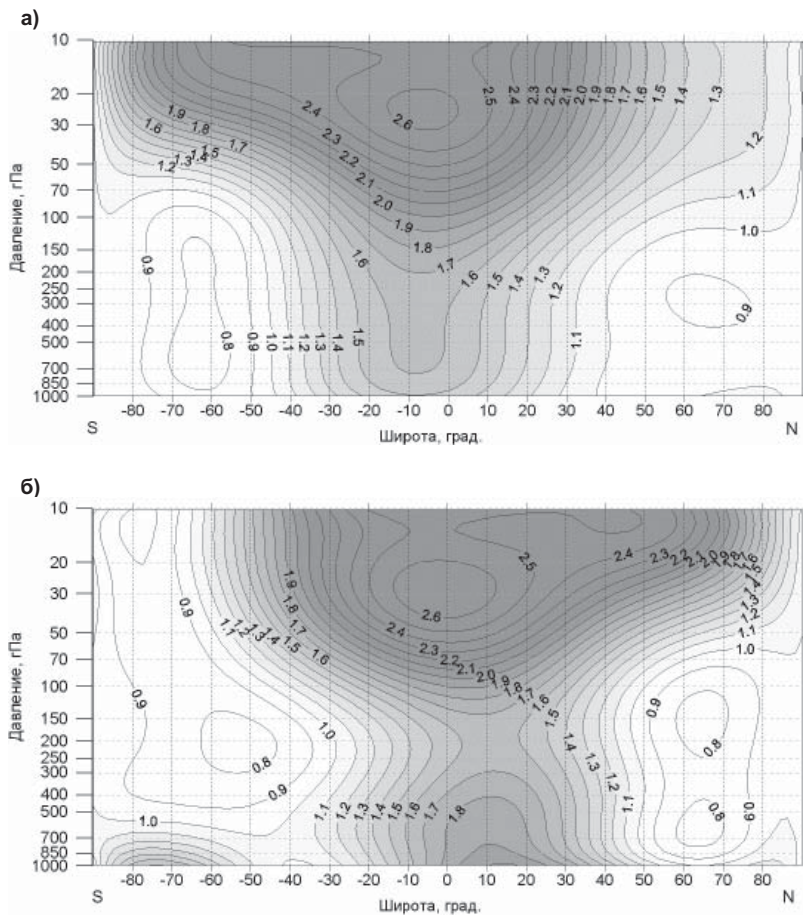


Рис. 5.18. Распределение коэффициента анизотропии для L (продольной составляющей ветра) по данным за январь (а) и июль (б) 1964–2002 гг. [21]

5) именно уровень земли (т.е. пограничный слой атмосферы), а также первая (полярная) и вторая (тропическая) тропопаузы оказывают определенное влияние на степень равномерности изменения коэффициента анизотропии в зависимости от высоты изобарической поверхности;

6) поперечная составляющая ветра (N) практически изотропна;

7) поперечная составляющая ветра (N) обладает существенно большей кросскорреляцией с геопотенциалом и ветром (это следует из картинок, не вошедших в данную публикацию), нежели продольная (L) – это соответствует квазигеострофической гипотезе о динамике атмосферы Земли.

5.3.2. Модель с недиагональным метрическим тензором

Массив $\mathbf{M}$ позволяет оценить анизотропию в горизонтальной плоскости, не накладывая ограничения диагональности на метрический тензор g_{ij} . Другими словами, направление наибольшей горизонтальной корреляции необязательно направлено вдоль параллели или меридиана. Здесь мы приводим данные о горизонтальной анизотропии аэрологических полей в следующем виде: в качестве независимых переменных используются широта и высота. Зависимость от долготы исчезает при осреднении.

На рис. 5.19 отрезок в данной точке расположен вдоль оси наибольшей корреляции (горизонтальное его расположение означает, что корреляция именно вдоль параллели максимальна, а вдоль меридиана – минимальна; вертикальное расположение отрезка – наоборот). Длина отрезка характеризует отношение осей эллипса – только в такой форме мы ищем изокорреляты. Если отрезок вырождается в точку, то это означает, что для данных широты и высоты случайное поле (и его КФ) изотропно ($a = 1$). Преобразование для этих рисунков было выбрано следующее: $l \sim \sqrt{a - 1}$, где l – длина отрезка; соотношение (нелинейное) между длиной отрезка и коэффициентом анизотропии показано в верхней части рисунков.

Видно, что ориентация отрезков имеет определенные закономерности, с преобладанием ориентации вдоль параллели. Причем ориентация анизотропии для нормального компонента ветра существенно отличается от ориентации для остальных полей. Подтверждаются выводы, полученные в предыдущих параграфах: анизотропный характер метеорологических полей существенно проявляется в тропической стратосфере, где значение параметра a превышает три. Это значит, что корреляция вдоль направления отрезка как минимум в девять раз «длиннее», чем в перпендикулярном направлении. Возможно, при анализе наблюдений на больших высотах (которых, к сожалению, крайне мало) можно было бы там обнаружить еще большую анизотропию. Ориентация и длины отрезков весьма сходны для геопотенциала, температуры и продольного компонента ветра и существенно отличаются для нормального (поперечного) компонента ветра.

Видимо, причиной такого поведения КФ являются какие-то локальные образования, движение в которых происходит под углом к экватору, имеющие сложную трехмерную структуру.

Возможно, дополнительную информацию об этих структурах можно будет получить при анализе кросс-КФ для полей с временным сдвигом в 24 часа.

Заключение

Полученные оценки анизотропии КФ являются для авторов [21] достаточно неожиданными. Особенно это относится к пункту 6. Ожидали (ориентируясь на квазигеострофическую гипотезу) синхронной анизотропии для геопотенциала и нормального компонента ветра. Однако был получен обратный эффект, хотя корреляция с геопотенциалом большая именно у нормального компонента [21].

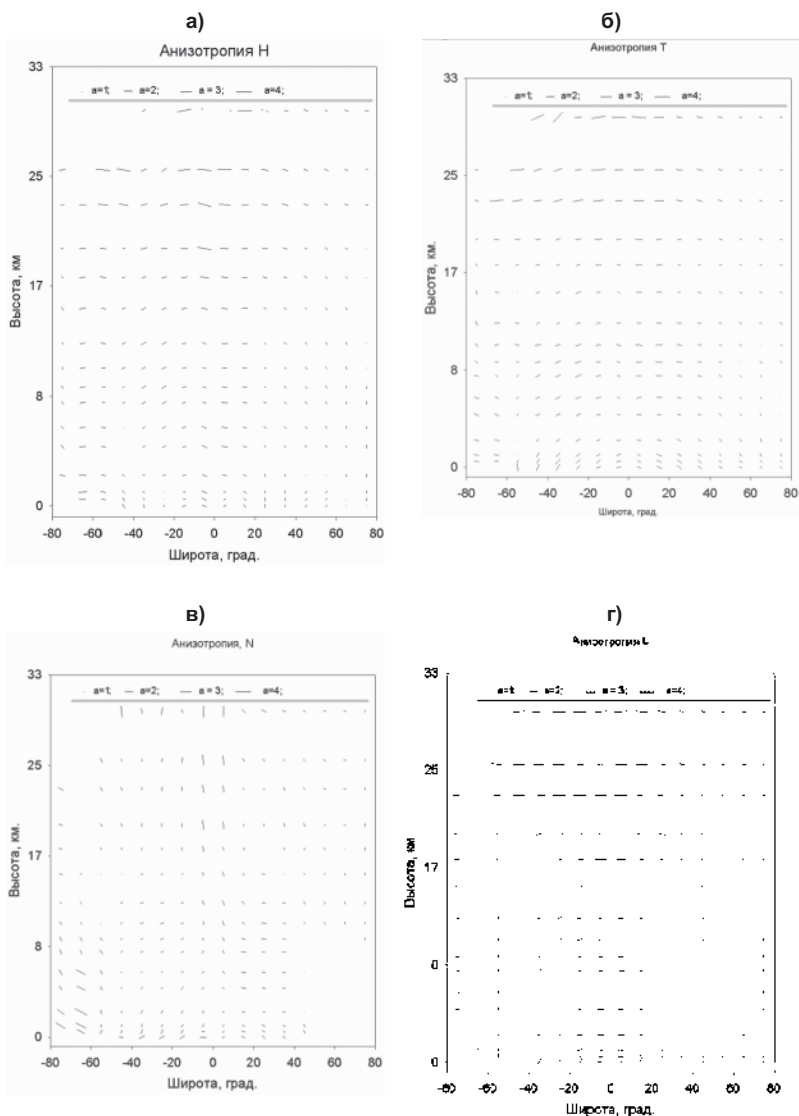


Рис. 5.19. (а) – Поле горизонтальной анизотропии для геопотенциала (январь 1964–2002 гг.), (б) – поле анизотропии для температуры (январь 1964–2002 гг.), (в) – поле анизотропии для нормального (поперечного) компонента ветра (январь 1964–2002 гг.), (г) – поле анизотропии для продольного компонента ветра (январь 1964–2002 гг.) [21]

Возможно, обнаруженная в [21] анизотропия КФ является следствием движения каких-то волн типа волн Россби–Гаурвица или нелинейных резонансных колебаний. Волны и вихри такого рода рассматривались особенно в последнее время разными методами [115, 169, 170, 184]. К сожалению, вертикальная структура таких волн исследована недостаточно, а, согласно нашим оценкам, анизотропия проявляется наиболее существенно именно в стратосфере [21].

Можно также предположить, что речь идет о тороидальной циркуляционной ячейке, вытянутой примерно вдоль экватора. В силу такой гипотезы основное движение происходит вдоль траекторий – обмоток вложенных торов, причем и сами торы «плавно» меняют свои очертания (см. [21, 52, 151]). Если также предположить, что корреляция метеорологических полей вдоль линий тока (точнее, вдоль их горизонтальных проекций) сильнее, чем поперек, это могло бы объяснить полученные оценки анизотропии КФ [21].

Различие в метрических тензорах, наиболее «подходящих» для описания статистической структуры нормального и продольного компонентов ветра (а, следовательно, полей дивергенции и вихря), приводит к задаче о восстановлении поля ветра не по его по вихрю и дивергенции, а по их модификациям, полученным в растянутых по-разному системах координат. С точки зрения теории дифференциальных уравнений задача сводится к решению линейной эллиптической системы двух уравнений первого порядка на сфере [21]. Эту вычислительную задачу предполагается рассмотреть в отдельной публикации.

МЕТОДЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НЕПОЛНЫХ ПРОФИЛЕЙ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ ПРИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Анализ данных аэрологических наблюдений имеет свою специфику по отношению ко многим другим метеорологическим наблюдениям, т. к. на многих высотах в атмосфере (на изобарических поверхностях) имеется множество пропущенных наблюдений. Основная причина этого – недостаточная высота подъема радиозонда, а также многие другие причины, связанные с текущей технологией радиозондовых наблюдений, технологией производства оболочек зондов и датчиков измерения параметров атмосферы, реальных температур, влажности и ветра (и их воздействия на техническое состояние радиозонда) [61].

Однако даже неполные вертикальные профили могут дать нам существенную информацию о состоянии атмосферы. Пренебрежение ими или их неправильный учет может вести к абсурдным результатам анализа или к потере весьма дорогостоящих наблюдений. В данной главе обсуждается проблема возможности более надежного использования неполных по высоте радиозондовых профилей для расчетов климата и оценок климатических изменений и метода «продолжения» таких профилей [27].

В связи с обнаружением значительного потепления в отдельных регионах планеты актуальность количественного исследования климатической изменчивости неуклонно возрастает и требует постоянного совершенствования методов наблюдений, накопления гидрометеорологической информации, ее распространения и анализа [35]. Для уточнения оценок наблюдаемых изменений климата необходимо как создание наиболее полных массивов данных высокого качества, так и разработка методик анализа исторических данных, которые в силу объективных причин достаточно часто содержат неоднородные во времени ряды данных наблюдений [23, 24, 26, 69, 77, 93, 94, 118, 138, 181, 187, 188, 191]. Актуальным является и сопоставление оценок трендов метеорологических параметров, полученных различными методами на массивах различного происхождения. Особый интерес представляют такие исследования для конкретной станции с выраженной тенденцией потепления в тропосфере. Ниже описан метод расчета трендов по данным срочных наблюдений с учетом их корреляции во времени, так называемый точечный метод, и проведен анализ оценок трендов температуры на изобарических поверхностях, полученных различными методами, на основе массивов аэрологических наблюдений КАРДС и ААНИИ [23, 26].

Для расчета трендов аномалий температуры на уровне подстилающей поверхности и на стандартных изобарических поверхностях использованы два метода: традиционный и точечный методы. Традиционный подход к оценке трендов метеорологических величин базируется на анализе средних месячных и средних годовых значений наблюдаемых значений.

Применительно к данным наблюдений, регулярно проводимым на метеорологических станциях, это заведомо имеет определенный смысл, т. к. каждый анализируемый месяц (год) в таком случае равномерно обеспечен их результатами. Применительно к неоднородным во времени наблюдениям такой подход приводит к необходимости принятия решения о том, какое число наблюдений и какое распределение наблюдений в течение месяца (года) считать приемлемым для получения надежных средних месячных (средних годовых) значений [23, 26, 94, 181]. Примерами таких неоднородных данных являются результаты аэрологических наблюдений на больших высотах для большинства аэрологических станций, а также данные метеорологических и аэрологических наблюдений, проводимых в экстремально сложных погодных условиях полярных областей [23, 26, 69, 77, 188]. Использование «жестких» критериев отбора месяцев (лет) с репрезентативным набором данных наблюдений для соответствующего анализа ведет порой к заведомо неприемлемому исключению редких и крайне ценных наблюдений. Использование же слишком «мягких» критериев отбора месяцев (лет) с малым числом наблюдений или неравномерным распределением этих наблюдений порой ведет к получению заведомо неверных выводов о динамике межгодовой изменчивости рассматриваемых величин и неверной оценке трендов.

Из вышесказанного следует актуальность разработки методик для использования неполных по высоте радиозондовых профилей для расчетов климата и оценок климатических изменений, позволяющих использовать все имеющиеся наблюдения и в то же время избежать ошибочных выводов, основываясь на редких наблюдениях и иногда пренебрегая более частыми наблюдениями. В данной главе представлены два метода, полезных для решения этой проблемы: метод оценки линейных трендов на основе срочных наблюдаемых значений с учетом их корреляции во времени и метод «продолжения» неполных по высоте радиозондовых профилей для температуры и влажности.

В качестве характеристики влажности выбрано содержание водяного пара в столбе воздуха в атмосфере. Она отражает абсолютное содержание влаги в столбе воздуха от уровня земли до соответствующей изобарической поверхности и является интегральным параметром по высоте. Ее расчеты приведены по формуле Магнуса на основе данных о температуре и дефиците точки росы, содержащихся в исходном массиве [119]. При работе именно с интегральным параметром по высоте наилучшим образом можно продемонстрировать необходимость разработки метода «продолжения» неполных радиозондовых профилей и показать преимущества работы с использованием множества полных по высоте профилей, как наблюденных, так и продолженных/проэкстраполированных по высоте.

При разработке метода «продолжения» неполных по высоте радиозондовых профилей в качестве информационной базы использовались данные наблюдений КАРДС [118, 138] для станций 71082 (Алерт, Канада), 70026 (Барроу, США) и 04220 (Эгедесминне, Гренландия) за период наблюдений 1964–2003 гг.

6.1. Точечный метод оценки линейных трендов по данным срочных наблюдений

Рассмотрим временной ряд $\{x_i, i = 1, \dots, N\}$ наблюдаемой случайной величины $X(t)$ в моменты времени $\{t_i, i = 1, \dots, N\}$. Предположим, что среднее значение величины $X(t)$ меняется во времени, но ее дисперсия постоянна, т. е.

$$\begin{cases} \overline{x_i(t)} = a \cdot t_i + b \\ \sigma(x(t)) = \sigma_x \end{cases}, \quad (6.1)$$

где оператор осреднения $\bar{x}$ и дисперсии $\sigma(x)$ рассматриваются как операторы по всему статистическому ансамблю возможных реализаций $\{x_i, i = 1, \dots, N\}$.

Обычно при оценке трендов наблюдаемые величины $\{x_i, i = 1, \dots, N\}$ рассматриваются как независимые. И это вполне естественное предположение по отношению, например, к средним месячным значениям (особенно, если рассматриваются не соседние месяцы, а один и тот же месяц для разных лет). Но поскольку мы пытаемся оценить тренд по срочным наблюдениям, то ряд $\{x_i, i = 1, \dots, N\}$ может быть значительно коррелирован во времени. Положим, что эти корреляции зависят только от временного интервала между наблюдениями (т. е. мы предполагаем стационарность ряда по отношению к корреляционной функции)

$$\mu(x_i, x_j) = \mu(|t_i - t_j|) = \mu_{ij}. \quad (6.2)$$

Это означает, что

$$\frac{\overline{x_i \cdot x_j} - \overline{x_i} \cdot \overline{x_j}}{\sigma_x^2} = \mu_{ij} \quad (6.3)$$

или

$$\overline{x_i \cdot x_j} = \mu_{ij} \cdot \sigma_x^2 + \overline{x_i} \cdot \overline{x_j}. \quad (6.4)$$

Найдем наилучшую (в смысле минимальных среднеквадратических разностей) аппроксимацию $\hat{a} \cdot t + \hat{b}$ временного ряда $\{x_i, i = 1, \dots, N\}$. Это означает, что задача определения коэффициентов $\hat{a}$ и $\hat{b}$ сводится к минимизации функционала

$$\sum_{i=1}^N (\hat{a} \cdot t_i + \hat{b} - x_i)^2 \rightarrow \min. \quad (6.5)$$

Оценки параметров $\hat{a}$ и $\hat{b}$, которые позволяют получить этот минимум, могут быть определены из следующей системы соотношений:

$$\begin{cases} \left[\sum_{i=1}^N (\hat{a} \cdot t_i + \hat{b} - x_i)^2 \right]'_a = 0 \\ \left[\sum_{i=1}^N (\hat{a} \cdot t_i + \hat{b} - x_i)^2 \right]'_b = 0 \end{cases} \quad (6.6)$$

или

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^N (\hat{a} \cdot t_i + \hat{b} - x_i) \cdot t_i = 0 \\ \sum_{i=1}^N (\hat{a} \cdot t_i + \hat{b} - x_i) = 0 \end{cases}, \quad (6.7)$$

или

$$\begin{cases} \hat{a} \cdot \sum_{i=1}^N t_i^2 + \hat{b} \cdot \sum_{i=1}^N t_i = \sum_{i=1}^N x_i \cdot t_i \\ \hat{a} \cdot \sum_{i=1}^N t_i + N \cdot \hat{b} = \sum_{i=1}^N x_i \end{cases}. \quad (6.8)$$

Для упрощения дальнейших выкладок введем следующие обозначения:

$$A_t = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N t_i, \quad (6.9)$$

$$A_{tt} = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N t_i \cdot t_i, \quad (6.10)$$

$$A_x = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N x_i, \quad (6.11)$$

$$A_{tx} = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N t_i \cdot x_i, \quad (6.12)$$

$$A_{tt\mu} = \frac{1}{N^2} \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N t_i \cdot t_j \cdot \mu_{ij}, \quad (6.13)$$

$$A_{\mu} = \frac{1}{N^2} \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N t_i \cdot \mu_{ij} \quad (6.14)$$

и

$$A_{\mu} = \frac{1}{N^2} \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \mu_{ij}. \quad (6.15)$$

Затем, используя эти обозначения и выражая $\hat{b}$ из второго уравнения системы (6.8), после подстановки его в первое уравнение системы (6.8) получаем

$$\begin{cases} \hat{a} \cdot A_{tt} + (A_x - \hat{a} \cdot A_t) \cdot A_t = A_{tx} \\ \hat{b} = A_x - \hat{a} \cdot A_t \end{cases} \quad (6.16)$$

или

$$\begin{cases} \hat{a} = \frac{A_{tx} - A_t \cdot A_x}{A_u - A_t^2} \\ \hat{b} = A_x - \frac{A_t \cdot (A_{tx} - A_t \cdot A_x)}{A_u - A_t^2} \end{cases} \quad (6.17)$$

Здесь следует обратить внимание на то, что $\{x_i\}$ есть случайные величины, тогда как $\{t_i\}$ есть детерминированные величины, а оценки $\hat{a}$ и $\hat{b}$ есть также случайные величины, как функции случайных величин $\{x_i\}$.

Теперь оценим среднеквадратическую разность между истинным значением коэффициента a и значением, полученным по реализации $\{x_i\}$ в соответствии с (6.17), т.е. «выборочным» значением $\hat{a}$:

$$\Delta \hat{a} = (\hat{a} - a)^2 = D\hat{a} + (S\hat{a})^2, \quad (6.18)$$

где

$$D\hat{a} = \overline{(\hat{a} - \bar{\hat{a}})^2} \quad (6.19)$$

есть дисперсия, а

$$S\hat{a} = \bar{\hat{a}} - a \quad (6.20)$$

есть смещение выборочного значения $\hat{a}$.

Однако, прежде чем оценивать значения смещения $S\hat{a}$ и дисперсии $D\hat{a}$, оценим значения $\bar{\hat{a}}$ и $\bar{\hat{a}^2}$. Имеем

$$\bar{\hat{a}} = \overline{\left(\frac{\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N t_i \cdot x_i - A_t \cdot \frac{1}{N} \cdot \sum_{j=1}^N x_j}{A_u - A_t^2} \right)} = \frac{a \cdot (A_u - A_t^2)}{A_u - A_t^2} = a \quad (6.21)$$

и

$$\begin{aligned} \bar{\hat{a}^2} &= \overline{\left(\frac{\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N t_i \cdot x_i - \frac{1}{N} \cdot A_t \cdot \sum_{j=1}^N x_j}{A_u - A_t^2} \right)^2} = \\ &= \frac{\frac{1}{N^2} \cdot \left(\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N t_i \cdot t_j \cdot \mu_{ij} - 2 \cdot A_t \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N t_i \cdot \mu_{ij} + A_t^2 \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \mu_{ij} \right) \cdot \sigma_x^2}{(A_u - A_t^2)^2} - \\ &= \frac{\frac{1}{N^2} \cdot \left(\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N t_i \cdot t_j \cdot \bar{x}_i \cdot \bar{x}_j - 2 \cdot A_t \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N t_i \cdot \bar{x}_i \cdot \bar{x}_j + A_t^2 \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \bar{x}_i \cdot \bar{x}_j \right)}{(A_u - A_t^2)^2}. \end{aligned} \quad (6.22)$$

Вторая часть последнего выражения в (6.22) после подстановки

$$\bar{x}_i \cdot \bar{x}_j = (a^2 \cdot t_i \cdot t_j + a \cdot b \cdot t_i + a \cdot b \cdot t_j + b^2) \quad (6.23)$$

в точности равна a^2 . В результате имеем

$$\overline{\hat{a}^2} = \frac{(A_{\mu\mu} - 2 \cdot A_t \cdot A_{t\mu} + A_t^2 \cdot A_{\mu\mu}) \cdot \sigma_x^2}{(A_{\mu\mu} - A_t^2)^2} + a^2. \quad (6.24)$$

Это означает, что наша оценка $\hat{a}$, полученная согласно (6.17), есть несмещенная оценка с $S\hat{a} = 0$, и дисперсия этой оценки $\hat{a}$ равна

$$D\hat{a} = \overline{(\hat{a} - \hat{a})^2} = (\overline{\hat{a}^2} - a^2) = \frac{(A_{\mu\mu} - 2 \cdot A_t \cdot A_{t\mu} + A_t^2 \cdot A_{\mu\mu}) \cdot \sigma_x^2}{(A_{\mu\mu} - A_t^2)^2}. \quad (6.25)$$

Вывод соотношения для параметра $\hat{b}$ выполняется аналогично. Таким образом, в рамках сделанных предположений о возможной изменчивости во времени средних значений процесса $X(t)$ и стационарности его дисперсии и корреляционной функции, по реализации наблюдаемых срочных значений $\{x_i, i = 1, \dots, N\}$ с использованием соотношений (6.17) можно получать оценки $\hat{a}$ линейного тренда (линейной оценки скорости изменения средних значений во времени). Соотношение (6.25) позволяет получить оценки дисперсии (т.е. «ошибки» расчета) для величины $\hat{a}$. Для этого необходимо предварительно оценить дисперсию σ_x^2 и коэффициенты корреляции $\mu(|t_i - t_j|) = \mu_{ij}$. Это требует предварительных вычислительных работ по оценке временных корреляций рассматриваемой физической величины. Однако в результате мы получаем возможность «правильного» учета распределения имеющихся наблюдаемых значений на любом отрезке времени (например в течение месяца). Более того, появляется возможность учета результатов тех редких наблюдений, которые были проведены на каждой конкретной станции.

6.2. Сравнение различных методов расчета трендов на массивах различного происхождения

Исследования проведены на примере данных российской аэрологической антарктической станции Беллинсгаузен. Значительное потепление в западной части Антарктического полуострова зафиксировано на уровне земли и в тропосфере [23, 26, 160, 171, 188–190]. Оно определено как синоптическим, радиозондовым и спутниковым наблюдениями и является наибольшим в Южном полушарии [188].

Для сравнения методов расчета трендов для аномалий температуры вычислены среднеквадратические значения ошибок расчета трендов по точечному (EAt) и по традиционному методу (EAm) на основе срочных данных аэрологических наблюдений, содержащихся в массивах КАРДС и ААНИИ. При расчете трендов по традиционному методу использованы месяцы с

числом наблюдений не менее 10. Результаты расчетов показывают, что наименьшие ошибки расчета тренда имеют место при использовании точечного метода для расчета тренда по данным обоих массивов (см. табл. 6.1). Для точечного метода ошибка (EAt) определения тренда At практически всегда меньше соответствующей ошибки для традиционного метода (EAm), а это значит, что статистическую значимость тренда можно определить существенно точнее.

Таблица 6.1

Среднеквадратические значения ошибок расчета трендов для аномалий температуры (°C/десятилетие), рассчитанных по точечному (EAt) и традиционному (EAm) методам по данным ААНИИ и КАРДС, и характеристики гладкости трендов для аномалий температуры (SAт) и (SAм) (°C/десятилетие)

	КАРДС		ААНИИ		КАРДС		ААНИИ	
	EAt	EAm	EAt	EAm	SAт	SAм	SAт	SAм
1	0,285	0,635	0,261	0,454	0,402	0,958	0,364	0,627
4	0,457	1,269	0,340	0,654	0,324	0,939	0,287	0,477
7	0,560	1,603	0,467	0,730	0,355	0,850	0,240	0,420
10	0,910	1,316	0,798	0,810	0,467	1,019	0,471	0,860
Все четыре месяца								
	0,605	1,234	0,517	0,673	0,395	0,949	0,359	0,634

На рис. 6.1 показаны тренды для аномалий температуры на изобарических поверхностях, оцененные рассматриваемыми методами для многолетних центральных месяцев сезонов по данным КАРДС и ААНИИ. Видно, что точечный метод позволяет получить заметно более гладкие профили трендов, и это подтверждает их большую правдоподобность. Если оценивать степень гладкости как среднюю квадратическую разность значений трендов A_i и A_{i+1} для соседних изобарических поверхностей i и $i+1$ по формуле:

$$GA = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n-1} (A_{i+1} - A_i)^2}{n-1}}, \quad (6.26)$$

где n – число изобарических поверхностей, то данные табл. 6.1, содержащей характеристики гладкости трендов для аномалий температуры, рассчитанных по данным КАРДС и ААНИИ с помощью обсуждаемых методов, подтверждают, что, согласно данному критерию, наиболее гладкими являются тренды, оцененные точечным методом.

Поскольку массивы данных ААНИИ и КАРДС имеют различные периоды наблюдения для станции Беллинсгаузен, необходимо определить, как сказывается на результатах расчета трендов разными методами использование временных рядов различной длины. Если рассмотреть среднюю квадратическую разность трендов, оцененных этими методами, то из табл. 6.2 видно, что наиболее близкие значения трендов (со среднеквадратической разностью 0,277 °C/десятилетие) дают вычисления точечным методом для обоих массивов данных.

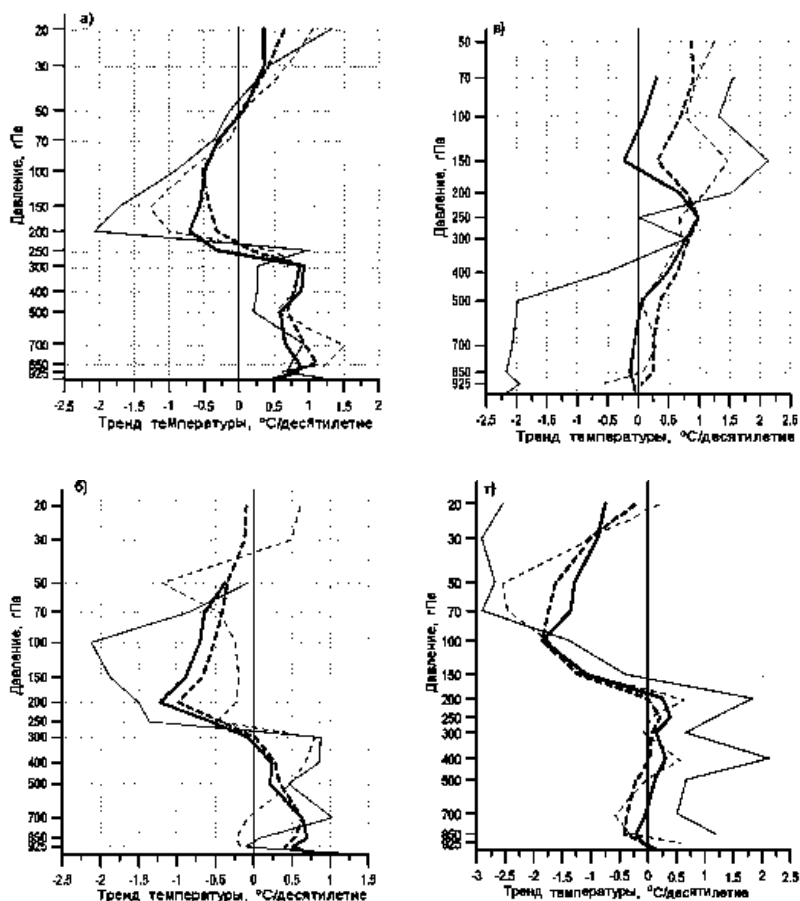


Рис. 6.1. Тренды температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$) на уровне подстилающей поверхности и изобарических поверхностях, оцененные на основе средних месячных значений (тонкие линии) и срочных наблюдений (толстые линии) для многолетних центральных месяцев сезонов: а) – января, б) – апреля, в) – июля, г) – октября. Сплошные линии – тренды, вычисленные по КАРДС (1970–1999 гг.); пунктирные – по данным ААНИИ (1969–1999 гг.) после ККК данных [118]. Станция Беллинсгаузен [23]

Таблица 6.2

Среднеквадратические разности между оценками трендов для аномалий T ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$), рассчитанными по точечному (At) и традиционному методу (Am) по четырем центральным месяцам сезонов и всем изобарическим поверхностям по данным ААНИИ и КАРДС

Наборы данных		КАРДС		ААНИИ	
		At	Am	At	Am
КАРДС	At	-	1,109	0,277	0,576
	Am	1,109	-	1,171	1,074
ААНИИ	At	0,277	1,171	-	0,441
	Am	0,576	1,074	0,441	-

При использовании традиционного подхода для тех же массивов среднеквадратическая разность составляет $1,074^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$, т.е. возрастает более чем в три раза, по сравнению с соответствующим значением, полученным с помощью точечного метода. Следовательно, точечный метод является менее чувствительным к длине временного ряда в смысле близости оценок по массивам разной длины, что свидетельствует о возможности получения более надежных оценок параметров климатической изменчивости.

Для центральных месяцев сезонов на рис. 6.1 и в табл. 6.3 приведены оценки трендов аномалий температуры на стандартных изобарических поверхностях, полученные различными методами на основе массивов КАРДС и ААНИИ. С целью уточнения причин расхождения в оценках трендов было проведено сравнение полноты данных в исходных архивах. Оказалось, что число наблюдений из массива КАРДС, по сравнению с числом наблюдений из массива ААНИИ, используемых для расчета трендов по точечному методу, в тропосфере на уровне 850 гПа составляет 74–77 % для января и октября, около 60 % – для апреля и июля; для стратосферы оно уменьшается на несколько процентов для каждого месяца и составляет для наивысшей изобарической поверхности около 70 % для января и октября, 50 % – для апреля и июля. При этом наивысшими изобарическими поверхностями (для КАРДС) являются 20 гПа для января и октября, 50 гПа – для апреля, 70 гПа – для июля.

Число месяцев, включенных в расчеты трендов по традиционному методу, в массиве КАРДС относительно массива ААНИИ, составляет в тропосфере на уровне 850 гПа около 70–80 % для января и октября, 50–60 % – для апреля и июля; в стратосфере для наивысшей изобарической поверхности: 60–70 % – для января и октября, 40–50 % – для апреля и июля.

Другим примером, демонстрирующим возможности точечного метода при недостаточной полноте данных наблюдений, являются оценки трендов температуры воздуха для июля на уровне изобарической поверхности 700 гПа. Из данных табл. 6.3 следует, что число наблюдений, используемых для расчетов по точечному методу, составляет 453 в массиве КАРДС и 815 – в архиве ААНИИ, что в 1,8 раза больше, а по традиционному методу – 13 месяцев из массива КАРДС и 27 – из архива ААНИИ. При этом отличие в значениях трендов составило $0,32$ и $2,37^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ для точечного и традиционного методов соответственно.

На рис. 6.2 приведены временные ряды среднемесячных значений T и число наблюдений для изобарической поверхности 850 гПа для центральных месяцев сезонов. Видно, что в массиве ААНИИ первые годы наблюдений (1970–1976 гг.) представлены более полно, по сравнению с КАРДС. Несмотря на слабые ограничения на число наблюдений (не менее 10 за месяц) для расчета трендов T традиционным методом, только для 6 января, 3 апреля, 5 июля и 7 октября из 11 возможных за период с 1970–1980 гг. в КАРДС имеется достаточное число наблюдений. За тот же период для всех рассматриваемых месяцев, кроме января, в массиве ААНИИ присутствуют данные всех наблюдений. Для января среднемесячные значения рассчитаны для 8 из 11 возможных месяцев.

Таблица 6.3

**Тренды аномалий T на изобарических поверхностях,
рассчитанные разными методами по данным КАРДС (1970–1999 гг.)
и ААНИИ (1969–1999 гг.) для центральных месяцев сезонов**

Давление, гПа	По данным КАРДС						По данным ААНИИ					
	Точный метод			Традиционный метод			Точный метод			Традиционный метод		
	Число наблюдений	Тренд, °С/десятилетие	Среднеквадратическое отклонение для тренда	Число месяцев	Тренд, °С/десятилетие	Среднеквадратическое отклонение для тренда	Число наблюдений	Тренд, °С/десятилетие	Среднеквадратическое отклонение для тренда	Число месяцев	Тренд, °С/десятилетие	Среднеквадратическое отклонение для тренда
Январь												
20	384	0,35	0,39	14	1,32	0,72	552	0,64	,34	22	1,06	0,45
30	446	0,36	0,30	17	0,44	0,48	642	0,43	,27	23	0,70	0,37
50	510	0,07	0,21	20	-0,13	0,40	713	0,04	,19	26	0,06	0,30
70	536	-0,30	0,21	20	-0,36	0,42	747	-0,27	,19	26	-0,14	0,33
100	577	-0,49	0,24	21	-0,91	0,43	767	-0,53	,22	26	-0,72	0,49
150	589	-0,56	0,24	21	-1,69	0,68	784	-0,43	,21	26	-1,28	0,61
200	601	-0,71	0,30	21	-2,06	1,09	793	-0,32	,26	26	-1,00	0,88
250	608	-0,32	0,36	21	0,98	0,54	796	0,18	,31	26	0,47	0,35
300	610	0,93	0,33	21	0,27	0,50	799	0,87	,32	26	0,86	0,40
400	611	0,89	0,32	21	0,26	0,66	800	0,79	,29	26	0,81	0,44
500	610	0,59	0,30	21	0,20	0,73	800	0,69	,27	26	0,53	0,49
700	613	0,66	0,31	21	0,92	0,64	800	0,94	,30	26	1,51	0,48
850	616	0,86	0,33	21	0,74	0,47	800	1,11	,31	26	1,23	0,39
925	603	0,85	0,20	21	0,69	0,41	533	0,66	,24	17	0,60	0,27
Апрель												
50	329	-0,38	0,26	11	-0,08	0,66	627	-0,35	0,16	25	-1,19	0,60
70	377	-0,64	0,29	13	-0,84	0,85	705	-0,41	0,19	27	-0,45	0,48
100	435	-0,70	0,35	15	-2,12	1,05	771	-0,52	0,24	28	-0,24	0,51
150	457	-0,89	0,43	16	-1,87	1,66	800	-0,67	0,29	28	-0,20	0,78
200	462	-1,22	0,65	16	-1,50	1,84	809	-0,98	0,46	28	-0,23	0,82
250	465	-0,56	0,55	16	-1,36	0,61	812	-0,43	0,40	28	-0,48	0,28
300	468	-0,08	0,39	16	0,88	0,79	817	0,02	0,29	28	0,80	0,48
400	470	0,24	0,49	16	0,85	0,86	818	0,28	0,37	28	0,67	0,49
500	470	0,21	0,52	16	0,45	1,07	818	0,34	0,39	28	0,49	0,56
700	471	0,63	0,53	16	1,03	1,19	818	0,63	0,39	28	-0,08	0,57
850	471	0,70	0,53	16	0,09	1,66	818	0,54	0,39	28	-0,23	0,71
925	452	0,51	0,50	16	-0,11	1,70	564	0,41	0,50	18	-0,18	1,32

Окончание табл. 6.3

Давление, ППа	По данным КАРДС						По данным ААНИИ					
	Точечный метод			Традиционный метод			Точечный метод			Традиционный метод		
	Число наблюдений	Тренд, °С/десятилетие	Среднеквадратическое отклонение для тренда	Число месяцев	Тренд, °С/десятилетие	Среднеквадратическое отклонение для тренда	Число наблюдений	Тренд, °С/десятилетие	Среднеквадратическое отклонение для тренда	Число месяцев	Тренд, °С/десятилетие	Среднеквадратическое отклонение для тренда
Июль												
70	289	0,30	0,49	11	1,55	0,98	575	0,91	0,40	24	0,96	0,53
100	347	0,10	0,42	11	1,32	1,07	670	0,69	0,33	26	0,77	0,50
150	408	-0,23	0,42	12	2,13	1,77	767	0,32	0,33	27	1,47	0,79
200	437	0,67	0,44	12	1,53	1,22	804	0,78	0,34	27	1,09	0,57
250	443	0,98	0,45	12	0,01	0,81	810	0,99	0,38	27	0,68	0,35
300	448	0,78	0,46	12	0,79	0,86	814	0,83	0,41	27	0,69	0,38
400	449	0,48	0,52	13	-0,54	0,74	815	0,63	0,45	27	0,40	0,34
500	451	0,06	0,54	13	-1,98	1,05	815	0,36	0,45	27	0,06	0,50
700	453	-0,07	0,66	13	-2,07	1,91	815	0,25	0,56	27	0,30	0,90
850	453	-0,13	0,78	13	-2,17	2,12	814	0,25	0,66	27	0,08	1,09
925	439	-0,07	0,89	13	-1,95	1,92	596	0,06	0,81	18	-0,59	1,51
Октябрь												
20	284	-0,75	1,67	10	-2,54	2,59	414	-0,24	1,47	17	0,18	1,55
30	345	-0,88	1,45	12	-2,91	2,28	507	-1,01	1,24	22	-1,02	1,19
50	407	-1,28	1,35	14	-2,68	1,63	607	-1,61	1,16	24	-2,54	1,19
70	456	-1,35	1,19	16	-2,90	1,57	668	-1,74	1,05	24	-2,46	0,87
100	524	-1,84	1,09	19	-1,37	1,21	745	-1,85	0,95	27	-1,75	0,82
150	585	-1,07	0,86	20	-0,40	0,90	815	-1,22	0,75	28	-1,14	0,74
200	608	0,26	0,75	20	1,83	0,93	839	-0,01	0,67	28	0,63	0,60
250	611	0,39	0,63	20	1,17	0,76	844	0,21	0,58	28	0,06	0,49
300	617	0,14	0,56	20	0,66	0,59	848	0,07	0,54	28	-0,08	0,41
400	619	0,31	0,55	20	2,13	0,86	848	0,03	0,51	28	0,56	0,50
500	625	0,12	0,52	20	0,67	0,82	849	-0,21	0,45	28	-0,02	0,49
700	627	-0,04	0,43	20	0,51	1,08	849	-0,37	0,36	28	-0,58	0,59
850	627	-0,21	0,40	20	1,19	1,01	849	-0,41	0,33	28	-0,34	0,56
925	607	-0,10	0,39	20	0,46	0,75	597	-0,09	0,41	18	0,56	0,84

Итак, сравнение результатов оценок трендов, полученных разными методами на основе массивов КАРДС и ААНИИ, показало их согласованность. Среднеквадратическая ошибка определения тренда для точечного метода практически всегда меньше соответствующей ошибки для традиционного метода. Следовательно, статистическую значимость тренда, рассчитанного с его использованием, можно определить существенно точнее. Точечный метод позволяет получить заметно более гладкие профили трендов, что подтверждает их более высокую правдоподобность, он менее чувствителен к длине ряда в смысле близости оценок по массивам разной длины. Использование различных методик для вычисления трендов показало, что предложенный новый робастный метод, основанный на использовании срочных данных с учетом их корреляции по времени, позволяет получать более точные и надежные оценки трендов, по сравнению с традиционным методом. Это особенно важно при исследовании изменения климата в труднодоступных полярных районах планеты.

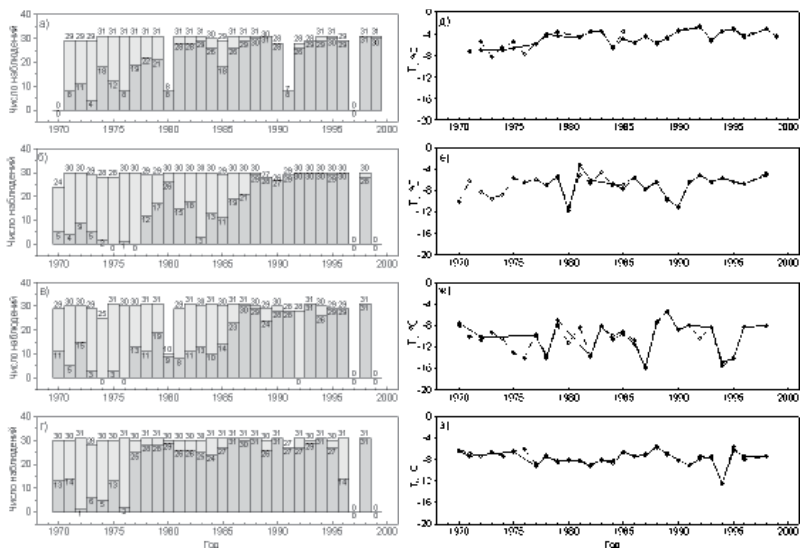


Рис. 6.2. Диаграммы числа наблюдений (левый столбец) и соответствующие временные ряды среднемесячных значений температуры (T , $^{\circ}\text{C}$) (правый столбец), рассчитанных по данным КАРДС и ААНИИ для изобарической поверхности 850 гПа для января (а, д), апреля (б, е), июля (в, ж) и октября (г, з). В левом столбце темно-серый цвет соответствует результатам, полученным по КАРДС (1970–1999 гг.), и светло-серый – по данным ААНИИ (1969–1999 гг.). В правом столбце вычисления по данным КАРДС соответствуют сплошные линии, а по данным ААНИИ после ККК [118] – пунктирные. Станция Беллинсгаузен [23]

6.3. Метод восстановления профилей температуры и влажности в данных радиозондовых наблюдений

В данном разделе обсуждается проблема возможности более надежного использования неполных по высоте радиозондовых профилей для расчетов климата и оценок климатических изменений и метода «продолжения» таких профилей для температуры (T) и влажности (q) [27].

При расчетах использовались данные наблюдений проконтролированного массива аэрологических зондирований КАРДС [118, 138] для станций 71082 (Алерт, Канада), 70026 (Барроу, США) и 04220 (Эгедесминне, Гренландия) за период наблюдений 1964–2003 гг.

6.3.1. Расчет средних значений

Если мы попытаемся вычислить многолетние среднемесячные значения для содержания водяного пара в столбе воздуха на основе всех доступных срочных радиозондовых наблюдений, тогда для многих станций мы

получим странный результат – содержание водяного пара в столбе воздуха ниже верхних уровней меньше, чем содержание водяного пара в столбе воздуха для более низких уровней (см. табл. 6.4).

Таблица 6.4

Многолетние среднemesячные значения содержания водяного пара ($\overline{VA}$ кг/м²), стандартные отклонения (σ_{VA} кг/м²) и число наблюдаемых профилей (N) для вычислений VA_{P_i} для января на станциях 71082, 70026 и 04220 для изобарических поверхностей P_i

P_i	Станция 71082			Станция 70026			Станция 04220		
	N	$\overline{VA}$	σ_{VA}	N	$\overline{VA}$	σ_{VA}	N	$\overline{VA}$	σ_{VA}
10	102	1,610	0,663	47	-	-	22	-	-
20	155	1,670	0,751	95	3,311	1,647	99	2,861	2,309
30	195	1,657	0,777	358	3,128	1,560	138	2,645	1,982
50	294	1,557	0,721	488	3,208	1,682	221	2,628	1,904
70	383	1,573	0,768	531	3,186	1,702	270	2,702	1,917
100	553	1,633	0,787	567	3,210	1,735	329	2,664	1,875
150	669	1,664	0,812	577	3,184	1,736	359	2,659	1,881
200	746	1,659	0,798	585	3,171	1,747	376	2,633	1,848
250	791	1,650	0,791	592	3,152	1,752	381	2,656	1,862
300	881	1,682	0,806	594	3,136	1,751	388	2,671	1,866
400	1033	1,692	0,817	748	3,660	2,261	526	3,514	2,608
500	1396	1,903	0,983	1711	3,521	2,014	1470	3,339	1,949
700	1907	1,305	0,658	2202	2,406	1,537	1957	2,373	1,479
850	1918	0,621	0,342	2202	1,314	0,891	1985	1,410	0,852

Результаты, приведенные в табл. 6.4, являются определенно ошибочными, и это имеет очень простое объяснение – условный выбор верхних уровней. Хорошо известно, что при экстремальных погодных условиях (например холодной и влажной погоде) баллон разрывается на более низких высотах, чем при нормальных погодных условиях [61]. Как результат, для многих аэрологических станций (в зависимости от регионального климата) мы имеем данные «условного» зондирования атмосферы.

Одним из решений данной проблемы является использование для таких вычислений только наиболее полных наблюдаемых профилей. Но это влечет за собой игнорирование/вычеркивание множества ценных наблюдений на высоких уровнях. Поэтому возникает вопрос: можно ли использовать весь набор наблюдений на всех уровнях и все же получить достоверный результат для содержания водяного пара в столбе воздуха [119]?

Один из вариантов решения данной проблемы состоит в следующем логически простом алгоритме:

- 1) изучаем статистические свойства наиболее полных наблюдаемых профилей метеорологической величины для конкретной станции;
- 2) предполагаем, что такие же свойства должны быть характерны для неполных профилей, и экстраполируем имеющиеся в распоряжении неполные профили на основе известных свойств полных профилей;

3) на основе множества полных по высоте профилей делаем необходимые заключения.

Стандартной техникой для реализации такого подхода, которую можно использовать, является метод ОИ [47]. В нашем случае она является оптимальной вертикальной экстраполяцией.

На основе всех имеющихся в распоряжении наблюдений для каждого параметра атмосферы f можно вычислить так называемые многолетние средние значения $\bar{f}_i$, стандартные отклонения σ_{f_i} и вертикальные коэффициенты корреляции

$$\mu_{i,i+1}^f = \frac{\overline{f_i \cdot f_{i+1}} - \bar{f}_i \cdot \bar{f}_{i+1}}{\sigma_{f_i} \cdot \sigma_{f_{i+1}}}. \quad (6.27)$$

Далее каждое продолженное значение $\hat{f}_{i+1}$ для каждого незаконченного наблюденного профиля следует вычислять как

$$\hat{f}_{i+1} = \bar{f}_{i+1} + \mu_{i,i+1}^f \cdot (f_i - \bar{f}_i) \cdot \frac{\sigma_{f_{i+1}}}{\sigma_{f_i}}. \quad (6.28)$$

Согласно ОИ теории, оценка (6.28) является оптимальной в смысле минимальной среднеквадратической ошибки интерполяции/экстраполяции. Действительно, если коэффициент корреляции (который был оценен на базе действительных более полных профилей для этих станций) достаточно большой, тогда отклонение $\hat{f}_{i+1} - \bar{f}_{i+1}$ от «наблюденных» средних значений $\bar{f}_{i+1}$ будет аналогичным (пропорциональным коэффициенту корреляции и соотношению действительных изменений на этих двух уровнях) действительно наблюденному отклонению $f_i - \bar{f}_i$ для предыдущего уровня. Но если коэффициент корреляции мал, тогда отклонение $\hat{f}_{i+1} - \bar{f}_{i+1}$ будет близко к нулю, что означает, что продолженное значение $\hat{f}_{i+1}$ будет близко к «наблюденному» среднему значению $\bar{f}_{i+1}$, и не будет значительно влиять на наши оценки значения $\bar{f}_{i+1}'$ (среднего значения, рассчитанного по множеству полных по высоте профилей).

Продолженные значения $\hat{f}_{i+1}$ в выражении (6.28) не являются наблюденными значениями. Но эти значения содержат много статистической информации о действительно наблюденных значениях («наблюденных» средних значениях, изменчивости и коэффициенте корреляции). Если для действительно наблюденного значения мы положим единицу (1.), как меру «информационной достоверности», тогда значение информационной достоверности для таких продолженных значений может быть оценено как значение коэффициента корреляции (или результат умножения предыдущих коэффициентов корреляции при многократных продолжениях). Конечно, каждый предпочтет использовать значение с единичной информационной достоверностью (т.е. наблюденное значение). Но это слишком дорого – вычеркивать данные с любой не единичной «информационной мерой».

Если мы применим такой подход к нашим данным (профилям температуры и влажности), тогда мы получим многолетние среднемесячные значения, приведенные в табл. 6.5.

Таблица 6.5

Многолетние среднемесячные значения для содержания водяного пара ($\overline{VA'}$ кг/м²), стандартные отклонения ($\sigma_{VA'}$ кг/м²) и число полных (действительно наблюдаемых и продолженных) профилей (M), использованных для вычислений VA_{P_i} для января за период 1974–2003 гг. для станций 71082, 70026 и 04220 для изобарических поверхностей P_i

P_i	Станция 71082			Станция 70026			Станция 04220		
	N	$\overline{VA'}$	$\sigma_{VA'}$	N	$\overline{VA'}$	$\sigma_{VA'}$	N	$\overline{VA'}$	$\sigma_{VA'}$
10	1452	1,883	0,859	-	-	-	-	-	-
20	1452	1,877	0,856	1697	3,578	2,019	1669	3,088	2,044
30	1452	1,875	0,855	1697	3,539	2,018	1669	3,083	2,035
50	1452	1,873	0,854	1697	3,501	2,018	1669	3,081	2,034
70	1452	1,872	0,854	1697	3,479	2,018	1669	3,079	2,033
100	1452	1,870	0,853	1697	3,455	2,019	1669	3,078	2,034
150	1452	1,866	0,852	1697	3,424	2,021	1669	3,076	2,033
200	1452	1,860	0,851	1697	3,401	2,022	1669	3,072	2,033
250	1452	1,853	0,850	1697	3,385	2,024	1669	3,068	2,032
300	1452	1,846	0,849	1697	3,371	2,024	1669	3,062	2,030
400	1452	1,817	0,840	1697	3,322	2,010	1669	3,026	2,008
500	1452	1,738	0,805	1697	3,192	1,950	1669	2,920	1,933
700	1452	1,253	0,579	1697	2,440	1,544	1669	2,301	1,499
850	1452	0,596	0,296	1697	1,331	0,896	1669	1,368	0,855

Очевидно, профили среднемесячных значений для содержания водяного пара в столбе воздуха в табл. 6.5 смотрятся более реалистичными профилями, потому что они возрастают монотонно с увеличением высоты. И, по крайней мере, для трех рассматриваемых станций для январских значений наши корректировки демонстрируют, что высоты подъема зондов имеют тенденцию быть ниже во влажную погоду, чем в сухую.

Давайте сравним соответствующие среднемесячные значения для температуры, вычисленные по подмножеству только наблюдаемых полных профилей $\overline{T}$ (табл. 6.6) и вычисленные по множеству всех полных профилей (включая и профили, дополненные продолженными/проэкстраполированными значениями) $\overline{T'}$ (табл. 6.7) для тех же станций. Опять видно, что январские средние температуры на высотах стратосферы, будучи вычисленными по всему множеству полных профилей ($\overline{T'}$), ниже, чем такие же температуры, вычисленные на основе только наблюдаемых значений ($\overline{T}$), по крайней мере, для перечисленных трех станций.

Таблица 6.6

Многолетние среднемесячные значения для температуры ($\bar{T}$ °С), стандартные отклонения (σ_T °С) и число действительно наблюдаемых профилей (N), использованных для вычислений T_{P_i} для января за период 1964–2003 гг. для станций 71082, 70026 и 04220 для изобарических поверхностей P_i

P_i	Станция 71082			Станция 70026			Станция 04220		
	N	$\bar{T}$	σ_T	N	$\bar{T}$	σ_T	N	$\bar{T}$	σ_T
10	184	-56,41	12,99	49	-48,44	6,50	362	-65,22	11,81
20	299	-62,96	11,85	186	-52,33	9,15	821	-68,16	11,29
30	409	-65,60	10,38	754	-54,30	8,65	1014	-69,21	10,04
50	669	-68,19	8,77	1219	-55,70	7,87	1261	-68,32	8,86
70	1005	-68,85	7,62	1424	-55,95	7,45	1461	-66,81	7,88
100	1488	-67,59	6,41	1620	-55,64	6,78	1669	-64,42	6,73
150	1715	-64,28	5,58	1699	-55,10	5,87	1747	-61,42	5,84
200	1724	-62,63	5,51	1736	-56,03	5,96	1773	-60,66	5,86
250	1738	-62,49	5,07	1756	-57,72	5,39	1783	-60,84	5,17
300	1751	-60,21	3,66	1765	-56,18	3,67	1790	-58,12	4,04
400	1771	-50,58	3,62	1787	-46,48	4,59	1792	-47,83	4,92
500	1778	-40,87	4,37	1797	-36,66	5,57	1793	-37,89	5,58
700	1779	-27,01	5,53	1797	-22,42	6,62	1798	-23,21	6,68
850	1780	-24,65	6,02	1795	-17,09	7,86	1804	-16,82	7,86
925	1758	-26,71	5,66	1796	-17,80	8,66	1790	-15,10	8,07
1000	1180	-30,49	5,26	1629	-22,82	7,53	699	-14,96	7,73

Таблица 6.7

Многолетние среднемесячные значения для температуры (T °С), стандартные отклонения (σ_T °С) и число полных (действительно наблюдаемых и продолженных/ проэкстраполированных) профилей (N), использованных для вычислений T_{P_i} для января за период 1974–2003 гг. для станций 71082, 70026 и 04220 для изобарических поверхностей P_i

P_i	Станция 71082			Станция 70026			Станция 04220		
	N	$\bar{T}$	σ_T	N	$\bar{T}$	σ_T	N	$\bar{T}$	σ_T
10	1786	-61,53	8,68	49	-	-	1815	-67,03	9,20
20	1786	-68,21	8,84	1823	-53,66	8,17	1815	-70,48	9,55
30	1786	-69,89	8,14	1823	-55,91	8,25	1815	-71,10	9,02
50	1786	-71,26	7,58	1823	-56,71	7,84	1815	-69,59	8,41
70	1786	-70,64	7,12	1823	-56,44	7,37	1815	-67,44	7,69
100	1786	-68,12	6,40	1823	-55,81	6,70	1815	-64,52	6,66
150	1786	-64,24	5,56	1823	-55,16	5,80	1815	-61,37	5,81
200	1786	-62,59	5,47	1823	-56,04	5,89	1815	-60,60	5,84
250	1786	-62,46	5,03	1823	-57,72	5,32	1815	-60,80	5,16
300	1786	-60,20	3,63	1823	-56,18	3,62	1815	-58,09	4,03
400	1786	-50,57	3,62	1823	-46,48	4,57	1815	-47,76	4,95
500	1786	-40,85	4,37	1823	-36,66	5,53	1815	-37,82	5,63
700	1786	-26,99	5,54	1823	-22,41	6,57	1815	-23,15	6,71
850	1786	-24,63	6,02	1823	-17,09	7,81	1815	-16,81	7,85
925	1786	-26,72	5,63	1823	-17,80	8,60	1815	-15,12	8,05
1000	1786	-30,63	4,84	1823	-22,76	7,40	1815	-14,68	7,27

6.3.2. Сравнение трендов, определенных разными методами по наблюдаемым значениям

Заметим, что в настоящее время технология радиозондовых наблюдений изменяется во времени. Для этого может быть много неочевидных причин, например, изменения в технологии выпуска баллонов (пленочных/мембранных) или изменения некоторых косвенных критериев принятия «корректного» подъема радиозондов. Отсюда следует естественный вопрос о том, какой эффект эти изменения могут оказать на оценки трендов?

Прежде всего заметим, что оценки трендов обычно делают на основе среднемесячных значений [93, 94]. Но при этом возникает вопрос о том, как эти средние были вычислены. Можно использовать очень жесткий критерий для отбора данных, и поэтому проигнорировать много важных наблюдений и значительно уменьшить число месяцев, которые будут включены для анализа. Использование очень слабых критериев может привести к неправильным оценкам трендов и неправильным выводам о многолетней изменчивости.

Одним из решений данной проблемы является использование оценок трендов на основе срочных наблюдений, автоматически принимая во внимание число наблюдений для каждого месяца (точечный метод, изложенный выше и в [23, 26]).

Теперь давайте рассмотрим (для станций 71082, 70026 и 04420) число срочных наблюдений за температурой для изобарической поверхности 50 гПа для январей за период 1974–2003 гг. (табл. 6.8). Многие месяцы содержат только несколько наблюдений. При традиционном подходе к расчетам трендов необходимо сделать выбор между жестким и мягким критериями на число наблюдений при вычислении среднемесячных значений. Например, для станции 71082 мы имеем только 11 (из 30 возможных) месяцев с 30 или более наблюдениями, в то время как для 18 лет мы имеем только одно или более наблюдений, но менее 30. При традиционном подходе следует вычеркнуть данные за эти 18 лет наблюдений для этой станции.

Таблица 6.8

Число срочных наблюдений (N) для 00 и 12 GMT для изобарической поверхности 50 гПа, среднемесячные значения ($\bar{T}$, °C) и стандартные отклонения (σ_T , °C) для температуры (если $N \geq 30$ для месяца) для станций 71082, 70026 и 04420 для январей за период 1974–2003 гг.

	Станция 71082			Станция 70026			Станция 04420		
	N	$\bar{T}$	σ_T	N	$\bar{T}$	σ_T	N	$\bar{T}$	σ_T
1974	13	-	-	13	-	-	36	-74,80	10,87
1975	18	-	-	32	-52,33	2,29	45	-58,29	6,49
1976	2	-	-	31	-62,42	4,89	32	-73,86	3,53
1977	30	-60,61	4,71	15	-	-	51	-59,65	1,72
1978	9	-	-	29	-	-	18	-	-
1979	23	-	-	43	-57,18	13,05	13	-	-
1980	8	-	-	23	-	-	12	-	-
1981	0	-	-	38	-56,72	10,13	41	-74,12	6,21
1982	21	-	-	43	-49,40	5,64	11	-	-

Окончание табл. 6.8

	Станция 71082			Станция 70026			Станция 04220		
	N	$\bar{T}$	σ_T	N	$\bar{T}$	σ_T	N	$\bar{T}$	σ_T
1983	1	-	-	45	-55,73	5,91	45	-70,40	8,79
1984	1	-	-	36	-60,87	7,00	14	-	-
1985	49	-58,08	3,95	51	-56,13	2,99	53	-58,66	3,07
1986	30	-72,66	5,60	37	-50,89	3,98	33	-69,10	6,29
1987	30	-59,11	11,62	42	-49,08	3,66	45	-61,87	3,97
1988	33	-72,54	2,94	42	-67,78	2,19	47	-65,48	1,74
1989	16	-	-	23	-	-	26	-	-
1990	20	-	-	48	-54,47	6,87	25	-	-
1991	23	-	-	47	-57,26	7,97	34	-56,73	5,05
1992	15	-	-	49	-47,78	4,29	53	-71,35	6,42
1993	6	-	-	39	-61,69	2,61	60	-71,55	4,88
1994	10	-	-	50	-50,32	3,77	59	-69,82	6,07
1995	31	-56,71	10,39	42	-52,63	4,41	59	-67,73	6,91
1996	13	-	-	40	-57,71	4,56	58	-78,60	3,00
1997	20	-	-	25	-	-	57	-73,36	1,67
1998	59	-65,50	4,70	60	-51,92	1,48	60	-68,38	9,18
1999	55	-64,92	3,11	59	-58,21	4,82	57	-63,91	6,96
2000	12	-	-	55	-66,76	6,59	56	-77,48	3,74
2001	39	-72,24	3,84	57	-54,81	5,32	51	-68,82	6,72
2002	36	-63,67	3,53	57	-50,49	2,11	55	-60,97	4,59
2003	46	-69,85	3,67	48	-50,24	3,27	55	-70,21	4,81

На рис. 6.3 показаны распределения наблюдаемых значений температуры для поверхности 50 гПа и среднемесячных значений (при условии, что за месяц было не менее 30 наблюдений). Также на рисунке приведены соответствующие линейные тренды для января для станции 71082. В табл. 6.9 приведены оценки трендов, рассчитанные по среднемесячным значениям и точечным методом по подмножеству наблюдаемых значений для всех трех станций (71082, 70026 и 04220).

Таблица 6.9

Оценки значений трендов ($\hat{a}$ – значение тренда °C/десятилетие, $\sigma_{\hat{a}}$ – стандартное отклонение оценок $\hat{a}$, N – число использованных среднемесячных значений с 30 или более срочными наблюдениями в течение месяца, или число использованных срочных наблюдений при расчете точечным методом) для станций 71082, 70026 и 04220

Значения	Станция 71082			Станция 70026			Станция 04220		
	N	$\hat{a}$	$\sigma_{\hat{a}}$	N	$\hat{a}$	$\sigma_{\hat{a}}$	N	$\hat{a}$	$\sigma_{\hat{a}}$
Среднемесячные	11	-2,040	2,123	24	0,626	1,345	23	-1,015	1,445
Срочные	669	-0,257	1,798	1219	0,553	1,261	1261	-1,339	1,459

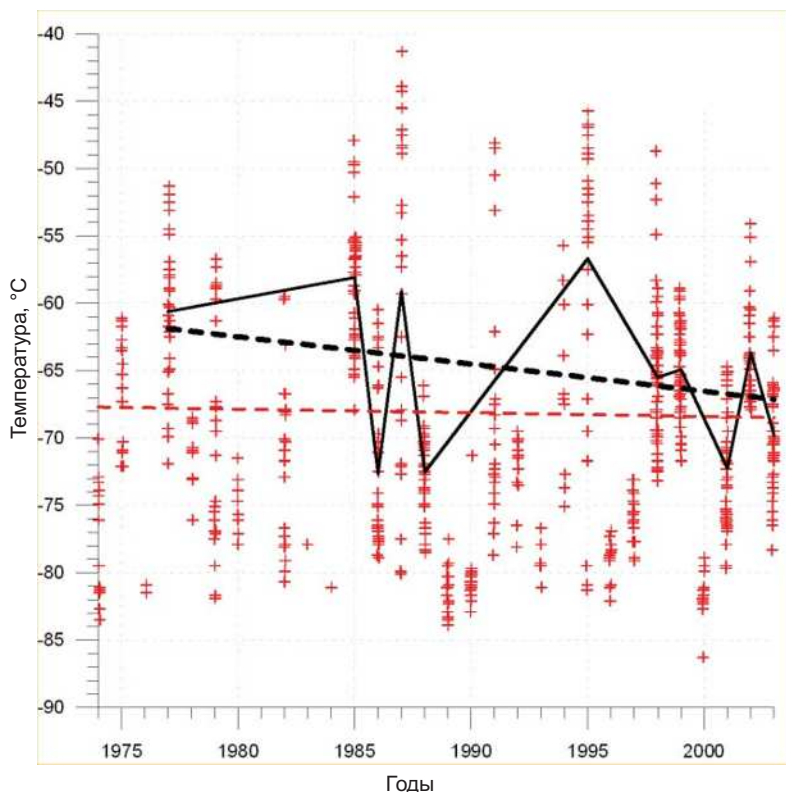


Рис. 6.3. Распределение значений срочных наблюдений за температурой на изобарической поверхности 50 гПа (красные линии +) и среднемесячных значений при условии, что за месяц было не менее 30 срочных наблюдений (черные линии), и соответствующие тренды для январей для станции 71082 в течение 1974–2003 гг. [27]

Теперь рассмотрим распределение числа наблюдений за температурой, имеющихся в распоряжении для изобарической поверхности 50 гПа для перечисленных трех станций (71082, 70026 и 04220) для многолетнего января за период 1973–2003 гг. (табл. 6.8 и рис. 6.4). Из таблицы и рисунка видно, что число доступных наблюдений имеет значительную тенденцию к возрастанию в течение этого периода, возможно, вследствие использования более крепких баллонов радиозондов и/или технологии зондирования.

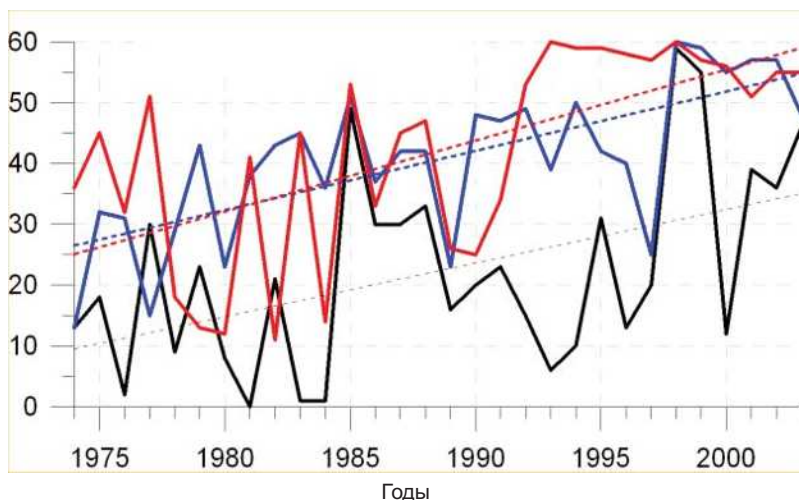


Рис. 6.4. Распределение числа наблюдений за месяц для январей для температуры (00 и 12 GMT) на 50 гПа и соответствующие тренды для станций 71082 (черные линии), 70026 (синие линии) и 04220 (красные линии). 1974–2003 гг. [27]

6.3.3. Сравнение трендов, определенных разными методами по множеству полных профилей

Таким образом, усовершенствование технологии привело к уточненному выбору холодных/влажных условий, в которых раньше баллон радиозонда преждевременно разрывался. Поэтому оценки трендов на основе действительно наблюдаемых данных должны будут отклоняться. Однако изложенная выше техника использования проэкстраполированных/продолженных радиозондовых наблюдений может позволить решить, по крайней мере частично, эту проблему. На рис. 6.5 для сравнения приведены «наблюденные» среднемесячные значения и среднемесячные значения, рассчитанные на основе всего множества полных профилей (с учетом и «наблюденных», и проэкстраполированных значений) для температуры для поверхности 50 гПа и соответствующие тренды, вычисленные классическим методом по среднемесячным значениям для станции 71082.

В табл. 6.10 представлены оценки трендов, полученные на основе всего множества полных профилей двумя методами (точечным и классическим). Небольшие различия между этими оценками объясняются оставшимися нечеткими распределениями полных радиозондовых профилей (табл. 6.11).

Полученные результаты показывают, что наши «новые» оценки средних значений параметров свободной атмосферы и трендов (с помощью классического или точечного методов) на основе полных профилей

радиозондирования (наблюденных или проэкстраполированных по высоте) решают некоторые неявные проблемы, возникающие при традиционных подходах.

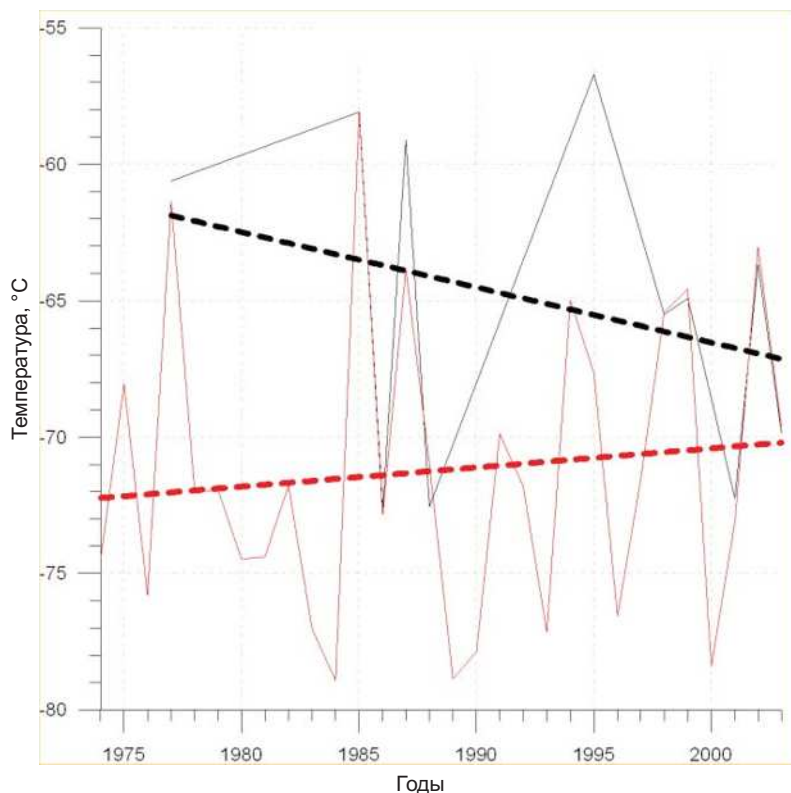


Рис. 6.5. Распределение «наблюденных» среднемесячных значений температуры (черные линии) для поверхности 50 гПа и среднемесячных значений, рассчитанных на основе всего множества полных профилей (красные линии) (если число срочных наблюдений в течение месяца не менее 30) для январей для периода 1974–2003 гг. Станция 71082 [27]

Таблица 6.10

Оценки значений трендов, полученные на основе всего множества полных профилей двумя методами (точечным и классическим).
 $\hat{a}$ – значение тренда (°C/десятилетие), $\sigma_{\hat{a}}$ – стандартное отклонение оценок $\hat{a}$, N – число использованных среднемесячных значений с 30 или более наблюдаемыми/проэкстраполированными значениями в течение месяца или число срочных наблюдений/проэкстраполированных значений для температуры на 50 гПа.

Станции 71082, 70026 и 04220

Значения	Станция 71082			Станция 70026			Станция 04220		
	N	$\hat{a}$	$\sigma_{\hat{a}}$	N	$\hat{a}$	$\sigma_{\hat{a}}$	N	$\hat{a}$	$\sigma_{\hat{a}}$
Среднемесячные	30	0,708	1,161	30	0,941	1,049	30	-0,117	1,074
Срочные	1786	0,826	1,460	1800	0,909	1,162	1814	-0,089	1,321

Таблица 6.11

Число полных профилей (N) для температуры для 00 и 12 GMT, среднемесячные значения ($\bar{T}$ °C) и стандартные отклонения (σ_T °C) для изобарической поверхности 50гПа для станций 71082, 70026 и 04220 для января за период 1974–2003 гг.

Годы	Станция 71082			Станция 70026			Станция 04220		
	N	$\bar{T}$	σ_T	N	$\bar{T}$	σ_T	N	$\bar{T}$	σ_T
1974	62	-74,42	4,32	42	-57,42	5,41	60	-74,78	3,65
1975	57	-68,06	3,03	56	-51,29	4,37	60	-61,64	8,20
1976	60	-75,79	2,91	61	-64,09	5,66	62	-74,61	3,59
1977	48	-61,35	5,17	60	-51,27	3,40	61	-59,84	5,91
1978	59	-71,99	3,07	56	-54,16	4,51	59	-71,94	4,30
1979	62	-71,97	6,76	61	-57,03	12,99	58	-69,11	4,72
1980	61	-74,47	4,46	57	-59,84	5,04	60	-71,60	7,34
1981	58	-74,38	3,20	60	-58,79	9,68	58	-73,68	2,99
1982	60	-71,79	4,60	62	-51,22	7,68	61	-67,61	6,93
1983	59	-77,03	3,47	62	-55,94	8,29	61	-71,48	8,50
1984	59	-78,91	2,83	62	-59,88	6,80	56	-77,98	3,11
1985	56	-58,14	4,56	62	-54,80	4,24	62	-60,30	7,26
1986	61	-72,83	4,15	61	-51,63	5,47	62	-70,22	6,83
1987	61	-63,84	12,63	60	-49,15	4,02	62	-64,09	12,30
1988	62	-71,00	3,78	62	-65,31	4,58	60	-66,34	4,00
1989	62	-78,86	2,65	61	-61,98	7,69	62	-72,37	4,59
1990	62	-77,85	2,91	62	-53,23	6,74	63	-75,71	3,40
1991	57	-69,88	6,40	61	-57,60	10,45	62	-64,81	10,97
1992	57	-71,81	2,09	61	-47,88	5,39	62	-71,25	4,02
1993	62	-77,13	1,93	62	-60,70	2,94	61	-71,40	6,22
1994	62	-64,99	4,58	62	-50,56	4,86	61	-70,04	7,07
1995	62	-67,66	12,91	62	-51,53	5,31	61	-68,10	13,24
1996	61	-76,55	2,42	62	-58,23	5,07	61	-78,52	2,32
1997	59	-71,56	4,12	61	-57,66	5,28	61	-73,07	3,06
1998	62	-65,44	4,63	62	-52,18	3,12	60	-68,38	7,51

Окончание табл. 6.11

Годы	Станция 71082			Станция 70026			Станция 04220		
	N	$\bar{T}$	σ_T	N	$\bar{T}$	σ_T	N	$\bar{T}$	σ_T
1999	61	-64,58	3,22	63	-60,05	3,96	60	-63,92	4,12
2000	57	-78,40	2,42	61	-66,87	7,89	59	-77,24	2,63
2001	61	-73,10	3,56	61	-55,62	6,14	62	-68,81	5,40
2002	58	-63,03	3,72	59	-51,17	3,01	61	-61,28	6,20
2003	58	-69,72	3,93	56	-50,19	4,30	56	-70,21	4,41

Выводы

Сравнение результатов оценок трендов, полученных разными методами на основе массивов КАРДС и ААНИИ, показало их согласованность. Среднеквадратическая ошибка определения тренда для точечного метода практически всегда меньше соответствующей ошибки для традиционного метода. Следовательно, статистическую значимость тренда, рассчитанного с его использованием, можно определить существенно точнее. Точечный метод позволяет получить заметно более гладкие профили трендов, что подтверждает их более высокую правдоподобность, он менее чувствителен к длине ряда в смысле близости оценок по массивам разной длины. Использование различных методик для вычисления трендов показало, что предложенный новый робастный метод, основанный на использовании срочных данных с учетом их корреляции по времени, позволяет получать более точные и надежные оценки трендов, по сравнению с традиционным методом. Это особенно важно при исследовании изменения климата в труднодоступных полярных районах планеты.

Оценки средних значений параметров свободной атмосферы и трендов с использованием классического или точечного метода на основе полных профилей радиозондирования (наблюденных или проэкстраполированных по высоте) решают некоторые неявные проблемы, возникающие при традиционных подходах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ к тому 1

Сформулируем основные результаты, представленные в настоящей работе.

Все наборы данных содержат ошибки в данных или/и метаданных в связи с неизбежным «шумом» на многих этапах обработки результатов наблюдений (передача данных, хранение и т.д.). В работе изложены принципы контроля качества гидрометеорологической и аэрологической информации, описаны методы комплексного контроля качества аэрологических наблюдений, их применение как к глобальному аэрологическому массиву, содержащему результаты наблюдений для свободной атмосферы, так и для пограничного слоя атмосферы и метеорологическим массивам.

Описаны примеры исследований трехмерных корреляционных функций основных аэрологических величин свободной атмосферы, полученных в результате расчета по аэрологическим наблюдениям по глобальной сети аэрологических станций, с целью улучшения качества прогноза.

Изложены методы использования неполных профилей радиозондирования при климатических исследованиях: метод продолжения неполных по высоте профилей радиозондирования и точечный метод расчета линейных трендов, основанный на использовании срочных наблюдений с учетом возможных корреляций наблюдений во времени, который позволяет использовать все доступные наблюдения, в том числе и неполные профили радиозондовых наблюдений на высоких уровнях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агуренко А.О., Гергиева Л.А., Руденкова Т.В., Тимофеев А.А., Хохлова А.В. Спутниковые данные по температуре поверхности океана из сети ГСТ: архивация и использование // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». – 2010. – Вып. 174. – С. 120–138.
2. Алдухов О.А. О формировании массивов данных наблюдений Первого глобального эксперимента ПИГАП // Метеорология и гидрология. – 1978. – № 12. – С. 88–94.
3. Алдухов О.А. Использование принципов структурного программирования при разработке программы преобразования массивов ПГЭП // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1978. – Вып. 55. – С. 14–24.
4. Алдухов О.А. Комплексный контроль значений геопотенциала и температуры на стандартных барических уровнях в аэрологических сообщениях ПГЭП // Первый глобальный эксперимент ПИГАП. Т. 6. Обеспечение и управление данными в Первом глобальном эксперименте ПИГАП. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – С. 48–69.
5. Алдухов О.А. Оценка качества аэрологических сообщений ПГЭП // Первый глобальный эксперимент ПИГАП. Т. 6. Обеспечение и управление данными в Первом глобальном эксперименте ПИГАП. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – С. 70–73.
6. Алдухов О.А. Комплексный контроль аэрологических данных ПГЭП уровня II // Метеорология и гидрология. – 1983. – № 12. – С. 94–102.
7. Алдухов О.А. Комплексный контроль геопотенциала и температуры в аэрологических сообщениях ПГЭП // Программа исследований глобальных атмосферных процессов. Межведомственный семинар по научным итогам ПГЭП. – М., 1983.
8. Алдухов О.А. Комплексный контроль значений геопотенциала и температуры в аэрологических сообщениях ПГЭП // Труды межведомственного семинара по научным итогам ПГЭП. – М., 1984. – 14 с.
9. Алдухов О.А. Комплексный контроль геопотенциала и температуры в архивах аэрологической информации // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1985. – Вып. 115. – С. 34–63.
10. Алдухов О.А. О структуре ошибок наблюдения геопотенциала и температуры при радиозондировании атмосферы // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1986. – Вып. 131. – С. 29–39.
11. Алдухов О.А. О точности расчета характеристик влажности воздуха // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1988. – Вып. 147. – С. 40–47.
12. Алдухов О.А. Вертикальный статистический контроль основных аэрологических величин в особых точках их вертикальных профилей // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1988. – Вып. 147. – С. 56–64.
13. Алдухов О.А. О точности расчета горизонтальных корреляционных функций с учетом связности наблюдений // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1990. – Вып. 153. – С. 3–20.
14. Алдухов О.А. и авторский коллектив. Атмосфера. Справочные данные, модели. Раздел 4.1. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – С. 510.
15. Алдухов О.А. О методах расчета и контроля данных по пограничному слою атмосферы // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2011. – Вып. 176. – С. 257–286.
16. Алдухов О.А., Багров А.Н., Гордин В.А. Статистические характеристики прогностических метеорологических полей и их использование для объективного анализа // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 10. – С. 18–33.

17. Алдухов О.А., Брюхань А.Ф. Пакет программ статистической обработки аэрологических данных для оценки условий атмосферной дисперсии при геоэкономическом обосновании строительства АЭС и ТЭС // Вестник МГСУ. – 2012. – № 2. – С. 188–193.
18. Алдухов О.А., Булыгина О.Н., Иванов В.Н., Стерин А.М., Черных И.В., Хохлова А.В. Изменчивость метеорологических параметров в атмосфере для Калужского региона // Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук. Выпуск. 7. – Калуга, 2004. – С. 475–488.
19. Алдухов О.А., Быков Ф.Л., Гордин В.А. Крупномасштабные трехмерные корреляционные функции для атмосферы Земли // Ярославский педагогический вестник. – 2011. – Вып. 4. – С. 36–43.
20. Алдухов О.А., Гордин В.А. Трехмерные корреляционные функции основных аэрологических величин свободной атмосферы // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 2001. – Т. 37, № 1. – С. 3–23.
21. Алдухов О.А., Гордин В.А. Оценки анизотропности корреляционной структуры полей метеорологических величин по наблюдениям глобальной аэрологической сети // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2005. – Т. 41, № 3. – С. 399–409.
22. Алдухов О.А., Гордин В.А. Корреляционные функции для атмосферы Земли. Методы оценивания и результаты. Серия «Математическое моделирование и современные информационные технологии». Выпуск 5. Современные проблемы математического моделирования // Сборник трудов XII Всероссийской школы-семинара. – Ростов-на-Дону: Изд-во Южного федерального университета, 2007. – С. 13–20.
23. Алдухов О.А., Лагун В.Е., Черных И.В., Яговкина С.В. Об изменении климата в тропосфере над Антарктическим полуостровом // Problemy Klimatologii Polarnej. – 2006. – V. 16. – P. 7–22.
24. Алдухов О.А., Оржеховская В.А., Садовникова Т.О., Руденкова Т.В. Архив текущей аэрологической информации «АЭРОСТАБ». Описание архива. – Обнинск, 1990. – 28 с.
25. Алдухов О.А., Рейтенбах Р.Г. Горизонтальные корреляции температуры и геопотенциала атмосферы в слое от 1000 до 10 гПа // Метеорология и гидрология. – 1990. – № 8. – С. 76–83.
26. Алдухов О.А., Черных И.В. Об изменении температурно-влажностного режима в тропосфере над Антарктическим полуостровом // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». – 2008. – Вып. 173. – С. 266–291.
27. Алдухов О.А., Черных И.В. Метод восстановления профилей температуры и влажности в данных радиозондовых наблюдений // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». – 2010. – Вып. 175. – С. 189–204.
28. Анцыпович В.А. Комплексный контроль геопотенциала и температуры на стандартных изобарических поверхностях // Труды Гидрометцентра СССР. – 1980. – Вып. 217. – С. 67–82.
29. Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Милехин О.Е., Соловьев В.И., Успенский А.Б. Использование спутниковых данных ДЗЗ для решения задач гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды // Вопросы электромеханики. – 2008. – Т. 105. – С. 6–16.
30. Багров А.Н., Гордин В.А., Очан Н.Ю. Оперативная схема объективного анализа на основе совместной оптимальной интерполяции полей геопотенциала и ветра // Метеорология и гидрология. – 1988. – № 5. – С. 42–51.

31. Багров А.Н., Гордин В.А., Цырульников М.Д. Оперативная схема объективного анализа в тропосфере и стратосфере // Метеорология и гидрология. – 1990. – № 8. – С. 37–45.
32. Багров А.Н., Локтионова Е.А. Оперативная схема контроля и объективного анализа полей ветра для внутритропической части Северного полушария // Метеорология и гидрология. – 1986. – № 5. – С. 23–31.
33. Багров А.Н., Локтионова Е.А., Цырульников М.Д. Развитие оперативного объективного анализа в Гидрометцентре России // Сборник трудов ГМЦ РФ. – 2000. – № 334. – С. 19–30.
34. Багаутдинов А.А. Автоматический контроль качества информационных архивов, используемых в статистическом прогнозе погоды // Труды Западно-сибирского гидрометеорологического института. – 1978. – № 39. – С. 44–57.
35. Бедрицкий А.И., Коршунов А.А., Хандожко Л.Д., Шаймарданов М.З. Показатели влияния погодных условий на экономику: чувствительность потребителя к воздействию гидрометеорологическому фактору // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 2. – С. 5–9.
36. Белоусов С. Л., Гандин Л.С., Машкович С.А. Компьютерная обработка текущих метеорологических данных. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. (Meteor. Trans. N 18, Canada dept. of Environment, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario). – 227 с.
37. Беспрозванных А.В., Потапова Л.Н., Сенова Л.Н., Ульянич Н.Л., Шерстюкова Р.А. Прием, обработка и использование метеорологической информации, поступающей с каналов связи // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». – 2010. – Вып. 174. – С. 28–40.
38. Брюхань Ф.Ф., Иванов В.Н. Концептуальная схема аэрометеорологических исследований при выборе пункта и площадки атомных станций // Труды ИЗМ. – 1992. – Вып. 55(155). – С. 3–12.
39. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 262 с.
40. Бызова Н.Л., Гаргер Е.К., Иванов В.Н. Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеяния примеси. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 278 с.
41. Веселов В.М. Язык описания гидрометеорологических данных для IBM PC совместимых с ПЭВМ // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1996. – Вып. 160. – С. 41–54.
42. Веселов В.М. Архивы Госфонда на ПВМ и технология их организации // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2002. – Вып. 170. – С.16–30.
43. Веселов В.М. Методика и средства сравнения двух различающихся версий многофайловых ЯОД-архивов // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». – 2010. – Вып. 174. – С. 338–354.
44. Гандин Л.С. Об оперативной методике расчетного анализа метеорологических полей. – Труды ГГО. – 1962. – Вып. 124. – С. 18–29.
45. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 287 с.
46. Гандин Л.С. Автоматический контроль качества текущей метеорологической информации // Метеорология и гидрология. – 1969. – № 3. – С. 3–13.
47. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 359 с.
48. Гельфанд И.М., Шилов Г.Е.: Пространства основных и обобщенных функций. – М.:Физматгиз, 1959. – 308 с.

49. Гельфанд И.М., Виленкин Н.Я. Некоторые применения гармонического анализа. Оснащенные пространства. – М.: Физматгиз, 1961. – 472 с.
50. Гельфанд И.М. Лекции по линейной алгебре. – М.: Наука, 1966. – 280 с.
51. Гордин В.А.: Согласование ковариационных функций геопотенциала и температуры // Метеорология и гидрология. – 1984. – № 5. – С. 101–103.
52. Гордин В.А. Математические задачи гидродинамического прогноза погоды. Т. 1. Аналитические аспекты. Т. 2. Вычислительные аспекты. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 256 с., 264 с.
53. Гордин В.А. Математика, компьютер, прогноз погоды. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 224 с.
54. Гордин В.А. Оптимизация корреляционных функций как задача вариационного исчисления // Метеорология и гидрология. – 1994. – № 4. – С. 39–45.
55. Гордин В.А. «Кулоновский» алгоритм выбора влияющих станций // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 12. – С. 100–105.
56. Гордин В.А., Локтионова Е.А. О применении сплайн-аппроксимации к расчету профилей температуры // Труды Гидрометцентра СССР. – 1978. – № 212. – С. 56–68.
57. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. – Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2012. – 194 с.
58. Груза Г.В., Рейтенбах Р.Г. Статистика и анализ гидрометеорологических данных. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 216 с.
59. Данилов А.И., Лагун В.Е., Клепиков А.В., Катцов В.М., Вавулин С.В. Текущие изменения климата Антарктики и сценарии его будущих изменений // Арктика и Антарктика. Вып. 2 (36). – М.: Наука, 2003. – С. 114–125.
60. Де Бор К. Практическое руководство по сплайнам // Радио и связь. – М., 1985. – 304 с.
61. Зайцева Н.А. Аэрология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 325 с.
62. Иванов В.Э., Фридзон М.Б., Ессяк С.П. Радиозондирование атмосферы. Технические и метрологические аспекты разработки и применения радиозондовых измерительных средств / Под ред. В.Э. Иванова. – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. – 596 с.
63. Каган Р.Л. О точности расчета пространственных корреляционных функций // Труды ГГО. – 1974. – Вып. 336. – С. 3–19.
64. Като Т. Теория возмущений. – М.: Мир, 1972. – 740 с.
65. Копылов В.Н. Космический мониторинг окружающей среды. Монография. – Ханты-Мансийск: Полиграфист, 2008. – 216 с.
66. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Квантовая механика. – М.: ГИФМЛ, 1963. – 702 с.
67. Либерман Ю.М. Алгоритм комплексного статико-временного контроля аэрологической информации // Труды ГГО. – 1980. – Вып. 431. – С. 23–30.
68. Локтионова Е.А., Цырульников М.Д. Статистическое оценивание горизонтальных ковариационных функций полей ветра для целей объективного анализа // Метеорология и гидрология. – 1993. – № 11. – С. 32–42.
69. Майстрова В.В., Нагурный А.П., Большакова И.И. Изменение температуры свободной атмосферы в северной полярной области в 1959–2000 гг. // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 6. – С. 5–14.
70. Мелешко В.П., Гусева И.П. Расчет некоторых статистических характеристик для полей температуры и влажности // Труды ГГО. – 1964. – Вып. 165. – С. 40–46.

71. Марфенко О.В. Оценка точности результатов радиозондирования на аэрологической сети Советского Союза // Метеорология и гидрология. – 1969. – № 3. – С. 14–21.
72. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 751 с.
73. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / Под. ред. С.М. Семенова. – М.: НИЦ «Планета», 2012. – 512 с.
74. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Т. 2. – М.: Наука, 1996. – 742 с.
75. Моффат Г. Возбуждение магнитного поля в проводящей среде. – М.: Мир, 1980.
76. Наблюдения на гидрометеорологической сети СССР. Определение понятий гидрометеорологических элементов и оценка точности наблюдений / Под ред. О.А. Городецкого. – Л. Гидрометеоиздат, 1970. – 90 с.
77. Нагурный А.П., Зайцева Н.А., Алексеев Г.В., Медведченко Е.Ю., Шумбер А., Каль Дж., Шнелл Р. Об архиве данных радиозондирования, полученных на ледовых дрейфующих станциях «Северный полюс» // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 6. – С. 55–61.
78. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 4. Ч. III. – Л.: Гидрометиздат, 1966. – 450 с.
79. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 4. Аэрологические наблюдения на станциях. Ч. 3а. Температурно-ветровое зондирование атмосферы системой «Метеорит» – РКЗ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 256 с.
80. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, Вып. 4. Аэрологические наблюдения на станциях. Ч. III. Температурно-ветровое зондирование атмосферы. РД 52.11.650–2003. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. – 311 с.
81. Николаев Е.А., Шаймарданов В.М. Развитие архивной системы Росгидромета // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». – 2010. – Вып. 174. – С. 3–10.
82. О составе, точности и пространственно-временном разрешении информации, необходимой для гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства и службы гидрометеорологических прогнозов / Под ред. М.А. Петросянца и В.Д. Решетова. – Л.: Гидрометиздат, 1975. – 220 с.
83. Парфиневи́ч Я. Комплексный контроль аэрологической информации. Метод. пособие. – М.: Гидрометеоиздат, 1976. – 67 с.
84. Рейтенбах Р.Г., Стерин А.М. Создание массивов климатологических характеристик свободной атмосферы в узлах сетки методом объективного анализа // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1986. – Вып. 135. – С. 3–45.
85. Решетов В.Д. Изменчивость метеорологических элементов в атмосфере. – Л.: Гидрометиздат, 1973. – 215 с.
86. Рубинштейн К.Г., Стерин А.М. Сравнение результатов реанализа с аэрологическими данными // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38, № 3. – С. 301–315.
87. Руденкова Т.В. Формат архивации текущих аэрологических данных, поступающих по каналам связи для ПЭВМ // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2010. – Вып. 174. – С. 41–63.
88. Сивачок С.Г., Северинов В.И., Шакирзянов И.З., Лавров В.А., Вавилова Н.В., Власова Л.И., Горошко Л.Ф., Козлова В.Н. Положение о формировании архивного фонда данных о состоянии окружающей среды, ее загрязнении Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. – Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2009. http://www.meteo.ru/publish_law/egfd/pol6.htm

89. Соколов Ю.Ю. Архив срочных аэрологических данных в пограничном слое на МЛ ЕС ЭВМ // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1987. – Вып. 140. – С. 48–55.
90. Справочник по временным корреляционным связям метеорологических элементов в свободной атмосфере над СССР / Под ред. В.Д. Казначеевой. – М.: МО Гидрометеоздата, 1980. – 311 с.
91. Статистическая структура метеорологических полей / Под ред. Л.С. Гандина, В.И. Захариева, Р. Целнай. – Будапешт, 1976. – 365 с.
92. Стерин А.М. Анализ линейных трендов в рядах температуры свободной атмосферы за 1958–1997 гг. // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 5. – С. 52–68.
93. Стерин А.М. О чувствительности оценок трендов температуры тропосферы и нижней стратосферы по радиозондовым данным. Ч. 1. Выбор массива данных, периода рядов и техники их анализа // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 5. – С. 21–36.
94. Стерин А.М. О чувствительности оценок трендов температуры тропосферы и нижней стратосферы по радиозондовым данным. Ч. 2. Обнаружение неоднородностей в рядах месячного разрешения // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 6. – С. 5–22.
95. Стерин А.М., Алдухов О.А., Булыгина О.Н., Иванов В.Н., Черных И.В., Хохлова А.В. О тенденциях изменений климата в атмосфере над Калужским регионом (эмпирико-статистический анализ) // Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук. Выпуск 8. – Калуга, 2005. – С. 380–384.
96. Стерин А.М., Алдухов О.А., Булыгина О.Н., Черных И.В., Хохлова А.В. Основные тенденции изменений климата в атмосфере над Калужским регионом (эмпирико-статистический анализ) // Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук. Выпуск 11. – Калуга, 2007. – С. 486–505.
97. Стерин А.М., Алдухов О.А., Бадашова Л.Ф., Булыгина О.Н., Тимофеев А.А., Черных И.В., Хохлова А.В. Долгопериодные тенденции изменения различных характеристик климата для Калужского региона // Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук. Выпуск 13. – Калуга, 2009. – С. 271–276.
98. Стечкин С.Б., Субботин Ю.Н. Сплаины в вычислительной математике. – М.: Наука, 1976. – 248 с.
99. Темников Ф.Е., Афонин В.А., Дмитриев В.И. Теоретические основы информационной техники. – М.: Энергия, 1979. – 512 с.
100. Успенский А.Б. Методы и алгоритмы обработки данных измерений метеорологических ИСЗ в целях дистанционного термического зондирования атмосферы: автореферат дис. на соис. уч. ст. д-ра физ.-мат. наук. – Л., 1989. – 32 с.
101. Успенский А.Б. Детектирование тропосферных вариаций CO_2 по данным спутникового ИК-зондировщика высокого спектрального разрешения / А.Б. Успенский, А.В. Кухарский, А.Н. Рублев // Исследование Земли из космоса. – 2006. – № 4. – С. 42–54.
102. Федорченко И.Е. О влиянии связности метеорологических рядов на точность выборочных моментов // Труды ГГО. – 1974. – Вып. 336. – С. 25–47.
103. Фролов А.В. Прогноз погоды как задача XXI века // Федеральный справочник – 2011. – Т. 25. – С. 419–426.
104. Цырульников М.Д., Локтионова Е.А. Статистическое оценивание горизонтальных ковариационных функций полей ветра для целей объективного анализа // Метеорология и гидрология. – 1993. – № 11. – С. 32–42.

105. Цырульников М.Д., Локтионова Е.А. Статистическая структура полей ветра, агеострофического ветра и ошибок прогноза ветра: оценки по радиозондовым данным и применение в объективном анализе. Рук. деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД, № 1153-гм93, 22 июня 1993 года. – С. 1–46.
106. Черных И.В. Контроль данных об облачности, погоде и атмосферных явлениях, основанный на свойствах внутримассовых и фронтальных облачных систем // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1996. – Вып. 162. – С. 28–39.
107. Черных И.В., Алдухов О.А. Об определении вертикального распределения облачных слоев по данным радиозондирования атмосферы // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 2004. – Т. 40, № 1. – С. 45–59.
108. Черных И.В., Алдухов О.А. О трендах температуры и содержания водяного пара в тропосфере над северо-западом Сибири. Сборник докладов Всероссийской научно-практической конференции «Региональные аспекты глобальных изменений климата и их последствий». 9–10 октября 2008 года. – Калуга: Изд-во КГПУ, 2008. – С. 64–65.
109. Черных И.В., Алдухов О.А. Изменение температурно-влажностного режима в тропосфере над Антарктикой по данным российских станций // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2010. – Вып. 175. – С. 205–214.
110. Черных И.В., Алдухов О.А. Тренды температуры и содержания водяного пара в тропосфере над западно-сибирским районом Арктики // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2010. – Вып. 175. – С. 174–188.
111. Шаймарданов М.З. Методы автоматизированного контроля, обработки и накопления метеорологической информации: автореф. на соиск. уч. степени. канд. физ.-мат. наук. – Л., 1981. – 16 с.
112. Шаймарданов М.З., Ковалев Н.П., Пуголовкин В.В. Автоматизированная система сбора, контроля, накопления гидрометеорологической информации. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 12 с.
113. Шилов Г.Е. Математический анализ. Второй спецкурс. – М.: Наука, 1966. – 327 с.
114. Яглом А.М. Положительно определенные функции и однородные случайные поля на группах и однородных пространствах // ДАН. – 1960. – Т. 135, № 6. – С. 1342–1345.
115. Aiyer A.R., Molinari J. Evolution of Mixed Rossby-Gravity Waves in Idealized MJO Environments // J. Atmos. Sci. – 2003. – V. 60, N 23. – P. 2837–2855.
116. Alduchov O.A. Combined quality control of geopotential height and temperature values for isobaric surfaces in FGGE upper-air reports. GARP. International conference on the scientific results of the MONSOON experiment. Denpasar, Indonesia, 26–30 October, 1981. – Geneva: WMO, 1982. – P. 8–15.
117. Alduchov O.A., Chernykh I. V. Geographical Distribution of the Instrumental Changes and Changes in some Cloud Parameters Reconstructed from CARDS of 1064–1998 // Proceedings of 25 Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop. Palisades, New York, October 23–27. – U.S. Department of Commerce, NOAA, NWS. – 2001. – P. 121–124.
118. Alduchov O.A., Eskridge R.E. Complex quality control of upper air parameters at mandatory and significant levels for the CARDS dataset. – Asheville: NC. National Climatic Data Center Report, 1996. – 151 p.
119. Alduchov O.A., Eskridge R.E. Improved Magnus form approximation of saturation vapor pressure // J. Appl. Meteorol. – 1996. – V. 35, N 4. – P. 601–609.
120. Alduchov O.A., Eskridge R.E. Determination of Radiosonde Station Elevation from Observational Data // J. Appl. Meteorol. – 2002. – V. 41, N 4. – P. 357–362.

121. Alduchov O.A., Gordin V.A. 3-D Correlation Functions of Upper-Air Parameters // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Geneva: WMO, 1998. – N 27. – P. 1.1–1.2.
122. Alduchov O.A., Gordin V.A. 3D Correlation Functions – Variational Problem // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Geneva: WMO, 1999. – N 28. – P. 1.1–1.2.
123. Alduchov O.A., Gordin V.A. Complete system of 3-D geopotential height, temperature and wind correlations // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Geneva: WMO, 2000. – N 30. – P. 1.1–1.2.
124. Alduchov O.A., Gordin V.A. System of 3-D geopotential height, temperature and wind correlations with respect to forecast errors // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Geneva: WMO, 2002. – N 32. – P. 0.1–0.2.
125. Alduchov O.A., Bagrov A.N., Gordin V.A. Bias, variability, and hydrostatic adjustment for 3D forecast fields of geopotential height, temperature and wind // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Geneva: WMO, 2002. – N 32. – P. 0.2–0.3.
126. Alduchov O.A., Gordin V.A. Anisotropy of Meteorological Fields // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Geneva: WMO, 2003. – N 33. – WMO/TD – N 1161. – P. 01-01–01-02. <http://www.cmc.ec.gc.ca/rpn/wgne/>
127. Angell J.K. Variations and trends in tropospheric and stratospheric global temperatures, 1958–1987 // J. of Climate. – 1988. – V. 1. – P. 1296–1313.
128. Bergman K.H. Role of observational errors in optimum interpolation analysis // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1978. – V. 59, N 12. – P. 1603–1611.
129. Bartels R.H., Beatty J.C., Barsky B.A. An Introduction to Splines for use in Computer Graphics and Geometric Modeling. – Los Altos: Morgan Kaufman Publishers, 1987. – 476 p.
130. Buell C.E. Variability of Wind with Distance and Time on an Isobaric surface // J. Appl. Meteorol. – 1972. – V. 11, N 7. – P. 1085–1091.
131. Catalogue of Radiosondes and Upper-Air Wind-Finding Systems in Use. November/December 1999, WMO. – Geneva, Switzerland. <http://www.wmo.ch/web/ddbs/jen/Radiosondes/index.html>
132. Christy J.C. Temperature above the surface layer // Climatic Change. – 1995. – V. 31. – P. 455–474.
133. Collins W.G., L.S. Gandin, Comprehensive Hydrostatic Quality Control at the National Meteorological Center // Mon. Wea. Rev. – 1990. – V. 118, N 12. – P. 2752–2767.
134. Collins W.G. Complex Quality Control of Significant Level Rawinsonde Temperatures // J. of Atmos. and Oceanic Technology. – 1998. – V. 15, N 1. – P. 69–79.
135. Collins W.G. The Operational Complex Quality Control of Radiosonde Heights and Temperatures at the National Centers for Environmental Prediction. Part I: Description of the Method // J. of Appl. Meteorol. – 2001. – V. 40, N 2. – P. 137–151.
136. Collins W.G. The Operational Complex Quality Control of Radiosonde Heights and Temperatures at the National Centers for Environmental Prediction. Part II: Examples of Error Diagnosis and Correction from Operational Use // J. of Appl. Meteorol. – 2001. – V. 40, N 2. – P. 152–168.
137. Elliott W.P., Ross R.J., Blackmore W. Recent changes in NWS upper-air observations with emphasis on changes from VIZ to Vaisala radiosondes // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 2002. – V. 83, N 7. – P. 1003–1017.
138. Eskridge R.E., Alduchov O.A., Chernykh I.V., Zhai P., Polansky A.C., Doty S.R. A comprehensive aerological reference dataset (CARDS): rough and systematic errors // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1995. – V. 76, N 10. – P. 1759–1775.

139. Eskridge R.E., Polansky A.C., Doty S.R., Frederick H.V. A Comprehensive Aerological Reference Data Set (CARDS): The database. – Asheville: NCDC, 1996. – 35 p.
140. Eskridge R.E., Sterin A.M. Detection of Climate Change Using the CARDS Data Set. – WMO. Instruments and Observing Methods. – 1993. – Rep. N 49. WMO/TD N 462. – P. 461–463.
141. Durre I., Vose R.S., Wuertz D.B. Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive // J. Climate. – 2006. – V. 19, N 1. – P. 53–68.
142. Durre, I., Vose R.S., Wuertz D.B. Robust automated quality assurance of radiosonde temperatures // J. Appl. Meteorol. Climatol. – 2008. – V. 47, N 8. – P. 2081–2095.
143. Federal Meteorological Handbook No. 3. Rawinsonde and Pibal Observations. FCM-H3-1997. – Washington, DC, May 1997.
144. Finger G.F., McInturff R.M. Research on compability of data from radiosondes rocketsondes and satellites. WMO Technical Note N 163, WMO N 512. – 1978. – P. 1–26.
145. Finger, F.G., F.J. Schmidlin F.J. Meeting review: Upper-Air Measurements and Instrumentation Workshop // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1991. – V. 72, N 1. – P. 50–56.
146. Gaffen, D.J. Historical changes in radiosonde instruments and practices. – Geneva: WMO, Instruments and Observing Methods, 1993. Rep. N 50. – 123 p.
147. Gaffen, D.J. Temporal inhomogeneities in radiosonde temperature records // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99. – P. 3667–3676.
148. Gandin L.S. Complex quality control of meteorological observations // Mont. Weather Rev. – 1988. – V. 116, N 5. – P. 1137–1156.
149. Gandin L.S., Morone L.L., Collins W.G. Two years of operational comprehensive hydrostatic quality control at the National Meteorological Center // Weather and Forecasting. – 1993. – V. 8, N 1. – P. 57–72.
150. Garand L., Grassotti C., Halle J., Klein G.L. On Differences in Radiosonde Humidity-Reporting Practices and Their Implications for Numerical Weather Prediction and Remote Sensing // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1992. – V. 73, N 7. – P. 1417–1423.
151. Gordin V.A. Mathematical problem and methods in hydrodynamical weather forecasting. – Gordon & Breach Publ. House, 2000. – 842 p.
152. Guide to meteorological instruments and methods of observation. – Geneva: WMO, Switzerland, 1983. – Rep. WMO-N 6, 5-th ED. – 320 p.
153. Hawson C.L. Performance requirements of aerological instruments. WMO Technical Note N 112, WMO N 267. – 49 p.
154. Hollet S.R. Three-dimensional spatial correlations of PE forecast errors. M.S. thesis, Dep. Of Meteorology, McGill University, Montreal, 1975.
155. Hollingworth A., Lönnberg P.: The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part I: The wind field // Tellus. – 1986. – V. 38A. – P. 111–136.
156. Hooper A.H. Upper air sounding studies. V. 1. Studies on radiosonde performance. – Geneva: WMO, 1975. Technical Note N 140, WMO N 394. – 109 p.
157. Ivanov A., Kats A., Kurnosenko S., Nash N., Zaitseva N.A. International Radiosonde Comparison. Instruments and Observing Method // WMO. – 1991. – N 40. – 135 p.
158. Kahl J.D., Serreze M.C., Shiotani S., Skony S.M., Schnell R.C. In-situ meteorological sounding archives for Arctic studies // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1992. – V. 73, N 11. – P. 1824–1830.

159. Ketter R.L., Prawel S.P. Modern methods of engineering computation // McGraw-Hill Book Co. – 1969. – 492 p.
160. King J.C., Harangozo S.A. Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations and possible causes // *Annals of Glaciology*. – 1998. – V. 27. – P. 571–575.
161. Klein G., Hilton A. An intercomparison of the Vaisala Humicap and the VIZ carbon hygistor under operational conditions // *Atmospheric Environmental Service*. – 1987. – Tech. Record N TR-16. – 32 p.
162. Lanzante J.R. Resistant, robust and nonparametric techniques for analysis of climate data: Theory and examples, including applications to historical radiosonde station data // *Int. J. Climatol.* – 1996. – V. 16, N 11. – P. 1197–1226.
163. Lanzante J.R., Klein S.A., Seidel D.J. Temporal homogenization of monthly radiosonde temperature data. Part I: Methodology // *J. Climate*. – 2003. – V. 16, N 2. – P. 224–240.
164. Larsen G., Little G., Lorens A., Rutherford I. Analysis error calculations for the FGGE // GARP Report N 16. – 1978. – P. 55–117.
165. Loehrer S.M., Edmands T.A., Moore J.A. TOGA COARE Upper-Air Sounding Data Archive: Development and quality control procedures // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 1996. – V. 77, N 11. – P. 2651–2672.
166. Lönnberg P., Hollingworth A.: The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part II: The covariance of height and wind errors // *Tellus*. – 1986. – V. 38A. – P. 137–161.
167. Luers J.R., Eskridge R.E. Temperature correction for VIZ and Vaisala radiosondes // *J. Appl. Meteorol.* – 1995. – V. 34, N 6. – P. 1241–1253.
168. Luers J.K., Eskridge R.E. Use of radiosonde temperature data in climate studies // *J. Climate*. – 1998. – V. 11, N 5. – P. 1002–1019.
169. Majda A.J., Klein R. Systematic Multiscale Models for the Tropics // *J. Atmos. Sci.* – 2003. – V. 60(2). – P. 393–408.
170. Majda A.J., Buello J.A. The Nonlinear Interaction of Barotropic and Equatorial Baroclinic Rossby Waves // *J. Atmos. Sci.* – 2003. – V. 60(15). – P.1809–1821.
171. Marshall G.J., Lagun V.E., Lachlan-Cope T.A. Changes in Antarctic Peninsula tropospheric temperatures from 1956–99: a synthesis of observations and reanalysis data // *Int. J. Climatol.* – 2002. – V. 22. – P. 291–310.
172. McGrath R., Semmler T., Sweeney C., Wang S. Impact of Balloon Drift Errors in Radiosonde Data on Climate Statistics // *J. Climate*. – 2006. – V. 19, N 14. – P. 3430–3442.
173. National Geophysical Data Center (NGDC), Cited 2004: Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE). [Available online from NGDC GLOBE Project.]
174. Nash J., Kitchen M., Ponting J.F. Comparisons of relative humidity measurements from Phase I of the WMO International Radiosonde Comparison // Instruments and observing methods. Third WMO technical conference on instruments and methods of observation // WMO. – 1985. – Rep. N 22. – P. 25–32.
175. Oort A.H., Huanzhu L. Upper-Air Temperature Trends over the Globe, 1958–1989 // *J. Climate*. – 1993. – V. 6, N 2. – P. 292–307.
176. Parker G.E., Jones P.D., Folland C.K., Bevan A. Interdecadal changes of surface temperatures since the late 19th century // *J. Geophys. Res.* – 1994. – V. 99, N D7. – P. 14373–14399.
177. Parker D.E., Cox D.I. Towards a consistent global climatological rawinsonde data-base // *Int. J. Climatol.* – 1995. – V. 15, N 5. – P. 473–496.

178. Peterson T.C., Vose R.S. An overview of the Global Historical Climatology Network Temperature Database // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 1997. – V. 78, N 12. – P. 2837–2849.
179. Reek T., Doty S.R., Owen T.W. A Deterministic Approach to the Validation of Historical Daily Temperature and Precipitation Data from the Cooperative Network // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 1992. – V. 73, N 6. – P. 753–762.
180. Schwartz B.E., Doswell III C.A. North American rawinsonde observations: Problems, concerns, and a call to action // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 1991. – V. 72, N 12. – P. 1885–1896.
181. Seidel D.J., Angell J.K., Free M., Christy J., Spencer R., Klein S.A., Lanzante J.R., Mears C., Schabel M., Wentz F., Parker D., Thorne P., Sterin A. Uncertainty in Signals of Large-Scale Climate Variations in Radiosonde and Satellite Upper-Air Temperature Datasets // *J. of Climate.* – 2004. – V. 17, N 11. – P. 2225–2240.
182. Spackman E.A. The compability and performance of Radiosonde measurements of geopotential height in the lower stratosphere for 1975–76. – WMO Technical Note N 163, WMO N 512. – 1978. – P. 27–103.
183. Sterin A.M., Alduchov O.A., Chernykh I.V. Joint Analysis of Trends in the Upper Air Temperature, Humidity and Parameters of Clouds for 1964–1998 // *Proceedings of 24 Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop.* (Tucson, Arizona. November 5–9, 1999). – 2000. – P. 218–221.
184. Simulation and Prediction of Intra-Seasonal Variability with Emphasis on the MJO // *Workshop Proceedings* 3–6 Nov. 2003, Reading, ECMRWF, 2004.
185. Thorne P.W., Vose R.S. Reanalysis suitable for longterm trends: are they really achievable? // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 2010. – V. 91, N 3. – P. 353–361.
186. Tsyroulnikov M.D. Proportionality of scales: an isotropy-like property of geophysical fields // *Quart. J. of the Royal Meteorological Society.* – 2001. – V. 127. – P. 2741–2760.
187. Turner J., Colwell S.R., Marshall J., Lachlan-Cope T., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V.E, Reid P.A., Iagovkina S. The SCAR READER project: Towards a high-quality data base of mean Antarctic meteorological observations // *J. of Climate.* – 2004. – V. 17, N 14. – P. 2890–2898.
188. Turner J., Colwell S.R., Marshall J., Lachlan-Cope T., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V.E, Reid P.A., Iagovkina S. Antarctic climate change during the last 50 years // *Int. J. Climatol.* – 2005. – V. 25. – P. 279–294.
189. Turner J., Lachlan-Cope T.A., Colwell S., Marshall G.J., Connolley W.M. Significant warming of the Antarctic winter troposphere // *Science.* – 2006. – V. 311. – P. 1914–1917.
190. Vaughan D.J., Doake A. Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula // *Nature.* – 1996. – V. 379. – P. 38–331.
191. Zaitseva N.A. Historical Development in radiosonde systems in the Former Soviet Union // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 1993. – V 74, N 10. – P. 1893–1900.
192. Zurbenko I., Porter P.S., Rao S.T., Ku J.Y., Gui R., Eskridge R.E. Detecting Discontinuities in Time Series of Upper-Air Data: Developed and Demonstration of an Adaptive Filter Technique // *J. Climate.* – 1996. – V. 9, N 12. – P. 3548–3560.
193. Wallis T. A. Subset of core stations from the Comprehensive Aerological Reference Dataset (CARDS) // *J. Climate.* – 1998. – V. 11, N 2. – P. 272–282.
194. WMO, cited 2004: Weather Reporting, Observing Stations. Publ. 9. [Available online from WMO web-site. ftp://ftp.wmo.int/Documents/MediaPublic/Publications/WMO_No_09/VolumeA.pdf].

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	5
Введение	7
Глава 1. Данные радиозондирования атмосферы, их качество и принципы контроля	11
1.1. Качество гидрометеорологической информации	12
1.2. Классификации ошибок в данных.....	13
1.3. Принципы контроля качества гидрометеорологической информации	24
1.3.1. Контроль качества с одним критерием	26
1.3.2. Комплексный контроль качества	33
Выводы.....	36
Глава 2. Методы контроля качества глобального аэрологического массива КАРДС.....	38
2.1. Методы контроля качества с одним критерием	39
2.2. Схемы комплексного контроля качества	42
2.3. Компоненты комплексного контроля качества	48
2.3.1. Гидростатический контроль качества.....	48
2.3.2. Горизонтальная и вертикальная оптимальная интерполяция	53
2.3.3. Геоострофические соотношения	90
2.3.4. Термические соотношения.....	97
2.3.5. Линейная интерполяция с уровнем особых точек на стандартные изобарические поверхности	104
2.3.6. Линейная интерполяция со стандартных изобарических поверхностей на уровне особых точек	105
2.4. Алгоритм принятия решения для комплексного контроля качества	116
2.4.1. Алгоритм принятия решения для геопотенциальной высоты и температуры на стандартных изобарических поверхностях	116
2.4.2. Алгоритм принятия решения для ветра на стандартных изобарических поверхностях	138
2.4.3. Алгоритм принятия решения для влажности на стандартных изобарических поверхностях	144
2.4.4. Алгоритм принятия решения для всех элементов на уровнях особых точек	148
2.5. Сравнение результатов последовательного контроля качества и ККК на примере глобального аэрологического массива IGRA	151
Глава 3. Применение методов контроля качества к аэрологическим и метеорологическим массивам	158
3.1. Развитие автоматизированных информационных технологий комплексного контроля аэрологических, метеорологических и других видов гидрометеорологических данных	158
3.1.1. Контроль на физически допустимые пределы	159
3.1.2. Климатический контроль на основе локальных климатических статистик	160
3.1.3. Комплексный контроль на основе климатического, кросскорреляционного, временного и горизонтального компонентов	162
3.1.4. Алгоритм контроля качества данных	173

3.2. Мониторинг качества текущих аэрологических данных глобальной сети	176
3.2.1. Метод контроля высот аэрологических станций	177
3.2.2. Примеры контроля метаданных	180
Заключение.	189
Глава 4. Методы расчета и контроля данных по пограничному слою атмосферы	190
4.1. Методы интерполяции	191
4.2. Сравнение разных методов интерполяции наблюдаемых данных в пограничном слое атмосферы.....	200
4.3. Контроль качества данных в пограничном слое	205
Выводы	206
Глава 5. Методы использования данных радиозондирования с целью улучшения прогноза	215
5.1. Статистические характеристики прогностических метеорологических полей и их использование для объективного анализа	217
5.2. Трехмерные корреляционные функции основных аэрологических величин свободной атмосферы.....	230
5.2.1 Математические методы представления случайных полей и аппроксимации их КФ	232
5.2.2. Алгоритм вычислений.....	239
5.2.3. Результаты.....	246
Заключение	257
5.3. Оценки анизотропии корреляционной структуры полей метеорологических величин по наблюдениям глобальной аэрологической сети	257
5.3.1. Диагональный метрический тензор.....	261
5.3.2. Модель с недиагональным метрическим тензором	267
Заключение	267
Глава 6. Методы использования неполных профилей радиозондирования при климатических исследованиях	270
6.1. Точечный метод оценки линейных трендов по данным срочных наблюдений	272
6.2. Сравнение различных методов расчета трендов на массивах различного происхождения	275
6.3. Метод восстановления профилей температуры и влажности в данных радиозондовых наблюдений	281
6.3.1. Расчет средних значений.....	281
6.3.2. Сравнение трендов, определенных разными методами по наблюдаемым значениям	286
6.3.3. Сравнение трендов, определенных разными методами по множеству полных профилей.....	289
Выводы.....	292
Заключение к тому 1.....	293
Список литературы.....	294

Монография

Алдухов О.А., Черных И.В.

**Методы анализа и интерпретации данных
радиозондирования атмосферы**

Том 1

Контроль качества и обработка данных

Подписано к печати 26.11.2013 г. Формат 60×84/16.
Печать офсетная. Печ. л. 17,9. Тираж 165 экз. Заказ № 31.

Отпечатано в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», г. Обнинск, ул. Королёва, 6.