

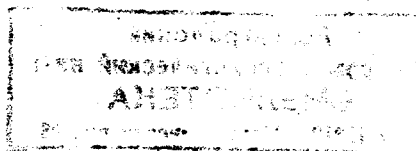
Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МЕЖВУЗОВСКИЙ СБОРНИК

ВЫПУСК 73

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТЕОРОЛОГИИ



ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1981

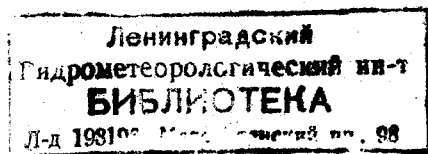
06
Т78

Одобрено Ученым советом
Ленинградского гидрометеорологического института

Представлены работы, посвященные актуальным вопросам современной метеорологической науки. Рассматриваются проблемы анализа и прогноза полей метеорологических элементов и использования новых технических средств получения метеорологической информации. Большое внимание уделено вопросам метеорологического обеспечения авиации.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Проф. П. И. СМЕРНОВ (ответственный редактор), проф. В. Л. АРХАНГЕЛЬСКИЙ, проф. Е. П. БОРИСЕНКОВ, проф. В. И. ВОРОБЬЕВ, проф. А. А. ГИРС, доц. К. В. КОНДРАТОВИЧ, докт. техн. наук Б. Д. ПАНИН.



Г. Г. ТАРАКАНОВ (ЛГМИ)

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ МЕТЕОРОЛОГИИ В ЛГМИ

Хорошо известно, что окружающая человека среда и в том числе атмосфера играет большую роль во всех отраслях его деятельности. Попытки человека освободиться от влияния метеорологических факторов путем изменения и усложнения применяемых им технических средств приводили лишь к изменению характера влияния метеорологических условий, а иногда даже повышали требования к метеорологическому обслуживанию. В последнее время выяснилось, что имеет место и обратный процесс. Человек в своей хозяйственной деятельности влияет на окружающую среду, преднамеренно или непреднамеренно изменяет ее и тем самым «вмешивается» в естественные процессы. Таким образом характер взаимодействия человека с окружающей воздушной средой не только усложнился, но и поставил целый ряд новых проблем, требующих незамедлительного решения.

Основной движущей силой метеорологии, как и других наук, разумеется являются запросы практики, однако нельзя сбрасывать со счета также и естественное стремление человека к познанию окружающего мира. Принцип «хочу все знать» был и остается значительным стимулятором проведения метеорологических исследований. Требования, предъявляемые к метеорологии различными отраслями хозяйственной деятельности человека, а также интерес ученых к происходящим в атмосфере процессам сформулировали достаточно четкие направления метеорологических исследований. Перечислим основные из них:

- 1) развитие средств и методов получения, сбора и обработки метеоинформации;
- 2) метеорологические прогнозы разной заблаговременности;
- 3) активные воздействия на метеорологические процессы;
- 4) исследования влияния хозяйственной деятельности человека на состояние окружающей воздушной среды;
- 5) изучение процессов формирования, изменения и колебания климата;

6) прикладные метеорологические исследования, имеющие целью улучшение метеорологического обслуживания сельского хозяйства, промышленности и транспорта.

Трудно отдать предпочтение тому или иному направлению. Каждое из них важно, и принижение роли одного сейчас же может отразиться на другом. Любые метеорологические исследования как фундаментальные, так и прикладные, требуют определенной исходной информации о состоянии и поведении атмосферы. По мере расширения и углубления исследований количество необходимой информации растет, меняется ее характер, к ней предъявляются все более высокие требования. В связи с этим в последнее время наряду с усовершенствованием традиционных источников информации — наземных и аэрологических станций — разрабатывались, внедрялись и совершенствовались новые средства получения метеоинформации. Так появились корабли погоды, полуавтоматические и автоматические метеорологические станции и системы, метеорологические радиолокаторы, ракетное зондирование атмосферы и, наконец, метеорологические искусственные спутники Земли. Введение новых систем наблюдения в недалеком будущем позволит перейти от дискретных к непрерывным в пространстве и во времени наблюдениям.

Непрерывно совершенствуются методы и способы метеорологических прогнозов разной заблаговременности. Все существующие сейчас методы прогнозов можно разделить на три группы: синоптические, гидродинамические (численные) и статистические прогнозы. У каждой группы есть свои достоинства и недостатки. В отношении синоптического метода можно сказать, что он почти исчерпал себя как самостоятельный метод. Во всяком случае в области краткосрочных прогнозов сам по себе он вряд ли может быть существенно усовершенствован. Два других метода в последние два десятилетия интенсивно развивались, и в ближайшие годы именно от них следует ожидать существенного улучшения качества прогнозов погоды. Однако и они, каждый в отдельности, едва ли могут решить до конца проблему метеорологических прогнозов. Пока численными методами удастся лучше всего прогнозировать поля давления и вертикальных движений. Эти поля не дают полного представления о всем комплексе элементов погоды. Кроме того, разные схемы численного прогноза нередко дают несходные результаты. Возникают две проблемы: во-первых, необходимость оценить, какая схема в данном конкретном случае дала прогноз, наиболее близкий к действительности и, во-вторых, по полю предвычисленных величин составить прогноз всех элементов погоды. Для решения этих проблем широко используются статистические методы и значительную помощь оказывает синоптический метод, т. е. в составлении прогноза погоды участвуют все методы в комплексе. Таким образом возникло и развивается направление комплексного прогноза погоды, которое в настоящее время

находит наибольшее применение при составлении среднесрочных прогнозов.

Несмотря на значительные успехи, проблема метеорологических прогнозов пока еще не решена. Особенно далека она от решения в области долгосрочного прогноза. В свете современных представлений проблему долгосрочных прогнозов следует решать на основе глубокого познания процессов общей циркуляции атмосферы в глобальном масштабе. Решение такой задачи возможно только на основе международного сотрудничества. Выполняемая сейчас программа исследования глобальных атмосферных процессов (ПИГАП), видимо, существенно улучшит наши представления о глобальной циркуляции и значительно приблизит решение проблемы долгосрочных метеорологических прогнозов.

В последние годы были достигнуты значительные успехи в разработке методов и техники преднамеренных воздействий на метеорологические явления. Продолжаются работы по развитию и усовершенствованию методов борьбы с градом, искусственному регулированию осадков, предотвращению гроз, рассеянию переохлажденных облаков и туманов. Были проведены широкие теоретические и лабораторные исследования, которые позволили создать основы теории изменения микроструктуры облаков и туманов при естественном развитии и активном воздействии на конденсационные и коагуляционные процессы.

Необходимость предотвращения негативных последствий антропогенных влияний на окружающую среду обусловила широкое развитие работ по научному обоснованию систем наблюдений, оценок и прогноза загрязнений атмосферы. Разработаны автоматические системы контроля загрязнения воздуха. Одна из таких систем сейчас испытывается в Ленинграде. Выполнен ряд теоретических разработок методов расчета концентрации и распространения примесей различных веществ в атмосфере. На этой основе предложены методы расчета предельно допустимых выбросов вредных примесей различными источниками. Составляются долгосрочные прогнозы загрязнений и возможных последствий этих загрязнений. Особую озабоченность метеорологов вызывают проблема воздействия фреонов и окислов азота на озоносферу и проблема возможного изменения климата. Впрочем последняя и безотносительно к загрязнениям имеет большое значение для человечества.

Изучение изменений и колебаний климата особенно большое распространение получило в последние десятилетия. В результате сложных комплексных исследований удалось установить, что изменчивость климата определяется как естественными, так и антропогенными факторами. Изучены изменения климата, имевшие место в прошлом, созданы теория и модели климатических изменений, рассматриваются и исследуются влияния на климат последствий деятельности человека. Вместе с тем есть определенная озабоченность тем, что существуют большие пробелы в наших зна-

ниях о тех процессах, которые определяют климат, и что данные наблюдений во многих районах мира не только не полные, но и не согласуются между собой. Составленные на основе имеющихся данных климатические прогнозы противоречивы и пока еще ненадежны. Между тем прикладное значение климата с каждым годом все больше возрастает.

Прикладные метеорологические (климатологические) исследования имеют большое практическое значение для правильной организации того или иного производства, для оптимальной и безопасной эксплуатации всех видов транспорта. Народное хозяйство СССР широко использует расчетные, справочные и нормативные метеорологические (климатические) материалы, подготавливаемые научно-исследовательскими организациями. Тысячи организаций, особенно транспортных, регулярно пользуются прогнозами погоды, составляемыми оперативными подразделениями метеослужбы на основе методик, разрабатываемых учеными.

Научно-исследовательская работа, выполняемая на кафедрах метеорологического факультета ЛГМИ, в той или иной мере вписывается во все основные направления метеорологических исследований. Рассмотрим каждое из перечисленных выше основных направлений.

Проблема получения и обработки метеорологической информации решалась рядом кафедр. В течение последнего десятилетия на кафедре экспериментальной физики атмосферы (ЭФА, зав. кафедрой проф. Л. Г. Качурин) разрабатывались новые и совершенствовались существующие методы и приборы для измерения метеорологических величин. При этом значительный удельный вес занимали работы, связанные с проектированием метеорологических измерительно-информационных систем, предназначенных как для оперативных целей, так и для проведения научных исследований. В частности, была разработана и испытана аэродромная измерительно-информационная система с синтезатором речи. Система предназначена для измерения метеовеличин на взлетно-посадочной полосе и автоматической выдачи результатов измерения в цифровой форме различным службам аэропорта и в речевой форме — на борт самолета.

На той же кафедре для проведения научных исследований были разработаны и изготовлены: искровые анемометры, предназначенные для измерения составляющих скорости воздушного потока; электрические психрометры с самоувлажнением; комплекс аппаратуры для измерения вертикальных профилей ветра, температуры и влажности воздуха; устройство для автоматизированной обработки графической информации.

На кафедре развивались совершенно новые виды наблюдений — активная и пассивная радиолокация грозовых облаков. Впервые удалось проследить за трансформацией грозовых ячеек во фронтальных облаках, инструментально определить их истинную грозоопасность. Полученные результаты могут служить осно-

вой для разработки нового поколения метеорологических радиолокаторов. Работая над усовершенствованием радиолокационных измерений, удалось показать, что существующие методы радиолокационного измерения осадков обладают принципиальными недостатками, удалось найти пути преодоления этих недостатков.

Развилось еще одно новое направление — радиофизическое исследование лавин, подвижек льда и других опасных геофизических явлений. Впервые удалось наблюдать за движением лавин по их радиоизлучению.

Разработка аппаратуры и приборов производилась также на кафедре общей метеорологии (ОМ, зав. кафедрой проф. В. Г. Морачевский). Здесь разработаны и изготовлены:

а) комплекс приборов для самолета-лаборатории ИЛ-18 (самолетный измеритель высоты облаков, термогигрометр) — приборы использованы в международных программах КЭНЭКС, АТЭП, «Беринг»;

б) ряд узлов для систем радиометрических измерений с ИСЗ — приборы использованы институтом Космических исследований АН СССР в ряде спутников серии «Метеор». «Космос»;

в) автоматический многоканальный озонметр для измерения ОСО (общего содержания озона в атмосфере), один из вариантов прибора создан для проводимых в Антарктиде озонметрических наблюдений, с помощью прибора получены впервые корреляционные связи с различными характеристиками атмосферы и мезомасштабные характеристики ОСО.

На кафедре космических и авиационных методов исследования (КАМИ, зав. кафедрой доц. М. А. Герман, до июня 1978 г. проф. С. В. Солонин) проводились интересные работы по обработке данных ИСЗ с целью усовершенствования методов анализа физического состояния атмосферы. Аналогичные исследования проводились на кафедре метеорологических прогнозов (МП, зав. кафедрой проф. В. И. Воробьев, до ноября 1974 г. проф. А. С. Зверев). Здесь совместно с сотрудниками Главной геофизической обсерватории был выполнен ряд исследований по определению давления (геопотенциала) и вертикальных профилей температуры по данным спектрометрических измерений с ИСЗ в инфракрасном и микроволновом диапазонах.

Исследования по метеорологическим прогнозам главным образом проводились на кафедре МП. Еще в 50-х годах здесь был разработан ряд способов прогноза синоптического положения, основанных на использовании карт барической топографии всех уровней. Здесь же были разработаны и внедрены способы прогноза ветра над водными поверхностями на основе использования как синоптического материала, так и данных измерений температуры воздуха и воды. В последнее время получен ряд уточнений к прогнозу ветра с учетом влияния атмосферных фронтов на поле ветра над водными поверхностями. Целый ряд работ был посвящен усовершенствованию способов прогноза отдельных элемен-

тов погоды. В частности, удачными оказались усовершенствования способов прогноза облачности и обложных осадков. Проводятся исследования по разработке численных методов прогноза погоды на основе полных уравнений гидротермодинамики с учетом неадиабатичности атмосферных процессов. Разработана численная модель (совместно с ГГО), с помощью которой проводятся исследования по четырехмерному усвоению спутниковой информации и по оценке влияния облачности на динамику барических образований.

На кафедре МП разработана комплексная методика долгосрочного прогноза погоды по акваториям Северной Атлантики, Норвежского, Гренландского и Баренцова морей. Созданию методики предшествовал анализ многолетних метеорологических материалов за 1901 — 1970 годы. В качестве предикторов использованы крупные аномалии давления и температуры воздуха, гомологи атмосферной циркуляции и положение циркумполярного вихря. Прогноз типа барического поля и аномалий температуры воздуха на следующий месяц оказался достаточно эффективным. Прогнозы с заблаговременностью 3 — 5 месяцев имеют уровень оправдываемости, не уступающий оправдываемости месячных и сезонных прогнозов, составляемых в Мировых метеорологических центрах в Москве и Вашингтоне.

На кафедре теоретической физики атмосферы (ТФА, и. о. зав. кафедрой доц. В. И. Радшевич) также выполнен ряд работ, имеющих отношение к метеорологическим прогнозам. Обнаружен неизвестный ранее механизм возникновения автоколебаний во вращающейся турбулентной среде. На этой основе предложена теория цикла индекса общей циркуляции атмосферы.

Здесь же предложена схема параметризации пограничных слоев атмосферы и океана. Результаты могут использоваться в численных схемах краткосрочного прогноза, а также в моделях, описывающих крупномасштабные процессы взаимодействия океана и атмосферы.

На кафедре ЭФА разработана численная модель обледенения морских рыболовецких судов. Модель использована для построения рабочей методики прогноза обледенения этих судов. Здесь же была развита модель неконвективных облаков, на основе которой построена схема прогноза обложных осадков, использующая радиолокационную и спутниковую информацию.

На кафедре физики (зав. кафедрой проф. И. А. Славин) предложена новая неадиабатическая модель прогноза гроз и ливневых осадков.

Проблема активных воздействий на метеорологические процессы или, как ее еще иногда называют, «проблема управления погодой» разрабатывалась на двух кафедрах ОМ и ЭФА. В рамках этой проблемы на кафедре ОМ проводились исследования в области физики облаков и аэрозолей применительно к решению ряда задач теории активных воздействий и влияния атмосферных

загрязнений на условия фазовых переходов воды в атмосфере. Основные результаты этих исследований свелись к следующему:

- развита теория фазовых переходов воды, включившая в себя неравновесную термодинамику поверхностных явлений, изменение энтальпии системы за счет изменения химических потенциалов центров фазовых переходов; теория нашла успешное приложение к объяснению особенностей облако-осадкообразования (образование смогов) в сильно загрязненной атмосфере;

- построена нефеноменологическая теория, объясняющая на молекулярном уровне (на основе ИК и ЯМР — спектроскопии) активность иодистого серебра — основного реагента, используемого при активных воздействиях; теория позволяет на современном научном уровне вести поиск эффективных льдообразующих реагентов;

- получено объяснение явлению нефотохимического смога, создана численная модель его динамики;

- изучен режим турбулентности в облаках типа СВ;

- получены статические значения коэффициентов корреляции турбулентности для различных энергий неустойчивости; развита численная модель несимметричного градового облака и детализирована модель струйной конвекции;

- изучено пространственное положение перистых облаков; создана термодинамическая модель их образования;

- оценены ресурсы облаков ряда районов ЕТС и АТС для целей их искусственного дождевания; развита методика физических критериев эффективности окатов по дождеванию;

- изучены условия градообразования в горных районах (Таджикистан); усовершенствована теория и методика противоработ в Гиссарской долине.

На кафедре ЭФА также проводились работы по исследованию фазовых переходов воды в атмосфере. Обнаружена еще одна аномалия воды — предельно высокая диэлектрическая проницаемость кристаллизующейся воды.

На этой же кафедре построена численная модель градовых процессов, позволившая впервые рассмотреть ход во времени и в пространстве радиолокационной отражаемости облаков, кинетической энергии градибитий, изменения и того и другого в результате воздействия на облако кристаллизующими реагентами.

Исследования по четвертому направлению (борьба за чистоту воздуха) наиболее полно представлена в работах, выполненных на кафедре ТФА. Здесь развита теория пограничного слоя атмосферы и взаимодействия пограничных слоев атмосферы и океана. Эти работы носят фундаментальный характер, и их результаты могут использоваться и используются при решении различных задач метеорологии, в том числе и при решении проблемы загрязнения атмосферы. Вот основные результаты этих исследований.

- Усовершенствована модель вертикальной структуры полей метеовеличин и характеристик турбулентности в пограничном слое

атмосферы (ПСА). Выполнена серия расчетов и подготовлена универсальная система таблиц для оперативной работы.

— Получены существенные результаты о процессах в ПСА при нестационарных и горизонтально-неоднородных условиях.

— Развита теория турбулентного переноса внутри растительного покрова и в условиях городского рельефа.

— На основе разработанной модели ПСА разработаны основы методики расчета турбулентной диффузии пассивной примеси, поступающей от промышленных источников и транспорта.

— Исследована проблема осаждения примеси при разных условиях, представляющая значительный интерес для создания оптимальной методики удобрения сельскохозяйственных полей и борьбы с вредителями.

В рамках этого же направления на кафедре КАМИ разрабатывались и совершенствовались методы и средства обеспечения нормальных условий труда в глубоких карьерах. Исследованы методы управления естественным воздухообменом в карьерах, предложены способы искусственного проветривания.

Непосредственно к пятому направлению (климатические исследования) может быть отнесена большая и многогранная работа, проделанная кафедрой общей и прикладной климатологии (ОПК, зав. кафедрой проф. Л. Т. Матвеев). Прежде всего следует отметить цикл работ, направленных на выявление роли взаимодействия мирового океана с атмосферой в формировании климата. Этот цикл был выполнен бывшим заведующим (до 1975 г.) кафедрой ОПК проф. В. М. Шапаевым.

В последние годы на кафедре развернуты работы по математическому моделированию и статистическому анализу полей облачности. Выполнен ряд работ по численному моделированию условий образования туманов. Большая работа проведена коллективом кафедры (при активном участии студентов) по первичной обработке данных о глобальном поле облачности, полученных с помощью ИСЗ. Эти материалы использованы для расчета ряда климатологических характеристик поля крупномасштабной облачности над северным и южным полушариями. Интересные результаты получены при расчете корреляционных и спектральных функций глобального поля облачности. С целью выяснения возможности использования полей облачности в гидродинамических схемах прогноза изменений климата проведено разложение поля облачности по обобщенным сферическим функциям.

Интересен цикл работ по исследованию климатического режима советской и зарубежной арктики. В них основное внимание уделяется условиям формирования и изменения режима температуры и увлажнения атмосферы.

Большая работа проведена по изучению особенностей численного интегрирования уравнений гидродинамики в условиях неопределенности начальной информации. Выявлены закономерности

трансформации случайных ошибок начальных данных в процессе динамического согласования и численного прогноза.

Ряд исследований, выполненных на кафедре, тесно связан с решением важных народнохозяйственных задач. К их числу следует отнести изучение особенностей микроклимата карьеров, изучение особенностей мезоклиматического режима больших городов.

Наиболее крупные прикладные исследования проводятся на кафедре КАМИ. Все они посвящены разработке проблем метеорологического обслуживания авиации. Назовем основные работы.

— «Разработка единой общесоюзной автоматизированной системы метеорологического обеспечения полетов (ЕОАСМОП)». Работа содержит исследования, выполненные с целью разработки автоматизированной системы метеорологического обеспечения полетов по международным и внутрисоюзным трассам СССР на основе комплексного использования быстродействующих ЭВМ и спутниковой информации.

— «Исследования по оптимальному учету полей метеорологических элементов и опасных для авиации явлений в автоматизированной системе штурманских расчетов». Итогом выполнения НИР явилась разработка первой очереди Автоматизированной системы штурманских расчетов (АСШР-1). В последние годы осуществляется опытная эксплуатация АСШР-1 на базе ГМЦ СССР и ее внедрение в систему ГВЦ ГА, на международных воздушных трассах и в региональных центрах ГА.

Разработанная система «АСШР» и результаты ее практического внедрения отмечены дипломом ВДНХ.

— «Исследования по оптимальному учету метеорологических условий в АСУ «Расписание». Работа содержит теоретическое обоснование методики оптимального учета сложных и опасных явлений погоды при расчетах расписания движения самолетов и результаты обработки большого статистического материала и характеристик ветра, температуры, сложных и опасных явлений погоды. Разработана и внедрена в ГА «Методика учета ветрового режима в АСУ «Расписание».

На кафедре ТФА проводится разработка прикладных проблем, связанных с физическими процессами в нижнем слое атмосферы и деятельном слое океана.

В частности, исследованы физико-географические особенности распространения радиоволн в нижнем слое атмосферы над океаном.

Агрометеорологические прикладные исследования проводились на кафедре ОМ. Основные итоги этих работ сводятся к следующему:

— исследовано влияние трансформации воздушных масс над орошаемыми полями республик Средней Азии и Поволжья; получены количественные характеристики изменения температуры и влажности воздуха при разных размерах оазисов;

- разработан способ учета биологических особенностей растений на суммарное испарение с оптимально увлажненного поля;
- уточнен метод расчета испаряемости путем введения дифференциального интегрального коэффициента турбулентности;
- исследуется возможность прогноза режима увлажнения полей Казахстана и республик Средней Азии;
- совместно с методическим отделом ГГО разработаны рекомендации по расчету норм орошения сельскохозяйственных полей;
- изучен режим увлажнения сельскохозяйственных полей Нечерноземья.

Результаты и материалы научно-исследовательских работ, выполняемых сотрудниками кафедр, находят отражение в учебном процессе. Они используются при чтении лекционных курсов, проведении практических и лабораторных занятий, написании учебников и учебных пособий. Ежегодно публикуется более сотни работ, издается несколько монографий, учебников и учебных пособий, многие сотрудники получают авторские свидетельства. Меняются поколения ученых, постоянно обновляются научно-педагогические коллективы кафедр и неуклонно растет количество и качество выполняемых исследований. Коллектив метеорологического факультета идет в ногу с развитием метеорологии во всем мире.

В. И. ВОРОБЬЕВ (ЛГМИ)

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ОБЛАЧНОГО ПОКРОВА СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

Более чем за два десятилетия, прошедшие с момента запуска первого искусственного спутника Земли (СССР, 4 октября 1957 г.), получена очень большая информация об облачном покрове земного шара. Одним из несомненных ее достоинств является то, что она содержит сведения о многих характеристиках облачности над океанами, пустынями и малонаселенными территориями, где сеть наземных метеорологических станций или очень редка или совсем отсутствует. Это обстоятельство открыло новые возможности для дальнейшего развития синоптических, климатологических и прикладных исследований облачного покрова в глобальном масштабе.

В данной статье будут рассмотрены результаты исследований многолетнего режима облачного покрова северного полушария за летний и зимний сезоны, выполненных под руководством и непосредственным участии автора.

Исходным материалом для выполнения этих исследований послужили данные о количестве и форме облаков за зимний и летний сезоны 1967—1971 гг., снятые с карт нефанализа северного полушария с помощью сетки равных площадей [14]. Режим работы спутников, информация которых использовалась для построения этих карт, был построен таким образом, что телевизионные камеры включались на освещенной стороне Земли в момент, близкий к местному полдню.

Карты нефанализа летнего периода охватывают районы северного полушария, расположенные южнее 70° с. ш. (94% площади полушария), а карты зимнего периода — южнее 60° с. ш. (87% площади полушария). Поэтому приполярная область, лежащая летом севернее 70° с. ш., а зимой — севернее 60° с. ш., из рассмотрения была вынужденно исключена.

Карты нефанализа стали сравнительно давно использоваться для получения осредненных за некоторые периоды времени характеристик общей облачности [1, 2, 4, 5, 10, 12, 15, 17, 18, 20, 21

и др.]. Эти же характеристики могут быть получены без предварительного построения карт нефанализа путем автоматического (машинного) осреднения величин яркости ТВ или ИК изображений облачного покрова непосредственно по спутниковым видеосигналам. Наиболее впечатляющим примером реализации такого подхода к обработке спутниковой информации об общей облачности является глобальный атлас относительного облачного покрова [19].

Хотя большинство исследований, посвященных изучению многолетнего режима общей облачности по спутниковым данным, выполнено по небольшому ряду наблюдений или для ограниченных районов, все же они в известной мере позволяют составить общее представление о характере ее распределения над северным полушарием. Поэтому в целях сокращения иллюстративного материала здесь не будут приведены сезонные карты распределения среднего количества общей облачности над северным полушарием, построенные В. С. Фадеевым, а будут рассмотрены данные табл. 1, полученные на их основе.

Таблица 1

Среднее по широтным зонам количество общей облачности на океанах (О), континентах (К) и полушарием (П), %

Широтные зоны, град	Лето			Зима		
	О	К	П	О	К	П
60—70	65,1	56,8	57,9	—	—	—
50—60	68,1	56,7	59,7	71,1	65,9	67,2
40—50	68,6	46,4	53,5	70,1	61,9	64,5
30—40	50,9	37,2	42,7	64,5	46,8	53,8
20—30	47,3	34,1	40,7	52,9	35,8	44,4
10—20	50,5	43,6	48,0	46,4	28,2	39,9
0—10	54,6	56,3	55,2	50,8	39,6	46,8
0—70 (60)	54,1	46,6	50,0	54,9	47,3	51,0

Примечание. В следующих таблицах приняты те же условные обозначения.

В среднем по полушарию летом наибольшее количество общей облачности наблюдается в широтном поясе 50—60°. Однако максимум среднего количества общей облачности во внетропических широтах над континентами и океанами находится в различных широтных зонах: над континентами — в северной части области

исследования, а над океанами — в южной части зоны умеренных широт. Эта особенность определяется различием в локализации районов наиболее активной циклонической деятельности над океанами и материками в летние месяцы.

Второй максимум среднего количества общей облачности над всем полушарием, океанами и континентами находится в приэкваториальной области. Он связан с высокой повторяемостью внутритропических зон конвергенции (ВЗК), с характерными для них обширными массивами конвективной облачности.

Минимальное среднее зональное количество общей облачности наблюдается в широтном поясе $20-30^\circ$ с. ш., где над океанами находятся центральные части субтропических антициклонов, а над континентами — области с очень сухим и теплым воздухом, формирующимся над пустынями и саваннами Африки, Азии и Северной Америки.

В целом 50% поверхности северного полушария, расположенной южнее 70° с. ш., летом покрыто облаками. Над континентами среднее зональное количество общей облачности, за исключением приэкваториальной области, меньше соответствующих значений над океанами. В целом по полушарию летом над океанами среднее количество общей облачности на 7,5% больше, чем над материками.

Зимой в общем сохраняется тот же характер распределения зонального количества общей облачности, что и летом. Один максимум располагается в широтном поясе $50-60^\circ$ с. ш., а возможно и севернее, а другой в приэкваториальной зоне. Минимум находится в широтной зоне $10-20^\circ$ с. ш. Его смещение к югу (по сравнению с летом) над океанами связано с сезонной миграцией в этом направлении субтропических антициклонов, а над континентами — с распространением в южном направлении области влияния зимнего азиатского муссона.

Зимой, так же как и летом, среднее зональное количество общей облачности над океанами больше, чем над континентами. Причем в среднем по полушарию в оба сезона эти различия достигают почти 8%, что соответствует относительному изменению, равному примерно 0,15.

В целом по полушарию (южнее 60° с. ш.) среднее количество общей облачности зимой несколько больше, чем летом. Если рассматривать всю область исследования, которая летом немного больше, чем зимой, то это различие составляет 1%, а если рассматривать зону $0-60^\circ$ с. ш., то различие будет составлять 1,7%.

При изучении облачного покрова по спутниковым данным до последнего времени основное внимание уделялось анализу распределения среднего количества облаков и повторяемости градаций их количества. Вместе с тем, исследования распределения облаков различных форм находятся в начальной стадии. Имеются единичные работы, которые содержат результаты изучения распределе-

ния некоторых форм облаков по коротким рядам и над ограниченными, преимущественно тропическими районами [4, 6, 7, 12, 13].

Автоматическое дешифрирование облачности в целях определения ее форм является еще более сложной задачей, чем автоматическая оценка количества общей облачности. Поэтому исследования в этом направлении носят еще поисковый характер. С кратким содержанием весьма немногочисленных работ можно ознакомиться по обзорам В. Я. Лобановой и Ю. В. Спиридоновой [11, 16]. Таким образом, спутниковая климатология форм облаков практически пока может основываться только на использовании ТВ и ИК снимков облачного покрова и построенных на их основе карт нефанализа.

При нефанализе принято выделять 11 форм облаков и их сочетаний. Очевидно, что для получения многолетних характеристик каждой из них нужна весьма большая выборка, тем более, что в некоторых районах число дней с облачностью невелико. Поэтому была предварительно проведена группировка форм облаков и их сочетаний по некоторым общим признакам. В ее основу положено представление о процессах формирования облаков различных форм и, в первую очередь, о их связи с характером и интенсивностью вертикальных движений и температурной стратификацией атмосферы.

В первую группу включены кучевообразные, т. е. кучевые и мощнокучевые облака, возникающие при умеренно развитой конвекции, как правило, в однородных воздушных массах. Вторую группу составляют облака, возникающие при интенсивной конвекции, т. е. кучево-дождевые облака, наблюдаемые как отдельные образования, так и в сочетании с другими формами. В третью группу включены случаи сочетания слоистообразной и перистообразной облачности с кучевой, т. е. случаи, когда чаще всего образование облачности связано с наличием в атмосфере слоев инверсии при сравнительно слабо развитой конвекции под ними. В четвертую группу входят облака, возникающие обычно под слоями инверсии: слоистообразные, слоисто-кучевообразные, перистые, в том числе и в сочетании со слоистообразными. Пятая группа включает в себя случаи с многослойной (фронтальной) облачностью. Возможны, вероятно, и другие подходы к группировке форм облаков, основанные, например, на оценке степени их влияния на приток солнечной радиации к подстилающей поверхности, условий наблюдения наземных объектов и др.

Очевидно, что первые две группы форм облаков могут быть отнесены к классу конвективной облачности, а две последние — к классу неконвективной облачности. Третья группа форм облаков, на первый взгляд, является переходной от одного класса к другому.

Каждый случай фиксирования одной из форм или сочетания форм облаков в данном квадрате рассматривался как единичное наблюдение. Многолетняя сезонная или месячная повторяемость

определялась как отношение числа случаев наблюдений данной группы форм облаков к общему числу наблюдений, включая случаи ясного неба (количество облаков менее 20%). Далее, учитывая плотность облачного покрова (сплошной, значительный, небольшой) и степень покрытия облаками данной группы форм площади квадрата, производилось осреднение количества облаков этой группы форм по всей площади квадрата. По этим данным рассматривалось среднее многолетнее количество облаков для каждой группы форм.

Для всех пяти групп форм облаков и ясного неба были построены средние месячные и сезонные карты повторяемости и среднего количества облаков. При их рассмотрении был получен вывод, что как зимой, так и летом все группы форм облаков и ясное небо в полуденные часы могут наблюдаться в любой части (квардате) северного полушария. Исключение составляет многослойная (фронтальная) облачность, которая летом практически не наблюдается южнее 30° с. ш., а зимой — южнее 20° с. ш. Распределение повторяемости всех групп форм облаков и ясного неба над большей частью северного полушария зонально. Наибольшие нарушения зональности распределения характерны для восточных частей континентов и западных акваторий океанов.

Анализ упомянутых выше карт, а также построенных с их помощью таблиц распределения повторяемости и среднего количества облаков каждой группы форм по десятиградусным широтным зонам над океанами, континентами и по всему полушарию позволил, в частности, установить, что по характеру распределения этих основных параметров третья группа форм облаков наиболее близка к четвертой и пятой. Это послужило основанием для отнесения третьей группы форм облаков к классу неконвективной облачности.

На основе этих же данных построена табл. 2. Приведенные в ней сведения показывают, что летом в среднем по полушарию, над океанами и континентами, преобладает конвективная облачность. Ее повторяемость над океанами больше, чем над континентами. Над континентами, в среднем, повторяемость всех групп форм облаков меньше, чем над океанами, но существенно (почти на 15%) выше повторяемость ясного неба. Зимой над океанами преобладают конвективные облака, а над континентами — неконвективные. Повторяемость ясного неба над континентами значительно больше, чем над океанами (более чем на 15%).

В среднем по полушарию как летом, так и зимой среднее количество облаков всех групп форм над океанами несколько больше, чем над континентами. Наибольшее среднее количество характерно для многослойной (фронтальной) облачности, а наименьшее — для облачности IV группы форм. От лета к зиме среднее количество облаков всех групп форм, за исключением кучево-дождевой облачности над континентами, увеличивается.

Таблица 2

**Средние по полушарию повторяемость и среднее количество облаков
различных групп форм облаков**

Группы форм облаков	Л е т о						З и м а					
	Повторяемость, %			Среднее количество, %			Повторяемость, %			Среднее количество, %		
	О	К	П	О	К	П	О	К	П	О	К	П
I	30,8	23,1	26,7	34,7	33,6	34,1	43,7	25,6	34,4	40,3	35,4	37,8
II	32,3	32,0	32,1	45,9	42,9	44,3	18,9	10,3	14,5	46,1	40,7	43,3
III	17,8	16,0	16,8	40,6	39,4	40,0	20,8	26,3	23,6	44,5	44,5	44,5
IV	9,8	4,9	7,1	39,4	38,3	38,8	6,2	6,5	6,4	40,8	40,5	40,7
V	6,1 (18,0)	6,2 (9,8)	6,2 (12,3)	53,4	49,6	50,7	6,5 (12,6)	10,9 (14,9)	8,8 (14,0)	55,5	53,8	54,5
Ясно	3,2	17,8	11,1	—	—	—	3,9	20,4	12,3	—	—	—

Примечание. Для фронтальной облачности (гр. V) в скобках приведена повторяемость в зоне ее наблюдаемости (летом — 30—70° с. ш., зимой — 20—60° с. ш.).

Рассмотрим особенности географического распределения повторяемости конвективной и неконвективной облачности, а также повторяемость ясного неба в полуденные часы летом и зимой. На рис. 1 представлена повторяемость конвективной облачности

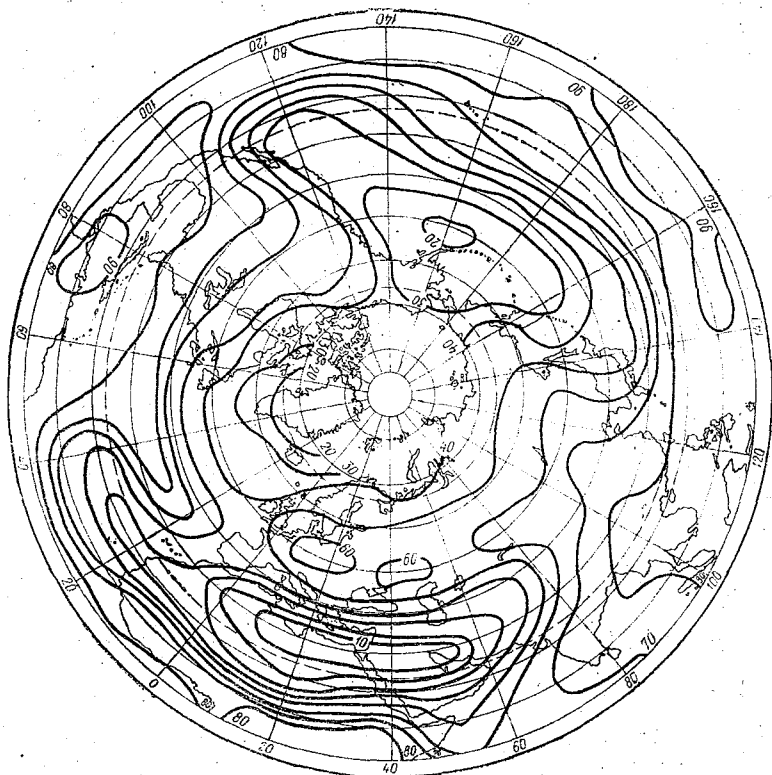


Рис. 1. Повторяемость конвективной облачности летом

летом. Отчетливо прослеживается планетарная тропическая область высокой повторяемости конвективной облачности, опоясывающая, практически, все полушарие. Ее положение в общем хорошо согласуется с данными о повторяемости ВЗК, приведенными в работах [8, 9, 12 и др.]. Наиболее далеко к северу эта область наибольшей повторяемости конвективной облачности распространяется над юго-востоком Азии, где основной вклад в ее формирование вносит кучево-дождевая облачность, возникающая в теплом влажном воздухе летнего азиатского муссона, и над центральными частями Северной Америки и Северной Атлантики, где основной вклад в ее образование вносят кучевообразные (кучевые и мощнокучевые) облака. Еще один максимум повторяемости конвективных облаков занимает большую часть Европы и представляется в виде отрога основного максимума над юго-

востоком Азии. Вклад кучевообразных и кучево-дождевых облаков в его формирование примерно одинаков.

Основной минимум повторяемости конвективных облаков находится над субтропическими районами Северной Африки, Аравией и Иранским нагорьем, т. е. в зоне климата тропических пустынь (по Л. С. Бергу [3]). Для такого климата характерна большая сухость воздуха и высокое положение уровня конденсации, который почти никогда не достигается, несмотря на интенсивное развитие конвекции в связи с сильным прогреванием подстилающей поверхности. Этот минимум распространяется к западу на восточную часть субтропической акватории Северной Атлантики, где развитию конвекции препятствует пассатная инверсия. Два других минимума располагаются в северных частях океанов, куда при западно-восточном переносе поступает с континентов теплый воздух, устойчивость стратификации которого повышается по мере движения к востоку над сравнительно холодной поверхностью океана.

Таблица 3

Средняя по широтным зонам повторяемость конвективных облаков, %

Широтные зоны, град	Лето			Зима		
	О	К	П	О	К	П
60—70	22,0	38,9	36,6	—	—	—
50—60	29,5	50,0	44,6	41,3	26,0	30,0
40—50	33,1	54,0	47,3	42,5	28,3	32,8
30—40	53,5	47,0	49,6	50,3	32,5	39,6
20—30	62,2	49,3	55,7	59,0	27,3	43,2
10—20	73,0	68,7	71,5	67,5	33,8	57,2
0—10	80,9	83,9	82,0	77,7	70,9	75,3
0—70 (60)	63,1	55,1	58,8	62,7	35,9	48,9

Данные, приведенные в табл. 3, показывают, что летом повторяемость конвективной облачности над океанами монотонно возрастает с севера на юг. Над континентами основной минимум наблюдается в высоких широтах, а другой — частный — находится в пределах широт 20—40°. Последний совпадает с зоной наиболее высоких летних температур воздуха на континентах. Несмотря на то, что значительная часть этой зоны находится в области климата тропических пустынь и саванн [3], благодаря очень высокой

повторяемости конвективной облачности над юго-востоком Азии, центральными областями Северной Америки и над западной частью субтропической акватории Северной Атлантики, среднее значение повторяемости конвективной облачности над континентальной частью широтного пояса 20—40° с. ш. составляет 47—49%.

Над континентальной частью полушария, находящейся южнее 60° с. ш., конвективная облачность является преобладающей (см. также табл. 4). Над океанической частью полушария она становится преобладающей на территории, расположенной южнее 40° с. ш. В среднем по всему северному полушарию, а также по его океанической и континентальной частям, летом конвективные облака являются преобладающими формами, причем повторяемость этих облаков в высоких и умеренных широтах больше над континентами, а в субтропических широтах и южнее — над океанами. В среднем по всему полушарию летом повторяемость конвективных облаков над океанами на 8% больше, чем над континентами.

Таблица 4

Средняя по широтным зонам повторяемость неконвективной облачности, %

Широтные зоны, град	Лето			Зима		
	О	К	П	О	К	П
60—70	75,4	53,6	56,6	—	—	—
50—60	69,2	44,8	51,1	57,9	67,4	64,9
40—50	65,6	33,3	43,6	56,6	64,9	62,3
30—40	43,2	21,0	29,8	48,7	52,4	50,9
20—30	32,0	12,2	22,1	37,0	31,2	34,1
10—20	24,0	11,7	19,6	25,0	23,7	22,9
0—10	16,5	13,1	15,2	18,9	15,9	17,8
0—70 (60)	33,7	27,1	30,1	33,4	50,9	38,8

Характер распределения повторяемости неконвективной облачности летом (рис. 2) во многом противоположен распределению повторяемости конвективных облаков. Основные максимумы повторяемости неконвективной облачности находятся в северных частях океанов, где летом хорошо развита циклоническая деятельность и, следовательно, велика повторяемость фронтальной облачности, а также облаков слоистых форм, возникающих при адвекции теплого континентального воздуха на холодную поверхность океана. Оба эти максимума распространяются над океанами

далеко к югу вдоль западных побережий северной Америки и Африки, где над холодными Командорским и Канарским течениями, под пассатными инверсиями, создаются благоприятные условия для образования слоистых и слоистокучевых облаков.

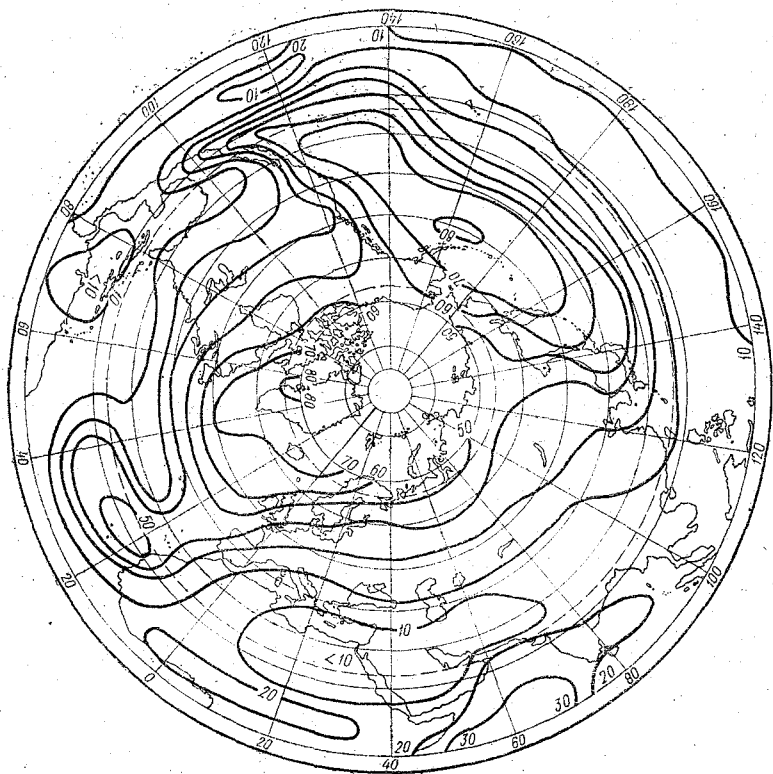


Рис. 2. Повторяемость неконвективной облачности летом

В пределах планетарной зоны высокой повторяемости конвективных облаков в низких широтах (см. рис. 1) повторяемость неконвективных облаков мала. Также она невелика (менее 10%) над севером Африки, Аравией и Иранским нагорьем, где повторяемость ясного неба превышает 70—80% (рис. 3). Средняя по десятиградусным широтным зонам повторяемость неконвективной облачности, как над океанической, так и над континентальной частью северного полушария монотонно убывает с севера на юг (табл. 4). Над океанами она является преобладающим типом облачности в высоких и умеренных широтах (севернее 40° с. ш.), а над континентами — только в высоких широтах (севернее 60° с. ш.). В среднем по всему северному полушарию летом повто-

ряемость неконвективной облачности больше чем конвективной севернее 50° с. ш., а южнее этого широтного круга — наоборот

Летом над большей частью северного полушария, составляющей 80% его площади, повторяемость ясного неба менее 10%, а на 60% площади полушария она менее 5%. Основная область наибольшей повторяемости ясного неба в полуденные часы (более 40%) имеет широтную ориентировку и находится над северными

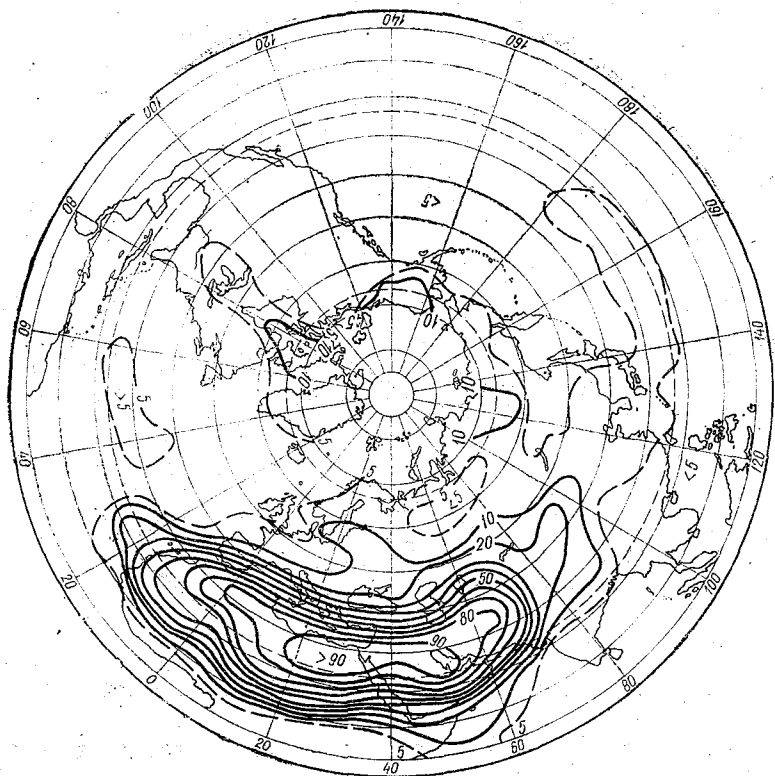


Рис. 3. Повторяемость ясного неба летом

областями Африки, Средиземным морем, Аравией и Иранским нагорьем. В центральной части этой области повторяемость ясного неба превышает 90%. Над большей частью Европы повторяемость ясного неба чаще всего находится в пределах от 5 до 15%. Особенно мала повторяемость ясного неба над океанами, составляющая в среднем по полушарию 3,2% (табл. 5).

Повторяемость ясного неба над континентами во всех десятиградусных широтных зонах существенно больше, чем над океанами и в среднем по полушарию достигает почти 18%.

От лета к зиме происходит сезонная смена областей максимальной повторяемости конвективной облачности на очаги минимальной ее повторяемости над Евразией и Северной Америкой. Над большей частью этих континентов повторяемость конвективных облаков менее 30% (рис. 4).

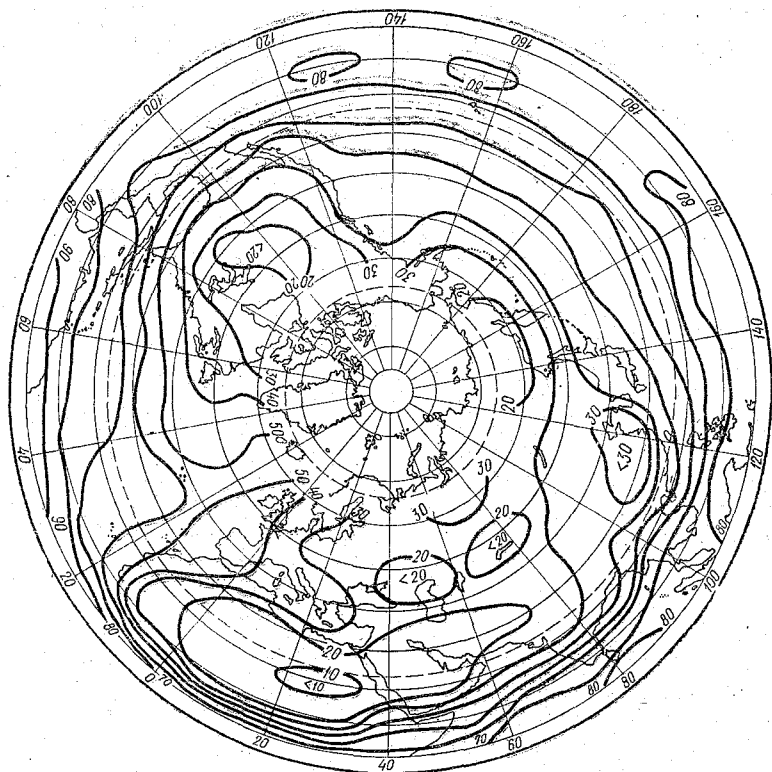


Рис. 4. Повторяемость конвективной облачности зимой

Над океанами, наоборот, от лета к зиме происходит замещение областей минимальной повторяемости конвективной облачности на очаги максимальной повторяемости.

Сохраняется планетарная зона повышенной повторяемости конвективных облаков в низких широтах. В связи со смещением области максимальной повторяемости ВЗК к югу [8, 12] зона также смещается в этом же направлении. Область минимальных значений повторяемости конвективной облачности над Северной Африкой, Аравией и Иранским нагорьем зимой несколько смещается к югу и расширяется по площади.

Данные табл. 3 показывают, что повторяемость конвективных облаков зимой в общем растет с севера на юг как над океанами и континентами, так и по полушарию в целом. При этом повторе-

мость конвективных облаков над океанами, за исключением приэкваториальной зоны, в 1,5—2,0 раза больше, чем над континентами. Конвективные облака являются преобладающим типом облачности над океанами южнее 40° с. ш., а над континентами — южнее 20° с. ш.

Таблица 5

Средняя по широтным зонам повторяемость ясного неба, %

Широтные зоны, град	Лето			Зима		
	О	К	П	О	К	П
60—70	2,6	7,5	6,8	—	—	—
50—60	1,3	5,2	4,3	0,8	6,6	5,1
40—50	1,3	12,7	9,1	0,9	6,8	4,9
30—40	3,3	32,0	20,6	1,0	15,1	9,5
20—30	5,8	38,5	22,2	4,0	41,5	22,7
10—20	3,0	19,6	8,9	7,5	42,5	19,9
0—10	2,6	3,0	2,8	3,4	13,2	6,9
0—70 (60)	3,2	17,8	11,1	3,9	20,4	12,3

Над океанами от лета к зиме повторяемость конвективных облаков меняется мало. Исключение представляют умеренные широты, где повторяемость конвективных облаков возрастает примерно на 10%. Но над континентами от лета к зиме повторяемость конвективных облаков существенно уменьшается (в среднем по полушарию до 20%). Это связано со значительным ослаблением конвекции над континентами зимой в связи с низкой температурой подстилающей поверхности и преобладающим антициклоническим режимом циркуляции.

Распределение повторяемости неконвективной облачности зимой имеет хорошо выраженный зональный характер (рис. 5). Максимумы ее повторяемости находятся в северной части зоны умеренных широт, а минимумы — в низких широтах.

От лета к зиме существенно возрастает повторяемость неконвективной облачности над континентами (см. табл. 4). Такое изменение в характере распределения связано с сезонной перестройкой барикоциркуляционного режима. Зимой в антициклональных условиях над континентами часто возникают мощные инверсии как радиационного, так и динамического происхождения, которые днем часто не успевают исчезнуть и слоистообразная (слоисто-кучевообразная) облачность, образовавшаяся ночью, в светлое

время суток не рассеивается и фиксируется со спутника в полуденные часы. Кроме того, над западными частями континентов в умеренных и высоких широтах развивается активная циклоническая деятельность, что приводит к увеличению повторяемости фронтальной облачности. Другое дело летом, когда над континентами возникают преимущественно ночные радиационные инверсии, которые с восходом Солнца исчезают. Связанные с этими инверсиями слоистообразные (слоисто-кучевообразные) облака к полудню обычно успевают рассеяться.

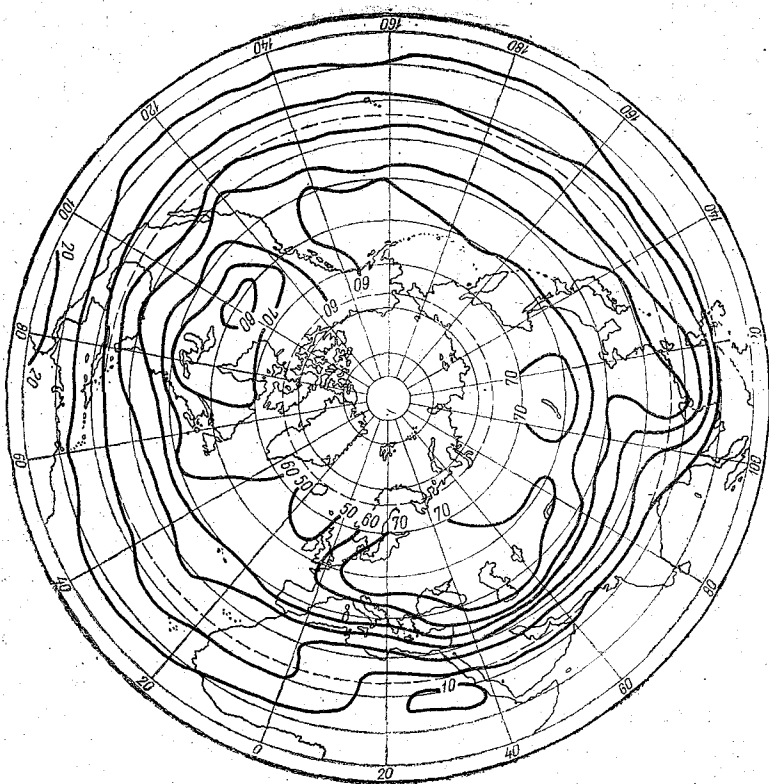


Рис. 5. Повторяемость неконвективной облачности зимой

Над океанами повторяемость неконвективной облачности от лета к зиме уменьшается в умеренных широтах, но увеличивается в более низких широтах, так что в среднем по всей океанической части северного полушария заметных сезонных изменений повторяемости неконвективной облачности не наблюдается.

Зимой основная зона повышенной повторяемости ясного неба находится над Северной Африкой, Аравией, Аравийским морем,

северной частью Индостана и Индокитая (рис. 6). Средняя линия этой области у западного побережья Северной Африки находится примерно на 15° с. ш. и, равномерно поднимаясь к северу, проходит в восточном направлении до северо-восточных районов Индокитая, где она располагается на широте тропика. По сравнению с летом эта область повышенной повторяемости смещается к югу и размеры ее в меридиональном направлении уменьшаются.

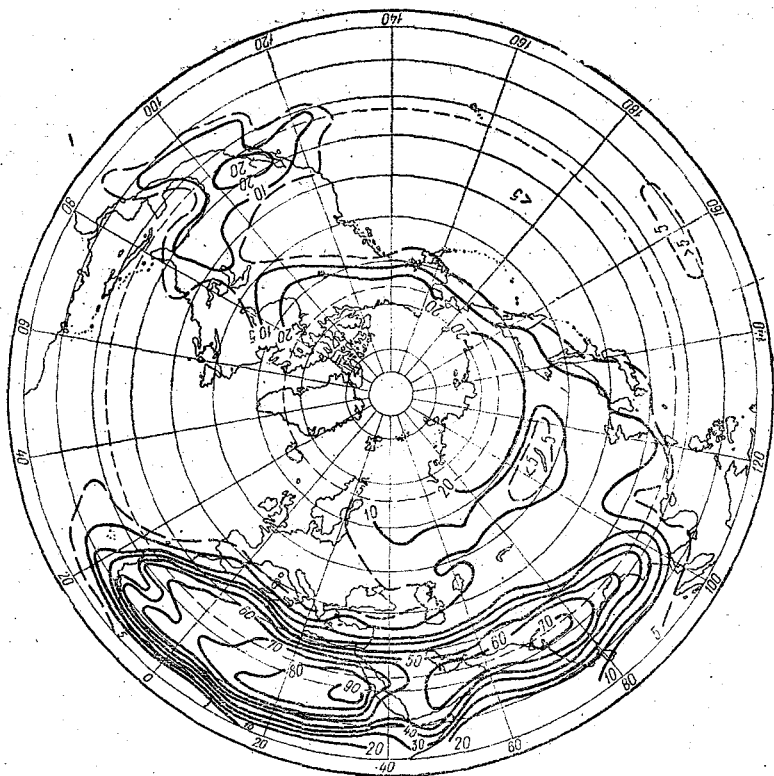


Рис. 6. Повторяемость ясного неба зимой

В связи с этим над северным побережьем Африки, Европой, Ближним и Средним Востоком, Сибирью и Средней Азией от лета к зиме повторяемость ясного неба уменьшается, а в тропических широтах Северной Африки и над Индийским океаном, Индостаном и Юго-Восточной Азией — в зоне смены летнего муссона на зимний северо-восточный пассат — увеличивается. При этом, например, повторяемость ясного неба над восточной частью Средиземного моря и Иранским нагорьем от лета к зиме уменьшается на 55 — 65%, а над северными областями Индии увеличивается на эту же величину.

В остальных частях северного полушария таких значительных изменений повторяемости ясного неба от лета к зиме не отмечается. По большей части эти изменения не превышают 5% и характерны для обоих океанов. Причем, если в Атлантическом океане в умеренных и субтропических широтах наблюдается небольшое уменьшение повторяемости ясного неба, а в тропических — увеличение, то в Тихом океане небольшое увеличение повторяемости ясного неба отмечается в тропических и субтропических широтах, а уменьшение — в средних широтах.

Следует отметить повышение повторяемости ясного неба от лета к зиме над тихоокеанским побережьем Азии, где оно местами достигает 11—15%. В этом районе оно обусловлено сменой летнего тихоокеанского муссона ветрами, дующими по восточной периферии азиатского максимума давления с материка на океан. Появление зимой области повышенной повторяемости ясного неба в субтропической зоне Северной Америки и прибрежной акватории Тихого океана связано со смещением в этот район от лета к зиме северо-тихоокеанского максимума давления и возникновением сезонного центра действия атмосферы — Канадского антициклона.

Повторяемость ясного неба зимой, как и летом, над океанами невелика и в среднем равна 3,9% (табл. 5). Особенно она мала в умеренных и субтропических широтах. В связи со смещением к югу и уменьшением интенсивности океанических субтропических антициклонов области сравнительно высокой повторяемости ясного неба зимой смещаются в более низкие широты, так что максимумы находятся в широтной зоне 10—20° с. ш. Максимумы повторяемости ясного неба над континентами тоже находятся в этой широтной зоне. К югу от нее, в связи с переходом к области высокой повторяемости ВЗК, повторяемость ясного неба резко уменьшается. Уменьшение повторяемости ясного неба в северном направлении связано с увеличением повторяемости слоистообразной (слоисто-кучевообразной) облачности, возникающей при антициклональном режиме погоды под инверсиями, и фронтальной облачностью.

Повторяемость ясного неба над континентальной частью северного полушария зимой, как и летом, существенно больше, чем над океанической. От лета к зиме в среднем по всему полушарию и его океанической и континентальной частями повторяемость ясного неба немного увеличивается.

Таким образом, зимой над океанами в среднем преобладающей является конвективная облачность, а над континентами — неконвективная. Зимой над океанами больше, чем над континентами, повторяемость конвективных облаков, но меньше повторяемость неконвективной облачности и, особенно, повторяемость ясного неба.

От лета к зиме над океанами не происходит существенного изменения повторяемости обеих групп форм облаков (конвективных

и неконвективных) и ясного неба. Над континентами происходит существенное уменьшение повторяемости конвективной облачности, значительное увеличение повторяемости неконвективной облачности при небольшом увеличении повторяемости ясного неба.

По всему полушарию в целом от лета к зиме происходит уменьшение повторяемости конвективных облаков и увеличение повторяемости неконвективной облачности. Повторяемость ясного неба существенных сезонных изменений не претерпевает.

Если предположить, что повторяемости форм облаков в переходные сезоны будут иметь некоторые промежуточные значения между летними и зимними, то в соответствии с данными, приведенными в табл. 3 и 4, можно утверждать, что в среднем по полушарию над океанами конвективные облака являются преобладающим типом облачности в течение всего года, а над континентами — в течение большей части года.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов Р. В. Облачные системы над Тропической Атлантикой по спутниковым данным. — «Океанология», 1972, XXII, вып. 6, с. 987—996.
2. Баркова Н. А. Анализ полей облачности по данным метеорологических спутников над районами тропической зоны в августе 1968 года. — «Тр. ГМЦ», 1969, вып. 41, с. 21—28.
3. Берг Л. С. Основы климатологии. Л., Учпедгиз, 1938. 456 с.
4. Бугаева И. В., Рязанова Л. А. Сезонные преобразования полей радиационных температур и облачности по материалам МИСЗ. — «Тр. ЦАО», 1970, вып. 86, с. 135—148.
5. Воробьев В. И., Фадеев В. С. Некоторые характеристики облачности над Северной Атлантикой, полученные по данным метеорологических ИСЗ. — В сб.: Авиационная и космическая метеорология. Изд. ЛПИ, 1977, вып. 64, с. 91—101. (ЛГМИ).
6. Воробьев В. И., Иванов С. В., Фадеев В. С. Опыт использования спутниковых данных для оценки распределения облаков различных форм. — В сб.: Метеорологические прогнозы. Изд. ЛПИ, 1978, вып. 68, с. 3—13. (ЛГМИ).
7. Каплина Л. И., Минина Л. С. Характеристики облачности холодных фронтов в низких широтах Тихого океана. — «Тр. ГМЦ», 1969, вып. 41, с. 64—70.
8. Круглова Т. С., Крыжановская А. П. Внутритропическая зона конвергенции и основные траектории циклонов и антициклонов в тропической зоне. — «Тр. ГМЦ», 1971, вып. 87, с. 3—14.
9. Круглова Т. С., Стехновский Д. И. О взаимосвязи миграции субтропических антициклонов и внутритропической зоны конвергенции. — «Тр. ГМЦ», 1969, вып. 41, с. 3—12.
10. Лобанова В. Я. Горизонтальная протяженность облачных полей по данным спутниковой информации. — «Тр. НИИАК», 1971, вып. 78, с. 45—56.
11. Лобанова В. Я., Спиридонова Ю. В. Современное состояние и перспективы режимного использования спутниковой информации об облачности. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 1970. 42 с.
12. Минина Л. С. Облачные системы внутритропической зоны конвергенции по данным метеорологических спутников Земли. — «Тр. ГМЦ», 1968, вып. 26, с. 38—53.

13. Морозова И. В. Режим облачности в тропической части Северной Атлантики (районе проведения АТЭП). — «Метеорология и гидрология», 1975, № 1, с. 89 — 95.
14. Попова Т. П., Леонтьева А. В., Трегубенко Р. А., Дзюбенко Е. В. Характеристика облачности над северным полушарием летом 1965 г. по данным метеорологических спутников. — «Тр. ГМЦ», 1967, вып. 11, с. 84—102.
15. Спиридонова Ю. В. Анализ пространственной изменчивости облачных полей с целью уплотнения информации. — «Тр. НИИАК», 1978, вып. 27, с. 38—44.
16. Спиридонова Ю. В. Климатология облачности по спутниковым наблюдениям на современном этапе. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 1971, с. 26.
17. Титов В. И., Головлева В. Н. Особенности поля облачности над северным полушарием в июле 1973 г. по данным ИСЗ. — «Тр. ВНИИГМИ-МЦД», 1977, вып. 42, с. 33—35.
18. Clapp P. F. Global Cloud Cover for Seasons Using «Turos Nephanalysis». Monthly weather Rev; 1964, v. 92. pp. 495—507.
19. Miller D. B. Global Atlas of relative cloud Cover 1967—70. Us Department of Commerce and Us AIR force, 1971, 237 p.
20. Sadler J. C. Average Cloud Cover in the tropics from Satellite Observations. East-West Center Press, Honolulu, Hawaii, 1968.
21. Walch D. G. Die Sommerlichen Bewölkungs und Sonnenscheinunterschiede im Nordseeraum aufgrund von Satellitenbildern. Meteorologische Abhandlungen, 1968, Bd. 87. N. 1.

Л. Т. МАТВЕЕВ (ЛГМИ)

ОБ ИССЛЕДОВАНИЯХ ПО ДИНАМИКЕ ОБЛАКОВ

Облака представляют собой одно из наиболее интересных явлений природы. Среди тех метеорологических величин и явлений, которые объединяются понятием «погода», облакам и связанным с ними осадкам, принадлежит определяющая роль.

Облака и осадки оказывают большое влияние на многие стороны деятельности человека (прежде всего, в сфере сельскохозяйственного производства), а также на растительный и животный мир Земли. Велика зависимость от облаков, туманов и осадков различных видов транспорта, в первую очередь авиации.

Изменяя количество поглощенной деятельной поверхностью солнечной радиации, а также эффективное излучение земной поверхности, облачность оказывает влияние на термический режим, а через него и на режим движения атмосферы и океана.

Г. И. Марчуком и Ш. А. Мусаеляном [34] предпринята попытка реализовать в плане долгосрочного прогноза погоды идею о том, что облачный покров способствует сохранению поглощенной океаном при малооблачной погоде лучистой энергии Солнца, чтобы потом, опять же в зависимости от характера облачного покрова, в виде длинноволнового излучения передать ее атмосфере.

Первые работы по динамике слоистообразных облачных систем выполнены около 25 лет назад.

В статье [30] при простейших предположениях о вертикальной скорости и коэффициенте турбулентности ($w = \text{const}$, $k = \text{const}$) построено решение уравнения переноса удельного влагосодержания для всей тропосферы. Граничные условия задавались на земной поверхности и тропопаузе, а распределение температуры с высотой считалось известным (при расчетах принимался линейный профиль). Путем непосредственных расчетов показано, что при обычно наблюдаемой интенсивности турбулентный обмен играет в формировании облачности столь же значительную роль, как и вертикальные токи. Сравнение конвективного и турбулентного притоков влаги (приведенных к безразмерному виду) в уравнении переноса влагосодержания показывает, что эти два притока играют одинаковую роль, если характерные значения вертикальной

скорости ($\tilde{w}$) и коэффициента турбулентности ($\tilde{k}$) удовлетворяют соотношению

$$\tilde{k} = \tilde{w} \cdot H,$$

где H — характерное значение толщины слоя, в котором формируется облачность. Принимая в качестве последней $H = 10^4$ м (толщина тропосферы) и полагая для крупномасштабных атмосферных процессов $\tilde{w} = 0,1 - 1$ см/с (это те значения $\tilde{w}$, которые получены с помощью различных методов, находим

$$\tilde{k} = 10 \div 100 \text{ м}^2/\text{с}.$$

Многочисленные расчеты по данным о перегрузках самолетов и температурно-ветрового зондирования, выполненные несколькими исследователями, дают именно такие значения $\tilde{k}$ не только в пограничном слое, но и в свободной атмосфере (тропосфере). Так по данным работ [16, 3] максимум повторяемости коэффициента турбулентности приходится в облаках на $40 - 50 \text{ м}^2/\text{с}$, вне облаков — на $20 - 30 \text{ м}^2/\text{с}$, нередко случаи когда коэффициент турбулентности превосходит $100 \text{ м}^2/\text{с}$ (вплоть до $300 - 1000 \text{ м}^2/\text{с}$ — в струйных течениях и конвективных облаках).

Более того, полученную на основе классических рассуждений теории размерности оценку $\tilde{k}$ следует признать завышенной. В статье [27] показано, что при обычно наблюдаемом распределении удельной влажности с высотой (близком к экспоненциальному) уже при $\tilde{k} = 2 \div 25 \text{ м}^2/\text{с}$ турбулентный обмен играет в формировании облачности столь же значительную роль, как и вертикальные токи. Многочисленные конкретные расчеты (начиная с работы [30]) подтверждают это заключение — нередко облачность большой вертикальной протяженности образуется под влиянием одного лишь турбулентного обмена. Подчеркнем, что речь идет об обычной мелкомасштабной турбулентности, перераспределяющей тепло, влагу и количество движения по вертикали. Что касается горизонтального турбулентного обмена, то роль его в формировании слоистообразных облачных систем (протяженность которых по горизонтали составляет сотни и тысячи километров) незначительна, поскольку существенно этот обмен влияет лишь вблизи горизонтальных границ облачности.

Таким образом, исходная система уравнений переноса тепла и водяного пара, с помощью которой исследуется процесс образования и эволюции облачности, записывается в виде:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{L_v}{c_p}; \quad (1)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} - v, \quad (2)$$

где $\theta = T(1000/p)^{0,286}$ — потенциальная температура; T — температура воздуха; p — давление; z — удельная влажность; u, v, w — проекции скорости движения воздушной массы на оси x, y, z — (ось z направлена по вертикали вверх); t — время; k — коэффициент турбулентности; v — удельная скорость конденсации водяного пара (масса капель воды и кристаллов льда, образовавшихся в единичной массе облачного воздуха за единицу времени); c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении.

Попытки исключить из системы (1) — (2) величину v и получить дифференциальное уравнение для T или q , предпринимавшиеся несколькими исследователями (в частности, М. Е. Швецом), показали, что такой прямой метод решения системы (1) — (2) связан с большими (практически непреодолимыми) трудностями. Помимо того, что получаемое дифференциальное уравнение оказывается исключительно сложным, искомые функции должны удовлетворять условиям на подвижных границах облака. Дополнительное (принципиального характера) затруднение связано с тем, что момент начала облакообразования, а вместе с этим и переход от системы, описывающей перенос тепла и пара в ненасыщенной атмосфере, к системе (1) — (2) неизвестны (определение этого момента — важная задача теории).

Преодолеть эти и некоторые другие трудности позволил метод, разработанный в 1954—1956 гг. автором настоящего обзора.

Основной физической предпосылкой нового метода служит представление о достаточно полном увлечении облачных элементов (капель воды и кристаллов льда) теми частицами воздуха (молями), которые участвуют в турбулентном обмене. Приведем одно соображение в пользу гипотезы полного увлечения. Известно, что если капля радиуса r_k в начальный момент обладает начальной скоростью v_0 по отношению к частице воздуха, в которую она входит, то максимальное расстояние (так называемый инерционный путь пробега) l_i , которое проходит капля в частице воздуха, выражается формулой (см. [26])

$$l_i = v_0 \tau = \frac{2v_0 r_k^2 \rho_k}{9\eta},$$

где τ — так называемое время релаксации; ρ_k — плотность капли (воды); $\eta \cong (1,4 - 1,9) \cdot 10^{-4} \text{ г} \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$ — коэффициент молекулярной вязкости воздуха.

Приводим в табл. 1 значения l_i для разных v_0 и r_k (при $\eta = 1,72 \cdot 10^{-4} \text{ г} \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$, $\rho_k = 1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$).

Пройдя путь l_i , капля начинает двигаться вместе с воздушной частицей (полностью увлекается ею). Поскольку размеры турбулентных частиц L_T существенно больше приведенных в табл. 1 значений l_i (согласно оценкам, L_T изменяется от $L_T = 10^{-2} \text{ см}$ — это так называемый внутренний масштаб турбулентности — до сотен метров и даже нескольких километров), то становится оче-

видным, что капли, радиус которых не превышает 50—100 мкм, практически полностью участвуют в турбулентных движениях воздушных частиц (молей).

Таблица 1

Инерционный путь пробега капли (см)

v_0 см/с	r_k , мкм				
	1	5	10	50	100
1	$1,29 \cdot 10^{-5}$	$3,23 \cdot 10^{-4}$	$1,29 \cdot 10^{-3}$	$3,23 \cdot 10^{-2}$	$1,29 \cdot 10^{-1}$
5	$6,46 \cdot 10^{-5}$	$6,62 \cdot 10^{-3}$	$6,46 \cdot 10^{-3}$	$1,62 \cdot 10^{-1}$	$6,46 \cdot 10^{-1}$
10	$1,29 \cdot 10^{-3}$	$3,23 \cdot 10^{-3}$	$1,29 \cdot 10^{-2}$	$3,23 \cdot 10^{-1}$	1,29
50	$6,46 \cdot 10^{-4}$	$1,62 \cdot 10^{-2}$	$6,46 \cdot 10^{-2}$	1,62	6,46
100	$1,29 \cdot 10^{-3}$	$3,23 \cdot 10^{-2}$	$1,29 \cdot 10^{-1}$	3,23	12,92

На основе идеи о полном увлечении облачных капель и кристаллов льда турбулентными молями можем записать уравнение для удельной водности (δ) облака в следующем виде:

$$\frac{\partial \delta}{\partial t} + u \frac{\partial \delta}{\partial x} + v \frac{\partial \delta}{\partial y} + w \frac{\partial \delta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \delta}{\partial z} + \nu. \quad (3)$$

Система (1)—(3) для облака, где водяной пар находится в насыщенном состоянии, дополняется соотношением

$$q = q_m = 0,622 \frac{E(T)}{p}, \quad (4)$$

где $E(T)$ — упругость насыщенного водяного пара (для расчета которой используются формулы ВМО).

Если теперь ввести понятие удельного влагосодержания

$$s = q + \delta, \quad (5)$$

то путем сложения уравнений (2) и (3) получаем

$$\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial s}{\partial z}, \quad (6)$$

Второе дифференциальное уравнение, не содержащее скорости конденсации ν , получим, если сложим уравнения (1) и (2), предварительно умножив уравнение (2) на L/c_p :

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} + u \frac{\partial \Pi}{\partial x} + v \frac{\partial \Pi}{\partial y} + w \frac{\partial \Pi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Pi}{\partial z}, \quad (7)$$

где

$$\Pi = \theta + \frac{L}{c_p} q, \quad (8)$$

Наряду с инвариантом Π можно ввести и другую инвариантную величину

$$\Pi^* = \theta - \frac{L}{c_p} \delta,$$

уравнение для которой получается путем вычитания уравнений (1) и (3). Уравнение для Π^* имеет такой же вид, как и для Π , а сама функция Π^* — линейная комбинация функций Π и s :

$$\Pi^* = \Pi - \frac{L}{c_p} s.$$

Величины s и Π обладают очень важным свойством — по отношению к процессу облакообразования они инвариантны: дифференциальные уравнения (6) и (7) сохраняют один и тот же вид как до начала, так и после начала конденсации водяного пара.

Кратко изложенные здесь идеи и новый метод решения системы уравнений, описывающих процесс образования, эволюции и прогноза облаков и туманов, равно как полей температуры и влажности опубликованы автором в работах [15, 17]*.

Дальнейшему углублению теории, разработке приемов расчета водности облака и границ его, вертикальных профилей температуры и влажности, построению точных решений уравнений (6) и (7) при различных граничных и начальных условиях и определенных упрощающих предположениях относительно коэффициентов уравнений (ω , k) посвящены работы [18, 24]. Уже в этих работах помимо выяснения роли различных факторов в формировании и эволюции крупномасштабных полей облачности, влажности и температуры, были установлены некоторые новые закономерности образования и строения облаков. Так, было установлено принципиальное отличие условий формирования и строения фронтальных (собственно слоистообразных) облаков Ns — As — Cs , с одной стороны, и внутримассовых (плотных волнистообразных) облаков St — Sc — Ac , с другой. Показано также, что сама фронтальная поверхность своим происхождением в значительной степени обязана облачности (эффекту тепла конденсации).

В статьях [21, 24] автор обратил внимание на то, что, согласно опытным данным, локальные производные в левых частях уравнений (6) и (7), как правило, имеют один и тот же порядок величины, но противоположны по знаку сумме второго и третьего слагаемых (эти суммы представляют собой взятые с обратным

* Работа [17] представлена в редакцию сборника в 1957 г.

знаком адвективные притоки влаги и тепла). Таким образом, в качестве первого приближения уравнения (6) и (7) можно записать в виде:

$$\frac{d}{dz} k \frac{ds}{dz} - w \frac{ds}{dz} - \frac{dQ_k}{dz} = 0; \quad (9)$$

$$\frac{d}{dz} k \frac{d\Pi}{dz} - w \frac{d\Pi}{dz} = 0. \quad (10)$$

В уравнение (9), называемое уравнением баланса влаги в облаке, введен (впервые в [24]) поток капель Q_k , учитывающий падение капель под влиянием силы тяжести (оценки показывают, что только вертикальную скорость падения капель и следует учитывать, когда речь идет об эффекте неполного увлечения облачных элементов воздушным потоком). Легко показать [24], что

$$Q_k = -(s - q_m) \tilde{v}, \quad (11)$$

Здесь $\tilde{v}$ — средневзвешенная (по массе) скорость падения облачных элементов:

$$\tilde{v} = \frac{\int_0^\infty r_k^3 f(r_k) v(r_k) dr_k}{\int_0^\infty r_k^3 f(r_k) dr_k},$$

где $f(r_k)$ — функция распределения капель по радиусам r_k ;
 $v(r_k)$ — скорость падения капли радиусом r_k .

Только скорость $\tilde{v}$ и нужно знать для учета эффекта неполного увлечения и расчета интенсивности осадков.

Если для $\tilde{v}$ воспользоваться некоторыми эмпирическими зависимостями (например, $\tilde{v} = \tilde{v}_\infty [1 - \exp(-a\delta)]$), то отпадает необходимость привлекать уравнение для функции $f(r_k)$ и рассматривать (для целей динамики) микрофизические процессы в облаках (конденсацию, коагуляцию и др.), определяющие эволюцию спектра капель.

На основе уравнений (9) и (10) в статьях [21, 24], основные результаты которых вошли также в «Руководство по краткосрочным прогнозам погоды», ч. II (Гидрометеиздат, 1965), разработана методика определения нижней и верхней границы облаков, их толщины и вертикальных профилей водности облака. Формулы для высоты нижней границы облаков в частных (с очень сильными ограничениями) случаях переходят в полученные другими исследователями (Феррель, Ипполитов и др.) формулы.

Новый период в исследованиях по динамике и прогнозу облаков начался в 60-х годах, когда для выполнения расчетов и анализа была привлечена современная вычислительная техника (ЭВМ). ЭВМ позволили значительно расширить количество учитываемых факторов, дополнить систему уравнений (4)—(8) уравнениями движения и неразрывности (из которых определяются

составляющие скорости движения) и разработать методику прогноза облачности, влажности и температуры.

В первой [2] из этой серии работ исследованы (с помощью численных методов) условия формирования облачности и трансформация полей влажности и температуры в движущемся циклоне. Строилось решение системы (4)–(8) при граничных условиях на поверхности земли:

$$T(0, t) = T_2 + (T_1 - T_2) \exp\left(-\frac{t}{t^*}\right),$$

$$q(0, t) = q_2 + (q_1 - q_2) \exp\left(-\frac{t}{t^*}\right).$$

Коэффициент турбулентности k принимался постоянным с высотой, а зависимость вертикальной скорости w от высоты описывалась (в согласии с исследованиями Н. И. Булеева и Г. И. Марчука) формулой

$$w = 4 w_m \frac{z}{H} \left(1 - \frac{z}{H}\right),$$

где w_m — максимальное значение w , достигаемое при $z = \frac{H}{2}$;

H — высота тропопаузы.

Общий вывод, который следовал из анализа результатов расчета, сводился к тому, что наблюдается большое разнообразие условий формирования облачности и большое число факторов, от которых существенно зависит толщина и высота границ облачности, вид профилей водности, максимальные значения ее и др.

Метод численного (гидродинамического) прогноза полей облачности, влажности и температуры на основе системы (4)–(8), дополненной уравнениями движения и неразрывности, составил содержание работ [10, 11]. Для прогноза облачности и, особенно, границ ее необходимы данные на возможно большем числе уровней (изобарических поверхностей). В численном методе, реализованном в [10, 11], использована пятиуровневая модель прогноза полей давления и составляющих скорости движения (u , v , w), разработанная Г. И. Марчуком, Г. П. Курбаткиным и др. [13]. Решение системы (4)–(8) осуществлено с помощью метода дробных шагов (расщепления), в разработку которого большой вклад внес академик Г. И. Марчук. При формулировке граничных условий, а также при определении наличия облачности в узлах сетки привлечен ряд эмпирических соотношений. Прогноз облачности, влажности и температуры составлялся для территории, заключенной между 20° з. д. и 75° в. д., 35° и 75° с. ш. Полная оправдываемость прогноза облачности по обсуждаемой методике составляет 80–85%, а критерии надежности прогноза (по

Н. А. Багрову и А. М. Обухову), как правило, больше 0,50 (метод заслуживает внимания, если эти критерии больше 0,2—0,3).

В работах [7, 5] система уравнений (9)—(10) использована для восстановления вертикальных профилей температуры, влажности и давления ниже верхней границы облачного слоя на основе данных, получаемых с помощью искусственных спутников Земли (для реализации методики необходимо знать высоту верхней границы облачности и температуру этой границы).

Большой интерес представляют сведения о влагосодержании вертикального столба атмосферы и водозапасе облаков (массе капель воды и кристаллов льда в столбе воздуха между нижней и верхней границами облака). Моделированию этих величин посвящены работы [6, 8]. Важным результатом этих работ явилось установление зависимости влагосодержания атмосферы и водозапаса облака от температуры и относительной влажности воздуха вблизи земной поверхности, а также от вертикальной скорости и средневзвешенной (по массе) скорости падения облачных элементов. Поскольку с ростом w водозапас облака увеличивается, то наблюдается следующее явление: пока вертикальная скорость значительная, в облаке сохраняется большой запас воды; если под влиянием каких-либо причин восходящее движение воздуха ослабевает, то очень быстро («внезапно») из облака начинают выпадать осадки — явление, хорошо известное по повседневным наблюдениям. С помощью этого эффекта объясняется также выпадение осадков из теплых (в более общем случае — не содержащих твердой фазы) облаков.

В статьях [27, 6] на основе представлений о зависимости водозапаса облака от вертикальной скорости дано объяснение явлению, впервые подмеченному Е. К. Федоровым и Е. Ф. Маминой: количество осадков, выпадающих из облака, в несколько раз превосходит водозапас облака в фиксированный момент, т. е. происходит неоднократная (от 7 до 40 раз) смена воды в процессе развития и движения облака.

В [6] показано также, что наблюдаемое в облаке пересыщение водяного пара (вообще говоря, необходимое для роста капель) практически не оказывает влияния на водность облака, высоту его границ, температуру и влажность воздуха, рассчитанные в предположении, что водяной пар в облаке находится в насыщенном состоянии. Поправки не превосходят нескольких процентов.

Наряду с моделированием процессов образования и эволюции облаков, в последние десятилетия разрабатывались модели формирования туманов. Хотя в условиях образования облаков и туманов много общего, однако наблюдаются и некоторые различия. Поскольку туманы образуются в пограничном слое атмосферы, то на них сильное воздействие оказывает подстилающая поверхность.

В статье [24] предпринята попытка объяснить открытое путем наблюдений явление — преобладание в туманах приподнятых инверсий температуры. Хотя были получены и некоторые количественные оценки, объяснение в [24] носило в основном качественный характер. Теория образования и эволюции радиационных туманов на основе численного решения системы (4) — (8) при экспоненциальной зависимости коэффициента турбулентности от высоты развита в работе [12].

В качестве граничного условия на земной поверхности использовано уравнение баланса тепла, привлечено уравнение теплопроводности почвы. Работы [32, 33] посвящены теории туманов испарения и адвективных туманов, а в работе [31] анализируются условия образования туманов и низкой облачности вблизи фронтальных разделов. Упомянем еще статью [29], в которой на основе статистического анализа изменения температуры и влажности на подвижных границах облаков St — Sc — As показано, что в образовании и эволюции этих облаков определяющую роль играют те же самые факторы, что и в отношении облаков Ns — As — Cs: вертикальные движения, турбулентный обмен, адвекция и тепло конденсации.

Статистический же подход к анализу опытных данных использован автором в более ранней работе [14] для установления связей между вертикальной скоростью (w) и количеством облачности, а также между w и изменением границ облачности во времени. В дальнейшем эти идеи получили развитие в исследованиях Ш. А. Мусаеляна, который на основе метода Е. Н. Блиновой связал распределение облачности над полушарием с полем вертикальных движений.

Кроме названных выше исследований, проводившихся автором и его сотрудниками, работы по моделированию облаков с использованием идеи об увлечении облачных элементов турбулентными молями выполнялись в УкрНИГМИ (М. В. Буйков, А. М. Пирнач, А. В. Ткаченко, В. И. Хворостьянов, М. И. Дехтяр, Ю. В. Шулёпов, А. Г. Кузьменко), в Вычислительном центре Сибирского отделения АН СССР (В. П. Дымников, А. Д. Амиров), в Институте физики атмосферы АН СССР (Е. М. Фейгельсон, Л. В. Петрова, Н. Г. Фролова), в Институте экспериментальной метеорологии (А. С. Степанов, С. Л. Лебедев, В. М. Меркулович, И. М. Захарова), в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (М. Е. Берлянд, И. И. Соломатина, Е. Д. Надежина, В. В. Симонов, Б. Г. Вагер) и др.

Построению моделей радиационного тумана и слоистообразной облачности, формирующихся в пограничном слое атмосферы, на основе решения уравнений для функций s и Π (в стационарном случае) посвящены работы И. Ю. Мелкой [35, 36]. Эти же инварианты использованы В. М. Андреевым [1] при изучении эволюции тумана (например, над взлетно-посадочной полосой аэродрома) под влиянием искусственного источника тепла.

Остановимся в заключение на некоторых результатах обработки и анализа спутниковой информации об облачности (эта работа проводится в ЛГМИ с 1975 года). При активном участии студентов с карт фотомонтажей облачности (построенных по данным наблюдений со спутников серии «Метеор») определено количество общей облачности для сферических прямоугольников размером 5° по широте и 10° по долготе за каждый день пятилетнего периода (1971—1975 гг.). Эта работа по первичной обработке информации об облачности для южного полушария проведена в ЛГМИ, а для северного полушария — во ВНИИГМИ-МЦД и ГГО им. А. И. Воейкова. Нанесенная на магнитные носители информация об облачности подвергнута дальнейшему анализу с помощью ЭВМ М-222. К настоящему времени получены:

а) средние значения количества облачности (N) и средние квадратические отклонения σ_N в узлах сетки за все месяцы и сезоны года в северном и южном полушариях;

б) повторяемость каждого балла облачности и их сочетаний (0, 1 — 3, 4 — 5, 6 — 8, 9 — 10 баллов) в узлах сетки за все месяцы и сезоны года в северном и южном полушариях;

в) зональные (осредненные по кругам широты) значения N , σ_N и повторяемости каждого балла облачности (а также указанных выше сочетаний) — для всех месяцев и сезонов года по всей Земле.

Из этого большого количества данных, на основе которых подготовлен (под редакцией В. И. Титова) «Атлас статистических характеристик облачности по данным ИСЗ», приведем здесь лишь сведения о зональных значениях N , σ_N и повторяемости облачности в южном полушарии (табл. 2 — 4).

Информация об облачности использована также для разложения глобального поля облачности по обобщенным сферическим функциям для целей включения облачности в гидродинамические схемы прогноза погоды и модели изменения климата.

Таблица 2

Средние за сезон зональные значения количества облачности (в баллах)

Широта, град	Океаны				Материки				Полушарие			
	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В
85	—	—	—	—	1,0	1,1	0,9	0,9	1,0	1,1	0,9	0,9
80	—	—	—	—	1,7	2,0	1,6	1,7	1,7	2,0	1,6	1,7
75	4,4	5,4	4,3	4,8	2,3	2,5	2,3	2,3	2,8	3,2	2,8	2,8
70	6,1	6,8	6,2	6,8	3,5	3,4	3,6	3,2	4,8	5,0	4,8	4,9
65	6,6	7,2	6,7	7,2	7,0	7,5	7,2	7,5	6,7	7,2	6,7	7,2
60	7,2	7,5	7,0	7,7	—	—	—	—	7,2	7,5	7,0	7,7
55	7,2	7,4	7,1	7,7	7,1	7,0	6,7	6,9	7,2	7,4	7,0	7,6
50	7,0	7,3	7,0	7,5	6,4	6,4	6,5	6,3	7,0	7,3	7,0	7,5
45	6,9	7,2	7,0	7,4	6,1	6,5	6,6	6,1	6,8	7,2	6,9	7,3
40	6,6	7,0	6,8	7,1	4,7	5,4	5,9	4,7	6,5	6,9	6,8	7,0
35	6,2	6,6	6,5	6,9	4,7	5,0	5,2	4,7	6,0	6,5	6,4	6,6
30	5,9	6,2	6,4	6,7	4,5	4,3	4,0	4,3	5,5	5,7	5,8	6,1
25	6,0	5,9	6,2	6,4	4,9	4,2	3,4	4,2	5,7	5,4	6,5	5,8
20	6,0	5,7	6,0	6,2	5,4	4,3	3,2	4,3	5,9	5,3	5,2	5,6
15	5,8	5,4	5,7	5,9	6,2	4,9	3,2	4,8	5,9	5,3	5,1	5,6
10	5,9	5,2	5,4	5,7	6,5	5,8	4,0	5,5	5,9	5,3	5,1	5,6
5	5,4	5,0	5,3	5,5	6,5	6,2	5,0	5,7	5,8	5,4	5,2	5,6
0	5,3	4,9	5,2	5,1	6,3	6,4	5,7	6,1	5,6	5,4	5,4	5,5

Примечание: Л — лето (XII—II), О — осень (III—V), З — зима (VI—VIII), В — весна (IX—XI) в южном полушарии. Прочерк означает отсутствие на данной широте соответствующей поверхности.

Таблица 3

Среднее квадратическое отклонение количества облачности (в баллах)

Широта, град	Океаны				Материки				Полушарие			
	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В
85	—	—	—	—	2,8	2,0	1,9	1,9	2,8	2,0	1,9	1,9
80	—	—	—	—	2,6	2,3	2,3	2,3	2,6	2,3	2,3	2,3
75	3,0	2,8	3,2	3,4	2,7	2,3	2,5	2,4	2,8	2,4	2,8	2,6
70	2,5	2,2	2,5	2,6	2,8	2,7	3,0	2,8	2,6	2,5	2,8	2,7
65	2,1	1,9	2,1	2,1	1,9	1,7	2,0	1,7	2,1	1,9	2,1	2,1
60	1,7	1,6	1,8	1,6	—	—	—	—	1,7	1,6	1,8	1,6
55	1,7	1,5	1,7	1,6	1,7	1,6	1,9	1,9	1,7	1,5	1,8	1,6
50	1,8	1,6	1,7	1,6	2,0	2,2	2,1	2,2	1,8	1,6	1,7	1,6
45	1,8	1,6	1,7	1,7	2,2	2,0	2,0	2,1	1,9	1,6	1,7	1,7
40	2,0	1,6	1,8	1,8	2,5	2,5	2,6	2,6	2,0	1,6	1,8	1,8
35	2,0	1,7	1,9	1,9	2,6	2,5	2,7	2,8	2,1	1,8	2,0	2,0
30	2,2	1,9	1,9	1,9	2,6	2,5	2,8	2,7	2,3	2,1	2,1	2,1
25	2,1	2,2	1,9	2,1	2,6	2,7	2,7	2,7	2,2	2,3	2,1	2,2
20	2,1	2,1	2,0	2,1	2,4	2,6	2,5	2,6	2,2	2,3	2,1	2,2
15	2,2	2,2	2,0	2,1	2,1	2,5	2,4	2,4	2,2	2,2	2,1	2,2
10	2,2	2,2	2,1	2,2	1,9	2,2	2,3	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2
5	2,3	2,3	2,2	2,2	1,8	1,9	2,1	2,0	2,2	2,2	2,2	2,2
0	2,4	2,3	2,2	2,4	2,0	1,8	2,0	1,8	2,3	2,2	2,2	2,2

Повторяемость (%) различных градаций облачности (в баллах). Южное полушарие

Широта, град	Лето (XII — II)					Осень (III — V)					Зима (VI — VIII)					Весна (IX — XI)				
	0	1—3	4—6	7—8	9—10	0	1—3	4—6	7—8	9—10	0	1—3	4—6	7—8	9—10	0	1—3	4—6	7—8	9—10
85	78,5	9,5	4,6	3,8	3,6	77,3	6,3	7,2	9,0	0,2	79,1	8,7	5,2	6,5	0,1	82,9	3,9	5,0	7,8	0,2
80	62,6	15,8	9,9	7,6	4,1	63,3	8,1	10,6	17,3	0,7	67,0	12,3	7,9	11,6	0,8	70,3	5,9	7,8	15,0	0,9
75	43,2	19,0	17,8	16,5	3,5	46,5	9,0	14,4	27,2	2,9	48,5	14,1	14,8	20,2	2,5	51,8	8,4	11,6	23,8	3,4
70	17,6	17,4	26,6	32,9	5,5	20,9	11,6	20,0	38,5	9,1	21,3	12,5	24,7	35,1	6,2	23,2	12,6	18,6	34,3	11,1
65	2,5	6,7	27,1	53,2	10,6	1,5	3,7	21,1	57,6	15,9	2,8	5,9	28,2	52,0	11,0	2,4	4,6	18,9	54,2	19,8
60	0,8	2,7	22,4	61,1	13,1	0,4	1,8	17,3	64,8	16,1	1,1	3,7	26,3	57,0	11,9	0,7	8,8	14,2	61,0	22,6
55	0,6	2,8	22,7	61,8	11,9	0,3	1,6	18,6	65,6	13,9	1,0	3,0	27,3	57,2	11,3	0,5	2,0	14,7	63,0	19,7
50	0,9	3,8	25,1	59,7	10,4	0,5	2,2	20,0	64,8	12,3	1,0	3,3	28,7	57,0	10,0	0,5	2,6	17,5	62,2	17,1
45	1,3	5,0	27,2	57,1	9,4	0,8	2,7	21,5	64,0	10,9	1,1	3,4	29,5	56,8	9,3	1,1	3,4	20,2	60,0	14,5
40	2,0	7,0	30,4	53,2	7,7	1,1	3,6	25,7	62,1	7,6	1,5	4,0	32,1	54,2	8,2	1,7	4,4	22,5	59,3	12,1
35	3,4	9,6	36,7	45,5	4,7	2,2	5,9	32,1	54,9	5,0	3,4	5,9	34,3	49,9	6,4	3,3	7,7	26,4	53,7	9,7
30	4,6	17,0	38,6	34,6	5,2	4,4	12,4	39,6	39,9	3,7	6,0	10,4	35,0	44,0	4,5	5,1	10,2	29,6	47,7	7,3
25	3,5	16,7	35,6	37,5	6,7	6,7	14,8	38,5	35,6	4,5	8,2	12,3	37,0	38,1	4,3	6,6	11,5	31,7	42,5	7,2
20	2,5	14,1	38,2	38,8	6,5	6,9	15,8	41,5	32,1	3,8	9,8	14,1	38,4	34,3	3,4	7,1	12,9	34,7	38,9	6,3
15	2,0	13,2	39,2	39,2	6,3	5,9	15,3	44,3	31,5	2,9	9,8	15,5	40,8	30,9	3,1	6,8	12,6	38,8	35,8	6,0
10	2,1	12,7	39,5	39,5	6,3	5,0	15,7	44,1	32,7	2,5	7,4	16,7	44,6	28,0	3,1	4,7	13,0	42,5	34,4	5,4
5	3,5	13,7	36,6	39,8	6,5	5,2	14,5	42,9	33,9	3,4	5,0	16,3	46,7	29,3	2,4	5,0	13,0	42,3	36,5	4,6
0	3,8	16,7	35,5	38,2	5,9	6,0	15,2	40,6	34,6	3,6	4,0	14,8	46,1	31,2	3,5	6,1	2,0	41,9	36,0	4,0

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В. М. Об оценке эффекта воздействия тепловым точечным источником на туман. — «Метеорология и гидрология», 1978, № 6, с. 26—31.
2. Быкова Л. П., Матвеев Л. Т. Эволюция полей облачности и температуры в движущемся циклоне (численный эксперимент). — «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1966, т. II, № 9, с. 905—919.
3. Воскресенский А. И., Матвеев Л. Т. Водность и турбулентный режим слоистообразных облаков Арктики. — «Метеорология и гидрология», 1960, № 11, с. 14—19.
4. Дюбюк А. Ф. К расчету осадков. — «Доклады ЦИП», 1947, т. 1, вып. 3, с. 31—40.
5. Козлов В. Н., Лушев Ю. Г., Матвеев Л. Т. Использование информации метеорологических спутников Земли для диагноза и прогноза основных метеорологических элементов. — Тр. Всесоюз. конф. по вопросам метеобеспечения сверхзвуковой авиации. Л., 1971, с. 60—66.
6. Козлов В. Н., Матвеев Л. Т. Баланс влаги в облаке. — «Метеорология и гидрология», 1970, № 3, с. 34—44.
7. Козлов В. Н., Матвеев Л. Т. Об использовании спутниковой информации для анализа полей основных метеорологических элементов в облачной атмосфере. — «Метеорология и гидрология», 1971, № 11, с. 19—26.
8. Козлов В. Н., Матвеев Л. Т. Численное моделирование полей влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков над акваториями морей и океанов. — В сб.: Доклады Всесоюзного симпозиума по ПИГАП. М., Гидрометеиздат, 1973, с. 10—25.
9. Кузнецов Л. А. Об одном методе прогноза полей влажности, облачности и осадков. — «Метеорология и гидрология», 1962, № 2, с. 9—15.
10. Лушев Ю. Г., Матвеев Л. Т. Динамическая модель прогноза слоистообразной облачности. — «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1966, т. II, № 1, с. 3—13.
11. Лушев Ю. Г., Матвеев Л. Т. Численная схема краткосрочного прогноза облачности. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 5, с. 1042—1045.
12. Лушев Ю. Г., Матвеев Л. Т. Особенности образования и строения радиационных туманов (численный эксперимент). — «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1967, т. III, № 5, с. 459—471.
13. Марчук Г. И., Курбаткин Г. П., Бут И. В., Панчук В. И., Каленкович Е. Е. Оперативная квазигеострофическая схема краткосрочного прогноза погоды для пяти уровней атмосферы. — «Изв. АН СССР, ФАО», 1965, т. I, № 2, с. 129—135.
14. Матвеев Л. Т. Вертикальные токи в пограничном слое атмосферы и их связь с высотой нижней и верхней границ атмосферы. — Тр. ВГМФ СА», 1955, вып. II, с. 3—43.
15. Матвеев Л. Т. Роль вертикальных токов и турбулентного перемешивания в формировании и эволюции слоистообразной облачности. — В сб.: Исследование облаков, осадков и грозового электричества. Л., Гидрометеиздат, 1957, с. 37—42.
16. Матвеев Л. Т. Количественные характеристики турбулентного обмена в верхней тропосфере и нижней стратосфере. — «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1958, № 7, с. 927—931.
17. Матвеев Л. Т. Некоторые вопросы теории образования и эволюции слоистообразной облачности. — «Тр. ААНИИ. Физика облаков и туманов», 1959, т. 228, с. 14—37.
18. Матвеев Л. Т. Вопросы теории образования и прогноза облаков и самолетных облачных следов под влиянием перемешивания. — «Тр. ЛКВВИА», 1959, вып. 273, с. 3—31.
19. Матвеев Л. Т. Условия образования и эволюции облаков под влиянием вертикальных токов и турбулентного обмена. — «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1961, № 1, с. 130—140.

20. Матвеев Л. Т. Условия образования и эволюции облаков. — В сб.: Исследование облаков, осадков и грозового электричества. Изд. АН СССР, 1961, с. 161—176.
21. Матвеев Л. Т. Расчет высоты верхней границы и вертикальной мощности слоистообразных облаков. — «Метеорология и гидрология», 1962, № 8, с. 3—10.
22. Матвеев Л. Т. Исследование слоистообразных облаков применительно к условиям полетов в них. — В сб.: Материалы научной конференции по авиационной метеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1963, с. 82—91.
23. Матвеев Л. Т. Облачные инверсии динамического происхождения и приподнятые инверсии в тумане. — «Тр. Всесоюз. науч. метеор. совещания». Л., Гидрометеиздат, 1963, т. 5, с. 10—20.
24. Матвеев Л. Т. Метод расчета высоты верхней границы облаков и требования к точности определения потоков инфракрасного излучения при помощи ИСЗ. — «Тр. ГГО», 1964, вып. 166, с. 214—226.
25. Matveev L. T. On the formation and development of layer clouds. Tellus, 1964, v. 16, N 2, p. 139—146.
26. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии (физика атмосферы). Л., Гидрометеиздат, 1965, с. 642—643.
27. Матвеев Л. Т. Динамика формирования и прогноз слоистообразных облачных систем. — В сб.: Динамика крупномасштабных атмосферных процессов. «Тр. Международного симпозиума», 20—30 июня 1965. М., «Наука», 1967, с. 279—292.
28. Матвеев Л. Т. К обоснованию точности измерения температуры и влажности воздуха в свободной атмосфере. — «Метеорология и гидрология», 1967, № 6, с. 21—28.
29. Матвеев Л. Т. О причинах образования облаков. — «Метеорология и гидрология», 1978, № 8, с. 25—39.
30. Матвеев Л. Т., Кожарин В. С. Роль турбулентного перемешивания в формировании структуры слоистообразных облаков. — «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1956, № 11, с. 1338—1353.
31. Матвеев Л. Т., Пономарева О. В. Условия образования низкой облачности и тумана вблизи фронтов. — «Метеорология и гидрология», 1978, № 5, с. 33—41.
32. Матвеев Л. Т., Солдатенко С. А. К теории образования и прогноза туманов испарения. — «Метеорология и гидрология», 1977, № 2, с. 24—31.
33. Матвеев Л. Т., Солдатенко С. А. К теории адвективных туманов. — «Изв. АН СССР, ФАО», 1978, т. XIV, № 2, с. 149—156.
34. Марчук Г. И., Мусаелян Ш. А. Способы расчета вариаций полного потока лучистой энергии в целях долгосрочного прогноза крупномасштабных метеорологических полей. — «Метеорология и гидрология», 1974, № 8, с. 10—16.
35. Мелкая И. Ю. Стационарная модель радиационного тумана. — «Изв. АН СССР, ФАО», 1968, т. IV, № 2, с. 220—223.
36. Мелкая И. Ю. Формирование слоистообразной облачности в пограничном слое атмосферы. — «Тр. ЛГМИ», 1974, вып. 51, с. 60—70.

В. Г. МОРАЧЕВСКИЙ (ЛГМИ)

ОСОБЕННОСТИ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ ВОДЫ В ЗАГРЯЗНЕННОЙ АТМОСФЕРЕ

Известно, что теория гетерогенных фазовых переходов воды в атмосфере вообще разработана еще не полностью; в особой степени это относится к сильнозагрязненной атмосфере. Поскольку загрязненность атмосферы непрерывно возрастает, как по ее уровню, так и по степени географической распространенности, то попытки рассматривать загрязнение как некий новый метеорологический феномен, влияющий качественно и количественно на протекание ряда физических процессов в ее нижних слоях, вполне правомерны.

Наибольший интерес к настоящему времени, в связи с возрастающим загрязнением атмосферы, представляет изучение условий переноса в ней лучистой энергии, качества (состава) атмосферного воздуха и условий конденсации водяного пара и, отчасти, условий замерзания жидкой фазы воды.

Настоящая статья содержит попытку обосновать необходимость частичного пересмотра ранее сложившихся представлений об условиях фазовых переходов воды в атмосфере, а также содержит весьма краткое изложение основных теоретических и экспериментальных результатов, полученных за последнее десятилетие автором совместно с сотрудниками. Основная часть их выполнена в лабораториях и экспедициях кафедры общей метеорологии; эксперименты по ЯМР-спектроскопии выполнены в НИФИ ЛГУ; калориметрические и некоторые масс-спектроскопические — в университетах США автором в период работы в них. Объем статьи при этом позволяет остановиться лишь на основных положениях; детализацию их можно найти в приводимом списке литературы. Следует подчеркнуть, что особенности фазовых переходов в загрязненной атмосфере носят характер принципиальных отличий от аналогичных процессов в атмосфере, содержащей лишь обычные по своему происхождению центры конденсации и кристаллизации. Следовательно, их невозможно свести к введению неких количественных множителей в уже традиционные системы уравне-

ний, термодинамически описывающие фазовые переходы воды. Основные отличия, по нашему мнению, можно сформулировать следующим образом:

1. Газообразные выбросы R_a в атмосферу, такие как CO_x , C_6H_6 , бензопирены, толуолы, вступают в химическое взаимодействие с «фоновыми» аэрозолями R'_f (Ca Cl_2 , Na Cl , Mg Cl_2 и т. д.) или газами R''_f (SO_x , NO_x , NH_3 и т. д.), приводя к образованию частиц жидкой фазы. Тепловые эффекты, возникающие из-за экзотермичности и эндотермичности этих взаимодействий, включая «ион-ионные», могут при этом не учитываться. Такие аэрозоли будем называть «вторичными», имея в виду природу их образования в атмосфере. Обратим внимание на то, что большинство рассматриваемых ниже взаимодействий $R_a + R'_f$ или $R_a + R''_f$ не имеет фотохимического характера, а определяется уравнениями химической кинетики ионообменных и полимолекулярных реакций.

2. Равновесное давление водяного пара над «вторичными» аэрозолями (E_p) или значение равновесной относительной влажности для них (f_p) не может быть рассчитано на основании обычных уравнений типа Рауля с единичным значением коэффициента Вант-Гоффа, так как они являются неидеальными растворами. Кинетический характер их образования приводит к тому, что для неорганических вторичных аэрозолей концентрация (C) растворенного вещества существенно зависит от координат, т. е. расстояния (l) исследуемой точки внутри объема аэрозольной частицы от ее поверхности (S), даже при условии сферической симметрии; при этом $C_s \gg C_{l>0}$.

Для аэрозолей, имеющих комплексный (органо-неорганический) или чисто органический состав (в том числе и для поверхностно-активных веществ) типа CHR (здесь R — гидрофильный радикал, органический или неорганический) равновесное давление пара должно рассчитываться с учетом гидратационных эффектов, характера адсорбции на их поверхности (через величину коэффициента термической аккомодации α_T), а также ряда других, рассматриваемых ниже особенностей.

Следует отметить, что из-за ранее доказанного нами на молекулярном уровне термодинамического характера понижения равновесного давления пара над «вторичными» аэрозолями загрязненной атмосферы к ним могут быть применены с учетом E_p и α_T обычные уравнения конденсационного роста капель с учетом их спектральных характеристик пересыщения. Справедливо при этом также и то, что в уравнении Гиббса $F = k - n + 2$, k больше 1.

3. К загрязненной атмосфере, основными параметрами которой являются общее весовое количество примесей N г/м³ и сумма составляющих ее компонентов $\sum_{i=1}^k n_i$, не могут быть с достаточной достоверностью применены обычные уравнения для расчета переноса невесомой и пассивной примеси, как из-за различ-

ных значений констант скоростей протекания химических реакций, так и из-за различия в скоростях конденсационного их роста. Важность этого замечания состоит в том, что ухудшение дальности видимости (L км), определяемой величиной $N(x, y, z, t) =$

$$= \sum_{i=1}^k n_i(x, y, z), \text{ происходит лишь при критическом значении}$$

$N_{k(x, y, 0)}$ в заданный момент времени у земли. Такого рода ухудшения видимости, обусловленные наличием устойчивого вертикального градиента потенциальной температуры (θ), не связаны с притоком лучистой энергии в УФ-диапазоне и не могут считаться фотохимическими смогами. Природа таких образований также принципиально отличается от обычных туманов. В самом деле, здесь $f < 100\%$, а отношение массы сконденсированной воды к массе ядер конденсации (адсорбции) в 10^3 — 10^4 раз меньше, чем в туманах испарения или радиационных туманах (туманах охлаждения).

В 1976 г. на Международной конференции по физике облаков в Боулдере (США) автором было предложено назвать такого рода явление «нефотохимическим смогом»; оно было принято в дальнейшем [1].

4. Условия замерзания переохлажденных капель воды (кристаллизации, в более общей форме) существенно зависят от поверхностных свойств «вторичных» аэрозолей. Условия тепловой аккомодации поверхности капель веществ ряда СНР могут быть аналитически определены на основе значения α_t , α_k , α_n ; в то же время для природных аэрозолей криоскопические константы не учитываются, а пороговая температура их замерзания определяется лишь как функция размера (r) и интенсивности охлаждения

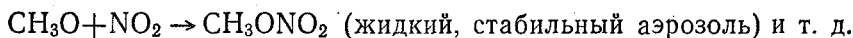
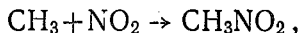
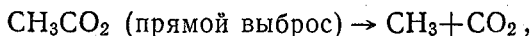
$$\left(- \frac{\partial T}{\partial \tau} \right).$$

Рассмотрим теперь основные итоги изучения перечисленных выше особенностей фазовых переходов воды в сильнозагрязненной атмосфере.

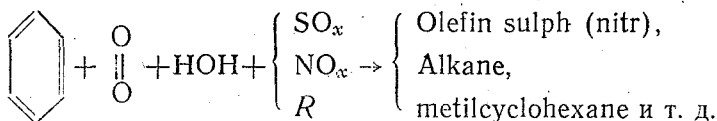
1. Морфологические свойства «вторичных» аэрозолей

При сгорании углеводородного топлива в атмосферу Земли каждую секунду поступает 10^4 тонн газообразных углеводородных $(C_n H_{m+i})_{i=1, 2, 3 \dots}$ примесей как в чистом виде, так и в виде их соединений с неорганическими группами молекул, так называемыми радикалами (R). Часто R представляет собой сложные комплексы на основе димеров и тримеров $(H_2O)_{2, 3}$ и гидроксильных групп OH , определяя собой жидкое или газообразное состояние всей молекулы СНР. Известно, что углеводородные соединения легко соединяются с кислородом воздуха, окисляясь в нем, или полимеризуются в более сложные вещества за счет гидратации

с ионными группами H^+OH^- . Более сложен процесс взаимодействия стабильных молекул углеводородов с газообразными окислами серы SO_x или азота NO_x , при котором происходит разрыв π -связей в молекулах углеводородов типа $\text{CH}_2=\text{CH}_2 + \text{HOH} \rightarrow \text{CH}_3-\text{CH}_2\text{OH}$ и затем $\text{CH}_3-\text{CH}_2\text{OH} + \text{SO}_x + \text{NO}_x$. В последние годы выяснено, что образование жидких аэрозолей путем взаимодействия олефинов со значением гомологического ряда восемь связано не только с УФ-излучением (фотохимическая полимеризация), но и происходит в результате их прямых реакций с сернистыми газами, всегда присутствующими во влажной атмосфере; иногда роль катализатора этих процессов выполняет малое количество молекул озона, содержащееся в тропосферном воздухе. Трансформация газовых компонент загрязнения в жидкие «вторичные» аэрозоли чаще всего имеет характер ступенчатого процесса:



Особенно отчетливо прослеживается самопроизвольный ступенчатый процесс на примере преобразований бензола, продукта прямого выброса в атмосферу при сгорании топлива:



Исследование общего содержания углеводородных (газообразных и жидких) веществ, загрязняющих атмосферу, было проведено в 1978 г. В. Шеффером [1], который оценил его в 40—45% от общего объема всех видов загрязнений над северо-восточными районами США. Близкие к этим значения были получены Е. Г. Головиной [2] в период ее участия в экспедиции программы КЭНЭКС (1974) для Запорожья, Рустави и других городов СССР. Полученные Е. Г. Головиной данные о содержании углеводородных соединений в районе действующих вулканов Камчатки (1975 г.) дали близкие к антропогенным (городским) их значения — до 0,2 мг/м³.

Однако детальный химический состав «вторичных» аэрозолей, сильно зависящий как от природы и интенсивности выбросов, так и от содержания влаги и естественных («фоновых») загрязнителей при отсутствии достаточно интенсивной УФ-инсоляции, изучен еще весьма слабо. А. В. Цветкова [3] провела совместно с НИИ ЛГУ и местными управлениями ГУГМС хромато-масс-

спектроскопические измерения органических аэрозолей в ряде городов. На рис. 1 представлены полученные ею данные для города Мурманска. Здесь за единицу интенсивности (удельной массы) принята разрешающая способность метода ($0,005 \text{ мг/м}^3$). По оси ординат она равна 1 см. Основную часть органических аэрозолей,

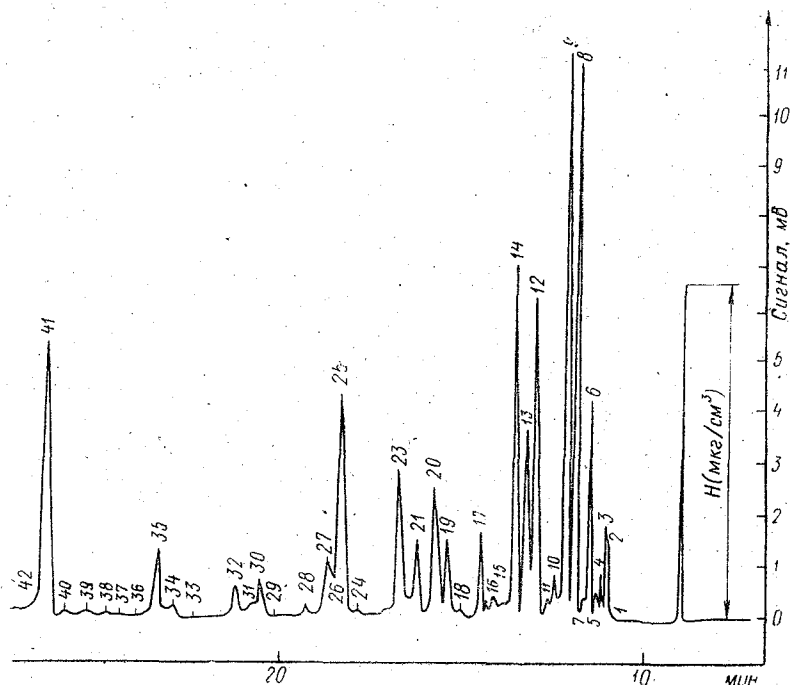


Рис. 1. Хромато-масс-спектрограмма соединений, содержащихся в воздухе г. Мурманска:

1— C_5H_{10} ; 2—изопентан; 3—Н—пентан; 4—2,2—диметилбутан; 5—2—метилпентан; 6—3—метилпентан; 7—Н—гексан; 8— C_6H_{12} ; 9—метилциклопентан; 10— C_7H_{16} ; 11—2—метилгексан; 12—циклогексан; 13—3—метилгексан; 14—бромистый пропилен; 15— C_7H_{14} ; 16—Н—гептан; 17—Н—гептен; 18— C_7H_{14} ; 19—бензол; 20— C_8H_{18} ; 21—2—метилгептан; 22—3—метилгептан; 23—диметилциклогексан; 24—Н—октан; 25—Н—октен; 26—толуол; 27—1—метилоктан; 28—3—метилоктан; 29—Н—нонан; 30—Н—нопен; 31—этилбензол; 32—изодекан; 33—м—ксилол; 34—п—ксилол+хлорбензол; 35—изодекан; 36—о—ксилол; 37—стирол; 38—Н—декан; 39—Н—децен; 40—Н—пропилбензол; 41—1,3 и 1,4—метилэтилбензолы; 42—1,3,5—триметилбензол; Н—масштаб содержания; его величина соответствует $\text{C}=0,001 \text{ кг/м}^3$.

как выяснилось, составляют моно- и дикарбоновые кислоты, органические нитраты и органосульфаты. Измерения, выполненные в Мурманске, где отсутствовала ультрафиолетовая часть излучения, дали более низкие значения концентраций ряда веществ. Так, среди них не обнаружено аминов (CH_3NH_2 , $(\text{CH}_3)_2\text{NH}_2$), что подчеркивает фотохимический характер их образования. Однако, даже при известной эпизодичности измерений химического строе-

ния и состава органических аэрозолей, они могут быть удовлетворительно рассчитаны, если известны: общее число сгораемого углеводородного топлива на единицу площади в единицу времени; общая интенсивность прочих источников, отнесенная к тем же значениям. Для расчета кинетики образования вторичных аэрозольных частиц надо знать среднеклиматологические характеристики влажности атмосферы и фоновых загрязнений (главным образом — SO_x , NO_x). Тогда, используя уравнение химической кинетики [5], можно найти суммарную величину основных загрязнений (бензопиренов, алкилсульфатов, алкилнитратов, олефинов, высших спиртов и т. д.).

$$R'_r + R''_r \gtrsim R''_j \cdot k. \quad (1)$$

Здесь $k = e^{-\Delta G/NKT} \cong \frac{n_{R'_r}}{n_{R''_r}}$ или расчетным способом $\approx I \cdot \alpha$,

где $\Delta G_{r, j} = \Delta H_{r, j} - T\Delta S_{r, j}$; R'_r — концентрация газообразных первичных веществ, вводимых в атмосферу; R'' — концентрация вторичных жидких аэрозолей; k — константа химического равновесия; $\alpha \cdot I$ — константа чувствительности (α) и интенсивность масс-спектрометра (I); ΔG — свободная энергия химической реакции; ΔH — энтальпия химической реакции; ΔS — энтропия химической реакции; N , k , T — число Авагадро, постоянная Больцмана и абсолютная температура.

Представляло интерес провести статистическую обработку результатов импакторных заборов проб аэрозолей СНР. Выполненная Е. Г. Головиной, она привела к следующему виду функции распределения СНР по размерам:

$$N = Ar^{-1} \exp[-ar] + B \exp\left[-\frac{(r - r_{\max})^2}{b}\right], \quad (2)$$

где $r_{\max}$ — радиус, соответствующий моде фракции крупных капель (импактор первого каскада); A , B , a и b — постоянные, табулированные значения которых приведены в [4].

Отличительной особенностью распределения по размерам частиц СНР, как и следовало ожидать, является ее многовершинность, определяемая соотношением постоянных a и b .

2. Давление насыщенного пара воды над поверхностью вторичных аэрозолей с различной концентрацией органических примесей

В течение ряда лет в ЛГМИ проводились исследования физико-химических свойств водных растворов различных типов органических соединений, в том числе и соединений, обладающих очень

высокой поверхностной активностью и практически адсорбирующихся только в тонких поверхностных слоях капель [6, 7, 8, 9]. В результате этих исследований были выявлены, теоретически обоснованы и экспериментально доказаны две важные особенности водных растворов органических соединений, следствием которых является сильное отклонение свойств этих растворов от идеальных при малых концентрациях.

Кратко остановимся на первой особенности водных растворов органических соединений с одной или несколькими СН-группами. Здесь нужно разграничить два типа органических примесей: содержащие полярные группы и не содержащие полярные группы и соответственно с этим два типа взаимодействий с молекулами воды — гидрофобные и ионные — гидрофильные взаимодействия. Нами была экспериментально доказана особая роль гидрофобных взаимодействий в растворах органических соединений. Как известно, эти взаимодействия проявляются только при очень малых концентрациях раствора — ниже критической концентрации мицеллообразования. Н. А. Дубрович, А. Г. Попов, А. Н. Потанин исследовали различные растворы при этих концентрациях методами ИК- и ЯМР-спектроскопии, а также непосредственно измеряли упругость пара над такими растворами. Не останавливаясь подробно на всех результатах прямых структурных исследований и на описании методики этих исследований приведем только одну полученную нами зависимость (рис. 2). Как известно, сдвиг полосы поглощения в ИК-спектрах в область низких частот свидетельствует о тотальном усилении взаимодействий в объеме раствора. Понижение структурной температуры раствора на $4-6^{\circ}\text{C}$ должно приводить к понижению давления насыщенного пара на $0,2-0,3$ мбар, что может существенно изменять скорость конденсационного роста капель, содержащих ничтожные примеси органических веществ. Причиной существования гидрофобных взаимодействий, по нашему мнению, является особенность водной структуры: наличие в жидкой воде помимо слабо связанных полостных молекул еще и каркасных, более сильно связанных льдоподобных структур, которые по чисто геометрическим причинам строения цепочки СН-групп, вписываясь в каркас льдоподобных структур, вытесняют слабо связанные полостные молекулы и таким образом промотируют общее усиление взаимодействий. Сами по себе результаты прямых структурных исследований еще не могут считаться окончательным доказательством понижения упругости паров воды, однако подкрепленные прямыми измерениями упругости над растворами низких концентраций убедительно свидетельствуют о том, что нами было обнаружено новое явление — понижение давления насыщенного пара над растворами СН-группы (весовые концентрации порядка $10^{-3}-10^{-4}\%$). Следствия этого явления для загрязненной атмосферы очевидны — они будут приводить к большей устойчивости нефотохимического смога при недосыщении ($f < 1$).

Нами была также указана особая роль гидрофильных взаимодействий для растворов органических соединений с ярко выраженным сформировавшимся адсорбционным слоем. Экспериментально было показано, что при реальных условиях существования капель с поверхностным слоем органических соединений в атмосфере, когда практически не имеет место равновесных процессов, ионные взаимодействия поверхностных CH_2R -групп с молекулами воды — в сотни раз превосходящие взаимодействия между молекулами воды — способны приводить к очень сильному росту взаимодействий в поверхностном слое. Дифильная молекула в период установления равновесия несимметрично влияет на процессы испарения — конденсации, приводя к резкому усилению последних.

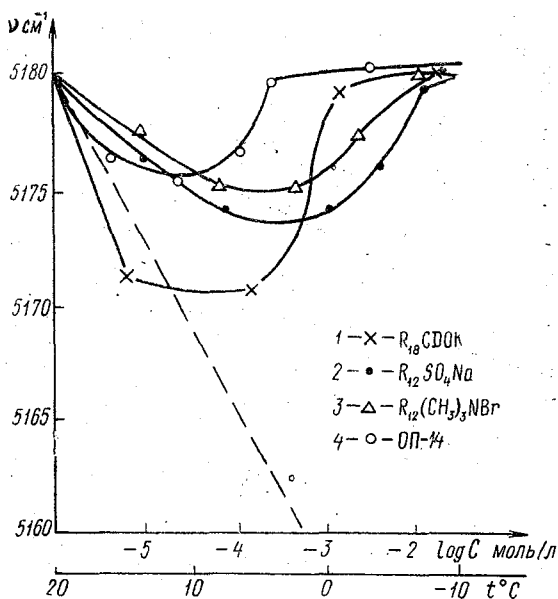


Рис. 2. Изменение положения полосы поглощения в зависимости от концентрации растворов (1, 2, 3, 4) и от температуры (— — —)

Именно поэтому средних размеров дифильные молекулы в поверхностном слое не дают, как это предсказывалось ранее, пассивирующего эффекта, а наоборот усиливают конденсационный рост капель растворов таких молекул.

Таким образом, доказано, что для двух крайних случаев: только что сформировавшегося концентрированного вторичного органического аэрозоля и для капли, содержащей слабую примесь органического загрязнения, особые свойства органических примесей способны приводить к резкому увеличению устойчивости нефотохимического смога.

На рис. 3 приведены данные экспериментального изучения конденсационного роста капель. Величина ΔE в уравнениях конденсационного роста рассчитывалась на основе понижения структурной температуры поверхности частицы [6]. Данные рис. 3 относятся к алкилбензолсульфату с объемной концентрацией его водного раствора 10^{-5} . Они подтверждают наличие гидрофобных взаимодействий в системе «CHR — водяной пар», снижающих структурную температуру и, как следствие, равновесное давление пара над частицей, ее конденсационный рост при условиях, почти $f < 1$.

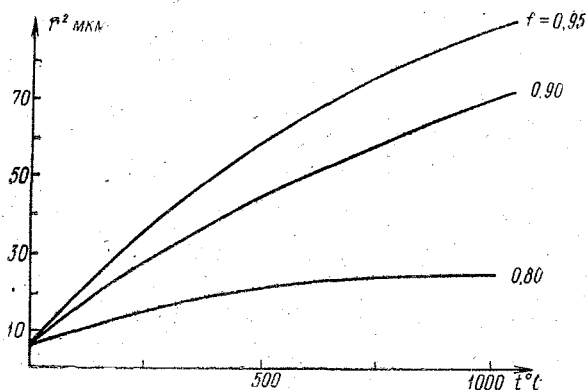


Рис. 3. Конденсационный рост аэрозолей типа CHR

3. Условия образования нефотохимического смога

При изучении распределения концентрации примесей в нижнем слое атмосферы мы отказались от модели диффузии неседиментирующих и невесомых частиц. С. Г. Звенигородским и А. В. Цветковой решалась задача о динамике смога при заданных значениях вертикальных распределений потенциальной температуры, удельной влажности и профиля ветра для системы m сортов частиц, обладающих молекулярным весом μ_i и значением f_p (E_p). Выполненные впервые эти расчеты, в которых использовались фактические исходные концентрации (n_{0i}) конкретных вторичных аэрозолей, позволили создать двухмерную модель динамики смога, параметр времени в котором был одномоментной величиной для массы частицы.

При расчете конденсационного роста капель на органических ядрах использовалась система уравнений Л. Г. Качурина [9]:

$$\left. \begin{aligned} \frac{df}{dt} &= \frac{4\pi DMP}{kNT} \left(n_B r_B + n_P r_P \frac{E_P}{E_B} \right) + \frac{8\pi D\mu MP}{(kNI)^2} \left(\frac{n_B \sigma_B}{\rho_B} + \right. \\ &\quad \left. + \frac{n_P \sigma_P}{\rho_P} \frac{E_P}{E_B} - f_i \frac{4\pi DMP}{kNT} (n_B r_B + n_P r_P) \right), \\ \frac{dr_B}{dt} &= \frac{1}{r_{iB}} (f_{i+1} - 1) \frac{D\mu E_B}{\rho_B kNT} - \frac{1}{r_B^2} \frac{2\sigma_B \mu^2 D E_B}{(\rho_B kNT)^2}, \\ \frac{dr_P}{dt} &= \frac{1}{r_P} \left(f_{i+1} \frac{E_B}{E_P} - 1 \right) \frac{D\mu E_P}{\rho_P kNT} - \frac{1}{r_P^2} \frac{2\sigma_P \mu^2 D E_P}{(\rho_P kNT)^2}, \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

где $E_{B,P}$ — упругость насыщения пара: «в» — над поверхностью воды, «р» — над поверхностью раствора; $\rho_{B,P}$ — плотность; $\sigma_{B,P}$ — поверхностное натяжение воды и раствора соответственно.

Система (3) решалась методом последовательных приближений при граничных условиях $f_0 = 1 + \frac{2\sigma_B \mu}{\rho_B kNT r_B}$, $r_P = 2,4 \cdot 10^{-4}$ см,

$r_B = 10^{-4}$ см. Расчеты проводились для комплекса органических веществ, содержащихся в атмосфере крупных промышленных городов Мурманска, Тбилиси, Баку.

Для исследования влияния конденсации на диффузию органических частиц в ПСА (приземной слой атмосферы) к эволюционной системе уравнений (3) добавилось нестационарное одномерное уравнение диффузии в виде

$$\frac{\partial C}{\partial z} - w(t) \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial C}{\partial z} \right), \quad (4)$$

где C — концентрация органических веществ; $w(t) = w(r_n^2(t)) = 1,3 \cdot 10^{-4} r_n^2 \rho_n^2$ см/с; $k_z = k_0 z$.

Условия эксперимента характеризовались наличием в этот день приподнятой температурной инверсии и малыми скоростями ветра (рис. 4). Уравнение (4) рассматривалось в прямоугольной области $\Omega = \xi(t, z) \in \{[0, T] \times [0, l]\}$, где T — конечное время интегрирования, l — верхняя границы пространственной переменной ($l = 300$ м). В момент времени $t = 0$, граничное условие $C|_{t=0} = C_0(z)$ бралось по экспериментальным данным, а на нижней границе, в зависимости от рассматриваемых процессов задавались различные краевые условия:

- 1) $k_0 \frac{\partial C}{\partial z} \Big|_{z=0} = Q$ наличие источника,
- 2) $C|_{z=0} = 0$ условие прилипания,

$$3) \quad k \left. \frac{\partial c}{\partial z} \right|_{z=l} = 0 \text{ на верхней границе.}$$

Решение системы (3) и уравнения (4) проводилось по неявной конечно-разностной схеме (метод прогонки). В первом случае временной интервал интегрирования принимался равным 5 часам. Эффективный результирующий поток оценивался как $Q = \text{const}$ и считался заданным $0.21 \cdot 10^{-14} \frac{2}{\text{см}^2 \cdot \text{с}}$, а $C_0(z) = 0$. Результаты вы-

числений (см. рис. 4) показывают, что выбранная модель хорошо согласуется с экспериментальными данными. Во втором случае оценивалось время установления диффузионного равновесия после прекращения действия источника с учетом эффектов конденсации при влажностях 80, 90, 100%. Оказалось, что время установления диффузионного равновесия не превосходит 30 минут, однако учет конденсации приводит к некоторому уменьшению времени установления при увеличении влажности.

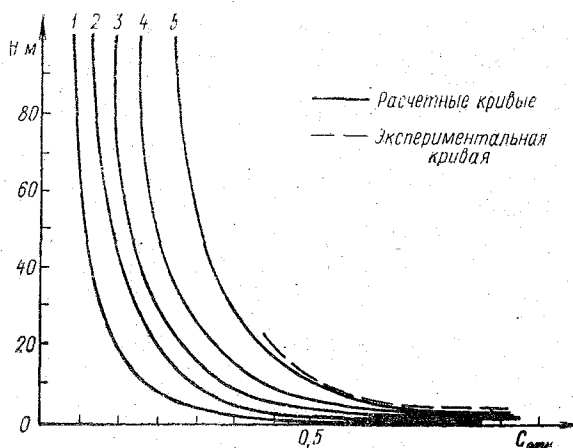


Рис. 4. Изменение вертикального распределения концентрации примесей в течение времени:

1 — через 1 ч; 5 — через 5 ч.

Уменьшение общего содержания примеси в рассматриваемом слое при росте влажности связано с увеличением потока гравитационного осаждения (рис. 5).

В результате обработки данных о весовых концентрациях загрязнений (P) Е. Г. Головиной [5] была получена эмпирическая зависимость (5) между метеорологической дальностью видимости

при смоге и относительной влажностью воздуха у земли для ее значений $f > 0,5$ в виде

$$C = -a \lg f P^{-b}, \quad (5)$$

где a и b табулированные значения параметров, связанных с химическим составом (т. е. видом преобладающего органического

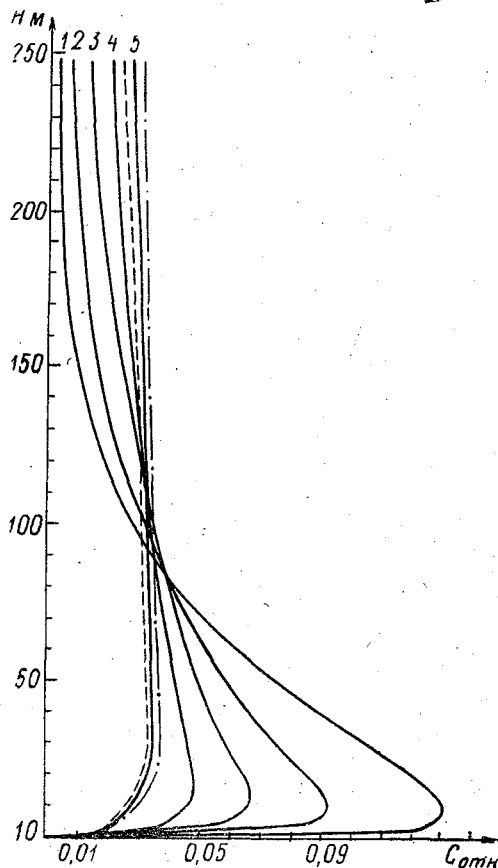


Рис. 5. Установление диффузионного равновесия после прекращения действия источника загрязнения с учетом эффектов конденсации при относительной влажности $f = 85\%$ (— · — · — · —), $f = 95\%$ (— — — —):

1 — через 5 минут; 2 — через 10 минут; 3 — через 20 минут;
4 — через 25 минут; 5 — через 30 минут.

загрязнения) и величиной $\frac{z}{H} Ri$. Полученные (на рис. 6) кривые относятся к следующей загрязняющей системе: $CHR = 0,43 \text{ мг/м}^3$,

бензол — $0,13 \text{ мг/м}^3$, толуол — $0,09 \text{ мг/м}^3$, ксилол — $0,01 \text{ мг/м}^3$ и числу $Ri = 0,2$. Вообще говоря, формула (5) свидетельствует о достаточной монодисперсности смога; она может служить прогностической формулой. Статистические кривые формулы (5) на материалах смогов 1955—1978 гг. Ленинграда и Риги показали ее пригодность для этой цели.

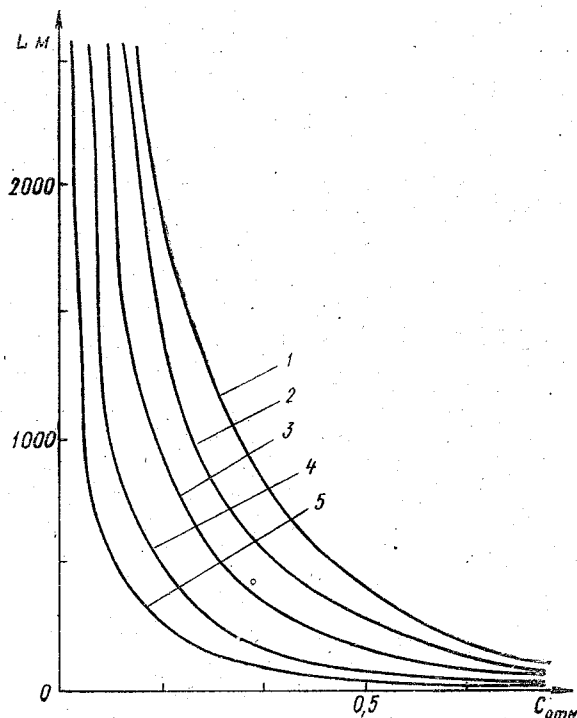


Рис. 6. Зависимость метеорологической дальности видимости от концентрации примеси для различных значений относительной влажности:
1—50%; 2—60%; 3—70%; 4—80%; 5—90%.

4. Влияние физико-химических свойств аэрозолей CHR на температуру их кристаллизации

Выводы ЯМР-спектроскопии CHR, рассмотренные в п. 2 настоящей статьи, нуждались как в экспериментальном подтверждении в специально оборудованной камере, так и в теоретическом обобщении. Выполненные Ю. И. Соколовым [12] измерения* температуры кристаллизации переохлажденных капель ряда CHR показали, что она выше на 2° , чем для дистиллированной воды и,

* Совместно с аспирантом автора — Т. Танака (Япония).

несколько, на $(0,8-1,2^\circ)$, выше, чем для капель растворов гигроскопических веществ. Максимальное повышение температуры замерзания капель наблюдалось для водных растворов с концентрацией в $0,01\%$; при концентрации же в $0,0001\%$ оно было равно 0° .

Макроскопическое объяснение обнаруженного эффекта может быть сделано, исходя из предположения о нарушении условий теплообмена на поверхности частиц «вторичного» аэрозоля (аналогично диффузионному сопротивлению поверхностного слоя Δ). Физический смысл «теплового торможения слоя» эквивалентен понятию коэффициента температурной аккомодации (α_T)

$$\alpha_T = \frac{T_\Delta - T_\infty}{T_r - T_\infty}, \quad (6)$$

где T_∞ — температура потока молекул на расстоянии $l > \Delta$ от поверхности; T_Δ — температура потока молекул, отразившихся от поверхности (при $l < \Delta$); T_r — температура потока молекул на $l = \Delta$, но

$$T_r - T_\Delta = -g \frac{\partial T}{\partial n} = \frac{Q_r}{\kappa}, \quad (7)$$

где κ — коэффициент теплопроводности; g — расстояние температурного скачка ($\sim 2\Delta$); Q — поток тепла, переносимого через поверхность капли радиуса r .

По Кеннарду [12]

$$g = \frac{2 - \alpha_T}{\alpha_T} \left(\frac{2\pi RT_\Delta}{M} \right) \frac{\kappa}{(\gamma + 1) c_v E_{\infty, c}}, \quad (8)$$

где $\gamma = c_p/c_v$; M — молекулярный вес СНР; $E_{\infty, c}$ — равновесное давление пара над СНР при его заданной концентрации.

После подстановки значений g из (8) получаем, что величина α_T для исследованных веществ равна $\sim 3,5 \cdot 10^{-2}$, если концентрации при этом были около $0,01\%$.

Краткое рассмотрение особенностей фазовых переходов воды в загрязненной атмосфере показывает, что сделаны лишь первые шаги в создании обобщенной и непротиворечивой термодинамической модели этих явлений с учетом реальных свойств частиц типа СНР. Практически вне поля зрения еще остается изучение роли электрокинетических явлений и особенностей слияния (роста) электрически заряженных загрязняющих частиц. Опыт наблюдений подтверждает эффективную роль изучаемых явлений в таких процессах, как условия формирования нижней границы внутри-массовой облачности и приземного ухудшения видимости в загрязненной среде.

ЛИТЕРАТУРА

1. Schaefer V. J. The air Quality Patterns of Aerosols on the Global Scale. Part 1 a Part 2, 1976, SUNY Publications N 406, 407.
2. Цветкова А. В. Роль некоторых видов органических соединений в конденсационных процессах в атмосфере. — «Труды ГГО», 1979, вып. 420, с. 39 — 42.
3. Морачевский В. Г. Некоторые вопросы изучения атмосферы как коллоидной среды. — «Труды ЛГМИ», 1970, вып. 39, с. 111—121.
4. Головина Е. Г., Коньков С. А. Некоторые результаты автоматической регистрации запыленности атмосферного воздуха промышленного города. — «Труды ГГО», 1974, вып. 332, с. 87—90.
5. Головина Е. Г., Ивлев Л. С., Соломатин В. К. О влиянии влажности на структуру аэрозолей промышленного происхождения. — «Труды ГГО», 1977, вып. 332, с. 104—109.
6. Морачевский В. Г., Попов А. Г., Потанин А. Н., Цветкова А. В. Термодинамические особенности свойств систем «Органические вещества—вода». — Межвузовский сборник «Физика и исследование атмосферы», 1977, вып. 62, с. 43—50.
7. Hidy G. M., Fridlander S. U. The Nature of the Leb-Angeles aerosol. Mat. IIVAPPA. Clean Air Congress W (1970) pp. 117 — 120.
8. Morachevsky V. G., Dubrovich N. A. Molecular studies of the ice-forming Capabilities of Different Surfaces, Journal of the Atm. Sci, vol. 33, № 10, 1976, pp. 1989 — 1995, USA.
9. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. Л., Гидрометеиздат, 1973. 361 с.
10. Морачевский В. Г., Потанин А. Н., Дубрович Н. А. — Сборник статей «К столетию теории капиллярности Гиббса», Л., изд. ЛГУ, 1978, с. 107—109.
11. Морачевский В. Г., Соколов Ю. И. О температуре замерзания капель водных растворов ПАВ. — «ЖПХ», АН СССР, 1971, № 8, с. 1891—1894.
12. Kennard E. H. Kinetic theory of gases. Jhi Crow-Hill Boon Comp., NY, 1938, pp. 41 — 49.
13. Morachevsky V. G., Dubrovich N. A. Unusual Conditions of Charging of Aerosol Particles of Industrial Origin. Electrical Processes in Atmosphere (eds. R. Reiter L. H. Dolezalek). Darmstadt, B. R. G., 1978, pp. 157—159.

Ю. Н. ВОЛКОНСКИЙ (ВИКИ)

ОСНОВНЫЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ КОМПЛЕКСАЦИИ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Усиливающийся в последние годы интерес к задачам комплексации прогностической информации — получения статистически обоснованных рекомендаций по оптимальному совместному использованию различных методов прогноза одной и той же характеристики состояния атмосферы (погодного явления), определяется двумя обстоятельствами. Во-первых, это безуспешность попыток разработки новых прогностических методов, по эффективности существенно превосходящих существующие, что вынуждает прогностов акцентировать внимание на вопросах усовершенствования и оптимального использования «традиционных» методов прогноза погоды. Во-вторых, это наличие в распоряжении прогностиста большого количества примерно равноценных в смысле их эффективности методов прогноза одной и той же характеристики. Для прогноза дневных гроз, например, в оперативной практике используется более сорока методов, различающихся составом прогностических признаков, структурой, значениями параметров и способами представления прогностических связей [8].

Отмеченные различия приводят нередко к несовпадению формулировок параллельных прогнозов, составленных несколькими, в общем одинаково «хорошими», методами. Не имея обоснованных рекомендаций по определению в этих ситуациях окончательных формулировок, метеоролог предпочитает, как правило, пользоваться каким-либо одним (лучшим, с его точки зрения) прогностическим методом. В то же время, несовпадение формулировок параллельных прогнозов, составленных несколькими «хорошими» методами, свидетельствует о возможности получения с их помощью взаимно не перекрывающейся прогностической информации. Исследование способов реализации этой возможности и составляет основное содержание задач комплексации.

Пользуясь терминологией, принятой в теории статистических прогнозов, задачу комплексации можно сформулировать следующим образом.

Имеется статистическая выборка, полученная по результатам параллельных прогнозов некоторой характеристики y методами $M_1, M_2, \dots, M_i, \dots, M_n$. Для каждого случая выборки определены значения векторов первичных и вторичных прогностических признаков* X_i и Z_i , формулировки прогнозов Φ ($i=1, 2, \dots, n$) и осуществившееся значение y . Требуется разработать рекомендации по оптимальному использованию комплексов $X = X_1 \cup X_2 \cup \dots \cup X_n$; $Z = Z_1 \cup Z_2 \cup \dots \cup Z_n$; $\Phi = \Phi_1 \cup \Phi_2 \cup \dots \cup \Phi_n$ в оперативной прогностической практике.

Предположим, что выборка включает N случаев, т. е. nN прогнозов. Естественно, что получение статистически обоснованных рекомендаций по комплексации требует достаточно больших N . К сожалению, как показано Н. А. Багровым [1], при комплексации многофазовых прогнозов создание испытательных выборок минимально необходимого объема практически невозможно. Поэтому в дальнейшем ограничимся рассмотрением простейших ситуаций; когда прогнозируется осуществление одной из двух взаимно исключающих фаз y : y_1 и y_2 (например, «гроза» или «без грозы») — такие прогнозы принято называть альтернативными.

Возможность удовлетворительного решения задач комплексации для таких ситуаций с привлечением сравнительно небольших по объему испытательных выборок была обоснована в работе [2] и подтверждена на примере комплексации альтернативных прогнозов дневных гроз и радиационных туманов [2, 3, 4, 7, 9].

Предложенный в [2] алгоритм предусматривает два варианта комплексации категорических формулировок альтернативных прогнозов: «параллельную» комплексацию, когда оптимальный комплекс привлекаемых методов имеет постоянный состав (и прогнозы этими методами могли разрабатываться одновременно, параллельно), и «последовательную» комплексацию, когда формирование комплексов производится последовательными шагами с учетом формулировок прогнозов, полученных на предыдущем шаге, и рекомендации представляются в виде графа комплексации.

Для определения оптимальных составов комплексов в указанных работах применялась стандартная процедура просеивания информации с контролем результатов на материале независимой выборки [7] и проверкой «нулевых гипотез» методом Монте-Карло [2, 5].

В работе А. С. Дегтярева [7] была выполнена сравнительная оценка эффективности комплексации первичных, вторичных прогностических признаков и формулировок прогнозов гроз. Для комплексации прогностических признаков использовались методы дискриминантного и регрессионного анализа. По данным [7], из

* Примерами вторичных признаков являются параметры конвекции — в задачах прогноза гроз, температура туманообразования — в задачах прогноза туманов и дымок и т. п.

рассмотренных вариантов решения задачи наиболее эффективной является последовательная комплексация формулировок прогнозов.

При реализации алгоритмов комплексации особое внимание должно быть обращено на выбор критерия эффективности комплексации. Некоторые соображения по этому вопросу применительно к комплексации прогнозов общего назначения можно найти в работе [4]. Для сравнения различных вариантов комплексации специализированных прогнозов в [3] предложено использовать в качестве критерия нормированные суммарные затраты потребителя прогностической информации Q , выраженные через пороговую вероятность осуществления прогнозируемого явления p^* . В отличие от элементов платежной матрицы величина p^* сравнительно просто может быть получена на основании экспертных оценок [3, 7].

Стратегия использования прогностической информации, основанная на использовании пороговой вероятности, формулируется следующим образом: план действий, рассчитанный на осуществление данного погодного явления, принимается, если указанная в прогнозе его вероятность p больше пороговой, в противном случае принимается план, рассчитанный на отсутствие этого явления. Для сравнительной оценки эффективности комплексации разрабатывается (с использованием избранного алгоритма комплексации) серия вероятностных прогнозов явления и определяется количество ошибок «пропуска явления» (явление осуществилось при $p < p^*$) n_1 и ошибок «ложной тревоги» (явление не осуществилось при $p > p^*$) n_2 , после чего по формуле

$$Q = n_1 + \frac{p^*}{1 - p^*} n_2 \quad (1)$$

находятся суммарные затраты потребителя. Оптимальным признается вариант комплексации, обеспечивающий минимальное значение $Q - Q_{\min}$.

По формуле (1) для той же выборки могут быть рассчитаны суммарные затраты Q_0 , соответствующие использованию одного лучшего из рассматриваемых методов, и определена величина относительного уменьшения затрат $\frac{Q_0 - Q_{\min}}{Q_0}$, характеризующая окончательную эффективность комплексации.

В качестве примера можно указать, что для последовательной комплексации прогнозов дневных гроз в районе Москвы это уменьшение, по данным [7], составило: при $p^* = 0,250 - 26,9\%$, при $p^* = 0,290 - 30,2\%$ и при $p^* = 0,167 - 29,3\%$. В общем аналогичные результаты были получены при комплексации формулировок прогнозов гроз для района Киева, туманов для района Дальнего Востока, территории ГДР и прогнозов других погодных явлений в некоторых пунктах.

Во всех названных примерах комплексировались формулировки прогнозов, полученные на основании постоянных, «стандартных» пороговых значениях вторичных прогностических признаков ($k^*=30$ для прогнозов «по Вайтину», $k^*=0$ для прогнозов «по Фатееву» и т. д.). Однако естественно ожидать, что эффективность комплексации специализированных прогнозов может быть повышена, если при определении комплекслируемых формулировок пороговые значения признаков будут оптимизированы в соответствии с заданной величиной p^* . О перспективности такого подхода свидетельствуют расчеты изменения затрат Q при оптимизации порогового значения критерия Вайтинга, приведенные в [6]. Так при $p^*=0,25$ использование оптимального порогового значения критерия ($k=26$) вместо стандартного ($k^*=30$) приводит к уменьшению затрат примерно на 25%.

В этой же работе рассмотрена возможность дополнительного повышения эффективности прогнозов и их комплексов за счет оптимизации параметров прогностических формул, основанной на учете заданной вероятности p^* .

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. О комплексном методе прогноза погоды. — «Метеорология и гидрология», 1962, № 4, с. 14—22.
2. Волконский Ю. Н. Комплексация альтернативных прогнозов. — В сб.: Применение статистических методов в метеорологии. Л., Гидрометеоздат, 1977, с. 167—171.
3. Волконский Ю. Н. Комплексация альтернативных прогнозов. — В сб.: Проблемы авиационной метеорологии. Изд. ЛПИ, 1976, вып. 61, с. 18—27. (ЛГМИ).
4. Волконский Ю. Н. Об оценке эффективности комплексации альтернативных прогнозов погоды. — В сб.: Метеорологические прогнозы. Изд. ЛПИ, 1978, вып. 68, с. 81—82. (ЛГМИ).
5. Волконский Ю. Н. Об использовании метода Монте-Карло при статистической обработке архивного материала в прогностических целях. — В сб.: Авиационная и космическая метеорология. Изд. ЛПИ, 1977, вып. 64, с. 24—28. (ЛГМИ).
6. Волконский Ю. Н., Дегтярев А. С. Использование регрессионных методов при разработке вероятностных авиационных прогнозов погоды. — В сб.: Метеорологические прогнозы. Изд. ЛПИ, 1978, вып. 68, с. 55—59. (ЛГМИ).
7. Дегтярев А. С. Комплексация альтернативных прогнозов в интересах метеорологического обеспечения авиации. Автореф. дисс. на соиск. учен. степени канд. физ.-мат. наук. Л., ВИКИ, 1979, 16 с.
8. Пономаренко С. И., Лебедева Н. В., Чистяков А. Д. Методические указания. Оценка способов прогноза гроз и рекомендации по их использованию. Л., Гидрометеоздат, 1971, 57 с.
9. Репинская Р. П., Воротницкая А. В. О комплексации универсальных альтернативных прогнозов. — Метеорология и гидрология, 1976, № 1, с. 16—23.

В. А. РЕМЕНСОН, Д. В. ФИНОГЕЕВ (ВИКИ)

К ПРОБЛЕМЕ СВЕРХКРАТКОСРОЧНОГО АВИАЦИОННОГО ПРОГНОЗА ПОГОДЫ

Обеспечение безопасности и регулярности полетов и экономичности работы авиационного транспорта — важнейшие задачи, стоящие перед Аэрофлотом. Ни одна из них не может считаться удовлетворительно решенной без учета влияния метеорологических условий на деятельность авиации. В первую очередь это относится к учету опасных для авиации явлений погоды: низкой облачности, ограниченной видимости, сильных ветров, шквалов, гроз, кучево-дождевой облачности, ливней, смерчей, гололеда, интенсивной турбулентности, сильного обледенения летательных аппаратов (ЛА).

В отличие от других отраслей народного хозяйства для обеспечения авиационного транспорта решающее значение имеют краткосрочные специальные прогнозы погоды и особенно «сверхкраткосрочные прогнозы».

Хотя последний термин еще не нашел применения в оперативной практике метеорологического обеспечения (этим и объясняется использование кавычек), по нашему мнению, во временном масштабе краткосрочного прогноза целесообразно специально выделить интервал от нескольких минут до 1—2 часов. Этому интервалу соответствуют процессы микро- и мезомасштаба, размеры которых имеют порядок $10^1 + 10^5$ м, что выдвигает качественно новые требования к теории прогнозирования, характеристикам метеорологической аппаратуры для получения исходных данных, методике измерений, размещению аппаратуры, построению системы сбора, обработки и распространения информации.

Для прогнозирования большинства из рассмотренных выше явлений погоды в интересах авиации необходимо дальнейшее развитие теории пограничного слоя, теории конвекции и гравитационных волн.

Получение исходной информации в интересах прогноза явлений микро-и мезомасштаба сопряжено с созданием автоматизированных мезосетей станций наблюдения, расстояние между которыми должно составлять несколько километров, а периодичность

измерений метеорологических величин — несколько десятков секунд. Естественно, что создание таких сетей возможно только вокруг крупных аэропортов. В качестве альтернативы можно пойти и по пути разработки аппаратуры для дистанционных измерений метеовеличин с существенно улучшенными техническими характеристиками по сравнению с существующими штатными техническими средствами метеослужбы.

Как известно [6], наибольших успех в последние годы достигнут в области краткосрочных прогнозов погоды общего назначения, оправдываемость которых на сроки от 12 до 24 часов приближается к 90%, что примерно на 30% выше оправдываемости инерционных прогнозов.

Значительные успехи достигнуты и при разработке прогнозов опасных для авиации явлений погоды, связанных с мезометеорологическими процессами. Так, например, для штормовых ветров оправдываемость локальных прогнозов достигает 75—80%, для ливней, гроз и шквалов — 65—70%. Гораздо скромнее успехи в области прогнозирования явлений, на которые оказывают влияние процессы микромасштаба. К таким явлениям в первую очередь относятся высота нижней границы облаков и метеорологическая дальность видимости. Не случайно, что для этих явлений до сих пор основным методом прогноза служит инерционный метод.

Кратко рассмотрим один из возможных подходов к решению проблемы сверхкраткосрочного прогноза элементов погоды на примере разработки моделей прогноза для высоты нижней границы низких облаков в интересах метеорологического обеспечения безопасности взлета и посадки ЛА.

Для прогнозирования высоты нижней границы облаков (ВНГО) можно использовать как гидродинамические модели прогноза, так и физико-статистические модели. Каждому из этих видов моделей прогноза присущи свои достоинства и недостатки.

Безусловным достоинством гидродинамических моделей прогноза низкой облачности является возможность установления четких количественных связей между множеством факторов, влияющих на формирование облачности, и изменением ее границ с течением времени. Основная трудность в практической реализации этого направления исследований на данном этапе связана с большими экономическими затратами на создание учащенной сети станций наблюдения, оборудования их каналами связи и, что не менее важно, со значительными усилиями по совершенствованию теории пограничного слоя атмосферы и разработкой адекватных прогностических моделей, описывающих процессы мезо- и микромасштаба. Даже при условии создания дорогостоящей учащенной сети станций наблюдения, как показали эксперименты в районе аэропорта Атлантик-сити (штат Нью-Джерси, США), отсутствие надежных гидродинамических моделей прогноза мезопроцессов не позволяет получить ощутимого улучшения оправдываемости прогнозов по сравнению с инерционным методом.

Определенным достоинством физико-статистических методов прогноза является возможность суммарного учета влияющих факторов на формирование облачности и ее изменение со временем. К сожалению, при этом физическая сторона процесса не проявляется столь очевидно, как при гидродинамических методах прогноза.

При физико-статистическом подходе к прогнозированию ВНГО возможны два направления исследований. Одно из них связано с построением уравнений регрессии, учитывающих основные факторы, приводящие к формированию низкой облачности. Большинство авторов используют именно этот подход для решения данной проблемы [4, 15]. Второе направление связано с учетом предыстории процесса изменения только прогнозируемой величины [1, 8, 11]. Покажем потенциальные возможности этого направления на примере разработки сравнительно простых моделей прогноза ВНГО по данным учащенных наблюдений за высотой облаков только в пункте прогноза.

Задача статистического прогноза ВНГО по данным учащенных наблюдений в одном пункте сводится к следующему. Пусть имеется упорядоченная во времени последовательность измерений ВНГО за несколько равноотстоящих друг от друга моментов времени Δt . Эти моменты перенумеруем целыми числами $0, 1, 2, \dots, t_0$. Тогда сами измерения ВНГО образуют временной ряд $h_0, h_1, h_2, \dots, h_{t_0}$. Для простоты предположим, что рассматривается стационарный случайный гауссов процесс $h(t)$, хотя, как будет показано ниже, это ограничение накладывать и не обязательно. После t_0 сведений о процессе нет. Необходимо предсказать значение процесса $\hat{h}(t_0+l)$ в момент времени t_0+l .

Прошлые и текущие значения ВНГО будем называть «предысторией» или периодом основания прогноза, интервал времени предыстории $(\Delta t \cdot t_0)$ — ретроспективным участком прогнозирования или временем ретроспекции, а период времени, на которое разрабатывается прогноз $(\Delta t \cdot l)$ — периодом упреждения [7].

Прогностическая модель выбирается на основе анализа статистической структуры рассматриваемого процесса и оценки ошибок прогнозирования различных конкурирующих методик таким образом, чтобы средний квадрат ошибки прогноза $\bar{\delta}^2(t)$ был минимальным.

Если принять, что математическое ожидание ВНГО $m_h=0$, то выражение для среднего квадрата ошибки прогноза будет иметь вид

$$\bar{\delta}^2(l) = [h(t_0+l) - \hat{h}(t_0+l)]^2, \quad (1)$$

где $h(t_0+l)$ и $\hat{h}(t_0+l)$ — фактические и прогностические значения ВНГО.

Для прогноза на сроки от нескольких минут до 1—1,5 часов в синоптической практике чаще всего используется инерционный прогноз («ступенчатая экстраполяция» или «экстраполяция нулевого порядка») [3].

В этой модели прогноза предсказанное значение не зависит от времени упреждения l , а предыстория представлена последним значением $h(t_0)$, вероятностные характеристики процесса не учитываются.

Средний квадрат ошибки для инерционного прогноза определяется по формуле

$$\overline{\delta^2}(l) = 2[\sigma_h^2 - R(l)], \quad (2)$$

где σ_h^2 — дисперсия значения $h(t)$; R_l — ковариационная функция ВНГО.

Средний квадрат ошибки растет от нуля при $l = 0$ и $R(0) = \sigma_h^2$ до $2\sigma_h^2$ при $l = \infty$. Последнее условие, как показали специально проведенные нами исследования для различных типов облачности, выполняется на интервале времени 1—1,5 часа.

В работе [1] предложена модель прогноза ВНГО на 1—2 часа, исходя из предположения, что процесс изменения ВНГО является марковским.

В этом случае алгоритм прогноза ВНГО предполагает, что в момент времени разработки прогноза t_0 известно отклонение процесса от математического ожидания m_h , а также имеются сведения о нормированной корреляционной функции $r(l)$. Тогда прогноз осуществляется по формуле

$$\hat{h}(t_0 + l) = m_h + r(l)[h(t_0) - m_h]. \quad (3)$$

Средний квадрат ошибки прогноза по модели (4) с использованием лишь одной точки предыстории зависит от l и определяется по соотношению

$$\overline{\delta^2} = \sigma_h^2[1 - r^2(l)]. \quad (4)$$

Сравнивая формулы (2) и (4) можно заметить, что при малых l , когда $r(l)$ близко к 1, предсказанные значения $\hat{h}(t_0 + l)$, так же как и при прогнозе по инерционной модели, мало отличаются от последнего измерения $h(t_0)$. При $l \rightarrow \infty$ (а точнее при $l \simeq 1 \div 1,5$ часам) $\overline{\delta^2}(\infty) \rightarrow \sigma_h^2$.

Таким образом, для всех l статистический сверхкраткосрочный прогноз, разработанный даже по одной точке предыстории $h(t_0)$ в среднем лучше инерционного прогноза, так как его $\overline{\delta^2}(l)$ меньше.

Естественно предположить, что увеличение периода ретроспекции, т. е. привлечение для прогноза двух, трех и более точек предыстории может уменьшить ошибку прогноза ВНГО.

Здесь следует оговориться о предельных возможностях расширения периода предыстории. Эти возможности ограничены, так как чем больше интервал между временем измерения и разработки прогноза, тем менее статистически связаны между собой значения $h(t)$. В работе [12] приводятся рекомендации по определению соотношений между периодом ретроспекции и периодом упреждения, в соответствии с которыми для уверенного применения статистических методов необходимо, чтобы отношение числа временных интервалов Δt в периоде ретроспекции к числу таких же интервалов в периоде упреждения было не менее пяти.

Выбор статистических методов для прогноза ВНГО по данным учащенных наблюдений производится на основе анализа классификационных признаков объекта прогнозирования, к которым относятся: природа объекта прогнозирования, масштаб явления, его сложность, степень детерминированности, характер изменения во времени (статистическая структура) и степень информационной обеспеченности [9].

Анализ статистической структуры высоты нижней границы низких облаков ($h \leq 300$ м), выполненный по данным обработки 374 временных реализации ВНГО общим объемом свыше 20 000 15-минутных измерений за 10-летний период в аэропорту Внуково и 2-летний период в аэропорту Пулково позволил сделать вывод, что временный ряд $h(t)$ можно представить в виде суммы

$$h(t) = H(a, t) + u(t), \quad (5)$$

где $H(a, t)$ — детерминированная последовательность, которую можно назвать систематической составляющей или трендом: $u(t)$ — случайная последовательность, подчиняющаяся некоторому вероятностному закону.

Применение методики выбора методов прогноза, принятой в теории прогнозирования [9] для такого объекта, каким является ВНГО с учетом ее статистической структуры, позволило из всего многообразия прогностических методов остановиться на двух из них: авторегрессионном и экспоненциального сглаживания (экстраполяция с дисконтированием). Комбинированное рассмотрение возможностей использования указанных методов имеет то преимущество, что позволяет по-разному описать изменение временного ряда (5).

В экстраполяционном методе экспоненциального сглаживания последовательные измерения ВНГО рассматривают как результат независимых случайных отклонений $u(t)$ от некоторой функции, представляющей собой тренд $H(a, t)$, причем значения $u(t)$ не коррелированы в различные моменты времени (белый шум), не зависят от времени, имеют математическое ожидание, равное нулю, а дисперсию, равную некоторому постоянному значению.

Задача прогноза этим методом сводится к математическому описанию тренда в виде полинома на основе имеющихся на ретроспективном участке измерений, которые взвешиваются с экспонен-

для полинома второго порядка

$$\left. \begin{aligned} h(t) &= a_0(t) + a_1(t) \cdot t + \frac{1}{2} a_2(t) \cdot t^2, \\ \hat{a}_0(t) &= 3 J^{(1)}(t) - 3 J^{(2)}(t) + J^{(3)}(t), \\ \hat{a}_1(t) &= \frac{\alpha}{2(1-\alpha)^2} [(6-5\alpha) J^{(1)}(t) - 2(5-4\alpha) J^{(2)}(t) + \\ &\quad + (4-3\alpha) J^{(3)}(t)], \\ \hat{a}_2(t) &= \frac{\alpha^2}{1-\alpha^2} [J^{(1)}(t) - 2J^{(2)}(t) + J^{(3)}(t)]. \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

В простейшем случае в качестве начальных условий для сглаживающих функций (8) можно взять значение ВНГО в первой точке ретроспективного периода, тогда

$$J^{(1)}(0) = J^{(2)}(0) = J^{(3)}(0) = h(t_0 - p). \quad (12)$$

Рассчитанные по соотношениям (9—11) коэффициенты полиномов для момента времени t_0 затем используются при составлении соответствующих экстраполяционных формул для прогноза на t шагов вперед ($t = t_0 + l$):

$$\left. \begin{aligned} \hat{h}(t_0 + l) &= \hat{a}_0(t_0), \\ \hat{h}(t_0 + l) &= \hat{a}_0(t_0) + \hat{a}_1(t_0)l, \\ \hat{h}(t_0 + l) &= \hat{a}_0(t_0) + \hat{a}_1(t_0)l + \frac{1}{2} \hat{a}_2(t_0)l^2. \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

В методе авторегрессии влияние временного параметра проявляется в случайной составляющей $u(t)$, а сам ряд рассматривается как стационарный случайный процесс. При построении модели авторегрессии делается предположение, что на участке ретроспекции измерение h_1 имеет некоторое распределение с нулевым средним, а h_1 и h_2 имеют совместное распределение, совпадающее с совместным распределением случайных величин h_1 и $\rho h_1 + u_2$, где u_2 не зависит от h_1 и имеет нулевое математическое ожидание. Совместное распределение $h_1, h_2, \dots, h_{t-1}, h_t$ для $t=3, 4, \dots, t_0$ полагают таким же, как совместное распределение $h_1, h_2, \dots, h_{t-1}, \rho h_{t-1} + u_t$. Здесь также случайная величина u_t не зависит от $h_1, h_2, \dots, h_{t-1}$ и имеет нулевое математическое ожидание. Если распределения $u_2, u_3, \dots, u_{t_0}$ совпадают, а распределение h_1 выбрано надлежащим образом, то последовательность $h(t)$ образует процесс авторегрессии

$$h(t) = \rho h(t-1) + u(t). \quad (14)$$

Уравнение (14) является стохастическим разностным уравнением процесса авторегрессии первого порядка.

Процесс авторегрессии второго порядка получается, если берут совместное распределение $h_1, h_2, \dots, h_{t-1}, h_t$ таким же, как совместное распределение $h_1, h_2, h_{t-1}, \rho_1 h_{t-1} + \rho_2 h_{t-2} + u_t$. Здесь u_t тоже не зависит от $h_1, h_2, \dots, h_{t-1}$; $t=3, 4, \dots, t_0$, а распределения h_1 и h_2 выбираются надлежащим образом.

В метеорологии редко используются модели авторегрессии выше второго порядка.

Трудность использования моделей авторегрессии для прогнозирования временных рядов ВНГО связана с тем, что эти ряды, как правило, нестационарны, и это заставляет представлять их в виде кусочно-стационарных моделей или использовать разности значений высоты облаков, полученные путем вычитания каждого предыдущего значения из последующих и построения моделей авторегрессии для полученного разностного ряда.

Свободен от ограничения по стационарности класс малопараметрических моделей временных рядов, предложенный Дж. Боксом и Г. Дженкинсом [2]. Этот класс моделей представляет собой объединенные модели «авторегрессии — скользящего среднего», которые имеют вид:

$$\begin{aligned} (1 - \Phi_1 C^1 - \Phi_2 C^2 - \dots - \Phi_p C^p) \Delta^d h(t) = \\ = (1 - \theta_1 C^1 - \theta_2 C^2 - \dots - \theta_q C^q) u(t), \end{aligned} \quad (15)$$

где $\Phi_1, \Phi_2, \dots, \Phi_p$ — параметры авторегрессии $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_q$ — параметры скользящего среднего; C^p и C^q — операторы сдвига назад порядка p и q соответственно ($p=q=1$ — сдвиг назад на один шаг по отношению к текущему моменту времени, $p=q=2$ — сдвиг назад на два шага и т. д.); Δ^d — разностный оператор степени d ($\Delta^1 h(t) = h(t) - h(t-1)$; $\Delta^2 h(t) = \Delta[\Delta h(t)] = \Delta h(t) - \Delta h(t-1) = h(t) - 2h(t-1) + h(t-2)$ и т. д.; $h(t)$ — текущее значение временного ряда; $u(t)$ — белый шум.

При идентификации модели авторегрессии вида (15) для целей прогноза ВНГО использовались рассчитанные по совокупностям реализации 15-минутных наблюдений за высотой автокорреляционные и частные автокорреляционные функции [2].

Вид автокорреляционных функций ВНГО, которые плавно затухают, оставаясь положительными в течение 1—1,5 часов, дает основание считать, что параметры скользящего среднего имеют нулевой порядок ($q=0$).

Значения частных автокорреляционных функций захутают после второй задержки, а это означает, что величина порядка параметров авторегрессии не должна быть больше двух ($p \leq 2$). С учетом этого, соотношение (15) принимает вид

$$(1 - \Phi_1 C^1 - \Phi_2 C^2) h(t) = u(t) \quad (16)$$

или в разностной форме

$$h(t) = \Phi_1 h(t-1) + \Phi_2 h(t-2) + u(t). \quad (17)$$

Подбор параметров моделей прогнозирования, используемых в каждом методе (Φ_1 и Φ_2 — в моделях авторегрессии, α — в модели экспоненциального сглаживания и число членов в ретроспективном периоде), осуществлялся на основе анализа девяти совокупностей выборок, сформированных в зависимости от сезона года (теплый сезон с апреля по сентябрь, холодный сезон с октября по март), типа синоптической обстановки, формирующей облачность (облачность ТФ или окклюзии по типу ТФ, облачность ХФ или окклюзии по типу ХФ, внутримассовая облачность), типа облачности (слоистодождевая и разорванно-дождевая, слоистая и разорванно-слоистая), среднего значения ВНГО на периоде ретроспекции ($h < 100$ м, $100 \text{ м} \leq h < 200$ м, $200 \text{ м} \leq h \leq 300$ м).

Оказалось, что параметры моделей зависят от принадлежности к соответствующему классу. Оправдываемость прогнозов улучшалась, если первоначальный временной ряд сглаживался по трем или пяти точкам с использованием метода скользящего среднего, что позволяло предварительно исключить высокочастотные составляющие колебаний ВНГО.

Более подробно модели авторегрессии и экстраполяции с дискантированием рассмотрены в работах [8, 11].

Общим для применения обоих методов прогноза является предположение о сохранении постоянства тенденции развития процесса, найденной на ретроспективном участке, в течение всего периода упреждения.

Проверка рассмотренных моделей прогноза на независимом материале (по методике, изложенной в работе [5] показала, что оправдываемость методических прогнозов для всех рассмотренных ситуаций существенно выше оправдываемости инерционных прогнозов (от 12 до 25% для периода упреждения в 15—30 минут и от 7 до 15% для периода в 45—60 минут), при этом для средней высоты нижней границы на ретроспективном участке до 200 м на период упреждения в 1 час, при ошибке прогноза ± 30 м, оправдываемость прогнозов превышала 90%, что соответствует требованиям ВМО к качеству авиационных прогнозов погоды [10]. Для облачности холодных фронтов, особенно в диапазоне высот 200—300 м, оправдываемость прогнозов снижается до 75 ÷ 80% в зависимости от периода упреждения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович К. Г. Анализ изменчивости высоты нижней границы облаков и ее прогноз на срок до 1—2 часов. Методическое письмо ОМОА ГУГМС № 3, 1969, с. 26—33.
2. Бокс Дж. Дженкинс Г. Анализ временных рядов. Прогноз и управление. М., «Мир», 1974, вып. 1, 406 с.

3. Ефимов А. Н. Предсказание случайных процессов. М., «Знание». Серия математика, кибернетика. 1976, № 3, с. 14—20.
 4. Иванов В. Х. Способы расчета и прогноза основных метеорологических характеристик и явлений погоды. Изд-во МГУ, 1978, с. 96—116.
 5. Методические указания по проведению оперативных испытаний новых методов гидрометеорологических прогнозов. Л., Гидрометеониздат, 1977, с. 68—71.
 6. Петросянц М. А. Служба погоды и перспективы ее развития. — В сб.: Проблемы современной гидрометеорологии. Л., Гидрометеониздат, 1977, с. 52—81.
 7. Прогностика. Терминология. М., «Наука», 1978, вып. 92. 31 с.
 8. Ременсон В. А., Финогеев Д. В. О применении экспоненциального сглаживания для прогнозирования высоты нижней границы облаков по данным учтенных наблюдений в одном пункте. — в сб.: Метеорологические прогнозы. Изд ЛПИ, 1978, вып. 68, с. 60—67. (ЛГМИ).
 9. Саркисян С. А. Теория прогнозирования и принятия решения. М., «Высшая школа» 1977. 351 с.
 10. Технический регламент ВМО, т. 2. Метеорологическое обслуживание авиации. Женева, 1973, с. 109.
 11. Финогеев Д. В. Прогноз высоты нижней границы облачности на срок до 1 часа. Методическое письмо МГАМЦ. М., Гидрометеониздат, 1978, № 16, с. 15—17.
 12. Четыркин Е. М. Статистические методы прогнозирования. М., «Статистика», 1975. 113 с.
 13. Brown R. G., Meger R. F. The fondamental theorem of exponential smoothing. — «Operational research», 1961, vol. 9, N 5, p. 673—687.
 14. Brown R. G. Smoothing, forecasting and prediction of discreate time series. Englewood Cliffs, (N. I.), Prentice—Hall, 1963, p. 248.
 15. Parent L. E., Rose M. F. Real-time operational forecast Guidance using statistical—dynamical methods. Third conference on probability and statistics in atmospheric scince, June 19—22, 1973, Boulder, Colorado, p. 44—46.
-

К. В. КОНДРАТОВИЧ (ЛГМИ)

КОМПЛЕКСНАЯ МЕТОДИКА ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ПОГОДЫ ПО РАЙОНУ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

В течение 1960—1979 гг. В ЛГМИ проводились исследования, нацеленные на создание эффективных методов долгосрочного метеорологического прогноза большой заблаговременности по акватории Северной Атлантики и морей северного бассейна. Современная служба долгосрочных прогнозов погоды обеспечивает регулярное составление сезонных прогнозов лишь по ограниченному числу континентальных районов, причем в содержание прогнозов не включено барическое поле.

ГМЦ СССР составляет месячные прогнозы погоды по акватории Северной Атлантики с заблаговременностью 10—20 дней. Исследования, выполненные на кафедре метеорологических прогнозов ЛГМИ автором и его коллегами И. А. Бауманом, А. И. Савичевым, С. И. Савченко, обеспечивают в методическом отношении регулярное составление долгосрочных метеорологических прогнозов по акватории атлантического региона с заблаговременностью от 1 до 5 месяцев. Научная направленность исследований связана с развитием основных представлений и методов ведущих отечественных школ долгосрочного метеорологического прогноза Б. П. Мультановского — С. Г. Пагавы и Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса.

Еще в 1932 г. Б. П. Мультановский указал на перспективность изучения «линейных переносов над северной половиной Атлантического океана» и их влияния «на систему европейских осей» [2, 15]. Анализ сборных карт демаркационных линий привел Мультановского к выводу о существовании значительных колебаний атлантической циркуляции и ее связи с макропроцессами в районе Гренландского, Норвежского и Баренцева морей. Тогда же было установлено наличие двух существенно различных режимов атлантической циркуляции, названных «гольфстримным» и «антигольфстримным». К сожалению, дальнейшие исследования в этом направлении были затруднены отсутствием полноценного архива карт погоды по атлантическому региону и после кончины

Б. П. Мультановского в 1938 г. существенного развития не получили [2].

Большое методическое значение для нашей работы имели исследования атмосферной циркуляции на основе системы количественных оценок воздушных переносов, представленные в публикациях А. Л. Каца [7]. В наших работах система индексов циркуляции была расширена и дополнена, что обеспечило проведение надежного количественного анализа макрометеорологических процессов в атлантическом секторе северного полушария и исследование их связи с термикой деятельного слоя океана [3, 9, 12, 14]. Исходными материалами для количественной оценки воздушных переносов, воздухообмена и циклонической деятельности послужили ежедневные карты погоды за 1900—1978 гг.

В исследованиях ЛГМИ использованы также общие положения и методические приемы анализа макрометеорологических процессов, развитые научной школой Вангенгейма—Гирса [6, 16]. При этом имели место и варианты непосредственного распространения метода ААНИИ [6], и новые способы использования в прогностическом и диагностическом плане каталога форм атмосферной циркуляции Г. Я. Вангенгейма [8, 10, 14].

В качестве основной рабочей гипотезы, определяющей специфику и научную направленность исследований ЛГМИ, использовано представление о «Северо-Атлантическом колебании». Это представление было выдвинуто Д. Уокером и получило развитие в работах В. В. Шулейкина, Я. Бьеркнеса, А. И. Дуванина и других исследователей.

Анализ макрометеорологических процессов атлантического сектора по материалам за 70 лет, выполненный на основе целого комплекса количественных оценок атмосферной циркуляции и использования современных методов математической статистики, позволил уточнить и конкретизировать представление о северо-атлантическом колебании и выявить большое число синхронных и асинхронных связей. Этим были заложены основы нового направления в методах долгосрочной синоптической метеорологии и расширены возможности применения статистических, особенно авторегрессионных методов долгосрочного прогноза. Наличие длительных тенденций развития атмосферных макропроцессов в Северной Атлантике обеспечило построение эффективных схем долгосрочного метеорологического прогноза.

Барическое поле прогнозируется как тип среднемесячного барического поля, диагноз которого основан на использовании балловых оценок аномалий месячного давления и количественных оценок интенсивности циклоническо-антициклонической деятельности [10, 11, 14]. Каталог типов барического поля (ТБП) и соответствующие диагностические положения опубликованы в работах [10, 14], где представлена типизация по материалам 1901—1970 гг. Здесь приводится каталог ТБП за 1971—1976 гг. (табл. 1).

Таблица 1

Каталог типов барического поля Северной Атлантики за 1971 — 1976 гг.

Год	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1971	П ₂	П ₁	П ₂	И ₁	П ₁	П ₂	И ₂	П ₁	Г ₁	И ₁	И ₂	И ₂
1972	И ₁	И ₁	П ₁	И ₁	И ₁	П ₁	И ₂	Г ₂	Г ₂	И ₁	И ₁	И ₁
1973	Г ₁	П ₁	П ₁	И ₂	П ₁	П ₁	Г ₁	И ₁	И ₁	Г ₁	И ₂	И ₂
1974	П ₁	Г ₁	П ₁	Г ₁	И ₁	И ₁	П ₁	П ₂	И ₂	Г ₁	П ₂	П ₁
1975	Г ₂	Г ₁	Г ₁	И ₂	Г ₁	И ₂	П ₁	Г ₁	И ₂	П ₂	П ₁	И ₂
1976	П ₁	П ₁	П ₁	И ₂	И ₁	И ₁	И ₂	И ₁	И ₂	И ₁	Г ₁	П ₂

Кратко рассмотрим схемы прогноза барического поля и температуры воздуха, включенные в комплексную методику ЛГМИ. Оценка эффективности схем прогноза типа барического поля в Северной Атлантике, предикторами в которых являются крупные аномалии давления в одном из шести районов в одном из месяцев, предшествующих прогнозируемому, производится с помощью статистической энтропии ($\Theta = -\sum p_i \ln p_i$). Эффективными считались указания, обеспечивающие снижение неопределенности прогноза по сравнению с климатологическим прогнозом не менее, чем на 0,5 бит. Энтропия климатологического прогноза типа барического поля представлена в заключительной строке табл. 2.

Таблица 2

Повторяемость типов барического поля (в %) и энтропия климатологического прогноза (Θ_k) по данным 1901 — 1970 гг.

ТБП	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
П ₁	39	18	17	24	19	28	35	21	15	28	24	26
И ₁	15	17	9	12	13	11	9	19	11	15	24	24
Г ₁	9	20	22	18	14	9	6	12	14	18	8	13
П ₂	20	24	35	20	31	32	22	20	19	15	13	15
И ₂	11	10	11	12	14	16	17	16	19	9	18	11
Г ₂	6	11	6	14	9	4	11	12	22	15	13	11
Θ_k	2,31	2,50	2,35	2,54	2,33	2,31	2,35	2,54	2,55	2,51	2,47	2,50

Рассмотрим два указанные вида предикторов, первый из которых — крупные аномалии давления — призван обеспечить учет регионального макропроцесса — «Северо-Атлантического колебания», а второй — макропроцесса на большей части полушария (в атлантико-евразийском секторе). На рис. 1 и 2 приведены гистограммы эффективных прогностических указаний на 12 календарных месяцев для двух видов предикторов. Как уже отмечалось, прогностическое указание считалось эффективным, если снижало климатологическую энтропию не менее, чем на 0,5 бит: $\Delta \leq \Delta_k - 0,5$.

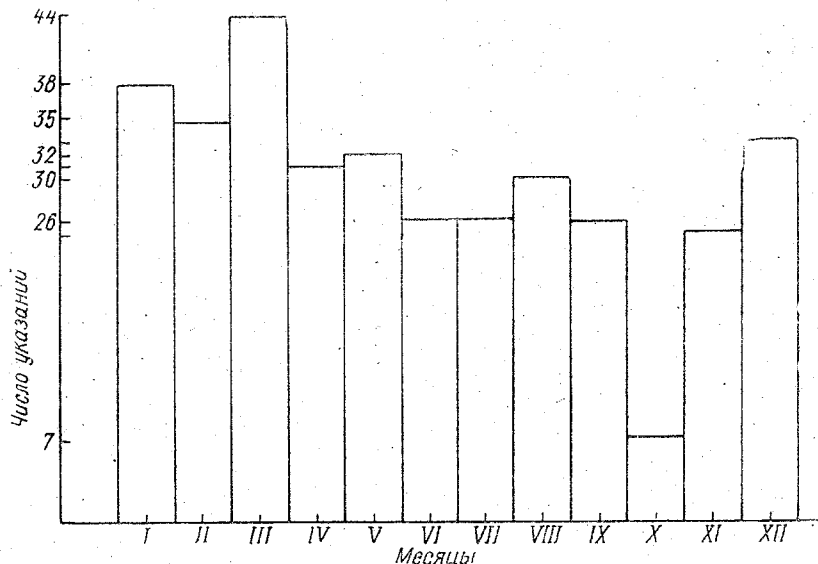


Рис. 1. Гистограмма эффективных прогностических указаний о ТБП в данном календарном месяце. Предиктор — крупные аномалии давления в одном из предшествующих месяцев.

Наибольшее число прогностических указаний дали крупные аномалии давления в марте (44 указания); их заблаговременность от 1 до 5 месяцев, т. е. позволяет получить информацию об атмосферной циркуляции в Северной Атлантике с апреля по август. Довольно много указаний дает учет крупных аномалий давления и в другие зимние месяцы: в январе — 38, в феврале — 35, в декабре — 33. Информативен данный тип предиктора также и в весенние месяцы (апрель 31 указание, май — 32).

Данное обстоятельство может быть объяснено тем, что формирование крупных аномалий давления в указанные месяцы происходит в период усиления процессов взаимодействия атмосферы и деятельного слоя океана и аномалий давления косвенно харак-

теризуют крупномасштабные особенности процессов взаимодействия. Примечательно, что аномалии давления в октябре дали всего семь эффективных прогностических указаний. Не лишним будет напомнить, что и опыт применения авторегрессионных схем прогноза аномалий температуры воды на разрезах Баренцева моря указывает на сравнительно худшую предсказуемость в октябре [14]. Именно в октябре обычно начинается новый крупномасштабный процесс взаимодействия и структура барического поля еще «не согласована» в термическом отношении с деятельным слоем океана. Вследствие этого эффективность прогноза барического поля и термики моря в октябре ниже, чем в другие месяцы. Лучше других месяцев обеспечен прогноз барического поля на май (44 указания). Месяцы теплого полугодия имеют от 28 до 39 эффективных указаний. Барическое поле зимних месяцев является более трудным объектом прогноза: 22—25 прогностических указаний.

Поскольку в качестве предикторов использованы крупные аномалии в шести различных районах Северной Атлантики, представляет интерес сравнить эффективность этого типа предиктора по районам. Наиболее информативными оказались отрицательные аномалии в Восточном районе — по 40 эффективных указаний.

Макросиноптический анализ показывает, что отрицательные аномалии давления в Гренландском районе формируются при наличии очага циклонической деятельности у южной оконечности Гренландии. Положительные аномалии в Восточном районе имеют место при локализации в районе Британских островов мощных малоподвижных антициклонов.

В целом наиболее информативным является Исландский район, крупные аномалии обоих знаков дали 73 эффективных прогностических указания, а также Восточный район — 70 указаний. Лишь немного уступают им Северный и Гренландский районы (по 67 указаний). Меньше прогностической информации дали аномалии давления в Азорском районе (58) и особенно в Западном районе (34 указания).

Интересно отметить, что Западный район информативен главным образом для апреля, мая, июня и июля и практически ничего не дает для прогноза на месяцы холодного времени года. При прогнозе на январь наиболее информативными являются положительные аномалии в Восточном районе, при прогнозе, на март — отрицательные аномалии в том же районе.

Другой ряд прогностических указаний получен при использовании в качестве предикторов определенных сочетаний чисел дней с формами атмосферной циркуляции Г. Я. Вангенгейма, т. е. группировки месяцев по сочетанию $N_E N_W N_C$ [12]. Как указывалось, диагноз определенного сочетания констатирует наличие определенных особенностей крупномасштабной атмосферной циркуляции почти на всем северном полушарии.

Как видно на гистограмме рис. 2 данный тип предиктора обеспечивает получение значительного числа эффективных прогностических указаний и в том числе для месяцев холодного полугодия. Наибольшее число указаний получено для октября и ноября (47 и 44), по 35 указаний выявлено для августа, сентября и декабря. Для периода с апреля по июль рассматриваемый вид предиктора несколько менее эффективен: от 24 до 28 указаний на каждый месяц.

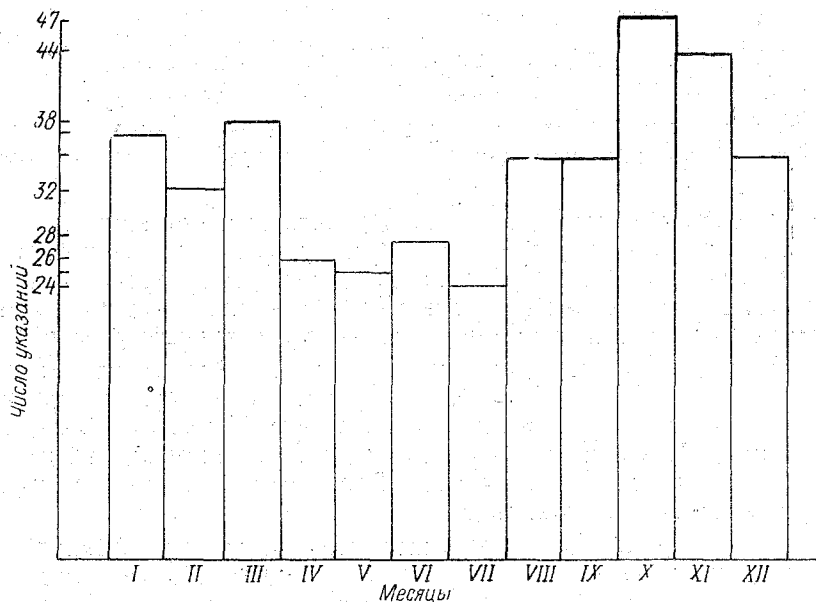


Рис. 2. Гистограмма эффективных прогностических указаний о ТБП в данном календарном месяце. Предиктор — определенное сочетание чисел с формами атмосферной циркуляции ($N_E N_W N_C$).

Таким образом лишь на пути комплексного использования обоих видов предикторов возможно обеспечить регулярное составление прогноза типа барического поля. Но в целях повышения эффективности и заблаговременности прогноза ТБП желательно использовать и другие методические приемы.

Как показано в работе [14], целесообразным является и включение в комплексную методику групп однородного развития макропроцессов (гомологов циркуляции), полученных на основе метода ААНИИ. Фоновые гомологи ААНИИ обеспечивают получение целого ряда эффективных прогностических указаний с заблаговременностью от 1 до 9 месяцев в период с января по октябрь. Эти гомологи получены А. А. Гирсом и широко используются при составлении оперативных прогнозов погоды по поляр-

ным районам и в качестве дополнительных указаний при составлении месячных и сезонных прогнозов ГМЦ СССР [6].

А. И. Савичевым в ЛГМИ получены атлантические гомологи циркуляции, обеспечивающие составление прогноза барического поля и температуры воздуха на следующий месяц с нулевой заблаговременностью [14, 16]. Оценки независимых прогнозов, а также составление опытных прогнозов в оперативных условиях показали, что данный подход обеспечивает составление эффективных прогнозов на следующий месяц, причем успешной оказалась и попытка детализации прогноза на месяц по периодам однородной циркуляции.

В работе [14] приведены данные, показывающие целесообразность использования гомологов циркуляции в комплексе с другими схемами прогноза.

Заметим, что предложенный нами вариант комплексации различных схем прогноза самым существенным образом отличается от способа комплексации прогнозов, применяемого несколько лет назад в ГМЦ СССР по предложению Ю. Б. Храброва. Способ Храброва является вариантом осреднения нескольких прогнозов, наш способ заключается в выборе оптимального прогностического решения, призванного обеспечить максимальное снижение неопределенности прогнозирования. Соответствующие оценки статистической энтропии уточняют, какое прогностическое указание наиболее эффективно в данных конкретных условиях, когда известны основные особенности предшествующего развития атмосферных макропроцессов и речь идет о прогнозе на определенный календарный месяц. Расчеты статистической энтропии по всем схемам прогноза, включенным в комплексную методику, позволяют более полно учесть индивидуальные особенности прогнозируемого макропроцесса и использовать возможности выбора аналогичных макропроцессов из синоптического архива.

Понятно, что индивидуальные особенности макропроцесса не будут учтены, если наряду с синоптическими схемами в комплекс включить расчетные алгоритмы, полученные на основе гидродинамических или статистических схем прогноза. В ЛГМИ получены и испытаны на независимых материалах за 15—20 лет эффективные схемы прогноза аномалий давления и температуры воздуха на месяц и сезон, разработанные на основе представлений о «Северо-Атлантическом колебании» и авторегрессионных моделей [1, 9, 11, 14].

Указанные схемы эффективны лишь при прогнозе на следующий месяц или сезон, а оценки статистической энтропии получены по всему ряду независимых испытаний и, следовательно, не учитывают индивидуальных особенностей прогнозируемого макропроцесса.

Результаты макросиноптического и статистического анализа атмосферной циркуляции в атлантическом регионе были использованы при разработке физико-статистических схем прогноза

барического поля на 3, 6, 9 дней по Северной Атлантике и на 3—6 дней по району Средиземноморья. Получены схемы прогноза барического поля, которые не уступают лучшим отечественным гидродинамическим схемам прогноза на трое суток.

Представляется перспективным дальнейшее развитие метода ЛГМИ по пути разработки расчетных и синоптических схем прогноза на основе использования материалов многолетнего синоптического архива и архива метеорологических данных на магнитных лентах. Актуальной является задача организации испытаний методики ЛГМИ в оперативных условиях в одном из ведущих прогностических центров страны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алехин Ю. М., Кондратович К. В., Гвоздева В. Г. Динамико-статистический метод прогнозирования и его практическое применение. — Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна. Мурманск, 1968, вып. 12. с. 123—138.
2. Аристов Н. А., Блюмина Л. И. Развитие синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды школы Б. П. Мультановского за 50 лет. — «Труды ГМЦ», 1969, вып. 43, с. 3—22.
3. Бауман И. А., Кондратович К. В., Савичев А. И. Некоторые особенности воздушных переносов на уровне моря в Северной Атлантике по данным карт погоды за 60 лет. — «Труды ЛГМИ», 1975, вып. 53, с. 3—62.
4. Бауман И. А. К прогнозу аномалий средней месячной температуры воздуха в центральных районах Северной Атлантики. — «Труды ЛГМИ», 1975, вып. 53, с. 97—104.
5. Бауман И. А. О прогнозе аномалий средней месячной температуры воздуха для районов Северной Атлантики синоптико-статистическим способом. — «Межведомственный сборник», изд. ЛПИ, 1976, вып. 60, с. 36—44 (ЛГМИ).
6. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л., Гидрометеониздат, 1974. 487 с.
7. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы в долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеониздат, 1968, 204 с.
8. Кондратович К. В. Современное состояние долгосрочного метеорологического прогнозирования и перспективы использования динамико-статистического метода. — «Труды ЛГМИ», 1975, вып. 56, с. 50—60.
9. Кондратович К. В., Савченко С. И. Взаимный спектральный анализ индексов атмосферной циркуляции над различными районами Северной Атлантики. — «Труды ЛГМИ», 1975, вып. 56, с. 22—28.
10. Кондратович К. В. Прогноз месячных аномалий давления и типа барического поля в районе Северной Атлантики. — «Труды ЛГМИ», 1975, вып. 53, с. 63—96.
11. Кондратович К. В., Савченко С. И. Длительные тенденции в изменении атмосферной циркуляции и погоды в Северной Атлантике и задача долгосрочного прогноза погоды. — «Труды ЛГМИ», 1975, вып. 53, с. 111—123.
12. Кондратович К. В. Классификации макрометеорологических процессов и их использование для учета воздействия атмосферы на гидрологический режим. — «Межведомственный сборник», изд. ЛПИ, 1976, вып. 58, с. 63—82. (ЛГМИ).

13. Кондратович К. В. К вопросу о разработке единой классификации синоптических процессов. — «Межведомственный сборник», изд. ЛПИ, 1976, вып. 60, с. 5—12. (ЛГМИ).
 14. Кондратович К. В. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы в Северной Атлантике. Л., Гидрометеиздат, 1977. 184 с.
 15. Мультиановский Б. П. Основные положения синоптического метода долгосрочного прогноза погоды. М., изд. ЦУЕГМС, 1933. 139 с.
 15. Савичев А. И. Прогноз барического поля по району Северной Атлантики в месяцы переходных сезонов на основе учета особенностей развития макропроцессов над северным полушарием. — «Труды ЛГМИ», 1975, вып. 53, с. 105—110.
-

Б. Д. ПАНИН (ЛГМИ), А. А. МАКОСКО (ВИКИ)

О ВАРИАЦИОННО-РАЗНОСТНОЙ ФОРМЕ УРАВНЕНИЙ ДВИЖЕНИЯ, УДОВЛЕТВОРЮЩЕЙ ИНТЕГРАЛЬНОМУ ЗАКОНУ

В последние годы заметно повысился интерес к вариационным методам математической физики. Однако при использовании вариационных методов Ритца, Галеркина, Трефца и других встречаются определенные трудности, связанные с построением пробных базисных функций. В данной работе для построения уравнений в разностной форме используется специальная конструкция пробных функций, отличных от нуля в пределах некоторых небольших областей, принадлежащих всей области определения решения [2].

Рассмотрим систему уравнений

$$\sum_{p=1}^3 b_p \frac{\partial V_q}{\partial x_p} = f_q \quad (q=1, 2, 3) \text{ в } D \quad (1)$$

с граничными условиями: $V_q=0$ на ∂D ,

где V_q — компоненты вектора $\bar{V}$; q — число компонент вектора $\bar{V}$; x_p — независимые переменные; b_p, f_q — некоторые функции x_p , которые будут определены ниже; D — область определения решения; ∂D — внешняя граница области решения.

Как известно, оператор данной системы не является самосопряженным и положительно определенным. Следовательно, для решения системы уравнений (1) целесообразно применять проекционный метод Галеркина.

В ряде работ [1, 2, 3] показано, что последовательные приближения к решению $\bar{V}^h$ будут сходиться к точному решению $\bar{V}$, если пространство F , в котором строится решение системы (1), выбрать в виде пространства Соболева $\hat{W}_2$. Это пространство состоит из дифференцируемых функций пространства $L_2(D)$, обращающихся в нуль на границе ∂D , со скалярным произведением

$$(f, g) = \int_D f(x) g(x) dx. \quad (2)$$

Для решения системы уравнений (1), следуя Г. И. Марчуку [2], построим подпространства $F_h \subset W_2(D)$.

Будем считать, что D — область трехмерного Евклидова пространства, объединяющая конечное число трехмерных прямоугольных параллелепипедов $\{\tilde{D}_i\}$ и пусть $\tilde{D} = \{x_i; a_i \leq x_i \leq b_i\}$ ($i=1, 2, 3$) — параллелепипед минимального объема, содержащий $\tilde{D}_i$ (стороны D , параллельны координатным плоскостям). Тогда для каждого i ($1 \leq i \leq 3$) на отрезке $[a_i, b_i]$ оси x_i можно построить одномерную сетку

$$a_i = x_{i,0} < x_{i,1} < \dots < x_{i,N_i} < x_{i,N_i+1} = b_i \quad (i=1, 2, 3)$$

и определить пространственную сетку D^h как совокупность точек $x_h = (x_{1,k_1}, x_{2,k_2}, x_{3,k_3})$, принадлежащих области D ($1 \leq k_i \leq N_i$) для $i=1, 2, 3$ (k_i — номера узлов сетки по оси x_i).

Если на каждой одномерной сетке ввести набор одномерных базисных функций

$$\omega_{i,k_i}(x_i) = \begin{cases} \frac{x_i - x_{i,k_i-1}}{x_{i,k_i} - x_{i,k_i-1}}, & \text{если } x_i \in [x_{i,k_i-1}, x_{i,k_i}], \\ \frac{x_i - x_{i,k_i+1}}{x_{i,k_i} - x_{i,k_i+1}}, & \text{если } x_i \in [x_{i,k_i}, x_{i,k_i+1}], \\ 0 & \text{— в противном случае,} \end{cases}$$

$$(k_i = 1, \dots, N_i; i = 1, 2, 3),$$

то систему функций

$$\omega_h(x) = \prod_{i=1}^3 \omega_{i,k_i}(x_i), \quad x_h \in D^h, \quad k = (k_1, k_2, k_3) \quad (3)$$

можно выбрать как базис пространства кусочно-линейных функций

$$F_h \subset \tilde{W}_2^1(D).$$

Приближения к решению $\vec{V}^h$ будем искать в виде

$$\vec{V}^h = \sum_{(x_i, y_j, z_m) \in D^h} \vec{V}_{i,j,m} \cdot \omega_{i,j,m}, \quad (4)$$

где, согласно (3), $\omega_{i,j,m} = \omega_i \cdot \omega_j \cdot \omega_m$, $i(k) = \frac{x_1}{\Delta x_1}$, $j(l) = \frac{x_2}{\Delta x_2}$

$m(n) = \frac{x_3}{\Delta x_3}$; $\Delta x_1, \Delta x_2, \Delta x_3$ — шаг сетки по осям x_1, x_2, x_3 .

В соответствии с методом Галеркина умножим систему уравнения (1), приведенную к одному векторному уравнению, на $\omega_{i,j,m}$ и, пользуясь соотношениями (2) и (4), получим алгебраическую систему

$$A \vec{V} = \vec{g}, \quad (5)$$

где $\vec{V}$ и $\vec{g}$ — векторы с компонентами $\{V_{k,l,n}\}$ и $\{g_{k,l,n}\}$; соответственно $g_{k,l,n} = \int_D f \omega_{k,l,n} dD$. Элементы $\{a_{k,l,n}^{i,j,m}\}$ матрицы A вычисляются по формуле

$$\begin{aligned} a_{k,l,n}^{i,j,m} &= \int_D \left[b_1 \frac{\partial \omega_{i,j,m}}{\partial x} + b_2 \frac{\partial \omega_{i,j,m}}{\partial y} + b_3 \frac{\partial \omega_{i,j,m}}{\partial \xi} \right] \omega_{k,l,n} dD = \\ &= \int_D \left[b_1 \frac{\partial \omega_i}{\partial x} \omega_j \omega_m \omega_k \omega_l \omega_n + b_2 \frac{\partial \omega_j}{\partial y} \omega_i \omega_m \omega_k \omega_l \omega_n + \right. \\ &\quad \left. + b_3 \frac{\partial \omega_m}{\partial \xi} \omega_i \omega_j \omega_k \omega_l \omega_n \right] dD. \end{aligned} \quad (6)$$

Нетрудно видеть, что $a_{k,l,n}^{i,j,m} = 0$, если выполнено хотя бы одно из неравенств:

$$|i - k| > 1; |j - l| > 1; |m - n| > 1.$$

Приведем окончательные значения элементов $\{a_{k,l,n}^{i,j,m}\}^*$, предполагая, что сетка в плоскости $X_1 O X_2$ (XOY) регулярна с шагом h , а по вертикальной оси x_3 (ξ) шаг равен d ;

$$1) a_{k,l,n}^{k,l,n} = 0,$$

$$2) a_{k,l,n}^{k,l+1,n} = \frac{2}{9} b_2 h d,$$

$$3) a_{k,l,n}^{k,l-1,n} = -\frac{2}{9} b_2 h d,$$

$$4) a_{k,l,n}^{k-1,l+1,n} = -\frac{b_1 h d}{18} + \frac{b_2 h d}{18},$$

$$5) a_{k,l,n}^{k+1,l+1,n} = \frac{b_1 h d}{18} + \frac{b_2 h d}{18},$$

$$6) a_{k,l,n}^{k+1,l-1,n} = \frac{b_1 h d}{18} - \frac{b_2 h d}{18},$$

* Пример расчета $a_{k,l,n}^{k-1,l+1,n-1}$ рассмотрен в приложении.

$$7) a_{h-1, l, n}^{h, l, n} = -\frac{b_1 h d}{b_3 h^2} + \frac{18}{b_3 h^2},$$

$$8) a_{h, l-1, n}^{h, l, n} = -\frac{b_1 h d}{b_3 h^2} + \frac{18}{b_3 h^2},$$

$$9) a_{h+1, l, n}^{h, l, n} = \frac{b_1 h d}{b_3 h^2} + \frac{18}{b_3 h^2},$$

$$10) a_{h, l+1, n}^{h, l, n} = \frac{b_2 h d}{b_3 h^2} + \frac{18}{b_3 h^2},$$

$$11) a_{h-1, l+1, n+1}^{h, l, n} = -\frac{b_1 h d}{b_3 h^2} + \frac{72}{b_2 h d} + \frac{72}{b_3 h^2},$$

$$12) a_{h-1, l-1, n+1}^{h, l, n} = -\frac{b_1 h d}{b_2 h d} - \frac{72}{b_2 h d} + \frac{72}{b_3 h^2},$$

$$13) a_{h-1, l-1, n-1}^{h, l, n} = -\frac{b_1 h d}{b_2 h d} - \frac{72}{b_2 h d} - \frac{72}{b_3 h^2},$$

$$14) a_{h-1, l+1, n-1}^{h, l, n} = -\frac{b_1 h d}{b_2 h d} + \frac{72}{b_2 h d} - \frac{72}{b_3 h^2},$$

$$15) a_{h+1, l+1, n+1}^{h, l, n} = \frac{b_1 h d}{b_2 h d} + \frac{72}{b_2 h d} + \frac{72}{b_3 h^2},$$

$$16) a_{h+1, l+1, n-1}^{h, l, n} = \frac{b_1 h d}{b_2 h d} + \frac{72}{b_2 h d} - \frac{72}{b_3 h^2},$$

$$17) a_{h-1, l, n}^{h, l, n} = -\frac{9}{2} b_1 h d,$$

$$18) a_{h+1, l, n}^{h, l, n} = \frac{9}{2} b_1 h d,$$

$$19) a_{h, l, n+1}^{h, l, n} = \frac{9}{2} b_3 h^2,$$

$$20) a_{h, l, n-1}^{h, l, n} = -\frac{9}{2} b_3 h^2,$$

$$21) a_{h-1, l-1, n}^{h, l, n} = -\frac{b_1 h d}{b_2 h d} - \frac{18}{b_2 h d},$$

$$22) a_{h-1, l, n-1}^{h, l, n} = -\frac{b_1 h d}{b_2 h d} - \frac{18}{b_3 h^2},$$

$$23) a_{k, l, n}^{k, l-1, n-1} = -\frac{b_2 h d}{18} - \frac{b_3 h^2}{18},$$

$$24) a_{k, l, n}^{k+1, l, n-1} = \frac{b_1 h d}{18} - \frac{b_3 h^2}{18},$$

$$25) a_{k, l, n}^{k, l+1, n-1} = \frac{b_2 h d}{18} - \frac{b_3 h^2}{18},$$

$$26) a_{k, l, n}^{k+1, l-1, n+1} = \frac{b_1 h d}{72} - \frac{b_2 h d}{72} + \frac{b_3 h^2}{72},$$

$$27) a_{k, l, n}^{k+1, l-1, n-1} = \frac{b_1 h d}{72} - \frac{b_2 h d}{72} - \frac{b_3 h^2}{72},$$

$$28) \int_D f \cdot \omega_{k, l, n} \cdot dD = h^2 \cdot d \cdot f.$$

При вычислении элементов матрицы A предполагалось, что значения функций f , b_1 , b_2 , b_3 являются постоянными в пределах одного шага сетки.

С учетом вышеизложенного дифференциальное уравнение типа (1) в разностной форме имеет вид

$$\begin{aligned} & \frac{4}{9} \frac{b_1}{h} \left[\frac{1}{2} (V_{k+1, l, n} - V_{k-1, l, n}) + \frac{1}{8} (V_{k+1, l+1, n} + V_{k+1, l-1, n} + \right. \\ & + V_{k+1, l, n+1} + V_{k+1, l, n-1} - V_{k-1, l+1, n} - V_{k-1, l-1, n} - V_{k-1, l, n+1} - \\ & - V_{k-1, l, n-1}) + \frac{1}{32} (V_{k+1, l+1, n+1} + V_{k+1, l+1, n-1} + V_{k+1, l-1, n+1} + \\ & + V_{k+1, l-1, n-1} - V_{k-1, l+1, n+1} - V_{k-1, l-1, n+1} - V_{k-1, l+1, n-1} - \\ & \left. - V_{k-1, l-1, n-1}) \right] + \frac{4}{9} \frac{b_2}{h} \left[\frac{1}{2} (V_{k, l+1, n} - V_{k, l-1, n}) + \right. \\ & \frac{1}{8} (V_{k, l+1, n+1} + V_{k, l+1, n-1} + V_{k+1, l+1, n} + V_{k-1, l+1, n} - V_{k, l-1, n+1} - \\ & - V_{k, l-1, n-1} - V_{k+1, l-1, n} - V_{k-1, l-1, n}) + \frac{1}{32} (V_{k+1, l+1, n+1} + \\ & + V_{k-1, l+1, n+1} + V_{k+1, l+1, n-1} + V_{k-1, l+1, n-1} - V_{k+1, l-1, n+1} - \\ & - V_{k-1, l-1, n+1} - V_{k+1, l-1, n-1} - V_{k-1, l-1, n-1}) \left. \right] + \\ & + \frac{4}{9} \frac{b_3}{d} \left[\frac{1}{2} (V_{k, l, n+1} - V_{k, l, n-1}) + \frac{1}{8} (V_{k, l+1, n+1} + V_{k, l-1, n+1} + \right. \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + V_{k+1, l, n+1} + V_{k-1, l, n+1} - V_{k, l+1, n-1} - V_{k, l-1, n-1} - V_{k+1, l, n-1} - \\
& - V_{k-1, l, n-1} + \frac{1}{32} (V_{k+1, l+1, n+1} + V_{k+1, l-1, n+1} + V_{k-1, l+1, n+1} + \\
& + V_{k-1, l-1, n+1} - V_{k+1, l+1, n-1} - V_{k+1, l-1, n-1} - V_{k-1, l+1, n-1} - \\
& - V_{k-1, l-1, n-1}) \Big] = f. \quad (7)
\end{aligned}$$

Покажем одно из возможных приложений полученной разностной формы.

Рассмотрим в качестве примера уравнения движения в изобарической системе координат:

$$\frac{du}{dt} - lv = - \frac{\partial \Phi}{\partial x}; \quad (8)$$

$$\frac{dv}{dt} + lu = - \frac{\partial \Phi}{\partial y}. \quad (9)$$

Обозначения здесь общепринятые.

Пользуясь соотношением (2), умножим уравнения (8) и (9) на u и v соответственно. Сложив результаты, получим

$$\int_D \frac{d}{dt} \left(\frac{u^2 + v^2}{2} \right) dD = - \int_D \left(u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) dD. \quad (10)$$

Введя обозначение для кинетической энергии $K = \frac{u^2 + v^2}{2}$, из (10) имеем

$$\int_D \frac{\partial K}{\partial t} dD = - \int_D \left(u \frac{\partial K}{\partial x} + v \frac{\partial K}{\partial y} + \omega \frac{\partial K}{\partial \xi} + u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) dD. \quad (11)$$

Уравнение (11) представим в виде

$$\int_D \frac{\partial K}{\partial t} dD = - \int_D [\operatorname{div} (K \vec{V}) + \operatorname{div}_{xy} (\Phi \vec{V})] dD, \quad (12)$$

где $\operatorname{div}_{xy} (\quad)$ — оператор, действующий только в плоскости XOY .

Уравнение (12) легко преобразуется к виду

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\int_D K dD \right) = - \left(\oint_{(S)} K V_n dS + \iint_{(S_{xy})} \Phi V_n dS_{xy} \right), \quad (13)$$

где V_n — нормальная составляющая вектора $\vec{V}$ к границе; S — замкнутая поверхность, ограничивающая объем интегрирования; S_{xy} — поверхность интегрирования в плоскости XOY .

Если использовать граничные условия типа

$$V_n|_r=0, \quad (14)$$

то правая часть уравнения (13) обращается в нуль.

Следовательно,

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\int_D K dD \right) = 0, \quad (15)$$

т. е. кинетическая энергия в объеме D будет сохраняться. Если построить конечно-разностные формы уравнений (8), (9), для которых будет выполняться условие (15), то, как показано рядом авторов (Аракава, Лилли, Брайен, Фишер и т. д.), удастся обеспечить вычислительную устойчивость.

В данном случае для этого необходимо добиться, чтобы

$$\int_D \operatorname{div} (K \vec{V}) dD = \oint_{(S)} K V_n dS = 0. \quad (16)$$

С этой целью умножим обе части уравнения (5) на $V_{h,i,m}$ в каждой точке сетки. Тогда выражение (7) по-прежнему будет являться решением уравнения (5), левая часть которого уже будет иметь вид, аналогичный выражению (16).

Если принять, что $b_1=u$, $b_2=v$, $b_3=\omega$ постоянны в пределах шага сетки, то, очевидно, выражение (7) будет доставлять функционалу (16) стационарное значение (минимум) и одновременно будет удовлетворять уравнениям (8) и (9). Разумеется для решения уравнений (8) и (9) к ним необходимо присоединить уравнения, замыкающие систему.

ЛИТЕРАТУРА

1. Годунов С. К., Рябенский В. С. Разностные схемы. М., «Наука», 1977, с. 327—361.
2. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики. М., «Наука», 1977, с. 63—114.
3. Михлин С. Г., Смолицкий Х. Л. Приближенные методы решения дифференциальных и интегральных уравнений М., «Наука», 1965, с. 188—334.



ПРИЛОЖЕНИЕ

$$\begin{aligned}
 & a_{k, l, n}^{k-1, l+1, n-1} \int_{\xi_{n-1}}^{\xi_n} d\xi \int_{y_l}^{y_{l+1}} dy \int_{x_{k-1}}^{x_k} dx \left[b_1 \frac{\partial \omega_{k-1}}{\partial x} \omega_k \cdot \omega_l \cdot \omega_{l-1} \cdot \omega_{n-1} \cdot \omega_n + \right. \\
 & \left. + b_2 \frac{\partial \omega_{l+1}}{\partial y} \omega_l \cdot \omega_k \cdot \omega_{k-1} \cdot \omega_n \omega_{n-1} + b_3 \frac{\partial \omega_{n-1}}{\partial \xi} \omega_n \cdot \omega_k \cdot \omega_{k-1} \cdot \omega_l \cdot \omega_{l+1} \right] = \\
 & = \int_{\xi_{n-1}}^{\xi_n} d\xi \int_{y_l}^{y_{l+1}} dy \int_{x_{k-1}}^{x_k} dx \left[b_1 \cdot \omega_l \cdot \omega_{l+1} \cdot \omega_{n-1} \cdot \omega_n \cdot \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{x - x_k}{x_{k-1} - x_k} \right) \times \right. \\
 & \times \frac{x - x_{k-1}}{x_k - x_{k-1}} + \left(b_2 \frac{\partial \omega_{l+1}}{\partial y} \omega_l \cdot \omega_n \cdot \omega_{n-1} + b_3 \frac{\partial \omega_{n-1}}{\partial \xi} \omega_n \cdot \omega_l \cdot \omega_{l+1} \right) \times \\
 & \times \frac{x - x_k}{x_{k-1} - x_k} \cdot \frac{x - x_{k-1}}{x_k - x_{k-1}} \Big] = \int_{\xi_{n-1}}^{\xi_n} d\xi \int_{y_l}^{y_{l+1}} dy \left[b_1 \cdot \omega_l \cdot \omega_{l+1} \cdot \omega_n \cdot \omega_{n-1} \times \right. \\
 & \times \left(-\frac{1}{h^2} \right) \cdot \frac{(x - x_{k-1})^2}{2} \Big|_{x_{k-1}}^{x_k} + \left(b_2 \frac{\partial \omega_{l+1}}{\partial y} \cdot \omega_l \omega_n \cdot \omega_{n-1} + \right. \\
 & \left. + b_3 \frac{\partial \omega_{n-1}}{\partial \xi} \omega_n \cdot \omega_l \cdot \omega_{l+1} \right) \cdot \left(-\frac{1}{h^2} \right) \cdot \left(\frac{(x - x_{k-1})^3}{3} \Big|_{x_{k-1}}^{x_k} - \right. \\
 & \left. - \frac{h(x - x_{k-1})^2}{2} \Big|_{x_{n-1}}^{x_n} \right) \Big] = \int_{\xi_{n-1}}^{\xi_n} d\xi \int_{y_l}^{y_{l+1}} dy \cdot \left[\left(-\frac{b_1}{2} \omega_n \cdot \omega_{n-1} + \right. \right. \\
 & \left. + \frac{b_3 h}{6} \cdot \frac{\partial \omega_{n-1}}{\partial \xi} \cdot \omega_n \right) \frac{(y - y_l)}{y_{l+1} - y_l} \cdot \frac{y - y_{l+1}}{y_l - y_{l+1}} + \\
 & \left. + \frac{b_2 h}{6} \cdot \omega_n \cdot \omega_{n-1} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{y - y_l}{y_{l+1} - y_l} \right) \cdot \frac{y - y_{l+1}}{y_l - y_{l+1}} \right] = \\
 & = \int_{\xi_{n-1}}^{\xi_n} d\xi \left[\left(-\frac{b_1}{2} \cdot \omega_n \cdot \omega_{n-1} + \frac{b_3 h}{6} \cdot \frac{\partial \omega_{n-1}}{\partial \xi} \omega_n \right) \cdot \left(-\frac{1}{h^2} \right) \times \right.
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \times \left(\frac{(y - y_l)}{3} \right) \Big|_{y_l}^{y_{l+1}} - \frac{h(y - y_l)^2}{2} \Big|_{y_l}^{y_{l+1}} + \frac{b_2 h}{6} \cdot \omega_n \cdot \omega_{n-1} \left(-\frac{1}{h^2} \right) \times \\
& \times \frac{(y - y_{l+1})^2}{2} \Big|_{y_l}^{y_{l+1}} \Big] = \int_{\xi_{n-1}}^{\xi_n} d\xi \left[\left(-\frac{b_1 h}{12} + \frac{b_2 h}{12} \right) \cdot \frac{\xi - \xi_{n-1}}{\xi_n - \xi_{n-1}} \times \right. \\
& \times \left. \frac{\xi - \xi_n}{\xi_{n-1} - \xi_n} + \frac{b_3 h^2}{36} \cdot \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\xi - \xi_n}{\xi_{n-1} - \xi_n} \right) \cdot \frac{\xi - \xi_{n-1}}{\xi_n - \xi_{n-1}} \right] = \\
& = \left(\frac{b_1 h}{12} + \frac{b_2 h}{12} \right) \cdot \left(-\frac{1}{d^2} \right) \cdot \left(-\frac{d^3}{6} \right) + \frac{b_3 h^2}{36} \left(-\frac{1}{d^2} \right) \cdot \frac{d^2}{2} = \\
& = -\frac{b_1 \cdot h \cdot d}{72} + \frac{b_2 \cdot h \cdot d}{72} - \frac{b_3 h^2}{72}.
\end{aligned}$$

— • —

А. М. БАРАНОВ (ОЛАГА)

ИССЛЕДОВАНИЕ НИЗКИХ ОБЛАКОВ И ОГРАНИЧЕННОЙ ВИДИМОСТИ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ БЕЗОПАСНОСТИ ПОЛЕТОВ В УСЛОВИЯХ, БЛИЗКИХ К МИНИМУМАМ

Низкая облачность и ограниченная видимость в ряде случаев сильно осложняет, а иногда и исключает возможность полетов самолетов и вертолетов. Анализ авиационных происшествий в странах — участницах Международной организации гражданской авиации (ИКАО) показывает, что из-за низкой облачности и ограниченной видимости имеется ряд тяжелых авиационных происшествий [7]. Для обеспечения безопасности полетов в сложных метеорологических условиях (за которые в гражданской авиации нашей страны принимаются условия с фактической погодой: высота нижней границы облаков 200 м и ниже или видимость 2000 м и менее) осуществляются необходимые меры, в том числе введены минимумы погоды. Конкретные значения высот облаков и видимости, при которых разрешается производство полетов, зафиксированы в документах, регламентирующих полеты, в том числе в руководствах по летной эксплуатации.

К настоящему времени выполнено много работ, посвященных низкой облачности и ограниченной видимости. В частности, можно назвать работы [1, 3, 5, 6, 8, 9] и др. Однако режимные характеристики высоты и видимости, соответствующие их значениям, предусмотренным минимумами современных самолетов, особенно минимумами категорий ИКАО, изучены мало. Поэтому в авиационно-климатических описаниях аэропортов данные об указанных характеристиках обычно отсутствуют.

В Академии гражданской авиации и в других организациях в последние годы проведены исследования, в определенной степени восполняющие этот пробел [2, 4 — 6]. Для некоторых аэропортов страны получены характеристики высоты облаков и дальности видимости, соответствующие их значениям, предусмотренным минимумами категорий ИКАО.

Анализ материалов инструментальных измерений видимости через каждые 15 мин по аэропорту Пулково (Ленинград) [4] при ее значениях 200 м и менее (для зимы 1529 измерений, для

лета — 341) показывает следующее. Абсолютная повторяемость указанных значений видимости равна зимой около 6%, летом — около 1%. Относительная же повторяемость существенно отличается от абсолютной.

В сложных метеорологических условиях относительная повторяемость дальности видимости при ее значении, предусмотренном для минимума первой категории (дальность видимости на ВПП равна 800 м), равна около 2%; видимость 800 м и менее составляет зимой 18%, летом — 35%, в том числе 400 м и менее — соответственно 8 и 13%. В зимнее время она ухудшается преимущественно снегопадом (повторяемость 44%), а летом — туманом (91%). При этом снегопад с непрерывной продолжительностью до 2 часов имеет повторяемость 61%, до 4 часов — 81%, более 7 часов — 3%. Туман же продолжительностью до 2 и 4 часов имеет повторяемость соответственно 64 и 80%, а продолжительностью более 7 часов за исследовавшийся период — не отмечался. Более сложные для полетов условия в отношении видимости и высоты облаков создаются зимой.

В южных районах Европейской территории СССР (ЕТС) распределение значений дальности видимости заметно отличается от распределения над Северо-Западом ЕТС (Ленинград, Пулково). Об этом свидетельствуют данные учащенных инструментальных измерений (через каждые 30 мин) дальности видимости в зимнее время 1970—1972 гг. при ее значениях 2000 м и менее (720 случаев) в аэропорту Кишинев (табл. 1). Сопоставляя данные для

Таблица 1

Повторяемость (%) различных значений ограниченной дальности видимости (в пределах до 2000 м) в аэропортах Кишинев и Пулково (1970 — 1972 гг., зима)

Аэропорт	Видимость, м															Число случаев
	до 100	101—200	201—300	301—400	401—500	501—600	601—700	701—800	801—900	901—1000	1001—1200	1201—1400	1401—1600	1601—1800	1801—2000	
Кишинев	17	10	7	6	4	2	4	1	3	1	8	7	5	10	15	720
Пулково	2	1	3	2	2	1	5	2	3	6	3	5	14	12	39	1529

Кишинева и Пулково, видим, что в аэропорту Кишинев значительно чаще, чем в Пулково, бывает дальность видимости в пределах до 100 м (соответственно 17 и 2%), а в аэропорту Пулково — дальность видимости со значениями 1800—2000 м (соответственно 15 и 39%).

Абсолютная повторяемость высот облаков в градациях, предусмотренных минимумами ИКАО, незначительна и составляет для зимы несколько процентов, а для лета — менее одного процента. Относительная повторяемость более высокая. Так, в аэропорту Кишинев за указанные годы зимой по данным 694 инструментальных измерений высоты нижней границы облаков в пределах 200 м и ниже она имела следующие значения. Облаков с высотой до 20 м не наблюдалось, что вполне естественно, поскольку в таких случаях уже по существу бывает туман. Первой градацией высоты, при которой зафиксированы низкие облака, является градация 20,1—30 м. Относительная повторяемость высоты облаков в пределах до 60 м равна 8,4%, от 60 до 30 м — 8%, ниже 30 м — всего 0,4%. Значение накопленной частности высоты облаков до 80 м составляет 16%, до 100 м — около 36%, до 120 м — 51%, до 160 м — 80%.

Низкие облака с высотой 200 м и ниже в Кишиневе зимой в каждом из трехчасовых интервалов времени суток в период от 03 до 12 ч практически равновероятны. Наименьшая вероятность отмечается во время от 21 до 24 ч (повторяемость равна 9,3%).

Режимные характеристики по высоте нижней границы облаков и ограниченной видимости в пределах, соответствующих их значениям, предусмотренным минимумами, должны включаться в авиационно-климатические описания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович К. Г. Условия образования и прогноз низких облаков. — «Труды Гидрометцентра СССР», 1973, вып. 78, с. 3—123.
2. Аднашкин В. Н., Круглов Р. А. Инструментальные методы измерения видимости на аэродромах и пути их совершенствования. — «Труды ОЛАГА», 1975, вып. 61, с. 14—20.
3. Баранов А. М. Фронтальные облака и условия полетов в них. Л., Гидрометеиздат, 1964. 238 с.
4. Баранов А. М., Аднашкин В. Н., Егорова Г. Д. Исследование ограниченной видимости для обеспечения безопасности полетов воздушных судов гражданской авиации. — «Труды ОЛАГА», 1975, вып. 61, с. 7—10.
5. Горышин В. И., Аствацауров С. Л. Некоторые статистические характеристики изменчивости горизонтальной дальности видимости. — «Труды ГГО», 1977, вып. 384, с. 13—27.
6. Мошников А. Н. Изменчивость высоты нижней границы низких облаков. — «Труды ВАУ ГА», 1971, вып. 48, с. 131—138.
7. Мошников А. Н. Роль метеорологических факторов в авиационных происшествиях (анализ данных ИКАО). — «Труды ВАУ ГА», 1971, вып. 48, с. 59—70.
8. Рацимор М. Я. Горизонтальная дальность видимости огней на взлетно-посадочной полосе. — «Труды Гидрометцентра СССР», 1970, вып. 70, с. 9—18.
9. Рубинштейн М. В. О сравнимости высот нижней границы облаков, измеренных различными способами. — «Труды Гидрометцентра СССР», 1967, вып. 7. 63 с.

П. Н. БЕЛОВ (МГУ)

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ПРОЦЕССОВ ПОДСЕТОЧНОГО МАСШТАБА В ПРОГНОСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ АТМОСФЕРЫ

1. Введение

Несмотря на значительные успехи в разработке гидродинамических методов метеорологических прогнозов, непосредственное составление и формулировка собственно прогнозов погоды по-прежнему производится синоптическим способом. При этом прогнозист опирается на прогностические карты полей давления и некоторых других метеорологических величин, рассчитываемых на ЭВМ гидродинамическими методами. Как правило, эти карты синоптиком не корректируются, хотя в исключительных случаях при наличии дополнительной информации синоптик имеет право на их уточнение.

При составлении прогноза погоды по территории, трассам или отдельным пунктам синоптик использует многочисленные синоптические правила и различные полуэмпирические соотношения. Не последнее значение при этом имеет и собственный опыт, интуиция прогнозиста. Ввиду этого составляемые синоптиком прогнозы нельзя признать объективными, а недостаточная обоснованность упомянутых правил и соотношений является одной из причин ошибок в прогнозах погоды. Однако главной причиной этого является, разумеется, недостаточная точность гидродинамического прогноза синоптической ситуации.

Существует два основных направления усовершенствования и объективизации краткосрочных прогнозов погоды. Одно из них заключается в совершенствовании прогностических моделей атмосферы путем учета дополнительных погодообразующих факторов при увеличении числа рассчитываемых метеорологических величин. При этом прогноз, полученный путем решения уравнений гидротермодинамики для крупномасштабных атмосферных процессов, далее детализируется по отдельным небольшим территориям и пунктам на основе решения уравнений гидротермодинамики для процессов мезомасштаба.

Второе направление базируется на сочетании гидродинамических прогностических моделей для крупномасштабных атмосферных процессов и статистических методов. Прогноз ряда метеорологических величин и явлений, не входящих непосредственно в гидродинамическую прогностическую модель, в этом случае получается с помощью уравнений регрессии или других статистических схем, в которых в качестве влияющих на прогноз факторов («предсказателей» или «предикторов») берутся значения метеорологических величин (или некоторых функций от них), рассчитанных на ЭВМ по гидродинамической модели.

В качестве одного из примеров такого подхода можно привести систему автоматизированного прогноза погоды, разработанную в США. В этой системе — Model Output Statistics (MOS) [14] — по данным прогноза метеорологических величин, рассчитанных по прогностической модели с полными уравнениями гидротермодинамики в σ -системе координат, с помощью уравнений регрессии или других статистических способов, вычисляются минимальные и максимальные значения температуры воздуха, величины осадков, вероятность гроз и другие метеорологические величины и явления погоды. При этом процесс прогноза полностью автоматизирован вплоть до его передачи потребителям по радио и факсимиле.

В качестве второго примера применения второго направления в усовершенствовании и объективизации метеорологических прогнозов можно указать на разработанный в СССР способ прогноза высоты нижней границы низкой облачности для отдельных пунктов [1], который также опирается на статистические методы.

Важно подчеркнуть, что при любом подходе улучшение прогноза погоды в целом возможно лишь при условии усовершенствования прогноза крупномасштабных атмосферных процессов, т. е. прогноза синоптической ситуации. В последние годы весьма четко определилось два пути такого усовершенствования.

Один из них связан с расширением учитываемых в гидродинамических прогностических моделях спектра атмосферных процессов путем улучшения пространственного разрешения прогностической сетки, что практически сводится к уменьшению шагов сетки по пространственным координатам (δs). Суть этого подхода заключается в следующем.

Для того чтобы конечно-разностные схемы уравнений гидротермодинамики могли правильно описать физический процесс с горизонтальным масштабом L' , необходимо, чтобы выполнялось следующее условие:

$$\delta s \leq L'/4.$$

Характерный горизонтальный масштаб крупномасштабных атмосферных процессов составляет около 1—2 тыс. км. Отсюда следует, что для адекватного описания крупномасштабных процессов конечно-разностными аналогами уравнений гидротермоди-

намики шаги сетки по горизонтальным координатам должны составлять не более 250—500 км. Такие шаги сетки и приняты в современных прогностических и циркуляционных моделях атмосферы.

Физические же процессы, горизонтальный масштаб которых оказывается меньше четырех шагов сетки, т. е. если $L' < 4\delta s$, в численной математической модели атмосферы оказываются неучтенными. В случае $\delta s > 250$ км к таким процессам относятся процессы, происходящие в небольших барических ложбинах и циркуляционных системах, имеющих горизонтальный масштаб порядка 200—1000 км (такие процессы условно можно назвать «подсиноптическими», являющимися промежуточными между крупномасштабными, синоптическими и мезомасштабными процессами). Уменьшение шага прогностической сетки до 25—100 км позволяет включить в модель упомянутые процессы. Это позволяет также более полно учесть эффекты планетарной орOGRAPHии.

Прогностические модели с уменьшенным шагом сетки применяются для прогнозов по отдельным регионам. Вследствие этого они иногда называются региональными. В этих моделях в качестве условий на боковых границах прогностического региона используются результаты прогноза, рассчитанного по глобальной прогностической модели или по модели для более крупного региона.

Ясно, что и в региональных моделях не могут быть непосредственно учтены процессы с горизонтальными масштабами $L' < 4\delta s$. Если, например, в региональной модели $\delta s = 25$ км, то неучтенными оказываются процессы с горизонтальным масштабом меньшим 100 км. Отсюда следует, что и в этом случае процессы микро- и мезомасштаба, в число которых входят лучистый теплообмен, атмосферная турбулентность, мезомасштабная циркуляция, конвекция и т. д., оказываются неучтенными. Некоторые из этих процессов оказывают существенное влияние на крупномасштабные атмосферные процессы, особенно при их длительном развитии.

Непосредственное включение этих процессов в прогностические модели крупномасштабных атмосферных движений не целесообразно по ряду причин. Во-первых, это потребовало бы уменьшения шагов сетки до размера менее $1/4$ характерного масштаба рассматриваемого явления и, следовательно, увеличения общего числа точек сетки до такого числа, что задача численного интегрирования уравнений модели стала бы нереальной даже при самых совершенных ЭВМ. Во-вторых, не все процессы микро- и мезомасштаба могут быть описаны с помощью точных дифференциальных уравнений.

В связи со сказанным в последние годы при разработке прогностических моделей атмосферы оформилось новое направление, которое получило название параметризации атмосферных процессов «подсеточного» масштаба [9, 13]. Целью этого направления является отыскание параметров или структурных элементов

модели атмосферы, которые рассчитываются при интегрировании прогностических уравнений и связей между этими параметрами или элементами модели с некоторыми величинами, которые отражают результирующий или суммарный эффект процессов подсчётного масштаба на крупномасштабные атмосферные процессы.

Сказанное относительно роли микро-и мезопроцессов в развитии крупномасштабных атмосферных процессов и способов их учета в прогностических моделях относится и к процессам глобального масштаба и способам их учета в моделях общей циркуляции атмосферы.

Далее будут обсуждены основные уравнения прогностических и циркуляционных моделей атмосферы, изложены основные принципы и теоретические основы параметризации и способы параметризации процессов турбулентного обмена.

Способам параметризации процессов лучистого теплообмена и конвекции будет посвящена отдельная статья.

2. Уравнения гидротермодинамики прогностических и циркуляционных моделей атмосферы

Различные варианты уравнений моделей атмосферы получают на основе исходных уравнений гидротермодинамики при тех или иных предположениях.

2.1. Квазигеострофические прогностические модели атмосферы

Эти уравнения получаются на основе исходных уравнений гидротермодинамики при использовании гипотез квазистатичности и квазигеострофичности крупномасштабных атмосферных процессов. В локальной изобарической системе координат при учете картографической проекции эти уравнения можно записать в виде [2]:

$$\left. \begin{aligned} m^2 \Delta \frac{\partial H}{\partial t} - A_g &= \frac{l^2}{g} \frac{\partial \tau}{\partial p}, \\ \frac{\partial T}{\partial t} - A_T &= \frac{c^2}{R p} \frac{\partial \tau}{\partial p} + \frac{1}{c_p \rho} \varepsilon, \\ T &= - \frac{g}{R} p \frac{\partial H}{\partial p}, \end{aligned} \right\} \quad (2.1)$$

Здесь и далее x, y, z — горизонтальные и вертикальная координаты; t — время; H — высота изобарической поверхности; T — температура; p — давление; u, v, w — горизонтальные и вертикальная составляющие скорости ветра; $\tau = dp/dt$ — аналог вертикальной скорости; ρ — плотность; g — ускорение свободного падения; R — удельная газовая постоянная сухого воздуха; c_p и c_v — удельная теплоемкость сухого воздуха при постоянном давлении и объеме

соответственно; l — параметр Кориолиса; ε — приток тепла к единице объема; m — масштабный множитель картографической проекции;

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \tau \frac{\partial}{\partial p};$$

$$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$$

— плоский оператор Лапласа;

$$c^2 = \frac{R^2 T (\gamma_a - \gamma)}{g}$$

— параметр статической устойчивости, γ и γ_a — вертикальный и сухоадиабатический градиенты температуры;

$$A_g = -m \frac{l}{g} \left(u_g \frac{\partial \Omega_g + l}{\partial x} + v_g \frac{\partial \Omega_g + l}{\partial y} \right);$$

$$A_T = -m \left(u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y} \right)$$

— величины геострофической адвекции геострофического вихря скорости и температуры соответственно;

$$u_g = -\frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial y}, \quad v_g = \frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial x}, \quad \Omega_g = \frac{g}{l} \Delta H$$

— составляющие скорости геострофического ветра и геострофическое значение вихря скорости.

Граничные условия в этих моделях принимаются в виде:

$$\left. \begin{array}{l} \text{при } p=0 \quad \tau=0, \\ \text{при } p=P \quad \tau=g\rho_1 \left(\frac{\partial H}{\partial t} - w_0 \right), \end{array} \right\} \quad (2.2)$$

где $P=1000$ мбар; ρ_1 — значение ρ при $p=P$; w_0 — вертикальная скорость при $p=P$.

Первое из этих условий отражает факт малости обмена массой между атмосферой и космосом, а второе — непроникновение воздуха сквозь земную поверхность.

При реализации квазигеострофических прогностических моделей параметризуются величины w_0 и ε .

2.2. Прогностические и циркуляционные модели с полными уравнениями гидротермодинамики в изобарической системе координат

Уравнения горизонтального движения, статики, неразрывности, притока тепла и влаги с учетом картографических проекций при сохранении измеренных значений горизонтальных составляющих ветра записываются в виде [2]:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \tau \frac{\partial u}{\partial p} &= -mg \frac{\partial H}{\partial x} + lv + F_x, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \tau \frac{\partial v}{\partial p} &= -mg \frac{\partial H}{\partial y} - lu + F_y, \\ T &= -\frac{g}{l} p \frac{\partial H}{\partial p}, \quad m \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial \tau}{\partial p} = 0, \\ \frac{\partial T}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - \frac{c^2}{Rp} \tau &= \frac{1}{c_p \rho} \varepsilon \end{aligned} \right\} \quad (2.3)$$

(или в случае потенциальной температуры

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \tau \frac{\partial \theta}{\partial p} &= \left(\frac{P}{p} \right)^\lambda \frac{1}{c_p \rho} \varepsilon, \\ \frac{\partial q}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} \right) + \tau \frac{\partial q}{\partial p} &= \frac{1}{\rho} \varepsilon_q, \end{aligned}$$

где F_x и F_y — составляющие силы турбулентной вязкости по осям x и y , отнесенные к единице массы; q — удельная влажность; ε_q — приток влаги к единице объема; $\theta = T (P/p)^\lambda$ — потенциальная температура, $\lambda = (c_p - c_v)/c_p$.

В качестве условий на верхней и нижней границах атмосферы принимаются

$$\left. \begin{aligned} \text{при } p = 0 \quad \tau &= 0, \\ \text{при } p = P \quad \tau &= g \rho_1 \left[\frac{\partial H}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right) - w_0 \right]. \end{aligned} \right\} \quad (2.4)$$

В неадиабатических моделях, кроме того, на нижней границе атмосферы принимается условие теплового баланса подстилающей поверхности

$$\text{при } z = 0 \quad R - H + B - LQ = 0, \quad (2.5)$$

где R — радиационный баланс подстилающей поверхности (разность между нисходящими и восходящими потоками коротковолновой (солнечной) и длинноволновой (земной) радиации (R — положительно при его направлении вниз)); H — турбулентный поток тепла (H — положительно при направлении потока вверх); B — поток тепла между подстилающей поверхностью и глубинными слоями почвы или воды (B — положительно при направлении

потока вверх); L — теплота конденсации; Q — поток влаги, обусловленный испарением (Q — положительно) или конденсацией (Q — отрицательно).

В случае водной поверхности уравнение теплового баланса дополняется еще членом, описывающим поток тепла, обусловленный горизонтальным движением воды.

Заметим, что уравнение теплового баланса может быть записано для любой поверхности в атмосфере $z = \text{const}$ ($p = \text{const}$); в этом случае из рассмотрения исключается член B .

В уравнениях (2.3) параметризуются члены F_x , F_y , ε , ε_q , а в уравнении теплового баланса (2.5) — R , N , Q или все его члены.

2.3. Прогностические и циркуляционные модели с полными уравнениями гидротермодинамики в σ -системе координат

В σ -системе в качестве вертикальной координаты принимается переменная $\sigma = p/p_s$, где $p_s = p_s(x, y, t)$ — давление на земной поверхности. Уравнения горизонтального движения, статики, неразрывности, притока тепла и влаги записываются в виде [2]:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} &= -mg \frac{\partial H}{\partial x} + lv + \\ &+ g \frac{\sigma}{p_s} \frac{\partial H}{\partial \sigma} \frac{\partial p_s}{\partial x} + F_x, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} &= -mg \frac{\partial H}{\partial y} - lv + \\ &+ g \frac{\sigma}{p_s} \frac{\partial H}{\partial \sigma} \frac{\partial p_s}{\partial y} + F_y, \\ T &= -\frac{g}{R} \sigma \frac{\partial H}{\partial \sigma}, \\ \frac{\partial p_s}{\partial t} + m \left(\frac{\partial u p_s}{\partial x} + \frac{\partial v p_s}{\partial y} \right) + \frac{\partial \dot{\sigma} p_s}{\partial \sigma} &= 0, \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \dot{\sigma} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} &= \frac{1}{c_p \rho} \frac{\theta}{T} \varepsilon, \\ \frac{\partial q}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} \right) + \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} &= \frac{1}{\rho} \varepsilon_q, \\ \text{где} \quad \dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt} &= \frac{\partial \sigma}{\partial t} + u \frac{\partial \sigma}{\partial x} + v \frac{\partial \sigma}{\partial y} + w \frac{\partial \sigma}{\partial z} = \\ &= \frac{1}{p_s} \left\{ \tau - \sigma \left[\frac{\partial p_s}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial p_s}{\partial x} + v \frac{\partial p_s}{\partial y} \right) \right] \right\}, \end{aligned} \right\} \quad (2.6)$$

На верхней и нижней границах атмосферы принимаются условия

$$\text{при } \sigma = 0 \text{ и } \sigma = 1 \quad \sigma = 0. \quad (2.7)$$

На земной поверхности, кроме того, принимается условие теплового баланса в виде (2.5). В уравнениях (2.6) параметризуются величины F_x , F_y , ε и ε_q , а в уравнении теплового баланса — величины R , H , Q или все его члены.

3. Основные принципы и теоретические основы параметризации процессов подсеточного масштаба

Рассмотрим вначале вопрос о параметризации силы турбулентного обмена. Как известно, эта сила, отнесенная к единице массы, в векторной форме выражается в виде

$$\vec{F} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \vec{\tau}_x}{\partial x} + \frac{\partial \vec{\tau}_y}{\partial y} + \frac{\partial \vec{\tau}_z}{\partial z} \right),$$

где вектора:

$$\vec{\tau}_x = \tau_{xx} \vec{i} + \tau_{xy} \vec{j} + \tau_{xz} \vec{k},$$

$$\vec{\tau}_y = \tau_{yx} \vec{i} + \tau_{yy} \vec{j} + \tau_{yz} \vec{k},$$

$$\vec{\tau}_z = \tau_{zx} \vec{i} + \tau_{zy} \vec{j} + \tau_{zz} \vec{k}$$

— напряжения турбулентного трения (напряжения Рейнольдса), действующие на площадки, перпендикулярные осям x , y и z соответственно, и имеющие смысл потоков количества движения;

τ_{xx} , τ_{xy} и т. д. — их проекции на оси, а $\vec{i}$, $\vec{j}$ и $\vec{k}$ — единичные орты.

Указанные вектора и их проекции связаны с турбулентными пульсациями скоростей u' , v' и w' . Эту связь представим в виде равенства матриц:

$$\begin{vmatrix} \overline{\tau_{xx}} & \overline{\tau_{yx}} & \overline{\tau_{zx}} \\ \overline{\tau_{xy}} & \overline{\tau_{yy}} & \overline{\tau_{zy}} \\ \overline{\tau_{xz}} & \overline{\tau_{yz}} & \overline{\tau_{zz}} \end{vmatrix} = - \begin{vmatrix} \overline{\rho u' u'} & \overline{\rho v' u'} & \overline{\rho w' u'} \\ \overline{\rho u' v'} & \overline{\rho v' v'} & \overline{\rho w' v'} \\ \overline{\rho u' w'} & \overline{\rho v' w'} & \overline{\rho w' w'} \end{vmatrix},$$

где черта сверху означает осреднение. При этом $\tau_{xy} = \tau_{yx}$, $\tau_{xz} = \tau_{zx}$ и $\tau_{yz} = \tau_{zy}$. Параметризации подлежат либо непосредственно сила $\vec{F}$ и (или ее проекции) или напряжения турбулентного трения, т. е. величины τ_{xx} , τ_{yx} и т. д.

Согласно полуэмпирической теории турбулентности напряжения турбулентного трения связаны со скоростями следующим образом:

$$\begin{vmatrix} \tau_{xx} & \tau_{yx} & \tau_{zx} \\ \tau_{xy} & \tau_{yy} & \tau_{zy} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \tau_{zz} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \rho k' \frac{\partial u}{\partial x} & \rho k' \frac{\partial u}{\partial y} & \rho k' \frac{\partial u}{\partial z} \\ \rho k' \frac{\partial v}{\partial x} & \rho k' \frac{\partial v}{\partial y} & \rho k' \frac{\partial v}{\partial z} \\ \rho k' \frac{\partial w}{\partial x} & \rho k' \frac{\partial w}{\partial y} & \rho k' \frac{\partial w}{\partial z} \end{vmatrix} \quad (3.1)$$

Соответственно для проекций сил турбулентной вязкости при условии, что $k' = \text{const}$, а $k = k(z)$, получаем:

$$\left. \begin{aligned} F_x &= k' \Delta u + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z}, \\ F_y &= k' \Delta v + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z}, \\ F_z &= k' \Delta w + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial w}{\partial z}. \end{aligned} \right\} \quad (3.2)$$

Приток тепла можно представить в виде

$$\varepsilon = \varepsilon_{\text{л}} + \varepsilon_{\text{т}} + \varepsilon_{\text{ф}}, \quad (3.3)$$

где $\varepsilon_{\text{л}}$, $\varepsilon_{\text{т}}$ и $\varepsilon_{\text{ф}}$ — притоки тепла, обусловленные лучистым и турбулентным теплообменом и фазовыми превращениями влаги.

Величины лучистого и турбулентного притоков тепла, а также величина притока влаги связаны с вектором потока лучистой энергии $\vec{R}$, векторами турбулентных потоков тепла $\vec{H}$ и влаги $\vec{Q}$ следующим образом:

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_{\text{л}} &= -\text{div } \vec{R} = -\left(\frac{\partial R_x}{\partial x} + \frac{\partial R_y}{\partial y} + \frac{\partial R_z}{\partial z} \right), \\ \varepsilon_{\text{т}} &= -\text{div } \vec{H} = -\left(\frac{\partial H_x}{\partial x} + \frac{\partial H_y}{\partial y} + \frac{\partial H_z}{\partial z} \right), \\ \varepsilon_{\text{ф}} &= -\text{div } \vec{Q} = -\left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} + \frac{\partial Q_z}{\partial z} \right), \end{aligned} \right\} \quad (3.4)$$

где индексами x , y и z — отмечены соответствующие проекции указанных векторов.

Фазовый приток тепла в атмосфере определяется конденсацией (испарение, как правило, не учитывается), происходящей при крупномасштабном и мезомасштабном процессах конвекции. Поэтому можно записать, что

$$\varepsilon_{\text{ф}} = \varepsilon_{\text{ф,кр}} + \varepsilon_{\text{ф,конв}}. \quad (3.5)$$

Величина $\varepsilon_{\phi, \kappa p}$ рассчитывается по соотношению

$$\varepsilon_{\phi, \kappa p} = L\rho \left(\frac{dq_m}{dt} \right)_{\kappa p}, \quad (3.6)$$

где dq_m/dt — изменения максимальной удельной влажности, происходящие в результате крупномасштабного процесса, и в дальнейшем не рассматриваются. Параметризации подлежат лишь величины $\varepsilon_{\phi, \text{конв}}$.

При параметризации процесса лучистого теплообмена учитываются лишь вертикальные составляющие вектора потока радиации. Если вместо вертикальной составляющей потока радиации ввести в рассмотрение радиационный баланс, положив, что $-R_z = R$, то получим

$$\varepsilon_{\text{л}} = \frac{\partial R}{\partial z}. \quad (3.7)$$

Как уже говорилось, радиационный баланс представляет собой поток лучистой энергии в нижнюю полусферу, складывающийся из нисходящей коротковолновой (солнечной) радиации S , нисходящей G и восходящей U длинноволновой радиации (величины S , G и U положительные). Так что

$$R = S + G - U. \quad (3.8)$$

Параметризация процесса радиационного теплообмена и способы расчета величин $\varepsilon_{\text{л}}$, R , S , G и U основаны либо на упрощенных способах интегрирования уравнений переноса лучистой энергии [6], либо на полуэмпирических соотношениях.

Перейдем теперь к процессам турбулентного тепло- и влагообмена. Способы параметризации этих процессов основаны главным образом на полуэмпирической теории турбулентности. Согласно этой теории, для проекций потоков тепла и влаги имеем:

$$\left. \begin{aligned} H_x &= c_p \rho \overline{u'\theta'} = -c_p \rho k' \frac{\partial \theta}{\partial x} = -c_p \rho k' \frac{\partial T}{\partial x}, \\ H_y &= c_p \rho \overline{v'\theta'} = -c_p \rho k' \frac{\partial \theta}{\partial y} = -c_p \rho k' \frac{\partial T}{\partial y}, \\ H_z &= c_p \rho \overline{w'\theta'} = -c_p \rho k' \frac{\partial \theta}{\partial z} = - \left(c_p \rho k' \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right), \\ Q_x &= \rho \overline{u'q'} = -\rho k' \frac{\partial q}{\partial x}, \\ Q_y &= \rho \overline{v'q'} = -\rho k' \frac{\partial q}{\partial y}, \\ Q_z &= \rho \overline{w'q'} = -\rho k' \frac{\partial q}{\partial z}, \end{aligned} \right\} \quad (3.9)$$

где штрихи у переменных означают турбулентные пульсации, а черта сверху — знак осреднения; k' и k — коэффициенты турбулентной вязкости по горизонтальному и вертикальному направлениям. В соответствии с этими соотношениями и соотношениями (3.4), считая, что $k' = \text{const}$, $k = k(z)$ для притоков тепла и влаги получаем:

$$\left. \begin{aligned} \epsilon_T &= c_p \rho k' \Delta \theta + c_p \rho \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z} = c_p \rho k' \Delta T + c_p \rho \frac{\partial}{\partial z} k \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right), \\ \epsilon_q &= \rho k' \Delta q + \rho \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z}. \end{aligned} \right\} (3.10)$$

Приведенные соотношения для напряжений и сил турбулентной вязкости (3.1) и (3.2), турбулентных потоков и притоков тепла и влаги (3.9) и (3.10) по существу можно рассматривать как параметризационные.

4. Параметризация процессов турбулентного обмена количеством движения, тепла и влаги

Указанные процессы происходят главным образом в планетарном пограничном слое (ППС). Поэтому их параметризации относятся в основном именно к этому слою. Эти способы основаны либо непосредственно на соотношениях полуэмпирической теории турбулентности, приведенных в предыдущем разделе, либо на приближенных решениях уравнений гидротермодинамики, включающих в себя некоторые из указанных соотношений.

4.1. Параметризация турбулентного обмена количеством движения в ППС в квазигеострофических моделях

И. А. Кибелем [5] был предложен косвенный способ учета турбулентной вязкости в квазигеострофической прогностической модели. Согласно этому способу силы турбулентной вязкости не вводились непосредственно в уравнения движения, а учитывались с помощью граничного условия у земной поверхности (2.2). В этом последнем соотношении учитывалась вертикальная скорость на верхней границе ППС w_h , которая является результатом проявления силы турбулентной вязкости, действующей в вертикальном направлении. Для определения последней решаются упрощенные уравнения горизонтального движения при условиях отсутствия сил инерции, горизонтальной однородности поля ветра и постоянства силы барического градиента в ППС. При указанных условиях эти уравнения записываются в виде:

$$\left. \begin{aligned} \frac{d}{dz} k \frac{du}{dz} + lv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \\ \frac{d}{dz} k \frac{dv}{dz} - lu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}. \end{aligned} \right\} (4.1)$$

Уравнения решаются относительно $u(z)$ и $v(z)$ при граничных условиях:

при $z = 0$ $u = v = 0$ (условие «прилипания»),

при $z \rightarrow \infty$ u, v — ограничены.

Далее определяется вертикальная скорость на верхней границе ППС — w_h на основе уравнения неразрывности по соотношению

$$w_h = -\frac{1}{\rho_h} \int_0^h \left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} \right) dz.$$

Подставляя сюда полученные на основе решения уравнений (4.1) выражения для $u(z)$ и $v(z)$, производя приближенное интегрирование, после некоторых преобразований для w_h получаем

$$w_h = a \Delta p_0, \quad (4.2)$$

где p_0 — давление на уровне моря; a — коэффициент.

Полученное значение w_h подставляется в граничное условие (2.2) вместо w_0 .

Прием, предложенный И. А. Кибелем, по существу является первым способом параметризации процесса турбулентности в ППС, успешно примененным в прогностических моделях.

4.2. Параметризация процессов турбулентного обмена в ППС в моделях атмосферы с полными уравнениями гидротермодинамики

В современных моделях атмосферы с полными уравнениями гидротермодинамики члены уравнений движения, притока тепла и влаги, описывающих турбулентную вязкость, учитываются непосредственно [3, 10 — 12]. При этом во всех вариантах разграничиваются горизонтальные и вертикальные направления. Наибольшие трудности при описании процесса турбулентного обмена представляют задание коэффициента турбулентной вязкости и конечно-разностная аппроксимация производных по высоте.

Наиболее широкое распространение получили схемы, в которых коэффициент турбулентности ставится в зависимость от градиентов скорости. Например, для коэффициента турбулентности k принимается, что

$$k = l^2 \left| \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} \right|, \quad (4.3)$$

где l — путь смешения, который в свою очередь задается; $\vec{V}$ — вектор скорости ветра.

В прогностических моделях обычно ограничиваются учетом турбулентного обмена, происходящего только в вертикальном направлении, т. е. в этих моделях принимается, что

$$\left. \begin{aligned} F_x &= \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z}, & F_y &= \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \varepsilon_T &= c_p \rho \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z}, & \varepsilon_q &= \rho \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z}, \end{aligned} \right\} \quad (4.4)$$

В циркуляционных же моделях атмосферы для перечисленных здесь величин принимаются соотношения (3.2) и (3.10). При этом возникает проблема задания коэффициента турбулентности k для турбулентного обмена в горизонтальном направлении.

Существует общий подход [4], при котором коэффициент турбулентной вязкости не задается, а находится в процессе интегрирования уравнений.

В такой общей постановке задачи параметризационные формулы для расчета турбулентных потоков количества движения, тепла и влаги и их вкладов в ускорения движения и притоки тепла и влаги в ППС находятся путем решения уравнений горизонтального движения, притока тепла и переноса влаги. Эти уравнения берутся при условии отсутствия инерционных сил и источников тепла и влаги и горизонтальной однородности полей ветра, влажности и температуры внутри ППС в виде:

$$\left. \begin{aligned} \frac{d}{dz} k \frac{du}{dz} + lv - lv_g &= 0, & \frac{d}{dz} k \frac{dv}{dz} - lu + lu_g &= 0, \\ \frac{d}{dz} k \frac{d\theta}{dz} &= 0, & \frac{d}{dz} k \frac{dq}{dz} &= 0. \end{aligned} \right\} \quad (4.5)$$

В этой системе из четырех уравнений содержится пять неизвестных, включая k . Система замыкается путем привлечения уравнения для энергии турбулентных пульсаций, а также ряда соотношений из полуэмпирической теории турбулентности. Полученная в результате этого замкнутая система уравнений решается численно, в результате чего, в частности, находятся значения коэффициента k для ряда уровней внутри ППС. Последние и используются далее при вычислении величин F_x , F_y , ε_T и ε_q по соотношениям (4.4).

Однако, даже не решая систему уравнений (4.5) полностью, можно сделать ряд выводов, полезных при параметризации процесса турбулентного обмена в ППС. Из двух последних соотношений (4.3) следует, что внутри ППС

$$k \frac{d\theta}{dz} = \text{const}, \quad k \frac{dq}{dz} = \text{const}.$$

Отсюда следует, что внутри ППС вертикальные потоки тепла и влаги

$$H_z = -c_p \rho k \frac{d\theta}{dz}, \quad Q_z = -\rho k \frac{dq}{dz} \quad (4.6)$$

также являются постоянными.

Таким образом, для определения потоков тепла и влаги в ППС достаточно найти их значения на каком-либо одном уровне, в частности на земной поверхности. Знание этих величин необходимо и при учете граничного условия у земной поверхности, взятого в форме уравнения теплового баланса (2.5).

В соответствии с отношениями (4.6) для расчета H_z и Q_z достаточно знать величины θ и q на двух уровнях. В качестве таких уровней можно взять поверхность земли и уровень верхней границы ППС.

В ряде численных моделей атмосферы [7, 12] для расчета вертикальных турбулентных потоков тепла и влаги, а также количества движения $\vec{\tau}_z$ у земной поверхности используются следующие соотношения:

$$\left. \begin{aligned} H_s &= \rho_{h_1} c_p C |\vec{V}_{h_1}| (T_s - T_{h_1}/\sigma^*), \\ Q_s &= \rho_{h_1} C |\vec{V}_{h_1}| (r_s - r_{h_1}), \\ \vec{\tau}_s &= -\rho_{h_1} C |\vec{V}| \vec{V}_{h_1}, \end{aligned} \right\} \quad (4.7)$$

где $\kappa = R/c_p$; $r = 0,622 \frac{e}{p-e}$ — отношение смеси; e — упругость водяного пара; C — безразмерный коэффициент; индексами s и h_1 — обозначены величины, относящиеся к земной поверхности и верхней границе приземного подслоя ($h_1 = 75$ м).

Сравнивая соотношения (4.7) и (4.6), видно, что коэффициент k в соотношениях (4.7) ставится в прямую зависимость от абсолютной величины скорости.

Безусловно, однако, что параметризация, в которой коэффициент турбулентности рассчитывается путем решения уравнений типа (4.5), является предпочтительной. Отметим, что существует еще подход к параметризации, при котором учитывается горизонтальная неоднородность в поле температуры [3, 8].

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович К. Г., Рубинштейн М. В. Опыт объективизации способа прогноза высоты нижней границы облаков. — «Труды Гидрометцентра СССР», 1972, вып. 95, с. 9 — 16.
2. Белов П. Н. Численные методы прогноза погоды. Л., Гидрометеоздат, 1975. 372 с.

3. Беркович Л. В., Катаев В. В., Фукс-Рабинович М. С. Об учете эффектов планетарного пограничного слоя в бароклинной полусферной модели по полным уравнениям динамики атмосферы. — «Труды Гидрометцентра СССР», 1974, вып. 145, с. 26 — 32.
4. Зилитинкевич С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1970. 291 с.
5. Кибель И. А. Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды. М., Изд-во технико-теоретической литературы, 1957. 375 с.
6. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Л., Гидрометеиздат, 1965. 691 с.
7. Смагоринский Дж., Манабэ С., Холлоуэй Дж. Л. Результаты численных экспериментов с девятнуровневой моделью общей циркуляции атмосферы. — В кн.: Теория климата. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 117 — 184.
8. Тарнопольский А. Г., Шнайдман В. А. Параметризация планетарного пограничного слоя атмосферы. — «Труды Гидрометцентра СССР», 1976, вып. 180, с. 32—40.
9. Физические основы теории климата и его моделирования. — «Труды Международной научной конференции, организационной ВМО и МСНС при поддержке Программы ООН по окружающей среде (Стокгольм, 29 июля — 10 августа 1974 г.)». Пер. с англ., под ред. член.-корр. АН СССР А. С. Мониной. Л., Гидрометеиздат, 1977. 100 с.
10. Bushby F. H. and Timpson M. S. A 10-level atmospheric model and frontal rain. *Quar. Journ. Roy. Meteor. Soc.* 1967, v. 93, No. 395, p. 1—17.
11. Hayes F. R. A new parameterization of deep convection for use in the 10-level model. *Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc.* 1977, v. 103, No. 436, p. 359 — 367.
12. Holloway I. L., Manabe S. Simulation of climate by a global general circulation model. *Monthly weather review.* 1971, v. 99, No. 5, p. 335 — 370.
13. Parameterization of sub-grid scale processes. Report of the JOC Study Group Conference in Leningrad, 20 — 27 March 1972. GARP Publications series No. 8, 1972.
14. Programs and accomplishments systems development office, Fiscal Year 1977. NOAA, Silver Spring Md. May 1978. 50 p.

Ю. Ж. АЛЬТЕР-ЗАЛИК, М. А. ГЕРМАН,
А. Д. КУЗНЕЦОВ, Г. Ф. ПОПОВ (ЛГМИ)

ПЕРСПЕКТИВЫ СОЗДАНИЯ АЭРОСТАТНО-СПУТНИКОВОГО КОМПЛЕКСА ПОЛУЧЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Решение проблемы долгосрочного прогноза погоды самым тесным образом связано с решением другой — проблемы получения оптимального объема метеорологической информации в глобальном масштабе. В связи с бурным развитием численных методов анализа и прогноза погоды указанная проблема не только не утратила своей актуальности, а наоборот выступает на первый план.

Современная метеорологическая служба развитых стран мира оснащена мощным арсеналом технических средств получения данных о физических параметрах атмосферы. В настоящее время в единую систему сбора метеорологической информации включены искусственные спутники Земли, аэрологические и ракетные станции, летающие лаборатории и корабли погоды, радиолокационная и лазерная техника и т. п. И все же, несмотря на такое техническое оснащение, карты полей метеорологических элементов пестрят «белыми пятнами», особенно над акваториями океанов и труднодоступными регионами.

Традиционные средства зондирования атмосферы непрерывно совершенствуются и развиваются. Однако представляется, что даже при условии дальнейшего совершенствования существующие средства зондирования не в состоянии обеспечить службу прогнозов погоды оптимальным объемом первичной метеорологической информации в силу ряда объективных причин. Кратко рассмотрим некоторые из них.

Радиозондирование атмосферы с наземных аэрологических станций и кораблей погоды, являющееся основным, позволяет получать данные о температуре, давлении, влажности воздуха и ветре в среднем до высот порядка 25—30 км. Причем с высотой количество информации заметно убывает (рис. 1). Даже при условии значительного увеличения потолка зондирования (50—60 км) проблематичным останется вопрос о метеорологической освещенности над акваториями океанов и труднодоступными регионами

суши. При этом заметим, что атмосферные процессы над океанами и тропическими районами являются основными в «кухне» погоды на земном шаре.

В настоящее время радиозондирование осуществляется в глобальном масштабе на 800 наземных аэрологических станциях и

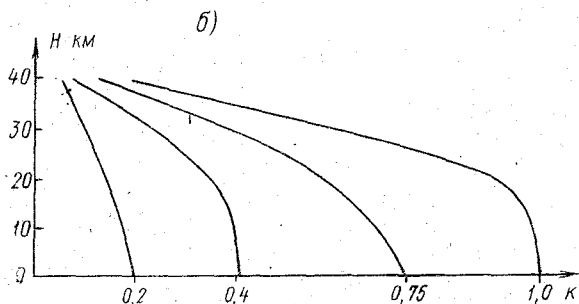
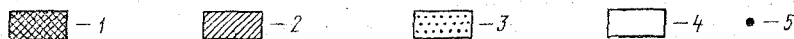
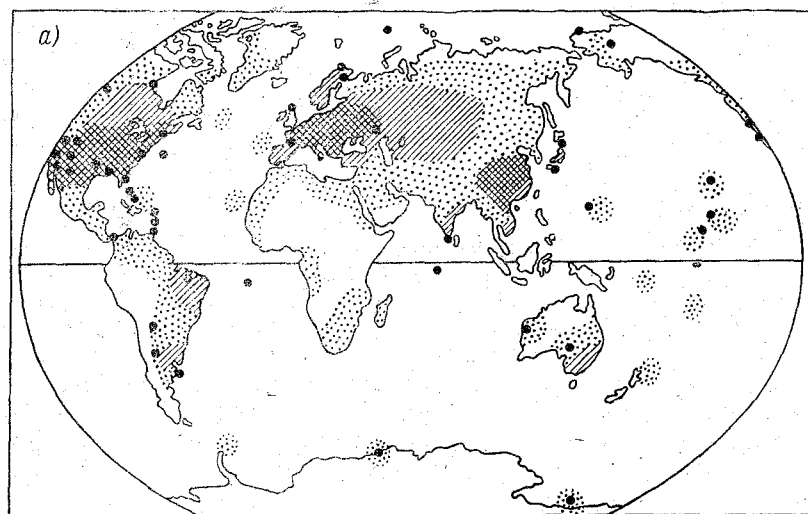


Рис. 1. Плотность глобальной сети аэрологических наблюдений:
 1— $k \geq 0,75$; 2— $0,75 > k \geq 0,4$; 3— $0,4 > k \geq 0,2$; 4— $k < 0,2$; 5—станции ракетного зондирования
 $(k = \frac{\text{существующая плотность}}{\text{требуемая плотность}})$.

примерно на 20 кораблях погоды, размещенных крайне неравномерно (рис. 1). Для того чтобы оптимальным образом учесть запросы службы прогнозов погоды, необходимо довести число пунктов зондирования атмосферы до 4000 станций. Такой путь решения пролемы экономически не выгоден и технически ограничен, прежде всего для океанических регионов.

Ракетное зондирование не является оперативным, а запуски ракет на 49 станциях (рис. 1) проводятся в основном лишь в исследовательских целях.

Самолетное зондирование также осуществляется для получения нережимной информации. Следует отметить, что в отличие от других средств зондирования самолет представляется наиболее уникальной платформой для автоматических и контролируемых (с помощью человека) измерений и наблюдений практически всех видов первичной метеорологической информации. Однако, несмотря на это существенное преимущество, самолетное зондирование не может быть использовано в оперативной практике вследствие ограниченного потолка зондирования, существенной зависимости от погодных условий и значительной дороговизны.

Дистанционное зондирование с ИСЗ, имеющее бесспорную перспективность, как показал опыт их многолетней эксплуатации, в ряде случаев не в состоянии обеспечить прогностические органы корректной информацией. Не секрет, что данные температурного зондирования с ИСЗ, хотя и распространяются в оперативном режиме в течение последних лет, зачастую не используются (в отличие от данных обычного радиозондирования) при построении начальных полей в численном анализе и прогнозе. Несомненно, что корректное решение проблемы недоопределенности обратных задач атмосферной оптики, в конечном счете, выведет ИСЗ в ряд оперативных измерительных систем, с помощью которых можно решать комплекс оперативных задач.

Проведенный краткий анализ позволяет сделать вывод о том, что существующие средства зондирования атмосферы в силу ряда объективных причин не в состоянии обеспечить пока требуемого объема метеорологической информации над большей территорией земного шара, а также в слое 25 — 50 км.

Одним из принципиальных путей ликвидации «белых пятен» в метеорологической освещенности в глобальном масштабе представляется привлечение дополнительных источников получения информации и, в частности, специально организованного аэростатно-спутникового комплекса зондирования атмосферы. Именно этот путь выбран при проведении Первого глобального эксперимента ПИГАП (ПГЭП), начатого в декабре 1978 г., в рамках которого обеспечение аэростатного зондирования возложено на метеослужбу Франции.

При включении аэростатов в единую систему глобального сбора данных о физических параметрах атмосферы в первую очередь исходят из следующего:

- аэростаты позволят в перспективе приблизиться к решению актуальной проблемы получения оптимального объема метеорологической информации;

- аэростаты перемещаются вместе с воздушной массой и позволяют проследить процессы ее эволюции;

— аэростаты являются уникальной платформой для размещения различной научной аппаратуры и, следовательно, для получения широкого диапазона видов информации;

— аэростаты позволяют получать информацию практически в любой момент времени и в любой точке пространства;

— данные аэростатного зондирования могут служить реперными при интерпретации спутниковых измерений;

— аэростатное зондирование экономически выгодно.

По нашему мнению, наиболее эффективным является не аэростатное зондирование (в чистом виде), а комплексные аэростатно-спутниковые наблюдения, поскольку ИСЗ обеспечивают оперативную ретрансляцию данных и слежение за аэростатами в глобальном масштабе. Данные прямых и косвенных измерений на аэростатах в рамках функционирования единого аэростатно-спутникового комплекса (АСК) могут давать ценную дополнительную информацию, упрощая интерпретацию и повышая точность решения обратных задач спутниковой метеорологии.

Идея создания АСК не нова и была выдвинута в 1958 г. в США (проект GHOST [5]), а затем в 1962 г. во Франции (проект EOLE [7]). В течение 20 лет эти страны при участии СССР, Австралии, Аргентины, ФРГ, Японии и некоторых других государств проводят испытание отдельных элементов АСК. Обобщая накопленный в СССР и за рубежом многолетний опыт, в настоящей работе развиты структура и основные принципы построения АСК как составной части единой системы получения метеорологической информации в глобальном масштабе.

Основным элементом АСК являются метеорологические аэростаты, которые в зависимости от режима зондирования подразделяются на четыре типа (рис. 2):

— аэростаты горизонтального зондирования (АГЗ), предназначенные для оперативного измерения температуры, давления и влажности воздуха на уровне полета;

— аэростаты-носители (АэН), позволяющие измерять основные параметры атмосферы с помощью сбрасываемых на парашютах радиозондов (РЗ) в слое уровень дрейфа АэН — подстилающая поверхность;

— аэростаты переменного профиля полета (АПП), предназначенные для получения метеорологической информации в слое уровня стратификации — уровень балластирования;

— аэростаты специальных измерений и наблюдений (АСИН), на борту которых размещается соответствующая аппаратура.

Связующим звеном между аэростатами и наземными центрами управления полетами (ЦУП) и обработки данных (ЦОД) являются ИСЗ, предназначенные для дистанционных наблюдений, а также для слежения за аэростатами и связи с ними, сбора и ретрансляции данных зондирования.

Оптимальной конструкцией оболочек АГЗ, АэН и АСИН являются герметичные резервуары закрытого типа, изготавливаемые

из прочного и нерастяжимого материала (майлара, полиэтилена, полиэтилентерефалата и т. п.). По мере подъема таких аэростатов происходит расширение газа до тех пор, пока оболочка полностью не наполнится (зона выполнения). Выше этой зоны до уровня статического равновесия внутри оболочки создается определенное сверхдавление (такие аэростаты называются также

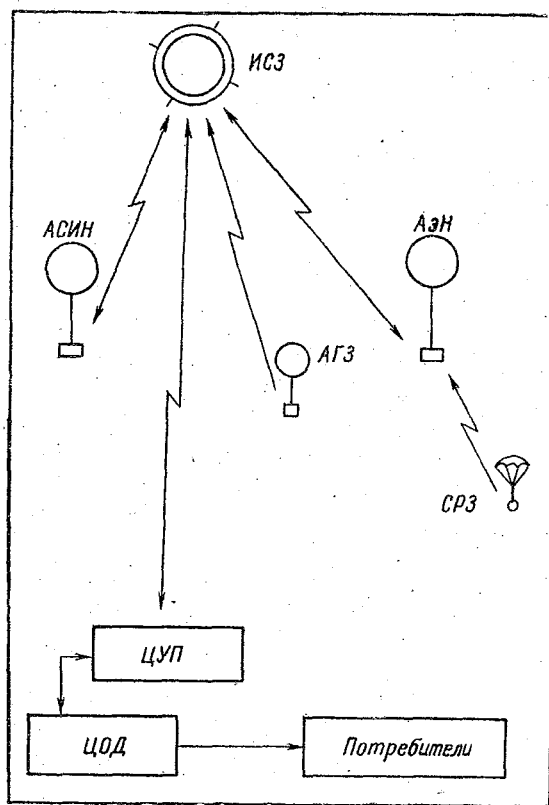


Рис. 2. Структурная схема аэростатно-спутникового комплекса зондирования атмосферы

аэростатами сверхдавления). Герметичность оболочки обеспечивает (при идеальных условиях) сохранение массы газа, что позволяет аэростатам сверхдавления совершать длительный дрейф на квазипостоянном уровне (изопикнической поверхности). Отклонение аэростата от заданной высоты полета, вызываемое дневным перегревом или ночным охлаждением, не превышает 30—60 м [4].

Продолжительность полетов аэростатов сверхдавления определяется степенью диффузии газа через материал оболочки, опти-

ческими, весовыми, прочностными и водоотталкивающими характеристиками материала. В табл. 1 представлены теоретическая, средняя и максимальная продолжительности «жизни» аэростатов сверхдавления из майлара. В нижней стратосфере продолжительность полетов составляет в среднем 150—180 дней. Абсолютный рекорд по продолжительности дрейфа составил 744 дня. Рекордный полет был осуществлен в США в 1971 г. на уровне 35 км с полезной нагрузкой в 150 кг [9].

Таблица 1

Теоретическая и достигнутая продолжительности полетов аэростатов сверхдавления (сутки)

Продолжительность	Высота, мбар									
	900	700	500	400	300	200	100	50	30	5
Средняя	3	14	8	15	45	150	180	101	86	—
Максимальная	5	22	21	75	88	448	441	188	107	744
Теоретическая [6]	—	—	200	—	850	—	2000	—	30000	—

При решении некоторых задач метеорологического обеспечения могут использоваться аэростаты с оболочками открытого типа. Для таких аэростатов характерен колебательный профиль полета, обусловленный нагревом системы оболочка — газ в дневное время и охлаждением ее ночью. Профиль полета регулируется с помощью автоматического стравливания излишка газа через пилотажный аппендикс либо путем сброса необходимого количества балласта. Дневная зона равновесия располагается на 5—15 км выше уровня балластирования. В средней стратосфере аэростаты переменного профиля (АПП) совершают полет в пределах высот 20—35 км [2].

Наличие на борту АПП ограниченного запаса балласта, а также уменьшение объема газа в результате периодического стравливания сокращает срок «жизни» АПП до 10—14 суток. Кроме этого, вследствие значительного веса балластницы АПП представляют известную опасность для летательных аппаратов. Эти негативные факторы не позволяют широко использовать АПП в оперативной практике. Уникальная способность АПП изменять высоту полета, а следовательно, скорость и направление перемещения, может быть использована при решении специальных задач метеорологического обеспечения, например при необходимости зондирования над ограниченным регионом. При этом режиме зондирования учитывается особенность стратосферной циркуляции в период июнь — август, когда ниже уровня велопаузы наблюдаются западные, а выше — устойчивые восточные воздушные потоки.

Выше отмечалось, что дрейфующий аэростат является уникальной платформой для размещения научной аппаратуры и приемников метеорологических элементов. Обобщая материалы испытаний отдельных элементов АСК по различным национальным и международным программам, можно констатировать, что во время дрейфа аэростатов могут быть измерены в принципе почти все физические характеристики атмосферы на уровне полета и по вертикальному разрезу, а также проведены наблюдения за метеорологическими объектами и явлениями. В табл. 2 представлены сведения о реализованных, находящихся в стадии эксперимента и перспективных возможностях системы аэростатного зондирования атмосферы.

Таблица 2

Возможности системы аэростатного зондирования атмосферы

Измеряемый параметр	Степень реализации	
	на уровне дрейфа	по вертикальному разрезу
Температура воздуха	Реализовано до высот 20 — 24 км	Реализовано в слое 0 — 24 км
Давление воздуха	Реализовано до высот 20 — 24 км	Реализовано в слое 0 — 24 км
Ветер (направление и скорость)	Реализовано до высот 20 — 24 км	Реализовано в слое 0 — 24 км
Влажность воздуха	Эксперимент	Эксперимент
Плотность воздуха	Эксперимент	—
Градиентные измерения (температура, ветер)	—	Эксперимент
Турбулентность	—	Эксперимент
Радиационные характеристики	Реализовано до высот 9 — 12 км	—
Концентрация озона и малокомпонентных газов	Реализовано до высот 40 — 50 км	В перспективе
Радиоактивность и аэрозоли	Реализовано до высот 30 — 40 км	Реализовано в слое 0 — 40 км
Профили температуры и влажности	—	Эксперимент
Облачность и грозы (фотографирование)	—	Эксперимент
Облачность и грозы (радиолокация)	—	В перспективе
Обледенение	В перспективе	В перспективе

Аэростатное зондирование, осуществляемое в рамках АСК, имеет ряд особенностей, принципиально отличающих его от других видов зондирования. Отметим некоторые из них:

Одним из первых опытов использования воздухоплавательной техники в метеорологических целях являются наблюдения за облаками и облачными системами. Еще задолго до появления метеорологических ИСЗ фотографирование облаков осуществлялось в СССР и США. Затем телевизионные наблюдения за облаками и облачными системами стали прерогативой ИСЗ. Однако снимки из космоса содержат усредненную информацию об облаках и в ряде случаев не позволяют провести детальный анализ их структуры. В настоящее время на борту аэростатов устанавливается кино-, фото- и телевизионная аппаратура [10]. Аналогичная аппаратура используется для фиксации грозových разрядов [8].

Большие перспективы открыты перед прямыми и дистанционными измерениями концентрации озона, аэрозолей и других малых газовых компонентов атмосферы в связи с исследованиями по проблеме антропогенного воздействия на биосферу и климат Земли.

Особое место при проведении зондирования с аэростатов занимает установка на его борту спектральной аппаратуры (радиометров, спектрометров и т. д.), что представляет ряд преимуществ по сравнению с ИСЗ. Вследствие существенно меньшей высоты полета аэростатов по сравнению с ИСЗ значительно увеличивается пространственное разрешение приборов (при условии использования однотипной аппаратуры), а отсутствие ограничений по весу и габаритам может и в дальнейшем развить это преимущество за счет увеличения диаметров входных зеркал и антенн. Существенное различие в скорости перемещения ИСЗ и аэростатов относительно земной поверхности позволяет увеличить время проведения дискретного измерения, что в свою очередь повышает точность и пространственное разрешение регистрации излучения.

Важным представляется и то, что аэростат дрейфует в «активном» слое атмосферы. Исследование радиационных потоков с аэростатов дает возможность получить представление о поле излучения Земли. Подобные исследования имеют тем больший интерес, что позволяют располагать данными о вертикальных профилях радиационных потоков, температуры и влажности воздуха, что очень важно при интерпретации результатов спутниковых измерений.

Не менее перспективным представляется установка на борту аэростатов радиометрической аппаратуры микрорадиоволнового диапазона. Известно, что дальность радиолокационного обнаружения метеорологических объектов зависит от высоты расположения РЛС над поверхностью земли. Осуществление наклонного радиолокационного зондирования с аэростатов земной поверхности в пределах прямой радиовидимости ставит задачу селекции эхо-сигналов облаков и осадков на фоне мешающих отражений

земли. Эта задача может быть решена, например путем комбинирования используемых частот и последующего вычитания сигналов двух каналов, что однако увеличит трудности технической реализации размещения многоволновых РЛС на борту аэростатов. В принципе возможна установка, на аэростатах не всего комплекса РЛС, а части, например антенной системы.

Перспективным представляется также размещение на аэростатах устройств приема электромагнитного излучения атмосферных разрядов, в частности автоматических грозопеленгаторов-дальномеров. В настоящее время имеются пеленгационно-дальномерные устройства, пригодные для обнаружения и локализации грозových облаков с аэростатов.

При реализации АСК в оперативную практику важным представляются вопросы оптимизации уровней полетов и количества аэростатов горизонтального зондирования.

Высота и количество уровней полета АГЗ зависит от характера задач оперативного обеспечения. Однако горизонтальное аэростатное зондирование наиболее эффективно в нижней и средней стратосфере (200—10 мбар) вследствие следующих факторов:

- этот слой атмосферы практически не охвачен традиционными аэрологическими наблюдениями;

- продолжительность полетов аэростатов сверхдавления в тропосфере незначительна вследствие обледенения аэростатов и диффузии подъемного газа (табл. 1);

- пространственно-временная устойчивость воздушных потоков в стратосфере выше, чем в тропосфере [1], что способствует незначительному рассеянию (сходимости) групп аэростатов.

Таким образом, оптимальными для АГЗ представляются четыре уровня: 200, 100, 30 и 10 мбар. Дрейф АЭН и АСИН должен осуществляться на высотах порядка 40—50 км, что вызывает необходимость обеспечения безопасности полетов самолетов. Для решения ряда специальных задач, например при наблюдениях в озоновом слое, уровень полета АСИН может быть снижен до высот 20—25 км.

Основная задача любых систем измерения параметров атмосферы заключается в наблюдении за состоянием и развитием полей метеорологических элементов и параметров подстилающей поверхности, возмущения которых определяются геометрическими размерами, интенсивностью и продолжительностью существования. Измерение возмущений различных масштабов зависит от пространственной и временной разрешающих способностей измерительной системы. Идеальными представляются системы, обеспечивающие прослеживание всего цикла развития возмущения любого масштаба от момента его возникновения до конца существования. При этом необходимо исходить из условия оптимальности, вытекающего из необходимых требований пространственного разрешения, т. е. из оптимального расстояния между аэростатами.

В нижней и средней стратосфере характерный размер возмущений в полях метеорологических элементов составляет порядка 1200—2000 км. Следовательно, пространственное разрешение аэростатных измерений должно быть не ниже 600 км. Исходя из этого условия, для освещения территории северного полушария потребное количество АГЗ, одновременно дрейфующих на одном стратосферном уровне, составляет 170—180. Однако это еще не оптимальная величина, так как здесь не учтен эффект рассеяния (сходимости) аэростатов.

Для оценки степени равномерности освещения северного полушария аэростатами нами проведен численный эксперимент. С Пулковского меридиана (30° в. д.) из шести точек (30, 40, 50, 60, 70 и 80° с. ш.) одновременно запускались уравновешенные условные воздушные частицы в январе 1965—1969 гг. на уровнях 100 и 30 мбар. Количество запусков определялось из соотношения

$$\eta_{\varphi} = \frac{L_{\varphi}}{2p},$$

где L_{φ} — глобальное расстояние вдоль широты φ пункта запуска; p — пространственное разрешение аэростатных измерений.

Построение траекторий воздушных частиц осуществлялось в геострофическом приближении по картам барической топографии с шагом 12 ч. Местоположение всех аэростатов фиксировалось на 16, 21, 25 и 31 сутки. В результате анализа установлено, что воздушные частицы в среднем равномерно распределяются над полушарием (рис. 3), что находится в соответствии с данными наблюдений за траекториями полетов аэростатов по программе EOLE в южном полушарии (рис. 4) [3].

Для определения степени освещенности в 11 регионах полушария рассчитаны коэффициенты освещенности

$$k_i = \frac{4p^2 \cdot n_i}{S_i},$$

где n_i — количество аэростатов в соответствующем регионе, площадью S_i (рис. 5).

Как следует из табл. 3, в среднем освещенность северного полушария потребным количеством аэростатов равна 0,75. Таким образом, оптимальное количество АГЗ на одном уровне для освещения территории северного полушария составит 220—240.

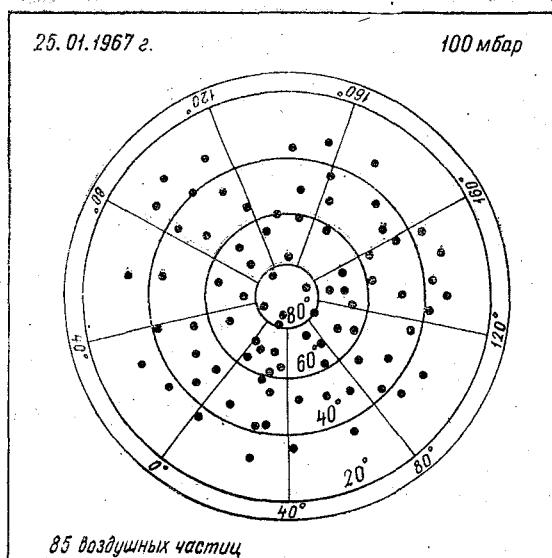


Рис. 3. Распределение уравновешенных условных воздушных частиц над северным полушарием 25 января 1967 г. на уровне 100 мбар.

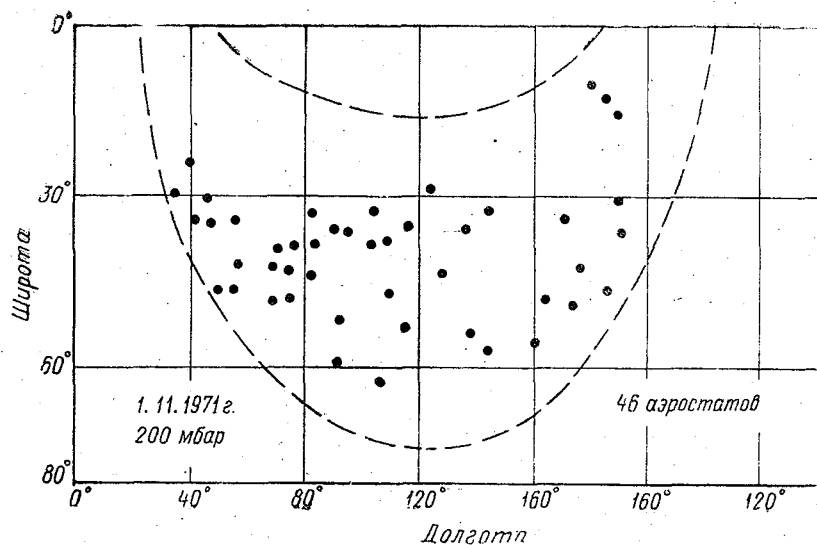


Рис. 4. Распределение аэростатов EOLE в зоне радиовидимости ИСЗ над южным полушарием 1 ноября 1971 г. на уровне 200 мбар.

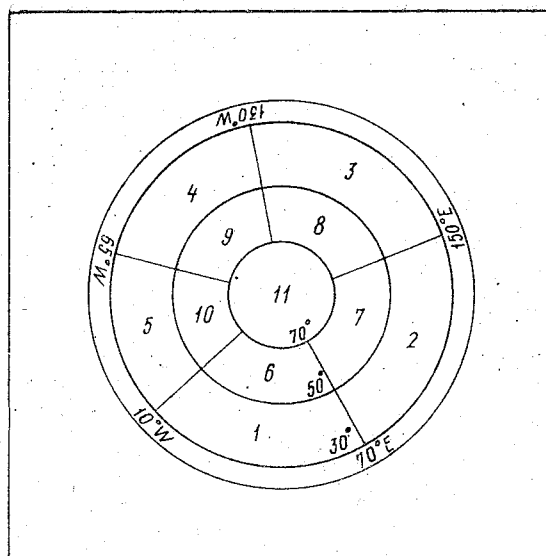


Рис. 5. Схема районирования северного полушария

Таблица 3

Коэффициент освещенности зоны 30—90° с. ш. метеорологическими аэростатами за январь 1965—1969 гг. на уровнях 100 и 30 мбар

№ региона	Уровень, мбар		Широтная зона, град.	Уровень, мбар	
	100	30		100	30
1	0,99	0,91	30—50	0,72	0,59
2	0,98	0,80			
3	0,80	0,34			
4	0,58	0,48			
5	0,31	0,34			
6	0,93	1,00	50—70	0,84	0,83
7	0,97	0,96			
8	0,88	0,58			
9	0,81	0,76			
10	0,60	0,85	70—90	0,75	0,99
11	0,75	0,99			
$\bar{k}$	0,77	0,73	$\bar{k}$	0,77	0,73

Заключение

Результаты многочисленных программ испытаний отдельных элементов аэростатно-спутникового комплекса зондирования атмосферы и его апробации в рамках ПГЭП свидетельствуют о несомненной перспективности АСК как нового источника получения дополнительной метеорологической информации над неосвещенными или в недостаточной степени освещенными регионами Земли и на высоте в слое 20—40 км.

Кроме этой основной задачи, АСК может быть использован для слежения за климатообразующими факторами. Так, возможность аэростатов длительное время совершать полеты в слое 20—30 км позволяет обеспечить непрерывные наблюдения за эволюцией озонного слоя.

Перспективным направлением развития АСК является установка на АСИН спектральной аппаратуры. Это позволит существенно повысить информативность измерений с АСИН, а комплексное использование данных прямых и косвенных измерений — улучшить качество восстановления полей метеорологических элементов ниже уровня полета АСИН.

Заметим, что при реализации АСК в оперативную практику поток первичной метеорологической информации существенно возрастет. Это потребует соответствующего увеличения мощности существующих центров обработки данных, которые, как показали результаты проведения ПГЭП, в настоящее время не в состоянии обеспечить обработку непрерывно растущего объема метеорологической информации.

Авторы считают своим принятым долгом поблагодарить профессора Е. П. Борисенкова и В. Н. Сердюка за критическое обсуждение принципов построения АСК, а также В. Н. Стасенко за развитие идеи использования радиометрической аппаратуры на аэростатах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альтер-Залик Ю. Ж. О возможности использования метода Лагранжа для диагноза и прогноза развития стратосферных процессов. — В сб.: Численное моделирование циркуляции в стратосфере, Новосибирск, ВЦ СО АН СССР, 1976, с. 58—67.
2. Афанасьев Г. Т., Здорик Ю. М. Аэростатное зондирование атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1974, 140 с., 1 гл.
3. Banta R. M. On determining vertical wind velocities from EOLE constant density balloon data. — «Envir. Res. Pap». Color. St. Univ., Ft. Collins. Col., USA, 1975. 36 p.
4. Data collection from atmospheric and surface platforms via a satellite. — «COSRAR trans.», 1967, № 3, pp. 73—144.
5. Lally V. E. Superpressure balloons for horizontal soundings of the atmosphere. — «NCAR Rept. TN — 28, Boulder, Col.», 1967. 167 p.
6. Lally V. E., Schuman A. O., Reed R. P. Superpressure balloon flights of the tropical stratosphere. — «Sciense», 1969, v. 186, № 3906, pp. 738—739.

7. Morel P. Definition scientifique du projet de satellite FR — 2 (projet EOLE). — «Assemble gen. COSPAR», Londres juill, 1967. Paris, CNES. 44 p.
 8. Vonnegut S. Time lapse photography of clouds from high altitude balloons. — «Journ. Appl. Optics», 1970, v. 9, № 3, pp. 1814—1815.
 9. Winker J. A. Long duration ballooning. — «Atmos. Technol.», 1974, № 5, pp.28 — 32.
 10. Un nouvel outil d'observation meteorologique la plateforme de tevision «Colombe». — «Rev. secret. gen. aviat civile», 1969, № 134, pp. 103 — 104.
-

В. Д. ЕНИКЕЕВА, В. Н. КИСЕЛЕВ, С. И. МАЗОВЕР (ЛГМИ)

ОПТИМАЛЬНЫЕ АЛГОРИТМЫ АНАЛИЗА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА ЭВМ ПРИ ПЛАНИРОВАНИИ ПОЛЕТОВ СОВРЕМЕННОЙ АВИАЦИИ

Развитие воздушного транспорта обуславливает необходимость качественного изменения методики метеорологического обеспечения полетов. При этом «... комплексная механизация и автоматизация становятся неременным условием экономического роста» [11].

Разработка систем автоматического управления и применение высокопроизводительных ЭВМ для обработки результатов измерений, анализа и прогноза полей метеорологических элементов открыли широкие возможности для решения проблемы автоматизации метеорологического обеспечения полетов. Автоматизация позволяет повысить точность анализа метеорологической информации и обеспечить объективное принятие решений при планировании полетов за счет оптимального учета физического состояния атмосферы [1, 2].

Планирование полетов на основе применения ЭВМ предусматривает создание комплекса оптимальных алгоритмов анализа метеорологической информации, главным образом ветрового и температурного режима атмосферы и опасных для авиации явлений погоды. Синтез оптимальных алгоритмов является базой для создания единой автоматизированной системы метеорологического обеспечения полетов (АСМОП).

Математическое описание АСМОП на основе понятия динамической системы, предложенное в работах С. В. Солонина [12, 13], позволяет применить при ее разработке единый общесистемный подход.

Решаемые в АСМОП задачи допускают теоретико-множественную формализацию. В этом случае процесс планирования полетов P , реализуемый на ЭВМ комплексом алгоритмов A , есть отображение:

$$P : M \xrightarrow{A} Y, \quad (1)$$

где M — множество входных воздействий, представляющее собой всю совокупность метеорологической и навигационной информации; Y — множество выходных параметров, представляющее собой множество мощности α матриц-планов полетов (рейсовых карточек); рассчитанных по множеству M .

Комплекс A алгоритмов решения задач системы объединяет оптимальные алгоритмы анализа метеорологической информации, принятия решений и специальный алгоритм управления, учитывающий большое число взаимодействующих элементов в АСМОП и необходимость преобразования значительного объема метеорологической и навигационной информации в процессе решения основных функциональных задач. Введение алгоритма управления позволяет организовать АСМОП в виде иерархической динамической системы, характеризующейся иерархией подсистем и иерархией критериев качества [3].

Анализ решаемых задач позволяет в АСМОП выделить следующие подсистемы:

- метеорологической информации;
- понятия решения на возможность безопасного выполнения полетов;
- оптимального планирования полетов.

Схема взаимосвязи этих подсистем при функционировании АСМОП представлена на рисунке.

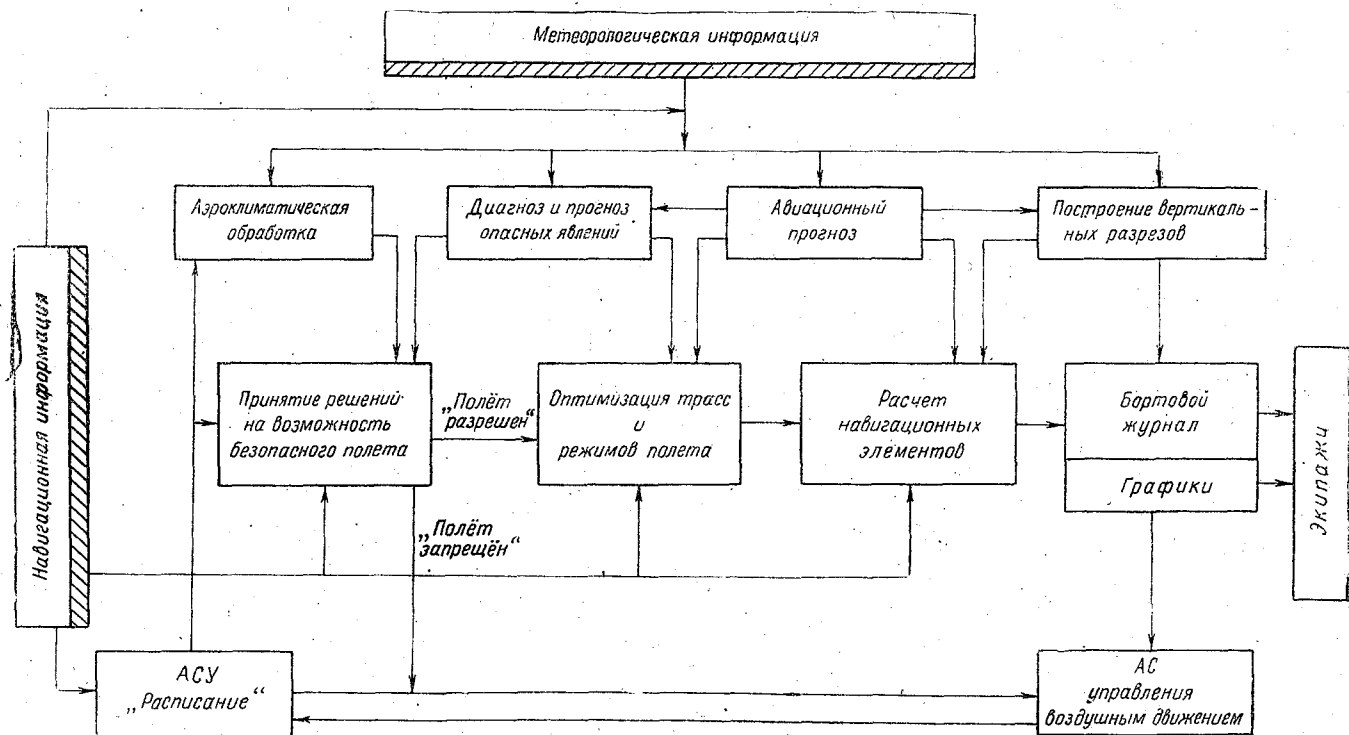
Каждая из подсистем обладает определенной спецификой, но с математической точки зрения решаемые задачи могут быть сведены к нахождению экстремумов соответствующих функционалов в условиях априорной неопределенности, т. е. отсутствия (полного или частичного) информации о тех или иных параметрах функционалов:

$$W^*(\vec{\theta}^*) = \sup_{\{\vec{\theta}\}} W(\vec{\theta}, X). \quad (2)$$

Здесь $W(\vec{\theta}, X)$ — экстремизируемый функционал, определяемый конкретными задачами АСМОП; $\vec{\theta}$ — параметр, в общем случае векторный, от которого зависит характер изменения функционала $W(\vec{\theta}, X)$; X — область многомерного пространства, соответствующая имеющимся данным о состоянии атмосферы.

Алгоритмы, реализующие подсистемы АСМОП, были разработаны коллективом сотрудников научно-исследовательского института авиационной метеорологии ЛГМИ под научным руководством профессора С. В. Солонина в период 1968 — 1978 годов.

Кратко остановимся на характеристике задач, решаемых каждой подсистемой АСМОП.



Функциональная схема автоматизированной системы метеорологического обеспечения полетов

Подсистема метеорологической информации

Эффективность работы данной подсистемы определяется ценностью полученной метеорологической информации для решения функциональных задач обеспечения полетов.

Применительно к задачам метеорологического обеспечения полетов авиации достаточно очевидно, что ценность метеоинформации тем выше, чем меньше время ее получения и ошибки обработки. Тогда для данной подсистемы функционал, определяющий ценность метеорологической информации и подлежащий оптимизации, зависит от характера информации и истинности сообщений:

$$F(t) = F(A_i(t), \bar{\delta}(t)), \quad (3)$$

где $A_i(t)$ — признаки информации (виды метеорологических элементов); $\bar{\delta}(t)$ — общая ошибка системы обработки метеорологической информации в момент времени t ; $i = 1, N$, N — число используемых метеорологических элементов.

Поиск максимума $F(t)$ на множестве всех методов обработки информации обеспечивает оптимальный выбор вычислительных процедур.

На основе оптимизации функционала $F(t)$ в подсистеме метеорологической информации формализованы следующие задачи: авиационный прогноз ветра и температуры; диагноз и прогноз опасных для авиации явлений погоды; построение вертикальных разрезов атмосферы по трассе полета; расчет аэроклиматических характеристик по аэропортам и трассам полета.

Авиационный прогноз ветра и температуры в отличие от существующих оперативных численных схем прогноза предусматривает получение прогностической информации на всех высотах полетов современных самолетов.

Оптимальным в этом плане подходом является применение методов межуровневой интерполяции и экстраполяции на основе информации о полях ветра и температуры на основных изобарических поверхностях, полученной с помощью существующих оперативных численных схем.

При реализации такого подхода целесообразно привлекать информацию о наличии уровня максимальной скорости ветра и тропопаузы, которые определяют характер изменения ветра и температуры с высотой между стандартными изобарическими поверхностями. Отсутствие таких сведений при решении задачи интерполяции приводит к большим погрешностям в вычислении скорости ветра и температуры, которые особенно велики вблизи этих уровней. При решении задачи экстраполяции необходимо иметь информацию о статистических характеристиках изменения ветра и температуры с высотой.

Реализуемый в подсистеме алгоритм авиационного прогноза [4, 7, 8] включает следующие процедуры:

- численный прогноз полей ветра и температуры по схемам Гидрометцентра СССР;

- получение прогностической информации о высотах уровня максимальной скорости ветра и тропопаузы;

- межуровневая интерполяция в тропосфере и экстраполяция в стратосфере.

Диагноз и прогноз опасных для авиации метеорологических явлений основан на построении решающих правил, которые дают возможность закодированную набором информативных параметров метеорологическую ситуацию (состояние атмосферы) отнести к одному из двух классов: «наличие опасного явления» и «отсутствие опасного явления».

В зависимости от имеющейся априорной информации используются различные методы распознавания образов [5, 16, 18]. С точки зрения ценности метеорологической информации для минимизации ошибок диагноза и прогноза наибольшую эффективность по сравнению с другими методами имеет непараметрический вариант последовательного анализа, реализованный на основе потенциальных функций.

Адаптивный алгоритм диагноза и прогноза опасных атмосферных явлений предусматривает упорядочение метеорологических параметров при минимизации адекватных непараметрических критериев и использование наиболее информативных характеристик для создания физико-статистических моделей опасных явлений. В пространстве выбранных параметров осуществляется построение разделяющих границ классов с учетом минимизации ошибок распознавания и строится решающее правило. Оно обеспечивает принятие решения об отнесении исследуемой метеорологической ситуации к одному из классов или о недостаточности имеющейся информации для обоснованного (с точки зрения допустимых ошибок) прогноза опасного явления. В последнем случае в алгоритме предусмотрено расширение набора метеорологических параметров или «усечение» процесса переходом к альтернативной классификации.

Вертикальные разрезы атмосферы позволяют наиболее полно представить вертикальное распределение температуры и других метеорологических характеристик по трассе полета.

Математически решение этой задачи сводится к выбору оптимальных методов интерполяции полей метеорологических элементов и расчету координат точек изолиний. Использование сплайн-аппроксимации дает возможность построить вертикальные разрезы атмосферы по трассе полета, отвечающие условию экстремума соответствующего функционала [14, 15].

Расчет аэроклиматических характеристик включает в себя получение и обработку климатической информации о ветровом режиме, температуре воздуха и опасных явлениях

по аэропортам и трассам полета. Для обработки этой информации используются различные методы интерполяции, позволяющие оптимизировать вычислительную схему в соответствии с функционалом вида (3).

Результаты функционирования подсистемы метеорологической информации в соответствии с описанными алгоритмами служат исходными данными для подсистем принятия решений и оптимального планирования полетов.

Подсистема принятия решения на возможность безопасного выполнения полетов

Принятие решений на возможность безопасного полета зависит не только от физического состояния атмосферы, но и от летно-технических данных самолетов, состояния аэродромной сети и степени подготовленности экипажей. При общей математической постановке задачи принятия решений в рамках адаптивной классификации исследуемая метеорологическая и навигационная обстановка полета представляется в виде набора n параметров и характеристик, т. е. n -мерного вектора X в пространстве признаков R^n .

Существенную роль в разработке подсистемы принятия решений на возможность безопасного полета играет выбор подмножеств информативных признаков $\{X_k\}$ в множестве всех определяемых навигационных параметров и метеорологических характеристик состояния атмосферы, производимый с учетом типа самолета и этапа выполнения полета ($k = 1, 2, 3$ при взлете, полете на эшелоне и посадке соответственно).

На каждом из этапов полета самолета рассматриваемого типа от аэродрома A_n до аэродрома A_k на одном или нескольких разрешенных эшелонах H_m принимается решение об отсутствии конфликтных ситуаций по метеорологическим и навигационным причинам: $D_k(X_k) = 1$, $k = 1, \bar{3}$. Тогда полет по трассе безопасен, если

$$D_n(A_n, H_m, A_k) = D_1(X_1) \wedge D_2(X_2) \wedge D_3(X_3) = 1. \quad (4)$$

Поэтапная проверка истинности этого логического условия, а также в случае необходимости (при $D_i(X_i) = 0$, $i = 2, 3$) поиск запасных аэродромов и возможностей обхода опасных зон реализуют основной алгоритм подсистемы [17].

Построение решающих правил и проверка истинности логических выражений $D_k(X_k)$, $k = \bar{1, 3}$, осуществляется в условиях частичной априорной неопределенности относительно вида закона распределения признаков (метеорологических параметров), являющихся компонентами векторов X_k , которые рассматриваются как случайные величины. В качестве способа преодоления априорной неопределенности применяются непараметрические адаптивные

алгоритмы распознавания образов, реализованные в общем виде при диагнозе и прогнозе опасных для авиации атмосферных явлений в подсистеме метеорологической информации. В подсистеме принятия решений эти алгоритмы интерпретированы для выявления опасных явлений погоды при взлете, полете на эшелоне, посадке самолета. На этапах взлета и посадки может быть использован алгоритм, основанный на сопоставлении состояния погоды (фактического или прогностического) с погодными минимумами или с комплексом критических значений метеорологических параметров [21].

Таким образом, при реализации алгоритмов подсистемы принятия решений в АСМОП необходимо, согласно расписанию воздушного движения, осуществить последовательный (иерархический) перебор воздушных трасс и типов эксплуатирующихся на них самолетов с учетом классности экипажей. При этом для каждого конкретного самолета определяется вектор информативных признаков, характеризующий метеорологические и навигационные условия полета в рассматриваемый период времени. Решающее правило для каждого из выделенных участков трассы (для каждого из этапов полета) относит соответствующий вектор к одному из классов, на основе чего вырабатывается оптимальная стратегия действий.

Полученная при работе подсистемы информация может быть использована для последующей оптимизации маршрута и режима полета, а также представляет непосредственный интерес для метеорологического обеспечения полетов и для управления воздушным движением.

Подсистема оптимального планирования полетов

К числу наиболее важных вопросов, связанных с эффективным функционированием АСМОП, относится вопрос синтеза вычислительных алгоритмов, реализующих решение задач оптимального планирования как при непосредственном обеспечении полета (предполетное планирование), так и при состоянии расписания.

При предполетном планировании в зависимости от заданного критерия оптимальности $q \in Q$ (например, минимум времени полета) из множества матриц-планов полетов Y^i выбирается план полета, соответствующий программе движения j^* :

$$(\forall q \in Q) (Y^i = \{y^{ij}\}_{\substack{i=\{1:n\} \\ j=\{1:\alpha\}}} \rightarrow y^{ij^*}), \quad (5)$$

где Q — множество возможных критериев оптимизации; n — количество трасс. Введение мощности α множества матриц-планов полета, рассчитанных для данной трассы, обусловлено наличием нескольких программ движения самолета j . Под программой движения понимается вид профиля полета, варианта трассы, режима и т. д.

Таким образом, в подсистеме оптимального планирования полетов при предполетном планировании необходимо реализовать следующие алгоритмы:

— выбор оптимальных вариантов трасс и режимов полета в соответствии с метеорологическими условиями на период полетов;

— расчет навигационных элементов.

Оптимизация трасс и режимов полета с математической точки зрения сводится к нахождению экстремума функционала, который является показателем качества управления, при наличии ограничений на фазовые координаты и управление.

Такие основные качества, учитываемые обычно при выборе траекторий полета, как экономия времени и затраты топлива, определяются интегральными функционалами

$$I = \int_0^T f^0(\vec{x}, \vec{u}, t) dt, \quad (6)$$

где $\vec{x}$ — фазовый вектор; $\vec{u}$ — вектор управления; t — текущее время; f^0 — функция, определяемая видом решаемой задачи.

В зависимости от вида исходной информации и целей управления в АСМОП реализуются детерминированная, стохастическая и адаптивная постановки задачи оптимального учета физического состояния атмосферы.

Детерминированная постановка задачи оптимизации полета самолета возникает при точном знании входных параметров. Однако, учитывая, что используемая в системе АСМОП информация содержит ряд погрешностей, в некоторых случаях более корректным является рассмотрение стохастической постановки задачи оптимального управления в условиях априорной неопределенности. Адаптивная постановка обеспечивает самонастройку системы на оптимальный режим в соответствии с апостериорной информацией.

К числу наиболее важных задач, реализуемых при данном подходе, относятся задачи о нахождении оптимальной траектории набора высоты и снижения самолета, траектории минимального времени полета самолета как в детерминированной, так и в стохастической постановке [9, 10, 19, 20].

Оптимизация режима полета в соответствии с интегральным функционалом (6) состоит в расчете плана полета с наименьшей воздушной скоростью в смысле минимального расхода топлива в зависимости от конкретных метеорологических условий по воздушной трассе. Эта задача сводится к решению алгебраического уравнения пятой степени относительно скорости полета [6].

Расчет навигационных элементов осуществляется по принятым в штурманской практике соотношениям на основе учета всего комплекса навигационной и метеорологической информации.

В соответствии с метеорологическими условиями на период полетов на основе анализа навигационных данных производится автоматический выбор оптимальных вариантов трасс и расчет оптимального режима полета. Критерием оптимальности является достижение максимальной экономичности полетов, обусловленное экономией ресурса материальной части и топлива, увеличением коммерческой нагрузки.

Выбор оптимальных вариантов трасс в соответствии с метеорологическими условиями и расчет оптимального режима полета неразрывно связаны с решением задач расчета общего запаса топлива, величины коммерческой нагрузки и взлетного веса. Другим необходимым условием проведения оптимизации является вычисление навигационных элементов полета по участкам маршрута, наиболее важными из которых являются путевые углы, ортодромические расстояния, воздушные и путевые скорости полета, время пролета всей трассы в целом и отдельных ее участков.

Оптимальный учет метеорологических условий при составлении расписания представляет особый интерес для гражданской авиации.

Оптимизация составления расписания с учетом метеорологических условий (аэроклиматические характеристики ветрового и температурного режимов, сложных метеорологических условий) осуществляется на основе объективных критериальных оценок (функционалов). Это позволяет повысить технико-экономические показатели работы Аэрофлота за счет уточнения летного времени движения самолетов по расписанию, а также повышения регулярности полетов.

Реализация подсистем АСМОП в численных экспериментах и в оперативном режиме на базе Гидрометцентра СССР при обеспечении полетов самолетов гражданской авиации рассчитанными на ЭВМ планами полетов показала высокую эффективность разработанных алгоритмов и целесообразность дальнейшего использования предложенных методик.

Полное внедрение АСМОП в практику деятельности гражданской авиации позволит существенно повысить безопасность, регулярность и экономичность полетов по внутрисоюзным и международным воздушным трассам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авиационная метеорология. Л., Гидрометеиздат, 1966. 286 с. Авт.: А. М. Баранов, Н. И. Мазурин, С. В. Солонин, И. А. Янковский.
2. Баранов А. М., Солонин С. В. Авиационная метеорология, Л., Гидрометеиздат, 1975. 391 с.

3. Бусленко И. П., Калашников В. В., Коваленко И. Н. Лекции по теории сложных систем. М., «Сов. радио», 1973. 380 с.
4. Дегтяренко Г. А. Прогноз поля ветра в нижней стратосфере в интересах сверхзвуковой авиации. — «Труда Всесоюзной конференции по вопросам метеорологического обеспечения сверхзвуковой авиации». Л., изд. ЛГМИ, 1971, с. 76—81.
5. Еникеева В. Д. К вопросу определения потенциальных зон болтанки самолетов на ЭВМ. — «Межвузовский сборник», изд. ЛПИ, 1976, вып. 61, с. 70—81 (ЛГМИ).
6. Ершова В. С., Солонин С. В. О наиболее выгодной скорости полета самолета с учетом ветра. — «Труды ЛГМИ», 1968, вып. 34, с. 102—109.
7. Киселев В. Н. Прогноз поля максимальной скорости ветра. — «Труды ЛГМИ», 1974, вып. 51, с. 167—173.
8. Киселев В. Н. К вопросу об изменении высоты уровня максимальной скорости ветра. — «Труды ЛГМИ», 1974, вып. 51, с. 149—153.
9. Мазовер С. И. Об определении траектории минимального времени полета самолета при стохастической постановке задачи. Л., ЛГМИ, 1975, деп. в ВИМИ 15 июля 1975 г. № ВМ, Д01900. 13 с.
10. Мазовер С. И. Оптимальный профиль набора высоты с учетом физического состояния атмосферы. — «Труды ОЛАГА», 1975, вып. 61, с. 28—30.
11. Материалы XXV съезда КПСС. М., Политиздат, 1976. 206 с.
12. Солонин С. В. Проблемы оптимизации метеорологического обеспечения СТС с применением ЭВМ большого быстродействия. — «Труды Всесоюзной конференции по вопросам метеорологического обеспечения сверхзвуковой авиации». Л., изд. ЛГМИ, 1971, с. 39—44.
13. Солонин С. В. Математические аспекты синтеза автоматизированной системы метеорологического обеспечения полетов. — «Труды ЛГМИ», 1974, вып. 51, с. 3—8.
14. Солонин С. В., Беляев А. П., Сильвестров П. В. Составление вертикальных разрезов на ЭВМ. — «Труды ЛГМИ», 1974, вып. 51, с. 181—189.
15. Солонин С. В., Беляев А. П., Мамаев Е. Д. Об аппроксимации метеорологических полей дважды кубическими сплайнами. — «Труды ЛГМИ», 1974, вып. 51, с. 154—158.
16. Солонин С. В., Еникеева В. Д. Методы теории распознавания образов в приложении к задачам авиационной метеорологии. — «Межвузовский сборник», изд. ЛПИ, 1976, вып. 61, с. 3—10 (ЛГМИ).
17. Солонин С. В., Еникеева В. Д. Алгоритмы принятия решения в автоматизированных системах управления воздушным движением. — «Межвузовский сборник», изд. ЛПИ, 1977, вып. 64, с. 16—23. (ЛГМИ).
18. Солонин С. В., Еникеева В. Д., Яворская Л. Ю. Применение теории распознавания образов для диагноза и прогноза болтанки самолетов. — «Труды ЛГМИ», 1974, вып. 51, с. 120—138.
19. Солонин С. В., Ершова В. С., Мазовер С. И. Определение траектории минимального времени полета самолета с ограничениями на координаты. — «Труды ЛГМИ», 1971, вып. 42, с. 36—42.
20. Солонин С. В., Ершова В. С., Мазовер С. И. Определение траектории минимального времени полета самолета методом динамического программирования с учетом сферичности Земли. — «Труды ЛГМИ», 1971, вып. 42, с. 43—50.
21. Солонин С. В., Протасова В. П. Алгоритмы управления в автоматизированной системе метеорологического обеспечения полетов. — «Труды ЛГМИ», 1968, вып. 34, с. 36—48.

В. С. КОМАРОВ (ВНИИГМИ МЦД)

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО МАЛОПАРАМЕТРИЧЕСКОМУ ОПИСАНИЮ КРУПНОМАСШТАБНОЙ СТРУКТУРЫ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ В АТМОСФЕРЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Среди многочисленных проблем, возникших в последние годы в связи с освоением околоземного пространства и появлением новейшей космической аппаратуры, большое значение имеет проблема интерпретации спутниковых спектральных измерений. Это обусловлено тем, что данная проблема связана с решением так называемых обратных задач, которые являются некорректными [1]. Поэтому на практике для решения подобных задач используются различного рода регуляризационные методы и, в частности, метод статистической регуляризации, основанный на математическом введении в алгоритм задачи априорной статистической информации о вертикальной структуре метеорологических полей, в первую очередь полей температуры и влажности.

Однако при использовании этого метода точность решения обратной задачи в значительной степени зависит от адекватности взятых статистических характеристик, т. е. соответствия их данному месту, времени года, уровню атмосферы и т. п. Действительно, согласно исследованию авторов [2], для уравнения переноса радиации, записанного в виде конечномерного аналога

$$r_e = A \cdot T'(x) + e, \quad (1)$$

где r_e — вектор измерений интенсивности уходящей радиации в спектральном интервале Δv_i ($i = 1, 2, \dots, M$); $A = a_{ij} = K(v_i, x_j) \omega_j \Delta x_j$ — матрица (оператор), позволяющая перейти от параметров радиации к параметрам температуры (здесь $K(v_i, x_j) = \frac{\partial B[v, T(x)]}{\partial T} \Big|_{T=T_0} \cdot \frac{\partial \tau(v, x)}{\partial x}$, а ω_j — весовые функции); $T'(x)$ —

вектор отклонений искомого температурного профиля $T(x)$ от нулевого приближения $T^0(x)$ на уровнях $j = 1, 2, \dots, N$; e — вектор

случайных ошибок измерения радиации в различных спектральных каналах, существует некоторая дисперсионная матрица отклонений восстановленного профиля $\tilde{T}(x)$ от истинного профиля $T(x)$, а именно

$$D = (S_{TT}^{-1} + A^T S_e^{-1} A)^{-1}, \quad (2)$$

где S_{TT} — априорная ковариационная матрица температуры; S_e — ковариационная матрица ошибок измерения радиации.

Из анализа выражения (2) хорошо видно, что точность искомого температурного профиля $\tilde{T}(x)$ в значительной мере определяется заданными априорными сведениями о матрицах S_{TT} , A и S_e . При этом, если учесть тот факт, что априорные данные должны быть небольшими по своему объему, так как они входят составной частью в блок-схему оперативной программы обработки спутниковых спектральных измерений, то становится совершенно ясно, какой важной стала проблема скорейшего получения априорной статистики, которая была бы одновременно глобальной, адекватной и малой по своему объему.

В связи с таким положением для реализации этой проблемы необходимо разработать особые принципы оптимального сжатия и преобразования статистической информации, которые учитывали бы естественную изменчивость исследуемого метеорологического поля.

Как нам представляется, с этой целью целесообразно использовать метод главных компонент (естественных ортогональных функций), получивший в последние годы широкое распространение в исследованиях по типизации синоптических ситуаций и классификации метеорологических полей (можно назвать, например, работы Н. И. Яковлевой [3], В. С. Комарова [4], П. Фоглера [5]).

Применение для малопараметрического описания метеорологического поля метода главных компонент позволило сделать следующее:

- 1) отфильтровать мелкомасштабные и малосущественные вариации этого поля и учесть лишь те вариации, которые обусловлены атмосферными процессами синоптического и глобального масштабов и которые обычно исследуются в аэроклиматологии;
- 2) провести объективное районирование территории северного полушария и выделить на ней сравнительно небольшое число квазиоднородных районов (они являются однородными с точки зрения обобщенных статистических характеристик многолетних рядов наблюдений);
- 3) получить для каждого из выявленных районов одну адекватную модель атмосферы, представленную одним локальным средним профилем и одной осредненной матрицей или одним осредненным базисом, составленным из главных собственных векторов этой матрицы.

Остановимся коротко на рассмотрении некоторых результатов численных экспериментов по апробации указанного метода в задаче преобразования и сжатия априорной статистической информации, проводимых применительно к решению проблемы дистанционного зондирования атмосферы.

Основным материалом для такого исследования послужили средние профили и ковариационные матрицы температуры и влажности большого порядка (для S_{TT} он равен 25, а для S_{qq} — 15), рассчитанные по данным радиозондовых наблюдений 120 станций северного полушария за январь, апрель, июль и октябрь для температуры в слое атмосферы: земля — 20 мбар, для влажности — земля — 400 мбар. Исходные выборки для расчета указанных статистик состояли для каждой станции и месяца примерно из 150—200 реализаций, полученных с учетом особых точек за период с 1961 по 1972 год.

Первым результатом статистических исследований по моделированию процессов синоптического и глобального масштабов было проведение объективной классификации полей температуры и влажности в атмосфере северного полушария. С этой целью применен метод климатического районирования, основанный на использовании некоторого статистического критерия близости двух систем ортогональных функций вида [4]:

$$\bar{r}_{kl} = \frac{\sum_{i=1}^p r_{kl}^{(i)} \cdot \bar{\lambda}_i}{\sum_{i=1}^p \bar{\lambda}_i} \geq r_{\text{крит}} = th Z_{\text{крит}}, \quad (3)$$

где $r_{kl}^{(i)} = \cos(\widehat{F_{jk}^{(i)}}, F_{jl}^{(i)}) = \sum_{j=1}^n F_{jk}^{(i)} F_{jl}^{(i)}$ — коэффициент ортогональности двух i -х векторов (i — номер вектора), взятых для пары сравниваемых матриц; $\bar{\lambda}_i$ — среднее арифметическое из собственных чисел тех же сравниваемых матриц, рассчитываемое для каждого номера вектора; $Z_{\text{крит}} \geq 3$ (2,5) σ_z — критерий Фишера ($\sigma_z = \frac{1}{\sqrt{N-3}}$ — его среднее квадратическое отклонение, а N —

объем выборки); $p = 5$ — число взятых для классификации членов разложения, и на количественной оценке значимости расхождения норм сравниваемых матриц, т. е. $\|S_{\text{жж}}\| = \lambda_{\text{max}}$, определяемой с помощью критерия Кохрана [6]:

$$G = \frac{S_1^2}{S_1^2 + S_2^2 + \dots + S_m^2}, \quad (4)$$

Здесь S_1^2 — наибольшая из сравниваемых дисперсий (норм матриц); m — число взятых дисперсий.

Подобная методика позволила выявить на территории северного полушария относительно небольшое число физико-географических районов, где характер вариаций вертикальных профилей температуры и удельной влажности является случайным по отношению к атмосферным процессам глобального и синоптического масштабов.

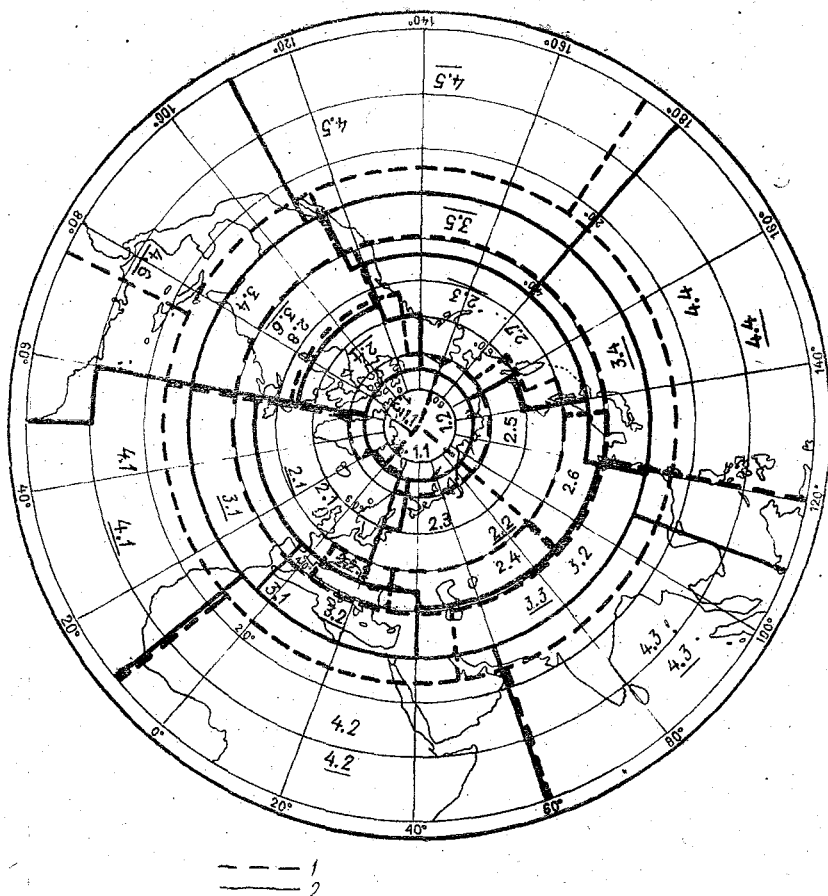


Рис. 1. Квазиоднородные районы северного полушария:
1—зима; 2—лето (номера летних районов подчеркнуты).

В частности, зимой на территории северного полушария четко выделяются 20 квазиоднородных районов, а летом — 17 районов (рис. 1). Некоторое уменьшение числа квазиоднородных районов, отмечаемое от зимы к лету, связано с определенным увеличением площадей однородных территорий в умеренных и полярных широтах северного полушария.

Аналогичная процедура классификации метеорологического поля, проведенная применительно к временному (в годовом ходе) обобщению, позволила дополнительно установить, что для описания статистической структуры вариаций вертикальных профилей температуры во все сезоны года и для всех выявленных квазиоднородных районов достаточно иметь данные обобщенных статистик (ковариационных матриц $S_m(p_i, p_j)$ или их собственных базисов) за четыре срединных месяца сезонов: январь, апрель, июль и октябрь, а к северу от 30 — 40-й параллели можно ограничиться с той же целью обобщенными параметрами, взятыми лишь за январь и июль. Это хорошо видно, например, из рис. 2, на котором приведен временной ход коэффициентов ортогональности между собственными векторами температуры и влажности, определенных относительно января и июля для типичных квазиоднородных районов, а именно районов 1.1, 2.1 и 4.2, представляющих различные широтные зоны северного полушария: полярную, умеренную, субтропическую и тропическую.

Для описания же вариаций вертикальных профилей удельной влажности на большей части территории северного полушария достаточно иметь не более двух обобщенных ковариационных матриц $S_m(p_i, p_j)$: за январь и июль (см. рис. 2), а в умеренных широтах (кроме Восточной Сибири — район 2.5) и в субтропической зоне можно обойтись и одной ковариационной матрицей или одним собственным базисом, полученными по данным за любой из четырех срединных месяцев.

Вторым результатом статистических исследований по моделированию атмосферных возмущений синоптического и глобального масштабов было построение для каждого квазиоднородного района локальной вероятностной малопараметрической модели атмосферы по температуре и влажности, представляющей собой комплекс среднего вертикального профиля $\xi(p_k)$, характерного для рассматриваемого района и обобщенного ортонормированного базиса $F_1^m, F_2^m, \dots, F_p^m$, составленного из главных компонент разложения осредненной матрицы $S_m(p_i, p_j)$ по естественным ортогональным функциям (здесь m — число станций, по данным которых происходит осреднение).

Анализ статистических параметров локальных моделей атмосферы показал, что средние профили температуры и влажности для зимы и лета имеют известный ход по высоте (падение температуры и влажности в тропосфере и рост температуры с высотой в стратосфере), который был описан ранее при использовании данных одних стандартных уровней. Лишь зимой в пограничном слое (в основном ниже 1—2 км) на территории Арктики (районы 1.1—1.3) и центральных частей континентов Евразии и Северной Америки (районы 2.3, 2.5, 2.6 и 2.8) подобный ход величин $t(p_k)$ и $q(p_k)$ с высотой нарушается. Здесь отмечаются инверсионное распределение температуры и увеличение концентрации водяного пара.

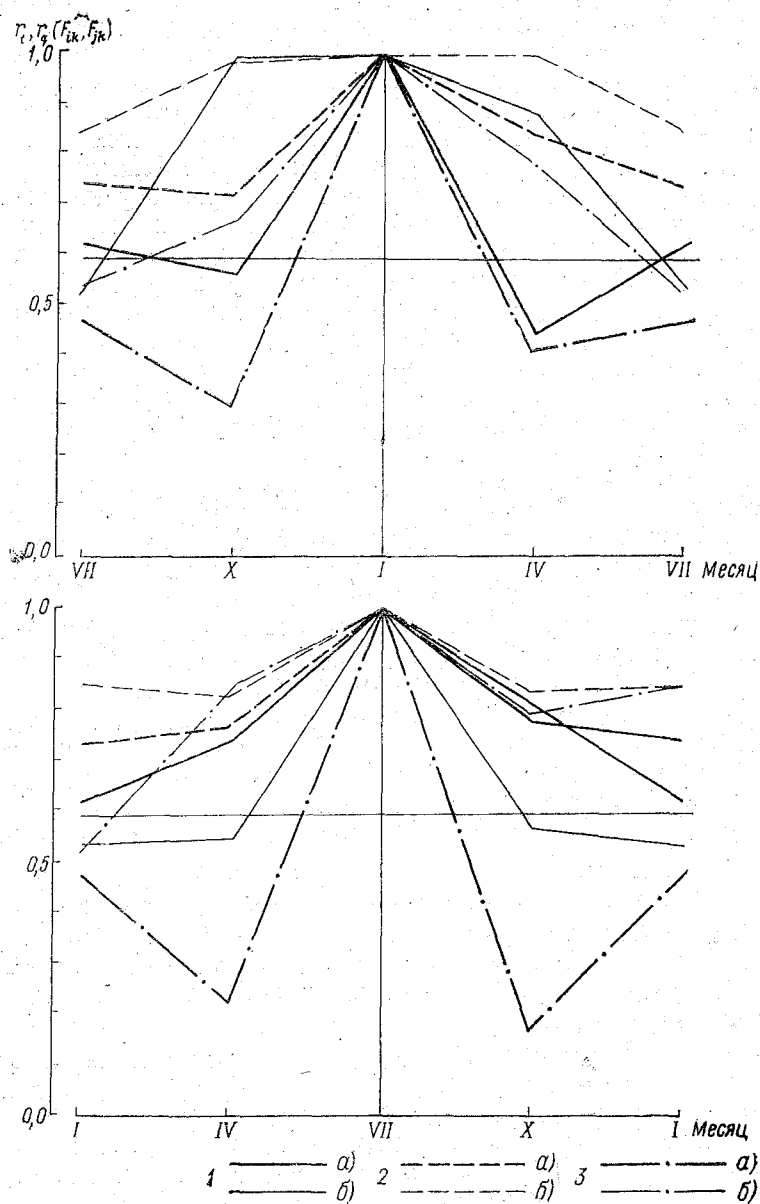


Рис. 2. Временной ход коэффициентов ортогональности между собственными векторами температуры (а) и удельной влажности (б), определенных относительно января и июля для районов 1.1 (1), 2.1 (2) и 4.2 (3)

Кроме того, тот же анализ показал, что для описания случайных вариаций температуры и влажности с достаточной для практики точностью можно ограничиться почти повсеместно, исключая тропики, трех-четырёхкомпонентной моделью.

Действительно, к северу от $25-30^\circ$ с. ш. независимо от сезона уже трехпараметрическая модель атмосферы позволяет получить представление о статистической структуре вариаций температуры с точностью до $10-25\%$, а вариаций влажности — до $5-10\%$ (здесь и ниже проценты относятся и величинам остаточных дисперсий d_i , которые получаются после исключения случайных вариаций рассматриваемого метеозлемента в направлении первых трех собственных векторов).

В тропической зоне, в отличие от остальной территории северного полушария, точность представления статистической структуры профилей $t'(p_k)$ и $q'(p_k)$ с помощью трехпараметрической модели существенно ниже. Она в оба сезона порядка $25-35\%$ для температуры и $7-17\%$ для удельной влажности.

При использовании же в целях оптимального описания структуры профилей температуры и влажности четырехпараметрической модели точность их аппроксимации значительно повышается и составляет для температуры $5-15\%$ (в тропиках $15-25\%$), а для влажности $1-7\%$ (в тропиках $5-10\%$).

Резюмируя все вышесказанное, можно констатировать, что предлагаемые локальные малопараметрические модели атмосферы по температуре и влажности, несмотря на свою простоту и малый объем обобщенных данных, использованных для их построения, дают полное и вполне адекватное представление об основных особенностях статистической структуры вертикальных профилей $t'(p_k)$ и $q'(p_k)$ над тем или иным квазиоднородным районом северного полушария. При этом точность описания этой структуры с помощью полученных статистических моделей достаточно велика, особенно к северу от $25-30^\circ$ широты.

Для подтверждения вывода о возможном использовании малопараметрических моделей для адекватного описания вертикальной структуры полей температуры и влажности были дополнительно проведены численные эксперименты по статистической оценке локальных (с точки зрения вертикального разрешения) погрешностей аппроксимации температурных профилей, возникающих после последовательного исключения вариаций температуры в направлении одного, двух, трех и т. д. первых собственных векторов.

В таблице приведены локальные средние квадратические ошибки определения температурного профиля по данным трех-четырёхкомпонентных статистических моделей атмосферы σ_i ($i = 1, 2$), рассчитанные за январь и июль для четырех типичных станций: Коппермайна, Москвы, Ашхабада и Адена, расположенных в различных физико-географических районах северного полушария. Для сравнения в таблице даны дисперсии температуры σ_0 , оцененные по исходной выборке наблюдений, и средние квадра-

Средние квадратические отклонения (σ_0) и средние квадратические ошибки определения температуры по данным трех (σ_1) и четырехкомпонентных (σ_2), статистических моделей, а также погрешности измерения ее радиозондом ε_0 [8]

Станция	Изобарические поверхности, мбар										Статистический параметр
	Земля	850	700	500	400	300	200	150	100	50	

Январь

Коппермайн	7,3	5,6	5,7	5,2	4,5	3,7	3,8	3,9	4,3	4,9	σ_0
	1,0	0,6	0,4	0,4	0,7	0,8	0,3	0,2	1,0	1,3	σ_1
	0,6	0,5	0,4	0,3	0,6	0,6	0,2	0,2	0,9	1,0	σ_2
Москва	7,6	5,3	5,3	4,8	4,1	2,9	6,5	5,4	6,2	7,2	σ_0
	0,5	0,5	0,5	0,6	0,7	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4	σ_1
	0,3	0,4	0,4	0,4	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	σ_2
Ашхабад	6,6	6,6	5,6	4,4	4,0	3,2	4,3	3,1	3,1	3,3	σ_0
	0,5	0,5	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,7	0,8	σ_1
	0,2	0,5	0,2	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	σ_2
Аден	1,8	1,9	1,5	1,3	1,4	1,3	1,5	1,6	2,5	3,9	σ_0
	0,8	0,3	0,5	0,6	0,5	0,5	0,3	0,2	0,9	0,1	σ_1
	0,4	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5	0,3	0,2	0,4	0,1	σ_2

Июль

Коппермайн	4,3	4,3	3,2	3,2	3,3	3,0	4,1	1,9	1,4	1,1	σ_0
	0,8	0,1	0,2	0,4	0,4	0,9	0,3	0,6	0,5	0,5	σ_1
	0,5	0,1	0,2	0,3	0,2	0,5	0,3	0,5	0,5	0,5	σ_2
Москва	4,6	3,5	2,9	3,0	3,1	2,9	4,9	2,9	2,3	1,7	σ_0
	0,3	0,5	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,6	0,3	σ_1
	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	σ_2
Ашхабад	4,0	2,9	2,7	2,8	3,6	2,5	1,9	2,0	2,9	3,0	σ_0
	0,3	0,5	0,5	0,4	0,2	0,4	0,4	0,4	0,7	0,4	σ_1
	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,4	σ_2
Аден	3,0	2,1	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,8	3,1	2,8	σ_0
	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,3	0,3	0,9	0,7	σ_1
	0,1	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,2	0,2	0,0	0,5	σ_2
	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	ε_0

тические погрешности измерения этого физического параметра радиозондом ε_0 , величины которых заимствованы из [8].

Анализ таблицы показывает, что локальные ошибки определения профиля температуры уже после исключения ее вариаций в направлении трех первых векторов почти повсеместно, исключая лишь полярные и тропические широты, в основном меньше средней квадратической погрешности стандартных измерений этого метеопараметра радиозондом. Только в полярных и тропических районах для точной оценки температурного профиля необходимо использовать четырехкомпонентную статистическую модель атмосферы. Правда, в некоторых случаях и такая модель дает здесь несколько большую погрешность, чем ошибка стандартных радиозондовых измерений. Однако эта погрешность не столь велика и нигде не превышает по своей величине критерия отбраковки данных температуры (1° для тропосферы и 2° для стратосферы), который был установлен Всемирной метеорологической организацией для температурного зондирования атмосферы.

Таким образом, оценка локальных погрешностей аппроксимации профиля температуры малопараметрической вероятностной моделью, построенной для некоторого квазиоднородного района, позволяет сделать общий вывод о том, что для оперативного решения задач, связанных с дистанционным определением оптико-физических параметров атмосферы и подстилающей поверхности, действительно, целесообразно пользоваться не статистикой отдельных станций, а комплексом обобщенных характеристик (параметрами локальных моделей), описывающих адекватным образом вертикальную структуру метеорологического поля в глобальном масштабе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Термическое зондирование атмосферы со спутников. Л., Гидрометеиздат, 1970. 408 с.
2. Головки В. А., Комаров В. С. К вопросу о влиянии изменчивости априорных данных на точность решения задачи термического зондирования атмосферы. — Труды «ВНИИГМИ — МЦД», 1977, вып. 42, с. 3—7.
3. Яковлева Н. И. Применение статистических главных компонентов для целей объективной классификации метеорологических станций и полей. — «Метеорология и гидрология», 1970, № 2, с. 23—32.
4. Комаров В. С. Основные принципы и результаты климатического районирования территории СССР методом многомерного анализа вертикальной структуры некоторых метеорологических полей в целях моделирования процессов реальной атмосферы. — «Труды НИИАК», 1972, вып. 79, с. 37—53.
5. Vogler P. Über die Verwendung natürlicher orthogonaler Funktionen zur Auswahl analoger Feldverteilungen. «Abh. Meteorol. Dienst», DDR, Bd. 14 N 110, 1973, s. 56—65.
6. Румшинский Л. З. Математическая обработка результатов эксперимента М., «Наука», 1971. 115 с.
7. Комаров В. С. Статистическая структура поля влажности в свободной атмосфере над территорией СССР. — «Труды НИИАК», 1971, вып. 70, 224 с.
8. Наблюдения на гидрометеорологической сети СССР. Определение понятий гидрометеорологических элементов и оценка точности наблюдений. Под ред. О. А. Городецкого. Л., Гидрометеиздат, 1970. 665 с.

Б. А. ЕРШОВ, А. В. ИВАНОВА (ЛГУ)

УПРУГИЕ КОЛЕБАНИЯ САМОЛЕТА В НЕСТАЦИОНАРНОМ ПОЛЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПОРЫВА

Потребности современного авиа- и ракетостроения вызывают необходимость введения в практику новых расчетных моделей, которые в достаточно полной степени отражали бы специфику исследуемых конструкций и условий, в которых они работают, и в то же время были бы достаточно эффективны в смысле возможности построения решения. Этим обусловлен переход к неизотропной модели поля случайного вертикального порыва. Эта модель позволяет рассматривать переходы к различным по пространству характеристикам полей, что представляет собой дальнейшее приближение к реальным условиям.

В работе также сделан переход от традиционной модели летательного аппарата (ЛА) к дискретно-континуальной, т. е. к модели, сочетающей непрерывные элементы, с дискретными (с сосредоточенными массами и моментами инерции, скачкообразными изменениями геометрических параметров и т. д.) [5]. Такой подход основан на использовании аппарата обобщенных функций.

Рассматриваемая дискретно-континуальная модель ЛА представляет собой систему тонкостенных перекрещивающихся балок, имеющих кусочно-постоянное распределение изгибной жесткости и массы и сосредоточенные включения в массу.

Рассмотрим поперечные упругие колебания конструкции ЛА, движущегося с постоянной горизонтальной скоростью V_0 под действием случайного поля вертикального порыва $W_m(x_0, z_0)$.

Оси x_0, z_0 земной системы координат параллельны плоскости горизонта. Расположение подвижных (связанных) систем координат показано на рисунке.

Изгибные колебания конструкции ЛА в связанных системах координат описываются следующей системой дифференциальных уравнений:

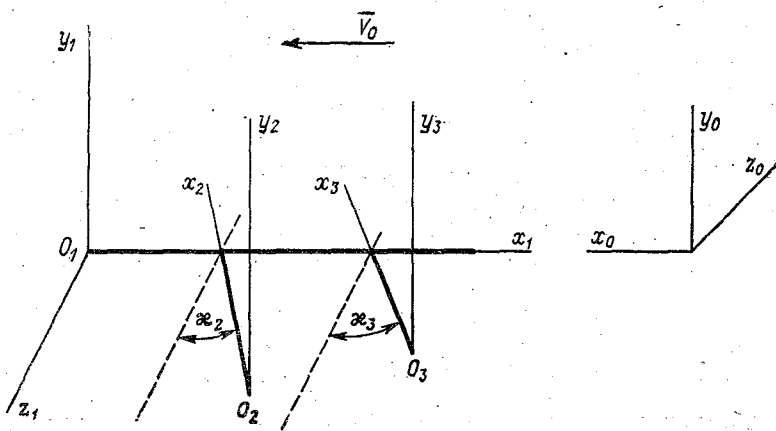
$$\frac{\partial^2}{\partial x_a^2} \left[E_a I_a(x_a) \frac{\partial^2 v_a}{\partial x_a^2} \right] + m_a(x_a) \frac{\partial^2 v_a}{\partial t^2} = F_{M_a}(x_a, z_a, t) + F_{W_a}(x_a, z_a, t), \quad (1)$$

где значения $\alpha = 1, 2, 3$ относятся к фюзеляжу, крылу и стабилизатору соответственно; $v_\alpha(x_\alpha, z_\alpha, t)$ — деформация элементов конструкции ЛА по оси y_α ; $E_\alpha I_\alpha(x_\alpha)$ — изгибная жесткость; $m_\alpha(x_\alpha)$ — погонная масса; $F_{M_\alpha}(x_\alpha, z_\alpha, t)$ — подъемная погонная сила, вызванная деформацией ЛА; $F_{W_\alpha}(x_\alpha, z_\alpha, t)$ — подъемная сила, определяемая вертикальной скоростью порыва W_m . Функции F_{M_α} и F_{W_α} имеют вид [1]:

$$F_{M_\alpha} = \frac{-\pi \rho b_\alpha \ddot{v}_\alpha(x_\alpha, z_\alpha, t)}{2} - \pi \rho V_0 \int_0^t \ddot{v}_\alpha(x_\alpha, z_\alpha, t) \Phi(t-t_1) dt_1,$$

$$F_{W_\alpha} = \pi \rho V_0 \int_0^t W(x_\alpha - V_0 t_1, z_\alpha) \Psi(t-t_1) dt_1,$$

где $\Phi(t)$ — функция Вагнера; $\Psi(t)$ — функция Кюсснера; b_α — половина длины относительной полухорды; ρ — плотность воздуха.



Изгибная жесткость определяется выражением

$$E_\alpha I_\alpha(x_\alpha) = E_\alpha I_{\alpha 0} \left[1 + \sum_{i=1}^{m_\alpha} \alpha_{ai} \sigma_0(x_\alpha - x_{ai}) \right],$$

а погонная масса

$$m_\alpha(x_\alpha) = m_{\alpha 0} \left[1 + \sum_{i=1}^{m_\alpha} \beta_{ai} \sigma_0(x_\alpha - x_{ai}) + \sum_{i=1}^{m_\alpha} M_{ai} \delta_1(x_\alpha - x_{ai}) \right],$$

где α_{ai} , β_{ai} — параметры скачков; $m_{\alpha 0} M_{ai}$ — величины сосредоточенных масс в сечениях $x_\alpha = x_{ai}$; σ_0 — единичная функция; δ_1 — δ -функция Дирака.

Начальные условия для системы (1) — нулевые.

Граничные условия:

$$\frac{\partial^3 v_\alpha(x_\alpha, t)}{\partial x_\alpha^3} = \frac{\partial^2 v_\alpha(x_\alpha, t)}{\partial x_\alpha^2} = 0 \quad (2)$$

при $x_\alpha = 0$ ($\alpha = 1, 2, 3$), $x_1 = l_1$.

Условия сопряжения:

$$\left. \begin{aligned} v_1(x_1, t) &= v_\alpha(x_\alpha, t), \\ \frac{\partial v_1(x_1, t)}{\partial x_1} &= \frac{\partial v_\alpha(x_\alpha, t)}{\partial x_\alpha} \sin \kappa_\alpha, \end{aligned} \right\} \begin{aligned} x_1 &= a_\alpha, \\ x_\alpha &= l_\alpha, \\ (\alpha &= 2, 3), \end{aligned} \quad (3)$$

где κ_2, κ_3 — углы стреловидности крыла и стабилизатора;

$$\left\{ \frac{\partial}{\partial x_1} \left[E_1 I_1(x_1) \frac{\partial^2 v_1(x_1, t)}{\partial x_1^2} \right] \right\}_{a_\alpha - 0}^{a_\alpha + 0} = 2 \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left[E_\alpha I_\alpha(x_\alpha) \frac{\partial^2 v_\alpha(x_\alpha, t)}{\partial x_\alpha^2} \right], \quad (3')$$

$$x_\alpha = l_\alpha;$$

$$\left[E_1 I_1(x_1) \frac{\partial^2 v_1(x_1, t)}{\partial x_1^2} \right]_{a_\alpha - 0}^{a_\alpha + 0} = 2 E_\alpha I_\alpha(x_\alpha) \frac{\partial^2 v_\alpha(x_\alpha, t)}{\partial x_\alpha^2} \sin \kappa_\alpha, \quad (3'')$$

$$x_\alpha = l_\alpha (\alpha = 2, 3).$$

Здесь l_α — длина элемента конструкции.

Решение системы (1) ищем в виде

$$v_\alpha(x_\alpha, t) = X_\alpha^T(x_\alpha) T(t),$$

где $X_\alpha^T(x_\alpha) = [X_{\alpha 1}(x_\alpha), \dots, X_{\alpha n}(x_\alpha)]$,

$$T^T(t) = [T_1(t), \dots, T_n(t)].$$

Собственные функции $X_\alpha(x_\alpha)$ определяются уравнениями

$$[E_\alpha I_\alpha(x_\alpha) X_\alpha''(x_\alpha)]'' = m_\alpha(x_\alpha) \nu_\alpha^2 X_\alpha(x_\alpha) \quad (4)$$

с соответствующими граничными условиями. Здесь ν_α — частота собственных колебаний.

Точное решение уравнения вида (4) можно найти с помощью сплайн-преобразования аргумента [3, 4]:

$$x_\alpha = u_\alpha + \sum_{i=1}^{m_\alpha} \gamma_{\alpha i} (u_\alpha - u_{\alpha i}) \sigma_0(u_\alpha - u_{\alpha i}),$$

где u_α — новый аргумент; $\gamma_{\alpha i}$ — параметры сплайн-преобразования; $u_{\alpha i} = u_\alpha(x_{\alpha i})$.

В результате применения сплайн-преобразования к первому из уравнений (4) получим следующее выражение для k -й собственной формы колебаний фюзеляжа (индекс α в дальнейшем опускается):

$$X_k(u) = \sum_{s=0}^3 X_k^{(s)}(0) \Phi_s(u),$$

где

$$\begin{aligned} \Phi_s(u) = & Y_s(u) + \sum_{r=1}^3 \sum_{i=1}^m \eta_{ri}^* A_{irs} Y_r(u - u_i) \sigma_0(u - u_i) + \\ & + k_k^4 \sum_{i=1}^m a_i M_i A_{ios} Y_3(u - u_i) \sigma_0(u - u_i) \end{aligned} \quad (5)$$

— обобщенные функции Крылова.

В (5) использованы следующие обозначения:

$$A_{irs} = Y_{su}^{(r)}(u_i) + \sum_{l=0}^3 \sum_{j=1}^{i-1} \eta_{lj}^{(r)}(u_i) A_{jls};$$

$$\eta_{lj}^{(r)}(u_i) = \eta_{lj}^* Y_{lu}^{(r)}(u_i - u_j), \quad l = 1, 2, 3;$$

$$\eta_{0j}^{(r)}(u_i) = a_j M_j k_k^4 Y_{3u}^{(r)}(u_i - u_j);$$

$$\eta_{1i}^* = \gamma_i \left(\sum_{j=0}^{i-1} \gamma_j \right)^{-1}; \quad \eta_{2i}^* = \delta_{i0}^* \left(\sum_{j=0}^{i-1} \alpha_j \right) \left(\sum_{j=0}^{i-1} \gamma_j \right)^{-2};$$

$$\eta_{3i}^* = \delta_{i1}^* \left(\sum_{j=0}^{i-1} \alpha_j \right) \left(\sum_{j=0}^{i-1} \gamma_j \right)^{-3};$$

$$\delta_{i0}^* = \left(\sum_{j=0}^i \gamma_j \right)^2 \left(\sum_{j=0}^i \alpha_j \right)^{-1} - \left(\sum_{j=0}^{i-1} \gamma_j \right) \left(\sum_{j=0}^{i-1} \alpha_j \right)^{-1};$$

$$\delta_{i1}^* = \left(\sum_{j=0}^i \delta_{j0} \right) \left(\sum_{j=0}^i \gamma_j \right) - \left(\sum_{j=0}^{i-1} \delta_{j0} \right) \left(\sum_{j=0}^{i-1} \gamma_j \right);$$

$$\delta_{i0} = \left(\sum_{j=0}^i \gamma_j \right)^2 \left(\sum_{j=0}^i \alpha_j \right)^{-1} - \left(\sum_{j=0}^{i-1} \gamma_j \right)^2 \left(\sum_{j=0}^{i-1} \alpha_j \right)^{-1};$$

$$\delta_{i1} = \left(\sum_{j=0}^i \delta_{j0} \right) \left(\sum_{j=0}^i \gamma_j \right) - \left(\sum_{j=0}^{i-1} \delta_{j0} \right) \left(\sum_{j=0}^{i-1} \gamma_j \right);$$

$$\delta_{i2} = \left(\sum_{j=0}^i \delta_{j0} \right) \left(\sum_{j=0}^i \gamma_j \right)^2 - \left(\sum_{j=0}^{i-1} \delta_{j0} \right) \left(\sum_{j=0}^{i-1} \gamma_j \right)^2;$$

$$\alpha_i = \left(\sum_{j=0}^i \delta_{j2} \right) \left(\sum_{j=0}^i \gamma_j^* \right); \quad \gamma_i^* = \left(\sum_{j=0}^i \gamma_j \right)^{-1} - \left(\sum_{j=0}^{i-1} \gamma_j \right)^{-1};$$

$$\gamma_i = \left(\sum_{j=0}^i \alpha_j \right)^{\frac{1}{4}} \left(\sum_{j=0}^i \beta_j \right)^{-\frac{1}{4}} - \left(\sum_{j=0}^{i-1} \alpha_j \right)^{\frac{1}{4}} \left(\sum_{j=0}^{i-1} \beta_j \right)^{-\frac{1}{4}};$$

$$h_k^4 = \frac{m_0 v_k^2}{EI_0}; \quad Y_s - \text{функции Крылова.}$$

Аналогично определяются $X_{2k}(x_2)$ и $X_{3k}(x_3)$.

Общие решения уравнений (4) запишем в виде [2]:

$$X_1(x_1) = C_0 \Phi_{10}(x_1) + C_1 \Phi_{11}(x_1) + \parallel_{a_2 \leq x_1} C_2 \Phi_{13}(x_1 - a_2) + \\ + C_3 \Phi_{12}(x_1 - a_2) + \parallel_{a_3 \leq x_1} C_4 \Phi_{13}(x_1 - a_3) + C_5 \Phi_{12}(x_1 - a_3),$$

$$X_2(x_2) = C_6 \Phi_{20}(x_2) + C_7 \Phi_{21}(x_2),$$

$$X_3(x_3) = C_8 \Phi_{30}(x_3) + C_9 \Phi_{31}(x_3).$$

Граничные условия и условия сопряжения, которые получают-ся после разделения переменных из приведенных ранее усло-вий (2) и (3, 3', 3''), дают однородную систему для определения постоянных C_i ($i = 0, 9$).

Собственные частоты колебаний определяются из условия ра-венства нулю определителя этой системы.

Отметим, что компоненты векторов $X_\alpha(x_\alpha)$ ортогональны с ве-сом $m_\alpha(x_\alpha)$:

$$\int_0^{l_\alpha} m_\alpha(x_\alpha) X_{\alpha k}(x_\alpha) X_{\alpha p}(x_\alpha) dx_\alpha = 0 \quad (k \neq p)$$

и

$$\int_0^{l_\alpha} m_\alpha(x_\alpha) X_{\alpha k}^2(x_\alpha) dx_\alpha = \frac{l_\alpha}{4} \cdot \frac{m_{\alpha 0}}{E_\alpha I_{\alpha 0}} E_\alpha I_\alpha(l_\alpha) X_{\alpha k}^2(l_\alpha).$$

Обобщенная координата $T(t)$ определяется дифференциаль-ным уравнением

$$L'_\alpha \ddot{T} + v_\alpha^2 L'_\alpha T = Q_{M_\alpha}(t) + Q_{W_\alpha}(t),$$

$$T(0) = \dot{T}(0) = 0,$$

$$\text{где } L'_\alpha = \int_0^{l_\alpha} m_\alpha X_\alpha X_\alpha^T dx_\alpha;$$

$$Q_{M_\alpha} = \int_0^{t_\alpha} F_{M_\alpha} X_\alpha dx_\alpha;$$

$$Q_{W_\alpha} = \int_0^{t_\alpha} F_{W_\alpha} X_\alpha dx_\alpha.$$

Введем обозначения:

$$L\{T(t)\} = T(p), L\{\Phi(t)\} = \Phi(p), L\{\Psi(t)\} = \Psi(p),$$

где $L\{\dots\}$ — преобразование Лапласа.

Вычислим преобразование Лапласа от функций $Q_{M_\alpha}(t)$ и $Q_{W_\alpha}(t)$:

$$L\{Q_{M_\alpha}(t)\} = -\pi\rho\left(\frac{b_\alpha}{2} + V_0\Phi(p)\right)p^2 M_\alpha T(p),$$

где $M_\alpha = \int_0^{t_\alpha} X_\alpha(x_\alpha) X_\alpha^T(x_\alpha) dx_\alpha;$

$$L\{Q_{W_\alpha}(t)\} = \pi\rho V_0 p\Psi(p) Q_\alpha(p),$$

где $Q_\alpha(p) = L\{Q_\alpha(t)\} = L\left\{\int_0^{t_\alpha} W(x_\alpha - V_0 t, z) X_\alpha(x_\alpha) dx_\alpha\right\}.$

В результате несложных выкладок получим:

$$T(p) = H(p) Q_\alpha(p),$$

где $H(p) = \pi\rho V_0 p\Psi(p) \left\{ \left[L'_\alpha + \pi\rho \left(\frac{b_\alpha}{2} + V_0\Phi(p) \right) M_\alpha \right] p^2 + v_\alpha^2 L'_\alpha \right\}^{-1}$

или, переходя к оригиналам:

$$T(t) = \int_0^t h(\tau) Q_\alpha(t-\tau) d\tau,$$

где

$$h(t) = L^{-1}\{H(p)\}.$$

Модель неизотропного поля случайного вертикального порыва $W_m(x_0, z_0)$ представлена амплитудно-модулированным полем

$$W_m(x_0, z_0) = m(x_0, z_0) W(x_0, z_0),$$

где $m(x_0, z_0)$ — детерминированная модулирующая функция; $W(x_0, z_0)$ — изотропное однородное поле случайного вертикального порыва с корреляционной функцией $R_W(x_{10}, x_{20}, z_{10}, z_{20})$.

В подвижной системе координат (индекс α опускается) амплитудно-модулированное поле принимает вид

$$W_m(x - V_0 t, z(x)) = m(x - V_0 t, z(x)) W(x - V_0 t, z(x)),$$

а корреляционная функция поля —

$$R_{W_m}(x_1, x_2, t_1, t_2) = m(x_1 - V_0 t_1, z_1(x_1)) \times \\ \times m(x_2 - V_0 t_2, z_2(x_2)) R_W(\xi, \eta, \tau),$$

где $R_W(\xi, \eta, \tau) = M\{W(x_1 - V_0 t_1, z_1(x_1)) W(x_2 - V_0 t_2, z_2(x_2))\}$,

$$(x_2 - x_1)^2 = \xi^2, \quad (z_2 - z_1)^2 = \eta^2, \quad t_2 - t_1 = \tau.$$

Связи между системами координат могут быть представлены следующим образом:

$$x_0 = x - V_0 t, \quad z_0 = -z;$$

$$x_1 = a_2 + (l_2 - x_2) \sin \kappa_2;$$

$$z_1 = (l_2 - x_2) \cos \kappa_2;$$

$$x_1 = a_3 + (l_3 - x_3) \sin \kappa_3;$$

$$z_1 = (l_3 - x_3) \cos \kappa_3.$$

В случае поля $W_m(x_0, z_0)$ корреляционная функция обобщенной силы

$$Q(t) = \int_0^t W_m(u - V_0 t, z(u)) X(u) du$$

будет иметь вид

$$R_Q(t_1, t_2) = M\{Q(t_1), Q^T(t_2)\} = \int_0^{t_1} \int_0^{t_2} m(u - V_0 t_1, z(u)) \times \\ \times m(v - V_0 t_2, z(v)) R_W(|u - v|, |z(u) - z(v)|, t_2 - t_1) \times \\ \times X(u) X^T(v) du dv.$$

Вычислим корреляционную функцию обобщенной координаты

$$T(t) = \int_0^t h(\tau) Q(t - \tau) d\tau;$$

$$\begin{aligned}
R_T(t_1, t_2) &= M\{T(t_1), T^T(t_2)\} = \\
&= \int_0^{t_1} h(\tau_1) \int_0^{t_2} M\{Q(t_1 - \tau_1) Q^T(t_2 - \tau_2)\} h^T(\tau_2) d\tau_1 d\tau_2 = \\
&= \int_0^{t_1} \int_0^{t_2} h(\tau_1) R_Q(t_1 - \tau_1, t_2 - \tau_2) h^T(\tau_2) d\tau_1 d\tau_2 = \\
&= \int_0^{t_1} \int_0^{t_2} \int_0^l \int_0^l m(u - V_0(t_1 - \tau_1), z(u)) m(v - V_0(t_2 - \tau_2), z(v)) \times \\
&\quad \times R_w(|u - v|, |z(u) - z(v)|, t_2 - t_1) h(\tau_1) X(u) X^T(v) \times \\
&\quad \times h^T(\tau_2) d\tau_1 d\tau_2 du dv. \quad (6)
\end{aligned}$$

Дисперсия обобщенной координаты $T(t)$ определяется по формуле

$$\begin{aligned}
D_T(t) &= \int_0^t \int_0^t \int_0^l \int_0^l m(u - V_0(t - \tau_1), z(u)) m(v - V_0(t - \tau_2), z(v)) \times \\
&\quad \times R_w(|u - v|, |z(u) - z(v)|, 0) h(\tau_1) X(u) X^T(v) \times \\
&\quad \times h^T(\tau_2) d\tau_1 d\tau_2 du dv. \quad (7)
\end{aligned}$$

Используя формулы (6) и (7), определим корреляционную функцию и дисперсию деформации $v(x, t) = X^T(x) T(t)$:

$$\begin{aligned}
R_v(x, t_1, t_2) &= X^T(x) R_T(t_1, t_2) X(x), \quad D_v(x, t) = \\
&= X^T(x) R_T(t, t) X(x) = X^T(x) D_T(t) X(x).
\end{aligned}$$

Для определения вероятностных характеристик упругой деформации, используемых при вычислении усталостной долговечности ЛА, необходимо знать частоты собственных колебаний и собственные функции.

Для конкретных расчетов были взяты следующие значения параметров (рассматривалась конструкция ЛА без стабилизатора):

$$m_1 = 11; m_2 = 8; l_1 = 1; l_2 = 0,5;$$

$$\alpha_1 = (\alpha_{1,1}, \dots, \alpha_{1,11}) = (0,5; 0,5; 0,5; 0; 0,5; 0; -0,5; 0; -0,5; -0,5; -0,5);$$

$$\beta_1 = (\beta_{1,1}, \dots, \beta_{1,11}) = \frac{1}{2} \alpha_1; \quad M_1 = (0, 1, 1, 0, 0, 2, 0, 0, 1, 1, 0);$$

$$x_1 = (0,1; 0,2; 0,3; 0,3(3); 0,4; 0,5; 0,6; 0,6(6); 0,7; 0,8; 0,9);$$

$$\alpha_2 = (0,3; \dots; 0,3); \quad \beta_2 = (0,2; \dots; 0,2);$$

$$M_2 = (0, 0, 1, 0, 0, 1, 0, 0);$$

$$x_2 = \frac{1}{2} (0,2; 0,3; 0,4; 0,5; 0,6; 0,7; 0,8; 0,9).$$

В результате выполненных на ЭВМ вычислений получены первые частоты и формы колебаний.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бисплингхофф Р. Л., Эшли Х., Халфмэн Р. Л. Аэроупругость. М., ИЛ, 1958. 799 с.
2. Ершов Б. А. Деформация упругого самолета при полете в турбулентной атмосфере. — «Межвузовский сб.», изд. ЛПИ, 1976, вып. 61, с. 90—102. (ЛГМИ).
3. Ершов Б. А., Иванова А. В. Движение гибкого крыла переменной жесткости и массы в турбулентном потоке. — «Межвузовский сб.», изд. ЛПИ 1977, вып. 64, с. 29—36. (ЛГМИ).
4. Лазарян В. А., Конашенко С. И. Обобщенные функции в задачах механики. Киев, «Наукова думка», 1974. 189 с.
5. Образцов И. Ф. Развитие теории пластин и оболочек при создании конструкций современных летательных аппаратов. — В кн.: Теория и практика проектирования пассажирских самолетов. М., «Наука», 1976, с. 61—73.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Г. Г. Тарakanов. Основные результаты научных исследований в области метеорологии в ЛГМИ	3
В. И. Воробьев. Основные результаты исследований облачного покрова северного полушария по спутниковым данным	13
Л. Т. Матвеев. Об исследованиях по динамике облаков	31
В. Г. Морачевский. Особенности фазовых переходов воды в загрязненной атмосфере	46
Ю. Н. Волконский. Основные аспекты проблемы комплексации прогно- стической информации	61
В. А. Ременсон, Д. В. Финогеев. К проблеме сверхкраткосрочного авиационного прогноза погоды	65
К. В. Кондратович. Комплексная методика долгосрочного прогноза погоды по району Северной Атлантики	75
Б. Д. Панин, А. А. Макоско. О вариационно-разностной форме урав- нений движения, удовлетворяющей интегральному закону	84
А. М. Баранов. Исследование низких облаков и ограниченной види- мости для обеспечения безопасности полетов в условиях, близких к ми- нимумам	93
П. Н. Белов. Параметризация процессов подсеточного масштаба в прогностических моделях атмосферы	96
Ю. Ж. Альтер-Залик, М. А. Герман, А. Д. Кузнецов, Г. Ф. Попов. Перспективы создания аэростатно-спутникового комплекса получения метеорологической информации	111
В. Д. Еникеева, В. Н. Киселев, С. И. Мазовер. Оптимальные алго- ритмы анализа метеорологической информации на ЭВМ при планирова- нии полетов современной авиации	125
В. С. Комаров. Результаты численных экспериментов по малопара- метрическому описанию крупномасштабной структуры полей температуры и влажности в атмосфере северного полушария	135
Б. А. Ершов, А. В. Иванова. Упругие колебания самолета в нестацио- нарном поле вертикального порыва	144

Межвузовский сборник, вып. 73

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТЕОРОЛОГИИ

Редактор *З. Б. Ваксенбург*

Корректор *Л. В. Ломакина*

Обложка художника *Н. И. Кулагина.*

Сдано в набор 18.01.80.	Подписано в печать 30.03.81.	М-28841
Формат бумаги 60×90 ¹ / ₁₆ .	Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая.	
Печ. л. 10. Уч. изд. л. 10	Тираж 500 экз.	Зак. 101.
Доп. план 1981 г. Поз. 145.		Цена 1 р. 50 к.

ЛПИ имени М. И. Калинина. 195251, Ленинград, Политехническая ул., 29
Типография ВОК ВМФ